

**T.C.  
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**



**BÜYÜKBOSTANCI-ÇİÇEKPINAR (BALIKESİR) KÖYLERİ  
CİVARINDAKİ HALLAÇLAR VOLKANİTLERİNİN  
PETROGRAFİSİ VE PETROLOJİSİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**FERHAT BOZAN**

**BALIKESİR, HAZİRAN - 2019**

**T.C.  
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**



**BÜYÜKBOSTANCI-ÇİÇEKPINAR (BALIKESİR) KÖYLERİ  
CİVARINDAKİ HALLAÇLAR VOLKANİTLERİNİN  
PETROGRAFİSİ VE PETROLOJİSİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**FERHAT BOZAN**

**Jüri Üyeleri: Prof. Dr. Zafer ASLAN (Tez Danışmanı)  
Prof. Dr. Tamer KORALAY  
Dr. Öğr. Üyesi M. Selman AYDOĞAN**

**BALIKESİR, HAZİRAN - 2019**

## KABUL VE ONAY SAYFASI

**Ferhat BOZAN** tarafından hazırlanan “**BÜYÜKBOSTANCI-ÇİÇEKPINAR (BALIKESİR) KÖYLERİ CİVARINDAKİ HALLAÇLAR VOLKANİTLERİNİN PETROGRAFİSİ VE PETROLOJİSİ**” adlı tez çalışmasının savunma sınavı 14.06.2019 tarihinde yapılmış olup aşağıda verilen jüri tarafından oy birliği / ~~oy çokluğu~~ ile Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

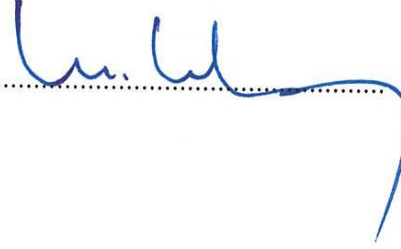
Danışman  
Prof. Dr. Zafer ASLAN

  
.....

Üye  
Prof.Dr. Tamer KORALAY

  
.....

Üye  
Dr.Öğr.Üyesi M. Selman AYDOĞAN

  
.....

Jüri üyeleri tarafından kabul edilmiş olan bu tez Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulunca onanmıştır.

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Prof. Dr. Necati ÖZDEMİR

.....

**Bu tez çalışması Balıkesir Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri  
Birimi tarafından 2018/049 nolu proje ile desteklenmektedir.**

## ÖZET

**BÜYÜKBOSTANCI-ÇİÇEKPINAR (BALIKESİR) KÖYLERİ  
CİVARINDAKİ HALLAÇLAR VOLKANİTLERİNİN  
PETROGRAFİSİ VE PETROLOJİSİ  
YÜKSEK LİSANS TEZİ  
FERHAT BOZAN  
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI  
(TEZ DANIŞMANI: PROF. DR. ZAFER ASLAN)  
BALIKESİR, HAZİRAN- 2019**

Bu çalışmanın konusunu, Sakarya Zonu'nda yer alan Biga Yarımadası'nda Neotetis Okyanusunun kuzey kolunun kapanması ve bu kapanmayı takiben gerçekleşen kıta-kıta çarpışması neticesinde meydana gelmiş Oligo-Miyosen yaşlı Hallaçlar Volkanitlerinin Büyükbostancı ve Çiçekpınar Mahalleleri (Balıkesir) çevresinde yüzeyleyen örneklerinin petrografisi, mineral kimyası ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesini oluşturur.

İnceleme alanındaki Hallaçlar volkanitleri genellikle andezit bileşimindedirler. Petrografik olarak plajiyoklaz, piroksen, amfibol, biyotit ile opak minerallerden oluşmaktadır. Volkanik kayalar mikrolitik porfirik, porfirik, akma, sferülitik, camsı, glomeroporfirik doku mineraller ise elek ve körfez yapısı gösterirler. Oligo-Miyosen yaşlı Hallaçlar volkanitlerindeki mineral kimyası analiz sonuçlarından plajiyoklazların andezin ( $An_{33-47}Ab_{49-61}Or_{2-6}$ ) ve labradorit ( $An_{60-62}Ab_{34-38}Or_{1-4}$ ), piroksenlerin ojit ve enstatit ( $Wo_{43}En_{75}Fs_{36}-Wo_1En_{38}Fs_{14}$ ), biyotitlerin ise Mg'lu biyotit oldukları bulunmuştur. Jeotermobarometrik olarak volkanik kayalardaki biyotit mineralinden magmanın sıcaklığının 798-843 °C ve basıncının 0.67-1.93 kbar olduğu hesaplanmıştır.

İncelenen volkanik kayalar jeokimyasal olarak yüksek potasyum içerikli ve kalk-alkali karakterlidirler. Volkanik kayaların, fraksiyonel kristalleşme ve asimilasyon süreçlerinin sonunda farklılaştıkları sonucuna varılmıştır. Çalışma alanına ait volkanik kayalarda LIL elementler ve LRE elementlerde zenginleşme, HFS elementler ve HRE elementlerde ise tüketilme izlenmiştir. Bu durum yitim bileşeni ile zenginleşmiş manto kökenli magmalara benzerlik gösterir. Tektonik olarak kayalar volkanik yay kayalarının özelliklerini göstermektedir.

Sonuç olarak, volkanik kayacı oluşturan magma zenginleşmiş litosferik mantodan türemiştir. Volkanikler çarpışma sonrası ürünler olup yitimle ilişkilidir.

**ANAHTAR KELİMELELER:** Hallaçlar volkaniti, Oligo-Miyosen volkanizması, mineral kimyası, jeotermobarometre, jeokimya, Biga Yarımadası.

## ABSTRACT

**PETROGRAPHY AND PETROLOGY OF THE HALLAÇLAR VOLKANITE  
AROUND BÜYÜKBOSTANCI AND ÇİÇEKPINAR NEIGHBORHOODS  
(BALIKESİR)  
MSC THESIS  
FERHAT BOZAN  
BALIKESİR UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE  
GEOLOGICAL ENGINEERING  
(SUPERVISOR: PROF. DR. ZAFER ASLAN)  
BALIKESİR, JUNE- 2019**

The aim of this study is to investigate the petrography, mineral chemistry and geochemistry properties of the Oligo-Miocene aged Hallaçlar Volcanites around Büyükbostancı and Çiçekpınar Neighborhoods (Balıkesir). The closure of the northern branch of the Neotethys ocean in the Biga Peninsula in the Sakarya Zone, the Oligo-Miocene Hallaçlar Volcanites which were formed as a result of the continent-continent collision following this closure.

In the study area, the Hallaçlar volcanics are generally in the composition of andesite. Petrographically, plagioclase, pyroxene, amphibole, biotite and opaque oxide are the main minerals. Volcanic rocks show microlitic porphyry, porphyric, sieve, flow, spherulitic, glassy, glomeroporphoric and corrod structure. The analysis of the mineral chemistry of the Oligo-Miocene Hallaçlar volcanics revealed that the plagioclases were andesin ( $An_{33-47}Ab_{49-61}Or_{2-6}$ ) and labradorite ( $An_{60-62}Ab_{34-38}Or_{1-4}$ ), pyroxenes were augite and enstatite ( $Wo_{1-43}En_{38-75}Fs_{14-36}$ ) and biotites were Mg-biotite. Geothermobarometrically, the temperature of the magma from the biotite mineral in the volcanic rocks was calculated as 798-843 ° C and its pressure was 0.67-1.93 kbar.

Geochemically, the investigated volcanic rocks are high potassium content and calc-alkaline character. It was concluded that the volcanics rocks differ at the fractional crystallization and the assimilation processes. Studied volcanic rocks were enriched LILE and LRE elements, while HFS elements and HRE elements decreased. With this feature, volcanic rocks have similarities with the subduction component and the mantle-like magmas. It is observed that the rocks are located in the volcanic arc area as a tectonic setting. Tectonically, the rocks show the characteristics of volcanic arc rocks.

As a result, the magma of the volcanic rock is derived from enriched lithospheric mantle. Volcanics are products after collision and are related to subduction.

**KEYWORDS:** Hallaçlar volcanics, Oligo-Miocene Volcanism, mineral chemistry, geothermobarometry, geochemistry, Biga Peninsula.

# İÇİNDEKİLER

## Sayfa

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
İÇİNDEKİLER.....	iii
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
TABLO LİSTESİ.....	viii
SEMBOL LİSTESİ.....	ix
ÖNSÖZ.....	x
<b>1. GİRİŞ</b> .....	1
1.1 İnceleme Alanının Coğrafik Konumu ve Özellikleri.....	1
1.2 Bölgesel Jeoloji.....	3
1.3 Biga Yarımadası'nın Yapısal Jeolojisi.....	12
1.4 Önceki Çalışmalar.....	13
<b>2. YAPILAN ÇALIŞMALAR</b> .....	18
2.1. Materyal ve Yöntem.....	18
2.1.1 Arazi Çalışmaları.....	18
2.1.2 Laboratuvar Çalışmaları.....	18
2.1.2.1 İnce Kesitlerin Hazırlanması.....	18
2.1.2.2 Petrografik Çalışmalar ve Mikro Fotoğrafların Çekimi.....	19
2.1.2.3 Örneklerin Kimyasal Analize Hazır Hale Getirilmesi.....	19
2.1.2.4 Kimyasal Analizler.....	19
2.1.2.4.1 Elektron Mikroprob Analizleri (EPMA).....	19
2.1.2.4.2 Tüm Kayaç Analizleri.....	20
2.1.3 Büro Çalışmaları.....	20
<b>3. BULGULAR</b> .....	21
3.1 Çalışma Alanının Stratigrafisi ve Petrografisi.....	21
3.1.1 Yayla Melanjı.....	25
3.1.2 Hallaçlar Volkaniti.....	27
3.1.3 Soma Formasyonu.....	34
3.1.4 Alüvyon.....	35
3.2 Mineral Kimyası.....	35
3.2.1 Plajiyoklaz.....	35
3.2.2 Biyotit.....	39
3.2.3 Piroksen.....	43
3.3 Volkanitlerde Jeotermobarometre Hesaplamaları.....	48
3.3.1 Plajiyoklaz Jeotermometresi.....	48
3.3.2 Piroksen Jeotermometresi.....	49
3.3.3 Tüm Kayaç SiO <sub>2</sub> (%) -P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%) Jeotermometresi.....	50
3.3.4 Biyotit Jeotermometresi ve Jeobarometresi.....	51
3.4 Jeokimya.....	53
3.4.1 Giriş.....	53
3.4.2 Ana Oksit ve İz Element Analizleri.....	53
3.5 Petrojenez.....	61
3.5.1 Kısmi Ergime.....	61
3.5.2 Fraksiyonel Kristallenme.....	63
3.5.3 Asimilasyon.....	66
3.6 İz ve Nadir Toprak Element Jeokimyası.....	71

3.6.1	İz Element Jeokimyası .....	71
3.6.2	Nadir Toprak Element Jeokimyası.....	72
3.7	Volkanik Kayaçların Tektonik Ortamı.....	73
3.8	Ana Magmanın Kökeni .....	76
<b>4.</b>	<b>SONUÇ VE DEĞERLENDİRME</b> .....	<b>79</b>
<b>5.</b>	<b>KAYNAKLAR</b> .....	<b>81</b>





## ŞEKİL LİSTESİ

### Sayfa

- Şekil 1.1:** Çalışma alanının yer bulduru haritası ..... 2
- Şekil 1.2:** Alp-Himalaya orojenik kuşağı ve Türkiye'nin konumu (Şengör, 1987). ..... 3
- Şekil 1.3:** Türkiye'nin tektonik birlikleri ve ana tektonik hatları haritası (Okay ve Tüysüz, 1999). ..... 4
- Şekil 1.4:** Biga Yarımadasının genelleştirilmiş dikme kesiti (Atabey vd., 2004; Dönmez vd., 2005 ve Günaydın, 2017) ..... 5
- Şekil 1.5:** KB Anadolu (Biga Yarımadası)'daki kayaçların dağılımlarını gösteren jeolojik harita (MTA Genel Müdürlüğü, 2016 1/1.000.000 ölçekli jeoloji haritası) (Aydın vd., 2019). ..... 6
- Şekil 1.6:** Biga Yarımadası'ndaki Eosen ve Oligosen yaşlı plütonik ve volkanik kayaçların dağılımı: 1 Asartepe Plütonu, 2 Karabiga Plütonu, 3 Kapıdağ Plütonu, 4 Fıstıklı (Armutlu) Plütonu, 5 İlyasdağ Plütonu; Oligosen / Oligo-Miyosen yaşlı plütonik seri: 6 Kestanbol Plütonu, 7 Evciler Plütonu, 8 Eybek Plütonu, 9 Kozak Plütonu, 10 Ilıca Plütonu, 11 Çataldağ Plütonu. Eosen yaşlı volkanik seri: Balıklıçeşme volkanikleri; Oligosen yaşlı volkanik seri: Sarıkaya / Çan volkanikleri (Akgündüz vd., 2014) .. 10
- Şekil 3.1:** İnceleme alanının stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksizdir.) ..... 22
- Şekil 3.2:** İnceleme alanının jeoloji haritası ..... 23
- Şekil 3.3:** (a) İnceleme alanına ait A-A' jeolojik kesiti (b) B-B' jeolojik kesiti ..... 24
- Şekil 3.4:** (a) Kireçtaşlarında görülen dendritik yapı (b) Yayla Melanj'ına ait kireçtaşı olistolitlerindeki kırıklı ve çatlaklı yapılar (c) Kireçtaşı bloklarında çatlaklarda gelişen kalsit damarı ..... 26
- Şekil 3.5:** Yayla Melanj'i içerisindeki kireçtaşlarına ait kalsit minerallerinin mikroskopik fotoğrafları ..... 26
- Şekil 3.6:** (a) Hallaçlar Volkanitleri'nin Germe Tepe dolaylarındaki arazi görünümü (b) Hallaçlar Volkanitleri'nde Germe Tepe dolaylarında gözlenen çatlak (c) Hallaçlar Volkanitleri'nde Burgaz Tepe dolaylarında gözlenen soğuma çatlağı (d) Andezitlerde izlenen kalsit damarları (e) Andezitlerde ayrışma..... 28
- Şekil 3.7:** (a) Andezitlerde gözlenen akma dokusu (Ç.N. X10) (b) Andezitlerde gözlenen sferülitik doku ve camsı hamur maddesi (Ç.N. X10) ..... 29
- Şekil 3.8:** Andezitlerde gözlenen, (a) Karmaşık zonlu plajiyoklaz fenokristali ve çatlaklar (Ç.N, X10), (b) Albit ikizi gösteren plajiyoklaz (Ç.N, X10), (c) Plajiyoklazın kenar kesimlerinde gözlenen ayrışma (Ç.N, X10), (d) Plajiyoklaz mineralinin kenar bölgelerindeki sünger dokusu (Ç.N, X10) ( Ç.N: Çift Nikol, Pl: Plajiyoklaz) ..... 30
- Şekil 3.9:** Andezitlerde gözlenen (a) Piroksen mineralinde opak mineral kapanımı (Ç.N, X10), ..... 31
- Şekil 3.10:** Andezitlerde gözlenen, (a) Yarı öz şekilli ve çift yönde birbirini ~124° açıyla kesen dilinime sahip amfibol (T.N, X10), (b)

Amfibol minerallerinde kapantı olarak opak mineral bulunması (T.N, X10) (Amp: Amfibol, T.N: Tek Nikol).....	32
<b>Şekil 3.11:</b> Volkanitlerde gözlenen, (a) Biotit mineralinin (001) yüzeyine paralel kesitlerde tek yönlü mükemmel dilinimleri (T.N, X10), (b) Biotit mineralinde dilinimler boyunca gelişmiş opasitleşme (T.N, X10) (Bt: Biotit).....	32
<b>Şekil 3.12:</b> (a) Kuvars kristalindeki körfez dokusu ve camsı doku (Ç.N. X10), (b) Plajiyoklaz mineralinde kapanım şeklinde yer alan apatit mineralleri (Ç.N, X10) (Qz: Kuvars, Ap: Apatit).....	33
<b>Şekil 3.13:</b> (a) Soma Formasyon’unda kireçtaşı kumtaşı ardalanması (b)Soma Formasyon’unda tilting.....	35
<b>Şekil 3.14:</b> Plajiyoklazların Ab-An-Or sınıflama diyagramı (Deer vd., 1992).....	36
<b>Şekil 3.15:</b> Biotit sınıflandırma diyagramı.....	39
<b>Şekil 3.16:</b> Biotitlerin Mg–Li (apfu) karşı Fe(t)+Mn+Ti-Al <sup>VI</sup> (apfu) (Tischendorf vd., 1997) diyagramı. ....	40
<b>Şekil 3.17:</b> Üçlü Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> – FeO (t) –MgO (ağırlıkça) diyagramındaki biyotit kompozisyonunun grafiği (De Albuquerque 1973) I biyotit amfibol ile bir arada var olma; II, diğer ferromagnezyen mineralleri ile birlikte bulunan biyotit; III, muskovit ile birlikte bulunan biyotit; IV, biyotit bir arada alüminosilik ile bulunma .....	41
<b>Şekil 3.18:</b> Al <sup>IV</sup> -Mg (apfu) (hesaplanan 22 oksijen) diyagramında biyotitlerin bileşimleri.....	41
<b>Şekil 3.19:</b> Piroksenlerin Wo-En-Fs üçgen sınıflama diyagramı (Morimoto vd., 1988).....	44
<b>Şekil 3.20:</b> Volkanitlerin içerdiği plajiyoklazlara ait Ab-An-Or üçgen diyagramı. İzoterm eğrilerine ait değerler Fuhrman ve Lindsley (1988)’e göredir.....	49
<b>Şekil 3.21:</b> Andezitlerdeki piroksenler için oluşturulmuş En-Di-Hd-Fs sıcaklık diyagramı. İzoterm eğrileri aralıkları 100°C (Lindsley, 1983; Lindsley ve Andersen, 1983)......	50
<b>Şekil 3.22:</b> Andezitlerin 1 atm (Watson, 1979; kesiksiz mavi çizgi) ve 7.5 kbar (Watson ve Green, 1982; kesikli kırmızı çizgi) basınçlarda çizilen sıcaklık değerlerini gösterir SiO <sub>2</sub> (%) karşı P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%) diyagramı. ....	51
<b>Şekil 3.23:</b> Volkanik kayalardaki biyotit bileşimlerinin Ti (apfu) ve Mg / (Mg + Fe) diyagramı (kesikli eğriler 50°C aralıklı izotermeleri temsil etmektedir) (Henry vd., 2005).....	52
<b>Şekil 3.24:</b> Volkanik kayaların SiO <sub>2</sub> ’ye karşı Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O (TAS) diyagramı (Le Maitre vd., 1989) Alkali- Subalkali ayırım çizgisi Irvine ve Baragar, (1971)’e göredir.....	56
<b>Şekil 3.25:</b> Volkanik kayalarının AFM (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO) diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).....	57
<b>Şekil 3.26:</b> Volkanik kayaların SiO <sub>2</sub> ’e karşılık K <sub>2</sub> O diyagramı (Le Maitre vd., 1989).....	57
<b>Şekil 3.27:</b> İnceleme alanına ait kayaç örneklerinin SiO <sub>2</sub> ’ye karşı ana element element değişim diyagramları.....	59
<b>Şekil 3.28:</b> İnceleme alanına ait kayaç örneklerinin SiO <sub>2</sub> ’ye karşı iz element element değişim diyagramları.....	60
<b>Şekil 3.29:</b> Ni’e karşılık Rb diyagramı (Maaloe, 1985).....	62

<b>Şekil 3.30:</b> Zr/Nb'a karşı Zr/Y diyagramı (Menzies ve Kyle, 1990). ....	62
<b>Şekil 3.31:</b> Volkanitlerin SiO <sub>2</sub> 'e (wt%) karşı Zr (ppm) diyagramı .....	63
<b>Şekil 3.32:</b> Volkanitlerin La-Zr diyagramı .....	64
<b>Şekil 3.33:</b> İnceleme alanındaki volkanik kayalara ait Y (ppm)'a karşı CaO (%) diyagramı (Lambert ve Holland, 1974) .....	65
<b>Şekil 3.34:</b> Volkaniklerdeki ana oksit ve iz element çiftlerinden yararlanılarak çizilen mineral fraksiyonlaşmaları; (a) Zr (ppm)- Nb (ppm), (b) Zr (ppm)-Y (ppm), (c) Zr (ppm)-TiO <sub>2</sub> (%),(d) Ba/Zr- Ba (Vektörler, Pearce ve Norry, 1979'e göredir.), (Pl: Plajiyoklaz, Kpx: Klinopiroksen, Hbl: Hornblend, Bt: Biotit, Mt: Manyetit, Ap: Apatit) .....	66
<b>Şekil 3.35:</b> Çalışma alanındaki volkanik kayaların Ta/Yb-Th/Yb diyagramındaki konumu (Pearce, 1983) .....	68
<b>Şekil 3.36:</b> Volkanitlere ait Zr (ppm) – Zr/Nb diyagramı ( Wilson, 1989a) ....	69
<b>Şekil 3.37:</b> Rb/Y'a karşı Nb/Y diyagramı (Kaygusuz vd., 2006) .....	69
<b>Şekil 3.38:</b> Y/Nb'ye karşı Zr/Nb diyagramı .....	70
<b>Şekil 3.39:</b> TiO <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> O-P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> üçgen diyagramı (ÜK: Üst Kabuk, AK: Alt kabuk) .....	70
<b>Şekil 3.40:</b> Volkanik kayaçlarının N-Tipi OOSB'ye göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).....	72
<b>Şekil 3.41:</b> Kondirite göre normalize edilmiş volkaniklere ait NTE dağılım diyagramı (Kondirit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).....	73
<b>Şekil 3.42:</b> Volkaniklerin Hf/3-Th-Ta üçgen diyagramında gösterimi (Wood ve Joron, 1979), A: N tipi MORB, B: E tipi MORB, C: Plaka içi alkalin bazaltları, D: Volkanik yay bazaltları. ....	74
<b>Şekil 3.43:</b> Volkaniklerin Ti-Zr tektonik diyagramı (Pearce, 1982) .....	75
<b>Şekil 3.44:</b> Nb (ppm)'ye karşı Nb/Th diyagramı (ilksel manto değerleri Hoffmann, 1988'den, MORB+OIB ve yay volkanitleri alanları Schmidberger ve Hegner, 1999'den alınmıştır).....	75
<b>Şekil 3.45:</b> Volkaniklerin Ce/Pb karşı Ce diyagramı (ilksel manto değerleri Hoffmann, 1988'den, MORB+OIB ve yay volkanitleri alanları Schmidberger ve Hegner, 1999 alınmıştır.).....	76
<b>Şekil 3.46:</b> Manto kaynağını gösteren La/Yb'a karşı Nb/La diyagramı (Jahn vd., 1999).....	77
<b>Şekil 3.47:</b> Ba/Nb-La/Nb 'a göre diyagramı (Yay volkanitleri ve Arkeen granülitleri, Jahn ve Zhang, 1984'den; İlksel Manto, Sun ve McDonough, 1989'dan; ort. Kıtasal kabuk, Taylor ve McLennan, 1985 ve Condie, 1993'den; Dupal-OAB, Jahn vd., 1999'dan alınmıştır.).....	77
<b>Şekil 3.48:</b> Th/Y-Nb/Y diyagramı (Pearce, 1983).....	78

## TABLO LİSTESİ

### Sayfa

<b>Tablo 3. 1:</b> Plajiyoklazlara ait mineral kimyası analiz sonuçları .....	37
<b>Tablo 3. 2:</b> Biyotitlere ait mineral kimyası analiz sonuçları .....	42
<b>Tablo 3. 3:</b> Piroksenlere ait mineral kimyası analiz sonuçları .....	45
<b>Tablo 3. 4:</b> Hallaçlar Volkanitleri'nin içerdiği biyotitler kullanılarak Luhr vd. (1984), Uchida vd. (2007) ve Wones (1989)'a göre hesaplanan basınç (P, kbar), sıcaklık (T, °C) ve oksijen fugasitesi değerleri. ....	52
<b>Tablo 3. 5:</b> Hallaçlar Volkaniti'ne ait kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.....	54
<b>Tablo 3. 6:</b> Hallaçlar Volkaniti'ne ait kayaçların nadir toprak element (ppm) analizleri.....	55

## SEMBOL LİSTESİ

<b>AFC</b>	:Asimilasyon fraksiyonel kristallenme
<b>FC</b>	:Fraksiyonel kristallenme (kristal ayrışması)
<b>HFSE</b>	:Yüksek Çekim Alanlı Elementler
<b>HREE</b>	:Ağır Nadir Toprak Elementler
<b>LILE</b>	:Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementler
<b>LREE</b>	:Hafif Nadir Toprak Elementler
<b>MORB</b>	:Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
<b>N-MORB</b>	:Normal type Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
<b>OIB</b>	:Okyanus Adası Bazaltı
<b>REE</b>	:Nadir toprak elementler

## ÖNSÖZ

Bu tez Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda "Yüksek Lisans Tezi" olarak hazırlanmıştır. Tez kapsamında Büyükbostancı ve Çiçekpınar Mahalleleri (Balıkesir) çevresinde yüzeyleyen Hallaçlar Volkanitlerinin petrografik, mineral kimyası ve kayaç kimyası özellikleri aydınlatılmaya çalışılmıştır. Bu çalışma Balıkesir Üniversitesi "Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi" tarafından 2018/049 nolu proje ile desteklenen bu çalışmayı bana öneren ve beni yönlendiren, çalışmanın her aşamasında manevi ve maddi desteğini esirgemeyen bilgi ve deneyimleri ile yol gösteren saygıdeğer hocam Sayın Prof. Dr. Zafer ASLAN' a minnet ve şükranlarımı sunarım.

Tüm-kayaç analizleri ve mineral kimyası (EPMA) analizleri için Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'de emek sarf eden Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU'na ve ince kesitlerin yapımındaki desteklerinden dolayı Dr. Öğr. Üyesi Barış SEMİZ'e teşekkür ederim.

Hayatımda hep yanımda olan değerli annem Mahmure BOZAN'a, arazi çalışmalarım sırasında ve tez yazımında bana yardımcı olan abim Dr. Murat BOZAN'a destek oldukları için çok müteşekkirim.

Balıkesir, 2019

Ferhat BOZAN

# 1. GİRİŞ

Bu çalışmada, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının kuzeyindeki Sakarya zonunun en batısında bulunan Biga Yarımadası'nda Tersiyer zaman aralığında meydana gelmiş olan volkanizmanın gelişimine açıklık getirmek için bu volkanizmanın bir ürünü olan Hallaçlar Volkanitlerinin Balıkesir ili Altieylül ilçesine bağlı Büyükbostancı ve Çiçekpınar mahalleleri çevresinde dom ve lav akıntısı şeklinde yüzeleme veren örneklerinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri irdelenerek volkanizmanın gelişiminde yitim, kabuk ve kaynak zenginleşmesi gibi özelliklerine açıklık getirilmeye çalışılacaktır.

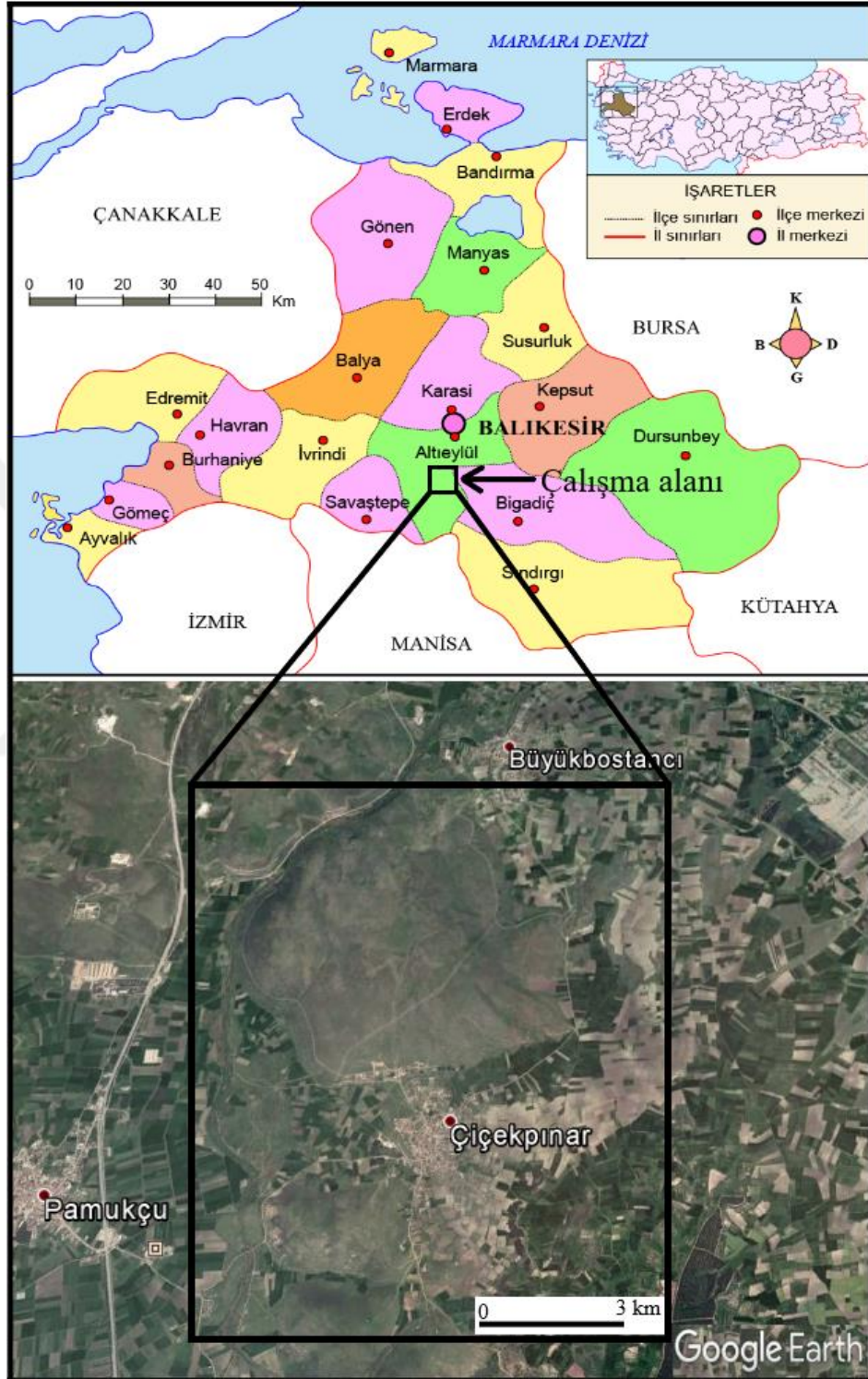
## 1.1 İnceleme Alanının Coğrafik Konumu ve Özellikleri

Çalışma alanı; Marmara Bölgesi, Balıkesir ili, Altieylül İlçesi Büyükbostancı ve Çiçekpınar mahalleleri civarında yer almaktadır (Şekil 1.1). İnceleme alanına ulaşım, Balıkesir-İzmir karayolundan yaklaşık 12 km'lik asfalt yoldan sağlanmaktadır. İnceleme alanı, 1/25.000 ölçekli Balıkesir i19-c3 paftası sınırları dahilinde bulunup, takriben 20 km<sup>2</sup>'lik alanı teşkil etmektedir (Şekil 1.1).

Bölgede, Altieylül ilçesi dışında dağınık bir yerleşime sahip, birden fazla mahalle mevcuttur. Bunların başlıcaları, Büyükbostancı, Çiçekpınar, Pamukçu mahalleleridir. Bölgedeki başlıca yükseltiler; Burgaz Tepe (237 m), Keçeagıl Tepe (240 m), Germe Tepe (260 m), Kayaçalı Tepe (259 m), Asar Tepe (247 m), Çam Tepe (240 m), Büyüksaya Tepe (230 m), Ortaburun Tepe (291 m)'dir. En önemli akarsuyu ise çalışma alanının batısında yer alan Nergis Çayı'dır.

Çalışma alanı ve çevresinde genellikle ılıman iklim koşulları egemen olup, yazları sıcak, kış ayları ise ılık ve yağışlıdır. Yıllık ortalama sıcaklığı 14,3 °C'dir. Temmuz yılın en sıcak ayı olup yazın ortalama 24.2 °C'dir. Ocak kışın en soğuk ayı olup ortalama sıcaklık 4.7 °C'dir. Yıllık yağış ortalaması ise metrekareye 569

mm'dir. Balıkesir ilinin yağış ortalaması yıllık 550,9 mm'dir. İnceleme alanında bodur tipinde bitki örtüsü yaygındır ( Url-1).

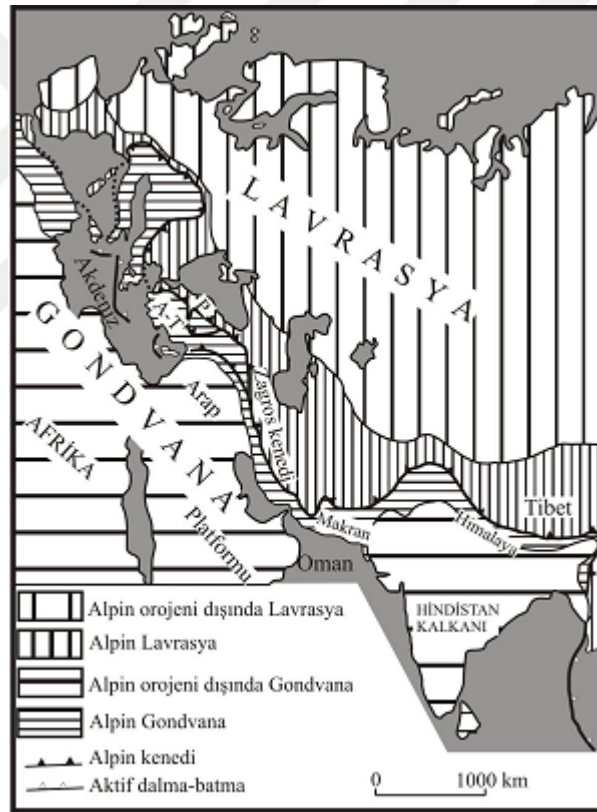


Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.



## 1.2 Bölgesel Jeoloji

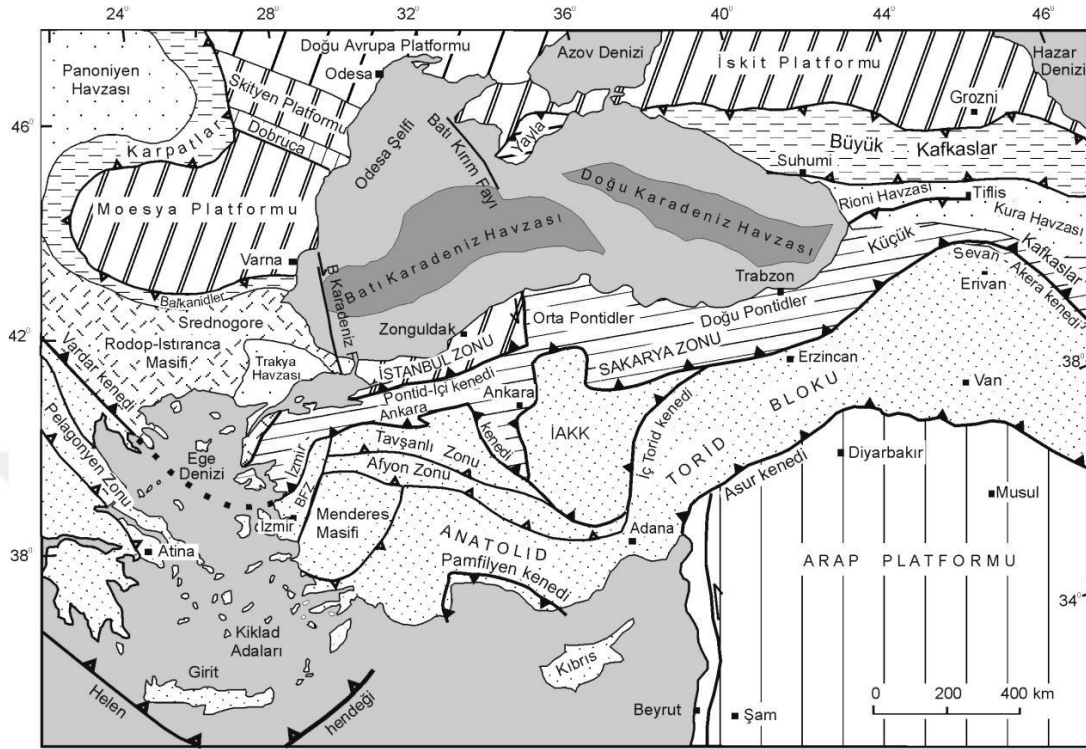
Türkiye, Gondvana ile Lavrasya arasında yer alan Alpin-Himalaya orojenik kuşağında doğu-batı uzanımlı bir konuma sahip olup bu kuşağın yaklaşık 2000 kilometrelik bir kısmını oluşturmaktadır (Şekil 1.2). Bu kuşak içerisinde Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı okyanusal havzalar mevcut olup bu havzalara Tetis okyanusu denilmektedir (Şengör ve Yılmaz 1983, Okay vd., 2008). Ülkemiz Geç Mesozoyik-Erken Tersiyer zaman aralığında Tetis okyanusal havzaları kapanması neticesinde bir araya gelmiş farklı kıtasal ve okyanusal parçaların birleşmesiyle meydana gelmiştir. Kapanma sonrasında da Alpin orojenezi tarafından şekillendirilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989; 2008).



Şekil 1.2: Alp-Himalaya orojenik kuşağı ve Türkiye'nin konumu (Şengör, 1987).  
A-T: Anatolid-Toridler, P: Pontidler.

Çeşitli araştırmacılar Türkiye'yi tektonik olarak bölgelere ayırmışlardır. Bu tektonik bölgeler, Anatolid-Torid Bloğu, İstanbul ve Sakarya Zonları, Arap Platformu Istranca ve Kırşehir Masifi şeklindedir (Şekil 1.3). Bu tektonik birimleri birbirlerinden Zagros Süturu, İzmir-Ankara-Erzincan Süturu, İç Torid Süturu ve İç

Pontid Süturu ayırmaktadır (Şengör ve Yılmaz 1981, Okay 1989, Okay ve Tüysüz 1999).



**Şekil 1.3:** Türkiye'nin tektonik birlikleri ve ana tektonik hatları haritası (Okay ve Tüysüz, 1999).  
BFZ: Bornova Fliş Zonu; İAKK: İç Anadolu Kristalen Kompleksi.

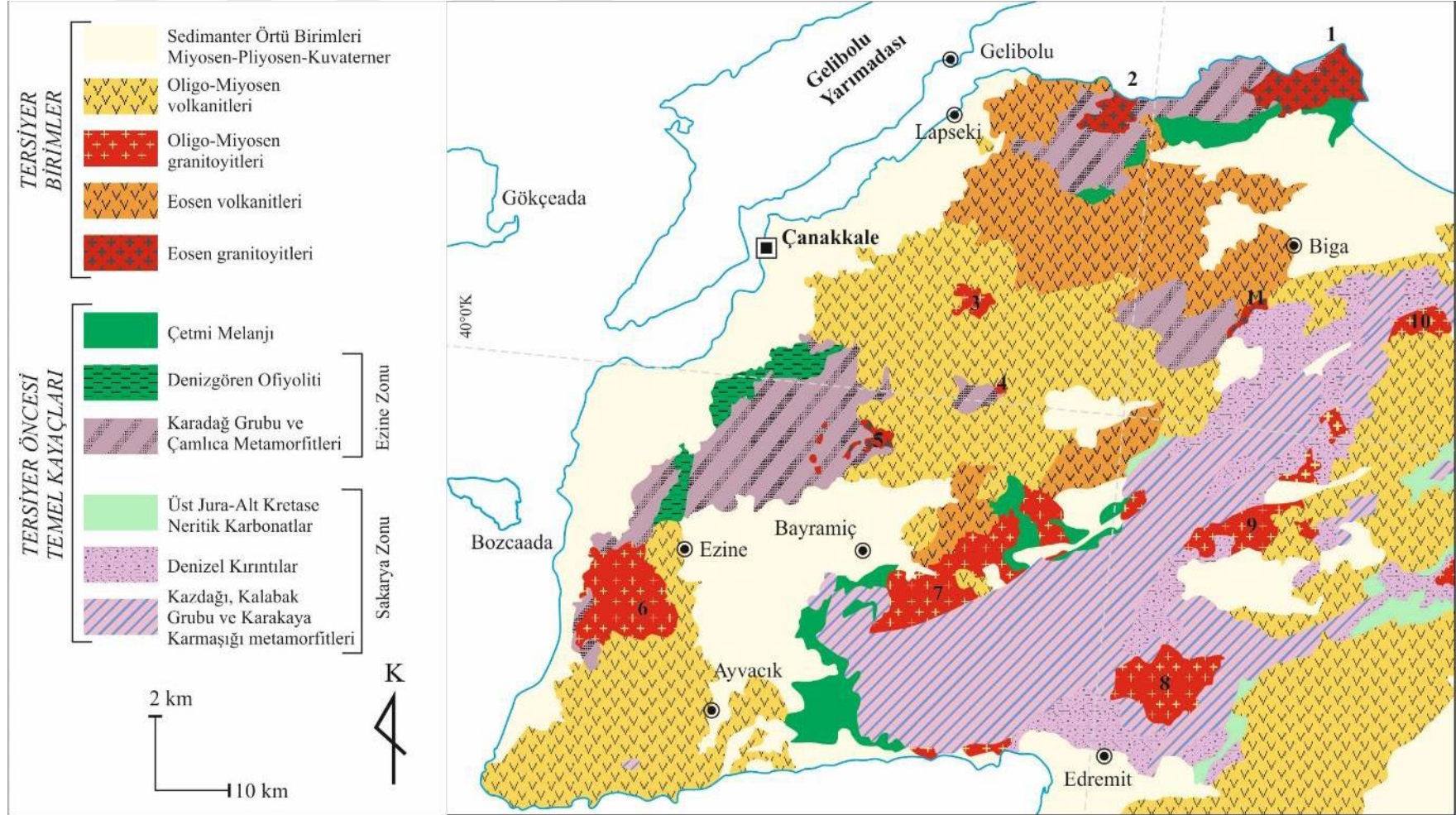
Istranca, İstanbul ve Sakarya Zonlarının içinde olduğu Pontidler Lavrasya ile Anatolid-Torid Bloğu ve Kırşehir Masifi ise Gondvana ile benzer bir stratigrafiye sahiptir (Şengör ve Yılmaz 1981, Okay vd., 1996, Okay ve Tüysüz 1999, Okay 2000). Sakarya Zonu, Anatolid-Torid bloğundan İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağıyla ayrılmış olup çalışma alanının da içinde olduğu Biga Yarımadası'ndan başlayan Kafkasya'ya kadar devam eden, boyutu yaklaşık olarak 1500 km uzunluğunda ve genişliği 120 km olan D-B uzanımlı bir kıtadır (Okay, 1989; 2000; Okay ve Tüysüz 1999; Okay ve Göncüoğlu 2004).

Tez konusu olan Hallaçlar volkaniti'nin de içinde yer aldığı Sakarya zonuunun en batısında yer alan Biga Yarımadası'ndaki yaygın olarak bulunan kayalar, Tersiyer yaşlı magmatitler ve Paleozoyik yaşlı metamorfittlerdir. Bölgenin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti ve jeolojik haritası Şekil 1.4 ve Şekil 1.5'te verilmiştir.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON	ÜYE	SEMBOL	KAYAÇ TİPİ	AÇIKLAMALAR			
S E N O Z O Y I K	KUVATERNER	PLİYOSEN	Bayramiç	Gülpinar	Qal	Tplb	Alüvyon			
							Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı			
	M İ Y O S E N	ORTA	Çanak kale	Taştepe bazaltı	Tmt	β β β β β	Bazalt ve bazaltik piroklastikler			
				Tekkedere	Tmçt	β β β β β	Kireçtaşı, marn			
				İntepe	Tmçi	β β β β β	(Gelgit ortamı karbonatları)			
				Güzelyalı	Tmçg	β β β β β	Çamurtaşı, marn, sittaşı, kumtaşı			
				Sarıyar	Tms	β β β β β	(Gelgit düzlüğü ve kanal çökelleri)			
				İlyasbaşı	Tmi	β β β β β	Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı			
				Soma	Tmso	β β β β β	Çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı, çamurtaşı, marn, tuf			
				Çan	Tmç	β β β β β	(Gösel kıyıyüzü, plaj, ağız barı tipi delta, ve akarsu)			
				Anıklı		β β β β β	Kumtaşı, kireçtaşı, çamurtaşı, bitümlü şeyl, kömür, volkanoklastik kayalar			
				Küçükkuşu	Tmk	α α α α α	Vitrik-kristal-litik tuf, andezitik-riyolitik-dasitik lavlar ve piroklastikler			
	O L İ G O S E N	ALT	Orta Miyosen Volkanikleri	Hallaçlar	Toh	α α α α α	Çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı, bitümlü şeyl, çamurtaşı ve tuf			
				Bağburun	Tob	α α α α α	(derin göl türbiditik çökeller)			
				Saraycık	Tos	β β β β β	Andezitik, bazaltik-riyolitik-dasitik lavlar ve piroklastikler			
				Yeniköy	Toy	β β β β β	Granitoidik kayalar			
				Atikhisar	Toa	β β β β β	Granitoidik kayalar			
				Erdag Volkanikleri	Teer	β β β β β	Bazaltik lavlar ve bazaltik piroklastikler			
				Beybaşı	Tebe	β β β β β	Kumtaşı, kilaşı, resifal kireçtaşı			
				E O S E N	ORTA	Ceylan Dededağ Volkanikleri	Ted	Ted	β β β β β	Yeşil renkli tuf
							Tedka	Tedk	β β β β β	Denizel ignimbiritler
							Tedh	Tedh	β β β β β	andezit, dasit
	Tec	Tec	β β β β β				Kumtaşı-kilaşı ardalması			
		Tec	β β β β β				(derin deniz türbidit çökelleri)			
	E O S E N	ORTA	Sogucak	Tes	Tes	β β β β β	Resifal kireçtaşı			
				Şahinli	Teş	Teş	β β β β β	Bazaltik lavlar ve piroklastikler, volkanoklastik ve bazaltik dayklar		
					Fıçitepe	Tef	β β β β β	Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı,		
					Beyçayırı Volkanikleri	Teb	β β β β β	(Gilbert, kıyıyüzü ve ağız barı delta çökelleri)		
Edincik Volkanikleri				Tec	α α α α α	Andezitik lavlar ve piroklastikler				
MESOZOYİK PALEOZOYİK			Temel Kayalar			Tersiyer öncesi temel kayalar				

Şekil 1.4: Biga Yarımadasının genelleştirilmiş dikme kesiti (Atabey vd., 2004; Dönmez vd., 2005 ve Günaydın, 2017).





**Şekil 1.5:** KB Anadolu (Biga Yarımadası)'daki kayaçların dağılımlarını gösteren jeolojik harita (MTA Genel Müdürlüğü, 2016 1/1.000.000 ölçekli jeoloji haritası) (Aydın vd., 2019).

Sakarya Zonununda genel olarak Kazdağ, Uludağ gibi masiflerde yüzlek veren yüksek dereceli metamorfik kayalar, bu kayalarla tektonik dokanıklı yeşilşist-mavişist metamorfizmasından etkilenmiş Kalabak grubu, bu metamorfik birimleri örten Geç Karbonifer-Permiyen yaşlı arkoz ile karbonatlar ve en üstte Geç Permiyen-Triyas yaşlı Karakaya karmaşığı yer almaktadır (Duru vd., 2004).

Sakarya Zonunun temelinde yer alan, Alpin orojenezi ile sıkışma rejimi sonucundaki metamorfizma ile amfibolit granülit fasiyesine ait metamorfik kayalar içeren Kazdağ metamorfik grubu Miyosen sonrası oluşan faylarla Karakaya Kompleksinden ayrılmış ve bir metamorfik çekirdek kompleks olarak dom halinde yükselerek bugünkü durumunu almıştır. Bu metamorfik grup kendi içerisinde tavan ve taban durumu dikkate alınarak stratigrafik ünitelere ayrılmıştır (Okay ve Satır, 2000; Yaltırak ve Okay, 2004; Duru vd., 2004; Erdoğan vd., 2013).

Kazdağ masifi çevresinde Üst Miyosen sonrasında gelişen sıyrılma ve yanallı faylara bağlı olarak gelişmiş olan 2 km genişliğine sahip bir milonitik zon bulunmaktadır. Alakeçi milonitik zonu olarak adlandırılmış olan birim başlıca milonitik gnays ve metaserpantinitler içerir (Aydal vd., 2007).

Kazdağ Masifinin üzerinde Oligo-Miyosen zaman aralığında sıyrılma fayları ile ayrılan Üst Paleozoyik yaşlı Kalabak Birimi tektonik dokanıklı yer almaktadır. Bu birimi ilk kez Krushensky vd., (1980) formasyon mertebesinde adlandırmıştır. Kalabak biriminde; fillat, grafit şist, mika şist ve granat-sillimanitli şistler, mermer ve meta serpantinit ve mercikli fillat içeren Torasan Formasyonu ve mermer ardalanmalı metatüf ve tremolitaktinolit şist gibi kayalar içeren Sazak Formasyonu yer almaktadır. Torasan ve Sazak Formasyonlarının tektonik dokanıklarında da yer yer serpantinitler bulunmaktadır (Duru vd., 2004; Yaltırak ve Okay 2004 ).

Sakarya Zonu temelinin en üst birimini oluşturan Karakaya karmaşığı Paleo Tetisin kapanması sırasında oluşmuş ve içerisinde Devoniyen-Permiyen yaşlı yoğun deformasyondan etkilenmiş olistostrom ve olistolitler ile çeşitli volkanik ve sedimanter kayaları kapsar (Duru vd., 2004).

Karakaya Karmaşığı; Nilüfer, Hodul, Orhanlar Grovakı ve Çal birimi diye dört tektonostratigrafik birime ayrılmıştır. Karakaya karmaşığının en alt tektonik birliğini Nilüfer Birimi oluşturmaktadır. Bu birim içerisinde; mermerler, fillat, metabazit ve metatüfler bulunmaktadır. Karmaşık içerisinde en yaygın birim Hodul birimi olup içerisinde kumtaşı, arkozik çakıltası, siyah renkli grovak ile şeyller bulunmaktadır (Okay vd., 1990).

Orhanlar Grovakı yer yer çört mercekli yeşilimsi kahverenkli grovaklar ile arkozik kumtaşları içermektedir. İçerdiği fosillere göre bu birim Üst Triyas yaşlıdır. Ayrıca Orhanlar grovakları boyu 2 m'ye kadar ulaşan Alt Karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları içermektedir (Okay vd., 1990; Duru vd., 2004).

Karakaya kompleksinin en üst seviyelerini temsil eden ve en az deformasyon ve metamorfizmadan etkilenmiş olan Çal Birimi; bazik piroklastikler, Üst Permiyen yaşlı kireçtaşı olistostromları, şeyl, grovak, pelajik şeyller ve radyolaryalı çörtten oluşur. Çal Birimi'nin yaşı Üst Triyas'tır. Bu birim üzerine boyutları birkaç kilometreyi bulan kireçtaşı blokları Camialan Kireçtaşı olarak adlandırılmış olup bu kireçtaşları Orta-Üst Triyas yaşındadır (Okay vd., 1990; Yaltırak ve Okay 2004).

Sakarya Zonuna ait temel birimleri alttan üste doğru sırasıyla Balya Formasyonu, Bayırköy Formasyonu, Bilecik Kireçtaşı ve Vezirhan Formasyonlarından oluşmaktadır. Bölgede Permiyen yaşlı kireçtaşı blokları ve şeyller içeren Balya formasyonunun yaşı Üst Triyas'tır. Karakaya kompleksini uyumsuz olarak örten ve Balya Formasyonu ile geçişli karasal-sığ denizel konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşından oluşan Bayırköy formasyonu gelmektedir. Birim Liyas yaşlıdır. Bayırköy formasyonu üzerine ise Kalloviyen-Hotriviyen yaşlı Bilecik formasyonu uyumlu olarak gelir. Bilecik Formasyonunun üzerine beyaz – pembe renkli Vezirhan formasyonuna ait kireçtaşları uyumsuz bir dokanakla gelir. Bu formasyon Üst Jura – Alt Kretase yaş aralığındadır (Yılmaz, 1981; Okay vd., 1990).

Biga Yarımadası'nda Paleozoyik yaşlı metamorfik temel birimlerin üzerinde ve Anatolid-Torid Bloğu batısında bulunan Bornova Flişi; Menderes Masifi ile İzmir-Ankara Kenedi arasında olup 50-90 km genişliğinde ve 230 km uzunluğunda

tektonik bir zondur. Birim içerisinde kuvvetli deformasyona uğramış matriks ve bu matriks içerisinde bulunan Mesozoyik yaşlı ve farklı kökene sahip 20 km boyutlarında kireçtaşı blokları bulunmaktadır. Matriks malzemesi olarak fosil içermeyen fliş türü tortullar (kumtaşı-çamurtaşı ardalanması) bulunur. Ayrıca bu birim; mafik volkanit, radyolarit, serpantinitler, çoğunlukla kahve-gri, yeşilimsi renkli, ezik, orta-ince taneli kumtaşı ve siyah, yeşilimsi-gri renkli kıltaşı ardalanmasından oluşmaktadır (Konuk, 1977; Konak vd., 1980; Okay ve Siyako, 1993; Okay ve Tüysüz, 1999; Sarı, 2018).

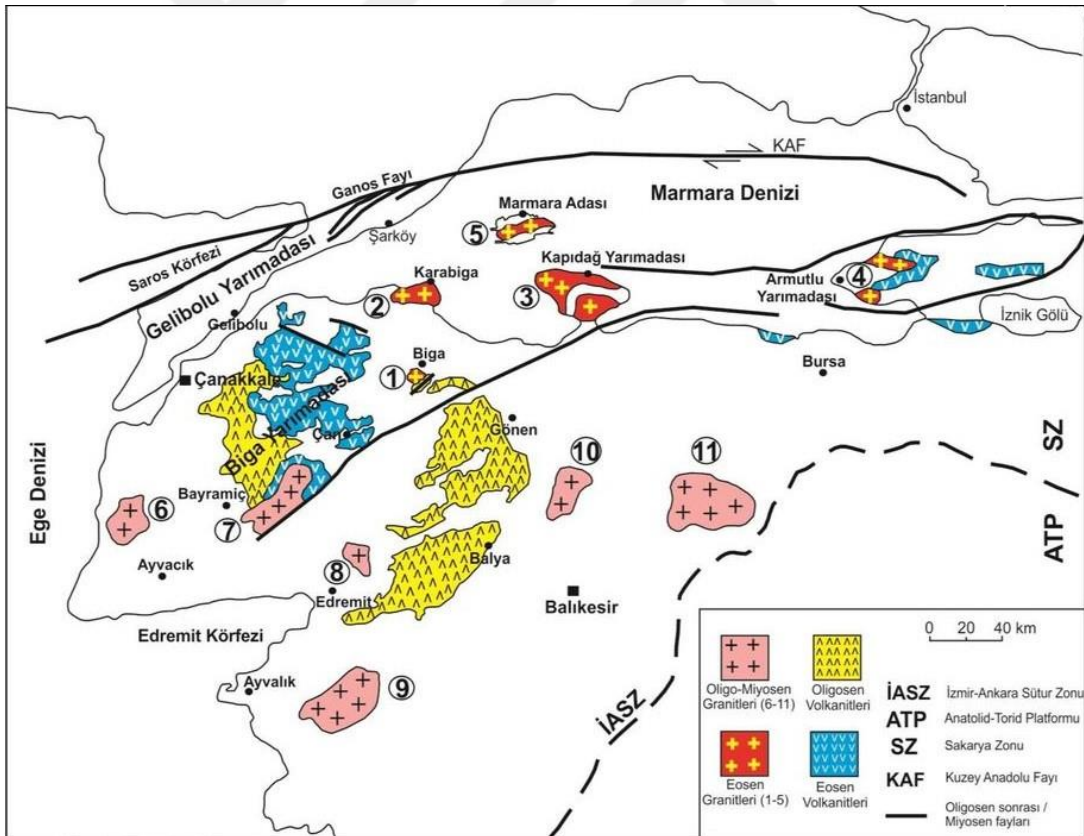
Bornova Flişi, Yayla melanjı tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Yayla melanjının yerleşme yaşı Üst Kretase'dir. Birim; metamorfik, bazik ve ultrabazik kayalar ile çökel birimlerden oluşmaktadır. İçerisinde değişik boyutlarda serpantinit, spilitik bazalt, aglomera, tuf, gabro, radyolarit-çamurtaşı, kıltaşı-kumtaşı, rekristalize kireçtaşı, şist vb. kayalar bloklar halinde bulunmaktadır. Melanj içindeki kayalar köksüz ve taşınmış olup, yanal ve düşey geçişlilik ile bir stratigrafik istiflenme göstermez (Ercan vd., 1990; Pehlivan vd., 2007).

Biga Yarımadası'nda ofiyolitik melanj türü birimler de diğer birimler gibi geniş yayılım sunmaktadırlar. Bu birimler, Çetmi ofiyolit melanjı ve Denizgören ofiyolitleridir. Biga Yarımadası'nda Kazdağ Metamorfiklerinin batısında geniş yayılım sunan Çetmi ofiyolitik melanjı başlıca serpantinit, radyolarit ve grovak gibi birimlerden ibarettir. Birimin düzensiz ve karmaşık bir içyapısı olup melanjın yerleşme yaşı Geç Kretase'dir. Ayrıca ofiyolitik melanj içerisinde çeşitli boyutlarda ve yaşta (Permiyen-Kretase) kireçtaşı olistolitleri bulunmaktadır. Ezine'nin kuzeydoğusunda yüzeylenen Denizgören Ofiyolit birimi ise genellikle ultramafik kayalardan ve kısmen serpantinleşmiş harzburjitten oluşur. Denizgören Ofiyoliti Geç Kretase-Paleosen'de yerleşmiştir (Şentürk ve Okay, 1984; Okay, 1987; Okay vd., 1990).

KB Anadolu için Geç Kretase'de Neotetis Okyanusunun kuzey kolunu oluşturan İzmir Ankara Erzican Okyanusu, kuzeyinde bulunan Sakarya Kıtasının altına dalmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Dalma-batma olayını takiben gelişen magmatizma çarpışma sonrası ürünleri ifade eder (Genç, 1998). Geç Kretase-Erken Tersiyer zaman aralığında Anatolid-Torid bloğu ile kuzeyindeki Sakarya kıtası

çarpışmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Çarpışma sonrası Tersiyer döneminde Eosen ve Oligo-Miyosen’de yoğun magmatizma aktif olmuş ve bu magmatizmaya bağlı çeşitli plütonik ve volkanik ürünler meydana gelmiştir (Şekil 1.6).

Oluşan kayaçların jeokimyasal özellikleri incelendiğinde, yitim olayından dolayı litosferik mantoda gerçekleşen metasomatizmayı ve magmanın yüzeye doğru ilerlemesi sırasında Sakarya Zonu’nun kıtasal temelinden türemiş kıtasal kirlenmeyi işaret etmektedir. Bu magmatizmanın ürünleri; kalkalkalen karakterli granit, granodiyorit, kuvars diyorit, kuvarslı siyenit ve kuvars monzonitik gibi derinlik kayaçlarının yanı sıra andezit, dasit, riylit ve asidik tüflerden oluşan volkanik kayaçları içerir. Biga Yarımadası’nda volkanizmanın son evrelerini, gerilme tektonizması etkisiyle oluşmuş alkalen nitelikli bazaltik kayaçlar oluşturmaktadır (Ercan vd., 1995; Dönmez vd., 2005; Aldanmaz vd., 2006; Altunkaynak ve Genç, 2008).



**Şekil 1.6:** Biga Yarımadası’ndaki Eosen ve Oligosen yaşlı plütonik ve volkanik kayaçların dağılımı: 1 Asartepe Plütonu, 2 Karabiga Plütonu, 3 Kapıdağ Plütonu, 4 Fıstıklı (Armutlu) Plütonu, 5 İlyasdağ Plütonu; Oligosen / Oligo-Miyosen yaşlı plütonik seri: 6 Kestanbol Plütonu, 7 Evciler Plütonu, 8 Eybek Plütonu, 9 Kozak Plütonu, 10 Ilıca Plütonu, 11 Çataldağ Plütonu. Eosen yaşlı volkanik seri: Balıklıçeşme volkanikleri; Oligosen yaşlı volkanik seri: Sarıkaya / Çan volkanikleri (Akgündüz vd., 2014).



Eosen döneminin ilk volkanik kayaçları karasal ortamı temsil eden Edincik ve Beyçayır volkanitleridir. Edincik volkanitleri genellikle yaşlı temel kayaçları kesen andezitik daykılarla beslenen lav akıntıları şeklinde bulunmaktadır. Beyçayır volkaniti de andezitik lav ve piroklastiklerden oluşmaktadır (Dönmez vd., 2005).

Biga Yarımadası'nda çeşitli zaman aralıklarında karasal ortamın yerine sığ denizel ortamın hakim olmuştur ve ortama sığ denizel çökeller depolanmıştır. Ayrıca bölgede etkin olan volkanizmanın ürünleri ile denizel çökellerin ardalanmaları da mevcuttur. Edincik ve Beyçayır volkanitleri üzerine çamurtaşı, kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşan Orta Eosen yaşlı Fıçitepe formasyonu uyumsuz olarak yer almaktadır. Fıçitepe formasyonunu; bazalt, bazaltik-andezit ve bu birimlerle geçişli olan volkanoklastik karakterli Şahinli formasyonu uyumsuz olarak üzerler. Şahinli formasyonunu, Orta-Üst Eosen yaşlı resifal kireçtaşlarından oluşan Soğucak formasyonu uyumsuz olarak üzerler (Duru vd., 2004; Dönmez vd., 2005; Sarı vd., 2015).

Bölge Üst Eosen'den itibaren derinleşmeye başlamıştır. Soğucak Formasyonu üzerine Ceylan Formasyonu uyumlu yer almaktadır. Orta-Üst Eosen yaşlı olan Ceylan Formasyonu derin deniz türbiditik sistemde çökelen kiltası, kumtaşı ve şeylden oluşur. Ceylan formasyonu ile birlikte riyolitik ve andezitik lav ile piroklastiklerden oluşan Dededağ volkanitleri gelmektedir (Dönmez vd., 2005; Sarı vd., 2015).

Dededağ volkanitleri; Kazmalı tüf üyesi, Korudere ignimbirit üyesi ve Hacıbekirler olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır. Üst Eosen'de bölgeye karasal ortamın ve bu ortamın yerine sığ denizin hakim olması sonucu Dededağ volkanitlerinde egemen olan ignimbiritlerin üzerine kiltası, resifal kireçtaşı ve kumtaşından oluşan Geç Oligosen yaşlı Beybaşı formasyonu sığ denizel bir ortamda çökelmiştir. Beybaşı formasyonu üzerinde ani bir dokanakla bazaltik lav ve piroklastiklerden oluşan Üst Eosen yaşlı Erdağ volkaniti gelir (Dönmez vd., 2005).

Biga Yarımadası Oligosen zamanında tamamen karasal hale gelmesiyle birlikte kalkalkalen karakterli volkanizma ve magmatizma da faaliyete devam etmiştir. Bölgede Oligosen volkanitlerini asidik karakterli Atikhisar, andezitik

karakterli Yeniköy, bazaltik karakterli Saraycık, andezitik ve ignimbiritik Bağburun ile andezitik bileşimli Hallaçlar volkanitleri bulunur. Yine aynı bölgede Üst Oligosen-Alt Miyosen aralığında irili ufaklı birçok granitoid sokulumları yerleşmiştir ki bunlar; Çataldağ, Eybek, Eğrigöz, Çamlık, Ilıca, Yenice, Namazgah, Sofular, Karadoru, Kurtlar, Kestanbol, Evciler, Soğucak ve Hıdırlar'dır (Dayal ve Özgenç, 2000; Dönmez vd., 2005; Pehlivan vd., 2007; Altunkaynak vd., 2012).

Bölgede geniş yayılım gösteren ve tezin de çalışma konusunu oluşturan Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Hallaçlar volkaniti; andezitik, dasitik kayalar, lav akıntıları, silisleşmiş kayalar, piroklastikler ve bunların altere ürünlerinden oluşmakta olup oldukça yoğun alterasyona maruz kalmıştır. Bu alterasyona sebep Oligosen–Alt Miyosen aralığında bölgeye yerleşen granitoyitik magmalardır (Koç vd., 1994; Duru vd., 2004).

Erken Miyosen'de Biga Yarımadası'nda, yoğun bir volkanik faaliyetle birlikte eş yaşlı birbiri ile kopuk ve/veya bağlantılı çok sayıda oluşan gösel havzalar çökeller ile doldurulmuştur. Bu havzalar; kumtaşı, silttaşı, bitümlü şeyl, kömür ve tüflerden oluşur. Orta Miyosen'de başlıca volkanizma ürünleri; Babadere dasiti, Arıklı ignimbiriti, bazaltik karakterli Ayvacık volkaniti, bazalt-bazaltikandezitik karakterli Hüseyinfakı volkaniti, Çamkabalak ignimbiriti ve Işıklı riyolitidir. Bu volkanik ürünler aynı zamanda gösel havzaları da doldurmuştur. Biga Yarımadasında Üst Miyosen'de volkanik ürün katkılı karasal çökeller çökelirken, Çanakkale Boğazı ve çevresinde Çanakkale Formasyonu olarak tanımlanan sığ denizel çökeller Eosen ve Oligosen volkanitleri üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Bölgede son volkanik ürün Taştepe bazaltıdır ve birim Üst Miyosen yaşlıdır. Tüm bu birimleri Pliyosen yaşlı akarsu ve göl çökellerinden oluşan Bayramiç formasyonu uyumsuz olarak üzerler (Dönmez vd., 2005).

### **1.3 Biga Yarımadası'nın Yapısal Jeolojisi**

Alp-Himalaya orojenik kuşağının bir parçası olan Türkiye'nin tektonik yapısının şekillenmesinde Afrika, Avrasya, Karadeniz, Arap ve Ege-Anadolu levhalarının hareketleri rol oynamıştır. Türkiye esas olarak Anadolu bloğu, Avrasya

ve Arap plakalarının bir parçası olarak oluşmuştur. Türkiye'nin tektonik evrimi Paleotektonik ve Neotektonik dönemler sonucunda tamamlamıştır (Adatepe, 1998).

Paleotektonik dönem, Üst Kretase'de başlayıp Orta Miyosen'e kadar süren dönemde Sakarya kıtası ile Torid-Anatolid platformları arasındaki okyanus (Neotetis Okyanusu) kapanmaya başlamış ve kıta-kıta çarpışması gerçekleşmiştir. Bu dönem içerisinde Biga Yarımadası'nda yaygın olan kalkalkalen karakterli ada yayı tipi bir magmatizma gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1994; Ercan vd., 1995).

Neotektonik dönemde, Güneydoğu Anadolu'da Arabistan plakası ile Avrasya plakasının çarpışması sonucu K-G yönünde sıkışmadan kurtulmaya çalışan Anadolu bloğunun batıya hareketi söz konusudur (Dewey vd., 1986; Adatepe, 1998). Anadolu plakasının batıya doğru hareketi Kuzey Ege makaslama zonu tarafından durdurulmaya çalışılması Geç Miyosen-Pliyosen'de tüm Batı Anadolu ve Kuzey Ege'de kuzey güney yönlü genişlemeye neden olmuştur. Batı Anadolu horst-graben yapıları bu genişleme tektoniğine bağlı gelişmiştir. Biga Yarımadası'nda alkalin karakterli bazaltlar ve birçok jeotermal aktiviteler bu tektonik rejimin ürünüdür (Şengör, 1980; Ercan vd., 1995).

#### **1.4 Önceki Çalışmalar**

Çalışma alanının da içinde bulunduğu Biga Yarımadası ve çevresinde çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmış değişik amaçlı birçok çalışma bulunmaktadır. Bölgede yaygın magmatizma, volkanizma ve bunlarla ilişkili cevherleşmeler nedeniyle çalışmalar devam etmektedir. Tarihsel sıralamaya göre bölgede yapılan önemli bazı araştırmalar aşağıda belirtilmektedir.

Ovalıoğlu (1973), Biga yarımadası'nın bir maden provensi olmasının nedenini; bölgenin jeolojik yapısı, magmatizması ve tektonik durumuna bağlamaktadır. Türkiye'de hem Paleozoyik hem Mezozoyik ve hem de Tersiyer devirlerine ait magmatik kayaçların yan yana ve iç içe en yoğun mostra verdikleri Biga yarımadasında, farklı yaş ve farklı karakterdeki magmatik kayaçların cevher

ürünleri aynı bölge içinde birikim yaparak, bölgenin bir maden provensi olmasını sağlamışlardır.

Krushensky (1976), Kazdağ masifindeki çalışmalarında bölgede Orta Miyosen yaşlı riyodasit türü yüzey kayaları ile granodiyorit ve kuvarsmonzonit türü derinlik kayaların var olduğunu ifade etmiştir. Neojen yaşlı volkanik ve plütonik kayaların kalkalkalen karakterde olduklarını belirtmiştir. Krushensky (1976), Hallaçlar Volkaniti'nin biyotit örneklerinden 23,6 milyon yıllık jeokronolojik yaş bulmuştur.

Şengör ve Yılmaz (1981), Pontid kıtası ile Sakarya kıtasının çarpışmasının, okyanus tabanının yitiminin sonucu olarak Eosen sonunda gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Bu çarpışma sonucunda Paleosen-Eosen yaşlı yay volkanizması ve ardından Batı Anadolu'da Miyosen yaşlı kıta içi volkanitler meydana gelmiştir. Daha önce kıta kabuğunun kalınlaşmış derin kesimlerinde kısmi ergimelerle Batı Anadolu'daki Miyosen yaşlı yaygın asidik karakterli kalkalkalen volkanizma kırık sistemlerden yüzeye ulaşmışlardır. Batı Anadolu'daki volkanizmanın gençleştikçe alkali özelliğinin arttığını ve Miyosen'den Kuvaterner'e doğru bazaltik karakterli volkanitlerin hakim olduklarını belirtmişlerdir.

Ercan vd., (1985), Batı Anadolu'da 16 farklı formasyondaki volkanik kayalardan 22 tane örneğin jeokimyasal element içeriklerini, Sr izotop oranlarını ve K/Ar metoduyla radyometrik yaşlarını saptamışlardır.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranlarını dikkate alarak kabuk ile mantonun ilişki durumunu ortaya çıkarmışlardır. K/Ar metoduyla radyometrik yaş analizlerinde bölgede en yaşlı volkanizmanın  $31,4 \pm 0,4$  my olduğunu saptamışlardır.

Ercan ve Ergül (1990), Balıkesir-Bandırma bölgeleri arası jeolojisini ve Tersiyer volkanizmasının kökenini araştırmışlar ayrıca bu volkanizmanın bölgedeki yayılımı hakkında bir çalışma yapmışlardır. Yaptıkları çalışmada, volkanik kayaların Miyosen yaşlı, kalkalkalen karakterde olduklarını ifade etmektedirler.

Okay vd., (1990), Gelibolu ve Biga yarımadasında KD-GB doğrultusunda konumlanan Tersiyer öncesi dört tektonik zonun var olduğunu belirtmişlerdir.

Bunlar; Ezine, Gelibolu, Sakarya ve Ayvacık-Karabiga zonlarıdır. Araştırmacılara göre; Ezine Zonu; yeşilist fasiyesinde metamorfizme geçirmiş Permo-Karbonifer yaşlı sedimanter bir istif ve bunu Permo-Triyas'ta tektonik olarak üzerlemiş ofiyolitten ve sedimanter kökenli yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşur. Gelibolu zonu; Geç Kretase-Paleosen yaşlı radyolarit, pelajik kireçtaşı, serpantin, mavişist, gabro gibi kayaların olduğu, yığışım prizması özelliğinde ofiyolitli melanj olup, bu birime Çetmi Ofiyolit Melanjı ismi verilmiştir ve bu melanj, Eosen ile başlayan sedimanter istifin temelidir. Sakarya Zonu; Kazdağ grubu metamorfikleri ve bunları tektonik olarak üzerleyen Karakaya kompleksi birimleri ile Triyas sonrası çökellerinden oluşur. Biga Yarımadası'nda Karakaya kompleksi, dört tektonostratigrafik birim olan Nilüfer, Hodul, Orhanlar Grovak ve Çal Birimi'nden oluşur. Ayvacık-Karabiga Zonu; Çetmi Ofiyolit Melanj'ından oluşmaktadır ve bu birimde eklojitler ve yaşı Üst Triyas olan kireçtaşı blokları bulunmaktadır.

Ercan vd., (1995), Biga Yarımadası ile Gökçe Ada, Bozca Ada ve Tavşan Ada'larındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının Eosenden Üst Miyosen'e kadarki volkanik kayaları altı ana gruba ayırmışlardır. Bunlar; Balıklıçeşme volkanitleri (Eosen), Çan volkanitleri (Oligosen), Kirazlı volkanitleri (Üst Oligosen), Behram volkanitleri (Alt – Orta Miyosen), Hüseyinfakı volkanitleri (Orta Miyosen) ve Ezine bazaltı'dır (Üst Miyosen). Eosen-Orta Miyosende meydana gelen volkanitlerin tümünün kalkalkalen karakterli olduğu yalnızca Üst Miyosen volkanitlerinin alkalen karakterli olduklarını bulmuşlardır. Jeokimyasal ve izotop çalışmaları ile kalk-alkalen volkanizmaya ait magmanın kabuksal kirlenmesinin yüksek derecede olduğunu bulmuşlardır. Alkali volkanizmanın kaynağının, mantonun kısmı ergime sonucunda oluştuğunu göstermişlerdir. Tektonik rejim ile volkanitlerin ilişkili olup kalkalkalen olanlar sıkışma rejiminin hakim olduğu bir ortamda, alkaliler ise gerilme rejiminin etkisi altında oluştuğunu belirtmişlerdir.

Okay vd., (1996)'e göre Biga Yarımadası'ndaki Karakaya kompleksinin temelini metamorfik kayaların oluşturduğunu belirtmişlerdir. Ezine ve çevresindeki ofiyolitik kayaların tabanındaki örneklerde  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  yöntemiyle yaptıkları yaş analizinden ofiyolitlerin yerleşmesinin Erken Kretase olabileceğini bildirmişlerdir.

Okay ve Tüysüz (1999), Türkiye kuzeyinde yer alan Tetis sutürü konusundaki çalışmalarında; Tetis sutürü'nün, Neotetis Okyanusu'nun kapanmasıyla meydana geldiğini ve bu sutür kuşakları ile burada yer alan Kuzey Anadolu Fayı üzerine bilgiler vermişlerdir.

Aldanmaz vd., (2000), Batı Anadolu'da Eosen çarpışması sonrası gerçekleşen volkanizmayı incelemişler ve bu çarpışmayla bağlantılı olan, volkanizmanın erken evrelerinde oluşan lavlar, bazaltik andezit, bunların piroklastikleri ve riyolit nitelikli kayaçları ve ardından bölgelerinde gelişen lav akışkanlarının andezit ve bazalt bileşim sergilediklerini, şoşonitik ve kalkalkalen karakterli olduklarını belirtmişlerdir. Araştırmacılar jeokimyasal veriler ışığında modellenme yapmışlar ve magmanın dalma-batmadan kaynaklı bir litosferik manto kaynağını gösterdiğini ileri sürmüşlerdir.

Maral (2006), Ezine ve Sakarya Zonlarında büyük granitik sokulumların mevcut olduğunu ve bölgedeki mevcut cevherleşmelerin Tersiyer yaşlı granitik sokulumlara bağlı geliştiğini ifade etmiştir.

Genç ve Altunkaynak (2007), Biga Yarımadası'nda yüzeylenen Eybek granitinin kabukta sığ derinliklere (en fazla 1,5 km) yerleşmiş plütönik gövde olduğunu ve 26-21 my (Geç Oligosen-Erken Miyosen) yaşlı olduğunu bulmuşlardır. Granit, orta-yüksek K ve kalkalkalen karakterlidir. Büyük iyon yarıçaplı elementlerin (LILE) zenginleşmesi, Ti, Nb ve Ta gibi elementlerin anomalileri magmanın oluşumunda yitim olayının etkili olduğunu göstermektedir. Eybek granitinde iz ve nadir toprak elementleri, bu elementler arasındaki oranlar ile elementlerin karşılaştırılması ve izotop verileri sonucunda granitin kabuk-manto karışımı hibrid bir magmadan oluştuğu sonucuna varmışlardır. Bölgenin evriminde, Eybek granitinin, Orta-Geç Eosen'de dilim kopması sonucu gerçekleşen magmatizma ile Kazdağ silsilesinin bir çekirdek kompleks olarak yükseldiği (~24 my) dönem arasında geliştiğini ortaya koymuşlardır.

Altunkaynak ve Genç (2008), Biga Yarımadası'ndaki magmatizmanın çarpışma sonucunda geliştiği ve Orta Eosen'den (45,3±0,9 my) başlayarak Geç Miyosen'e (8,32±0,19 my) kadar devam ettiğini ve son bulduğunu, magmanın

şoşonitik, yüksek K'lı kalkalkalen olduklarını ifade etmişlerdir. Araştırmacılar Senozoyik volkanizmasını beş döneme ayırmışlardır. Sırasıyla orta-K'lı kalkalkalen Orta Eosen volkanitler, Yüksek-K'lı kalkalkalen Oligosen volkanitler, Yüksek-K'lı şoşonitik Erken Miyosen volkanitler, alkalen Orta Miyosen ve alkalen Geç Miyosen volkanitler şeklindedir.

Karacık vd., (2008), Güney Marmara'da yer alan granitoidlerin jeokimyası hakkında yaptıkları çalışmada granitoidlerin çarpışma sonrası gelişen granitoidler olduğuna işaret etmişlerdir. Bölgenin kuzeyinde yer alanları Eosen yaşlı, güneyinde yer alanları ise Miyosen yaşlı olarak gruplandırmışlardır. Miyosen yaşlı olan granitoidler volkaniklerle birlikte görülürken, Eosen yaşlı granitoidlerde böyle bir ilişkinin olmadığını belirtmişlerdir. Granodiyoritik ve granitik bileşimdeki bu kayaç toplulukları kalkalkalen ve orta-yüksek K'ludur. Jeokimyasal çalışmalar ile Güney Marmara'daki granitoidlerin evrimi hakkında dilim kopması (slab breakoff) modelini sunmuşlardır.

Dönmez vd., (2008), Hallaçlar Volkanitinin, Geç Oligosen'de etkin olmaya başladığı ve Batı Anadolu'daki zengin cevher yataklarının da içinde yer alan bu volkanizmanın  $26.5 \pm 1.1$  my jeokronolojik yaşa sahip olduğuna ulaşmışlardır. Bu volkanizmanın Geç Oligosen'den Erken Miyosen'e kadar etkinliğini sürdürdüğünü belirtmektedirler.

Akgündüz vd., (2014), İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'nun kapanması sonrası gerçekleşen çarpışma sonrası magmatizmayı iki magmatik evreye ayırmışlardır. Birinci evre magmatik seri Orta Eosen (Lütesiyen)'de başlamış ve bu aktiviteye ait ürünler, İzmir-Ankara-Erzincan sutür zonunun kuzeyinde doğu-batı uzanımlı bir hat (Biga Yarımadası, Armutlu Yarımadası, Marmara Adası, Kapıdağ Yarımadası) boyunca yer almışlardır. Magmatizma ikinci evre ürünlerini Oligosen ve Oligosen-Miyosen'de vermiş olup birinci evre ürünlerinin güneyinde bulunup, yine doğu-batı hattındaki doğrultuda yer alır.

## **2. YAPILAN ÇALIŞMALAR**

### **2.1. Materyal ve Yöntem**

Bu tezin amacı, Büyükbostancı-Çiçekpınar mahalleleri (Balıkesir) civarında yüzeylenen Tersiyer yaşlı Hallaçlar volkanik kayalardan petrografik, jeokimyasal ve petrolojik amaçlı alınan kayaç örneklerinden elde edilen verilerden yola çıkarak bölgedeki kayaların kökenini ve evrimini ortaya çıkarmaktır. Bu çalışma; arazi, laboratuvar ile büro çalışması olarak üç aşamada gerçekleştirilmiş ve aşamalardan elde edilen veriler yardımıyla tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

#### **2.1.1 Arazi Çalışmaları**

Arazi çalışmalarının ilk aşaması, 1/25.000 ölçekli topografik haritaların derlenmesi ile olmuştur. Daha sonra inceleme alanında yüzeyleyen birimlerin tanınması, dokanak ilişkileri, yapısal unsurların belirlenmesi ile birlikte bölgede daha önce yapılmış olan çalışmalar da göz önüne alınarak bölgenin jeolojik haritası ve jeolojik kesitleri çizilmiştir. Aynı zamanda arazi çalışmaları esnasında bölgede gerekli fotoğraflama çalışmaları yapılmıştır. Petrografik, jeokimyasal ve petrolojik çalışmalar için araziden kayaç örnekleri temin edilmiştir.

#### **2.1.2 Laboratuvar Çalışmaları**

##### **2.1.2.1 İnce Kesitlerin Hazırlanması**

Çalışma bölgesindeki kayaların petrografik incelemeleri için toplam 18 adet ince kesit hazırlanmıştır. Örneklerin boyutları 0,5x2x4 cm ebatlarına ve bir yüzeyinde pürüz olmayacak bir duruma getirilmiştir. Pürüzlenmenin olmadığı yüzeyler 1 mm kalınlıktaki ve 2,5x5 cm ebatlarındaki cam üzerine yapıştırılmıştır.



Yapıştırıcı madde olarak araldit kullanılmıştır. Yapıştırma işlemi tamamlandıktan sonra çeşitli aşındırıcı malzemeler ile aşındırılarak 0,025 mm kalınlık elde edilmiştir. İnce kesitler Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği İnce Kesit Laboratuvar'ında hazırlanmıştır.

#### **2.1.2.2 Petrografik Çalışmalar ve Mikro Fotoğrafların Çekimi**

Araziden alınmış olan kayaç örneklerinden hazırlanmış olan ince kesit örnekleri BAUN Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yer alan Araştırma Mikroskobu Laboratuvarında Olympos CX31P marka polarizan mikroskobu ile kayaç adı, mineral ve doku tanımlamaları yapılmasından sonra aynı mikroskoba bağlı fotoğraf makinesi ile mikro fotoğraflar çekilmiştir.

#### **2.1.2.3 Örneklerin Kimyasal Analize Hazır Hale Getirilmesi**

Petrografik çalışmalar ile 11 adet volkanik kayaç örneğinin analiz için uygun olduğu tespit edilmiş olup kayaç kimyası (ana, iz ve nadir toprak) ve mineral kimyası analizleri Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'de bulunan laboratuvar ve cihazlarında yapılmıştır.

#### **2.1.2.4 Kimyasal Analizler**

##### **2.1.2.4.1 Elektron Mikroprob Analizleri (EPMA)**

Elektron mikroprob analizleri volkanik kayaçlardaki plajiyoklaz, piroksen ve biyotit grubu minerallerinin kimyasının belirlenmesi Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM)'de yapılmıştır. Elektron mikroprob analizinde pürüzsüz yüzeyli ince kesit ve epokside hazırlanmış örneklerin analiz öncesi parlatılmış olmaları gerekmektedir. Parlatıldıktan sonra minerallerin ana oksit bileşimleri, JEOL marka JXA 8230 model cihaz kullanılarak 20 kV voltaj ve 15 nA akım altında belirlenmiştir.

#### **2.1.2.4.2 Tüm Kayaç Analizleri**

Kayaçların ana oksit ile iz element analizleri YEBİM’de yapılmıştır. Örnekler ilk olarak Retsch marka çeneli taş kırıcıda ufalanmıştır. Örnekler ufalanma işleminden sonra FRITSCH marka otomatik öğütücüde Tungsten Karbid değirmende öğütülmüştür. 4 gramlık numune 0,9 gramlık bağlayıcı malzeme (Wachs) ile karıştırıldıktan sonra hidrolik pres ile sıkıştırılarak pres-pastil halinde analize hazır hale getirilmiştir. Pres-pastil halindeki örnekler laboratuvarında Spectro X-Lab 2000 model Polarize Enerji Dispersif X-Işınları Floresans Spektrometresi (PED-XRF) cihazında ana oksit ve iz element analizleri yapılmıştır.

#### **2.1.3 Büro Çalışmaları**

Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda ulaşılan verileri, yorumlamak amacıyla büro çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Arazide çizilen jeolojik harita ve stratigrafik dikme kesit, bilgisayar ortamında CorelDraw Graphics Suite X7 çizim programında yeniden çizilmiştir. Ayrıca bilgisayar ortamında çizilen bu jeolojik harita üzerinde bölgeden alınan petrografik, jeokimyasal ve petrolojik amaçlı alınan örnek noktaları gösterilmiştir. Petrografik bulgular, kayaç ve mineral kimyası analiz sonuçlarından elde edilen veriler jeolojik amaçlı çeşitli hazır paket programlarında (Grapher 5, Microsoft Ofis Word 2003, Microsoft Ofis Excel 2003) değerlendirilerek diyagram ve tablo haline getirilmiştir. Ayrıca jeotermobarometre hesaplamaları için de çeşitli araştırmacıların makalelerinde öne sürdükleri programlar ve abaklar kullanılmıştır.

Arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sonucunda ulaşılan tüm veriler bir araya getirilip yorumlanmış olup “BAUN Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kılavuzu”nda belirtilen kurallar çerçevesinde tez yazımı tamamlanmıştır.

### 3. BULGULAR

#### 3.1 Çalışma Alanının Stratigrafisi ve Petrografisi

Çalışılan bölge tektonik açıdan İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının kuzeyindeki Sakarya zonuna dâhildir. Bölgede genel olarak Neojen çökelleri ve magmatik kayalar yer almaktadır. İnceleme alanında Büyük Bostancı'nın güneybatısı ile Çiçekpınar köyü'nün kuzeybatısı arasında Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Hallaçlar volkanitleri, Çiçekpınar köyü'nün güneybatısında Yayla melanji ve Büyük Bostancı köyü güneyi ile Çiçekpınar köyünün kuzeyi arasında da Soma Formasyonuna ait kayalar birimleri görülmektedir.

Çalışma bölgesinde yüzeyleme veren kayaların gençten yaşlıya doğru stratigrafik dizilimi ve litolojisi şöyledir;

Alüvyon (Kuvaterner)

~~~~~ Uyumsuzluk

Soma Formasyonu (Alt Miyosen)

~~~~~ Uyumsuzluk

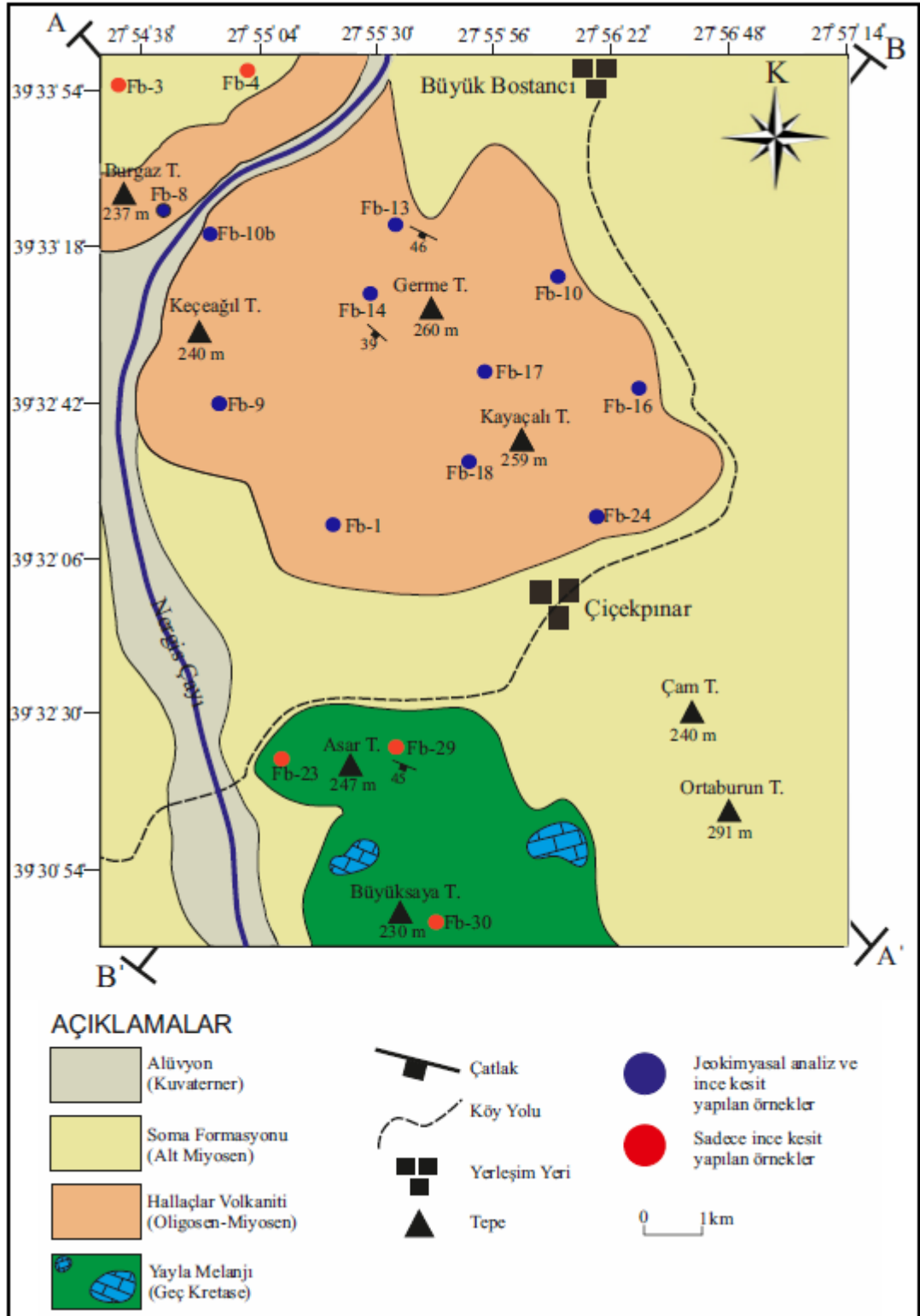
Hallaçlar Volkaniti (Geç Oligosen- Erken Miyosen)

Yayla Melanji (Geç Kretase)

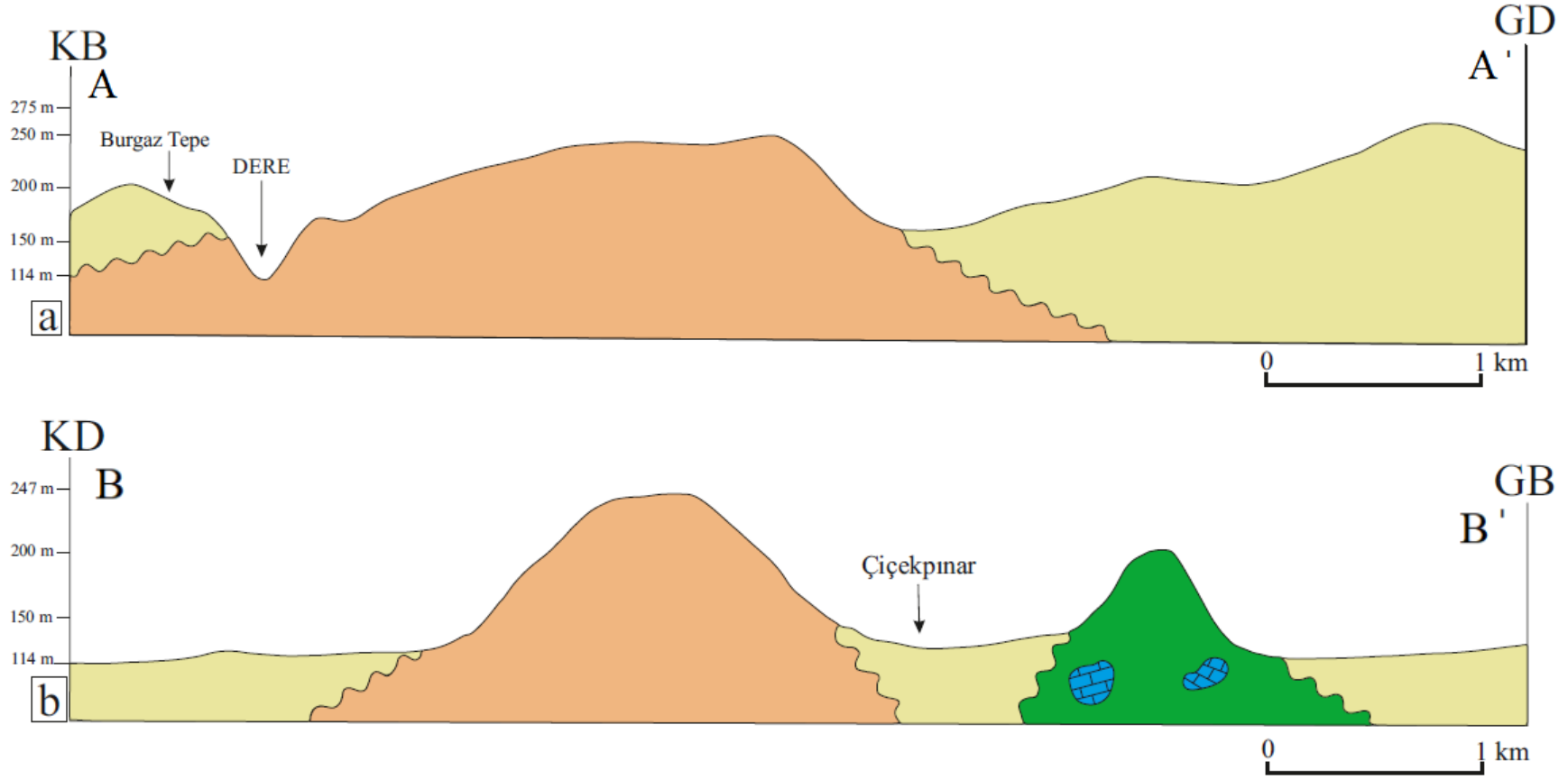
İnceleme alanının stratigrafik dikme kesiti Şekil 3.1'de, bölgenin jeolojik haritası Şekil 3.2'de ve enine jeolojik kesit Şekil 3.3'te verilmiştir.

| ZAMAN     | DEVİR   | DEVRE       | FORMASYON     | LİTOLOJİ | AÇIKLAMALAR   |          |          |               |                 |             |
|-----------|---------|-------------|---------------|----------|---|----------|----------|---------------|-----------------|-------------|
| MESOZOYİK | KRETASE | GEÇ KRETASE | YAYLA MELANJİ |          | ALÜVYON<br>UYUMSUZLUK<br>KİREÇTAŞI, MARN,<br>KUMTAŞI, ÇÖRT<br>UYUMSUZLUK<br>ANDEZİT<br>KİREÇTAŞI BLOKLARI,<br>KUMTAŞI |          |          |               |                 |             |
|           |         |             |               |          |   | SENZOYİK | TERSİYER | ERKEN MİYOSEN | SOMA FORMASYONU |             |
|           |         |             |               |          |   |          |          | GEÇ OLIĞOSEN  |                 | ALT MİYOSEN |
|           |         |             |               |          |   |          |          | KUVAATERNER   |                 | ALÜVYON     |

Şekil 3.1: İnceleme alanının stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksizdir).



Şekil 3.2: İnceleme alanının jeoloji haritası.

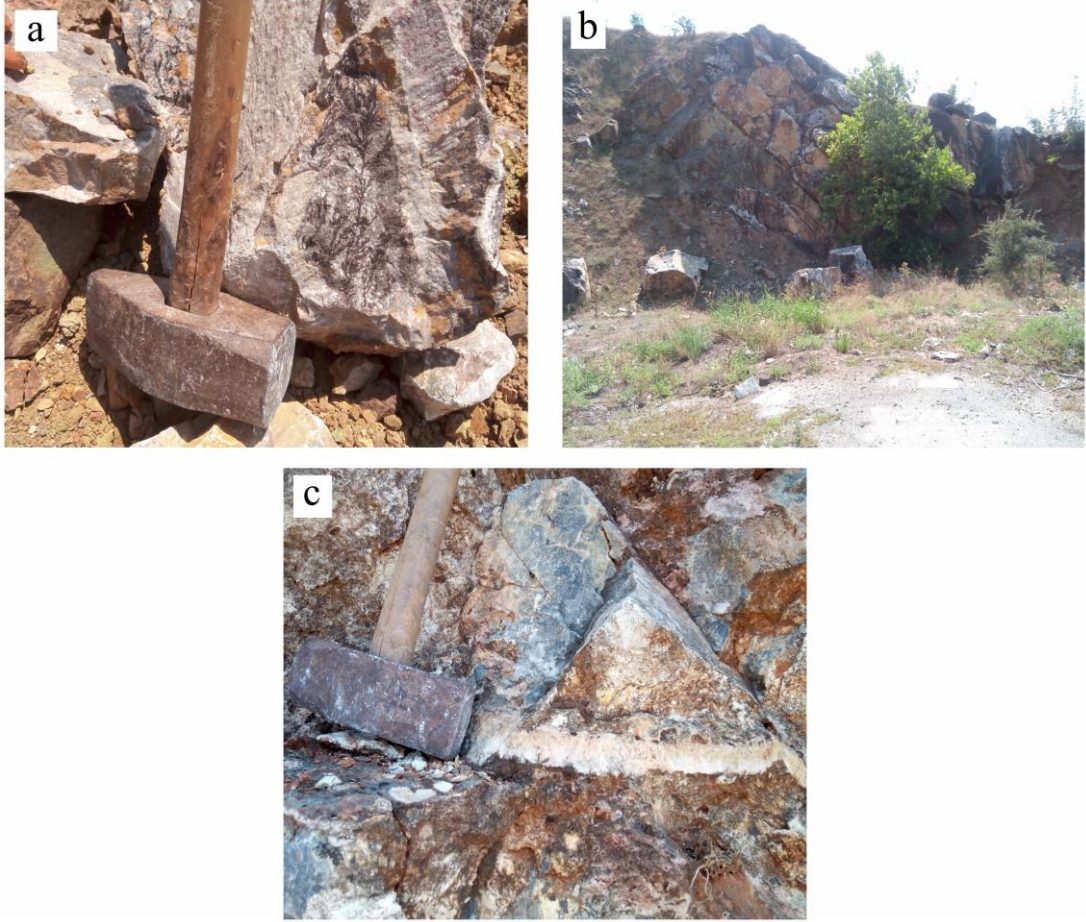


Şekil 3.3: (a)İnceleme alanına ait A-A' jeolojik kesiti. (b) B-B' jeolojik kesiti.

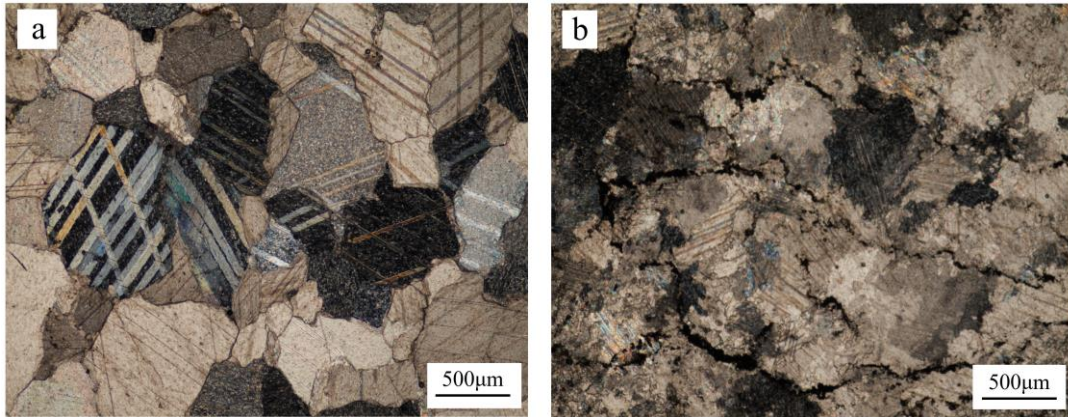
### 3.1.1 Yayla Melanjı

Çalışma alanındaki bu birimi ilk defa Kurshensky (1976) çalışmış ve adlandırmıştır. Birim; çökel, metamorfik ile ofiyolit oluşumlara ait bazik ve ultrabazik kayalar içeren karmaşık bir topluluktur (Ercan vd., 1990).

Çalışma alanı içinde temeli görülmeyen bu birim inceleme alanının güneyinde olmak üzere başlıca Asar Tepe, Büyüksaya Tepe, Öküzyalağı Tepe civarında yaygın olarak yüzeyler verip kumtaşları ve bloklar halinde bulunan kireçtaşı olistolitlerinden oluşmaktadır. Kireçtaşların taze yüzeyleri beyaz renkte, yüzey dokusu cilalı ve gözle görülebilir iri olup kalsit kristalleri izlenmektedir. Asar tepe civarındaki kireçtaşlarında manganlı dendrit yapılar, kırıklı ve çatlaklı iri bloklar gözlenmektedir. Yine aynı bölgede kireçtaşı birimlerinde kırık ve çatlaklarında kalsit damarları da bulunmaktadır (Şekil 3.4). Yayla melanjına ait kireçtaşların mikroskopik incelenmesinde öz şekilsiz kalsit minerallerinin heteroblastik mozayik dokuya sahip oldukları gözlenmektedir (Şekil 3.5).



**Şekil 3.4:** (a)Kireçtaşlarında görülen dendritik yapı. (b) Yayla Melanj'ına ait kireçtaşı olistolitlerindeki kırıklı ve çatlaklı yapılar. (c) Kireçtaşı bloklarında çatlaklarda gelişen kalsit damarı.



**Şekil 3.5:** Yayla Melanjı içerisindeki kireçtaşlarına ait kalsit minerallerinin mikroskobik fotoğrafları.

Melanj özelliğindeki birim içinde yer alan kayalar köksüz olup, birimin kalınlığı belirsizdir. Yayla melanjının yerleşme yaşı olasılıkla Geç Kretase'dir (Ercan vd., 1990).

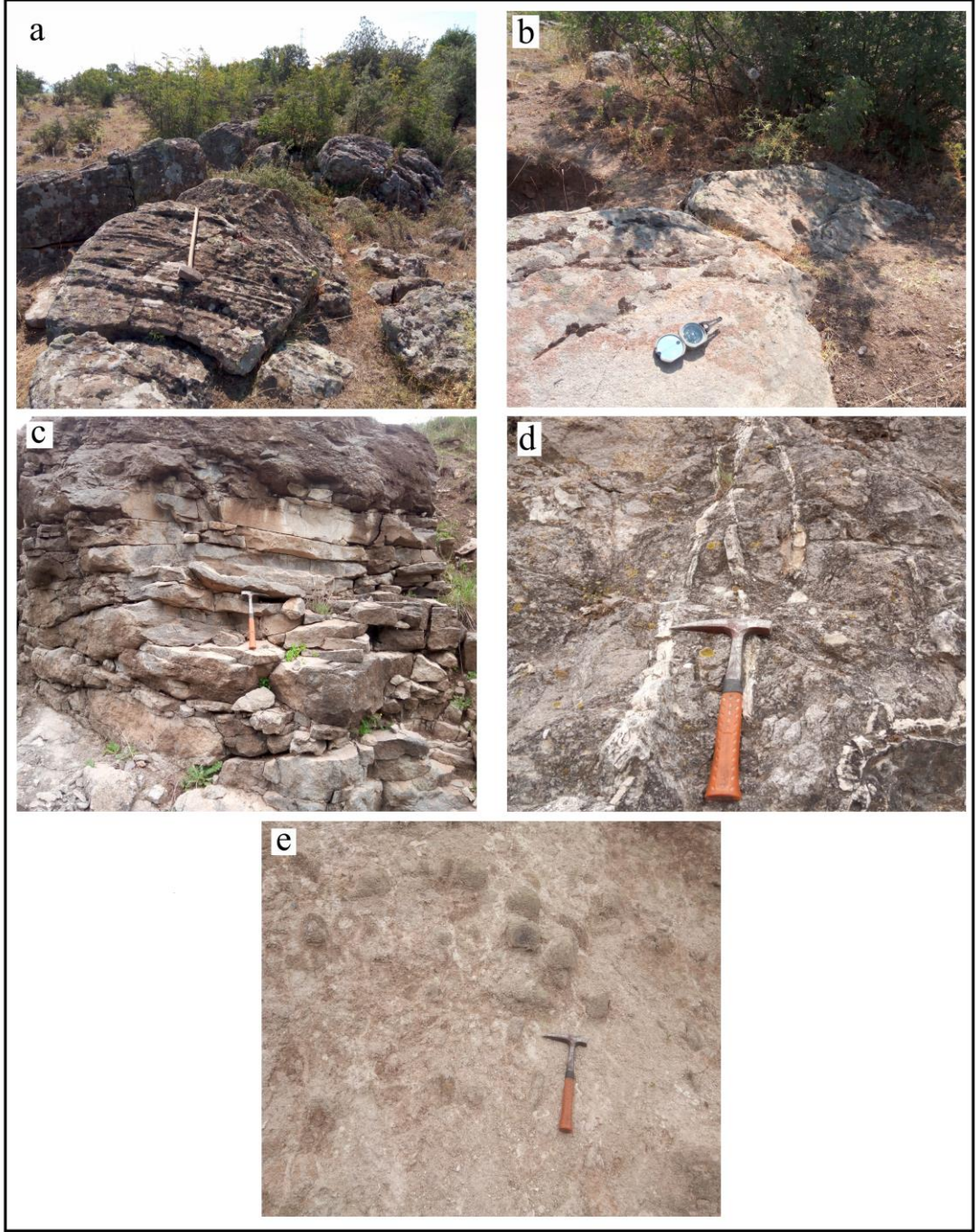


### 3.1.2 Hallaçlar Volkaniti

İlk kez Krushensky (1976) tarafından adlandırılmış olan "Hallaçlar formasyonu" adını Edremit'in doğusundaki İ-18 d3 paftasındaki Hallaçlar köyünden almıştır (Ercan ve Güney 1984; Ercan vd.,1995). Bu tez kapsamında da aynı adlama kabul edilmiş olup bu tezin esas konusunu oluşturmaktadır.

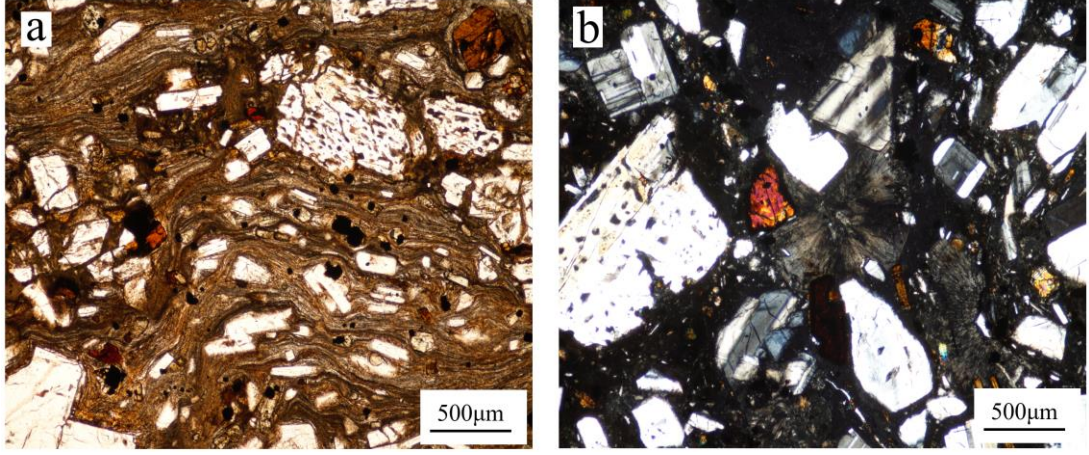
Bölgede geniş yayılım gösteren birim andezit karakterlidir. Volkanik kayalar çalışma alanında en iyi Burgaz Tepe, Keçeğil Tepe, Germe Tepe ve Kayaçalı Tepe dolaylarında görülmektedir.

Kayaçlar makroskobik olarak gri, siyahımsı mavi renk tonlarına sahip olup; el örneğinde beyaz renkli plajiyoklaz ve siyah, kahverengi, koyu yeşil renkli olan ferromagnezyen mineraller tanınabilmektedir. Birim masif, sert ve çatlaklı bir yapıya sahiptir. Volkaniklerde lokal olarak da çatlaklar mevcuttur (Şekil 3.6b). Bu çatlaklara ek olarak soğuma çatlakları da arazide izlenmiştir (Şekil 3.6c). Andezitler yer yer de kalsit damarları içermektedirler (Şekil 3.6d). Bazı noktalarda andezitler alterasyon sebebiyle ayrışmaya uğramış olup bundan dolayı arazide daha açık renklerde gözlenmektedir (Şekil 3.6e).



**Şekil 3.6:** (a) Hallaçlar Volkanitleri'nin Germe Tepe dolaylarındaki arazi görünümü. (b) Hallaçlar Volkanitleri'nde Germe Tepe dolaylarında gözlenen çatlak. (c) Hallaçlar Volkanitleri'nde Burgaz Tepe dolaylarında gözlenen soğuma çatlağı. (d) Andezitlerde izlenen kalsit damarları. (e) Andezitlerde ayrışma.

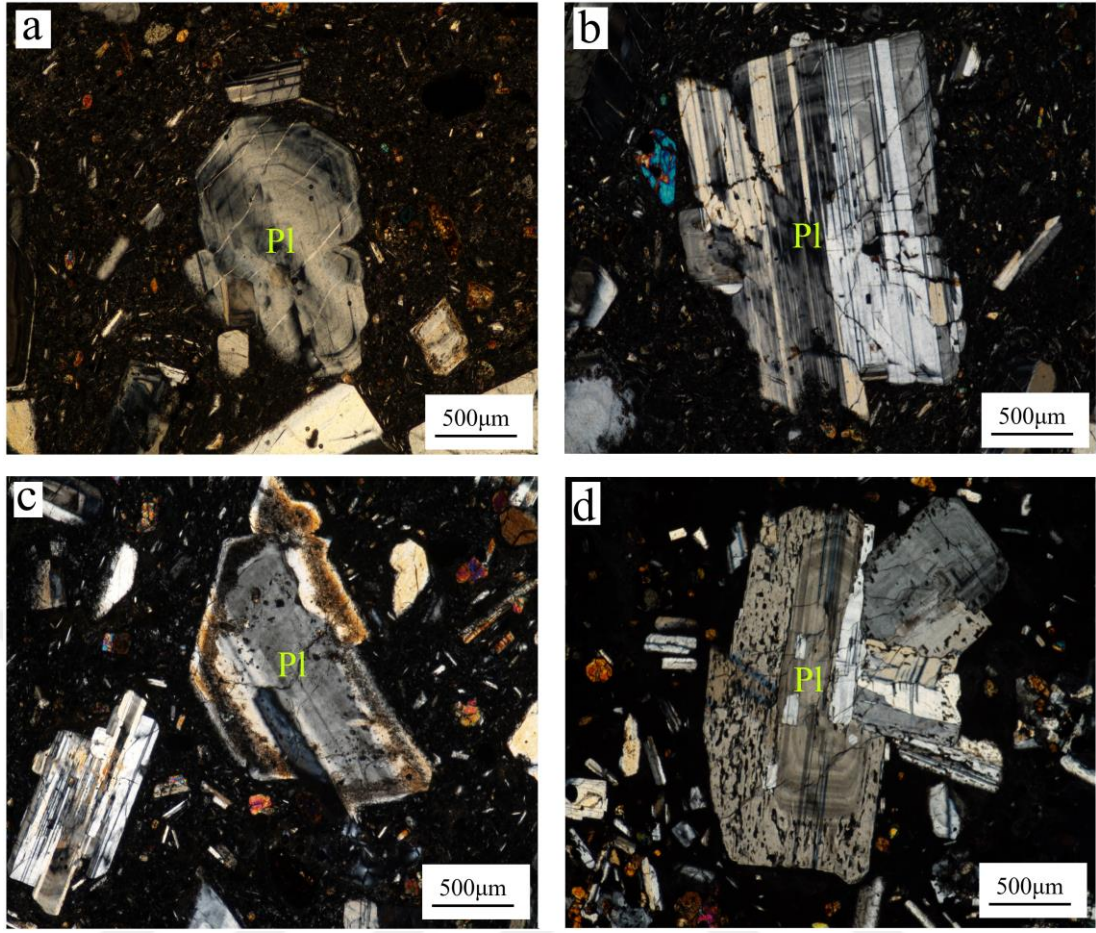
Andezitlerde esas mineraller; plajiyoklaz, piroksen, amfibol, biyotit grubu, tali olarak kuvars ile apatit mineralleri içermektedirler. Kayaçlarda mikrolitik porfirik, porfirik doku, akma dokusu, sferülitik doku, (Şekil 3.7; a,b) camsı doku ve glomeroporfirik doku gözlenirken minerallerde de elek dokusu ve körfez yapısı gözlenmektedir.



**Şekil 3.7:** (a) Andezitlerde gözlenen akma dokusu. (Ç.N. X10) (b) Andezitlerde gözlenen sferülitik doku ve camsı hamur maddesi. (Ç.N. X10)

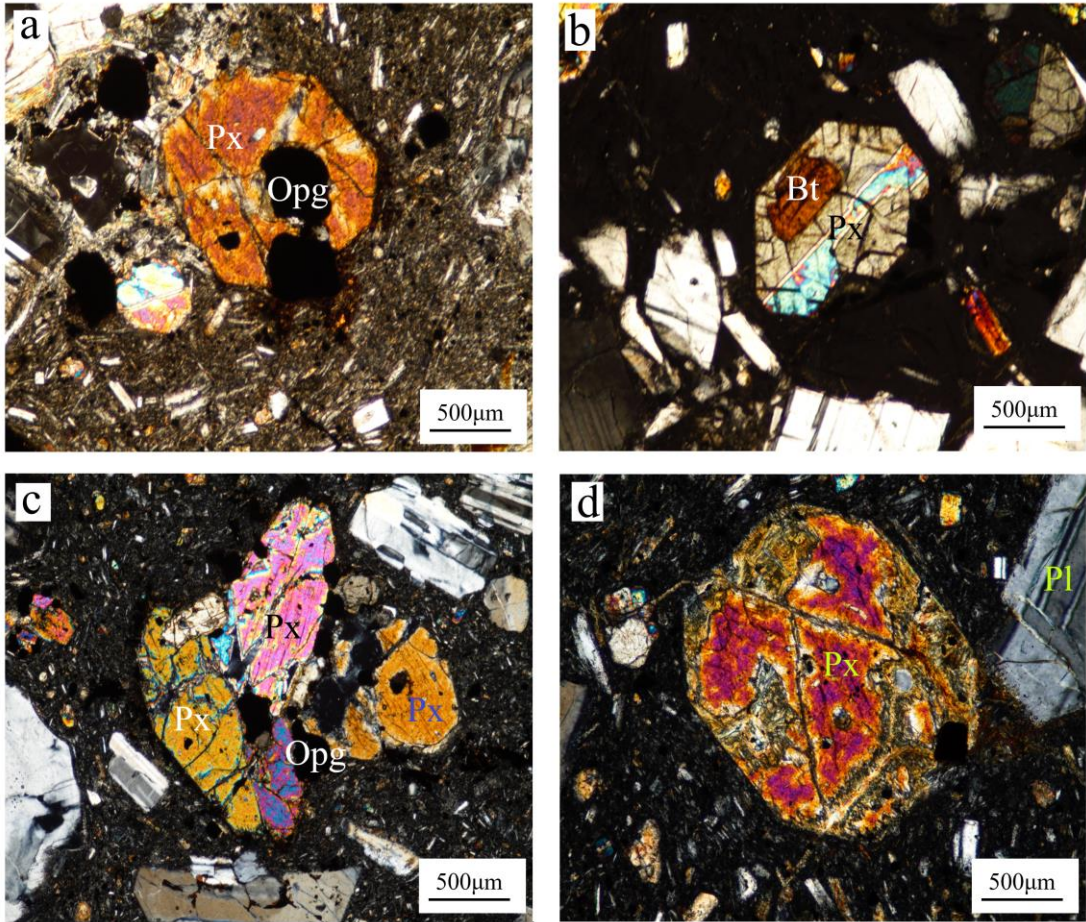
Plajiyoklazlar; yarı öz ve öz şekilsiz, prizmatik ve iri levhamsı fenokristaller halinde bulunurken hamur içerisinde de daha çok latalar şeklinde mikrolitler, mikrokristaller halinde gözlenir. Plajiyoklazlar tek nikolde renksiz, çift nikolde birinci diziye ait gri, beyaz girişim renkleri halindedir. Plajiyoklazlar çoğunlukla halkalı zonlanma ve polisentetik ikiz göstermektedirler (Şekil 3.8; a,b). Bazı iri plajiyoklazlar içinde küçük plajiyoklaz kapanımları mevcuttur. Kırıklı ve çatlaklı plajiyoklazlar da bulunmaktadır ve çatlak yönleri genellikle uzun eksene diktir (Şekil 3.8a). Plajiyoklazların polarizan mikroskopta ölçülen sönme açılarından elde edilen değerlere göre türlerin andezin ( $An_{32-49}$ ) ve labrador ( $An_{50-56}$ ) oldukları tespit edilmiştir. Plajiyoklazlar genellikle taze görümlü olmalarına rağmen ayrışma da gözlenmiştir (Şekil 3.8c). Ayrışma; killeşme, kalsitleşme ve serizitleşme olarak karşımıza çıkmaktadır. Özellikle halkalı zonlar boyunca killeşme izlenir. Ayrıca yer yer magma korozyonundan ileri gelen sünger dokusuna sahiplerdir (Şekil 3.8d).





**Şekil 3.8:** Andezitlerde gözlenen, (a) Karmaşık zonlu plajiyoklaz fenokristali ve çatlaklar. (Ç.N, X10), (b) Albit ikizi gösteren plajiyoklaz. (Ç.N, X10), (c) Plajiyoklazın kenar kesimlerinde gözlenen ayrışma. (Ç.N, X10), (d) Plajiyoklaz mineralinin kenar bölgelerindeki sünger dokusu. (Ç.N, X10) ( Ç.N: Çift Nikol, Pl: Plajiyoklaz)

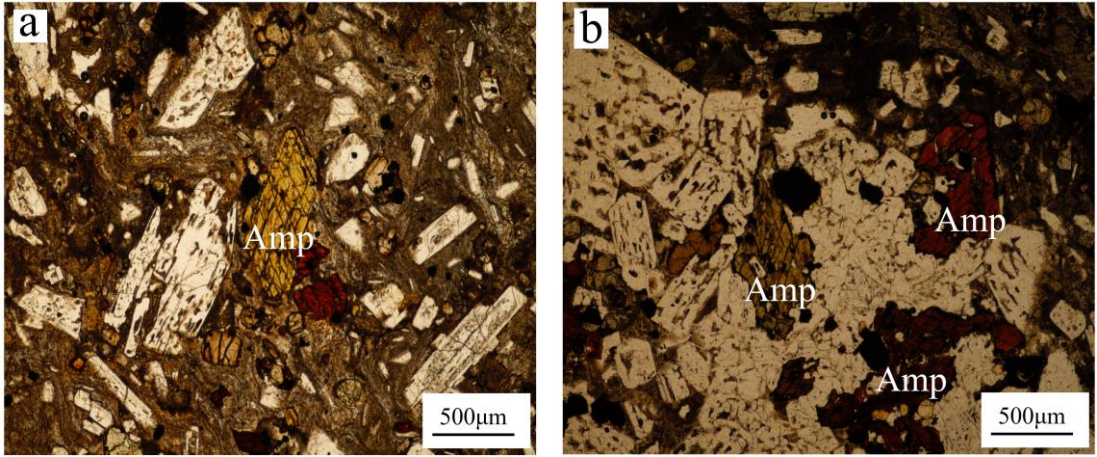
Piroksenler çoğunlukla sekizgen, orta ve iri, yarı öz ve öz şekilli fenokristaller halinde bulunurlar. Tek nikoldeki yüksek rölyefleri, birbirini dik kesen çift yöndeki dilinimleri ve soluk sarımsı pleokroizmaları yanında çift nikolde mavi, sarı, pembe, turuncu gibi ikinci dizi canlı girişim renkleri sunarlar. Ayrıca bazı piroksen fenokristallerinde mineral kapanımları da görülebilmektedir (Şekil 3.9b). Bazı piroksenlerin kenar ve dilinimleri kloritleşme ve killeşme gösterirken bazıları da  $h'(100)$  ikizlenmesi göstermektedir (Şekil 3.9; a,d). Sönme durumuna göre; ortopiroksen grubundan enstatit, klinopiroksen grubundan ojit olmak üzere iki çeşit piroksen grubu mineral tespiti yapılmıştır.



**Şekil 3.9:** Andezitlerde gözlenen (a) Piroksen mineralinde opak mineral kapanımı. (Ç.N, X10), (b) Piroksen içinde biyotit kapanımı ve  $h'(100)$  ikizlenmesi göstermesi. (Ç.N, X10), (c) Piroksen ve opak minerallerin oluşturduğu glomeroporfirik doku. (Ç.N, X10), (d) Piroksen fenokristalinin çatlaklarının kloritleşmesi. (Ç.N, X10) (Px: Piroksen, Bt: Biyotit, Opg: Opak mineral)

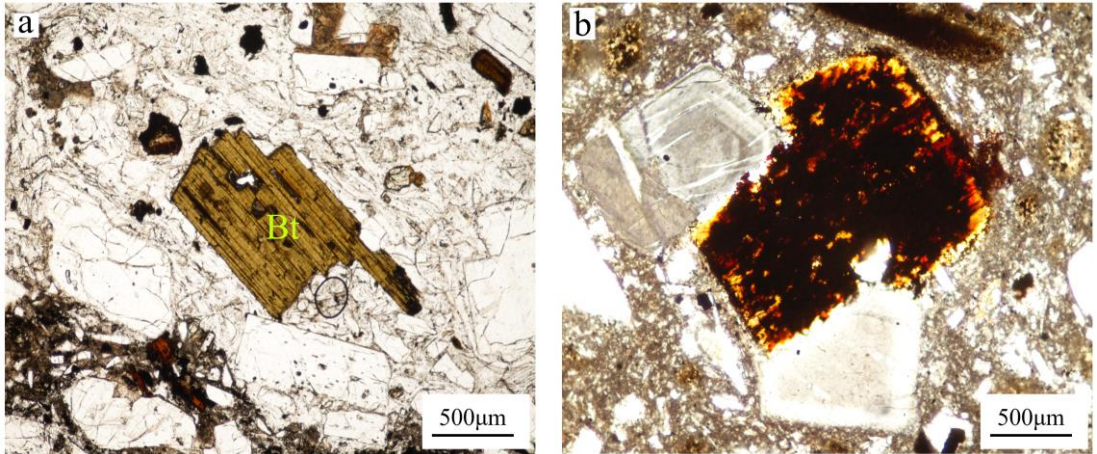
Amfiboller yarı öz şekilli olup, genellikle fenokristaller halindedirler. Altgen öz şekilleri ve çift yönde birbirini  $\sim 124^\circ$  açıyla kesen dilinim izlerine sahip olmaları amfibol minerallerinin tanınmasını kolaylaştırmaktadır (Şekil 3.10). Minerallerde izlenen tek nikelde yeşil tonlarındaki kuvvetli pleokroizma ve yüksek rölyefi, çift nikelde ikinci dizi yeşil, turuncu, sarı renklerdeki girişim renkleri ile biyotit ve piroksen grubu minerallerden ayırt etmede kolaylık sağlamaktadır. Amfibol minerallerinin orta ve kenar kesimlerinde kapanım şeklinde plajiyoklaz, biyotit ve opak minerallere rastlanılmıştır.





**Şekil 3.10:** Andezitlerde gözlenen, (a) Yarı öz şekilli ve çift yönde birbirini  $\sim 124^\circ$  açıyla kesen dilinime sahip amfibol. (T.N, X10), (b) Amfibol minerallerinde kapantı olarak opak mineral bulunması. (T.N, X10) (Amp: Amfibol, T.N: Tek Nikol)

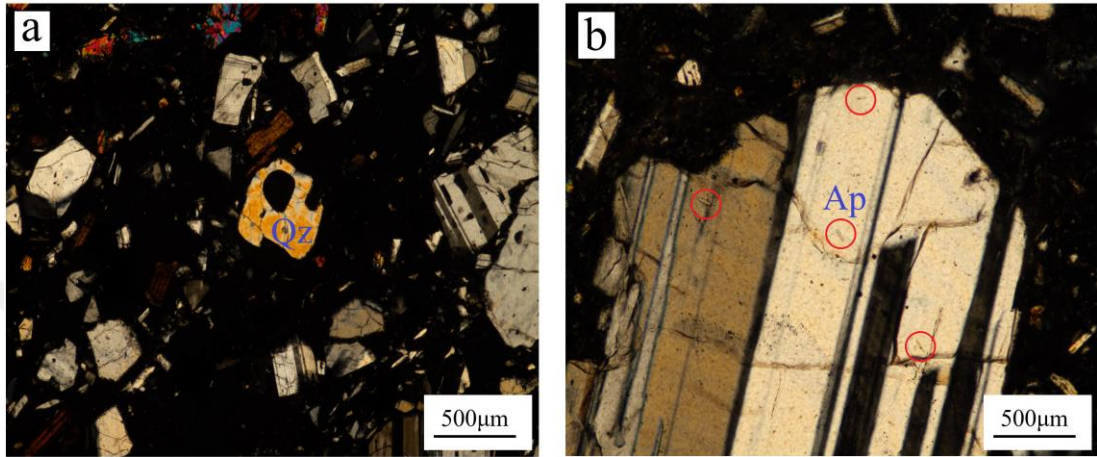
Biyotitler yarı öz şekillidir. Tek nikelde açık sarı ve kahverengi renklerde pleokrizma gösterirken çift nikelde de kahverengi, yeşil girişim renkleri sunarlar. Biyotitlerin (001) yüzeyine paralel kesitlerde tek yönlü mükemmel dilinimleri mevcuttur (Şekil 3.11a). Bazı biyotit minerallerinde dilinimler boyunca opasitleşme görülür (Şekil 3.11b). İri biyotit kristallerinin içinde plajiyoklaz kapanımları da mevcuttur.



**Şekil 3.11:** Volkanitlerde gözlenen, (a) Biyotit mineralinin (001) yüzeyine paralel kesitlerde tek yönlü mükemmel dilinimleri. (T.N, X10), (b) Biyotit mineralinde dilinimler boyunca gelişmiş opasitleşme. (T.N, X10) (Bt: Biyotit)

Opak mineraller değişik şekil ve boyutlarda bulunmaktadır. Özellikle piroksen, amfibol ve biyotit gibi ferromagnezyen mineral gruplarının kenar ve/veya iç kısımlarında kapanım halinde bulunmaktadır.

Apatit ve kuvars tali mineral olarak bulunur. Apatitler plajiyoklazlar içerisinde kapanım şeklinde iğnecikler halinde bulunurken, kuvarslar öz şekilsiz ve kenarları hamur tarafından yenmesi sonucu oluşan körfez dokusu sergilemektedirler (Şekil 3.12a). Ayırışma mineralleri serisit, kalsit, klorit ve kil olarak karşımıza çıkmaktadır.



**Şekil 3.12:** (a) Kuvars kristalindeki körfez dokusu ve camsı doku. (Ç.N. X10), (b) Plajiyoklaz mineralinde kapanım şeklinde yer alan apatit mineralleri. (Ç.N, X10) (Qz: Kuvars, Ap: Apatit)

Hamur maddesi; beyaz renkli, çubuksu mikrolitler halinde polisentetik ikizlenme gösteren gelişi güzel bir dağılım sunan plajiyoklaz minerallerinden, parlak siyah renklere mikro kristaller halinde piroksen kristallerinden ve volkanik camdan oluşmaktadır.

Hallaçlar formasyonunun kalınlığı yaklaşık olarak 400 m kadardır (Ercan vd., 1984).

Krushensky (1976), Edremit'in kuzeydoğusundaki andezitlerde mevcut biyotit mineralinde K/Ar yöntemi ile yaptığı yaş analizinde  $23,6 \pm 0,6$  My (Orta Miyosen) yaşa ulaşmıştır (Ercan vd., 1984).

### 3.1.3 Soma Formasyonu

Çalışma bölgesinde geniş bir yayılım gösteren bu çökel topluluk birimi Nebert (1978) tarafından Soma Formasyonu adı altında tanımlanmıştır.

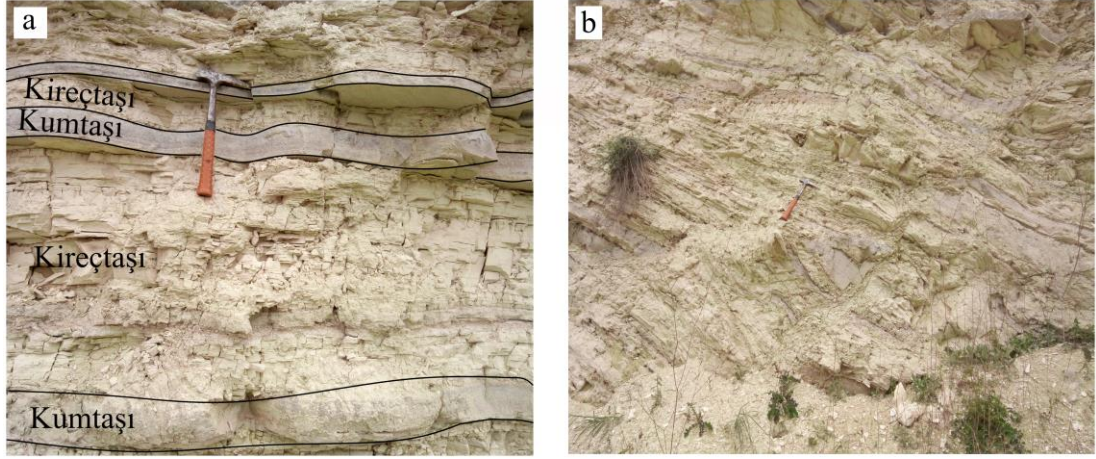
Soma Formasyonu; silttaşı, killi kireçtaşı, çakıltası, marn, tüfit ar dalanması, kumtaşı gibi birimlerden oluşmaktadır (Akyürek ve Soysal, 1983). Çalışılan yörede ise kireçtaşı, marn ve kumtaşı hâkimdir.

Çökel topluluk incelenen yörede Büyük Bostancı mahallesi güneyinde, Çiçekpınar mahallesi kuzeyinde mostralar gözlemlenmektedir. Ancak Soma Formasyonu'nun bulunduğu alan tarlalar ile kaplı olması nedeniyle mostralar örtülüdür.

Soma Formasyonu'nda kireçtaşı, marn ve kumtaşı ar dalanmalı istif arazide görülmektedir (Şekil 3.13). Kireçtaşı mostraları, gevşek tutturulmuş, çoğunlukla sarı, gri, beyaz renkte, orta ve ince tabakalanmalı ve kalsit çimentoludur. Marn düzeyleri çok ince taneli ve ince katmanlı olup, kumtaşları ise orta ve ince taneli, pekleşmiş, sert, yatay tabakalar şeklindedir (Şekil 3.13).

Çalışma alanındaki çökel toplulukta paleontolojik bir bulguya rastlanılmamıştır. Önceki çalışmalarda araştırmacılar (Akyürek ve Soysal, 1983) Soma Formasyonun yayılım gösteren alanlarında rastladıkları paleontolojik veriler doğrultusunda formasyonun yaşı Üst Miyosen-Pliyosen olduğunu saptamışlardır.





**Şekil 3.13:** (a) Soma Formasyon’unda kireçtaşı kumtaşı ardalanması. (b)Soma Formasyon’unda tilting.

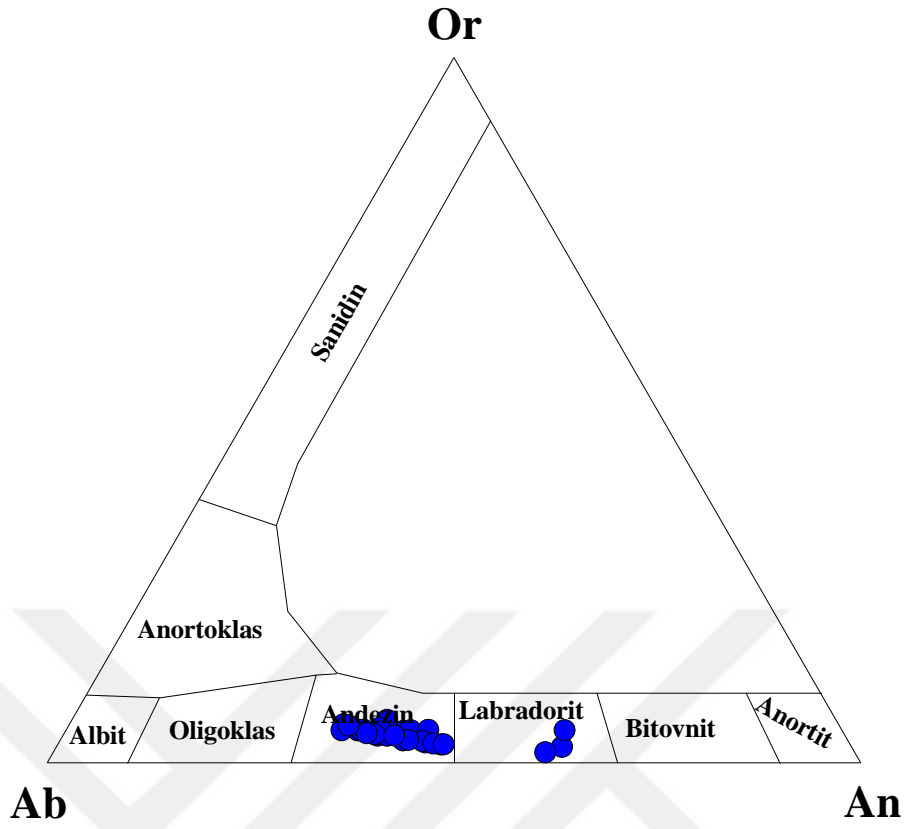
### 3.1.4 Alüvyon

Çalışma alanında bulunan Kuvaterner yaşlı alüvyon birim Nergis çayı boyunca görülmektedir. Birim içerisinde değişik boyutlarda bulunan çakıllar tabakasız ve yuvarlaklaşmış halde bulunmaktadır.

## 3.2 Mineral Kimyası

### 3.2.1 Plajiyoklaz

İnceleme alanındaki andezitik kayalar içerisinde fenokristaller ve mikrofeno-kristaller halinde gözlenen plajiyoklazların mineral kimyası ve yapılan hesaplama sonuçları Tablo 3.1 sunulmuştur. Andezin olanlarda bileşim,  $An_{33}Ab_{49}Or_2$  -  $An_{47}Ab_{61}Or_6$  ve labradorit olanlarda da  $An_{62}Ab_{38}Or_4$  –  $An_{60}Ab_{34}Or_1$  arasındadır. Elde edilen sonuçlar Şekil 3.14’teki sınıflama diyagramında (Deer vd., 1992) değerlendirildiğinde plajiyoklazlar çoğunlukla andezin alanında, nadiren de labradorit alanında bulunmaktadır.



Şekil 3.14: Plajiyoklazların Ab-An-Or sınıflama diyagramı (Deer vd., 1992).

**Tablo 3. 1:** Plajiyoklazlara ait mineral kimyası analiz sonuçları.

| Örnek                                       | FB10a  | FB10a  | FB10a  | FB10a | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 | FB14-1 |
|---|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|   | 1      | 2      | 3      | 4     | 1      | 2      | 3      | 4      | 1      | 2      | 3      | 4      | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      |
|   | merkez | merkez | kenar  | kenar | merkez | merkez | kenar  | kenar  | merkez | merkez | kenar  | kenar  | merkez | merkez | merkez | kenar  | kenar  |
| SiO <sub>2</sub>                            | 50,08  | 54,54  | 56,10  | 55,26 | 58,08  | 58,86  | 56,84  | 56,34  | 56,25  | 56,57  | 56,20  | 56,63  | 56,87  | 57,05  | 57,66  | 56,32  | 51,76  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 31,83  | 28,67  | 28,25  | 27,97 | 25,97  | 25,86  | 26,92  | 26,66  | 27,48  | 27,76  | 26,07  | 26,63  | 26,24  | 26,60  | 26,56  | 27,39  | 31,01  |
| FeO(t)                                      | 0,81   | 0,47   | 0,44   | 0,44  | 0,34   | 0,35   | 0,34   | 0,39   | 0,40   | 0,38   | 0,35   | 0,45   | 0,36   | 0,37   | 0,45   | 0,35   | 0,39   |
| CaO   | 12,67  | 8,27   | 8,75   | 8,80  | 7,15   | 7,30   | 7,64   | 8,29   | 8,43   | 8,00   | 11,89  | 8,21   | 9,15   | 8,16   | 9,21   | 8,48   | 12,74  |
| Na <sub>2</sub> O                           | 4,01   | 7,35   | 6,29   | 6,09  | 7,13   | 5,75   | 7,00   | 6,69   | 6,92   | 6,58   | 3,66   | 6,79   | 6,57   | 6,66   | 5,20   | 6,63   | 4,43   |
| K <sub>2</sub> O                            | 0,39   | 0,89   | 0,80   | 0,81  | 0,98   | 0,96   | 0,82   | 0,75   | 0,71   | 0,77   | 0,76   | 0,77   | 0,58   | 0,73   | 0,73   | 0,69   | 0,26   |
| BaO   | 0,08   | 0,12   | 0,11   | 0,11  | 0,08   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,10   | 0,08   | 0,11   | 0,08   | 0,09   | 0,08   | 0,12   | 0,02   |
| Toplam                                      | 99,86  | 100,32 | 100,73 | 99,48 | 99,71  | 99,18  | 99,67  | 99,21  | 100,28 | 100,15 | 99,01  | 99,59  | 99,85  | 99,65  | 99,89  | 99,98  | 100,61 |
| Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. |        |        |        |       |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Si  | 9,17   | 9,87   | 10,06  | 10,03 | 10,47  | 10,60  | 10,27  | 10,24  | 10,13  | 10,17  | 10,24  | 10,26  | 10,28  | 10,31  | 10,43  | 10,16  | 9,37   |
| Al  | 6,87   | 6,12   | 5,97   | 5,99  | 5,52   | 5,49   | 5,73   | 5,71   | 5,83   | 5,88   | 5,60   | 5,69   | 5,59   | 5,66   | 5,66   | 5,82   | 6,61   |
| Fe <sup>+2</sup>                            | 0,12   | 0,07   | 0,07   | 0,07  | 0,05   | 0,05   | 0,05   | 0,06   | 0,06   | 0,06   | 0,05   | 0,07   | 0,05   | 0,06   | 0,05   | 0,05   | 0,06   |
| Ca  | 2,48   | 1,60   | 1,68   | 1,71  | 1,38   | 1,41   | 1,48   | 1,61   | 1,63   | 1,54   | 2,32   | 1,59   | 1,77   | 1,58   | 1,60   | 1,64   | 2,47   |
| Na  | 1,42   | 2,58   | 2,19   | 2,14  | 2,49   | 2,01   | 2,45   | 2,36   | 2,42   | 2,29   | 1,29   | 2,39   | 2,30   | 2,33   | 1,82   | 2,32   | 1,55   |
| K   | 0,09   | 0,21   | 0,18   | 0,19  | 0,22   | 0,22   | 0,19   | 0,17   | 0,16   | 0,18   | 0,18   | 0,18   | 0,13   | 0,17   | 0,17   | 0,16   | 0,06   |
| Ba  | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01  | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,00   |
| Toplam                                      | 20,16  | 20,46  | 20,14  | 20,14 | 20,13  | 19,78  | 20,18  | 20,17  | 20,24  | 20,12  | 19,69  | 20,18  | 20,14  | 20,11  | 19,74  | 20,16  | 20,13  |
| An % mol.                                   | 62,15  | 36,53  | 41,51  | 42,36 | 33,70  | 38,73  | 35,89  | 38,94  | 38,69  | 38,42  | 61,28  | 38,34  | 42,12  | 38,71  | 44,50  | 39,84  | 60,47  |
| Ab % mol.                                   | 35,59  | 58,78  | 53,98  | 53,02 | 60,83  | 55,20  | 59,52  | 56,88  | 57,45  | 57,17  | 34,09  | 57,37  | 54,69  | 57,16  | 50,82  | 56,32  | 38,04  |
| Or % mol.                                   | 2,27   | 4,69   | 4,51   | 4,62  | 5,48   | 6,08   | 4,60   | 4,17   | 3,85   | 4,40   | 4,63   | 4,29   | 3,19   | 4,14   | 4,68   | 3,84   | 1,49   |

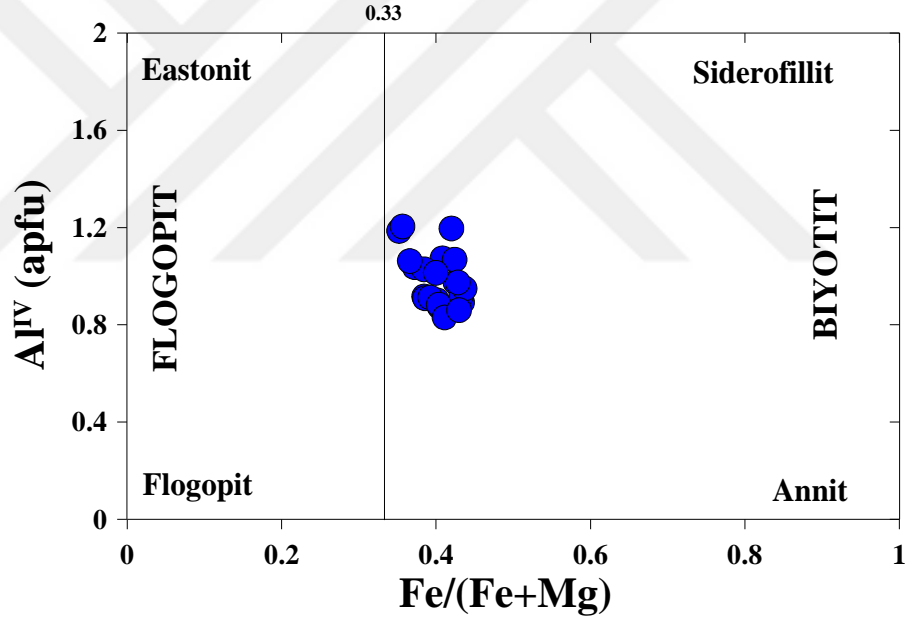
**Tablo 3.1** (devam).

| Örnek                                       | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   | FB14-1   |
|---|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
|   | Blg3 PL1 | Blg3 PL1 | Blg3 PL1 | Blg3 PL1 | Blg3 PL1 | Blg3 PL1 | Blg3 PL2 | Blg3 PL2 | Blg3 PL2 | Blg3 PL2 | Blg3 PL2 | Blg3 PL2 | Blg3 PL2 | Blg3 PL2 |
|   | 1        | 2        | 3        | 4        | 5        | 6        | 1        | 2        | 3        | 4        | 5        | 6        | 7        | 8        |
|   | merkez   | merkez   | merkez   | kenar    | kenar    | kenar    | merkez   | merkez   | merkez   | merkez   | kenar    | kenar    | kenar    | kenar    |
| SiO <sub>2</sub>                            | 53,65    | 53,09    | 54,09    | 54,15    | 54,76    | 54,11    | 57,14    | 56,94    | 56,22    | 56,74    | 55,65    | 55,94    | 56,36    | 57,58    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 29,74    | 29,32    | 28,31    | 28,54    | 28,72    | 28,36    | 26,50    | 28,29    | 27,44    | 26,19    | 28,24    | 27,17    | 27,60    | 25,36    |
| FeO(t)                                      | 0,50     | 0,48     | 0,39     | 0,38     | 0,43     | 0,45     | 0,36     | 0,32     | 0,33     | 0,35     | 0,33     | 0,35     | 0,33     | 0,35     |
| CaO   | 9,72     | 10,38    | 9,61     | 9,35     | 10,08    | 10,26    | 7,72     | 7,70     | 7,92     | 7,84     | 8,40     | 8,19     | 8,77     | 8,39     |
| Na <sub>2</sub> O                           | 6,21     | 6,11     | 6,24     | 6,52     | 6,18     | 5,97     | 7,74     | 7,73     | 7,15     | 7,40     | 7,02     | 7,15     | 6,60     | 7,17     |
| K <sub>2</sub> O                            | 0,53     | 0,48     | 0,56     | 0,60     | 0,50     | 0,48     | 0,90     | 0,88     | 0,86     | 0,85     | 0,75     | 0,78     | 0,70     | 0,96     |
| BaO   | 0,07     | 0,05     | 0,08     | 0,09     | 0,07     | 0,08     | 0,07     | 0,07     | 0,07     | 0,08     | 0,12     | 0,14     | 0,07     | 0,08     |
| Toplam                                      | 100,41   | 99,91    | 99,28    | 99,62    | 100,73   | 99,71    | 100,43   | 101,92   | 99,99    | 99,45    | 100,51   | 99,71    | 100,42   | 99,88    |
| Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. |          |          |          |          |          |          |          |          |          |          |          |          |          |          |
| Si  | 9,70     | 9,67     | 9,87     | 9,86     | 9,86     | 9,85     | 10,28    | 10,10    | 10,15    | 10,36    | 10,01    | 10,14    | 10,13    | 10,48    |
| Al  | 6,33     | 6,29     | 6,09     | 6,12     | 6,09     | 6,08     | 5,62     | 5,91     | 5,84     | 5,64     | 5,99     | 5,81     | 5,85     | 5,44     |
| Fe <sup>+2</sup>                            | 0,07     | 0,07     | 0,06     | 0,06     | 0,06     | 0,07     | 0,05     | 0,05     | 0,05     | 0,05     | 0,05     | 0,05     | 0,05     | 0,05     |
| Ca  | 1,88     | 2,02     | 1,88     | 1,82     | 1,94     | 2,00     | 1,49     | 1,46     | 1,53     | 1,53     | 1,62     | 1,59     | 1,69     | 1,44     |
| Na  | 2,18     | 2,16     | 2,21     | 2,30     | 2,16     | 2,11     | 2,70     | 2,66     | 2,50     | 2,27     | 2,45     | 2,51     | 2,30     | 2,53     |
| K   | 0,12     | 0,11     | 0,13     | 0,14     | 0,12     | 0,11     | 0,21     | 0,20     | 0,20     | 0,20     | 0,17     | 0,18     | 0,16     | 0,22     |
| Ba  | 0,00     | 0,00     | 0,01     | 0,01     | 0,00     | 0,01     | 0,01     | 0,00     | 0,00     | 0,01     | 0,01     | 0,01     | 0,00     | 0,01     |
| Toplam                                      | 20,29    | 20,32    | 20,25    | 20,30    | 20,23    | 20,22    | 20,36    | 20,38    | 20,28    | 20,05    | 20,30    | 20,30    | 20,18    | 20,17    |
| An % mol.                                   | 45,01    | 47,16    | 44,57    | 42,75    | 46,10    | 47,42    | 33,87    | 33,88    | 36,20    | 38,36    | 38,20    | 37,15    | 40,69    | 34,36    |
| Ab % mol.                                   | 52,08    | 50,24    | 52,34    | 54,00    | 51,16    | 49,95    | 61,44    | 61,50    | 59,13    | 56,68    | 57,75    | 58,64    | 55,42    | 60,32    |
| Or % mol.                                   | 2,91     | 2,60     | 3,09     | 3,26     | 2,73     | 2,63     | 4,69     | 4,61     | 4,67     | 4,95     | 4,04     | 4,21     | 3,88     | 5,32     |

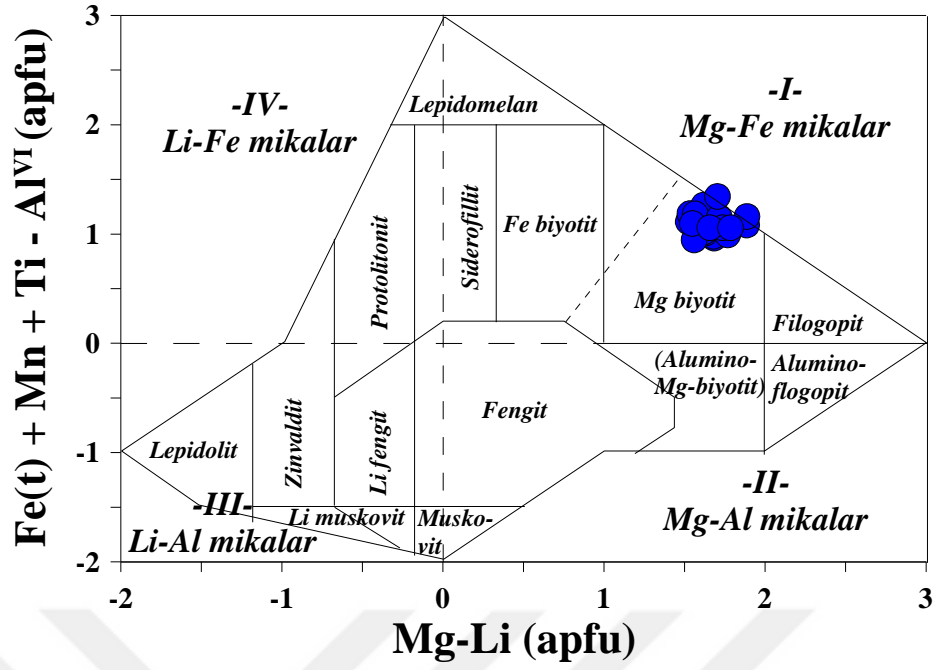
### 3.2.2 Biyotit

Andezitik kayalar içerisindeki biyotitlerin mineral kimyası ve hesaplama sonuçları Tablo 3.2’de verilmiştir. Biyotitlerde wt% FeO oranları 15.56-19.16, wt% MgO oranları 13.14-16.69, Flogopit değerleri % 45-56 ve Annit değerleri %15-32 arasındadır.

Biyotit bileşimleri  $Fe/(Fe+Mg)$  karşı  $Al^{IV}$  (apfu) diyagramında değerlendirildiğinde örneklerin tamamının biyotit alanında kümeleşme gösterdikleri görülmektedir (Şekil 3.15). Biyotitler Tischendorf vd., (1997) tarafından geliştirilen Mg-Li (apfu) karşı  $Fe + Mn + Ti - Al^{IV}$  (apfu) diyagramında Mg-Fe mika alanında Mg’lu biyotit alanında yer aldıkları izlenmektedir (Şekil 3.16).

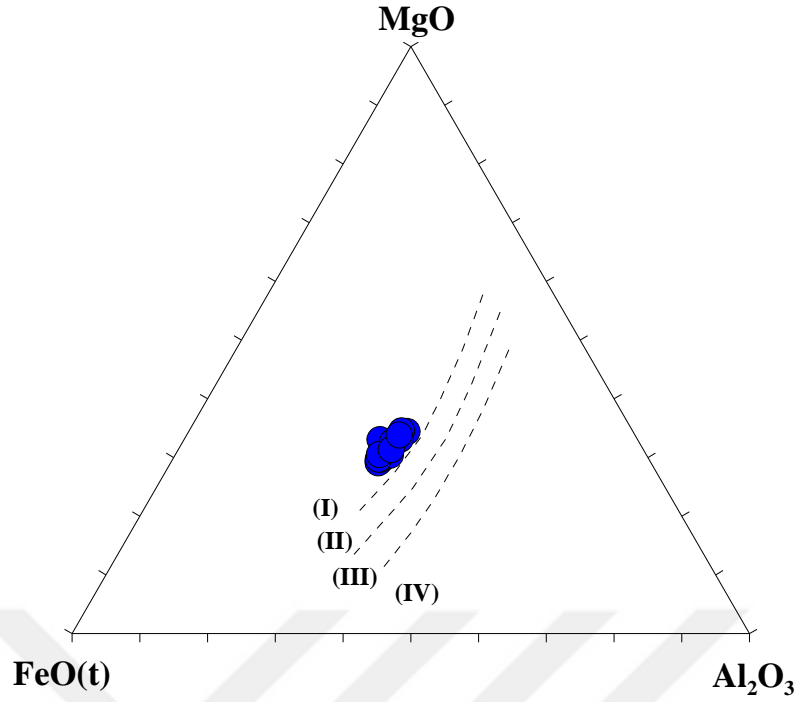


Şekil 3.15: Biyotit sınıflandırma diyagramı.

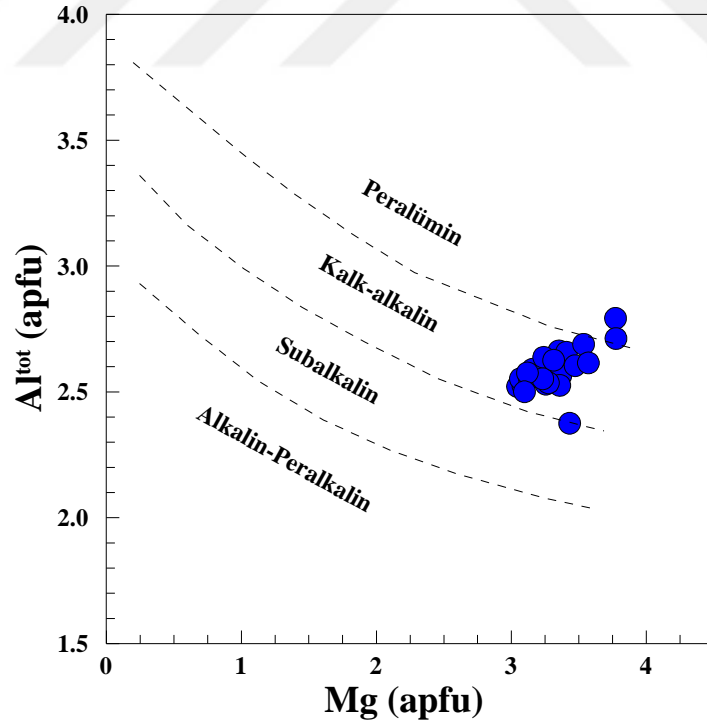


Şekil 3.16: Biyotitlerin Mg-Li (apfu) karşı Fe(t)+Mn+Ti-Al<sup>VI</sup> (apfu) (Tischendorf vd., 1997) diyagramı.

MgO-FeO(t)-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> üçgen diyagramına (De Albuquerque 1973; Şekil 3.17) göre biyotitlerin bileşimleri I. bölgeye düşmekte olup “biyotitler ile amfiboller birlikte olan” alanına, orojenik bölge ayırtman diyagramında ise biyotitler çoğunlukla “kalk-alkalin orojenik bölgelerdeki biyotit” alanında yer almaktadırlar (Şekil 3.18).



**Şekil 3.17:** Üçlü  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO (t)} - \text{MgO}$  (ağırlıkça) diyagramındaki biyotit kompozisyonunun grafiği (De Albuquerque 1973) I biyotit amfibol ile bir arada var olma; II, diğer ferromagnezyen mineralleri ile birlikte bulunan biyotit; III, muskovit ile birlikte bulunan biyotit; IV, biyotit bir arada alüminosilik ile bulunma.



**Şekil 3.18:**  $\text{Al}^{\text{tot}} - \text{Mg}$  (apfu) (hesaplanan 22 oksijen) diyagramında biyotitlerin bileşimleri (Nachit vd., 1985).

**Tablo 3. 2:** Biyotitlere ait mineral kimyası analiz sonuçları.

| Örnek No.                                   | FB14a | FB14a Bi- | FB14a | FB14a | FB14a | FB14a | FB14a | FB14a | FB14a | FB14a | FB14a | FB14  | FB14  | FB14  | FB14  | FB14  | FB14  | FB14  |
|---|-------|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|   | Bi-1  | 1         | Bi-1  | Bi-1  | Bi-1  | Bi-1  | Bi-1  | Bi-2  | Bi-2  | Bi-2  | Bi-2  | Blg2  | Blg2  | Blg2  | Blg2  | Blg2  | Blg2  | Blg3  |
|   | 1     | 2         | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 1     | 2     | 3     | 4     | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 1     |
| SiO <sub>2</sub>                            | 34,05 | 34,82     | 35,99 | 35,47 | 34,99 | 33,25 | 34,51 | 36,59 | 36,43 | 33,67 | 32,66 | 36,76 | 35,53 | 35,04 | 36,19 | 36,57 | 35,85 | 33,30 |
| MgO   | 14,59 | 13,61     | 13,14 | 13,25 | 13,16 | 13,81 | 13,35 | 14,68 | 14,55 | 16,70 | 16,32 | 14,13 | 13,96 | 14,54 | 13,97 | 13,38 | 13,17 | 14,85 |
| FeO(t)                                      | 17,95 | 17,94     | 17,93 | 18,03 | 18,21 | 18,12 | 17,83 | 16,36 | 16,28 | 16,18 | 16,12 | 17,12 | 16,67 | 17,73 | 16,85 | 16,64 | 17,69 | 19,16 |
| TiO <sub>2</sub>                            | 5,19  | 5,39      | 5,29  | 5,23  | 5,37  | 5,32  | 5,27  | 4,69  | 4,65  | 4,61  | 4,50  | 4,92  | 5,14  | 5,26  | 5,30  | 5,28  | 5,25  | 4,14  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 14,65 | 14,12     | 13,76 | 13,71 | 13,85 | 14,22 | 13,79 | 14,15 | 13,84 | 15,63 | 15,83 | 13,90 | 14,68 | 13,73 | 13,96 | 13,98 | 13,45 | 14,64 |
| MnO   | 0,11  | 0,12      | 0,09  | 0,07  | 0,11  | 0,12  | 0,06  | 0,08  | 0,12  | 0,07  | 0,06  | 0,11  | 0,06  | 0,09  | 0,09  | 0,08  | 0,12  | 0,05  |
| K <sub>2</sub> O                            | 9,17  | 9,31      | 9,45  | 9,39  | 9,45  | 9,25  | 9,51  | 9,13  | 9,17  | 9,05  | 9,21  | 8,80  | 8,93  | 8,86  | 9,01  | 8,92  | 8,80  | 9,44  |
| Toplam                                      | 95,71 | 95,31     | 95,65 | 95,14 | 95,14 | 94,09 | 94,31 | 95,67 | 95,05 | 95,91 | 94,71 | 95,74 | 94,95 | 95,25 | 95,36 | 94,85 | 94,32 | 95,57 |
| Formül 22 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. |       |           |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Si  | 2,63  | 2,71      | 2,80  | 2,77  | 2,74  | 2,62  | 2,71  | 2,81  | 2,82  | 2,55  | 2,53  | 2,84  | 2,79  | 2,77  | 2,81  | 2,86  | 2,83  | 2,56  |
| Mg  | 1,68  | 1,58      | 1,52  | 1,54  | 1,53  | 1,62  | 1,57  | 1,68  | 1,68  | 1,89  | 1,89  | 1,63  | 1,64  | 1,72  | 1,62  | 1,56  | 1,55  | 1,70  |
| Fe <sup>+2</sup>                            | 1,16  | 1,17      | 1,17  | 1,18  | 1,19  | 1,19  | 1,17  | 1,05  | 1,05  | 1,03  | 1,05  | 1,11  | 1,10  | 1,11  | 1,09  | 1,09  | 1,17  | 1,23  |
| Ti  | 0,30  | 0,32      | 0,31  | 0,31  | 0,32  | 0,32  | 0,31  | 0,27  | 0,27  | 0,26  | 0,26  | 0,29  | 0,30  | 0,31  | 0,31  | 0,31  | 0,31  | 0,24  |
| Al <sup>IV</sup>                            | 1,07  | 0,97      | 0,89  | 0,92  | 0,95  | 1,07  | 0,97  | 0,92  | 0,91  | 1,19  | 1,20  | 0,87  | 0,90  | 0,91  | 0,88  | 0,83  | 0,86  | 1,20  |
| Al <sup>VI</sup>                            | 0,26  | 0,32      | 0,37  | 0,34  | 0,33  | 0,25  | 0,30  | 0,37  | 0,35  | 0,21  | 0,15  | 0,39  | 0,37  | 0,28  | 0,39  | 0,46  | 0,39  | 0,13  |
| K   | 0,90  | 0,92      | 0,94  | 0,94  | 0,94  | 0,93  | 0,95  | 0,90  | 0,91  | 0,87  | 0,91  | 0,87  | 0,90  | 0,90  | 0,89  | 0,89  | 0,89  | 0,93  |
| Toplam                                      | 8,01  | 8,00      | 8,01  | 8,00  | 8,01  | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 8,00  |
| X <sub>annit</sub>                          | 0,37  | 0,38      | 0,38  | 0,38  | 0,39  | 0,39  | 0,38  | 0,34  | 0,34  | 0,33  | 0,34  | 0,35  | 0,35  | 0,36  | 0,35  | 0,35  | 0,37  | 0,40  |
| X <sub>flogopit</sub>                       | 0,54  | 0,51      | 0,50  | 0,50  | 0,50  | 0,53  | 0,51  | 0,54  | 0,54  | 0,60  | 0,61  | 0,52  | 0,53  | 0,55  | 0,52  | 0,50  | 0,50  | 0,55  |
| Mg#   | 0,59  | 0,57      | 0,57  | 0,57  | 0,56  | 0,58  | 0,57  | 0,62  | 0,61  | 0,65  | 0,64  | 0,60  | 0,60  | 0,61  | 0,60  | 0,59  | 0,57  | 0,58  |



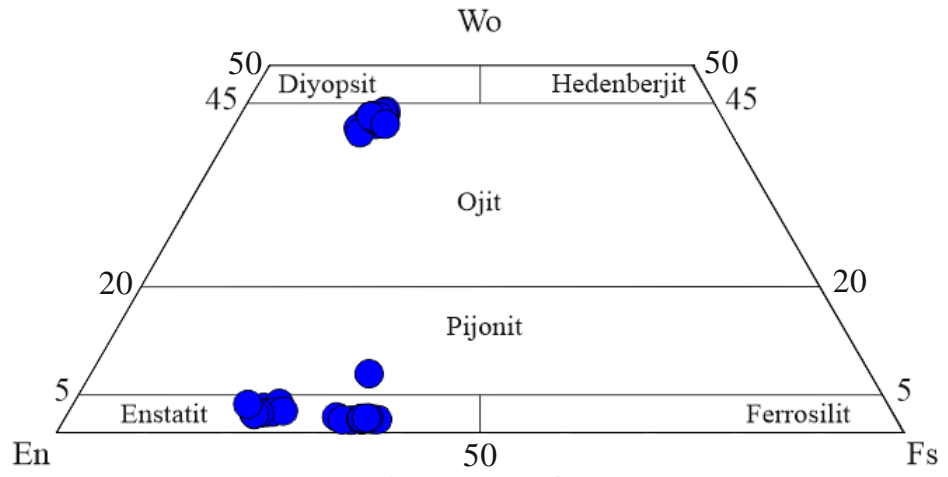
**Tablo 3.2** (devam).

| Örnek No.                                   | FB14      | FB14      | FB14      | FB14      |
|---|-----------|-----------|-----------|-----------|
|   | Blg3 Bi-1 | Blg3 Bi-1 | Blg3 Bi-1 | Blg3 Bi-1 |
|   | 2         | 3         | 4         | 5         |
| SiO <sub>2</sub>                            | 35,45     | 35,68     | 35,15     | 34,71     |
| MgO   | 15,50     | 15,23     | 14,28     | 15,13     |
| FeO(t)                                      | 16,37     | 16,95     | 16,95     | 16,57     |
| TiO <sub>2</sub>                            | 4,35      | 4,21      | 4,28      | 4,55      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 14,91     | 14,45     | 14,31     | 14,02     |
| MnO   | 0,03      | 0,08      | 0,06      | 0,03      |
| K <sub>2</sub> O                            | 8,98      | 9,23      | 9,44      | 9,29      |
| Toplam                                      | 95,58     | 95,83     | 94,47     | 95,29     |
| Formül 22 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. |           |           |           |           |
| Si  | 2,71      | 2,73      | 2,74      | 2,67      |
| Mg  | 1,77      | 1,74      | 1,66      | 1,79      |
| Fe <sup>+2</sup>                            | 1,05      | 1,08      | 1,10      | 1,03      |
| Ti  | 0,25      | 0,24      | 0,25      | 0,27      |
| Al <sup>IV</sup>                            | 1,04      | 1,03      | 1,01      | 1,06      |
| Al <sup>vı</sup>                            | 0,31      | 0,27      | 0,30      | 0,25      |
| K   | 0,88      | 0,90      | 0,94      | 0,94      |
| Toplam                                      | 8,01      | 8,00      | 8,00      | 8,01      |
| X <sub>annit</sub>                          | 0,34      | 0,35      | 0,36      | 0,34      |
| X <sub>hogopit</sub>                        | 0,57      | 0,56      | 0,54      | 0,58      |
| Mg#   | 0,63      | 0,62      | 0,60      | 0,63      |

$$\text{Mg\# (Mg-numarası)} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}).$$

### 3.2.3 Piroksen

Çalışma alanındaki volkanik kayaçlarına ait örneklerdeki piroksenlerin mineral kimyası bileşimleri ve yapılan hesaplama sonuçları tablo 3.3'te verilmiştir. Piroksen bileşimleri  $\text{Wo}_{43}\text{En}_{75}\text{Fs}_{36}$ - $\text{Wo}_1\text{En}_{38}\text{Fs}_{14}$  arasında değişmektedir ve  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$  oranı 0.63-0.79 arasında yer almaktadır. İncelenen andezitlerde, Morimoto vd., (1988) tarafından geliştirilen sınıflamaya göre (Şekil 3.19) piroksenlerin türleri ojit ve enstatit oldukları bulunmuştur.



Şekil 3.19: Piroksenlerin Wo-En-Fs üçgen sınıflama diyagramı (Morimoto vd., 1988).



**Tablo 3. 3:** Piroksenlere ait mineral kimyası analiz sonuçları.

| Örnek                          | FB8- PYX1 | FB8- PYX1 | FB8- PYX1 | FB8- PYX1 | FB8- PYX2 | FB8- PYX2 | FB8- PYX2 | FB8- PYX2 | FB8- PYX2 | FB8- PYX2 | FB8- PYX3 | FB8- PYX3 | FB8- PYX3 | FB8- PYX3 | FB8- PYX4 | FB8- PYX4 | FB8- PYX4 | FB10a PYX1 | FB10a PYX1 |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|------------|
|                                | 1         | 2         | 3         | 4         | 1         | 2         | 3         | 4         | 5         | 6         | 1         | 2         | 3         | 4         | 1         | 2         | 3         | 1          | 2          |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,47     | 47,90     | 48,11     | 49,50     | 52,05     | 52,92     | 51,59     | 52,15     | 52,19     | 52,12     | 52,04     | 52,93     | 51,42     | 52,02     | 51,66     | 52,23     | 51,29     | 50,31      | 50,53      |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,15      | 0,16      | 0,10      | 0,13      | 0,21      | 0,18      | 0,23      | 0,17      | 0,24      | 0,20      | 0,12      | 0,14      | 0,21      | 0,18      | 0,18      | 0,14      | 0,17      | 0,13       | 0,20       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,99      | 1,19      | 0,59      | 0,78      | 1,12      | 0,99      | 1,38      | 0,97      | 1,20      | 1,06      | 0,93      | 0,85      | 0,99      | 0,88      | 1,09      | 0,92      | 0,79      | 0,79       | 0,94       |
| FeO(t)                         | 22,53     | 23,27     | 23,25     | 23,47     | 9,84      | 9,31      | 10,58     | 9,37      | 9,74      | 9,61      | 10,19     | 10,42     | 9,60      | 9,65      | 9,36      | 9,86      | 9,34      | 23,52      | 23,37      |
| MnO                            | 0,90      | 0,98      | 0,78      | 0,83      | 0,41      | 0,48      | 0,38      | 0,46      | 0,38      | 0,43      | 0,58      | 0,66      | 0,47      | 0,54      | 0,38      | 0,56      | 0,52      | 0,82       | 0,75       |
| MgO                            | 26,24     | 24,97     | 25,97     | 23,99     | 14,84     | 15,71     | 14,14     | 15,24     | 14,33     | 14,54     | 14,90     | 14,25     | 15,06     | 14,61     | 15,95     | 14,12     | 15,69     | 23,78      | 24,03      |
| CaO                            | 1,20      | 0,92      | 0,97      | 0,91      | 21,20     | 20,92     | 20,88     | 21,17     | 20,73     | 21,19     | 21,09     | 21,10     | 21,26     | 21,33     | 21,12     | 21,32     | 21,40     | 1,00       | 1,00       |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,04      | 0,13      | 0,01      | 0,02      | 0,33      | 0,34      | 0,35      | 0,38      | 0,42      | 0,37      | 0,43      | 0,36      | 0,38      | 0,39      | 0,37      | 0,39      | 0,31      | 0,05       | 0,03       |
| K <sub>2</sub> O               | 0,02      | 0,12      | 0,01      | 0,01      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,01      | 0,01      | 0,01      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,01      | 0,00      | 0,00      | 0,01       | 0,00       |
| Toplam                         | 100,54    | 99,64     | 99,81     | 99,66     | 100,00    | 100,84    | 99,55     | 99,93     | 99,23     | 99,54     | 100,29    | 100,70    | 99,38     | 99,61     | 100,13    | 99,54     | 99,52     | 100,38     | 100,86     |

Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

|                  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si               | 1,83  | 1,83  | 1,84  | 1,88  | 1,95  | 1,96  | 1,95  | 1,95  | 1,97  | 1,96  | 1,95  | 1,97  | 1,94  | 1,96  | 1,93  | 1,97  | 1,95  | 1,90  | 1,89  |
| Al               | 0,04  | 0,05  | 0,03  | 0,04  | 0,05  | 0,04  | 0,05  | 0,04  | 0,03  | 0,04  | 0,04  | 0,03  | 0,04  | 0,04  | 0,05  | 0,03  | 0,04  | 0,04  | 0,04  |
| Fe <sup>+2</sup> | 0,26  | 0,30  | 0,28  | 0,45  | 0,21  | 0,20  | 0,25  | 0,19  | 0,26  | 0,23  | 0,19  | 0,27  | 0,17  | 0,21  | 0,13  | 0,24  | 0,19  | 0,48  | 0,48  |
| Fe <sup>+3</sup> | 0,42  | 0,42  | 0,43  | 0,28  | 0,09  | 0,08  | 0,08  | 0,10  | 0,05  | 0,07  | 0,12  | 0,06  | 0,13  | 0,09  | 0,15  | 0,07  | 0,11  | 0,25  | 0,24  |
| Mn               | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,02  | 0,02  | 0,01  | 0,02  | 0,01  | 0,02  | 0,02  | 0,03  | 0,02  |
| Mg               | 1,48  | 1,42  | 1,48  | 1,36  | 0,83  | 0,87  | 0,80  | 0,85  | 0,80  | 0,81  | 0,83  | 0,79  | 0,85  | 0,82  | 0,89  | 0,79  | 0,83  | 1,34  | 1,34  |
| Toplam           | 4,12  | 4,12  | 4,12  | 4,08  | 4,03  | 4,03  | 4,03  | 4,03  | 4,02  | 4,02  | 4,04  | 4,02  | 4,04  | 4,03  | 4,05  | 4,02  | 4,03  | 4,07  | 4,07  |
| Mg#              | 0,68  | 0,66  | 0,67  | 0,65  | 0,73  | 0,75  | 0,71  | 0,75  | 0,72  | 0,73  | 0,72  | 0,71  | 0,74  | 0,73  | 0,75  | 0,72  | 0,74  | 0,65  | 0,65  |
| Wo               | 2,16  | 1,70  | 1,76  | 1,73  | 42,07 | 41,03 | 42,02 | 41,77 | 42,06 | 42,48 | 41,41 | 42,03 | 41,96 | 42,43 | 41,01 | 42,85 | 42,77 | 1,88  | 1,89  |
| En               | 65,83 | 64,11 | 65,41 | 63,13 | 40,97 | 42,87 | 39,59 | 41,85 | 40,45 | 40,55 | 40,71 | 39,50 | 41,35 | 40,45 | 43,11 | 39,50 | 40,86 | 62,66 | 63,15 |
| Fs               | 31,86 | 33,76 | 32,79 | 35,08 | 15,76 | 14,90 | 17,11 | 15,02 | 15,97 | 15,62 | 16,36 | 17,16 | 15,35 | 15,71 | 14,59 | 16,26 | 15,26 | 35,27 | 34,87 |

**Tablo 3.3** (devam).

| Örnek No.                                  | FB10a  | FB10a  | FB10a  | FB10a | FB10a | FB10a  | FB10a | FB10a | FB10a | FB10a  | FB10a  | FB10a  | FB10a  | FB10a  | FB10a  | FB10a | FB10a | FB10a  | FB14Blg |
|--|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|---------|
|  | PYX1   | PYX1   | PYX1   | PYX1  | PYX1  | PYX1   | PYX1  | PYX2  | PYX2  | PYX2   | PYX2   | PYX2   | PYX2   | PYX2   | PYX2   | PYX2  | PYX2  | PYX2   | 2 PYX1  |
|  | 3      | 4      | 5      | 6     | 7     | 8      | 9     | 1     | 2     | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9     | 10    | 1      |         |
| SiO <sub>2</sub>                           | 50,61  | 49,59  | 50,05  | 49,60 | 49,01 | 49,77  | 50,10 | 49,95 | 51,18 | 51,90  | 51,75  | 52,28  | 51,90  | 51,32  | 52,13  | 50,61 | 52,12 | 52,89  |         |
| TiO <sub>2</sub>                           | 0,19   | 0,15   | 0,18   | 0,13  | 0,18  | 0,22   | 0,15  | 0,83  | 0,33  | 0,24   | 0,27   | 0,22   | 0,24   | 0,25   | 0,24   | 0,27  | 0,18  | 0,32   |         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 0,90   | 0,75   | 1,02   | 0,75  | 0,81  | 1,25   | 0,69  | 5,10  | 3,89  | 3,10   | 3,13   | 2,25   | 2,36   | 2,52   | 2,80   | 3,28  | 1,94  | 1,39   |         |
| FeO(t)                                     | 23,99  | 22,37  | 23,56  | 23,91 | 24,51 | 23,86  | 23,30 | 9,10  | 14,82 | 15,98  | 15,73  | 16,33  | 16,98  | 15,35  | 15,33  | 14,96 | 14,09 | 10,23  |         |
| MnO  | 0,72   | 0,68   | 0,78   | 0,97  | 0,73  | 0,73   | 0,74  | 0,15  | 0,27  | 0,34   | 0,28   | 0,37   | 0,39   | 0,27   | 0,28   | 0,28  | 0,25  | 0,34   |         |
| MgO  | 23,06  | 22,73  | 24,05  | 23,52 | 22,97 | 23,48  | 23,30 | 14,78 | 27,24 | 26,77  | 28,00  | 27,99  | 27,32  | 29,40  | 28,57  | 28,70 | 29,03 | 14,13  |         |
| CaO  | 0,94   | 4,30   | 1,05   | 0,97  | 0,93  | 1,05   | 1,04  | 19,22 | 1,77  | 2,08   | 1,46   | 1,49   | 1,57   | 1,34   | 1,41   | 1,35  | 2,07  | 20,98  |         |
| Na <sub>2</sub> O                          | 0,03   | 0,06   | 0,03   | 0,06  | 0,04  | 0,04   | 0,03  | 0,52  | 0,06  | 0,10   | 0,04   | 0,03   | 0,04   | 0,05   | 0,05   | 0,04  | 0,06  | 0,44   |         |
| K <sub>2</sub> O                           | 0,00   | 0,01   | 0,00   | 0,00  | 0,00  | 0,00   | 0,00  | 0,01  | 0,01  | 0,02   | 0,00   | 0,01   | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 0,00  | 0,00  | 0,00   |         |
| Toplam                                     | 100,44 | 100,64 | 100,73 | 99,93 | 99,17 | 100,40 | 99,35 | 99,90 | 99,70 | 100,53 | 100,66 | 100,96 | 100,81 | 100,51 | 100,82 | 99,63 | 99,81 | 100,71 |         |
| Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır. |        |        |        |       |       |        |       |       |       |        |        |        |        |        |        |       |       |        |         |
| Si   | 1,91   | 1,88   | 1,88   | 1,89  | 1,88  | 1,88   | 1,91  | 1,86  | 1,86  | 1,88   | 1,87   | 1,89   | 1,88   | 1,86   | 1,88   | 1,84  | 1,89  | 1,96   |         |
| Al   | 0,04   | 0,03   | 0,05   | 0,03  | 0,04  | 0,06   | 0,03  | 0,14  | 0,14  | 0,12   | 0,13   | 0,10   | 0,10   | 0,11   | 0,12   | 0,14  | 0,08  | 0,04   |         |
| Fe <sup>+2</sup>                           | 0,54   | 0,38   | 0,46   | 0,47  | 0,49  | 0,48   | 0,51  | 0,21  | 0,30  | 0,33   | 0,29   | 0,31   | 0,33   | 0,21   | 0,28   | 0,22  | 0,23  | 0,28   |         |
| Fe <sup>+3</sup>                           | 0,20   | 0,31   | 0,27   | 0,28  | 0,28  | 0,26   | 0,22  | 0,07  | 0,14  | 0,15   | 0,17   | 0,18   | 0,18   | 0,25   | 0,18   | 0,23  | 0,19  | 0,04   |         |
| Mn   | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,03  | 0,02  | 0,02   | 0,02  | 0,00  | 0,01  | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01  | 0,01  | 0,01   |         |
| Mg   | 1,30   | 1,28   | 1,35   | 1,33  | 1,32  | 1,32   | 1,32  | 0,82  | 1,48  | 1,45   | 1,51   | 1,51   | 1,48   | 1,59   | 1,53   | 1,56  | 1,57  | 0,78   |         |
| Toplam                                     | 4,06   | 4,09   | 4,07   | 4,08  | 4,08  | 4,07   | 4,06  | 4,02  | 4,04  | 4,04   | 4,05   | 4,05   | 4,05   | 4,07   | 4,05   | 4,07  | 4,06  | 4,01   |         |
| Mg#  | 0,64   | 0,65   | 0,65   | 0,64  | 0,63  | 0,64   | 0,64  | 0,74  | 0,77  | 0,75   | 0,76   | 0,76   | 0,74   | 0,78   | 0,77   | 0,78  | 0,79  | 0,71   |         |
| Wo   | 1,81   | 8,02   | 1,97   | 1,83  | 1,79  | 2,00   | 2,00  | 40,11 | 3,44  | 3,99   | 2,76   | 2,80   | 2,96   | 2,46   | 2,65   | 2,54  | 3,86  | 42,24  |         |
| En   | 61,63  | 59,02  | 62,96  | 61,98 | 61,20 | 62,13  | 62,41 | 42,93 | 73,71 | 71,50  | 73,77  | 73,02  | 71,71  | 75,37  | 74,65  | 75,30 | 75,40 | 39,58  |         |
| Fs   | 36,45  | 32,74  | 34,98  | 35,98 | 36,88 | 35,75  | 35,49 | 15,00 | 22,65 | 24,15  | 23,33  | 24,08  | 25,21  | 22,01  | 22,54  | 22,01 | 20,56 | 16,58  |         |

**Tablo 3.3** (devam).

| Örnek                          | FB14 Blg | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       | FB14       |
|--------------------------------|----------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
|                                | 2 PYX1   | Blg 2 PYX1 | Blg 2 PYX1 | Blg 2 PYX1 | Blg 3 PYX1 | Blg 3 PYX1 | Blg 3 PYX1 | Blg 3 PYX1 | Blg 3 PYX1 | Blg 3 PYX1 | Blg 3 PYX1 | Blg 3 PYX1 | Blg 3 PYX2 | Blg 3 PYX2 | Blg 3 PYX2 | Blg 3 PYX2 | Blg 3 PYX2 | Blg 3 PYX2 | Blg 3 PYX2 |
|                                | 2        | 3          | 4          | 5          | 1          | 2          | 3          | 4          | 5          | 6          | 7          | 1          | 2          | 3          | 4          | 5          | 6          | 7          |            |
| SiO <sub>2</sub>               | 52,60    | 52,07      | 52,39      | 52,95      | 52,63      | 52,94      | 53,00      | 52,46      | 52,43      | 52,12      | 52,73      | 52,54      | 52,94      | 52,47      | 52,54      | 52,80      | 52,04      | 50,89      |            |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,29     | 0,26       | 0,15       | 0,16       | 0,25       | 0,16       | 0,21       | 0,22       | 0,25       | 0,15       | 0,16       | 0,23       | 0,17       | 0,19       | 0,00       | 0,22       | 0,20       | 0,25       |            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,36     | 1,20       | 0,86       | 1,06       | 1,26       | 0,80       | 1,11       | 1,09       | 1,47       | 1,09       | 1,05       | 1,24       | 1,11       | 1,24       | 30,28      | 1,13       | 0,98       | 1,80       |            |
| FeO(t)                         | 10,23    | 10,05      | 9,65       | 9,81       | 9,83       | 6,55       | 9,81       | 10,09      | 10,18      | 10,20      | 10,01      | 10,04      | 10,06      | 10,24      | 0,40       | 9,89       | 9,30       | 10,80      |            |
| MnO                            | 0,37     | 0,38       | 0,61       | 0,50       | 0,45       | 0,24       | 0,48       | 0,41       | 0,39       | 0,52       | 0,54       | 0,39       | 0,55       | 0,46       | 0,00       | 0,41       | 0,57       | 0,37       |            |
| MgO                            | 13,73    | 13,82      | 14,20      | 14,44      | 13,98      | 11,96      | 14,58      | 13,71      | 13,84      | 14,46      | 14,18      | 13,93      | 14,43      | 14,32      | 0,02       | 14,17      | 14,74      | 14,10      |            |
| CaO                            | 20,94    | 21,01      | 20,91      | 21,21      | 21,07      | 27,16      | 21,02      | 21,32      | 20,83      | 21,02      | 21,06      | 21,32      | 21,12      | 20,93      | 9,84       | 21,07      | 21,41      | 20,54      |            |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,41     | 0,38       | 0,31       | 0,44       | 0,37       | 0,27       | 0,35       | 0,32       | 0,42       | 0,46       | 0,40       | 0,39       | 0,41       | 0,43       | 6,36       | 0,38       | 0,34       | 0,51       |            |
| K <sub>2</sub> O               | 0,01     | 0,00       | 0,00       | 0,00       | 0,00       | 0,01       | 0,00       | 0,00       | 0,00       | 0,00       | 0,00       | 0,00       | 0,00       | 0,00       | 0,51       | 0,00       | 0,00       | 0,00       |            |
| Toplam                         | 99,94    | 99,19      | 99,09      | 100,58     | 99,84      | 100,08     | 100,59     | 99,63      | 99,81      | 100,03     | 100,14     | 100,08     | 100,80     | 100,28     | 99,94      | 100,07     | 99,60      | 99,24      |            |

Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.

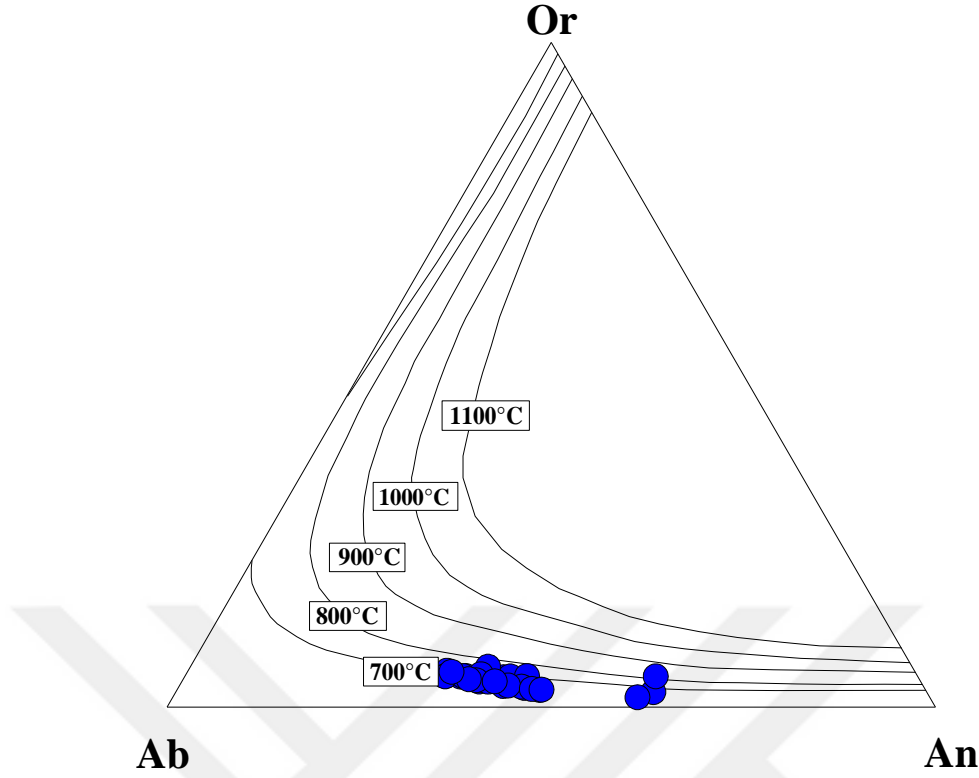
|                  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si               | 1,97  | 1,97  | 1,98  | 1,97  | 1,97  | 1,98  | 1,97  | 1,97  | 1,97  | 1,96  | 1,97  | 1,97  | 1,97  | 1,96  | 1,79  | 1,97  | 1,96  | 1,93  |
| Al               | 0,03  | 0,03  | 0,02  | 0,03  | 0,03  | 0,02  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,04  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,04  | 0,21  | 0,03  | 0,04  | 0,07  |
| Fe <sup>+2</sup> | 0,30  | 0,28  | 0,27  | 0,25  | 0,28  | 0,18  | 0,26  | 0,29  | 0,29  | 0,22  | 0,27  | 0,27  | 0,25  | 0,25  | 0,01  | 0,28  | 0,20  | 0,22  |
| Fe <sup>+3</sup> | 0,02  | 0,04  | 0,03  | 0,06  | 0,02  | 0,02  | 0,04  | 0,03  | 0,03  | 0,10  | 0,05  | 0,04  | 0,06  | 0,07  | -0,56 | 0,03  | 0,09  | 0,12  |
| Mn               | 0,01  | 0,01  | 0,02  | 0,02  | 0,01  | 0,01  | 0,02  | 0,01  | 0,01  | 0,02  | 0,02  | 0,01  | 0,02  | 0,01  | 0,00  | 0,01  | 0,02  | 0,01  |
| Mg               | 0,77  | 0,78  | 0,80  | 0,80  | 0,78  | 0,67  | 0,81  | 0,77  | 0,77  | 0,81  | 0,79  | 0,78  | 0,80  | 0,80  | 0,00  | 0,79  | 0,83  | 0,80  |
| Toplam           | 4,01  | 4,01  | 4,01  | 4,02  | 4,01  | 4,01  | 4,01  | 4,01  | 4,01  | 4,03  | 4,01  | 4,01  | 4,02  | 4,02  | 3,82  | 4,01  | 4,03  | 4,04  |
| Mg#              | 0,71  | 0,71  | 0,72  | 0,73  | 0,72  | 0,73  | 0,71  | 0,71  | 0,72  | 0,72  | 0,71  | 0,72  | 0,71  | 0,72  | 0,74  | 0,70  | 0,74  | 0,74  |
| Wo               | 42,69 | 42,82 | 42,47 | 42,32 | 42,82 | 54,78 | 42,08 | 43,37 | 42,43 | 41,79 | 42,35 | 43,04 | 42,07 | 41,90 | 45,36 | 42,56 | 42,66 | 41,31 |
| En               | 38,95 | 39,21 | 40,14 | 40,11 | 39,55 | 33,56 | 40,61 | 38,81 | 39,24 | 40,01 | 39,68 | 39,13 | 39,99 | 39,90 | 0,11  | 39,84 | 40,87 | 39,47 |
| Fs               | 16,85 | 16,56 | 16,24 | 15,98 | 16,29 | 10,67 | 16,04 | 16,65 | 16,79 | 16,52 | 16,50 | 16,40 | 16,45 | 16,64 | 1,51  | 16,21 | 15,25 | 17,37 |

### **3.3 Volkanitlerde Jeotermobarometre Hesaplamaları**

İnceleme alanındaki Oligo-Miyosen yaşlı volkanik kayalar oluşturan magmaların kabukta gelişimini ve kökenini daha sağlıklı bir şekilde açıklamak ve yorumlayabilmek için, bu kayaların oluşum sıcaklık ve basınç koşulları saptanmaya çalışılmıştır. Bunun için bazı kayaç yapıcı minerallerin kimyasal özellikleri ve tüm kayaç kimyası sonuçları kullanılmıştır.

#### **3.3.1 Plajiyoklaz Jeotermometresi**

Fuhrman ve Lindsley, (1988) tarafından jeotermometre hesaplamaları için oluşturulan Or-Ab-An üçgen diyagramında Hallaçlar volkanitlerindeki feldispat minerallerinin kimyasal analiz sonuçları değerlendirilmiştir. Bu diyagram üzerine çeşitli sıcaklık değerlerini gösteren izoterm eğrileri çizilerek üçgen bir diyagram oluşturulmuş ve analiz sonuçları bu üçgen diyagramda değerlendirilmiştir. (Şekil 3.20). Volkanitlere ait plajiyoklaz minerallerinin sıcaklık değerleri yaklaşık olarak 650-750 °C sıcaklığına karşılık gelen izoterm sıcaklık eğrileri üzerinde yer aldıkları görülmektedir.



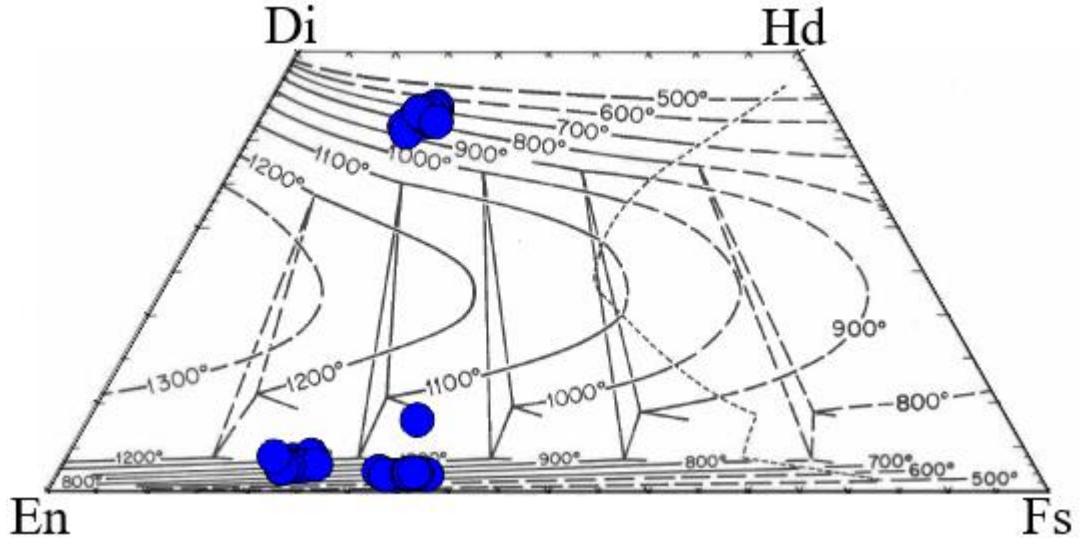
**Şekil 3.20:** Volkanitlerin içerdiği plajiyoklazlara ait Ab-An-Or üçgen diyagramı. İzoterm eğrilerine ait değerler Fuhrman ve Lindsley (1988)'e göre dir.

### 3.3.2 Piroksen Jeotermometresi

Lindsley (1983) ile Lindsley ve Andersen (1983) tarafından oluşturulan Diyopsit-Hedenberjit-Enstatit-Ferrosilit (Di-Hd-En-Fs) piroksen dörtyüzlüsü üzerine çeşitli sıcaklık değerlerini gösteren izoterm eğrileri çizilerek bir diyagram oluşturulmuştur. Ayrıca önerilen piroksen jeotermometresinin kullanılabilmesi için de piroksen minerallerinin kimyasal bileşimlerinin  $Wo+En+Fs \geq 90$  şartını sağlaması gerekmektedir.

Bazı piroksen minerallerine ait bileşimler Şekil 3.21 üzerine iz düşürüldüğünde ojit türü klinopiroksenlerin katılma sıcaklıkları genel olarak 580-960 °C arasında iken enstatit türü ortopiroksenlerin katılma sıcaklıkları 620-1170 °C arasında değişmektedir.



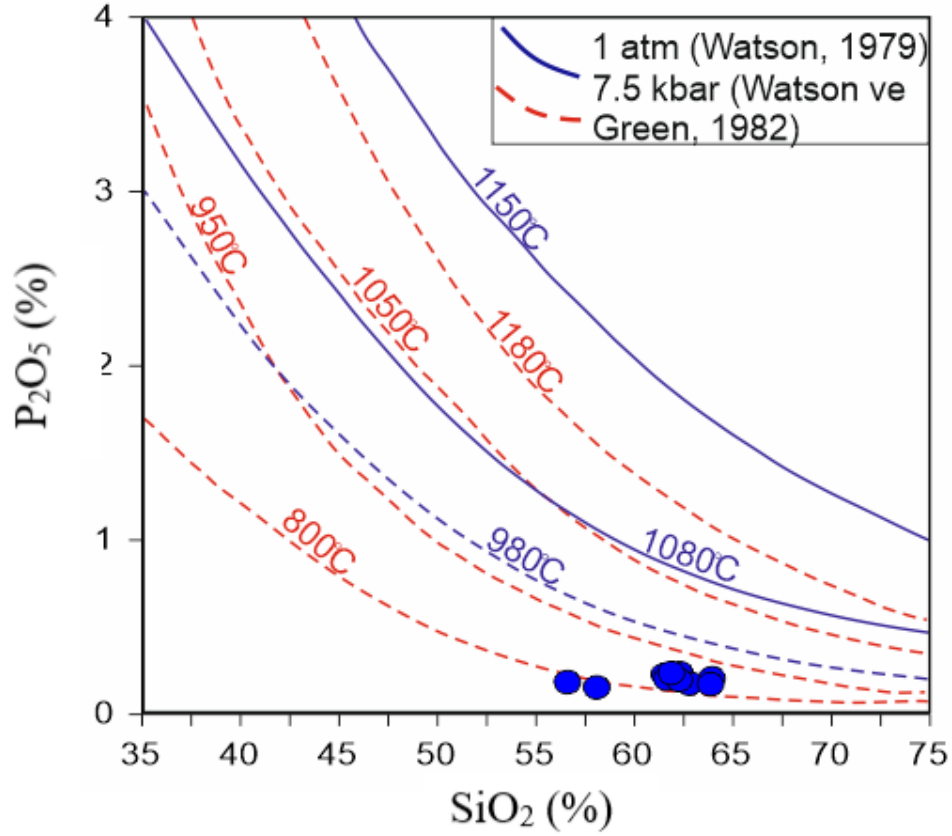


**Şekil 3.21:** Andezitlerdeki piroksenler için oluşturulmuş En-Di-Hd-Fs sıcaklık diyagramı. İzoterm eğrileri aralıkları 100°C (Lindsley, 1983; Lindsley ve Andersen, 1983).

### 3.3.3 Tüm Kayaç SiO<sub>2</sub> (%)-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (%) Jeotermometresi

Ana magmanın apatit doygunluğu ile silis içeriği arasındaki ilişkiyi temel alan Watson ve Green (1982), genelliklede basıncın göz ardı edildiği bir diyagram geliştirmişlerdir. Bu diyagram yardımıyla, magmaların tüm kayaç SiO<sub>2</sub> ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> içeriklerinden yola çıkılarak, bir sistemin minimum ergime sıcaklığı tahmin edilebilmektedir (Şekil 3.22). Bu diyagramın kullanılabilmesi için yapılan deneylerin, sulu orta-yüksek K'lı kalkalkalen sistemler için uygun olacağı sonucuna varılmıştır.

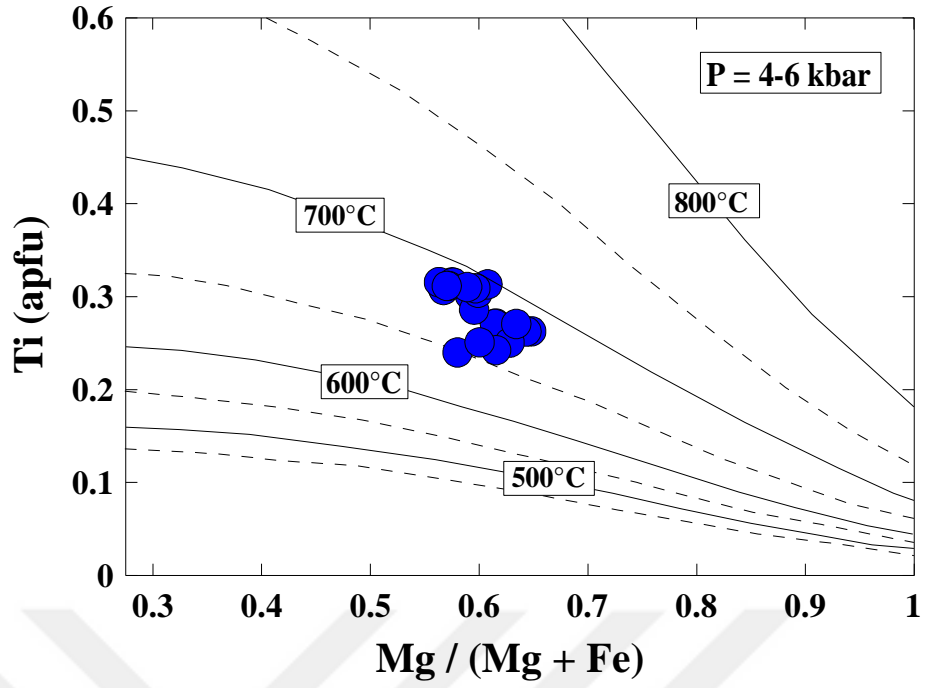
Hallaçlar volkanitlerine ait ortaç kayaçlar genel olarak yüksek K içeriğine sahip kalkalkalen kayaçlardır. Hallaçlar volkanitlerine ait tüm kayaç SiO<sub>2</sub>'ye (% 56.59-63.92) karşı P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (% 0.16-0.24) diyagramından da görüldüğü gibi kayaçların ergime sıcaklıkları, 7.5 kbar basınçta (Watson ve Green, 1982) 800-930°C arasında, 1 atm basınçta ise (Watson, 1979) 950°C'nin altındadır. Böylece, apatitin kristallenme sıcaklığı olan 800-950°C, bu kayaçların oluşumuna neden olan magma için muhtemel ergime sıcaklığı olarak kabul edilebilir.



Şekil 3.22: Andezitlerin 1 atm (Watson, 1979; kesiksiz mavi çizgi) ve 7.5 kbar (Watson ve Green, 1982; kesikli kırmızı çizgi) basınçlarda çizilen sıcaklık değerlerini gösterir SiO<sub>2</sub> (%) karşı P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (%) diyagramı.

### 3.3.4 Biotit Jeotermometresi ve Jeobarometresi

Mg/(Mg + Fe<sup>+2</sup>)-Ti (Şekil 3.23), diyagramında biyotit örnekleri 650–700°C (4-6 kbar) arasında olduğu görülmektedir. Ayrıca Ti ve Fe<sup>+2</sup> değiş tokuşuna dayanan yöntem (Luhr vd., 1984) kullanılarak biyotit örneklerinin 798-843 ° C (ortalama=815 ± 12) arasında bir sıcaklığa sahip oldukları hesaplanmıştır (Tablo 3.4). Biotitlerde Al içerikleri, kristallenme boyunca magmanın derinliğini ya da basıncını tahmin etmemizi sağlar (Uchida vd., 2007). Buradan biyotit örneklerinin kristalleşme sırasında 0.67-1.93 kbar (ort. = 1.28 ± 0.30 kbar) basıncına sahip olduğu hesaplanmıştır (Tablo 3.4). Luhr vd., (1984)'den biyotit sıcaklıkları, Uchida vd., (2007)'den de biyotit basınçları kullanılarak O<sub>2</sub> fugasitesi hesaplanmıştır ve bu çalışmada -13.68 ile -12.65 (ort. = -13.27±0.29) değerlerine sahip olduğu hesaplanmıştır ( Tablo 3.4).



Şekil 3.23: Volkanik kayalardaki biyotit bileşimlerinin Ti (apfu) ve Mg / (Mg + Fe) diyagramı (kesikli eğriler 50°C aralıklı izotermeleri temsil etmektedir) (Henry vd., 2005).

Tablo 3.4: Hallaçlar Volkanitleri'nin içerdiği biyotitler kullanılarak Luhr vd. (1984), Uchida vd. (2007) ve Wones (1989)'a göre hesaplanan basınç (P, kbar), sıcaklık (T, °C) ve oksijen fugasitesi değerleri.

|                               | Luhr vd.<br>(1984) | Uchida vd.<br>(2007) | Wones (1989)<br>( $fO_2$ ) hesaplamalardaki T<br>(Luhr vd., 1984)'e, P<br>(Uchida vd., 2007)'e<br>göredir. |
|-------------------------------|--------------------|----------------------|--|
| Hallaçlar<br>volkaniti (n=22) |                    |                      |  |
| Ort.                          | 815 ± 12           | 1.28 ± 0.30          | -13.27 ± 0.29  |
| Maks.                         | 843                | 1.93                 | -12.65   |
| Min.                          | 798                | 0.67                 | -13.68   |

## 3.4 Jeokimya

### 3.4.1 Giriş

Bu bölümde çalışma alanında yer alan volkanik kayaç örneklerinden onbir adet taze örnek seçilmiş ve ana oksit, iz element analiz sonuçları Tablo 3.5'te, nadir toprak element analiz sonuçları Tablo 3.6'da sunulmuştur. Analiz sonuçları ile kayaçların jeokimyasal özellikleri değerlendirilmiştir.

### 3.4.2 Ana Oksit ve İz Element Analizleri

Çalışma alanındaki örneklerin ana ve iz element analizlerinde SiO<sub>2</sub> içerikleri %56,59-%63,92 (ortaç), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri %14,18-%17,93 Na<sub>2</sub>O içerikleri % 1,99-%3,49, K<sub>2</sub>O içerikleri %2,76-%3,23, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri %4,82-%7,26, MgO içerikleri %2,14-%4,83 arasında değişirken Mg# ise %25,39-%46,66 arasında değişmektedir.

**Tablo 3. 5:** Hallaçlar Volkaniti'ne ait kayaçların ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.

| Örnek. Adı                     | FB-1   | FB-8   | FB-9   | FB-10  | FB-10B | FB-13  | FB-14  | FB-16  | FB-17  | FB-18  | FB-24  |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 62,33  | 58,07  | 61,87  | 62,30  | 61,51  | 63,92  | 56,59  | 61,63  | 62,80  | 62,26  | 63,85  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,54   | 0,51   | 0,56   | 0,55   | 0,53   | 0,53   | 0,49   | 0,54   | 0,48   | 0,51   | 0,44   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,70  | 16,87  | 15,56  | 15,00  | 15,65  | 15,06  | 17,93  | 15,14  | 14,18  | 15,67  | 15,93  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,39   | 6,73   | 5,02   | 5,87   | 4,87   | 5,65   | 7,26   | 6,82   | 5,52   | 5,39   | 4,82   |
| MnO                            | 0,12   | 0,09   | 0,13   | 0,10   | 0,11   | 0,14   | 0,06   | 0,12   | 0,11   | 0,12   | 0,10   |
| MgO                            | 2,61   | 4,43   | 2,14   | 3,42   | 2,36   | 2,23   | 2,47   | 3,42   | 4,83   | 2,94   | 2,09   |
| CaO                            | 5,82   | 5,92   | 5,32   | 5,35   | 5,46   | 5,88   | 4,90   | 6,11   | 4,87   | 5,66   | 4,96   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,61   | 2,41   | 3,22   | 1,99   | 3,10   | 2,73   | 2,03   | 2,86   | 2,43   | 3,49   | 3,16   |
| K <sub>2</sub> O               | 2,76   | 2,91   | 3,23   | 2,89   | 3,06   | 2,89   | 2,79   | 2,78   | 3,06   | 2,88   | 3,01   |
| SO <sub>3</sub>                | 0,07   | 0,07   | 0,11   | 0,08   | 0,08   | 0,11   | 0,10   | 0,09   | 0,10   | 0,09   | 0,08   |
| Cl                             | 0,01   | 0,00   | 0,03   | 0,03   | 0,01   | 0,00   | 0,02   | 0,01   | 0,03   | 0,00   | 0,00   |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,01   | 0,02   | 0,02   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,00   | 0,00   | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,00   | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 0,01   | 0,00   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,22   | 0,16   | 0,24   | 0,24   | 0,23   | 0,21   | 0,19   | 0,20   | 0,18   | 0,20   | 0,17   |
| LOI                            | 2,51   | 1,23   | 2,48   | 2,13   | 2,87   | 0,53   | 4,82   | 0,24   | 1,38   | 0,76   | 1,37   |
| TOPLAM                         | 99,71  | 99,96  | 99,86  | 99,90  | 99,68  | 100,00 | 99,99  | 100,00 | 100,00 | 99,41  | 99,93  |
| Co                             | 41,90  | 42,40  | 22,70  | 26,30  | 32,90  | 53,20  | 27,50  | 19,60  | 14,00  | 36,80  | 39,60  |
| Ni                             | 8,20   | 9,00   | 28,70  | 26,50  | 22,80  | 11,60  | 21,30  | 13,10  | 10,20  | 9,50   | 8,20   |
| Cu                             | 16,40  | 18,00  | 24,80  | 12,10  | 25,30  | 33,80  | 18,20  | 27,90  | 14,80  | 17,70  | 10,50  |
| Pb                             | 36,30  | 37,90  | 43,40  | 42,60  | 43,60  | 41,20  | 37,20  | 39,80  | 49,80  | 40,80  | 33,10  |
| Zn                             | 55,80  | 49,10  | 41,20  | 45,00  | 40,40  | 49,20  | 44,20  | 49,50  | 43,70  | 48,90  | 46,80  |
| W                              | 74,80  | 37,00  | 123,20 | 50,20  | 88,90  | 80,00  | 51,40  | 77,30  | 146,70 | 133,10 | 232,60 |
| Rb                             | 101,80 | 97,70  | 110,50 | 94,40  | 107,40 | 94,30  | 94,80  | 91,90  | 94,60  | 92,70  | 111,20 |
| Ba                             | 1293,0 | 1092,0 | 1429,0 | 1353,0 | 1465,0 | 1747,0 | 1254,0 | 1483,0 | 1296,0 | 1393,0 | 1142,0 |
| Sr                             | 604,7  | 522,5  | 573,7  | 598,7  | 593,5  | 659,5  | 516,0  | 648,9  | 532,2  | 613,7  | 441,3  |
| Ta                             | 3,30   | 2,70   | 3,20   | 2,60   | 3,10   | 3,60   | 3,40   | 3,40   | 4,80   | 4,50   | 3,70   |
| Nb                             | 13,60  | 13,10  | 16,00  | 13,30  | 12,20  | 14,10  | 15,70  | 15,20  | 13,80  | 12,60  | 9,60   |
| Hf                             | 2,50   | 2,50   | 4,10   | 4,80   | 2,50   | 3,10   | 4,00   | 3,00   | 4,50   | 2,20   | 2,20   |
| Zr                             | 183,40 | 150,6  | 186,60 | 188,30 | 189,20 | 146,60 | 147,80 | 163,30 | 170,50 | 131,20 | 166,60 |
| Y                              | 19,60  | 16,20  | 19,20  | 19,70  | 18,90  | 21,80  | 16,10  | 19,60  | 19,20  | 20,10  | 20,50  |
| Th                             | 19,50  | 19,40  | 25,70  | 25,80  | 24,20  | 25,90  | 22,10  | 25,90  | 28,30  | 23,90  | 21,70  |
| U                              | 10,00  | 7,10   | 8,50   | 6,70   | 8,20   | 17,50  | 7,10   | 10,80  | 11,00  | 8,70   | 12,60  |
| Ga                             | 19,50  | 17,70  | 18,30  | 17,00  | 18,40  | 19,10  | 14,60  | 19,20  | 16,70  | 17,60  | 16,10  |
| Ce                             | 63,70  | 65,20  | 71,30  | 81,30  | 72,80  | 68,40  | 75,00  | 61,90  | 63,80  | 68,70  | 69,40  |
| Ge                             | 1,20   | 0,60   | 0,80   | 0,60   | 0,50   | 0,70   | 0,60   | 1,60   | 0,70   | 0,90   | 1,00   |
| As                             | 9,00   | 36,80  | 13,20  | 14,00  | 13,40  | 10,30  | 12,30  | 8,10   | 9,80   | 7,10   | 17,30  |
| Mo                             | 7,40   | 3,50   | 6,60   | 4,10   | 3,80   | 3,60   | 4,40   | 4,10   | 3,30   | 2,80   | 3,20   |
| Sn                             | 1,00   | 0,90   | 1,00   | 2,00   | 1,40   | 0,90   | 0,90   | 2,30   | 1,90   | 2,50   | 1,50   |
| Cs                             | 4,00   | 6,00   | 4,10   | 3,90   | 4,00   | 4,00   | 3,60   | 4,00   | 3,80   | 3,90   | 3,70   |
| Se                             | 0,30   | 0,30   | 0,40   | 0,30   | 0,30   | 0,40   | 0,30   | 0,40   | 0,40   | 0,40   | 0,50   |
| Sb                             | 0,90   | 0,80   | 0,90   | 0,90   | 1,00   | 0,90   | 0,80   | 0,90   | 0,90   | 0,90   | 0,90   |
| Hg                             | 1,10   | 1,00   | 1,30   | 1,00   | 0,50   | 1,20   | 0,90   | 1,20   | 1,40   | 1,40   | 1,60   |
| Mg #                           | 32,64  | 36,83  | 32,62  | 28,26  | 25,39  | 33,39  | 46,66  | 35,32  | 30,21  | 39,68  | 29,90  |

LOI (loss on ignition)= kızdırma kaybı. Mg# =  $100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ .

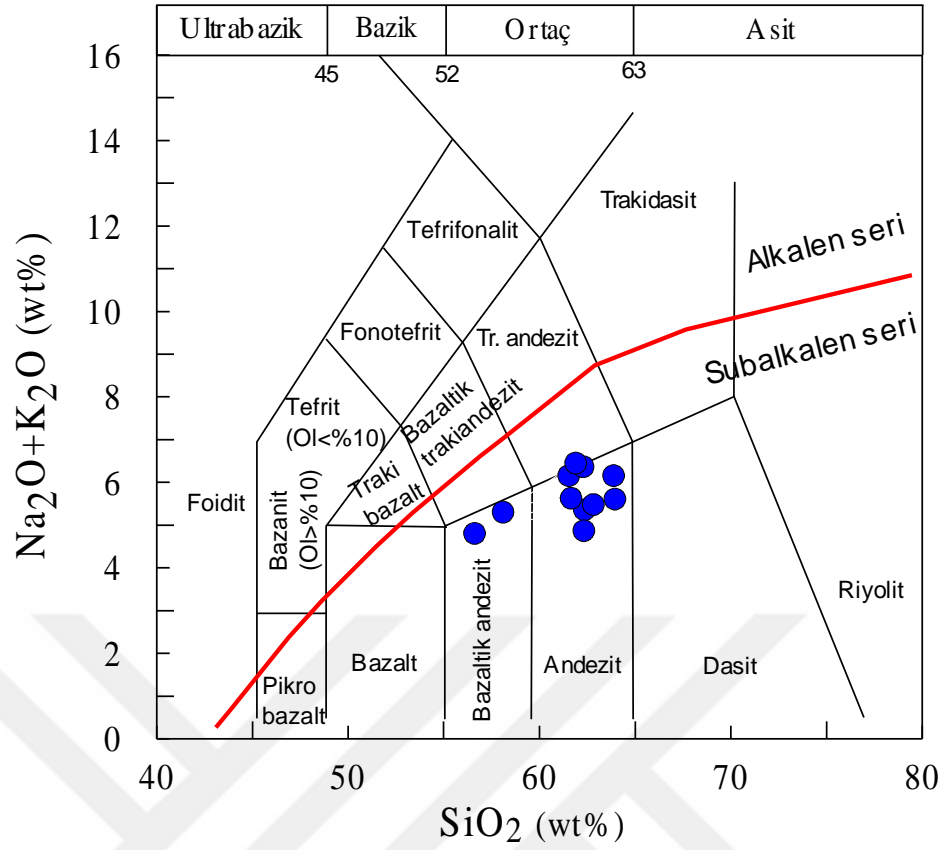
**Tablo 3. 6:** Hallaçlar Volkaniti'ne ait kayaçların nadir toprak element (ppm) analizleri.

| ÖRNEK ADI            | FB-1  | FB-8  | FB-9  | FB-10 | FB-10B | FB-13 | FB-14 | FB-16 | FB-17 | FB-18 | FB-24 |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| La                   | 25,6  | 29,9  | 33,3  | 34,9  | 31,2   | 36,5  | 40,9  | 29,7  | 29,4  | 39,9  | 32,1  |
| Ce                   | 63,7  | 65,2  | 71,3  | 81,3  | 72,8   | 68,4  | 75    | 61,9  | 63,8  | 68,7  | 69,4  |
| Pr                   | 2,90  | 2,23  | 2,10  | 2,71  | 2,55   | 2,19  | 2,61  | 2,41  | 2,73  | 2,97  | 2,65  |
| Nd                   | 17,30 | 17,05 | 16,32 | 16,38 | 17,36  | 16,22 | 16,00 | 17,30 | 17,11 | 16,83 | 16,93 |
| Sm                   | 3,80  | 3,13  | 2,98  | 3,90  | 3,73   | 3,20  | 3,10  | 3,60  | 3,10  | 3,90  | 2,87  |
| Eu                   | 1,20  | 1,49  | 1,35  | 1,35  | 1,73   | 1,77  | 1,43  | 1,94  | 1,98  | 1,38  | 1,44  |
| Gd                   | 3,63  | 3,14  | 3,10  | 3,87  | 3,91   | 3,29  | 3,51  | 3,96  | 3,11  | 4,12  | 3,18  |
| Tb                   | 0,45  | 0,42  | 0,34  | 0,32  | 0,38   | 0,38  | 0,41  | 0,37  | 0,43  | 0,36  | 0,44  |
| Dy                   | 1,82  | 1,91  | 1,80  | 1,93  | 1,63   | 1,85  | 1,93  | 1,63  | 1,82  | 1,88  | 18,30 |
| Ho                   | 0,52  | 0,59  | 0,49  | 0,55  | 0,49   | 0,52  | 0,51  | 0,56  | 0,58  | 0,51  | 0,55  |
| Er                   | 1,51  | 1,49  | 1,37  | 1,37  | 1,44   | 1,48  | 1,54  | 1,48  | 1,58  | 1,46  | 1,38  |
| Tm                   | 0,18  | 0,14  | 0,12  | 0,17  | 0,16   | 0,19  | 0,16  | 0,15  | 0,13  | 0,11  | 0,18  |
| Yb                   | 1,83  | 1,74  | 1,66  | 1,84  | 1,63   | 1,98  | 1,73  | 1,76  | 1,89  | 1,87  | 1,79  |
| Lu                   | 0,29  | 0,37  | 0,30  | 0,30  | 0,33   | 0,31  | 0,28  | 0,34  | 0,38  | 0,34  | 0,28  |
| (La/Lu) <sub>N</sub> | 9,46  | 8,66  | 11,90 | 12,47 | 10,13  | 12,62 | 15,65 | 9,36  | 8,29  | 12,58 | 12,29 |
| (La/Sm) <sub>N</sub> | 4,35  | 6,17  | 7,21  | 5,78  | 5,40   | 7,36  | 8,52  | 5,33  | 6,12  | 6,60  | 7,22  |
| Eu*                  | 21,27 | 17,89 | 17,30 | 22,18 | 21,73  | 18,48 | 18,69 | 21,42 | 17,72 | 22,79 | 17,14 |
| Eu <sub>N</sub> /Eu* | 0,88  | 1,13  | 1,10  | 0,99  | 0,97   | 1,00  | 1,20  | 0,92  | 1,04  | 0,88  | 1,10  |

Eu\*=(Sm+Gd)<sub>N</sub> /2 \* Kondirit normalize değerleri, Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

İncelenen volkanitlerinin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları dikkate alınarak volkanitlerin kimyasal sınıflandırmasında ve adlandırılmasında çeşitli parametrelere bağlı diyagramlar kullanılmıştır.

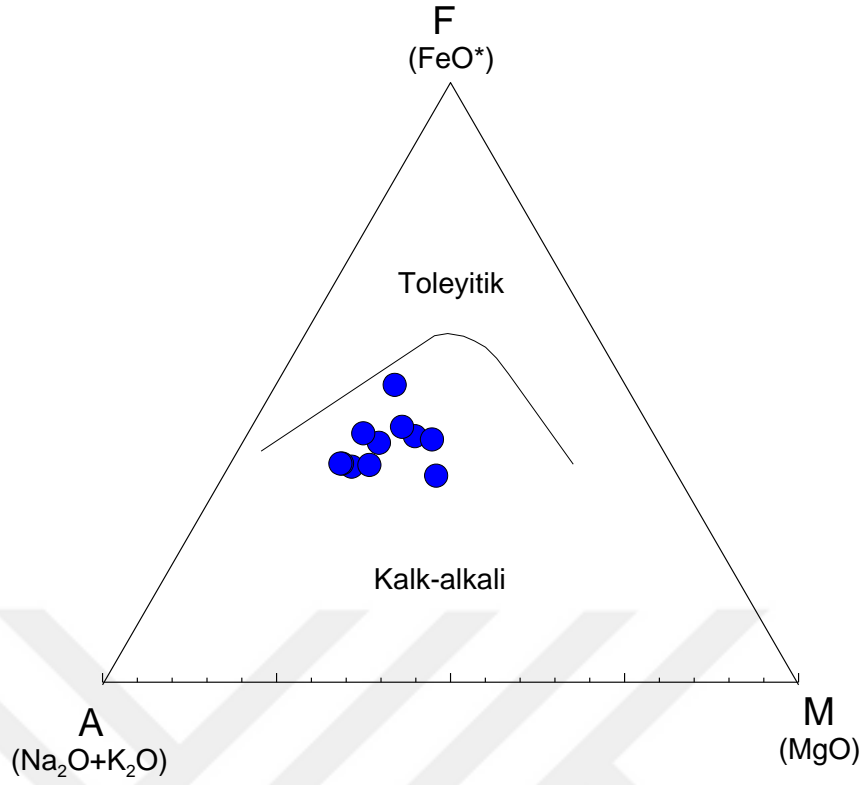
Le Maitre vd., (1989)'un SiO<sub>2</sub>- Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (TAS) diyagramına göre (Şekil 3.24) volkanik kayaçlara ait örneklerin büyük çoğunluğu andezit bileşimli ve iki örneğin bazaltik andezit bileşimli olduğu ayrıca örneklerin tümünün subalkalen karakterli oldukları gözlenmiştir.



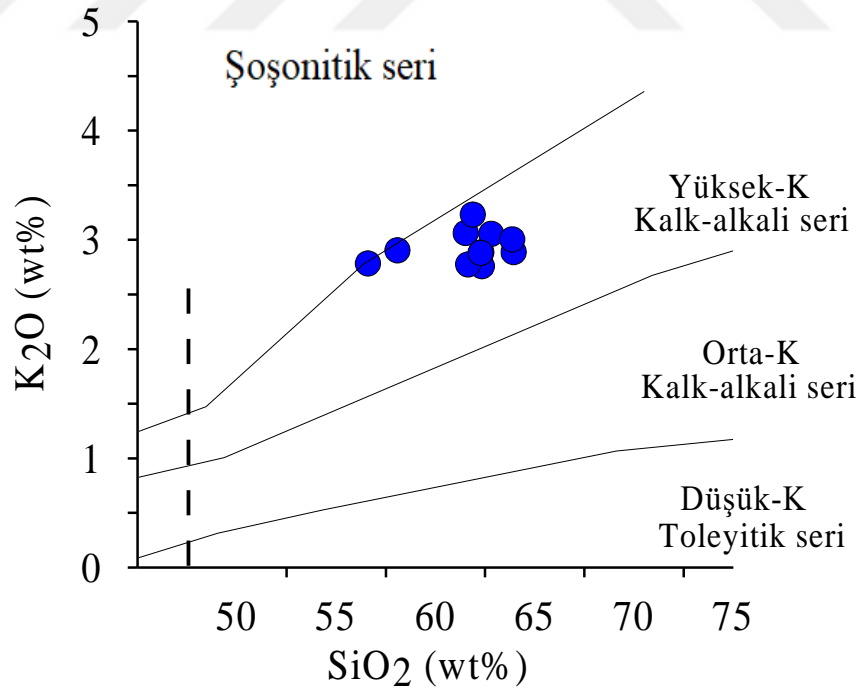
**Şekil 3.24:** Volkanik kayaçların  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (TAS) diyagramı (Le Maitre vd., 1989) Alkali- Subalkali ayırım çizgisi Irvine ve Baragar, (1971)'e göre.

Irvine ve Baragar (1971)'ın geliştirdikleri AFM ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ) üçgen diyagramına göre volkanik kayaçların kalk-alkalen karakter gösterdikleri saptanmıştır (Şekil 3.25). Örnekler  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı  $\text{K}_2\text{O}$  sınıflama diyagramına aktarıldıklarında genel olarak yüksek K'lı alanda yer aldıkları görülmektedir (Şekil 3.26).





Şekil 3.25: Volkanik kayaların AFM (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO) diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).



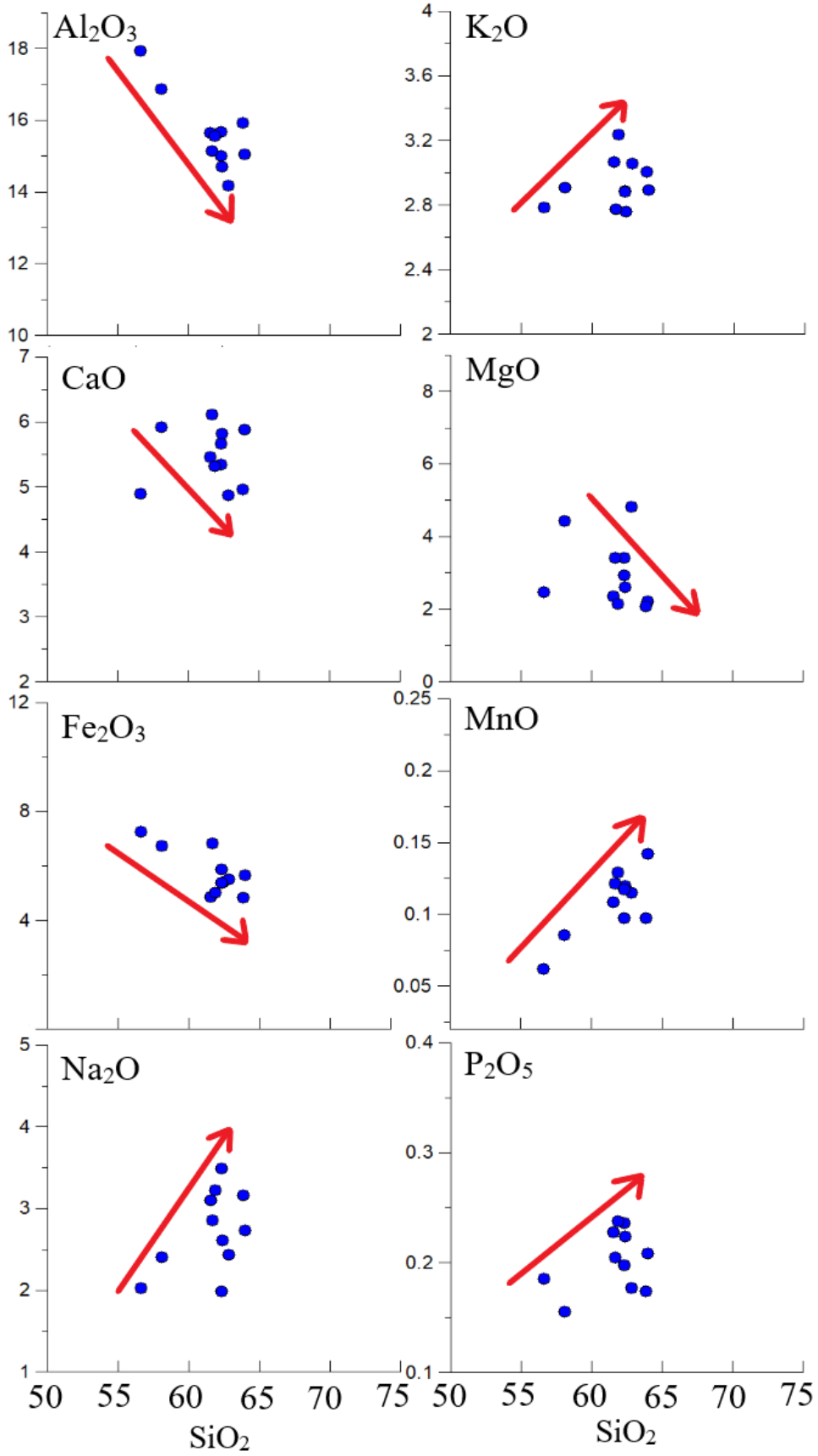
Şekil 3.26: Volkanik kayaların SiO<sub>2</sub>'e karşılık K<sub>2</sub>O diyagramı (Le Maitre vd., 1989).

Ana ve iz elementlerin incelendiği, SiO<sub>2</sub> esas alınarak oluşturulmuş ikili değişim diyagramları olan Harker diyagramları magmanın gelişim aşamaları esnasında magmanın hangi tür evrelerden geçtiğini ortaya çıkarmak için oluşturulmuştur. Oluşturulan Harker diyagramları incelendiğinde (Şekil 3.27; Şekil 3.28) ana ve iz elementlerin pozitif ve negatif değişimler sergilemeleri kayaçların içerisinde gözlenen fenokristal fazlarının fraksiyonlaşmasıyla ilişkilidir. Pozitif ilişki, bu elementlerin kirlenme veya magma karışımı nedeniyle zenginleştiklerini gösterirken, negatif ilişki ise ana fenokristal fazların ayrımlaşması ile açıklanmaktadır. Harker diyagramlarının bir kısmının da düzensiz dağılımlar göstermesi alterasyon veya magma karışımı olabileceği anlamı taşımaktadır.

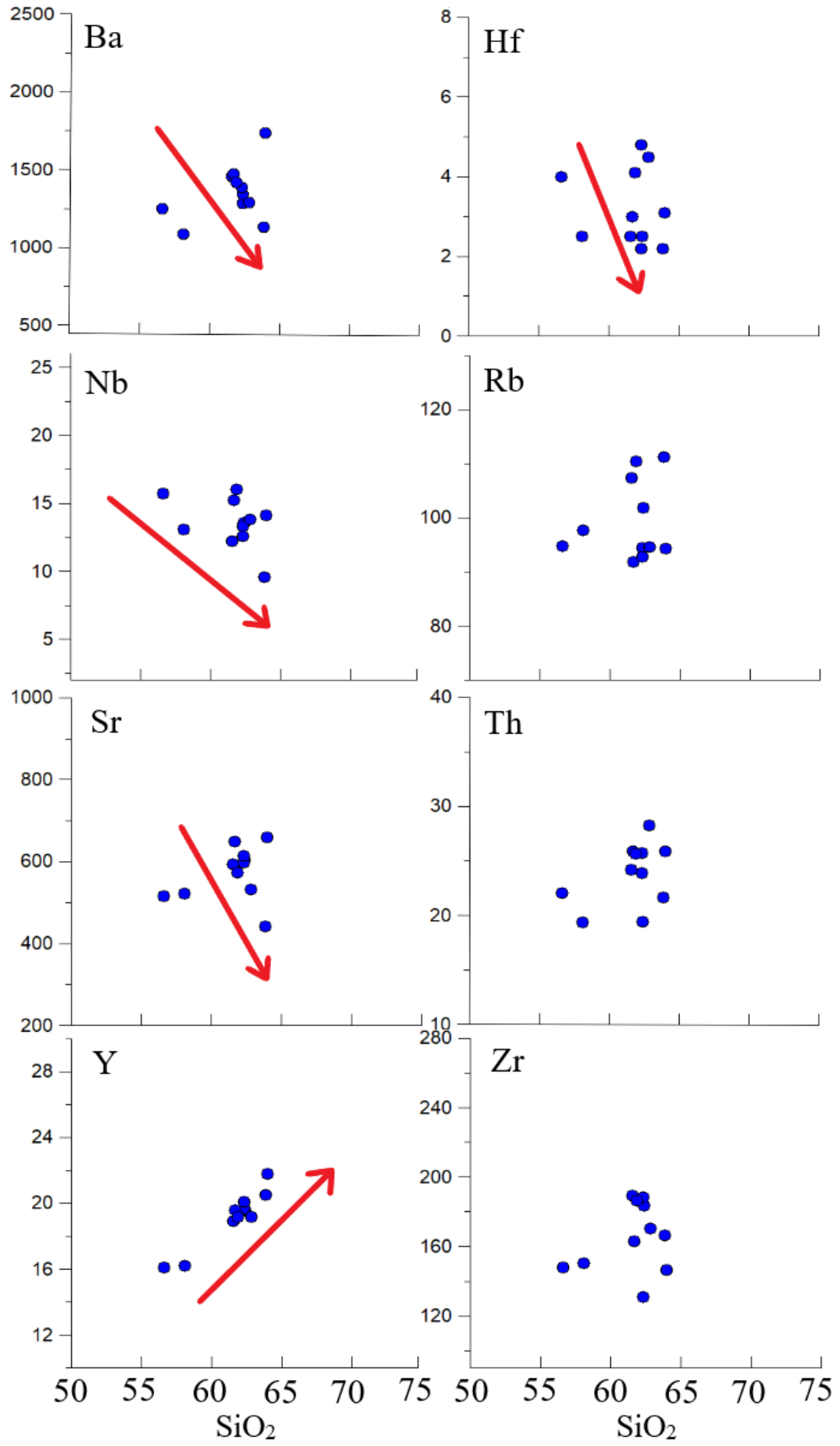
Kayaçlarda gözlenen SiO<sub>2</sub> artışıyla bereaber Sr içeriklerinin azalması apatit, MgO azalması ise kayaçların gelişiminde hornblend ve biyotit ayrımlaşmalarını göstermektedir.

SiO<sub>2</sub> artışıyla CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO azalması bu kayaçların gelişiminde klinopiroksen ve plajiyoklaz ayrımlaşmasının etkili olduğunu ifade etmektedir. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'deki azalmalar ise biyotit ve/veya hornblend ile manyetit ve Fe-Ti-Oksit fraksiyonlanması ile ilişkilidir. K<sub>2</sub>O içeriğinin SiO<sub>2</sub> artışıyla birlikte artış göstermesi kimyasal bileşimi farklı iki magmanın karışımını (magma mixing) veya fraksiyonel kristallenmeyi ya da her iki olayın beraber olabileceğini işaret eder.

SiO<sub>2</sub> içeriğine karşı iz element değişim diyagramlarında Nb, Ba ve Sr gibi elementler negatife yakın yönseme göstermektedir. SiO<sub>2</sub> artışına karşın Sr değişimi plajiyoklaz kristalleşmesi, Ba değişimi hornblend, Nb elementi amfibol ve biyotit minerallerinin kristallenmesi ile açıklanabilir.



Şekil 3.27: İnceleme alanına ait kayaç örneklerinin SiO<sub>2</sub>'ye karşı ana element element değişim diyagramları.



Şekil 3.28: İnceleme alanına ait kayaç örneklerinin SiO<sub>2</sub>'ye karşı iz element element değişim diyagramları.

### 3.5 Petrojenez

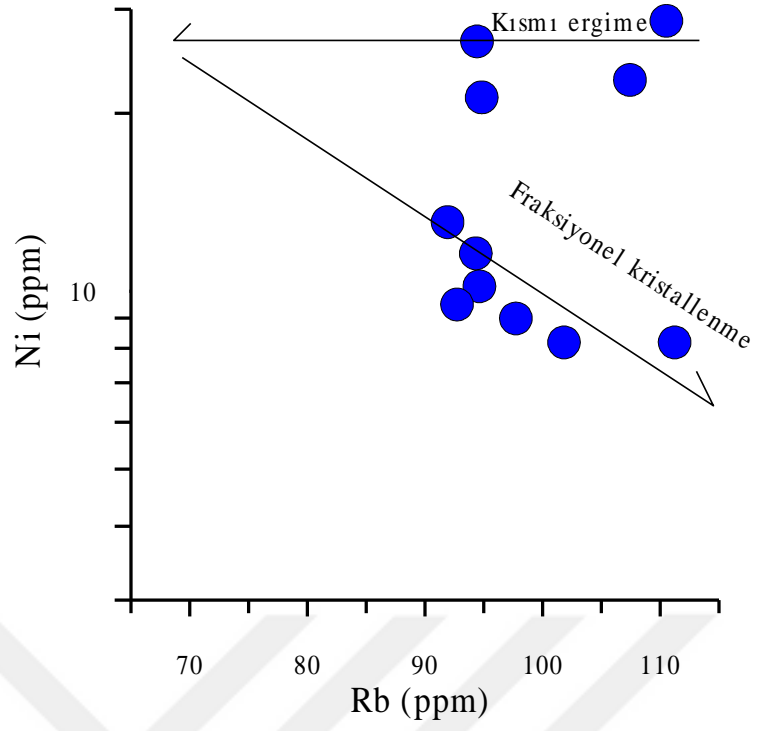
Volkanik kayaçların oluşumunda çeşitli süreçler etkili olmaktadır. Kısmi ergime, fraksiyonel kristallenme (FC) ve asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme (AFC) gibi süreçleri çeşitli diyagramlarda gözlenen eğilimler yardımıyla ortaya çıkartabiliriz.

#### 3.5.1 Kısmi Ergime

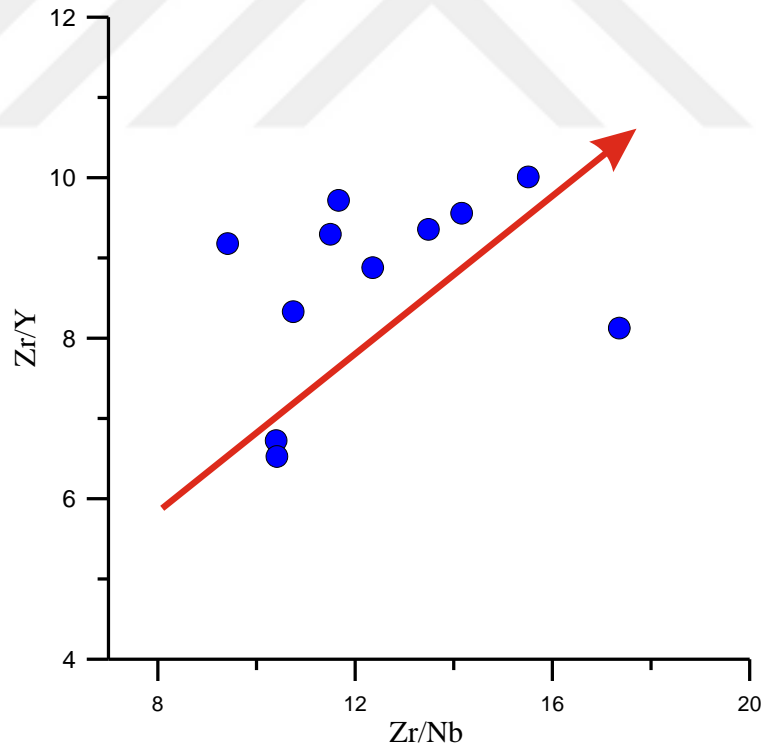
Kısmi ergime, üst mantoda sıcaklık yükselmesi, ortama uçucu bileşen ilavesi ve özellikle de litostatik basıncın azalması (adiyabatik dekompresyon) sonucu herhangi bir katı kayacın eriyerek belli bir miktarda sıvı oluşturması olayı şeklinde ifade edilir. Kısmi ergime ile magma oluşumu gerçekleşmekte ve kayaçlar oluşmaktadır.

İnceleme alanındaki volkanik kayaçları oluşturan magmada fraksiyonel kristallenmenin ve kısmi ergimenin etkili olduğu Ni-Rb diyagramında (Maaloe 1985; Şekil 3.29) görülmektedir.

Düşük Zr/Nb karşı yüksek Zr/Y'a oranları kısmi ergimenin düşük olduğu sistemlerde gözlemlenir. Kısmi ergimenin yüksek olduğu sistemlerde ise yüksek Zr/Nb'a karşı düşük Zr/Y oranları karşımıza çıkmaktadır (Menzies ve Kyle, 1990). Çalışma alanındaki volkanik kayaçlarda Zr/Nb-Zr/Y diyagramında sonuçlar incelenmiştir (Şekil 3.30). Sonuç olarak orta-yüksek Zr/Y (6.52–10.11) ve düşük-orta Zr/Nb (9.41–15.50) oranlarına sahip olmaları volkaniklerin düşük kısmi ergime ile oluştuğu şeklinde açıklanabilir.



Şekil 3.29: Ni'e karşılık Rb diyagramı (Maaloe, 1985).

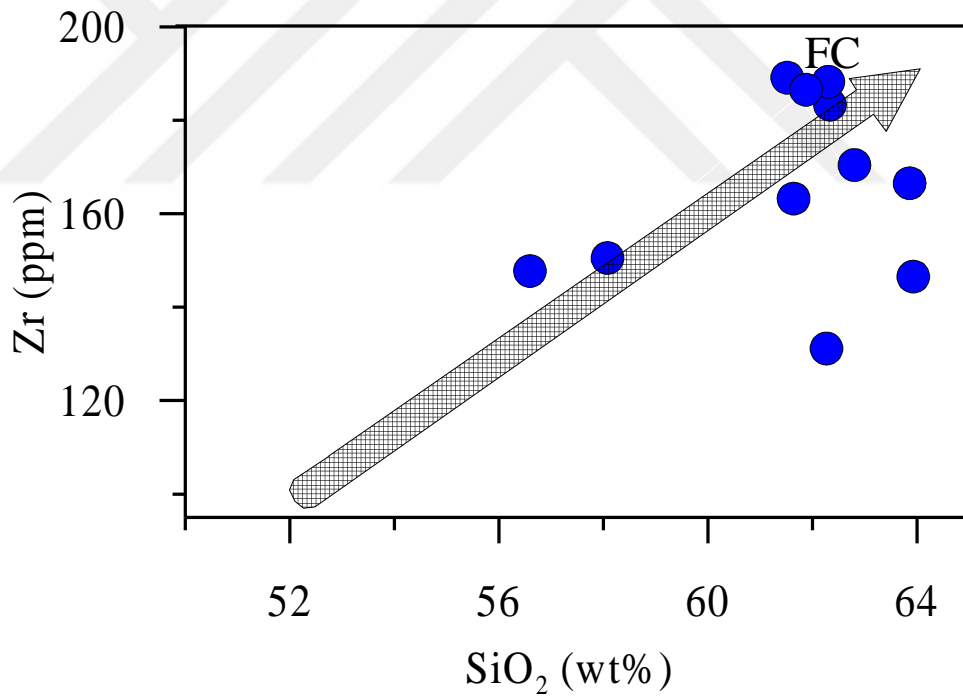


Şekil 3.30: Zr/Nb'a karşı Zr/Y diyagramı (Menzies ve Kyle, 1990).

### 3.5.2 Fraksiyonel Kristallenme

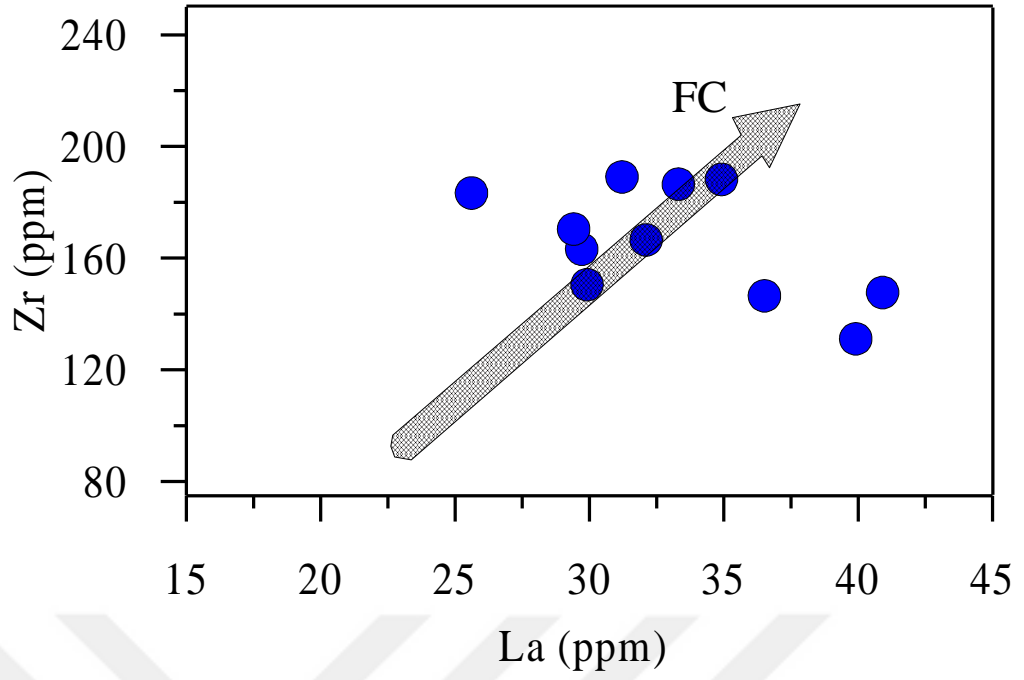
İlk defa Bowen (1928) tarafından ortaya konulan fraksiyonel kristallenme magmatik kayaçların oluşumundaki süreci ifade etmektedir. Fraksiyonel kristalleşmede magmatik kayaçların, belirli ve tek bir sıcaklık derecesinde kristalleşmediğini, kristalleşmenin bir sıcaklık aralığı boyunca geliştiğini ve oluşan mineral çeşitlerinin ve kimyasal bileşimlerinin sıcaklığın azalması ile devamlı değiştiğini belirtmektedir.

İnceleme alanındaki volkanik kayaçlarda ana oksit ve iz element çiftlerinden ( $\text{SiO}_2\text{-Zr}$ ;  $\text{La-Zr}$ ) yararlanılarak kayaçların gelişimi esnasında etkili olan fraksiyonel kristallenmeyi yansıtacak diyagramlar çizilmiştir (Şekil 3.31; Şekil 3.32). Söz konusu diyagramlara göre kayaçlarda fraksiyonel kristallenme süreçlerinin rolü bulunmaktadır.



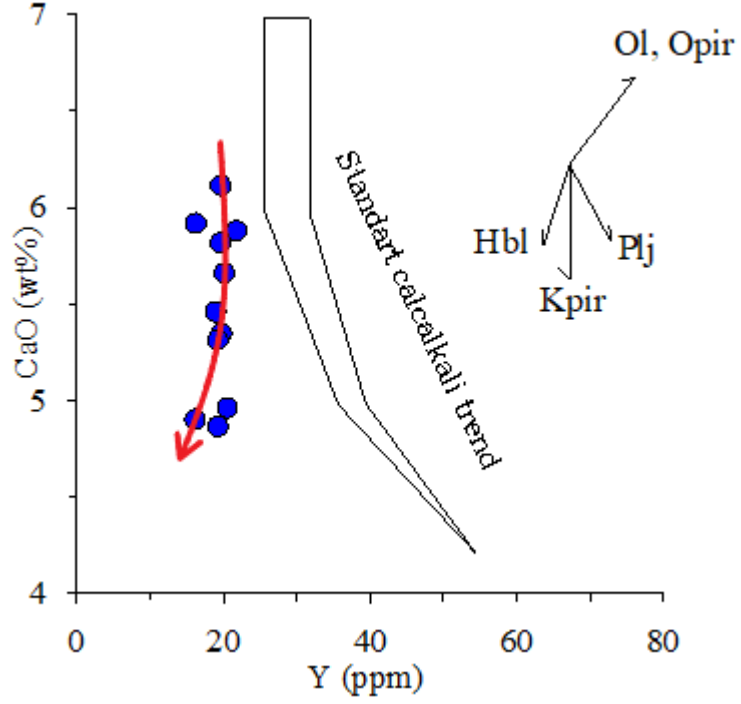
Şekil 3.31: Volkanitlerin  $\text{SiO}_2$ 'e (wt%) karşı Zr (ppm) diyagramı.





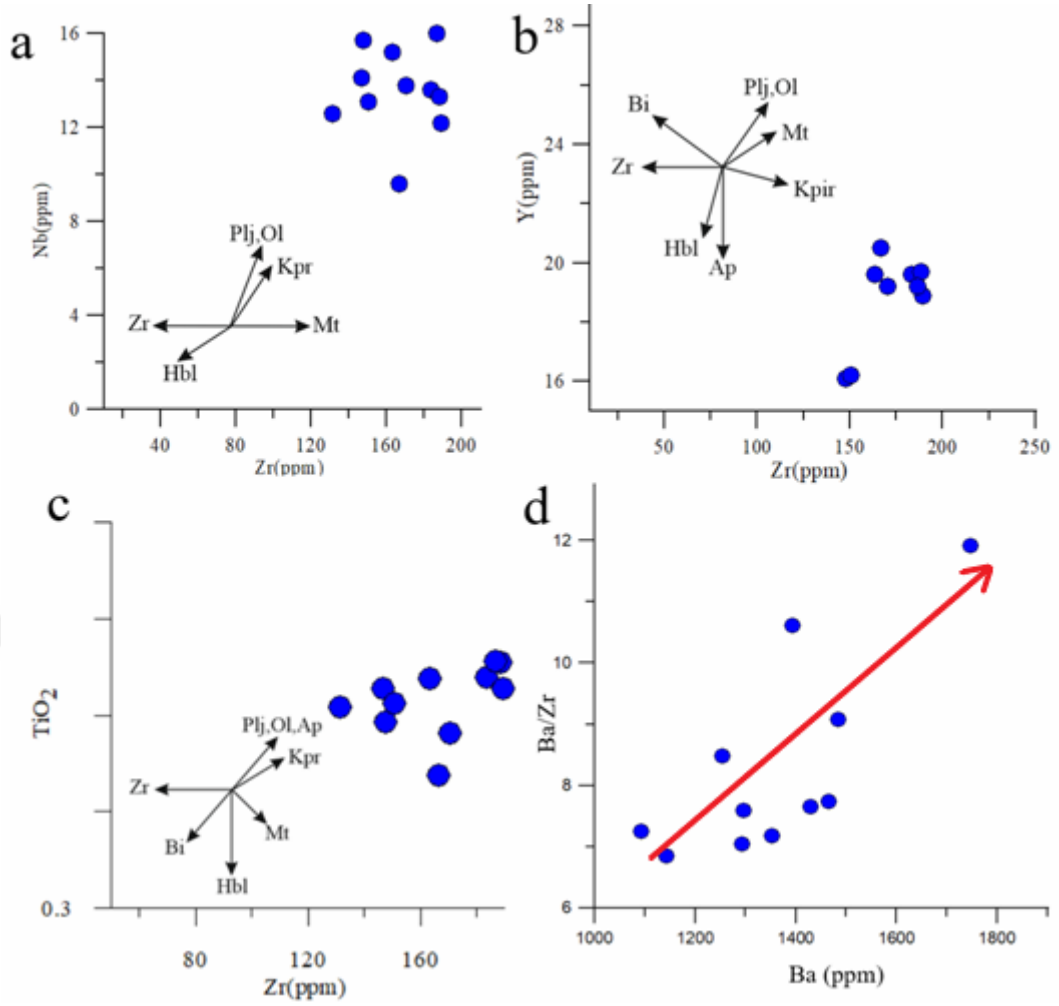
Şekil 3.32: Volkanitlerin La-Zr diyagramı.

Kalk-alkalen kayaç gruplarında Lambert ve Holland (1974) tarafından geliştirilen Y'ye karşı CaO diyagramında (Şekil 3.33) standart kalk-alkalen yönsemesine göre kayaçların J tipi bir eğilime sahip olması Hallaçlar andezitik kayaçlarının oluşumunda hornblend ve klinopiroksen minerallerinin önemli rol oynadığını göstermektedir.



**Şekil 3.33:** İnceleme alanındaki volkanik kayalara ait Y (ppm)'a karşı CaO (%) diyagramı (Lambert ve Holland, 1974).

Volkaniklerin ana oksit ve iz element çiftlerinden (Zr-Nb, Zr-Y,  $TiO_2$ -Zr, Ba-Ba/Zr) yararlanılarak kayaların gelişimi esnasında fraksiyonel kristallenmede etkili olan minerallerin tespiti için çeşitli ikili diyagramlar çizilmiştir. Nb- Zr (Şekil 3.34a) ve  $TiO_2$  -Zr (Şekil 3.34c) değişim diyagramları plajiyoklaz, klinopiroksen, apatit ve manyetit ayrışmasına işaret etmektedir. Zr'ye karşı Y içeriğindeki negatif yönseme klinopiroksen ve apatit ayrışmalarını işaret etmektedir (Şekil 3.34b). Ba/Zr- Ba diyagramı değerlendirildiğinde (Şekil 3.34d) orijine yakın pozitif yönelimler magmanın evriminde fraksiyonel kristallenmenin yanında bölümsel ergimenin de olduğunu gösterir (Ceyhan vd., 2001).



**Şekil 3.34:** Volkaniklerdeki ana oksit ve iz element çiftlerinden yararlanılarak çizilen mineral fraksiyonlaşmaları; (a) Zr (ppm)-Nb (ppm), (b) Zr (ppm)-Y (ppm), (c) Zr (ppm)-TiO<sub>2</sub> (%), (d) Ba/Zr- Ba (Vektörler, Pearce ve Norry, 1979'e göredir.), (Pl: Plajiyoklaz, Kpx: Klinopiroksen, Hbl: Hornblend, Bt: Biyotit, Mt: Manyetit, Ap: Apatit).

Sonuç olarak ana ve iz element değişim diyagramlarında vektörler volkaniklerin gelişiminde hornblend +klinopiroksen+ plajiyoklaz+biyotit + apatit+ manyetit fraksiyonlaşmalarının rol oynadığını göstermektedir. Tüm bu diyagramlar inceleme alanındaki volkaniklerin gelişiminde fraksiyonel kristallenmenin (FC) önemli bir rol oynadığını göstermektedir.

### 3.5.3 Asimilasyon

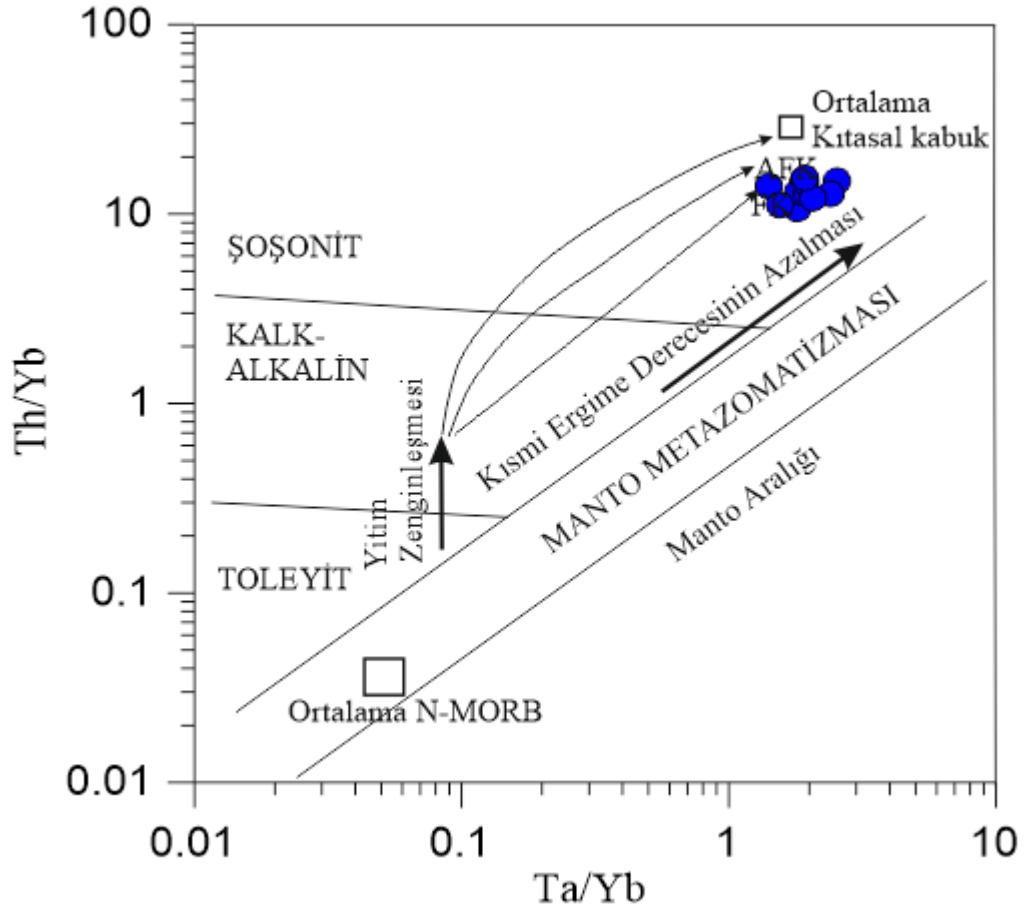
Asimilasyon, herhangi bir magmanın katılma sürecinde yan kayacı eriterek bünyesine dâhil etmesi sonucu magmanın ilksel bileşiminin kısmen ya da büyük

oranda değişmesidir. Asimilasyon ile fraksiyonel kristallenme süreci birlikte hareket edebilir.

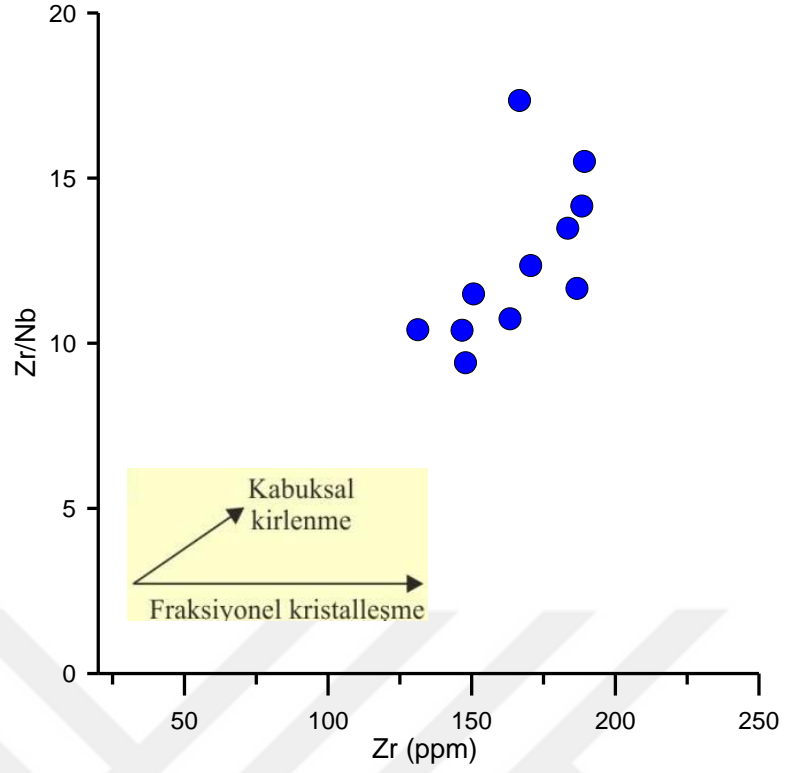
İncelenen örneklerde yüksek Ce ve La içerikleri, LIL elementlerinin zenginleşmesi ana magmanın muhtemelen yükselimi esnasında kabuksal malzemeye girişimi esnasında kıtasal kabuk asimilasyonu veya fraksiyonel kristallenme ile birlikte gerçekleşen asimilasyondan kaynaklanmaktadır. Ayrıca iz element diyagramında (Şekil 3.40) belirgin bir şekilde görülen negatif Nb anomalisi kabuk kirlenmesi ve/veya yitim bileşeninden kaynaklanabilir ( De Paolo,1981; Grove vd., 1982).

Pearce (1983) tarafından geliştirilen kaynak bileşimi ve kabuksal kirlenmenin belirlenmesine yardımcı Ta/Yb'ye karşı Th/Yb'nin çizildiği diyagramda (Şekil 3.35) volkanik kayaç örneklerinin fraksiyonel kristalleşme (FC) ve/veya asimilasyon (AFC) olayları ile gelişen magmalardan türediği ve yitim zenginleşmesi gösterdiği belirtilebilir. Ayrıca volkanik kayaçların yüksek Th/Yb oranlarına sahip olması da yitim zenginleşmesine işaret etmektedir (Wilson, 1989a).

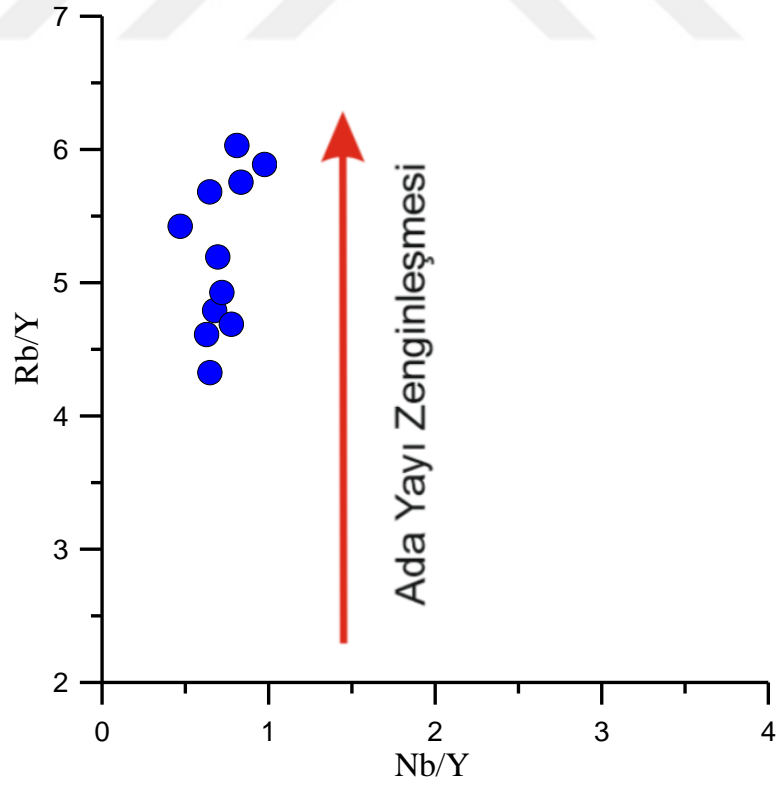
Zr - Zr/Nb diyagramına göre (Şekil 3.36), artan Zr oranına göre artan Zr/Nb oranı kabuksal kirlenme sürecinin etkili olduğu söylenebilir. Dolayısıyla andezitlerin oluşumunda fraksiyonel kristalleşme yanında, kabuksal kirlenme süreci de etkilidir. Rb/Y-Nb/Y (Şekil 3.37) ve Y/Nb-Zr/Nb (Şekil 3.38) diyagramlarında izlenen yönelimler volkaniklerin ait olduğu magmanın evriminde kirlenme süreçlerinin var olduğunu göstermektedir.



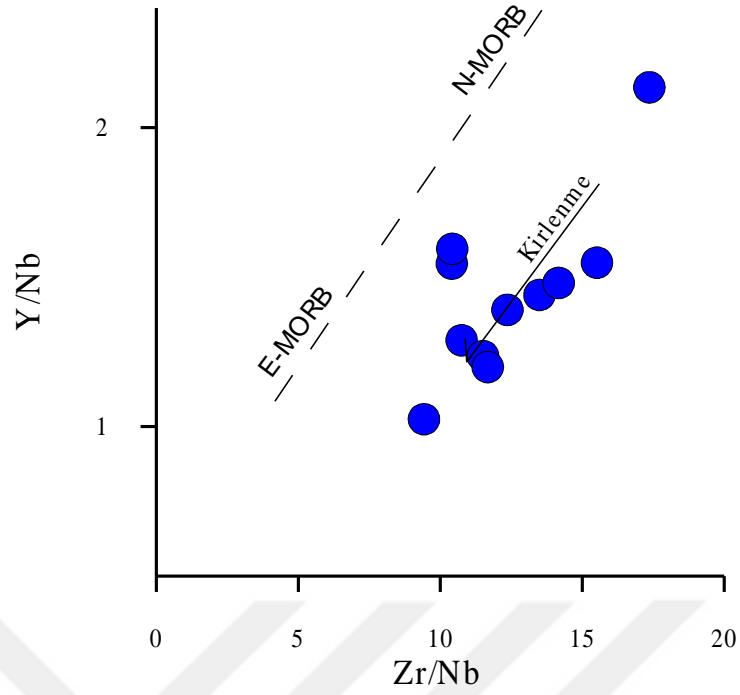
Şekil 3.35: Çalışma alanındaki volkanik kayaların Ta/Yb-Th/Yb diyagramındaki konumu (Pearce, 1983).



Şekil 3.36: Volkanitlere ait Zr (ppm) – Zr/Nb diyagramı ( Wilson, 1989a).

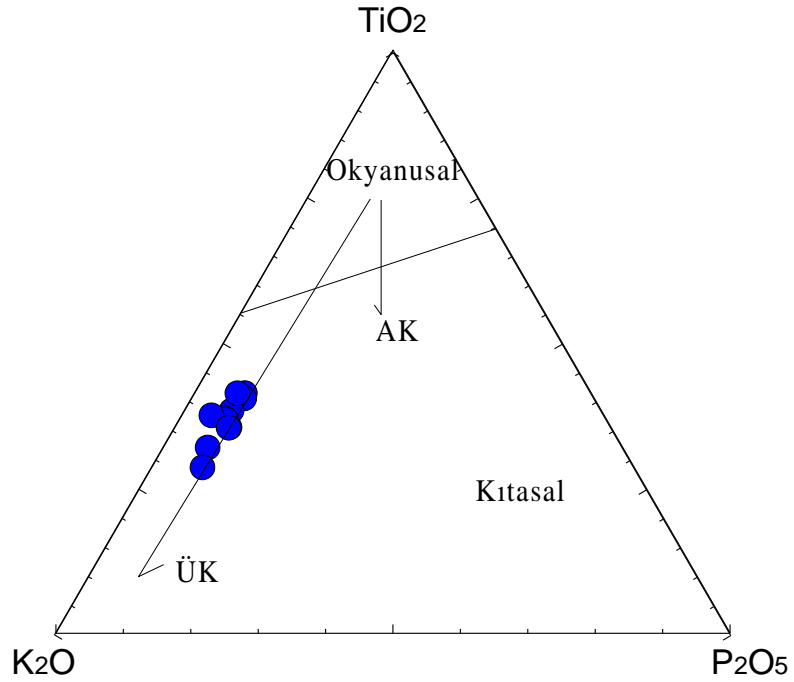


Şekil 3.37: Rb/Y'a karşı Nb/Y diyagramı (Kaygusuz vd., 2006).



Şekil 3.38: Y/Nb'ye karşı Zr/Nb diyagramı.

Pearce ve Cann (1973) tarafından geliştirilen  $TiO_2$ -  $K_2O$ - $P_2O_5$  tektonik ayırtman diyagramında (Şekil 3.39) örneklerin  $K_2O$  zenginleşmesi kabuksal kirlenmeden dolayı olabilir.



Şekil 3.39:  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$  üçgen diyagramı (ÜK: Üst Kabuk, AK: Alt kabuk).

## 3.6 İz ve Nadir Toprak Element Jeokimyası

### 3.6.1 İz Element Jeokimyası

Çalışma alanına ait volkanik kayaların iz elementleri değerleri N-MORB'a (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş ve çoklu element diyagramı çizilmiştir (Şekil 3.40). Bu diyagramda bir magma serisinin kendi içindeki element yoğunlaşmalarının zenginleşmesi ve fakirleşmesi incelenebildiği gibi, tipik iz element eğilimleri ile de hangi tektonik ortamı yansıttığı hakkında bilgi edinmek mümkündür.

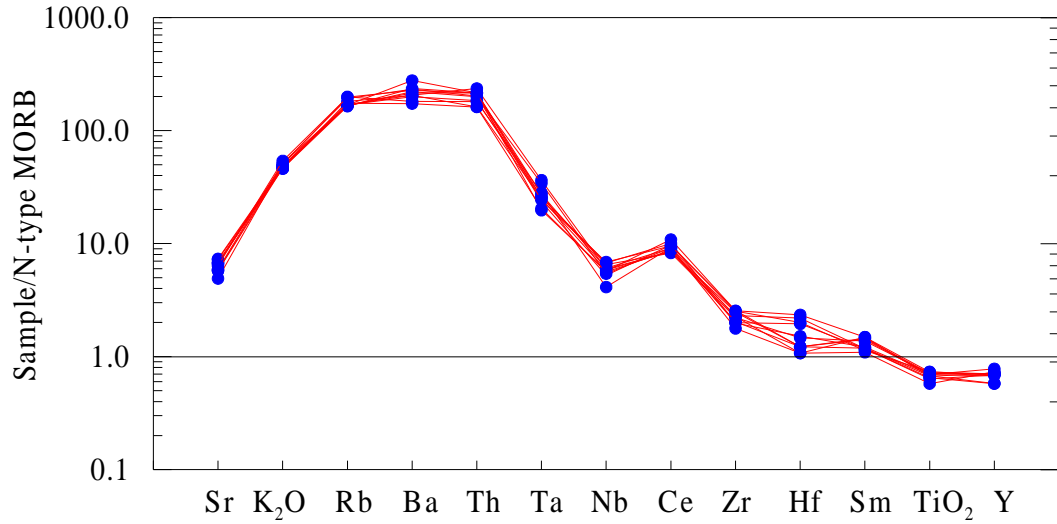
Andezitlerdeki iz element değişim diyagramlarında görüldüğü üzere Zr, Sm, Y gibi yüksek çekim alanlı elementlerde tüketilme (HFSE), Sr, K, Rb, Ba ve yüksek Ba/La (30,66–50,50) oranları gibi büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerde (LILE) zenginleşme tipik olarak yitim zonu volkanik kayaların özelliğini sunarlar (Ewart, 1982; Elburg vd., 2002; Baier vd., 2008).

Özellikle Th ve Rb gibi elementlerdeki zenginleşme kayaların oluşumunda esas olan ana magmanın gelişiminde kabuğun etkili bir şekilde rol aldığını yansıtmaktadır. Negatif Nb, Ta anomalisi ise dalma-batma ortamını ve/veya kabuk kirlenmesini anlatmaktadır (Pearce 1983; Pearce ve Peate 1995; Baier vd., 2008).

İz element diyagramında (Şekil 3.40) belirgin bir şekilde negatif Nb ve Ti anomalileri magmanın gelişiminde yitim bileşeninin varlığına veya kıta kabuğu kirlenmesine işaret edebilir (Pearce, 1983). Ayrıca Nb anomalisinin varlığı apatit, Fe-Ti oksit gibi minerallerin ayrışması anlamına gelmektedir (Pearce 1982).

Bazı araştırmacılar (Gill, 1981; Fitton vd., 1988) tarafından yapılan çalışmalarda Ba zenginleşmesi, Nb ve Ta elementlerindeki fakirleşmeler, yüksek Ba/Nb (>28) ve Ba/Ta (>450) oranları yay magmatizmalarında karşılaşılan karakteristik jeokimyasal özellikler olduklarına dikkat çekilmektedir. Andezit kayaç örneklerinde de Ba/Nb oranı 79-123, Ba/Ta oranı 270-520 değerleri arasında yer alması yay magmatizması şeklinde yorumlanabilir.





**Şekil 3.40:** Volkanik kayaçlarının N-Tipi OOSB'ye göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

### 3.6.2 Nadir Toprak Element Jeokimyası

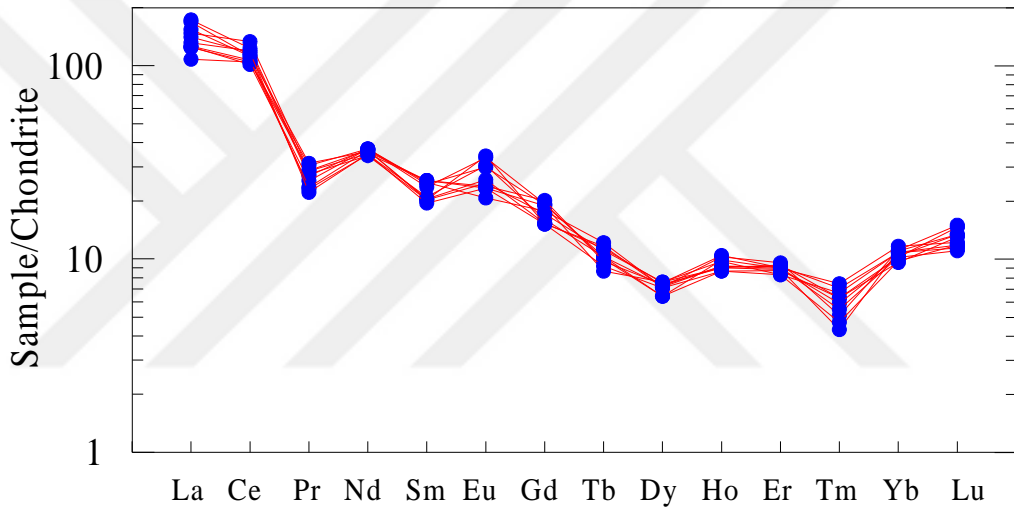
Çalışma alanına ait volkanik kayaçlara ait örneklerin nadir toprak elementlerinin Kondrit'e göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmesiyle hazırlanan diyagramda (Şekil 3.41), normalize edilmiş nadir toprak element (REE) dağılımlarının genel olarak birbirlerine paralellik gösterdiği görülmektedir. Bu benzerlik çalışma alanındaki volkanik kayaçların aynı veya benzer kaynağa ait olabileceğini ifade eder. Diyagram incelendiğinde, REE dağılımlarının bütün elementlerce belirgin bir şekilde zenginleştiği görülmekle birlikte LREE'lerin HREE'den daha fazla zenginleştiği görülmektedir. Kondrit'e göre LREE'ler HREE'lere göre yaklaşık olarak 10 kat zenginleşmiş durumdadır.

İlgili diyagramda (Şekil 3.41) gözlenen konkav biçimli REE dağılımları plajiyoklaz ve hornblend mineral fraksiyonlaşmasının (Thompson vd., 1984; Thirlwall vd., 1994), diğer yandan LREE'lerin HREE'lere göre zenginleşmesi kayaçta amfibol ve piroksen minerallerinin bulunduğu işaret eder. Bu minerallerin varlığı petrografik incelemelerde de görülmüştür.

Volkanik kayaçların kondrite göre normalize edilmiş REE dağılımlarına bakıldığında kayaçların Eu değerlerinde belirgin negatif anomali göstermemesi kayaçların gelişiminde plajiyoklaz ayrımlaşmasının fazla etkili olmadığını işaret

etmektedir. Aydın vd., 2008, yaptıkları çalışmada negatif Eu anomali olmayışının ayrımlaşmanın >5 kbar'lık basıçta gerçekleştiğini ve bunun da alt kabukta >15 km derinliğe karşılık geldiğini belirtmişlerdir.

Örneklerdeki LRE türü elementlerin HRE elementlerine göre zenginleşme göstermesi ve  $(La/Lu)_N$  değerlerinin 8,66–15,65 arasında yer alması tipik kalk-alkalen volkanizmaya işaret etmektedir. Bu gelişim genel olarak granat içermeyen litosferik bir kaynağı veya amfibol ve piroksenin tamamen ergimedığı mantodaki kısmi ergimeyi (Wilson, 1989b; Wood ve Joron, 1979) ifade eder. Yine LRE elementlerinin zenginleşmesi kabuk etkisiyle gerçekleşebilir.



Şekil 3.41: Kondirite göre normalize edilmiş volkaniklere ait NTE dağılım diyagramı (Kondirit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

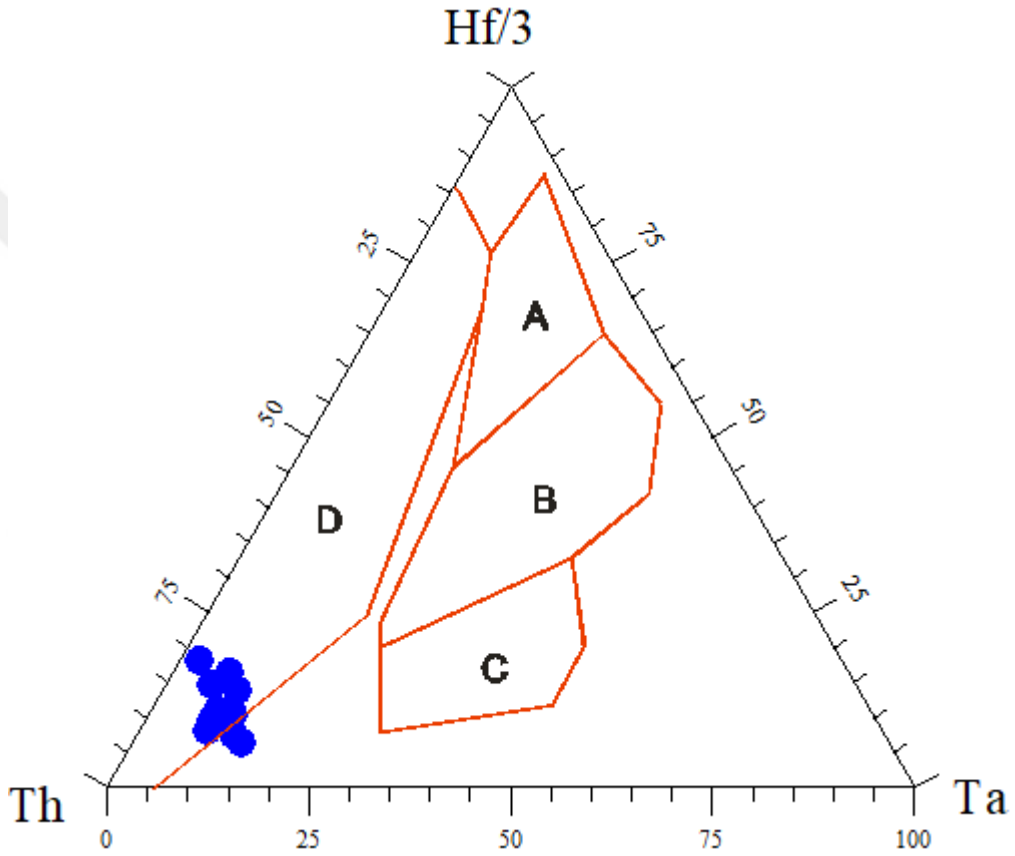
### 3.7 Volkanik Kayaçların Tektonik Ortamı

İncelenen volkanitlerde, alterasyona karşı duraylı kalabilme yeteneğine sahip olduğu bilinen Ti, Zr, Ta ve Nb gibi elementlerin birbirleriyle ilişkilerine göre tektonik ortamı belirlenmeye çalışılmıştır.

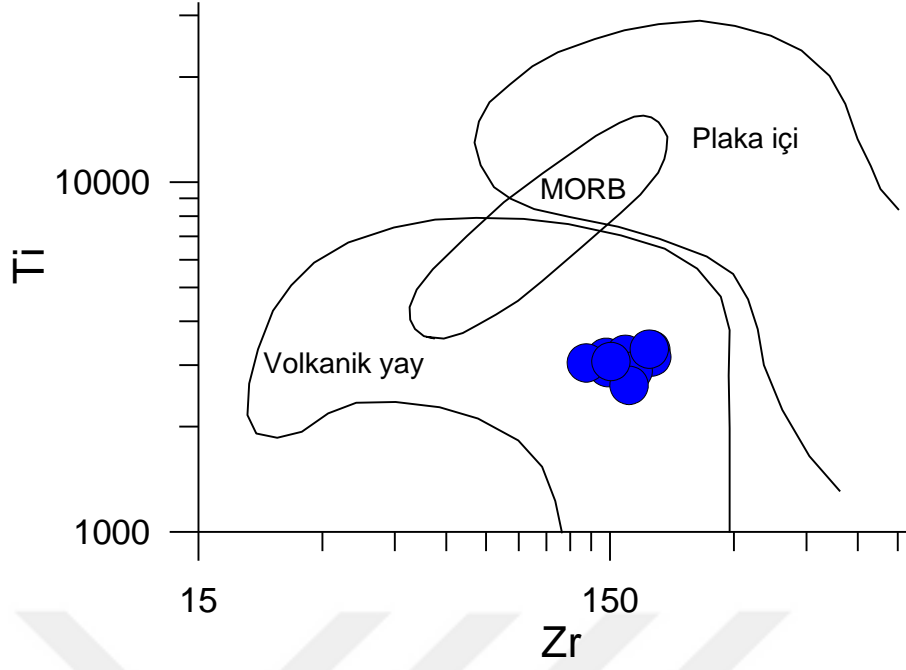
Volkanik kayaçların iz ve nadir toprak element değişimlerine bakıldığında HFSE ve HREE türü elementlerde fakirleşme; LFSE, LREE gibi elementlerde görülen zenginleşme kayaçların magma kökeninin bir yitim zonu ortamında meydana geldiğini ifade etmektedir (Pearce and Peate, 1995; Turner, 2005). Çalışılan kayaçlardaki yüksek Ba/La (30.66–50.50) ve daha düşük Nb/La (0.29-0.53) oranları

kayaçların orojenik volkanik kayaçlarla (Sun ve McDonough, 1989) benzerlik gösterdiğini işaret etmektedir.

Hf/3-Th-Ta elementlerine göre oluşturulan üçgen diyagramda (Wood ve Joron, 1979; Şekil 3.42) örneklerin volkanik yay bazaltları karakterine sahip oldukları görülmektedir. Ti-Zr diyagramında (Pearce, 1982; Şekil 3.43) ise andezitlerin tümü volkanik yay alanı içinde görülmektedir.

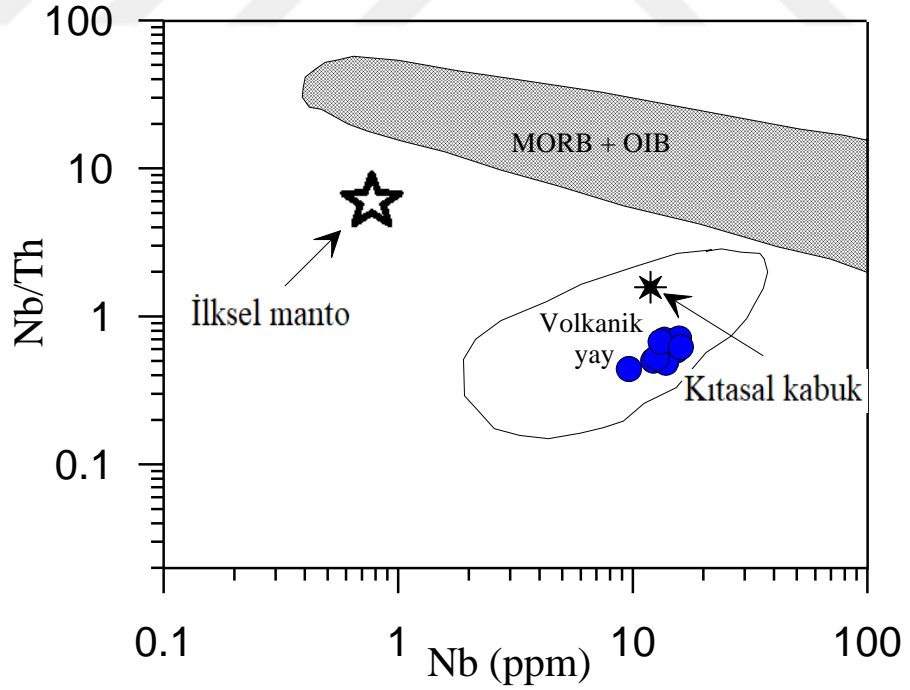


Şekil 3.42: Volkaniklerin Hf/3-Th-Ta üçgen diyagramında gösterimi (Wood ve Joron, 1979), A: N tipi MORB, B: E tipi MORB, C: Plaka içi alkalin bazaltları, D: Volkanik yay bazaltları.



Şekil 3.43: Volkaniklerin Ti-Zr tektonik ayırım diyagramı (Pearce, 1982).

Nb'ye karşı Nb/Th tektonik ayırtman diyagramına göre (Pearce ve Cann, 1973; Şekil 3.44) örnekler yay volkanitleri alanında yer almaktadırlar.

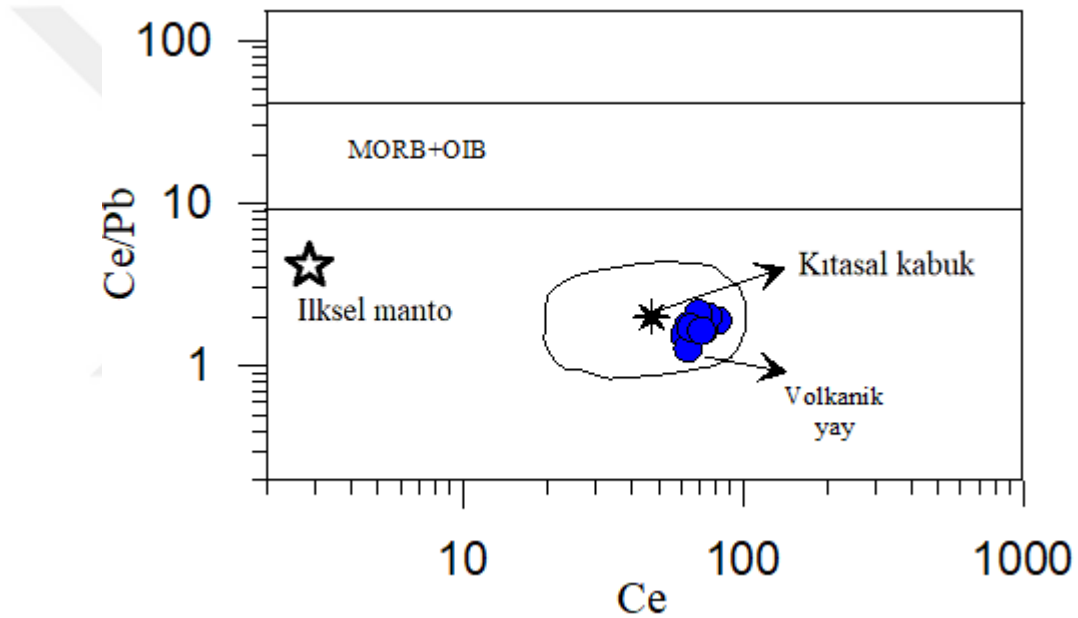


Şekil 3.44: Nb (ppm)'ye karşı Nb/Th diyagramı (ilksel manto değerleri Hoffmann, 1988'den, MORB+OIB ve yay volkanitleri alanları Schmidberger ve Hegner, 1999'den alınmıştır).

### 3.8 Ana Magmanın Kökeni

İnceleme alanına ait volkanik kayaların oluşum kökenlerine açıklık getirebilmek amacıyla, kayaların analiz sonuçları çeşitli diyagramlara yerleştirilmiş ve çıkan sonuçlar ile oluşum ortamları yorumlanmaya çalışılmıştır.

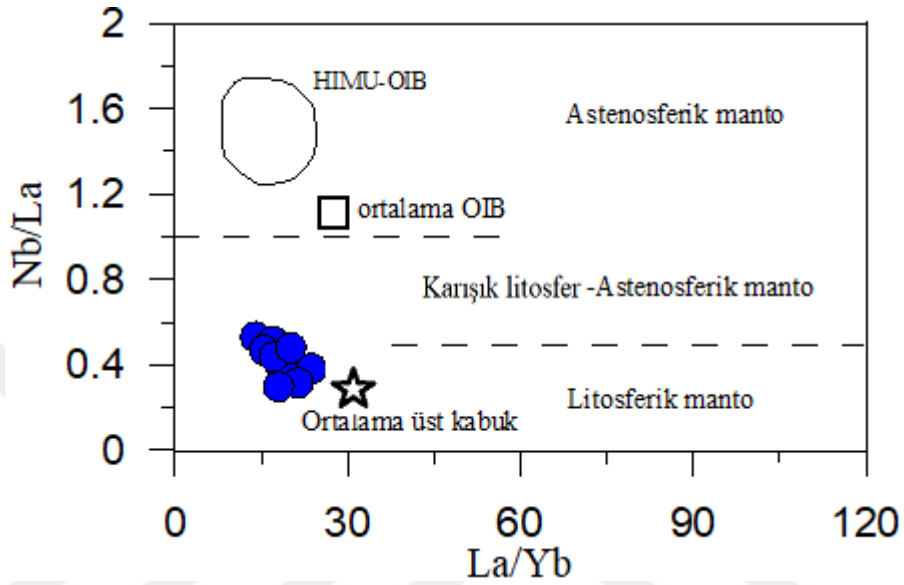
Ba, Nb, La, Pb, Yb ve Ce gibi elementlerin birbirine göre oranları, yitim sonucu gelişen yay volkanizmasının göstergesi olabilirler. Ce/Pb'ye karşı Ce içeriğine göre hazırlanan diyagramda (Şekil 3.45), volkanik kayaç örnekleri yay volkanikleri alanında yer almaktadır.



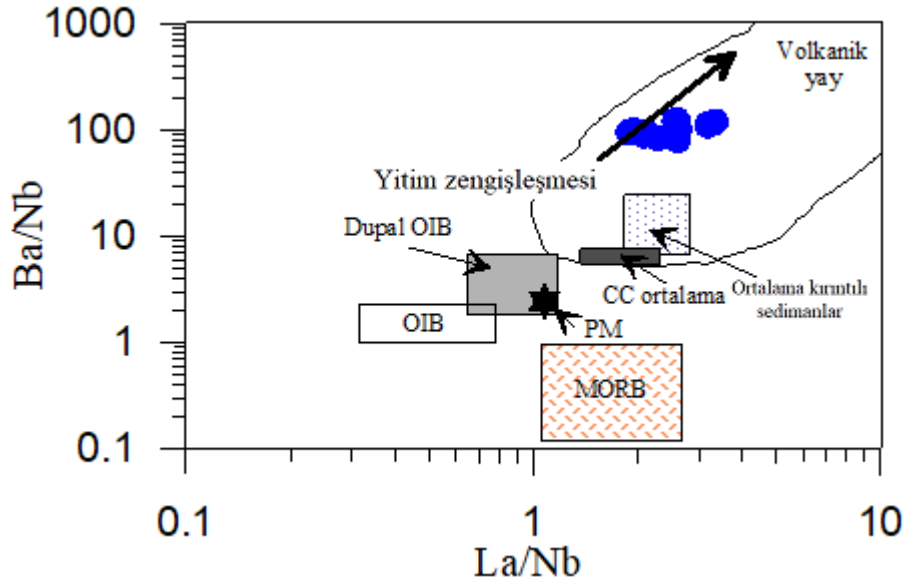
Şekil 3.45: Volkaniklerin Ce/Pb karşı Ce diyagramı (ilksele manto değerleri Hoffmann, 1988'den, MORB+OIB ve yay volkanitleri alanları Schmidberger ve Hegner, 1999 alınmıştır).

Nb/La ve La/Yb gibi elementlerin oranları volkanik kayalardaki kaynak bileşimi hakkında yardımcı olmaktadır (Jahn vd., 1999). İncelenen volkanik kayalardaki Nb/La oranının 0.29 ila 0.53 arasında ve La/Yb oranının ise 13.9 ila 23.64 arasında olması litosferik manto kaynağına işaret etmektedir (Şekil 3.46). Aynı zamanda bu değerler, volkanitlerin ana magmasının hangi mantodan türediğini göstermektedir. Bazaltik magmalar için Nb/La oranı ( $\sim >1$ ) astenosferik manto kaynağını gösterirken, ( $\sim <0.5$ ) oranı ise litosferik manto kaynağını göstermektedir (Bradshaw ve Smith 1994 ve Smith vd., 1999). Çalışma bölgesindeki volkanitlerin

Nb/La oranları 0.29 ila 0.53 arasında olup litosferik manto kaynağına işaret eder. Çalışmaya konu olan volkanitleri MORB, OIB ve kıtasal volkanitlerle karşılaştırıldığında Ba/Nb (93-123) ve La/Nb (1.8-3.3) oranlarına sahip olması özellikleriyle yay volkanitlerine benzerlik sunarlar (Sun ve Mc Donough 1989; Şekil 3.47).

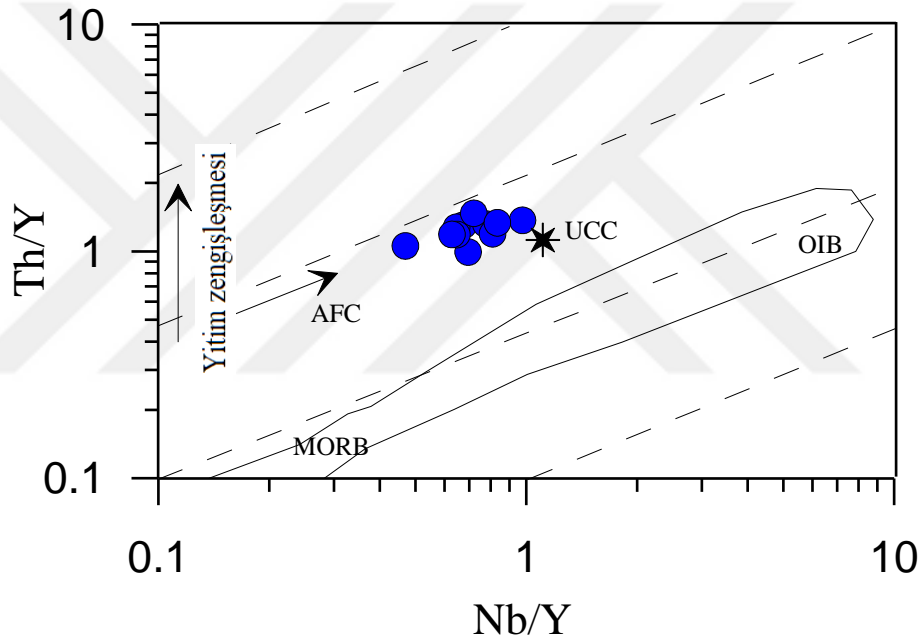


Şekil 3.46: Manto kaynağını gösteren La/Yb'a karşı Nb/La diyagramı (Jahn vd., 1999).



Şekil 3.47: Ba/Nb-La/Nb 'a göre diyagramı (Yay volkanitleri ve Arkeen granülitleri, Jahn ve Zhang, 1984'den; İlksel Manto, Sun ve McDonough, 1989'dan; ort. Kıtasal kabuk, Taylor ve McLennan, 1985 ve Condie, 1993'den; Dupal-OAB, Jahn vd., 1999'dan alınmıştır).

Pearce (1983) tarafından geliştirilen Th/Y'ye karşı Nb/Y oranlarının kullanıldığı diyagramda (Şekil 3.48) ergime zenginleşmesi ürünler ile yitim zenginleşmesi ürünü volkanik kayalar ayırmada kullanılmakla beraber Th/Y ve Nb/Y oranları kabuksal kirlenme ve magma kaynağındaki homojenleşmeyi ayırmada yardımcı olmaktadır. Örnekler OIB ve MORB çizgisine paralellik göstermektedir. Yüksek Th/Y ve düşük Nb/Y oranı yitim zenginleşmesine, buna karşın yüksek Th/Y ve Nb/Y oranı ise kıta içi zenginleşmesine işaret etmektedir (Deniel vd., 1998). Volkaniklere ait tüm örneklerin Th/Nb=1 değerine yakın değerler gösterdiği trend yitim zonu zenginleşmesiyle birlikte asimilasyon-fraksiyonel kristalleşmenin etkisi görülmektedir.



Şekil 3.48: Th/Y-Nb/Y diyagramı (Pearce, 1983).

De Paulo ve Daley (2000) tarafından yapılan çalışmada, litosferik manto kaynağından türeyen kayaların La/Nb oranının genelde 1'den büyük, astenosferik manto kaynağından türeyen kayaların La/Nb oranının ise yaklaşık 0.7 seviyesinde olduğu belirtilmiştir. İnceleme alanındaki andezitlerde La/Nb oranı 1.88–3.34 arasında değişmekte olup incelenen volkaniklerin litosferik mantodan tuedikleri şeklinde belirtilebilir.

#### 4. SONUÇ VE DEĞERLENDİRME

1. Tektonik açıdan İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonunun kuzeyindeki Sakarya kıtasının en batısında yer alan Biga yarımadasında (KB Anadolu) yer almakta olan çalışma sahasında Hallaçlar Volkaniti dom ve lav akıntısı şeklinde bir yüzeyleme vermektedir.

2. Volkanik kayalarda petrografik incelemelerde esas olarak plajiyoklaz, piroksen, biyotit, amfibol ve opak mineraller gözlenirken tali olarak kuvars, apatit gibi mineraller gözlenmiştir. Ayrıca kayacın genel dokusu; mikrolitik porfirik, porfirik doku, akma dokusu, sferülitik doku, camsı doku, glomeroporfirik doku şeklinde olup, minerallerde ise elek dokusu ve körfez yapısı mevcuttur.

3. Volkanik kayaları oluşturan magmanın oluşum sıcaklıkları plajiyoklazlarda 650-750 °C, piroksenlerde ojit türü olanlar genel olarak 580-960 °C arasında iken enstatit türü 620-1170 °C arasında yer almaktadır. Ayrıca biyotit minerallerinin kimyasal sonuçlarından magmanın sıcaklık ve basınç sonuçlarına diyagram ve hesaplamalar ile ulaşılmıştır. Biyotit minerallerinin 650-700°C arasında sıcaklığa sahip oldukları diyagram ile bulunmuştur. Buna ek olarak Luhr vd., (1984) hesaplamalarına göre de 798-843 ° C (ortalama=815 ± 12) arasında bir sıcaklığa ulaşılmıştır. Biyotit mineralinin kimyasal sonuçlarından yola çıkarak magmanın oluşum basınçları tespit edilmiş olup 0.67-1.93 kbar basınç değerleri arasında yer almaktadır.

4. Plajiyoklazlar andezin ve labradorit türü, piroksenler ojit ve enstatit ve biyotitlerin de biyotit alanında ve Mg biyotit alanında yer almaktadırlar.

5. Volkanik kayaların jeokimyasal analiz sonuçlarından elde edilen verilere göre adlandırma yapıldığında kayaların andezit ve bazaltik andezit oldukları TAS diyagramı (Le Maitre vd., 1989) yardımıyla bulunmuştur.



6. Kayaçlarda SiO<sub>2</sub> değerleri %56.59–63.92 arasında yer almaktadırlar. Volkanitlerin tüm kayaç analizlerine göre kalk-alkalen karakterli oldukları görülmüştür. Kayaçlar yüksek K içeriklerine sahiptir. Volkanik kayaçların gelişiminde ana ve iz element değişim diyagramları incelendiğinde fraksiyonel kristalleşmenin (FC), kısmi ergimenin, kabuk kirlenmesinin ve yitim zenginleşmesinin etkili olduğu görülmektedir.

7. Andezitlerdeki iz element değerlerinde LIL elementlerinde zenginleşme, HFS elementlerinde ise fakirleşme gözlenmektedir. Th, Rb gibi elementlerdeki zenginleşme kayaçların oluşumunda esas olan ana magmanın gelişiminde kabuğun etkili bir şekilde rol aldığını, negatif Nb, Ta anomalisi ise dalma-batma ortamı ve/veya kabuk kirlenmesi şeklinde yorumlanabilir.

8. Volkanik kayaçların nadir toprak elementlerinin Kondrit'e göre normalize edilmesiyle REE dağılımlarının bütün elementlerce belirgin bir şekilde zenginleştiği görülmekle birlikte hafif nadir toprak elementlerin (LREE) ağır nadir toprak elementlerden (HREE) daha fazla zenginleştiği görülmektedir. Kondrit'e göre hafif nadir toprak elementler, ağır nadir toprak elementlerine göre yaklaşık olarak 10 kat zenginleşmiş durumdadır.

9. Andezitlerin tektonik olarak volkanik yay alanında yer aldıkları görülmektedir. Kayaçların kaynağı olasılıkla zenginleşmiş litosferik mantodur. İz ve nadir toprak elementleri, bu elementler arasındaki oranlar ile elementlerin karşılaştırılması neticesinde andezitlerin kabuk-manto karışımı hibrid bir magmadan oluştuğu sonucuna varılabilir.

10. Bu çalışmada; Tersiyer zaman aralığında meydana gelmiş olan volkanizmanın gelişimine açıklık getirmek amacıyla volkanik kayaç örneklerinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri irdelenerek, volkanizmanın gelişiminde yitim, kabuk ve kaynak zenginleşmesi gibi özelliklerine açıklık getirilmeye çalışılmış olup daha sonra yapılacak çalışmalara referans niteliği taşımaktadır.

## 5. KAYNAKLAR

Adatepe, F. M. (1998). Batı Anadolu Kıyılarının Tarihsel Dönem Deprem Etkinliği. *Deprem Araştırma Bülteni*, 25 (76), 63-85.

Akgündüz, S., D, Olgun. ve Elmas, A. (2014). Asartepe Granitik ve Sarıkaya Volkanik Kayalarından (Biga Yarıadası-KB Anadolu) Jeokimyasal ve Jeokronolojik Veriler. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 25 (2), 119-143.

Akyürek, B. ve Soysal, Y. (1983). Biga Yarımadası Güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) Temel Jeoloji Özellikleri. *MTA Dergisi*, 95-96, 1-12,

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G. (2000). Petrogenetic evolution of late cenozoic, post collision volcanism in Western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.

Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö. F., Kaymakçı, N. and Gourgaud, A. (2006). geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey, *Implications for mantle sources and melting processes*, 50-76.

Altunkaynak, Ş. and Genç, Ş.C. (2008). Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, 102, 316-340

Altunkaynak, Ş., Sunal G., Aldanmaz E., Genç C.Ş., Dilek Y., Furnes H., Foland K.A., Yang J. ve Yıldız M. (2012). Eocene Granitic Magmatism in NW Anatolia (Turkey) Revisited: New Implications from Comparative Zircon SHRIMP U–Pb and <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar Geochronology and Isotope Geochemistry on Magma Genesis and Emplacement. *Lithos*, 55: 289–309.

Atabey, E., Ilgar, A. ve Sakıtaş, A. (2004). Çanakkale Havzasının Orta Üst Miyosen Stratigrafisi, Çanakkale KB Türkiye. *MTA Dergisi*, 128, 79-97.

Aydal, D., Vural, A. ve Uslu, İ. (2007). Alakeçi-Kısacık (Bayramiç-Balıkesir) Cevherleşme Bölgesinin Landsat 7 ETM+ Kullanılarak Crosta Tekniği ile İncelenmesi. *S.Ü. Müh.-Mim. Fak. Derg.*, c.23, s.3.

Aydın, F., Karsli, O., Chen, B. (2008). Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos*, 104, 249– 266.

Aydın, Ü., Şen. P., Özmen. Ö. ve Şen. E. (2019). Biga Yarımadası'ndaki Granitoyitlerin (KB Anadolu, Türkiye) Petrolojik ve Jeokimyasal Özellikleri. *MTA Dergisi*, 159, (baskıda).

Baier, J., Audetat, A. and Kepler, H. (2008). The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 290–300.

Bradshaw, T.K. and Smith, E.I. (1994). Polygenetic Quaternary volcanism at Crater Flat, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 165-182.

Bowen, N.L. (1928). The evolution of the igneous rocks. Princeton, New Jersey. Princeton University Press, 334 p., second edition, 1956, New York, Dover.

Ceyhan, F., Helvacı, C. ve Önal, M. (2001). Gürün (Sivas) volkanitlerinin Petrografi, Jeokimya ve Petrojenez Özellikleri, *Geosound*, 39, 1-12.

Condie, K.C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales, *Chemical Geology*. 104, 1-37.

Dayal, A. ve Özgenç, İ. (2000). Yenice yöresinde skarn oluşturan plutonik ve volkanik kayaçların radyometrik yaşı (Çanakkale – Biga Yarımadası). *Türkiye, 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*, 296–297.

De Albuquerque, C.A.R. (1973). Geochemistry of biotites from granitic rocks: Northern Portugal. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 1779–1802.

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock forming minerals*: (2nd): London, Longman.

Deniel, C., Aydar, E. and Gourgaud, A. (1998). The Hasan Dağı stratovolcano (Central Anatolia, Turkey): evolution from calc-alkaline to alkaline magmatism in a collision zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87, 275-302.

Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroğlu, F. and Şengör, A.M.C. (1986). Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone, M.P. Coward, A.C Ries (Eds.), *Collision zone tectonics. Geology Society of London Special Publication*, 19, 3-36.

De Paolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall-rocks assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.

De Paolo, D.J., and Daley, E.E. (2000). Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension, *Chemical Geology*, 169, 157-185.

Dönmez, M., Akçay, A. E., Genç, Ş. C. ve Acar, Ş. (2005). Biga Yarımadasında Orta-Üst Eosen Volkanizması ve Denizel İgnimbiritler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 131, 49-61.

Dönmez, M., Akçay, A. E., Duru, M., Ilgar, A. ve Pehlivan, S. (2008). Türkiye Jeoloji Haritaları Çanakkale-H17 Paftası. MTA Jeoloji Etüdüleri Dairesi, 101.

Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş, F. and Kar, H. (2004). New Results on the Lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 177-186.

Elburg, M.A., Bergen, M.V., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarmain, I. and Nasution, A. (2002). Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 2771-2789.

Ercan, T. ve Günay, E. (1984). Edremit-Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, C. 27, 21-30,

Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B. (1985). Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 121-136.

Ercan, T., Ergül, E. ve Duru, M. (1990). Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi ve bölgesel yayılımı. *MTA Dergisi*, 110, 113-130.

Ercan, T., Ergül, E., Akçaören, F., Çetin, A., Granit, S. ve Asutay, J. (1990). Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi ve bölgesel yayılımı. *MTA Dergisi*, 110, 113-130.

Ercan, T. ve Ergül, E. (1990). Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi ve bölgesel yayılımı. *MTA Dergisi*, 110, 113-130,

Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.J. ve Yıldırım, T. (1995). Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşanlı Adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, cilt 117, s. 55-86.

Erdoğan, B., Akay, E., Hasözbeğ, A., Satır, M. and Siebel, W. (2013). Stratigraphy and tectonic evolution of the Kazdağ Masif (NW Anatolia) based on field studies and radiometric ages. *International Geology Review*, 55, 2060-2082.

Ewart, A., (1982). The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In R.S. Thorpe, (eds.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley, New York, 29-95.

Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S. and Leeman, W.P. (1988). The role of lithospheric mantle in the generation of Late-Cenozoic basic magmas in the Western United States. *Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue*, 331-349.

Fuhrman, M.L. and Lindsley, D.H. (1988). Ternary feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, v. 73, p.201–215.

Genç, Ş.C. (1998). Evolution of the Bayramiç magmatic complex, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 233-249.

Genç, Ş.C. ve Altunkaynak, Ş. (2007). Eybek graniti (Biga yarımadası, KB Anadolu) üzerine: Yeni jeokimya verileri ışığında yeni bir değerlendirme. *Yerbilimleri*, 28(2), 75-98.

Gill, J.B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, 390.

Grove, T.L., Gerlach, D.C., Sando, T.W., (1982). Origin of calcalkaline lavas at medicine lake volcano by fractionation, assimilation and mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 160-182.

Günaydın, A. (2017). Arıklı ve Nusratlı Köyleri (Ayvacık-Çanakkale) Yumrulu Fosfat ve Fay Kontrollü Hidrotermal –Fosfat Cevherleşmelerinin Jeolojisi ve Jeokimyası. *MTA Dergisi*, 155: 135-150.

Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomsin, J.A. (2005). The Tisaturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *American Mineralogist*, v. 90, p. 316–328. doi: 10.2138/am.2005.1498.

Irvine, T.N. and Baragar W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523–548.

Jahn, B.M. and Zhang, Z.Q. (1984). Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: rare earth geochemistry and tectonic implications, *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 85, 224-243.

Jahn, B.M., Wu, F.Y. and Lo, C.H. (1999). Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional maficultramafic intrusions of the northern Dabie Complex, Central China. *Chemical Geology*, 157, 119-146.

Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J.A. and Ece, Ö.I. (2008). Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia. *Turkey. Int. J. Earth Sci.*, 97, 1181-1200.

Kaygusuz, A., Şen, C. ve Aslan, Z. (2006). Torul (Gümüşhane) volkanitlerinin petrografik ve petrolojik özellikleri (KD Türkiye); fraksiyonel kristallenme ve magma karışımına ilişkin bulgular, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 49(1), 49-82.

Koç. Ş., Erdoğan. S. ve Kadioğlu. Y.K. (1994). Havran (Balıkesir) güneydoğusunda yer alan volkanitlerin epitermal cevherleşme potansiyali. *MTA Dergisi*, 116, 65-80.

Konuk, T. (1977). Bornova filişinin yaşı hakkında. *Ege Üniv., Fen Fak. Dergisi, Seri B*, 1/1, 65-74.

Konak, N., Akdeniz, N. ve Armağan, F. (1980). Akhisar Gölü-Marmara-Gördes-Sındırgı dolaylarının jeolojisi, MTA Rap. No: 6916, 177.

Krushensky, R. D. (1976). Neogene calc-alkaline extensive and intrusive rocks of the Karalar Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey. *Bulletin Volcanologique*, 40, 336-360.

Krushensky, R., Akçay, Y. and Karaege, E. (1980). Geology of the Karalar-Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey. *Geological Survey*, 1461, 1-72.

Lambert, R.J. and Holland, J.G. (1974). Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in minerals and rocks. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38, 1393– 1414.

Le Maitre, R.W., Bateman, R., Dudok, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolcy, A.R. and Zancltin, B. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193s.

Lindsley, D.H. (1983). Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68, 477-493.

Lindsley, D.H. and Andersen, D.J. (1983). A two-pyroxene thermometer. *Journal of Geophysical Research*, 88, 887-906.

Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E. and Varekamp, J.C. (1984). The 1982 eruptions of El Chicón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 69-108.



Maaloe, S., (1985). *Principles of Igneous Petrology*. Springer-Verlag, Berlin. 374.

Maral, D. (2006). Biga Yarımadası Sülfür Mineralizasyonlarına Bağlı Kıymetli Metallerin incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, İstanbul.

Menzies, M. ve Kyle, P.R. (1990). *Continental volcanism: a crust-mantle probe*. In: Continental Mantle (M.A. Menzies ed.). Clarendon Press, Oxford, 157-177.

Morimoto et al., (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 535-550.

Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.A. and Ohoud, M.B. (1985). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus De L Academie Des Science*, v. 337, 1415–1420.

Nebert, K. (1978). Linyit içeren Soma Neojen bölgesi, Batı Anadolu. *MTA Dergisi*, 90, 20-69.

Okay, A.I. (1987). *Biga Yarımadasının Batı kesiminin jeolojisi ve Tektoniği*. İTÜ Yerbilimleri ve Yer altı Kaynakları Uygur Merkezi, İstanbul.

Okay A. İ. (1989). Tectonic units and sutures in the Pontides northern Turkey. *Tectonic evolution of the Tethyan region*, ed. A.M.C. Şengör: 109-115.

Okay A.İ., Siyako M. ve Bürkan. K.A. (1990). Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *TPJD Bülteni*, 2 (1): 83-121.

Okay, A.I. and Siyako, M. (1993). The new position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan suture between İzmir and Balıkesir, In: Turgut, S. (ed), *Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions, Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium*, Ankara, 333-355,

Okay, A. L., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R. and Akyüz, H.S. (1996). Paleo and Neo-Tethyan events in northwest Turkey. Geological and geochronological constraints: Yin, A. and Harrison, T.M., eds. *Tectonic Evolution of Asia*, 420-441.

Okay, A.İ. and Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. *Geological Society*, London, Special Publication, 156, 475-515.

Okay, A. İ. and Satır M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.

Okay, A.İ. (2000). Was the late triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an Oceanic Plateau?. *The Geological Society of London*, volume 173, 25-41.

Okay, A.İ. and Göncüoğlu, M.C. (2004). The Karakaya Complex: A review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 77-95.

Okay, A. İ. (2008). Geology of Turkey: A synopsis. *Anschmitt*, 21, 19-42.

Okay, A.I., Satır, M., Zattin, M., Cavazza, W. and Topuz, G. (2008). An Oligocene ductile strike-slip shear zone: Uludağ massif, northwest Turkey – implications for the escape tectonics, *Geological Society of America Bulletin*, 120, 893-911, doi: 10.1130/B26229.1.

Ovalioğlu, R. (1973). Biga yarımadasının jeolojisi - maden yatakları ve bakır-kurşun - çinko mineralizasyonu için ümitli olan bölgeleri. *MTA Dergisi*, 12(6), 1-22.

Pearce, J.A. and Norry, M.L. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.

Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.

Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C. (1977). The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 121-132.

Pearce, J.A. and Peate, D.W. (1995). Tectonic implications of composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285.

Pearce, J.A. (1982). "Trace element characteristics of lavaş from destructive plate margins" (eds: Thorpe R. S), *Andasites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley, New York, 525-548

Pearce, J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C. J., Hawkesworth ve M. J. Norry, (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Cheshire, 230-249.

Pehlivan, Ş., Duru. M., Dönmez, M., Ilgar, A., Akçay, A.E., Erdoğan, K. ve Özer, D. (2007). Türkiye Jeolojisi Haritaları No:96, Balıkesir, İ-19 Paftası. *Maden Tetkik Arama*, 40s, Ankara.

Sarı, B. (2018). Beytitepe kireçtaşı'nın (Bornova Fliş Zonu) Gökdere alanında (İzmir, Batı Türkiye) planktonik foraminifer biyostratigrafisi ve mikrofasiyes özellikleri. *Dokuz Eylül Üniversitesi-Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, Cilt 20(59), 576-594.

Sarı, R., Türkecan, A., Dönmez, M., Küçükefe, Ş., Aydın, Ü. ve Özmen, Ö. (2015). Gökçeada'nın (Çanakkale) jeolojisi. *MTA Dergisi*, 150, 1-17.

Şengör, A. M. C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları (Fundamentals of the neotectonics of Turkey), *Publication of Geological Society of Turkey*, 40p.

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

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1983). İstanbul Teknik Üniversitesi Türkiye'de Tetis'in evrimi; Levha tektoniği açısından bir yaklaşım, *Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi*, No.1 Ankara.

Şengör, A.M.C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging wall in regions of low angle normal faulting: Examples from Western Turkey. *In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 28: 575-589.

Şentürk, K. ve Okay, A.I. (1984). Saros Körfezi doğusunda yüksek basınç metamorfizması. *MTA Dergisi*, 97/98, 152-155.

Schmidberger, S.S. and Hegner, E. (1999). Geochemistry and isotope systematics of calcalkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin (SW German)-implications for Late Variscan orogenic development, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 373-385.

Smith, E.I., Sanchez, A., Walker, J.D. and Wang, K. (1999). Geochemistry of mafic magmas in the hurricane volcanic field, Utah: implications for small and large scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology*, 107, 433-448.

Sun, S. and Mc Donough, Q.F. (1989). "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes", (eds: Saunders, A.D. and Norry, M.J) "Magmatism in the ocean basins", *Geological Society of London Special Publication*, 42, 312-345

Thirlwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P. and Arculus, R.J. (1994). High field strength element anomalies in arc lavas; source or process?. *Journal Petrology*, 35, 819-838.

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.J. and Trumbull, R. B. (1997). On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, v. 61, p. 809–834. doi: 10.1180/minmag.1997.061.409.05

Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. and Parry, S.J. (1984). An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of The Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 310, 549–590.

Turner, S.P. (2005). *Some remarks on magmatic processes beneath island arc volcanoes*. Advances in Science, Earth Sciences, Imperial College Press, 131-155.

Uchida, E., Endo, S. and Makino, M. (2007). Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57, 47-56.

Url-1 [http://izmir.mgm.gov.tr/FILES/iklim/balikesir\\_iklim.pdf](http://izmir.mgm.gov.tr/FILES/iklim/balikesir_iklim.pdf) , (15.05.2018)

Watson, E.B. (1979). Apatite saturation in basic to intermediate magmas. *Geophysical Research Letters*, 6, 937-940.

Watson, E.B. and Green, T. H. (1982). Apatite liquid-partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters*, 56, 405-421.

Wilson, M. (1989a) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman London 466.

Wilson, F. H. (1989b). Geologic setting, petrology and age of Pliocene to Holocene volcanoes of the stepovak Bay area, western Alaska Peninsula. Dover, J.H., Galloway, J. P. (Ed.). Geological studies in Alaska by the U.S. Geological Survey, *United State Geological Survey Bulletin*, 1903, 84-95.

Wones, D.R. (1989). Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744-749.

Wood, D.A. and Joron, J-L. (1979). "Elemental and Sr isotopic variations in basic lava from Iceland and surrounding ocean floor: the nature of the mantle sources inhomogenities". *Contribution and Mineralogy Petrol.*, 70, 319-339

Yaltrak, C. ve Okay, A.İ. (2004). Edremit Körfezi Kuzeyinde Paleotetis Birimlerinin Jeolojisi. *İTÜ Dergisi*, 3 (1): 67-79.

Yılmaz, Y. (1981). Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi, *İstanbul Yerbilimleri*, İstanbul Üniversitesi, 1-2, 33-52.

Yılmaz, Y., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Gündoğdu, N. and Temel, A. (1994). Development of neo-tectonic related magmatic activities in western Anatolia, *IAVCEI International Volcanology Congress*, Ankara, 13.