



T.C.  
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**HAVRAN, ÇAKIRDERE VE ÇAKMAK (BALIKESİR)  
ARASINDAKİ ALANIN JEOLJİSİ, PETROLOJİSİ VE  
MAGMATİZMASI**

**Fulya UZUN**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Jeoloji Mühendisliği Programı**

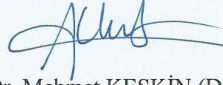
**DANIŞMAN  
Prof. Dr. Mehmet KESKİN**

**Haziran, 2018**

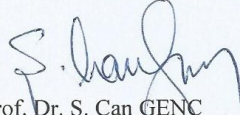
**İSTANBUL**

Bu çalışma, 28.06.2018 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı , Jeoloji Mühendisliği Programında Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

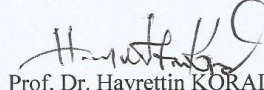
**Tez Jürisi**



Prof. Dr. Mehmet KESKİN (Danışman)  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Ş. Can GENÇ  
İstanbul Teknik Üniversitesi  
Maden Fakültesi



Prof. Dr. Hayrettin KORAL  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Hüseyin ÖZTÜRK  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi



Doç. Dr. Namık AYSAL  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi



20.04.2016 tarihli Resmi Gazete’de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi’nin aboneli olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Fen Bilimleri Enstitüsü’nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

Bu tez, İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin FYL-2017-25190 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

## ÖNSÖZ

Yüksek lisans öğrenimim sırasında, gerek arazi çalışmalarım sırasında gerek de laboratuvar ve tez yazım aşamalarında gösterdiği her türlü destek ve yardımdan dolayı danışman hocam Prof.Dr. Mehmet KESKİN'e,

Hiçbir zaman sorularımı cevapsız bırakmayan ve her zaman can-ı gönülden yardımcı olan Doç.Dr. Namık AYSAL'a,

Tüm bu süreçte beni motive eden, yardımlarını ve desteklerini esirgemeyen değerli arkadaşlarım başta Araş.Gör. Fatma ŞİŞMAN TÜKEL olmak üzere, Araş.Gör. Candan ALPTEKİN BİLEN'E, Araş.Gör. Elif APAYDIN POŞLUK'a, Araş.Gör. Merve MENTEŞ İŞCEN'e, Araş.Gör. Dr. Özge KARSLIOĞLU TURGUT'a, Araş.Gör. Dr. Zeynep CANSU'ya, Jeoloji Yüksek Mühendisi Duygu İŞBİL'e ve Jeoloji Yüksek Mühendisi Olgun DURU'ya,

Tüm hayatım boyunca her zaman yanımda olan ve beni bugünlere getiren canım aileme,

Son olarak da her koşulda destek veren eşim Berk'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Haziran 2018

Fulya UZUN

# İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ .....	iv
İÇİNDEKİLER.....	v
ŞEKİL LİSTESİ .....	viii
TABLO LİSTESİ.....	xiii
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ .....	xiv
ÖZET .....	xv
SUMMARY .....	xvii
<b>1. GİRİŞ .....</b>	<b>1</b>
<b>2. GENEL KISIMLAR.....</b>	<b>3</b>
2.1. ÇALIŞMANIN AMACI .....	3
2.2. İNCELEME ALANININ TANITIMI.....	6
2.2.1. İnceleme Alanının Konumu .....	6
2.2.2. Ulaşım.....	6
2.2.3. Morfoloji.....	6
2.2.4. Tarım ve Hayvancılık .....	6
2.2.5. İklim ve Bitki Örtüsü.....	8
2.2.6. Yerleşim Yerleri .....	8
2.3. ÖNCEKİ İNCELEMELER .....	8
2.4. BÖLGESEL JEOLJİ .....	12
<b>3. MALZEME VE YÖNTEM.....</b>	<b>16</b>
3.1. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ.....	16
3.1.1. Arazi Çalışmaları.....	16
3.1.2. Laboratuar Çalışmaları .....	16
3.1.2.1. Petrografik İnce Kesit Çalışmaları.....	16
3.1.2.2. Jeokimyasal Analiz Çalışmaları .....	17
3.1.3. Büro Çalışmaları.....	17
<b>4. BULGULAR.....</b>	<b>18</b>
4.1. STRATİGRAFİ.....	18
4.1.1. Kalabak Birimi .....	18
4.1.1.1. Torasan Formasyonu .....	18

4.1.1.2. <i>Çamlık Metagraniti</i> .....	19
4.1.2. Karakaya Formasyonu.....	20
4.1.3. Kınık Formasyonu.....	22
4.1.4. Balya Formasyonu.....	24
4.1.5. Bilecik Formasyonu.....	27
4.1.6. Çetmi Melanjı.....	27
4.1.7. Kozak Plütonu.....	29
4.1.8. Hallaçlar Volkaniti.....	30
4.1.9. Yuntdağ Volkanitleri.....	34
4.1.10. Yürekli Dasiti.....	39
4.1.11. İlyasbaşı Formasyonu.....	41
4.1.12. Alüvyon.....	42
4.2. PETROGRAFI.....	42
4.2.1. Metamorfik Kayaçlar.....	42
4.2.2. Plütonik Kayaçlar.....	45
4.2.3. Volkanik Kayaçlar.....	47
4.2.3.1. <i>Oligosen Volkanizması Kayaçları</i> .....	47
4.2.3.2. <i>Miyosen Volkanizması Kayaçları</i> .....	49
4.3. JEOKİMYA.....	56
4.3.2. Tektonik Ortam Ayırt Diyagramları.....	62
4.3.3. Volkanitlerin Ana Element Ayrışma Trendleri.....	63
4.3.4. Volkanitlerin İz Element Ayrışma Trendleri.....	66
4.3.5. Volkanitlerin Çoklu (multi) Element Paternleri.....	70
4.3.6. Volkanitlerin Nadir Toprak Element (REE) Desenleri.....	73
<b>5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....</b>	<b>74</b>
5.1. TA/YB – TH/YB İKİLİ DEĞİŞİM DİYAGRAMI.....	74
5.2. KISMİ ERGİME.....	75
5.3. FRAKSİYONEL KRİSTALLENME VE MAGMA KARIŞIMI SÜREÇLERİNİN PETROLOJİK MODELİ.....	81
5.3.1. Fraksiyonel kristallenme işleminin modellenmesi.....	81
5.3.2. Magma karışımı, tazelemesi ve fraksiyonel kristallenme işlemlerinin modellenmesi.....	84
5.4. KABUKSAL KİRLENME SÜREÇLERİNİN MODELLENMESİ.....	86
5.5. JEOLJİK EVRİM.....	90
<b>KAYNAKLAR.....</b>	<b>94</b>

<b>EKLER .....</b>	<b>97</b>
EK 1. Çalışma alanının jeoloji haritası.....	97
EK 2. Jeolojik enine kesitler.....	97
<b>ÖZGEÇMİŞ .....</b>	<b>98</b>



## ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

<b>Şekil 1.1:</b> Alp-Himalaya orojenik kuşağı içindeki Türkiye'nin yeri (Şengör, 1987'den alınmıştır). A-T: Anatolid-Toridler, P: Pontidler. ....	1
<b>Şekil 1.2:</b> Türkiye'nin ana tektonik kuşaklarını ve suture zonu - kenet sınırlarını gösteren tektonik harita. İA: İzmir-Ankara Kenet kuşağı, KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi, DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi, EF: Ecemiş Fayı (Okay, 1986; Okay ve Tüysüz, 1999'den düzenlenmiştir). ....	2
<b>Şekil 2.1:</b> Çalışma alanının jeoloji haritası .....	4
<b>Şekil 2.2:</b> Çalışma alanının a-) güney ve b-) kuzey bölgelerinin suture kesiti (ölçeksiz).....	5
<b>Şekil 2.3:</b> İnceleme alanının yer bulduru haritası (Google Earth görüntüsü kullanılmıştır). ....	7
<b>Şekil 2.4:</b> Türkiye'nin ana tektonik kuşakları (Okay ve Tüysüz, 1999'dan alınmıştır). ....	13
<b>Şekil 2.5:</b> Biga yarımadasının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve Satır, 2000'den alınmıştır). ....	15
<b>Şekil 4.1:</b> Kalabak birimi'nde görülen, düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiş fillat ve şistlerden oluşan Torasan Formasyonu. (Tepeoba köyü yolu. Bakış yönü: G'den K'e).....	19
<b>Şekil 4.2:</b> Karakaya Kompleksi içerisinde gözlenen kumtaşları (Buzağalık tepe yakını. Bakış yönü: GD'dan KB'ya). ....	21
<b>Şekil 4.3:</b> Çok iyi yapraklanmalı, ince – orta tabakalanmalı şeyl, Kınık Formasyonu. (Karadere vadisi Kurtoğlu dere yakını. Bakış yönü GB'dan KD'ya). ....	23
<b>Şekil 4.4:</b> İyi yapraklanmış metakumtaşı, metaçamurtaşı, kumlukireçtaşı, kumtaşı, aglomera ve metavolkanitlerden oluşan, sarı, gri ve kahverengi görünümdeki Kınık Formasyonu. (Kırtık köyü yolu. Bakış yönü: GB'dan KD'ya). ....	24
<b>Şekil 4.5:</b> Balya birimine ait metagranit, şist, kuvarsit, kireçtaşı çakılları içeren arkozlar. (Sarnıçköy civarı. Bakış yönü: G'den K'e). ....	26
<b>Şekil 4.6:</b> Balya formasyonundaki arkozlar üzerindeki yeşil - siyah renkli, ince tabakalı, kıvrımlı, mika pulcukları. (Sarnıçköy civarı. Bakış yönü: G'den K'e). ....	26
<b>Şekil 4.7:</b> Çetmi Melanjına ait çamurtaşı, kumtaşı ve serpantin. (Tepeoba köyü - Kalabak köyü yolu arası. Bakış yönü: GB'dan KD'ya). ....	28



<b>Şekil 4.8:</b> Karakaya formasyonu ile kalabak birimi arasındaki bindirme zonunda gözlenen Çetmi Melanjı. (Tepeoba köyü - Kalabak köyü yolu arası. Bakış yönü: GB'dan KD'ya).....	28
<b>Şekil 4.9:</b> Kozak Dağı ve çevresinde dom şeklinde yükselmiş halde yüzeylenen Kozak Granitleri. (Güneşli köyü civarı. Bakış yönü: G'den K'e).....	29
<b>Şekil 4.10:</b> Alt Oligosenden itibaren etkinleşen volkanizma sonucu oluşan bir dom örneği. Hallaçlar volkanitleri. (Karaoğlanlar köyü yakını. Bakış yönü:K'den G'e).....	30
<b>Şekil 4.11:</b> Alterasyona uğramış, silisleşmiş, arjilitleşmiş ve yer yer de piritleşmiş tüf ve lavlar. (Hacımahmutlar köyü yakını, Hallaçlar volkaniti. Bakış yönü: G'den K'e).....	31
<b>Şekil 4.12:</b> Tüfler içindeki hidrotermal kuvars damarları.....	31
<b>Şekil 4.13:</b> Yoğun altere olmuş Hallaçlar Volkaniti. (Karaoğlanlar köyü yolu. Bakış yönü D'dan B'ya).....	32
<b>Şekil 4.14:</b> Çoğu mostrası yoğun altere olmuş Hallaçlar Volkaniti. (Karaoğlanlar köyü yolu. Bakış yönü B'dan D'ya).....	33
<b>Şekil 4.15:</b> Beyaz ve sarı renkli Hallaçlar Volkaniti. (Eseler köyü yolu. Bakış yönü: GB'dan KD'ya).....	33
<b>Şekil 4.16:</b> Beyaz, sarı renkli yoğun altere olan Hallaçlar Volkaniti. (Eseler köyü yolu. Bakış yönü: GB'dan KD'ya).....	34
<b>Şekil 4.17:</b> Andezit ve tüften oluşan Yuntdağ Volkanitleri. (Çallı köyü yolu. Bakış yönü: D'dan B'ya).....	35
<b>Şekil 4.18:</b> Andezit ve tüften oluşan Yuntdağ Volkanitleri. (Çamtepe köyü yolu. Bakış yönü: G'den K'e).....	36
<b>Şekil 4.19:</b> Yuntdağ volkanitlerinde gözlenen aglomeralar. (Kuyucak köyü yolu. Bakış yönü: B'dan D'ya).....	37
<b>Şekil 4.20:</b> Yuntdağ Volkanitlerinde gözlenen dom yapısı. (Çakmak köyü yolu. Bakış yönü: K'den G'e).....	38
<b>Şekil 4.21:</b> İnce taneli ve beyaz renkli Tüf üyesi. (Kuyucak köyü civarı. Bakış yönü: GD'dan KB'ya).....	38
<b>Şekil 4.22:</b> Gri, beyaz renkli ve asidik bileşimli lav ve piroklastiklerden meydana gelen Yürekli Dasiti. (Kurucaoluk köyü yakını. Bakış yönü: B'dan D'ya).....	40
<b>Şekil 4.23:</b> Gri, beyaz renkli ve asidik bileşimli lav ve piroklastiklerden meydana gelen Yürekli Dasiti. (Kurucaoluk köyü yakını. Bakış yönü: B'dan D'ya).....	40
<b>Şekil 4.24:</b> a-) Porfiroklastik dokulu mermer örneği, içerisinde ikizlenme düzlemi yamulmuş kalsit kristali örnek no: Fu 48. b-) Porfiroklast dokulu fillat ve mikalarda	

görülen yapraklanmalar örnek no:Fu 66. c-) Çatlaklar boyunca gelişmiş kalsit ve kuvars damarları örnek no:Fu 46 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	43
<b>Şekil 4.25:</b> Granit kenar zonu örnekleri a-) Plajiyoklazlarda görülen ritmik zonlanmalar, porfirik dokulu örnek no:Fu 62 b ve c-) Serisitleşmiş plajiyoklaz, klorite dönüşmüş biyotitler ve ortası delik serbest kuvars tanesi, porfiroklastik dokulu örnek no:Fu 60 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	44
<b>Şekil 4.26:</b> Fu 29 no'lu granodiyorit örneğinde gözlenen a ve b-) Mirmekitit doku c-) Sfen minerali (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	46
<b>Şekil 4.27:</b> a-) Aşırı altere andezit örneğinde plajiyoklaz kristallerinin formları gözükmemektedir örnek no: Fu 05. b-) Porfirik dokulu ve aşırı alterasyona uğramış andezit örneğinde gözlenen volkanik dokular örnek no: Fu 06 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	47
<b>Şekil 4.28:</b> a-) Opasitleşmiş özşekilli amfibol kristali, andezit örneği no: Fu 37. b-) Megakristalli ve magmatik korozyona uğramış kristaller ve camsı doku, andezit örneği no: Fu 53. c-) Kıvrımlanmış - kırılmış biyotit taneleri, porfirik dokulu andezit örnek no: Fu 56 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	48
<b>Şekil 4.29:</b> Korozyona uğramış biyotit tanesi. İkincil olarak agat minerali görülmektedir, holokristalen andezit örnek no: Fu 81 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	49
<b>Şekil 4.30:</b> Fu 08 andezit örneğinde gözlenen a-) korozyona uğramış kırmızı amfiboller b-) kümülüs dokusu (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	50
<b>Şekil 4.31:</b> Fu 12 numaralı porfirik dokulu dasit örneğinde gözlenen kataklastik deformasyon sonrası kıvrımlanmış biyotit minerali (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	51
<b>Şekil 4.32:</b> a ve b-) İskelet dokulu andezit örnek no: Fu 16 c-) Hornblendlerde görülen körfez yapısı, andezit örneği no: Fu18 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	52
<b>Şekil 4.33:</b> a-) Farklı boyutlarda ve kemirilmiş plajiyoklaz mineralleri, porfirik dokulu andezit örnek no: Fu 20 b-) Başka bir lava ait fragman örnek no: Fu 23 c-) Kıvrılıp deforme olmuş biyotit minerali, camsı hamurlu dasit örnek no: Fu 23 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	53
<b>Şekil 4.34:</b> a-) Lavlar tarafından sarılmış kuvars tanesi, porfirik dokulu dasit örnek no: Fu 75 b-) Camsı hamura sahip vitrofirik porfirik dokulu dasit örnek no: Fu 78 c-) Kısmen altere olmuş kırmızı biyotitler ve tamamen altere olmuş amfiboller, porfirik dokulu dasit örnek no: Fu 73 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	54
<b>Şekil 4.35:</b> a-) Plajiyoklaz minerali içerisinde amfibol kapantıları, porfirik dokulu dasit örnek no: Fu 67 b-) Kabuktan koparılmış kuvars taneleri, porfirik dokulu dasit örnek no: Fu 67 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir). .....	55

<b>Şekil 4.36:</b> Volkanik kayalar için kullanılan Toplam Alkali – Silika (TAS; Le Bas ve diğ., 1986) sınıflama diyagramı ve Irvine ve Baragar'ın (1971), alkali – subalkali ayırtlama çizgisi.....	60
<b>Şekil 4.37:</b> Örneklere ait $K_2O - SiO_2$ diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976). .....	61
<b>Şekil 4.38:</b> Örneklerin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki konumları, neredeyse tüm örnekler kalkalkali seri üzerinde çıkmıştır. A: Alkali element oksitlerinin toplamı ( $Na_2O+K_2O$ ), F:FeO* (toplam FeO olarak hesaplanmıştır), M: MgO.....	62
<b>Şekil 4.39:</b> Çalışma alanındaki volkanitlere ait tektonik ayırtlama diyagramları (Oceanic arc: Okyanus yay. ACM: Aktif kıta kenarı).....	63
<b>Şekil 4.40:</b> Çalışma alanındaki volkanitlerin Ana Oksit - $SiO_2$ Harker diyagramları. ....	64
<b>Şekil 4.41:</b> Çalışma alanındaki volkanitlerin Ana Oksit - $SiO_2$ Harker diyagramları. ....	65
<b>Şekil 4.42:</b> Çalışma alanındaki volkanitlerin İz Element- $SiO_2$ normal-log Harker değişim diyagramları. ....	67
<b>Şekil 4.43:</b> Çalışma alanındaki volkanitlerin İz Element- $SiO_2$ normal-log Harker değişim diyagramları. ....	68
<b>Şekil 4.44:</b> Çalışma alanındaki volkanitlerin İz Element- $SiO_2$ normal-log Harker değişim diyagramları. ....	69
<b>Şekil 4.45:</b> Çalışma alanındaki volkanitlerin İz Element- $SiO_2$ normal-log Harker değişim diyagramları. ....	70
<b>Şekil 4.46:</b> Volkanitlerin çoklu (multi) iz element örümcek diyagramları, (Pearce, 1983).....	72
<b>Şekil 4.47:</b> Çalışma alanındaki volkanitlerin Kondrit'e (Sun ve diğ., 1980) normalize edilmiş REE (nadir toprak element) diyagramı.....	73
<b>Şekil 5.1:</b> Ta/Yb 'a karşı Th/Yb diyagramı (Pearce,1983). MM: Manto metasomatizma trendi. SZE: Yitim zonu zenginleşmesi. UC: Ortalama üst kabuki bileşimi. N-MORB: Ortalama okyanus ortası sırt bazalt bileşimi. ....	74
<b>Şekil 5.2:</b> Çalışma alanı volkanitleri için kısmi ergime modellemesi.....	77
<b>Şekil 5.3:</b> Rb-Sr ve Rb-Y log-log değişim diyagramları. Diyagramlar üzerindeki modellenmiş ve iz düşülmüş olan her bir vektör, Rayleigh kristallenmsine göre diyagram altında verilen mineral topluluklarının %100'e kadar kristallenmelerini temsil eder. <i>F</i> değerleri vektörlerin başlangıç noktasında her bir vektör için %100 .....	83
<b>Şekil 5.4:</b> Fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı süreçlerini gösteren ileri derecede uyumlu ve uyumsuz elementlerin birbirlerine karşı iz düşürüldükleri diyagram.....	86

**Şekil 5.5:** AFC –Modeler programı ile üç farklı evreye ait volkanitler için DePaolo (1981)'nun eşitliklerine göre hazırlanmış AFC model grafiği.  $F$  değerleri sağdan sola doğru artacak şekilde 0.1 aralıklarla çizilmiştir.....88

**Şekil 5.6:** AFC –Modeler programı ile üç farklı evreye ait volkanitler için DePaolo (1981)'nun eşitliklerine göre hazırlanmış AFC model grafiği.  $F$  değerleri soldan sağa doğru artacak şekilde 0.1 aralıklarla çizilmiştir.....89



## TABLO LİSTESİ

### Sayfa No

<b>Tablo 4.1:</b> Çalışma alanındaki volkanitlerin major oksit, iz element ve nadir toprak element(REE) analiz sonuçları. ....	57
<b>Tablo 4.2:</b> Çalışma alanındaki volkanitlerin major oksit, iz element ve nadir toprak element(REE) analiz sonuçları. ....	58
<b>Tablo 4.3:</b> Çalışma alanındaki volkanitlerin major oksit, iz element ve nadir toprak element(REE) analiz sonuçları. ....	59
<b>Tablo 5.1:</b> Ergime eğrilerinin başlangıç bileşim değerleri. ....	78
<b>Tablo 5.2:</b> Kullanılan elementlerin dağılım katsayıları. ....	78
<b>Tablo 5.3:</b> Vektörlerin magma bileşimi ve mineralojik kompozisyonları.....	82

## SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

<b>Kısaltmalar</b>	<b>Açıklama</b>
<b>AFC</b>	: Asimilasyon ile Birlikte Fraksiyonel Kristallenme
<b>FC</b>	: Fraksiyonel Kristallenme
<b>HFSE</b>	: Yüksek Alan Şiddetli Elementler
<b>HREE</b>	: Ağır Nadir Toprak Elementleri
<b>ICP-MS</b>	: İndüklenmiş Eşli Plazma - Kütle Spektrometresi
<b>LILE</b>	: İri İyon Yarıçaplı Elementler
<b>LREE</b>	: Hafif Nadir Toprak Elementleri
<b>MORB</b>	: Okyanus Ortası Sırt Bazaltı
<b>MREE</b>	: Orta Nadir Toprak Elementleri
<b>REE</b>	: Nadir Toprak Elementleri

## ÖZET

### YÜKSEK LİSANS TEZİ

#### HAVRAN, ÇAKIRDERE VE ÇAKMAK (BALIKESİR) ARASINDAKİ ALANIN JEOLJİSİ, PETROLOJİSİ VE MAGMATİZMASI

Fulya UZUN

İstanbul Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Mehmet KESKİN

Balıkesir iline bağlı Havran İlçesi, Çakırdere ve Çakmak Köyleri arasında kalan çalışma alanının Kuzey ve Kuzeydoğusunda, Paleozoyik yaşlı Kazdağ masifine ait şist, gnays, amfibolit ve mermerlerden oluşan birimler yüzeylemektedir. Arazinin güneyindeki metamorfik kayaları ise Üst Oligosen – Alt Miyosen yaşlı, orta ve iri kristalli, mafik minerallerce zengin, yaklaşık 300 km<sup>2</sup> 'lik bir alanı kaplayan Kozak plutonu kesmiştir. Metamorfik birim, Oligosen-Miyosen yaşlı volkano-sedimenter bir istif ile örtülmektedir. Batı Anadolu'da sıkça gözlenen horst – graben sistemlerinin Afrika plakasına ait okyanusal kabuğun bir dalma – batma zonu olan Helen Yayı boyunca Batı Anadolu'nun altına dalması ve daha sonra dalan okyanusal kabukta gerçekleşen roll-back mekanizması sonucu oluştuğu genel kanı olarak kabul edilmektedir. Genişleme tektoniğinin aktif olduğu Batı Anadolu dünyada en şiddetli gerilen kıtasal alanlardan biridir. Aktif tektonik koşullar sonucu olarak gerilmenin oldukça şiddetli olduğu Batı Anadolu'da Oligosen – Miyosen boyunca magmatizma (volkanizma ve plütonizma) gelişmiştir. Oligosen - Miyosen boyunca Batı Anadolu'nun tektonik koşullarının ve bu tektonik koşullara bağlı gelişen magmatizmanın gelişimini anlamak amacıyla saha çalışmalarında toplanan kayaçların jeokimyasal incelemesi yapılmıştır. Toplanan kayaç örnekleri petrografik incelemeler sonucu andezit, dasit, trakiandezit, trakidasit olarak tanımlanmıştır. Kayaçlar kalk-alkalin özellik göstermektedir. Lavların belirgin bir yitim bileşeni içerdiği açıktır. Andezitik kayaçlar (andezit, trakiandezit), porfirik doku ve hyalopilitik doku ile karakterize edilirler ve plajiyoklaz + olivin + klinopiroksen ± hornblend minerallerini içerirler. Dasitik kayaçlar (dasit,

trakidasit) ise, porifirik doku ile karakterize edilmiş olup plajiyoklaz + klinopiroksen + kuvars + amfibol ± biyotit minerallerini içerirler.

İz ve major-okisit elementlerin davranışı, plajiyoklaz ve amfibol ile kontrol edilen bir fraksiyonasyon yaşadıklarını gösterir. Bu çalışmanın petrolojik ergime modelleri, ilksel magmanın hem granat içeren astenosferik manto hem de flogopit + amfibol + spinel içeren litosferik manto kaynaklarından oluştuğunu göstermektedir. AFC ve mixing modelleri, ortaç karakterli magmanın önemli miktarlarda kabuk malzemesini asimile ettiğini ve magma odalarının periyodik olarak primitif magmalar tarafından yenilendiğini göstermektedir.

Haziran 2018, 116 sayfa.

**Anahtar kelimeler:** Havran, Jeoloji, Volkanik, Magmatik, Jeokimya





## **SUMMARY**

### **M.Sc. THESIS**

#### **GEOLOGY, PETROLOGY AND MAGMATISM OF THE AREA AMONG HAVRAN, ÇAKIRDERE AND ÇAKMAK (BALIKESİR)**

**Fulya UZUN**

**İstanbul University**

**Institute of Graduate Studies in Science and Engineering**

**Department of Geological Engineering**

**Supervisor : Prof. Dr. Mehmet KESKİN**

Metamorphic units related to the Palaeozoic Kazdağı Metamorphic Massif crop out in the north and northeast of the study area around the towns of Havran, Çakırdere and Çakmak, city of Balıkesir. Metamorphic basement rocks cropping out in the south of the study area are cut by a pluton named the Kozak granitoid, which is Upper Oligocene to Lower Miocene in age. These granitoids are medium to coarse-grained holocrystalline rocks rich in mafic minerals. They cover an area of approximately 300 km<sup>2</sup>. These metamorphic rocks are overlain by a volcano sedimentary unit, which is Oligocene to Miocene in age. It is widely accepted that widespread horst and graben systems of the region were formed as a result of the roll-back of the Hellenic arc-trench system along which oceanic lithosphere of the African plate has been subducting beneath Western Anatolia. Active extensional tectonic regime of the Aegean Region makes it one of the most active extensional settings in the world. Hence, the magmatism (volcanism & plutonism) in western Anatolia during the Oligocene–Miocene period occurred under the control of the extensional tectonics. In order to understand the genesis, tectonic setting and magmatic evolution of the Oligocene–Miocene volcanic units, a geochemical study was conducted on a subset of volcanic rock samples collected from the study area during the fieldwork. Petrographical studies indicate that the volcanic rocks span a compositional range from andesite, dacite, trachydacite to trachyandesite. The rocks display calc-alkaline and metaluminous character. They display a clear subduction signature. The andesitic rocks (andesite, trachyandesite) are composed of plagioclase + olivine + clinopyroxene ± hornblende

and have hyalopylitic and porphyritic texture. The dacitic rocks (dacite, trachydacite) are composed of plagioclase + clinopyroxene + quartz + amphibol + olivine  $\pm$  biyotite and have porphyritic texture. Behavior of trace and major-oxide elements indicates that they experienced a fractionation controlled by plagioclase and amphibole. Petrological melting models of this study indicate that the primitive magma were derived from both garnet-bearing asthenospheric and phlogopite + amphibole + spinel bearing lithospheric mantle sources. AFC and mixing models imply that intermediate to acid magmas assimilated significant amounts of crustal material and their magma chambers were periodically replenished by primitive magmas.

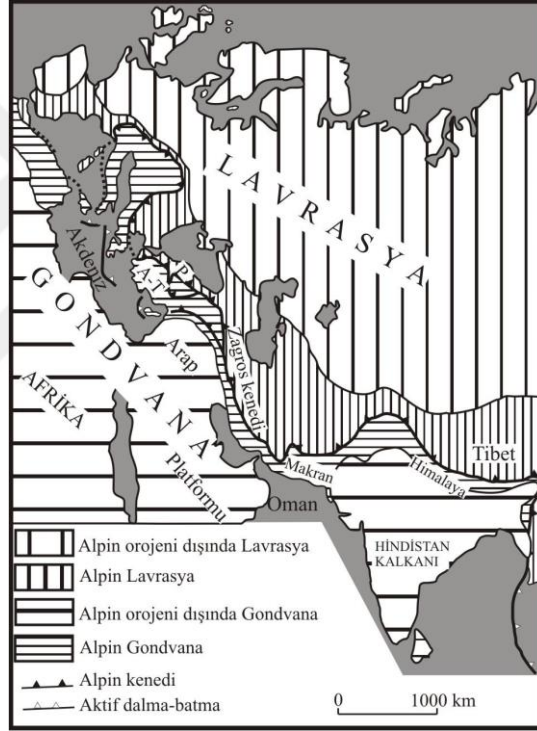
June 2018, 116. pages.

**Keywords:** Havran, Geology, Volcanic, Magmatic, Geochemistry



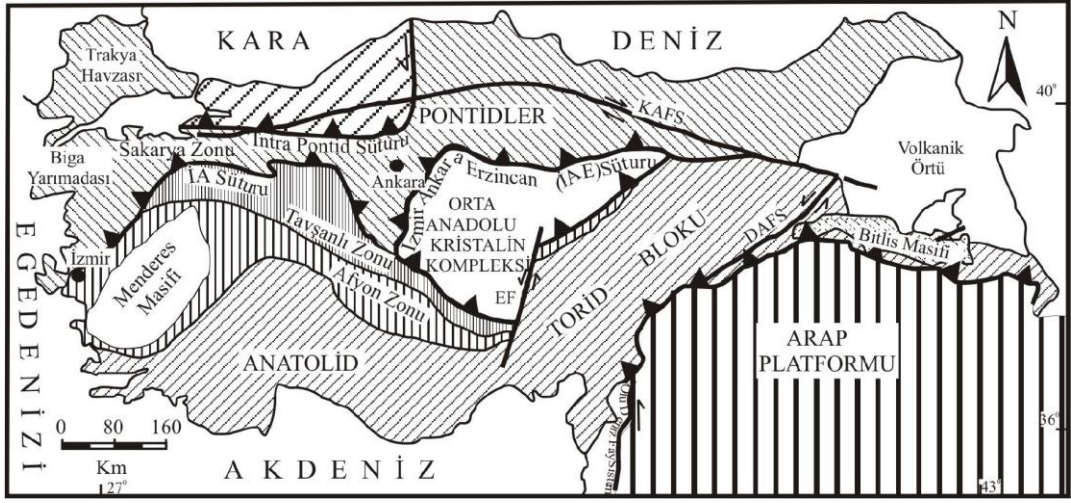
## 1. GİRİŞ

Tetis okyanuslarının kapanması sonucunda Geç Mesozoyik-Erken Tersiyer zaman aralığında Türkiye bir araya gelmiş ve Alpin orojeneziyle şekillenmiştir. Alp-Himalaya dağ kuşağının kuzeyinde Lavrasya kıtası güneyinde ise Gondvana kıtası yer almaktadır (Şekil 1.1.). Neotetis okyanusunun kuzeye Sakarya kıtası altına dalması ve tüketilmesi sonucu Anatolid – Torid blokları ve Sakarya kıtası çarpışmışlar ve İzmir – Ankara – Erzinca kenet kuşağı oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1989; Şengör ve diğ., 1993).



**Şekil 1.1:** Alp-Himalaya orojenik kuşağı içindeki Türkiye'nin yeri (Şengör, 1987'den alınmıştır). A-T: Anatolid-Toridler, P: Pontidler.

Türkiye yaklaşık doğu-batı gidişli kuşaklar halinde uzanan Pontidler, Anatolid-Toridler ve Arap Platformu olmak üzere üç ana tektonik birimden oluşmaktadır (Şekil 1.2.). Bu birimler, önceki okyanusları işaret eden kenet kuşakları ile birbirinden ayrılmaktadır (Ketin, 1966).



**Şekil 1.2:** Türkiye'nin ana tektonik kuşaklarını ve suture zonu - kenet sınırlarını gösteren tektonik harita. İA: İzmir-Ankara Kenet kuşağı, KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi, DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi, EF: Ecemiş Fayı (Okay, 1986; Okay ve Tüysüz, 1999'den düzenlenmiştir).

Kretase döneminde Kuzeybatı Anadolu'da magmatizma başlamıştır. Daha sonra Orta Eosen, Geç Oligosen ve Miyosen dönemlerinde de güneye doğru gençleşerek devam etmiş ve büyük alanlara yayılmıştır. Geç Kretasede ortaya çıkan andezitik volkanizmanın ardından diğer aktivite Orta Eosen döneminde gelişmiş ve bölgede plütonik kayaları ve onlarla ilişkili andezitik kayaları üretmiştir. Orta Eosen magmatik aktivitesinden sonra Kuzeybatı Anadolu'da, Geç Oligosen – Erken Miyosen döneminde pekçok alanda granitik plütonlar yerleşmiştir (Örn; Kozak plütonu). Bu plütonlar da Erken – Orta Miyosen volkanik kayalarıyla kökensel olarak ilişkilidir (Yılmaz, 1989; Genç, 1998; Karacık ve Yılmaz, 1998).

Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmada Geç Oligosen – Miyosen dönemlerinde oluşmuş volkanik kayaların stratigrafisi, petrografisi ve jeokimyasal özellikleri çalışılmıştır. Bu çalışma sonucunda bölgenin jeolojik ve volkanik evriminin daha iyi anlaşılmasına katkıda bulunulması hedeflenmiştir. Yapılan çalışmalar ile elde edilen ilk bulgular VIII. Jeokimya Sempozyumu'nda, (Uzun ve Keskin, 2018) sunulmuştur.

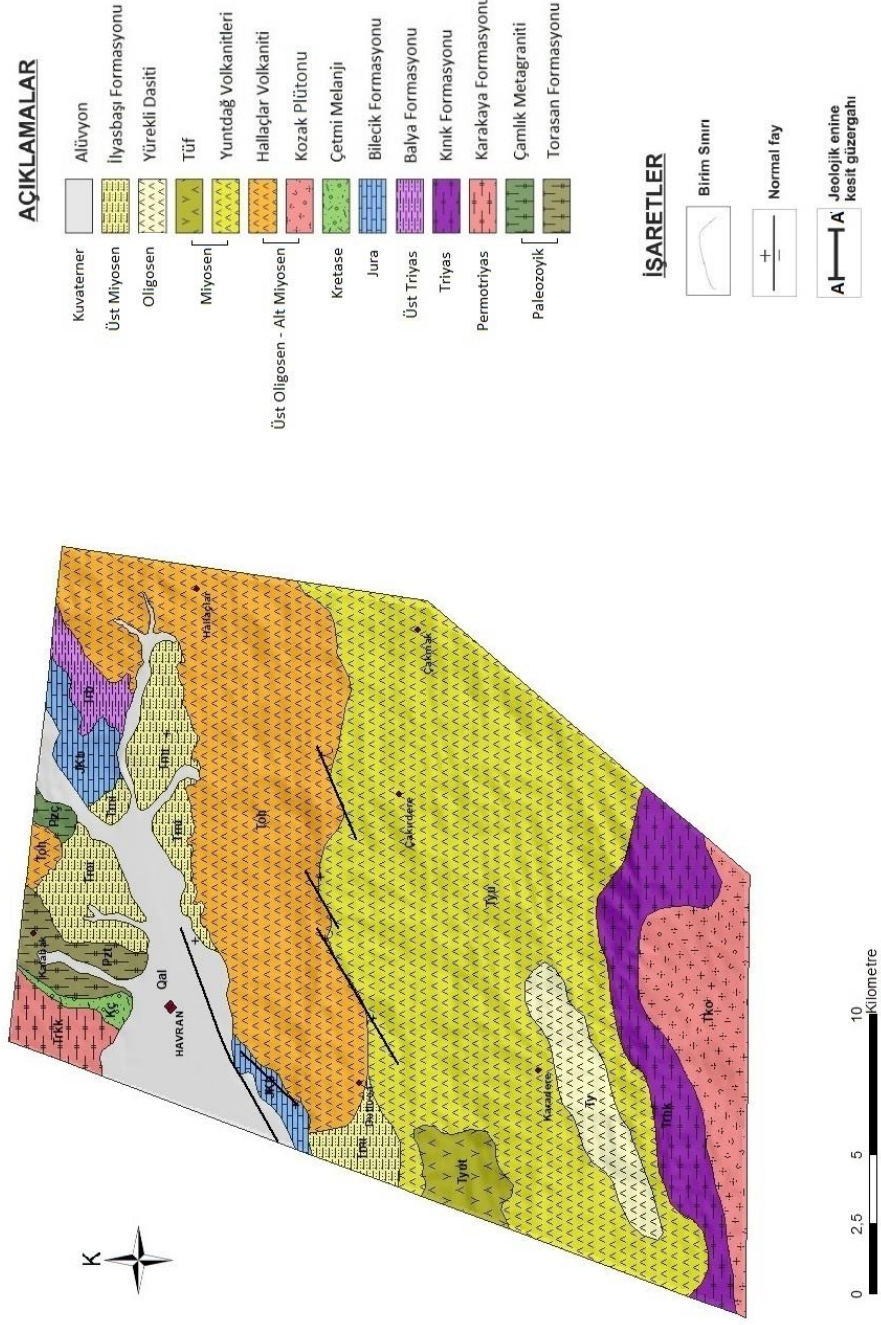
## 2. GENEL KISIMLAR

### 2.1. ÇALIŞMANIN AMACI

Çalışma alanının kuzeyinde ve kuzeydoğusunda Kazdağı metamorfik masifi ve onunla ilişkili metamorfik birimler yüzeylenmektedir. Arazinin güneyinde ise, Menderes Masifi'nin bir devamı niteliğinde metamorfik temel birimleri mostra vermekte, bu metamorfik birimleri, Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Kozak plütonu kesmektedir. Sözü geçen iki temel metamorfik birim, Oligosen-Miyosen yaşlı volkano-sedimenter bir istif ile örtülmektedir.

Ege Bölgesi; dalan okyanusal litosferin gerilemesi hareketine bağlı olarak hızla gerilip genişlediği ve buna bağlı horst-graben tektoniğinin egemen olduğu, dünyada en hızlı gerilen kıtasal alanlardan biridir. Çalışma alanındaki Oligosen-Miyosen magmatizmasının (volkanizma ve plütonizma) da bu hızlı gerilme tektoniğine ve/veya dalan Akdeniz tabanının yay ortamına bağlı olarak ortaya çıkmış olabileceği konusunda farklı araştırmacılar tarafından ileri sürülen farklı model ve görüşler vardır. Bu çalışmada özellikle volkanik birimlerdeki zamana bağlı petrolojik ve jeokimyasal değişimler ve bunların bölgenin gerilmeli tektoniği ile ilişkisi üzerinde odaklanılmıştır. Böylece bölgenin tektonik/jeodinamik evrimi ile magma kökeni ve evrimi arasındaki bağlantılar ortaya konulmuştur. Bu amaçla önce çalışma alanındaki birimlerin 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası üretilmiştir (Şekil 2.1). Alınan 82 örnekten seçilen 35 adet örneğin ince kesitleri hazırlanarak, kayaçlar sınıflandırılarak incelenmiştir. Karakteristik örnekler arasından seçilen 23 adet örneğin ana element oksitleri ve iz element jeokimyasal analizleri yaptırılmıştır. Elde edilen veriler, literatür verileri ile birlikte değerlendirilerek, bölgenin jeolojik ve magmatik evrimi ile ilgili modeller ortaya konulmuştur.

HAVRAN, ÇAKIRDERE VE ÇAKMAK (BALIKESİR) ARASINDAKİ BÖLGENİN JEOLOJİ HARİTASI



Şekil 2.1: Çalışma alanının jeoloji haritası

YAŞ	FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
Senozoyik	Kuv.	Alüvyon	
	Üst Miyosen	İlyasbaşı Fm.	Çakıltaş, Kiltaş, Kumtaş, Kireçtaş, Marn (Gösel)
	U. Öl. - A. Miy.	Hallaçlar Volkaniti	Andezit, Dasit, Aglomera, Tuf
Mesozoyik	Kretase	Çetmi Melanj	Ofiyolitik Kayalar, Kumtaş, Kiltaş, Kireçtaş, Şist, Eklojit vb.
	Jura	Bilecik Kçt.	Kireçtaş
	Üst Triyas	Balya Fm.	Arkozik Kumtaş
Paleozoyik	Permian	Karakaya Fm.	Meta-konglomera, Meta-kumtaş, Kumtaş, Tüf, Meta-volkanit
		Torasan Fm.	Fillat, Şist, Meta-riyolit
		Çamlık Fm.	Meta-granodiyorit

YAŞ	FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
SENOZOYİK	MİYOSEN	İlyasbaşı Fm.	Çakıltaş, Kiltaş, Kumtaş, Kireçtaş, Marn (Gösel)
		Yuntdağı Volkanitleri	Andezit, Dasit, Tuf, Aglomera
	OLİGOSEN	Yüreklı Dasiti	Dasit
MESOZOYİK	TRİYAS	Kınık Fm.	Meta-kumtaş, Meta-Çamurtaş, Meta-Volkanit
		Kozak Granitleri (Üst Oligosen - Alt Miyosen)	Granodiyorit

Şekil 2.2: Çalışma alanının a-) güney ve b-) kuzey bölgelerinin sütun kesiti (ölçeksiz)

## 2.2. İNCELEME ALANININ TANITIMI

### 2.2.1. İnceleme Alanının Konumu

İnceleme alanı, Balıkesir iline bağlı Havran ilçesi ile Çakırdere ve Çakmak köylerini içine alan I18-d3, I18-d4, J18-a1 ve J18-a2 paftalarını kapsayan yaklaşık ~400 km<sup>2</sup>'lik bir alanı içermektedir (Şekil 2.1.)

### 2.2.2. Ulaşım

Çalışma alanına Balıkesir - Edremit karayolundan, köyler arası asfalt ve stabilize yollar ile ulaşılabilir. Burhaniye ve Havran ilçeleri ile köyler arasında bulunan minibüs/otobüs seferleri ile ulaşım sağlanmaktadır.

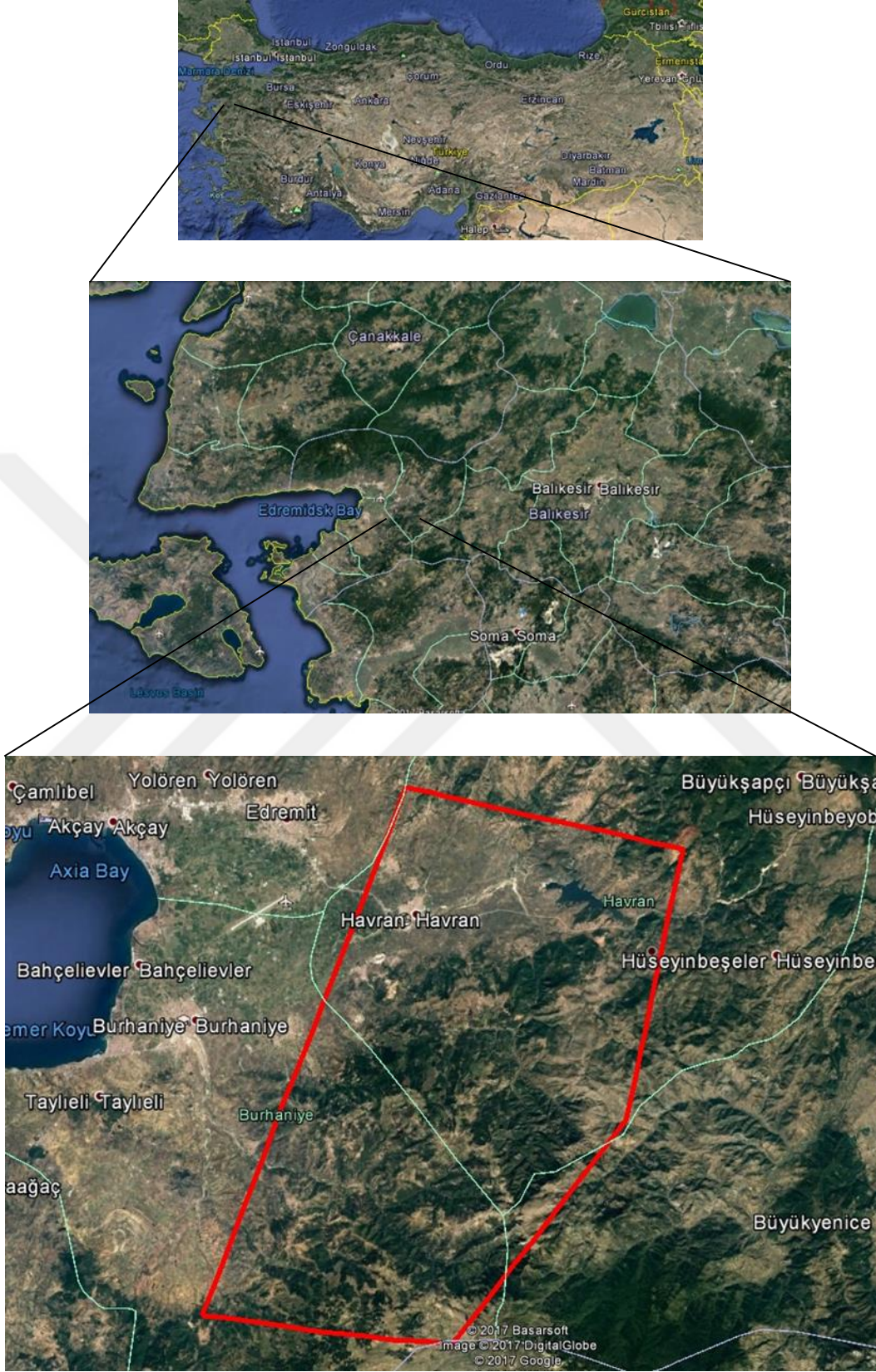
### 2.2.3. Morfoloji

Çalışma alanında kuzeyden güneye doğru yükselen bir morfoloji gözlenmektedir. Çalışma alanının içinde kalan başlıca tepeler; Çakal Tepe (~440 m), Kabak Tepe (~460 m), Ay Tepe(~500 m), Akbabadüzü Tepe (~540 m), Çobanın Tepe (~550m), Domuzuçtu Tepe (~700m.) dir. Arazinin güneyinde, Kozak Granitoidi (~800 m) adı verilen bir plüton bulunmaktadır. Havran Çayı bölgedeki başlıca akarsudur. Etrafındaki Havran Ovası bölgedeki tek ovadır. Tepeleri kesen dereler ve bu derelerin açtığı vadiler bulunmaktadır. Bölgedeki volkanik etkinlik ve Kuzey Anadolu Fay sistemi bölgeyi şekillendiren faktörlerdir. Tüm bunlar bir araya gelerek bölgenin morfolojik yapısını oluşturmaktadır.

### 2.2.4. Tarım ve Hayvancılık

Toplam arazinin neredeyse çeyreği tarım arazisi olmasına rağmen Havran, bir tarım ilçesidir. Gelirinin büyük bölümünü tarım ve hayvancılıktan sağlamaktadır. Zeytinlikler, tarım arazilerinin en büyük kısmını kapsar. Üretimi yapılan meyve türleri; mandalina, erik, armut, ayva, badem, ceviz, elma, kayısı, şeftali, nar, kiraz, incir, çilek, vişne ve üzumdür. Kırsal köylerde ise buğday başta olmak üzere, çavdar, arpa, ve fasulye diğer önemli ürünlerdir. Havran ilçesinde; 5.100 adet büyükbaş, 25.000 adet küçükbaş olmak üzere toplam 30.100 hayvan vardır. Arıcılık yapan köy sayısı 16 olup yıllık bal üretimi 500 ton civarındadır.





Şekil 2.3: İnceleme alanının yer bulduru haritası (Google Earth görüntüsü kullanılmıştır.).

### 2.2.5. İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanı genel olarak Ege Denizi ikliminin etkisi altındadır. Yazlar sıcak ve az yağışlı kışlar ise ılık ve yağışlıdır. Ortalama sıcaklık 16 °C, ortalama yağış 680 mm. dir. En fazla yağış Kasım, Aralık, Ocak ve Şubat aylarında yağmaktadır. Yağışların neredeyse tamamı yağmurdur, çok az kar yağışı görülür. Bölgede sert yapraklı, yaz kuraklığına alışkın, yaz kış yeşil rengini muhafaza eden karakteristik maki florası mevcuttur. Kekik, katırtırnağı, böğürtlen gibi dikenli bitkilerle; gelincik, ballıbaba, ebegümece, papatya gibi bitkilere çok rastlanmaktadır. Bölge, geniş zeytinliklerle kaplıdır. Bütün bu bitkiler dışında sulak yerlerde az miktarda çınar, kavak, söğüt, atkestanesi, kızılgaç, kızılıcak, sumak ve tesbih ağacı gibi ağaçlara rastlanır.

### 2.2.6. Yerleşim Yerleri

Havran ilçesinde; 1 belde, 26 köy ve 4 köy bağılı olmak üzere toplam 31 yerleşim yeri bulunmaktadır. Mahalleler ile köy ve köy bağılılarında yerleşim genel olarak topludur. Çalışma alanında Çakırdere ve Çakmak köyleri başta olmak üzere; Büyükdere, Küçükdere, Karalar, Köylüce, Taşarası, Dutluca, Karadere, Sübeylidere, Kırtık, Çamdibi, Temaşalık ve İnönü köyleri bulunmaktadır.

## 2.3. ÖNCEKİ İNCELEMELER

Bölgedeki magmatizma birçok araştırmacı tarafından incelenmiş ve “Genç volkanikler – Tersiyer volkanikleri” adı altında tüm Batı Anadolu genelinde değerlendirilmiştir (Karacık ve Yılmaz, 1998). Tersiyer’de ortaya çıkan magmatizmanın oluşum mekanizmasına yönelik farklı çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmaları özetleyecek olursak: Ercan ve diğ. (1995)’e göre Batı Anadolu’daki magmatizma dalma-batma işlemleri ile başlamış ve bunun ardından gelişen kıtasal çarpışma döneminde devam etmiştir. Yılmaz (1989) ise tüm Batı Anadolu’daki volkanikler üzerinde yaptığı çalışmalarla Batı Anadolu’daki genç volkanizmanın Geç Miyosen başına kadar devam eden, dalma-batma ile uyumlu güçlü bir tektonik etki ile geliştiğini öne sürmüştür. Geç Miyosen’de volkanizma durulmuş, sığ denizel ve flüvyal klastikler Gelibolu ve Biga Yarımadası kuzeyinde çökelmiştir. Pliyosen ve Kuvaterner döneminde ise az miktarda alkali bazaltik volkanizma meydana gelmiştir (Okay ve ark., 1990).

Krushensky (1976) yılında yaptığı çalışmasında Kuzeybatı Anadolu'da Neojen yaşlı intrüzif kayaları inceleyerek, Tersiyer granitoidleri için 23-31 milyon yıl ve Hallaçlar volkaniti için 23,6 milyon yıl yaşını tespit etmiştir.

Siyako ve diğ. (1989), Edremit Körfezi ve çevresini de kapsayan çalışmalarında, çalışma alanında bulunan İlyasbaşı Formasyonu'na Geç Miyosen yaşını vermişlerdir. Erken - Orta Miyosen döneminde bölgede kalkalkalen volkanizmanın baskın olduğunu belirtmiş ve eş zamanlı olarak oluşan havzalarda bitümlü şeyllerin çökeldiğini ifade etmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar Kazdağ grubu kayalarının yaşının Triyas olduğunu öne sürmüşlerdir.

Okay ve diğ. (1990), Biga yarımadasının jeolojik ve tektonik özelliklerini araştırmışlardır. Bölgeyi, Kuzeydoğudan Güneybatıya doğru dört tektonik zona ayırmışlardır; Gelibolu Zonu, Ezine Zonu, Ayvacık –Karabiga Zonu ve Sakarya Zonu. Kazdağ Masifi ve Karakaya formasyonu . Çalışmacılar tarafından Sakarya zonunu oluşturan birimlerin; Kazdağ Masifi ve bunları tektonik olarak üzerleyen Karakaya karmaşığına ait birimler, Triyas sonrası birimlerin oluşturduğunu söylemişlerdir. Ayrıca Sakarya Zonunda karmaşık biçimde deforme olmuş, genellikle metamorfizma geçirmiş Jura öncesi bir temel ile daha az deformasyon geçirmiş, metamorfizma göstermeyen Jura-Tersiyer ayrımı yapmanın mümkün olduğunu belirtmiştir. Araştırmacılar, bu çalışmalarında Kalabak birimi, Çamlık metagraniti, Karakaya Karmaşığı, Çal birimi, Camialan kireçtaşı birimlerinden bahsetmiş ve bu birimlere ait yaş, ortam ve stratigrafik ilişkileri saptamışlardır.

Ercan ve diğ. (1995), Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki Tersiyer volkanizmasının özelliklerini inceledikleri çalışmalarında Eosen'den başlayarak Geç Miyosen sonlarına kadar çeşitli evrelerde oluşan volkanik kayalarda çalışmalar yaparak, volkanitleri 6 ana gruba ayırtlamışlardır. Bunlar; Eosen yaşlı "Balıklıçeşme volkanitleri", Oligosen yaşlı "Çan volkanitleri", Geç Oligosen yaşlı "Kirazlı volkanitleri", Erken-Orta Miyosen yaşlı "Behram volkanitleri", Orta Miyosen yaşlı "Hüseyinfakı volkanitleri" ve Geç Miyosen yaşlı "Ezine Bazaltı" dır. Volkanik kayalarda yapılan petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yanı sıra, K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş ölçümleri ile  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ve  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ölçümleri yapmışlardır. Eosen - Geç Miyosen arasında oluşan tüm volkanitlerin kalkalkalen, sadece Geç Miyosen yaşlı volkanitlerin alkalen nitelikte olduklarını vurgulamışlardır. Yapılan Jeokimya ve izotop çalışmaları, kalkalkalen volkanizmayı oluşturan magmanın yüksek derecede kabuksal kirlenmeye uğrayıp melez bir nitelik kazandığını, alkali volkanizmayı oluşturan kaynağın ise

farklı olup heterojen bir manto malzemesinin kısmî ergimesi ile meydana geldiğini gösterdiğini söylemişlerdir. Ayrıca volkanitlerin, bölgedeki tektonik rejim ile ilişkili olup kalkalkalen volkanitlerin, sıkışma rejiminin egemen olduğu bir ortamda meydana geldiklerini ve alkali volkanitlerin ise bunun tam tersine, gerilme rejiminin etkisiyle meydana geldiklerini öne sürmüşlerdir.

Altunkaynak ve Yılmaz (1998), Kozak Magmatik Kompleksi üzerinde çalışmışlardır. Bölgedeki kayaları; plutonik topluluklar, hipabisal (yarı derinlik) topluluklar ve volkanik birlikler şeklinde sınıflandırmışlar ve bölgedeki magmatik aktivitenin Geç Oligosen-Erken Miyosen aralığında gerçekleştiğini ileri sürmüşlerdir. Altunkaynak ve Yılmaz (1998), Erken Miyosen döneminde magmatik kompleksin kenarını çevreleyecek şekilde volkanik aktivitenin geliştiğini söylemişlerdir. Araştırmacılara göre Geç Oligosen-Erken Miyosen aralığında bölgedeki magmatik aktivite, Anadolu'nun halen kuzey - güney yönlü sıkışma rejiminin etkisinde olduğu dönemde yerleşmiş ve volkanik aktivite de kuzeydoğu - güneybatı ve kuzey - güney yatay atım bileşenli hatlar boyunca çıkış yapmıştır.

Aldanmaz ve diğ. (2000), yaptıkları çalışmalarında Batı Anadolu'nun, Eosen çarpışmasından sonraki dönemde kalınlaşmaya ve orojenik olarak da çökmeye başladığını belirtmektedirler. Bununla birlikte çarpışmayla ilişkili olarak meydana gelen volkanizmanın ilk evrelerinde; bazaltik andezitten, riyolit bileşimine değişen lavlar ve piroklastik çökellerin meydana geldiğini söylemişlerdir. Araştırmacılar, Orta Miyosen'deki volkanizmanın açılma havzalarıyla ilişkili olarak meydana geldiğini ve ayrıca lav akıntıları ve bazalt – andezit bileşimli dayklar içerdiğini öne sürmüşlerdir.

Yılmaz ve diğ. (2001); Kuzeybatı Anadolu'daki magmatik birlikleri ve tektonik evrimlerini açıklamışlardır. Kuzeybatı Anadolu'da iki farklı magmatik aktivite tanımlamışlardır. İlk aktivite Oligosen – Erken Miyosen döneminde, ortaç - felsik kalkalkali olarak gelişmiştir. Bu magmatik aktivite, Geç Kretase - Eosen dönemindeki Tetis Okyanusu'nun kapanmasına bağlı kuzey - güney sıkışma rejiminin son evre ürünlerini vermiştir. Bu dönemde Ege bölgesindeki kıtasal kabukta kalınlaşma meydana gelmiştir. İkinci magmatik aktivite ise Geç Miyosen – Pliyosen döneminde gerçekleşmiştir. Bu aktivite, Batı Anadolu'da doğu - batı uzanımlı grabenlerinin oluşmasına neden olan kuzey - güney yönlü açılma rejiminin etkisiyle gelişmiş ve rift ortamına özgü bazaltik volkanizma üretmiştir.

Okay ve diğ. (2001), Geç Kretase - Erken Eosen döneminde Batı Anadolu'nun dört ana tektonizmadan etkilendiğini öne sürmüşlerdir. Bu tektonik aktiviteler; dalma-batma, ofiyolit bindirmesi, yüksek basınç - düşük sıcaklık metamorfizması ve kıta-kıta çarpışmasıdır. Geç Kretase'de Türkiye'nin batı kısmı; kuzeyde Pontidler, güneyde Anatolid-Torid platformu olmak üzere iki kıtadan oluşmaktadır.

Altunkaynak ve Genç (2007), Çalışmalarında; Kuzeybatı Anadolu'da çarpışma sonrası Senozoyik magmatik aktivitenin, Orta Eosen'de başladığını ve Geç Miyosen'e kadar devam ederek son bulduğunu, bu magmatik birimlerin; kalk-alkalin, yüksek K kalk-alkalin, şoşonitik, orta alkalin ve alkalin seriler olarak karakterize edildiğini ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar, jeokimyasal, izotopik analizler ve yaş ilişkilerinin, artan kıtasal kirlenme miktarını ve Eosen'den Erken Miyosen'e magmanın gelişimi boyunca azalan bir dalma-batma etkisinin olduğunu desteklediğini, kıtasal girişin, Kazdağ metamorfik masifinin aynı zamanda rastlayan hızlı yükselimi ile Erken Miyosen volkanizması boyunca pik yaptığını, Kazdağ çekirdek kompleksi altındaki astenosferik yükseliminin, bu aşama boyunca, manto karışımı ve kıtasal eriyiklerden oluşan hibrit magmanın kökenine katıldığını da ortaya koymuşlardır.

Altunkaynak ve Genç (2008), Kuzeybatı Anadolu'da çarpışma sonrası Senozoyik magmatik aktivitenin Orta Eosen'de ( $45.3 \pm 0.9$  my) başlayıp Geç Miyosen'de ( $8.32 \pm 0.19$  my) sona erdiğini belirtmiştir. Volkanizma, kalkalkalen, yüksek potasyumlu kalk-alkalen, şoşonitik, kısmen alkalin-alkalin volkanik serilerle karakterize olmaktadır. Volkanizmanın yaşının Orta Eosen'den Geç Miyosen'e kadar değiştiğini ifade etmişlerdir. Genel olarak Orta Eosen-Alt Miyosen volkanik kayalar subalkalen kökenli olmasına karşın Orta - Üst Miyosen volkanikleri alkalin karakterlidir. Araştırmacılar sınırlı izotopik verileri jeolojik bilgilerle değerlendirdiğinde yüksek dereceli metamorfizmaya neden olan termal aktivitenin muhtemelen kısmi kıtasal ergimeye neden olmuş olabileceğine bağlamaktadırlar. Kuzeybatı Anadolu'da çarpışma sonrası gerilmenin başlangıcı muhtemelen Geç Oligosen'den ( $\sim 24$  My) önce olmuştur ve bu da Kazdağ çekirdek kompleksinin yüzeylemesiyle çakışmaktadır (Okay ve Satır, 2000b; Yaltırak ve Okay, 2004). Bölgede kıta-kıta çarpışmasının sonucunda litosferin ısıyı iletene kadar incilmesi veya kıta altı litosferik mantonun kısmen tabakalar şeklinde dizilmesinin bir sonucu olarak Kazdağ Masifi'nin yüzeylemesi ve yükselmesi Astenosferik mantonun yükselmesiyle olmuş olabileceği ifade edilmektedir. Kazdağ çekirdek kompleksinin altında bulunan astenosferin yükselmesi muhtemelen manto litosferinin incelmeye bağlıdır ve

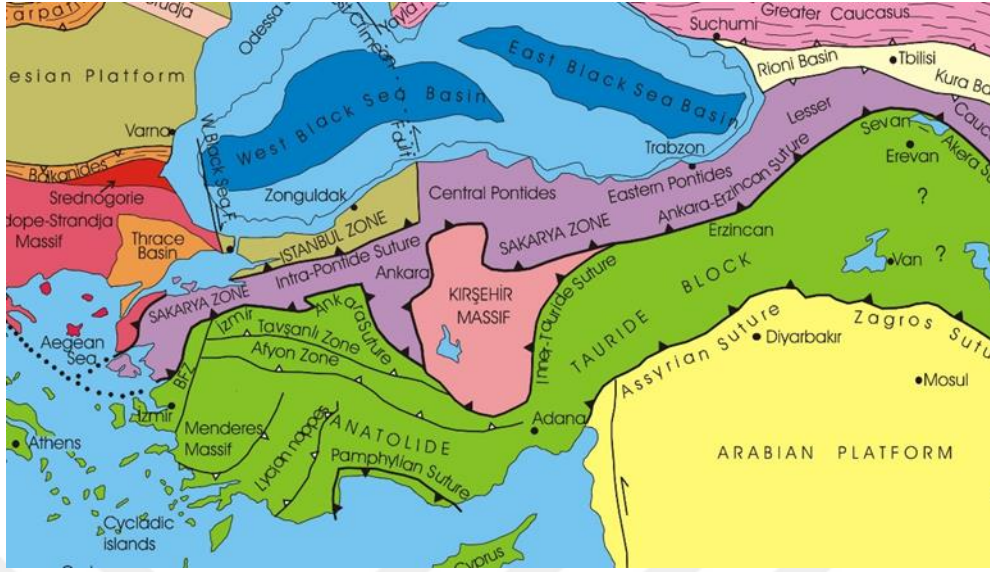
kabuktaki jeotermal gradyanı arttırmıştır. Bu da ergimeye ve manto-kabuk eriyiklerinin karışmasına neden olmuştur. Sonuçta bu olaylar Erken Miyosen (24-18 My) lavların oluşumuna neden olmuştur. Kazdağ çekirdek kompleksinin altında devam eden astenosferik yükselme bölgedeki tektonik gerilme ve bazaltik volkanizmada etkin rol oynamıştır.

Ersoy (2012), yaptığı çalışmasında Soma havzası ve çevresinde yüzlek veren volkanik birimleri; Erken - Orta Miyosen yaşlı ortaç-yüksek potasyumlu kalk-alkaliseriler (Kozak-Yuntdağı ve Dededağ volkanitleri) ve Geç Miyosen yaşlı ortaç potasyumlu kalk-alkali bazaltik andezitler (Adilköy volkanitleri) olarak sınıflandırmıştır. Ayrıca, Dededağ volkanitlerine ait örneklerin, Kozak - Yuntdağı volkanitlerine ait örnekler ile aynı ilksel bileşime sahip olduğunu ve çeşitli jeokimyasal analizlerle desteklenen bu özellikler modellendiğinde,-Yuntdağı volkanitlerinin Dededağ volkanitlerini üreten magmalardan ayrılaşmalı kristalizasyon ve muhtemelen kabuksal kirlenme işlevleri ile türediği sonucuna varmıştır.

Aysal ve diğ. (2012)'ne göre; Kalabak formasyonunu oluşturan pelitik sedimanlar tabakalar şeklinde kireçtaşı, çört, bazik volkanik kaya ve serpantin bantları içermektedir. Kalabak formasyonunu kesen Devoniyen yaşlı granitoidler, formasyon için üst yaş sınırını belirlemektedir. Formasyon içindeki serpantin bantlarının kökeni tam olarak anlaşılmasa da bu serpantinler Kretase yaşlı Çetmi melanjına ait serpantinlerden daha yüksek metamorfizma derecesine sahip olduğu için ayrılabilir. Kalabak formasyonunda gözlenen serpantinler Karakaya formasyonunda görülmediği için, bu iki birim yanyana gelmeden önce serpantinler Kalabak formasyonuna yerleşmiş olmalıdır.

#### **2.4. BÖLGESEL JEOLJİ**

Ege Bölgesi, Tetis Okyanusunun kapanmasını izleyen Erken Tersiyer zamanında bir araya gelmiş birçok kıtasal parçadan oluşmaktadır (Okay ve diğ.,1996). Biga yarımadası, kuzeyde Marmara Denizi, batıda Ege Denizi ve güneyde Edremit Körfezi ile sınırlandırılmıştır. Bölge jeolojik olarak ise; kuzeyde Intra - Pontid suturendan ve İstanbul Zonu'ndan, güneyde İzmir-Ankara suture ile Anatolid- Torid Bloğu'ndan ayrılmış ve bu kıtasal parçalardan biri olan Sakarya Zonu içinde yer alır (Şengör ve Yılmaz, 1981).



**Şekil 2.4:** Türkiye'nin ana tektonik kuşakları (Okay ve Tüysüz, 1999'dan alınmıştır).

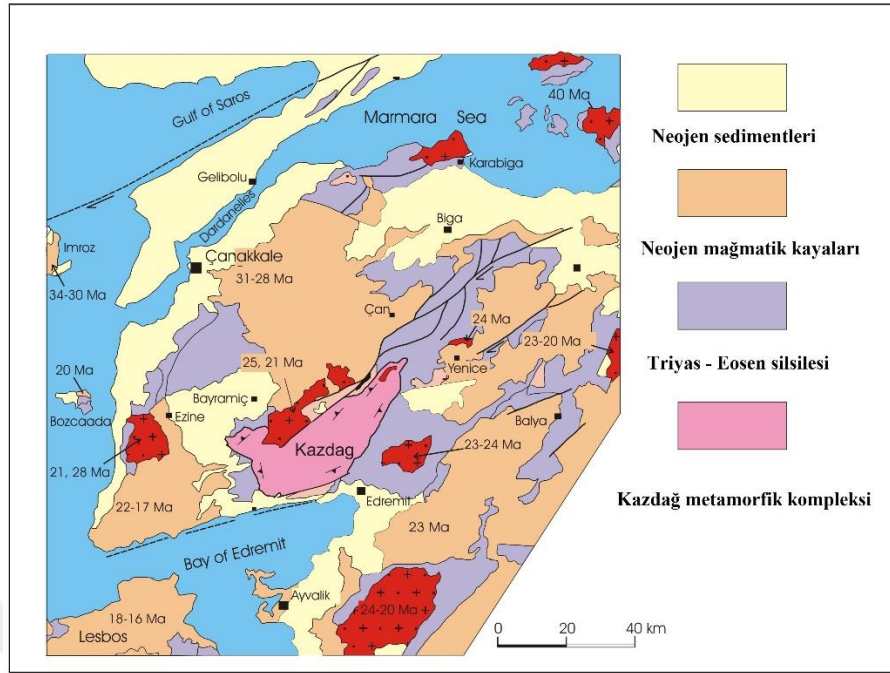
Batı Anadolu'nun tektonik evriminde, iki ana tektonik dönem bulunmaktadır. Bunlar, Paleotektonik dönem ve Neotektonik dönemdir. Paleotektonik dönem, Geç Kretase döneminde başlayıp Orta Miyosen'e kadar süren, yaklaşık kuzey - güney yönlü sıkışma dönemini içine almaktadır. Geç Kretase'de Sakarya Kıtası ile Torid-Anatolid platformları arasında bulunan Neotetis Okyanusu'nun kapanmaya başlaması ve ardından kıta-kıta çarpışmasının oluşmasıyla litosferde kısalıp kalınlaşma oluşmuştur. Bu sıkışma sistemi Orta Miyosen'e kadar sürmüştür. Orta Miyosen döneminde, Güneydoğu Anadolu'da Arabistan levhası ile Avrasya levhasının çarpışması sonucu kuzey - güney yönlü sıkışmadan kaçmaya çalışan Anadolu levhasının batıya doğru hareket etmesi sonucu Neotektonik dönem başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Neotektonik dönemin başlamasından itibaren, Anadolu plakasının batıya kaçışının Ege yayı tarafından karşılanması ile Batı Anadolu'da etkili olan kuzey - güney yönlü gerilmeye bağlı bir şekilde hem Ege Bölgesi gerilme tektoniği hem de KAF'ın etkisiyle Biga Yarımadası deforme olmaktadır. Bu deformasyonun ürünleri, sağ yanal doğrultu atımlı faylar, bu faylara bağlı gelişen tektonosedimanter havzalar ve deformasyon yapıları olarak ortaya çıkmıştır. Neotektonik dönem süresince tektonizma ve volkanizma yoğun bir şekilde gerçekleşmiştir. Kuzeybatı Anadolu'da ana yapılar, ardarda gerçekleşen üç tektonik dönemde oluşmuştur. Bu yapılar; Kimmerid Orojenezi, Tersiyer - Alpin Orojenezi ve Geç Tersiyer yaşlı tektonik

hareketlerdir (Okay ve diğ., 1990). Kimmerid Orojenezi'nin ilk evresinde farklı Karakaya Kompleksi birimleri üst üste gelerek kıvrımlanmıştır. İkinci evrede yapısal istif, faylanmalara bağlı olarak kesilerek parçalanmıştır. Büyük ölçekte bakılırsa, Karakaya Kompleksi bir bütün olarak, Biga Yarımadası'nın merkezi kısmında melanj bir yapı sunmaktadır. Kuzeybatı Anadolu'da Tersiyer - Alpin Orojenezi yapıları, ofiyolitli melanj birimlerinin kıtasal kökenli kayalar üzerine yerleşmeleri olarak saptanmıştır (Okay ve ark., 1990). Geç Tersiyer yaşlı tektonik yapılar ise, Erken Miyosen 'de başlayan doğrultu atımlı faylanma ve bu faylanmalarla kontrol edilen küçük gölsel havzaların oluşumudur. Kazdağı, bu doğrultu atımlı faylanmalar arasında günümüzde de yükselimi devam eden bir basınç sırtı olarak saptanmıştır (Okay ve ark., 1990; Okay ve Satır 2000b).

Yüksek lisans tezi olarak çalışılan bölge, Kuzeybatı Anadolu'da Edremit Körfezi'nin doğusunda yer alır. İnceleme alanının kuzeyinde yer alan Biga Yarımadası'nın temelini Kazdağ Grubu adı verilen Paleozoyik yaşlı metamorfikler oluşturur. Bu kayaçların üzerini, Triyas yaşlı spilitik bazalt, diyabaz, gabro, çamurtaşı, çört ve radyolaritlerle yer yer girik bir ilişki sunan feldispatlı kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve silttaşı araldanmasından oluşan Karakaya Kompleksi adı verilen kayaçlar tektonik dokanak ile örter. Üzerine, kumtaşları ile başlayıp, kumlu, yumrulu ve oolitik kireçtaşları ile biten Jura yaşlı bir istif çökelmiştir. Üst Kretase döneminde ise bu birimlerin üzerine ofiyolitik kayaçlardan oluşan Çetmi Melanjı yerleşmiştir (Okay ve diğ., 1990; Ercan ve diğ.,1995; Yaltırak ve Okay, 2004).





**Şekil 2.5:** Biga yarımadasının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve Satır, 2000'den alınmıştır).

Orta Eosen neritik kireçtaşları ve üzerine uyumlu olarak gelen andezit ve andezitik tüf ara katkılı Üst Eosen türbiditleriyle, Tersiyer dönemi evrimi başlamıştır (Siyako ve diğ., 1989). Biga yarımadasında önemli bir yükselme ve aşınma evresi Oligosen döneminde gerçekleşmiştir. Bu dönemin ardından güneyde Orta Eosen - Oligosen istifi tümüyle aşınmıştır. Daha sonra bölgede Alt - Orta Miyosen döneminde volkanik kayalarla aynı yaşlı bitümlü şeyl, silttaşı, kumtaşı, tüf ve kömürden oluşan sedimanlar meydana gelmiştir. Oligosen – Miyosen döneminde, kalkalkalen magmatizma bölgeyi etkilemiş ve andezit, dasit, riyolit, bazalt, bazaltik andezit ve asidik tüfler bölgede geniş alanlar kaplamıştır. Gelişen volkanizmaya bağlı olarak Üst Oligosen - Alt Miyosen aralığında oluşmuş, genellikle granodiyoritik bileşimli Kestanbol, Evciler, Eybek, Karabiga ve Kuşçayırı gibi sığ sokulumlar ortaya çıkmıştır (Ercan ve diğ., 1995). Üst Miyosen volkanizmasının sonlandığı bu süreçte, flüviyal klastikler Gelibolu ve Biga Yarımada'nın kuzeyinde çökelmiştir (Okay ve diğ., 1990). Tersiyer döneminde gerçekleşen gerilme tektoniği sonucu şekillenen havzalarda genellikle karasal tortullar yoğun bir volkanizma ile birlikte oluşmuştur (Ercan ve diğ., 1995).

### 3. MALZEME VE YÖNTEM

Yüksek lisans tezini hazırlamak amacıyla önce arazi çalışmaları yapılmıştır. Araziden derlenen örnekler üzerinde laboratuvar analizleri yapılmış ve son olarak büroçalışması yapılarak elde edilen veriler literatür verileri ile birlikte değerlendirilerek, bölgenin jeolojik ve magmatik evrimi ile ilgili modellerin ortaya konulmuştur.

#### 3.1. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

##### 3.1.1. Arazi Çalışmaları

Saha çalışması, 2016 yılında yaz aylarında toplam 30 gün süreyle yapılmıştır. Bölgenin litolojik tanımlamasına yönelik 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasını hazırlamak için; birimler litolojik farklılıklarına göre birbirlerinden ayrılmış, birimlerin dokanakları izlenmiş ve topoğrafya haritaları üzerine birim sınırları işlenmiştir. Arazi çalışmasında stratigrafinin kurgulanabilmesi için mümkün olduğunca skeç ve enine kesitler alınarak arazi defterine not edilmiştir. Saha çalışmaları sırasında Brunton jeolog pusulası ve Handy GPS uygulaması kullanılmıştır. 82 farklı lokasyondan, petrografik ve jeokimyasal analiz yapmak üzere kayaç örnekleri alınmıştır. Çalışma alanının belirgin özelliklerine ait fotoğraflar çekilmiş ve tez içerisinde uygun yerlerde kullanılmıştır.

##### 3.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

###### 3.1.2.1. Petrografik İnce Kesit Çalışmaları

Sahada, farklı lokasyondan alınan kayaç örneklerinden seçilen 35 adet örnek Petrografik analiz için hazırlanmıştır. Seçilen numuneler, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde bulunan elmas kesme diski kullanılarak hem petrografik hem de jeokimyasal çalışmalar yapmak için seçilmiştir.

Hazırlanan ince kesitler, petrografik tanımlama yapmak için İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi Ana Bilim Dalı'na ait James Swift marka polarizan mikroskopta incelenmiştir. Daha önce hazırlanmış olan ince kesitler polarizan mikroskoplarda incelenirken şunlara özellikle dikkat edilmiştir: örneklerin hangi mineralleri ve ne tür dokuları içerdikleri belirlenmiş, adlandırma ve sınıflandırmaları yapılarak, magmatik

prosesler konusunda ipucu sağlayan dokular üzerinde özellikle durulmuştur. Daha sonra, petrografik çalışmalar ile belirlenen farklı magma serilerinden, bu birimlerin her birini temsil eden mümkün olduğunca taze örnekler seçilerek, bu örneklerin majör, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır.

### **3.1.2.2. Jeokimyasal Analiz Çalışmaları**

Saha çalışması sırasında alınan örneklerden temsili olan 23 adeti seçilmiştir. Seçilen örneklerin altere olmamasına özen gösterilmiştir. Örnekler elmas kesme diski kullanılarak dış kısmındaki altere kesimler ve ikincil oluşumlar kesilerek temizlenmiştir. Daha sonra çeneli kırıcı kullanılarak kırılan numuneler, agat havan yardımıyla pudra boyutuna kadar öğütölmüş ve jeokimyasal analizler için hazırlanmıştır. Bu örnek hazırlama aşamasında her bir numune kırılıp toz boyutuna getirildikten sonra makineler titizlikle temizlenmiş ve sonra diğer numune kırılıp toz haline getirilmiştir. Böylelikle bir numunenin diğer numune ile kirlenmesinin önüne geçilmiştir. Toz haline getirilen numuneler 10 gr'lık paketlere konarak Kanada'daki Acme Laboratuvarı'na gönderilmiştir. Ana oksit, iz element ve nadir toprak elementi analizleri, Acme Laboratuvarı'nda ICP-AS ve ICP-MS cihazları kullanılarak yaptırılmıştır.

### **3.1.3. Büro Çalışmaları**

Ege Bölgesi ile ilgili yapılan çalışmalar, literatür taraması ile edilmiş ve derlenmiştir. Çalışmaların bir kısmına online veritabanları aracılığıyla ulaşılmıştır. Online ulaşılamayan eski yayınlara arşivlerden, üniversitelerden ve kütüphanelerden yararlanılarak ulaşılmıştır. Arazi çalışmaları ve laboratuvar çalışmalarında sonra elde edilen tüm veriler, literatür verileri ile birlikte değerlendirilerek yüksek lisans tezi haline getirilmiştir.

## 4. BULGULAR

### 4.1. STRATİGRAFİ

#### 4.1.1. Kalabak Birimi

Birim ilk kez Krushensky ve diğ. (1980) tarafından Havran ilçesi civarında Kalabak metamorfik istifi olarak adlandırılmıştır. Birim, düşük dereceli metamorfizma geçirmiş kayalardan oluşmuştur ve Biga yarımadasında Sakarya zonunun temelini oluşturur. Okay ve Göncüoğlu (2004)'nin çalışmalarında tanımlanan Alt Karakaya kompleksi ile litolojik olarak denetlenir. Birimin istifinde alt seviyeler epiklastik, üst seviyeler ise piroklastik kökenli litolojilerin metamorfizmasından oluşmuştur. Ayrıca bu kayaları metagranodiyoritlerin kestiği saptanmıştır. Kalabak birimi içerisindeki epiklastik kökenli kayalar "Torasan Formasyonu" olarak, piroklastik kökenli kayalar "Sazak Formasyonu" olarak ve granitik kayalar da "Çamlık Metagraniti" olarak adlandırılmıştır.

Çalışma alanında, Çamlık metagranodiyoritlerinin yaşı zirkon buharlaştırma yöntemiyle  $399 \pm 13$  my olarak bulunmuştur (Okay ve diğ., 1996). Aysal ve diğ. (2012) yaptığı çalışmalarında Kalabak formasyonunu kesen Devoniyen yaşlı granitoidlerin, formasyon için üst yaş sınırını belirlediğini söylemektedirler. Ayrıca, Kalabak formasyonunu oluşturan derin deniz çökelleri, bazik volkanikler ve serpantinitle varlığı erken Devoniyen başlarında dalmayış kompleksine işaret etmektedir (Robertson, A. ve Ustaömer, T. 2009).

##### 4.1.1.1. Torasan Formasyonu

Karakaya kompleksinin içindeki bu birim, ilk kez Okay (1988) tarafından "Torasan Metamorfikleri" olarak adlandırılmıştır. Birim, düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiş fillat ve şistlerden oluşur (Şekil 4.1).

Çalışma alanında, Havran ilçesi kuzeyinde Kalabak köyü civarında yüzeylenmektedir. Birimin tip kesiti Torasan ve Sofular köyleri arasında görülmektedir. Ayrıca birimin en iyi görüldüğü lokasyonlar, Kalabak ve Tepeoba arasındaki toprak yol ile Başkoz köyü civarındadır.



**Şekil 4.1:** Kalabak birimi'nde görülen, düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiş fillat ve şistlerden oluşan Torasan Formasyonu. (Tepeoba köyü yolu. Bakış yönü: G'den K'e).

Torasan Formasyonu, gri, gümüş ve yeşilimsi renkli, iyi foliasyonlanmış fillat ve mikaşistlerden oluşur. Birim içerisinde yer yer koyu gri, beyaz renkli mermer bantları görülmektedir. Formasyon, üstlere doğru yanal ve dikey olarak sarımsı gri ve sarımsı yeşil renklere sahip, şist dokulu, foliasyonlu metatüflere geçmektedir. Bu metatüflerin içinde metabazit ve değişik kalınlıklarda karbonat düzeyleri de bulunur. Bu metatüfler, “Sazak Formasyonu” olarak adlandırılmıştır (Duru ve diğ., 2007).

Birim, Havran'ın kuzeyinde kahve ve sarı renkli fillatler, grafitşistler, metatüf ve metavolkanitlerden oluşur. Çamlık metagranodiyoritlerinin içerisinde Torasan formasyonunun anklavlarının bulunması ve formasyon içerisinde kantağa yakın yerlerde felsik dokuda kayaçların görülmesi nedeniyle; ilksel konumda, granodiyoritlerin Torasan formasyonu içine sokulum yaptığı ve benzer konumlu foliasyon nedeniyle bu iki birimin birlikte metamorfizma geçirildiği düşünülmektedir. Torasan formasyonunda bu bölgede, fillatlerin yoğundur ve üste doğru sarımsı yeşil metatüf, metaandezit ara seviyeleri bulunmaktadır. (Duru ve diğ., 2007).

#### **4.1.1.2. Çamlık Metagraniti**

Birim; ilk kez Bingöl ve diğ. (1973) ile Krushensky ve diğ. (1980) tarafından “Kumtaşı – Grovak” olarak, daha sonra Gümüş (1964) ve Aslaner (1965) tarafından “Plutonik Kompleks” olarak ve Okay ve diğ. (1990) tarafından ise “Çamlık Metagraniti” olarak tanımlanmıştır.

Çamlık Metagraniti; kahverengi, orta taneli, yönlü dokulu yoğun altere metagranodiyoritler, granitik gnays ve metariyolitlerden oluşur. Birim, Eybek Graniti ile kesilmiştir. El örneklerinde klorit ve mika minerallerden oluşan yönlü dokusuyla genç granitlerden kolayca ayırt edilir. Çamlık metagraniti batı sınırında Torasan formasyonu ile intrüzyonlu ve tektonik dokanaklı, doğu sınırında ise Balya formasyonu tarafından diskordans olarak örtülmektedir. Torasan formasyonuna ait anklavlar, Çamlık metagraniti içerisinde bulunurlar. Torasan formasyonu içerisinde, fillatları kesen yönlü aplitik daykların bulunması; Çamlık metagranodiyoritlerinin Torasan formasyonunu kesmiş olduğunu göstermektedir. Bu iki birimin çoğunlukla birbirine paralel foliasyon göstermeleri aynı metamorfizmadan etkilenmiş olabileceğini gösterir. Çamlık metagranitinden alınan örneklerde metagranit, klorit - biyotit gnays, mika - klorit gnays, metariyolit , biyotit – klorit - gnays , klorit - amfibol – gnays tespit edilmiştir (Duru ve diğ., 2007).

#### **4.1.2. Karakaya Formasyonu**

Karakaya Formasyonu, Türkiye jeolojisinin paleotektonik ve paleocoğrafik evriminin belirlenmesi açısından önemli bir yere sahiptir. Birim üzerinde çok sayıda yerli ve yabancı araştırmacılar tarafından incelemeler ve yorumlar yapılmıştır. Yapılan çalışmalarda, birimin tip lokalitesinde belirtilen adlanması, litostratigrafisi, kronostratigrafisi, çökelme ortamı, yapısal özellikleri, diğer birimlerle olan ilişkileri ve paleocoğrafik evrim modellemeleri genişletilmiş ve/veya farklı şekillerde yorumlanmıştır. Bu yüzden Karakaya grubunun jeolojik özelliklerinin belirlenmesi ve yorumlanmasında henüz bir birliktelik sağlanamamıştır.

Karakaya Formasyonu, içerisinde formasyon mertebesinde ayrılabilir farklı türde litolojilerin yer aldığı kayalar topluluğundan meydana gelmiştir. Duru ve diğ. (2007) tarafından litolojik farklılıklara göre altıya ayrılmıştır. Beyaz renkli arkozik kumtaşları ve kıltaşı ardalanmalı istif “Arkozik Kumtaşları” olarak; yer yer çört mercekli, kahve ve boz renkli grovaklar “Orhanlar Grovağı” olarak; yeşil renkli bazaltik kayalar ve tüfleri “Mehmetalan Formasyonu” olarak; kahve ve haki renkli spilitik bazalt, aglomera ve tüflerin yoğun olduğu kesimler “Çal Formasyonu” olarak; en üstteki kireçtaşı seviyeleri “Camialan Kireçtaşı” olarak; ve ayrıca üstte belirtilen litolojilerin karmaşık halde bulunduğu ve arazide birbirinden ayırtılması mümkün olmayan kesimleri “Karakaya Formasyonu” olarak tanımlanmış ve haritalanmıştır (Duru ve diğ., 2007).

Karakaya Formasyonu ilk kez Bingöl (1968) tarafından incelenmiştir. Önce “Karakaya Serisi” olarak, daha sonra ise Bingöl ve diğ. (1973) tarafından “Karakaya Formasyonu” olarak tanımlanmıştır.

Edremit Körfezi kuzeyinde, genel olarak KD - GB uzanımlı topoğrafik yükseltelerin yamaçlarında yüzeylemektedir. Birimin tip lokalitesi Zeytinli köyü kuzeydoğusundaki Karakaya mevkiinde gözlenmektedir.

Karakaya formasyonu genel olarak; boz, alacalı kahverengi kumtaşı, metakumtaşı, şeyl, çamurtaşı, radyolarit, metakonglomera, bazik volkanitler ve kireçtaşıdan oluşur (Şekil 4.2). Birim içerisindeki litolojiler birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli ve/veya blok konumunda yer alır ve düzenli bir istif göstermez. Birim tektonik deformasyondan etkilenmiştir fakat bu etki heterojendir. Bazı yerlerde birincil sedimanter özellikler çok iyi korunmuştur.



**Şekil 4.2:** Karakaya Kompleksi içerisinde gözlenen kumtaşları (Buzağalık tepe yakını. Bakış yönü: GD'dan KB'ya).

Birimin tektonik deformasyondan yoğun olarak etkilenmiş olduğu kesimlerinde ve ana tektonik hatlara yakın bölümlerde yer yer düşük dereceli metamorfizma etkileri görülmektedir. Tektonik

deformasyondan korunmuş kesimlerinde ise birimin ana litolojisini kumtaşı - şeyl araldanmasının oluşturduğu görülür ve bu iki litolojinin oran ve kalınlıklarında bölgesel olarak değişimler görülür. Bazı lokasyonlarda kumtaşlarının, bazı lokasyonlarda ise şeyllerin daha fazla oranda görülmesi birimin heterojen karakterini yansıtır. Karakaya formasyonunda yeşil ve mor renkli bazik piroklastik malzemeler, epiklastikler düzeyler ile değişik yanal geçişlidir. Bu volkanit seviyelerinin yoğun olduğu seviyeler Mehmetalan formasyonu ve Çal formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Karakaya formasyonu, arkozik kumtaşları üzerinde tedrici geçişle başlar ve matriks konumundadır. Birim, Noriyen yaşlı Balya formasyonu ile tektonik dokanak oluşturmuştur. Ayrıca birim, Bayırköy formasyonu tarafından da transgresif olarak örtülmektedir. Birim içerisinde Erken Karbonifer – Geç Permiyen yaş aralığında kireçtaşı blokları görülmüştür ve bu durumda formasyonun stratigrafik konumuna göre yaşı en geç Geç Permiyen – Orta Triyas aralığında olmalıdır (Duru ve diğ., 2007).

#### **4.1.3. Kınık Formasyonu**

Kınık formasyonu, inceleme alanının güneyinde yayılım gösterir. Kınık formasyonu mostralalarına, granitin çevresinde ve granitin yükseldiği, aşındığı bölgelerde rastlanılır. Birim ilksel halini kısmen korumuş metakumtaşı, metaçamurtaşı, kumlu kireçtaşı, kumtaşı, aglomera ve metavolkanitlerden oluşur. Sarı, gri ve kahverengi renkler sunar (Şekil 4.3 ve Şekil 4.4).





**Şekil 4.3:** Çok iyi yapraklanmalı, ince – orta tabakalanmalı şeyl, Kınık Formasyonu. (Karadere vadisi Kurtoğlu dere yakını. Bakış yönü GB'dan KD'ya).

Kozak dağı sık bir bitki örtüsü ve ormanlarla kaplı olduğu için, dar bir kuşak halinde mostra veren bu birimdeki litolojik değişimleri inceleyip istifi çözümlmek oldukça zordur. Formasyon genel olarak, kuzeybatı – güneydoğu doğrultulu bir konumdadır ve plütondan uzaklaştıkça eğim açısı azalmaktadır (Yılmaz ve Altunkaynak, 1994).

El örnekleri incelendiğinde, eş tane boyutlu, köşeli - yarı köşeli kuvars, ortoklas, plajiyoklaz ve gnays parçalarından oluşan konglomera ve kumtaşları saptanmıştır. Biyotit, muskovit ve klorit pulcukları ile bunları birbirine bağlayan klorit çimento, kayacın hamurunu oluşturmaktadır.



**Şekil 4.4:** İyi yapraklanmış metakumtaşı, metaçamurtaşı, kumlukireçtaşı, kumtaşı, aglomera ve metavolkanitlerden oluşan, sarı, gri ve kahverengi görünümdeki Kınık Formasyonu. (Kırtık köyü yolu. Bakış yönü: GB'dan KD'ya).

Kınık formasyonu, altta Çavdartepe formasyonu ile ve üstte ise Kapıkaya formasyonu ile geçişlidir. Formasyon, fosilce çok fakirdir. Kumlukireçtaşı bantlarında saptanan fosiller sebebiyle yaşı Alt Triyas olarak belirtilmiştir (Akyürek ve diğ., 1989). Ayrıca birim, Karakaya Formasyonu (Bingöl ve diğ., 1973) ve Elmadağ formasyonu (Akyürek ve diğ., 1982) ile eş tutulabilir.

#### **4.1.4. Balya Formasyonu**

Balya Triyası (Neumary, 1987) olarak bilinen birim Halobia'lı şeyllerden oluşmaktadır. Bingöl ve diğ. (1973) tarafından "Hasanlar Formasyonu" olarak adlandırılmıştır ve bu birimi Okay ve diğ. (1990) Hodul birimine ait bir bölüm olarak incelemiştir. Bu çalışmada ilk tanımlanan isme bağlı kalınarak "Balya Formasyonu" olarak isimlendirilmiştir (Duru ve diğ., 2007).

Birimin tip lokalitesi Balya - Bahçecik köyü arasındaki dere boyunca yer almaktadır. İstif, alt ve üst dokanaklarıyla beraber en iyi şekilde Havran kuzeyinde Halılar köyü yolunda görülür. Altta sarımsı kahverengi çakıllı arkozik kumtaşların Çamlık metagranodiyoritleri üzerine diskordan olarak gelir. Bu diskordans yüzeyinin üzerindeki arkozlar bol miktarda Kalabak

birimine ait metagranit, şist, kuvarsit, kireçtaşı çakılları içerir ve tabaka alt yüzeylerinde bitki kırıntıları vardır (Şekil 4.5). Arkozların kalınlığı yaklaşık 100 - 150 metredir. Arkozlar, Karakaya Kompleksi tabanındaki arkozlar ile benzerlik gösterir. Bu iki formasyonu ayırmak için, Balya formasyonunun tabanındaki arkozlarda kuvars içeriğinin daha az, kayaç parçaları ve bitki kırıntılarının daha fazla oluşu ve üzerinde Halobialı şeyllerin bulunmasına dikkat edilmiştir. Balya formasyonunun tip lokalitesinin görüldüğü yer olan Balya civarında ise söz konusu arkozik kumtaşları, muhtemelen genç örtü çökelleri ile maskelendikleri için görülmemektedir. Birimin hakim litolojisini arkozlar üzerindeki yeşil - siyah renkli, ince tabakalı, kıvrımlı, mika pulcuklu ve bol fosilli şeyller ile ince kumtaşı ara seviyeleri ve ince seviyeler halinde karbonat mercekleri oluşturur. Ayrıca bu şeyller muhtemelen sığ denizel ortam ve lagüner ortamda çökelmişlerdir (Şekil 4.6) (Duru ve diğ., 2007).

Birim, Havran - Balya arasında Jura yaşlı birimlerin oluşturduğu senklinalin kanatlarında yüzeylenmektedir. Balya formasyonu, bu senklinalin batı kanadında Havran ilçesi ile Halılar köyü arasında Kalabak birimi ve Çamlık metagraniti üzerinde diskordan dokanak oluşturmaktadır. Yapılan paleontolojik çalışmalarda şeyller içerisinde; Pelecipod ve Brachiopod fossilleri bulunmuştur. Krushensky ve diğ. (1980) yaptıkları çalışmalarında birimin, Geç Triyas yaşlı olduğu saptamışlardır (Duru ve diğ., 2007).



**Şekil 4.5:** Balya birimine ait metagranit, şist, kuvarsit, kireçtaşı çakılları içeren arkozlar. (Sarnıçköy civarı. Bakış yönü: G'den K'e).



**Şekil 4.6:** Balya formasyonundaki arkozlar üzerindeki yeşil - siyah renkli, ince tabakalı, kıvrımlı, mika pulcukları. (Sarnıçköy civarı. Bakış yönü: G'den K'e).

#### 4.1.5. Bilecik Formasyonu

Bilecik formasyonu, ilk kez Altınlı (1973) tarafından incelenmiş ve “Bilecik Kireçtaşları” olarak adlandırılmıştır. Birim, genel olarak gri - bej renkli, orta kalın tabakalı, oolit içeren ve mikritik - sparitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim, harita alanının batısında ve Havran ilçesi kuzeyinde yüzeyleyir. Formasyon, Bayırköy formasyonu üzerinde ammonitli ve yumrulu kireçtaşları ile başlar. Bu kireçtaşları üzerinde yaklaşık 20 metre kalınlığında ince - orta tabakalı ve mikritik kireçtaşları vardır. Mikritik kireçtaşlarının üzerinde ise kalın tabakalı ve içerisinde bol algler ile mercanların beraber görüldüğü kireçtaşları yer alır. Ayrıca formasyonun üzerinde Tersiyer yaşlı volkanitler diskordan halde bulunur (Duru ve diğ., 2007).

Havranın kuzeyindeki bölgede, formasyonun alt seviyelerinde Altın ve diğ. (1991) tarafından Batoniyen ammonitleri tespit edilmiştir. Fakat genel olarak bölgede Liyas – Kalloviyen arasında her hangi bir yaş bulgusuna rastlanılmamıştır. Duru ve diğ. (2007) yaptıkları çalışmalarında Kalloviyen - Neokomiyen yaşlı fosil topluluğu bulmuş ancak çalışma alanında yaş verisi verebilecek fosil bulgusuna rastlayamamışlardır.

#### 4.1.6. Çetmi Melanjı

Birim ilk kez Okay ve diğ. (1990) tarafından incelenmiş ve “Çetmi Ofiyolitli Melanjı” olarak isimlendirilmiştir. Sakarya zonu ve Ezine zonunun üzerinde yer alır. Çetmi melanjı, ofiyolitik kayalardan daha çok, farklı kökendeki kayaların tektonik dilim şeklinde karışık olarak bir arada olduğu topluluktur. Bu çalışmada “Çetmi Melanjı” olarak isimlendirilmiştir (Duru ve diğ., 2007).

Havran ilçesi kuzeyinde Kalabak ve Tepeoba köyleri arasında, Karakaya formasyonu ile Kalabak birimi arasındaki bindirme zonunda yüzeyleyir. Birim, spilitik bazalt, kırmızı çamurtaşı, kumtaşı ve serpantinitten oluşur (Şekil 4.7. ve Şekil 4.8.). Araziye derlenen örnekler üzerinde yapılan çalışmalarda Geç Triyas – Geç Kretase yaşlı bloklar ile pelajik kayalarda Apsiyen - Geç Kretase yaşlı fosiller saptanmıştır. Okay ve Satır (2000) çalışmalarında birimin yaşını Kretase - Paleosen olarak kabul etmişlerdir. Çetmi melanjının dokanağı genç örtü nedeniyle kesin olarak görülmemektedir.



**Şekil 4.7:** Çetmi Melanjına ait çamurtaşı, kumtaşı ve serpantin. (Tepeoba köyü - Kalabak köyü yolu arası. Bakış yönü: GB'dan KD'ya).



**Şekil 4.8:** Karakaya formasyonu ile kalabak birimi arasındaki bindirme zonunda gözlenen Çetmi Melanji. (Tepeoba köyü - Kalabak köyü yolu arası. Bakış yönü: GB'dan KD'ya).

#### 4.1.7. Kozak Plütönu

Harita alanının güney kesiminde yer alan birim, Kozak Dağı ve çevresinde plütön şeklinde yükselmiş halde yüzeyleir (Şekil 4.9.). Kozak plütönu ilk kez İzdar (1968) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş ve Kozak İnrüzif Masifi olarak adlandırılmıştır. Genellikle tek ve homojen bir magma niteliğinde görünmekte ve çoğunlukla granodiyorit benzeri, kayalarla temsil edilmesine rağmen, sahadaki özellikleri ile belirgin şekilde tanınan ve petrografik olarak ayırdedilebilen farklı türden granitoid kayalar tespit edilmiştir (Yılmaz ve Altunkaynak, 1994).



**Şekil 4.9:** Kozak Dağı ve çevresinde dom şeklinde yükselmiş halde yüzeylenen Kozak Granitleri. (Güneşli köyü civarı. Bakış yönü: G'den K'e).

Birim; beyaz, gri renkli masif, orta-iri taneli, mafik minerallerce zengin genelde monzogranit, granodiyorit ve granodiyorit porfir bileşimindedir. Birimde, üç yönde gelişmiş eklem sistemi ve buna bağlı ayrışmalar yaygındır ve granodiyorit, çok sık şekilde aplit damarları ile kesilmiştir.

Kozak plütönu, Alt Triyas yaşlı Halılağa grubunun üyesi olan Çavdartepe Formasyonu ile Kınık Formasyonunu kesmiş ve birimlerin kontakt metamorfizmaya uğramasına neden olmuştur. Ayrıca, dokanaklarına yakın kesimlerde bu formasyonlara ait anklavlar içerir.

Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı Ballica formasyonu ve andezit, dasit, riyolit, tuf, silisleşmiş tuf ve trakiandezit türdeki volkanik lavlardan oluşan Yuntdağ volkanitleri tarafından uyumsuzlukla örtülür. Kozak granodiyoritinin yerleşme yaşının Eosen – Oligosen olabileceği öne sürülmüştür. Bingöl ve diğ. (1982) K/Ar yöntemiyle biyotitlerde  $20.3 \pm 3$  ile  $24.6 \pm 1.5$  ve ortoklaslarda da  $24.2 \pm 1.1$  ve  $37.6 \pm 3.3$  milyon yıl yaşlarını tespit ederek plütönün Erken Miyosen döneminde katılaştığını ileri sürmüşlerdir (Yılmaz ve Altunkaynak, 1994).

#### 4.1.8. Hallaçlar Volkaniti

İnceleme alanı Alt Oligosenden itibaren tamamen kara haline geçerek yükselmiştir (Şekil 4.10.). Özellikle Çan – Etili çevresinde, Edremit dolaylarında, Çanakkale'nin doğusunda ve Gökçeada'da yaygın alanlar kaplayan andezit, dasit, riyodasit türde lav, tuf ve aglomeralardan meydana gelen karasal bir volkanik evre etkin olmuştur. Tuf ve lavların büyük bir kısmı alterasyona uğramış ve çoğu silisleşmiş, arjilitleşmiş ve yer yer de piritleşmiştir (Şekil 4.11.). Tüfler içinde hidrotermal kuvars damarları bulunmaktadır (Şekil 4.12.). Bölgedeki tüm maden yatakları büyük oranda bu Oligosen volkanizması sonucu oluşmuşlardır. Biga yarımadasında Oligosen volkanizması ilk kez, Krushensky (1976) tarafından incelenmiş ve “Hallaçlar Formasyonu” olarak isimlendirilmiştir. Aynı çalışmada yapılan radyometrik yaş tayini sonucu  $23,6 \pm 0,6$  My yaşı bulunmuştur (Ercan, 1995).

Dönmez ve diğ. (2005) birimi, “Hallaçlar Volkaniti” olarak isimlenmişlerdir. Ercan ve diğ. (1995)'nin yaptıkları çalışmalarında tanımladıkları Çan ve Kirazlı Volkanitleri ile eşdeğerdir.



**Şekil 4.10:** Alt Oligosenden itibaren etkinleşen volkanizma sonucu oluşan bir dom örneği. Hallaçlar volkanitleri. (Karaoğlanlar köyü yakını. Bakış yönü:K'den G'e).





**Şekil 4.11:** Alterasyona uğramış, silisleşmiş, arjilitleşmiş ve yer yer de piritleşmiş tuf ve lavlar. (Hacımahmutlar köyü yakını, Hallaçlar volkaniti. Bakış yönü: G'den K'e).



**Şekil 4.12:** Tüfler içindeki hidrotermal kuvars damarları.

Havran ilçesi güneyinde geniş yüzeylemeleri görülmektedir. Çoğu mostrası yoğun alterasyona uğramıştır (Şekil 4.13 ve Şekil 4.14). Beyaz, sarı, kahverengi, kırmızı renklidir ve birimden alınan bozunmamış örneklerin petrografisi incelendiğinde andezit olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.15 ve Şekil 4.16). Kayaçlar hipokristalin porfirik dokuludur. Plajiyoklaz, biyotit, klinopiroksen, alkali feldspat, apatit, opak mineraller birincil minerallerdir. İkincil mineraller ise kalsit, klorit ve serpantinlerdir (Duru ve diğ., 2007).

Dayal (1984) yaptığı çalışmalarda Yenice dolaylarındaki andezitik lavlarda radyometrik yaş tayini yapmış ve  $28,2\pm 1,4$  ile  $28,0\pm 0,9$ my yaşlarını bulmuştur. Böylece Üst Oligosen volkanizmasının varlığı ortaya çıkmıştır.

Hallaçlar Volkanitleri, Biga yarımadasındaki zengin metalik maden yataklarını içermeleri açısından oldukça önemlidir. Hidrotermal alterasyon son derece yoğundur. Alterasyonun geliştiği bölgelerde silişleşmiş zonlar içinde Au, Ag, Pb, Cu, As, Mo ve Hg yatakları oluşmuştur. Bu yataklar binlerce yıldan beri işletilmektedir (Ercan, 1995).



**Şekil 4.13:** Yoğun altere olmuş Hallaçlar Volkaniti. (Karaoğlanlar köyü yolu. Bakış yönü D'dan B'ya).



**Şekil 4.14:** Çoğu mostrası yoğun altere olmuş Hallaçlar Volkaniti. (Karaoğlanlar köyü yolu. Bakış yönü B'dan D'ya).



**Şekil 4.15:** Beyaz ve sarı renkli Hallaçlar Volkaniti. (Eseler köyü yolu. Bakış yönü: GB'dan KD'ya).



**Şekil 4.16:** Beyaz, sarı renkli yoğun altere olan Hallaçlar Volkaniti. (Eseler köyü yolu. Bakış yönü: GB'dan KD'ya).

#### 4.1.9. Yuntdağ Volkanitleri

Çalışma alanında geniş yüzlekler veren Yuntdağ Volkanitleri; andezit, tuf, silisleşmiş tuf, lahar, aglomera ve daha az olarak da bazalttan oluşur (Şekil 4.17 ve Şekil 4.18). Yuntdağ volkanitleri, Kuzeybatı Anadolu'da Alt Miyosen'in başında etkinleşen volkanizmanın ürünüdür. Birim, ismini Aliğa'nın doğusunda bulunan Yuntdağı'ndan almış ve Ercan ve diğ. (1986) tarafından tanımlanmıştır (Akyürek ve Soysal, 1983). Bu çalışmada, Yuntdağ Volkanitleri ve üstte tuf üyesi olarak ayırtlanmış ve bu birimlerin isimlendirmesinde Akyürek ve Soysal (1983)'in çalışması dikkate alınmıştır.



**Şekil 4.17:** Andezit ve tüften oluşan Yuntdağ Volkanitleri. (Çallı köyü yolu. Bakış yönü: D'dan B'ya).

Yuntdağ Volkanitleri ve formasyonun tuf üyesi; felsikten ortaç bileşimliye doğru ve gitgide bazik kayalara ulaşan bir bileşim sunarlar. Altta felsikler, bazik olanlar ise istifte üstte yer alır. Çökel kayalar ise bu volkanik istifin hemen her seviyesinde yer alır. Yuntdağ Volkanitleri; çalışma alanında görsel çökelleri oluşturan İlyasbaşı Formasyonu ile uyumlu, girik ve geçişlidir. Formasyona ait çakıllar, Balıca formasyonu içinde bulunmaktadır. Balıca formasyonunun çökmesinden önce başlayan ve İlyasbaşı formasyonunun çökelişi esnasında farklı dönemlerde oluşmaya devam eden Yuntdağ Volkanitleri, bölgede Miyosen'den önce başlayan ve Üst Miyosen – Pliyosen'e kadar süren değişik evrelerde gelişmiş volkanizmanın ürünleridir (Akyürek, 1989).



**Şekil 4.18:** Andezit ve tüften oluşan Yuntdağ Volkanitleri. (Çamtepe köyü yolu. Bakış yönü: G'den K'e).

Krushensky (1976) yaptığı çalışmasında formasyonu “Dedetepe Formasyonu” olarak adlandırmıştır. Formasyon, Hallaçlar formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir ve Alt Miyosen yaşlı andezitik aglomera, lav ve tüflerden oluşmaktadır (Şekil 4.19). Birimde, alttan üste doğru açık yeşil - gri aglomeralar (andezitik çakıllı), yeşil - açık gri renkli lav ve tüfler yer alır. Ayrıca tabandaki aglomeralar tekrar istifin en üstünde yer almaktadır.

Tüfler, harita alanının batısında ayrı harita birimi olarak ayırtlanmışlar ve gri, sarı, beyaz renktedirler. Ayrıca tüfler, kısmen kaolinitik alterasyondan etkilenmişlerdir.

Yer yer çok sert, bol çatlaklı olan lavlarda tipik akma yapıları gözlenmektedir. Dom yapısı ve neck yapıları tipiktir (Şekil 4.20). Tüfler, gri sarı ve beyaz renktedir ve yer yer kaolinitik alterasyondan etkilenmişlerdir (Şekil 4.21).



**Şekil 4.19:** Yuntdağ volkanitlerinde gözlenen aglomeralar. (Kuyucak köyü yolu. Bakış yönü: B'dan D'ya).



**Şekil 4.20:** Yuntdağ Volkanitlerinde gözlenen dom yapısı. (Çakmak köyü yolu. Bakış yönü: K'den G'e).



**Şekil 4.21:** İnce taneli ve beyaz renkli Tüf üyesi. (Kuyucak köyü civarı. Bakış yönü: GD'dan KB'ya).



Yuntdağ Volkanitleri, altta Kınık formasyonunu keser ve Yürekli Dasitini üzerler. Birim çok geniş bir alanda yüzeleendiğinden kalınlığı farklı farklıdır. Kesgin (2002)'in yaptığı çalışmasında Yuntdağ Volkanitleri ile birebir deneştirdiği Ayvacık Volkanitlerinin kalınlığını 400 m olarak belirtilmiştir. Akyürek ve Soysal (1983) ise yaptığı çalışmalarında, Edremit Körfezi genelleştirilmiş sütun kesitinde Yuntdağ Volkanitleri ile birebir deneştirilebilen Ayvacık Volkanitleri'nin kalınlığını 800 m olarak belirtmişlerdir.

Yuntdağ Volkanitleri, alanında Miyosen'den önce oluşmaya başlamıştır. Bu volkanik etkinlik, Üst Miyosen – Pliyosen dönemine kadar devam eden değişik dönemlerde ortaya çıkarak ürünlerini oluşturmuştur. Önceki çalışmalarda yapılmış olan radyometrik yaş tayinine göre Alt - Orta Miyosen yaşı belirlenmiştir (Ercan ve diğ., 1986).

Birim; bütün Kuzeybatı Anadolu'da etken olan Senozoyik volkanizmasının ürünüdür ve gerek mekanizma olarak ve gerek bileşimi olarak her yerde aynıdır. Bölgede değişik zamanlarda çalışan araştırmacılar birime; Hallaçlar, Doyran, Ezine, Alibey, Dedetepe, Candağ, Dededağ Volkanitleri gibi farklı isimler vermişlerdir. Yılmaz ve diğ. (1997), bölgedeki çökel ve volkanik kayaların hepsine birden Dikili Grubu adını vermiştir. Kesgin (2002) yaptığı çalışmasında; aynı mekanizma ve ürünlere sahip olmasına rağmen, bölgede Alt – Orta Miyosen'de iki büyük volkanik bacanın Ayvacık ve Yuntdağı'nda olması nedeniyle iki adlama yapılarak, diğer tüm volkanik adlamaları, bu iki adlama altında toplamıştır.

#### **4.1.10. Yürekli Dasiti**

Yürekli dasiti, harita alanının güneybatısında yüzeyleyir. Gri, beyaz renkli ve asidik bileşimli lav ve piroklastiklerden meydana gelir (Şekil 4.22 ve Şekil 4.23). Dasit ile birlikte yer yer riyodasit ve riyolite de rastlanır. Mikroskopik incelemelerde kuvars,serisit, klorit ve karbonattan meydana gelmiş hamurun içinde dağınık halde bulunan kuvars fenokristalleri ile ortoklas ve plajiyoklaz (oligoklas) ve kısmen kloritleşmiş biyotit parçacıklarından meydana geldiği görülür.



**Şekil 4.22:** Gri, beyaz renkli ve asidik bileşimli lav ve piroklastiklerden meydana gelen Yürekli Dasiti. (Kurucaoluk köyü yakını. Bakış yönü: B'dan D'ya).



**Şekil 4.23:** Gri, beyaz renkli ve asidik bileşimli lav ve piroklastiklerden meydana gelen Yürekli Dasiti. (Kurucaoluk köyü yakını. Bakış yönü: B'dan D'ya).

Korunduğu gölsel sedimanlar içinde, silisleşmiş ağaçlar da gözlenir. Kayaç, orta taneli, özşekilli - yarı özşekilli feldspatlar ve özşekilsiz kuvars mineralleri ile birlikte özşekilli - yarı özşekilli biyotitlerden oluşmaktadır. Plajioklaslar % 8 ile % 44 arasında değişen anortit içeriği ile albit – andezin bileşimindedir. Ayrıca plajioklaslarda, polisentetik ikizlenme ve bazı tanelerde zonlanma gözlenmektedir. Biyotitlerde az oranda opaklaşma vardır ve hamur devitrifiye volkan camı ile feldspat mikrolitleri ve ikincil minerallerden oluşur. Yürekli dasiti, Alt Triyas yaşlı Kınık Formasyonunu kesmiş ve Yuntdağ Volkanitleri tarafından üzerlenmiştir. Birim, üzerine gelen diğer birimler ile yanal geçişlilik göstermektedir ve Kozak Plütonunu oluşturan magmatik etkinlikten sonraki etkinliğin bir ürünüdür (Akyürek ve Soysal, 1983).

Birimin yaşı için yapılan çalışmalarda; Borsi ve diğ. (1972), 16.2-21.5 milyon yıl ve Krushensky (1976) ile Bergama kuzeyinde Benda ve diğ. (1974) 19.8±0.3; 19.5±0.1; 20.3±0.6 my yaşlarını bulmuşlardır. Tüm bu verilere göre birim, Erken Miyosen yaşlıdır (Akyürek ve Soysal, 1983).

#### 4.1.11. İlyasbaşı Formasyonu

Harita alanının batısında ve kuzey kesimlerinde yüzeyleyir. Killi kireçtaşı, marn, tüfit, kumtaşı, konglomera arılanmasından oluşan formasyon Siyako ve diğ. (1989) tarafından Edremit Körfezi kuzeyindeki yüzleklerinde İlyasbaşı Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Akyürek ve Soysal (1982) yaptıkları çalışmalarında birimi Soma Formasyonu olarak adlandırılmışlardır. Bu çalışmada, Stratigrafik birlikteliği sağlamak için İlyasbaşı Formasyonu ismi kabul edilmiştir. Formasyon, gölsel havzalardaki çökelimi gösterir. Bu birim, gölsel bir havzada kıyı kuşağı ortamında çökelmiştir. Edremit Körfezi etrafında sınırlı bölgelerde mostra veren formasyon, Hallaçlar volkanitleri üzerinde açısız uyumsuz olarak yer alır. Kuvaterner yaşlı Alüvyon tarafından uyumsuzluk ile örtülür.

Birim tabanda ince çakıltaşlarıyla başlar ve sonra gölsel karbonatlarla devam eder. Bunların üzerine de şeyl ve kumtaşı arılanması gelir.

Genellikle beyaz, sarı, gri renkli ve ince - orta - kalın tabakalanmalıdır. Yatay ve yataya yakın şekilde tabakalanmaya ve K80D doğrultuya sahip birim, sıkışma sebebiyle yer yer yatık, hatta devrik kıvrımlı yapı gösterir. Masif ve tabakalı bir yapı gösteren gölsel çökel birimlerde, 5-50 cm. kalınlıktaki tabakalı kireçtaşı ve marnların arasında laminalı kilttaşları bulunur. Bazı bölgelerde formasyon içinde kömür ve bitümlü şist düzeyleri vardır. Formasyondan toplanan

fosillere göre birimin yaşı Üst Miyosen – Pliyosen'dir (Duru ve diğ., 2007). Siyako ve diğ., (1989)'ne göre ise formasyonun yaşı göreceli olarak Geç Miyosen olarak verilmiştir.

Köylüce köyü kuzeyinde masif ve tabakalı yapıda gözlenen çökel birimlerde, 5-50 cm. kalınlığındaki tabakalı kireçtaşı ve marnlar arasında laminalı kilttaşları mevcuttur. Az eğimli olan tabakalar K80D doğrultuludurlar.

#### **4.1.12. Alüvyon**

İnceleme alanının kuzeydoğusunda Havran ilçesi çevresinde yüzeyleyen alüvyonlar, kendinden önceki tüm birimleri uyumsuzlukla örter. Alüvyon; etrafındaki yerdeki kayaların tutturulmamış veya yarı tutturulmuş, kötü boylanmış çakıl, kum, silt ve kil boyutunda malzemelerinden oluşmaktadır.

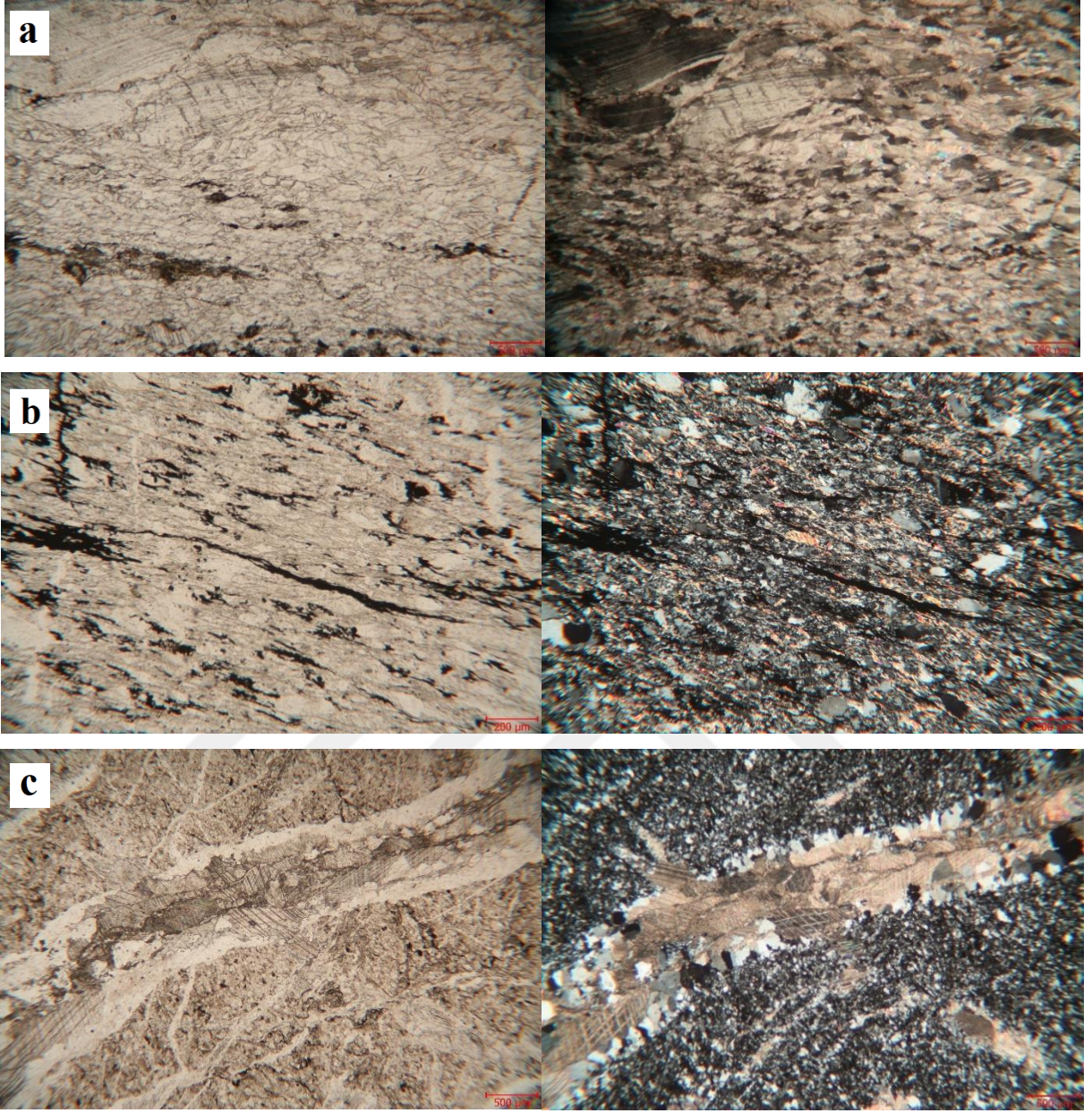
## **4.2. PETROGRAFİ**

Bu bölümde çalışma alanında bulunan kayaçlar metamorfik kayaçlar (Kınık Formasyonu), plütonik kayaçlar (Kozak Plütonu) ve volkanik kayaçlar (Hallaçlar Volkaniti, Yuntdağ Volkanitleri ve Yürekli Dasiti) olarak 3 ana grupta toplanmıştır. Volkanik kayaçlar ise Oligosen volkanizması kayaçları ve Miyosen volkanizması kayaçları olarak ikiye ayrılmıştır.

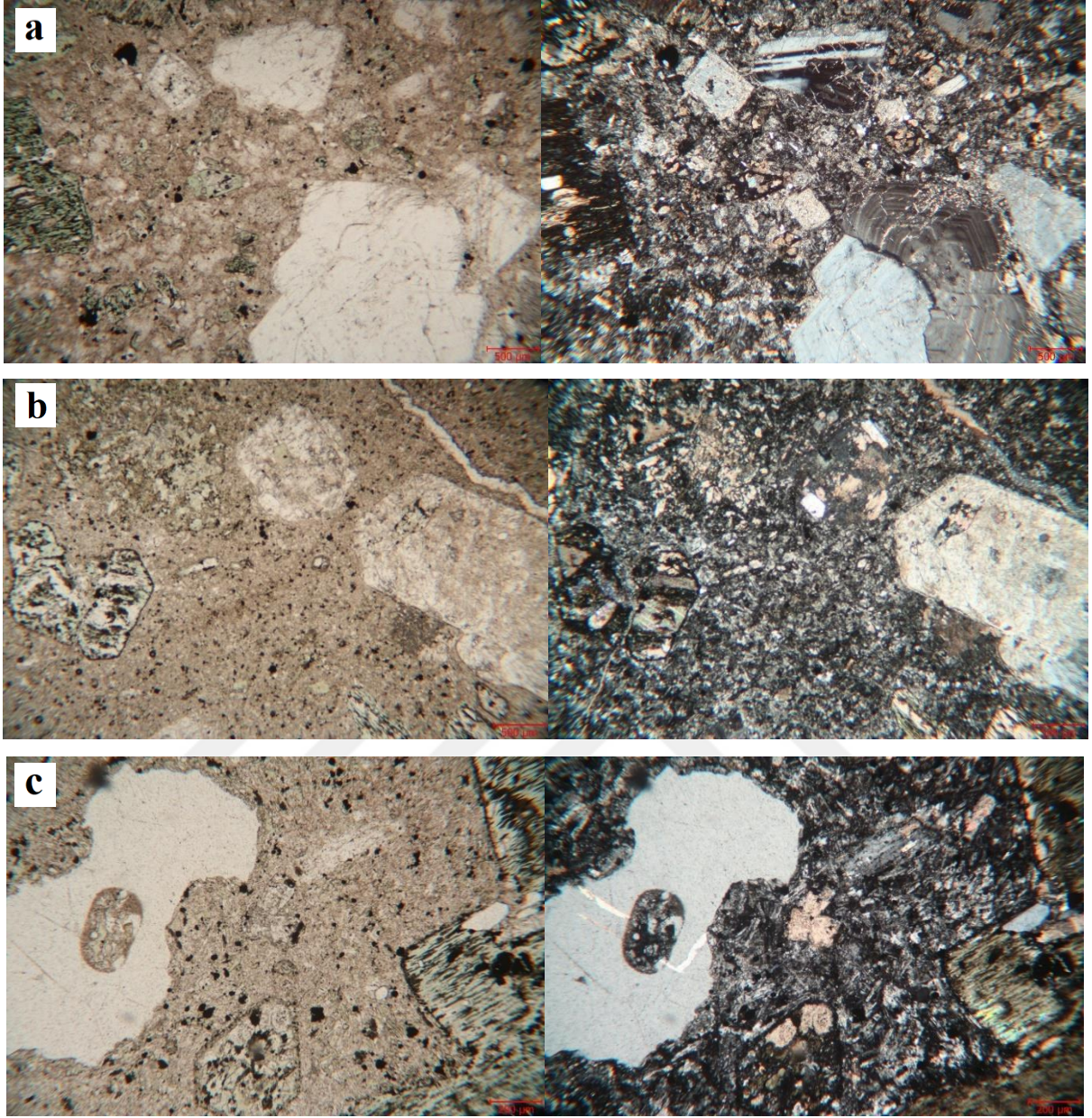
İnceleme alanından alınan 82 örnekten 35 tanesinden ince kesitler hazırlanmıştır. Hazırlanan kesitler polarizan mikroskopta incelenerek tanımlanmıştır.

### **4.2.1. Metamorfik Kayaçlar**

Metamorfik toplulukta metamorfizma derecesinin ilerlemesi kendini şöyle belli etmektedir; düşük metamorfizma dercesi olan kayalarda kayanın ilksel hali (örn.kumtaşı) sahada gözle ayırt edilebilir. Metamorfizma derecesinin artmasıyla birlikte kaya ilksel dokusunu kaybederek sleyt, fillat ve fillat – şist dokusu kazanır. Kınık formasyonu; Sleyt ve fillat olarak ayrılmıştır ve ilksel halini kısmen koruyan çeşitli kırıntılı kayaçların yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş türlerinden oluşur. Kayacın içindeki ana mineraller muskovit ve kuvarstır. Bunların yanında albit, klorit, kalsit ve opak mineraller bulunur. Kayaçlar çoğunlukla porfiroklast dokuludur. Ritmik zonlanmalı plajiyoklazlar vardır (Şekil 4.25a).



**Şekil 4.24:** a-) Porfiroklastik dokulu mermer örneği, içerisinde ikizlenme düzlemi yamulmuş kalsit kristali örnek no: Fu 48. b-) Porfiroklast dokulu fillat ve mikalarda görülen yapraklanmalar örnek no:Fu 66. c-) Çatlaklar boyunca gelişmiş kalsit ve kuvars damarları örnek no:Fu 46 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).



**Şekil 4.25:** Granit kenar zonu örnekleri a-) Plajiyoklazlarda görülen ritmik zonlanmalar, porfirik dokulu örnek no:Fu 62 b ve c-) Serisitleşmiş plajiyoklaz, klorite dönüşmüş biyotitler ve ortası delik serbest kuvars tanesi, porfiroklastik dokulu örnek no:Fu 60 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).

Ortalama tane boyu 0.1 - 0.4 mm olan genellikle eş boyutlu, köşeli ve yarı köşeli kuvars, serisitleşmiş ortoklaz, plajiyoklaz parçacıklarından oluşan çakıltaşları ve kumtaşları da saptanmıştır. Çakıltaşı ve kumtaşlarının hamuru önemli ölçüde biyotit, muskovit ve klorit pulcukları ile bunları bağlayan klorit çimentodan oluşmaktadır. Kozak-Bergama yolunda Kozak'a bir km uzaklıkta yol yarmalarında granodiyorit dokanağına yakın olmasına karşın, ilksel özelliği kısmen korunmuş kumtaşları izlenmiştir (Şekil 4.25).

Çok iyi gelişmiş yapraklanmalar vardır (Şekil 4.24b). Bu nedenle küçük ölçekli kıvrımlar kolay farkedilmektedir. Bol miktarda çatlaklar vardır ve çatlaklar boyunca kalsit ve kuvars damarları vardır (Şekil 4.24c).

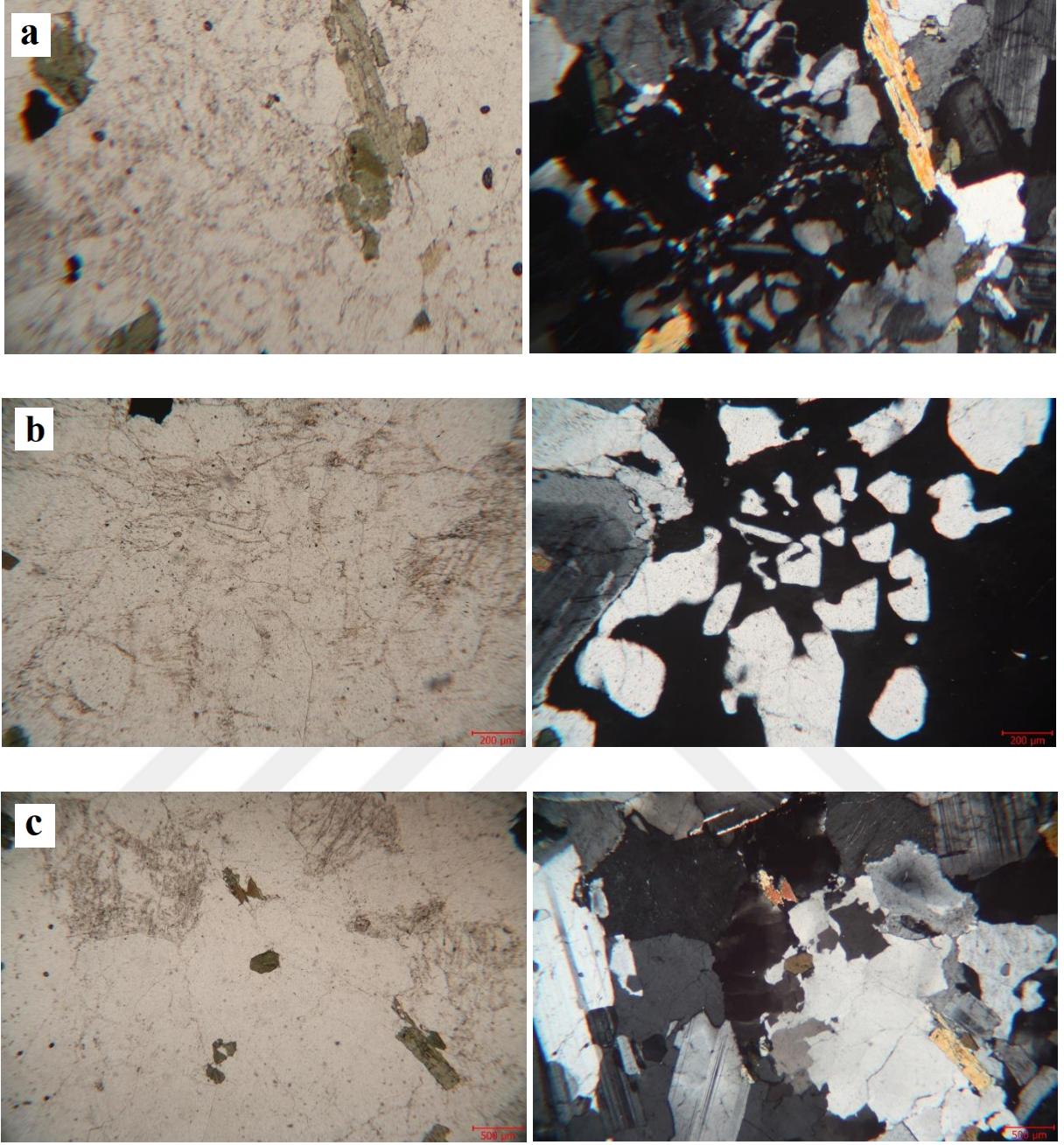
#### 4.2.2. Plütonik Kayaçlar

Kozak Plütonunun kuzey kenarından alınmış örneklerde plajiyoklaz minerali kayacın egemen mineralidir. Plajiyoklazlar albit ikizli ve zonludur. Plajiyoklazın yanı sıra; alkali feldspat, kuvars, hornblend, biyotit ve diğer mineraller (örn.Sfen) vardır (Şekil 4.26c).

Holokristalen porfirik dokuludur. Ayrıca kuvars ile feldspatlar birlikte mirmekitit doku oluşturmuşlardır. Bu dokular bazı alanlarda kuvars/feldspat büyümesi şeklindedir (Şekil 4.26a ve b). Magmadan ilk kristallenen mineral plajiyoklaztır. Alkali feldspat çoğunlukla ortoklasla temsil edilir. Daha az olarak da mikrolin vardır. Çoğunluğu dalgalı sönme gösteren kuvarslar özşekilsizdir. Orta – küçüktane boylu ve ara dolgu niteliğindedir. Mafik minerallerden hornblend ve biyotit, orta tane boylu ve özşekillidir. Aksesuar mineral olarak sfen bulunmaktadır.

Kayada plajiyoklaz ve alkali feldspat oranı 1/1 e yakındır. Bu yüzden bu kaya kuvarslı monzonit olarak adlandırılmıştır.

Sonuç olarak granitik magma, plajiyoklazça zengin bir bileşimden kristallenmeye başlar. Magma kristallenmesinin ilk evresinde plajiyoklazların büyük kısmı özşekilli ve iri kristallidir.



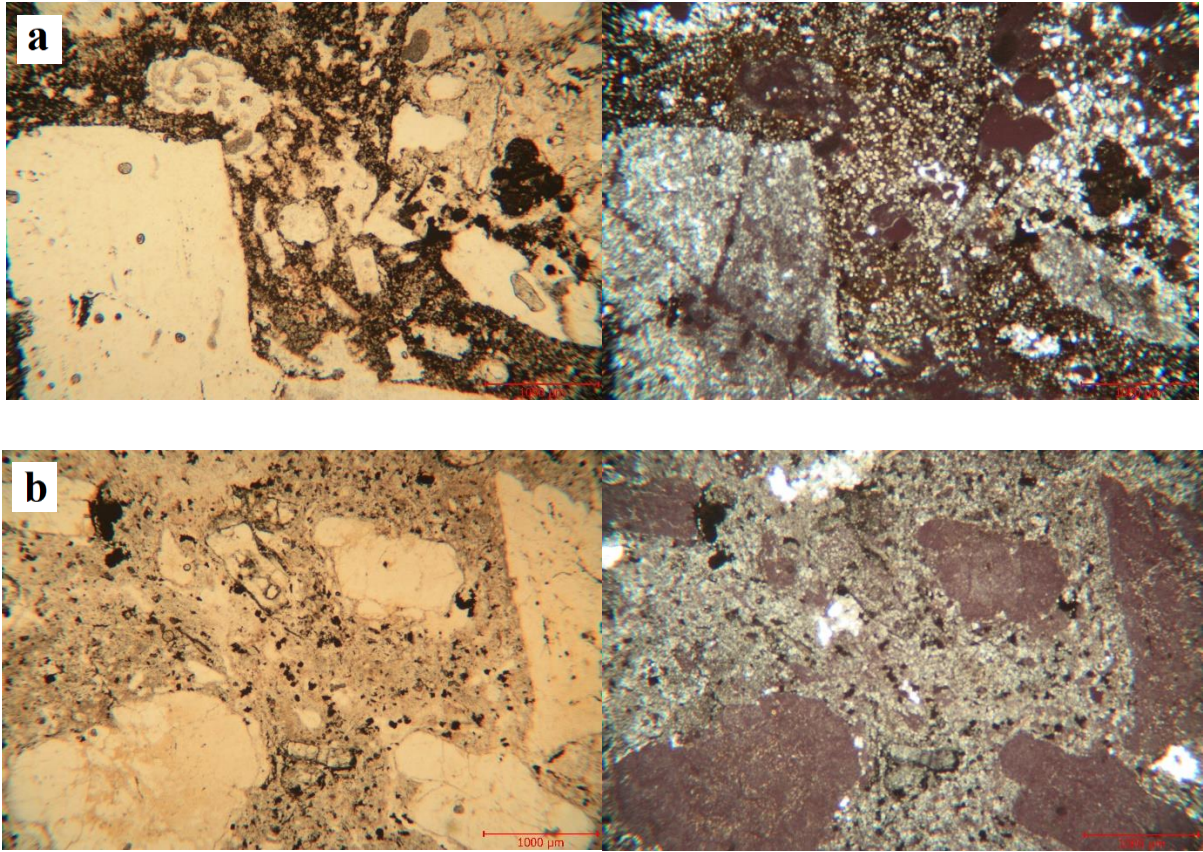
**Şekil 4.26:** Fu 29 no'lu granodiyorit örneğinde gözlenen a ve b-) Mirmekitit doku c-) Sfen minerali (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).



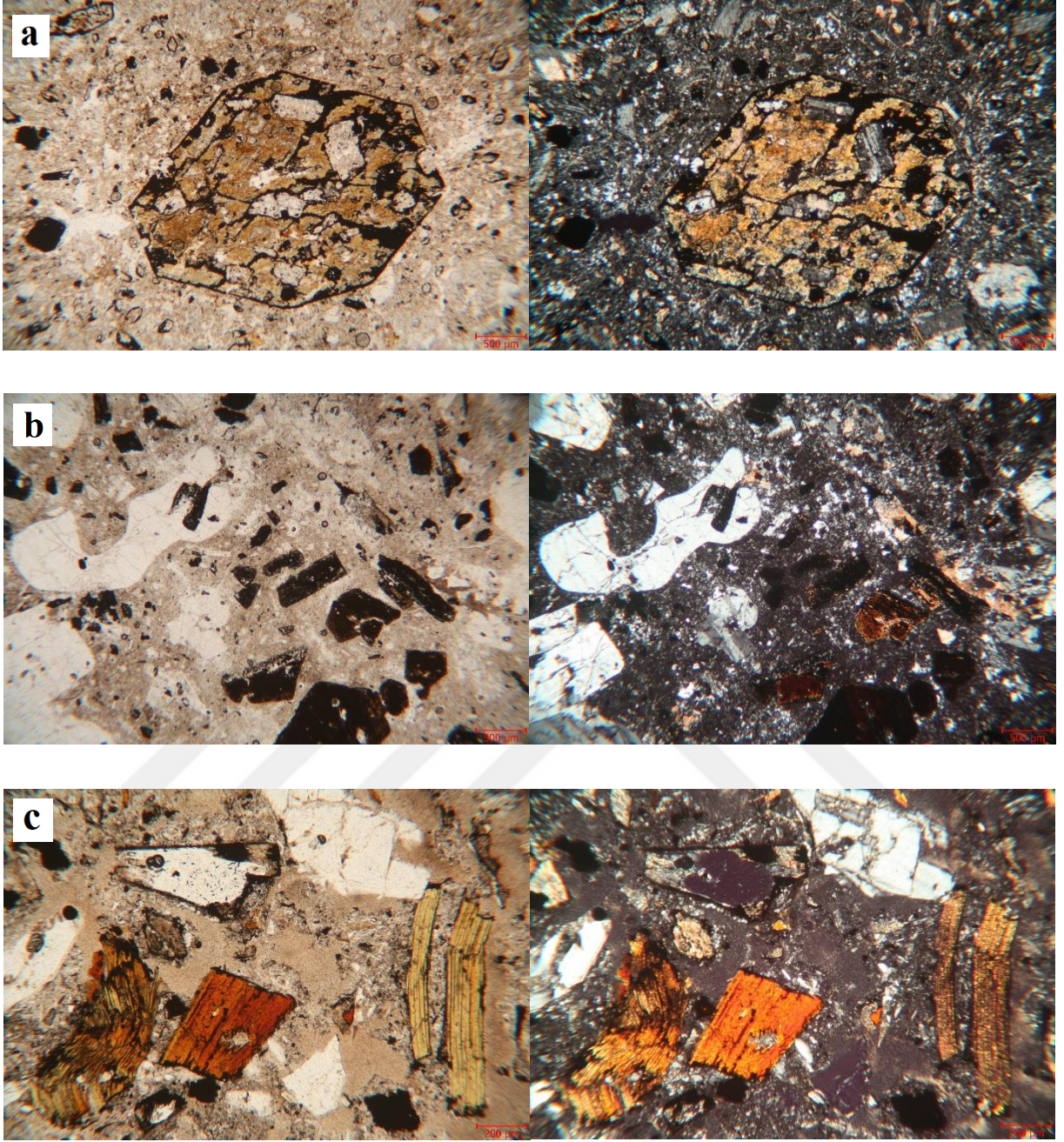
### 4.2.3. Volkanik Kayaçlar

#### 4.2.3.1. Oligosen Volkanizması Kayaçları

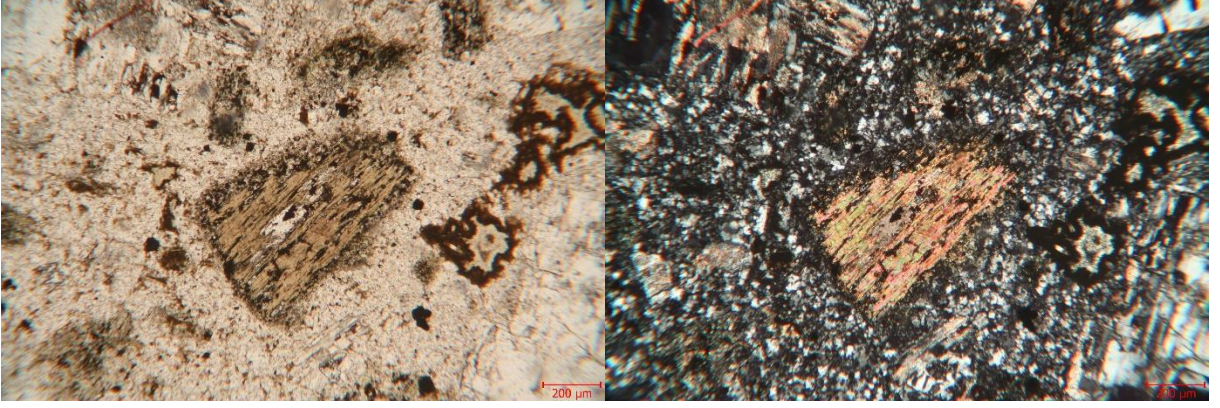
Çoğu mostra aşırı altere olduğu için taze örnek almak çok zor olmuştur. Kayaçlar hipokristalin porfirik dokuludur. Plajiyoklaz, biyotit, klinopiroksen, alkali feldspat ve opak mineraller başlıca fenokristalleri oluştururlar. İkincil olarak kalsit, klorit ve serpentine rastlanır. Plajiyoklazlar iri - orta tanelidirler ve özşekillidirler. Biyotitler özşekilli – yarı özşekilidirler. Klinopiroksenler kenarlarından itibaren bozunarak özşekilsiz kalıntılar halindedirler. Yer yer biyotitler klorite, klinopiroksenler karbonatlara, klorite ve serpentine dönüşmüştür (Şekil 4.27, 4.28, 4.29).



**Şekil 4.27:** a-) Aşırı altere andezit örneğinde plajiyoklaz kristallerinin formları gözükmetedir örnek no: Fu 05. b-) Porfirik dokulu ve aşırı alterasyona uğramış andezit örneğinde gözlenen volkanik dokular örnek no: Fu 06 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).



**Şekil 4.28:** a-) Opasitleşmiş özşekilli amfibol kristali, andezit örneği no: Fu 37. b-) Megakristalli ve magmatik korozyona uğramış kristaller ve camsı doku, andezit örneği no: Fu 53. c-) Kıvrımlanmış - kırılmış biyotit taneleri, porfirik dokulu andezit örnek no: Fu 56 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).



**Şekil 4.29:** Korozyona uğramış biyotit tanesi. İkincil olarak agat minerali görülmektedir, holokristalen andezit örnek no: Fu 81 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).

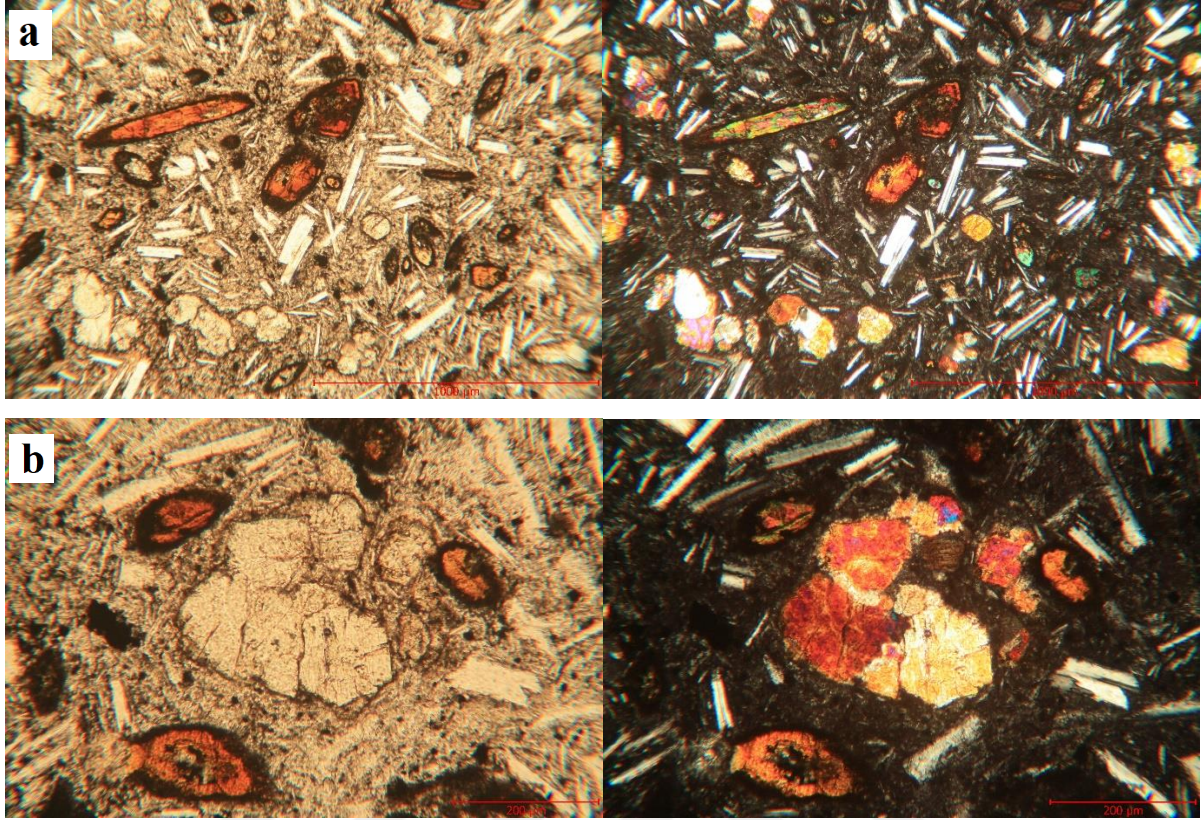
#### 4.2.3.2. Miyosen Volkanizması Kayaçları

Yuntdağ Volkanitleri üzerinde yapılan petrografi çalışmalarında; andezitik lavlar, porfirik ve mikrolitik dokulu, yer yer kloritleşmiş, killeşmiş ve karbonatlaşmış, hamuru plajiyoklaz mikrolitleri, piroksen ve opak minerallerden oluşmuştur. Ayrıca plajiyoklaz fenokristalleri, biyotit ve az miktarda hornblend gözlenmiştir.

Yuntdağı volkanitlerine ait porfirik dokulu lav örnekleri baskın olarak pembe, yer yer de gri renkli bir hamur içinde plajiyoklaz, biyotit, amfibol ve az oranda sanidin ile kuvars fenokristalleri içerir. Bazı andezitik örneklerde mafik mineral olarak klinopiroksen gözlenir. Plajiyoklas kristallerinde zonlanmalar ve elek dokuları, kuvarslarda ise körfez yapıları yaygındır (Şekil 4.33). Elek dokusu; minerallerin kenar kısımlarının magmadan arta kalan eriyikler sebebi ile oluşan dokudur ve daha çok farklı bileşimi olan iki magmanın karışması sonucu ortaya çıkan hibrit magmalardan türeyen magmatik kayaçlarda yaygın olarak görülmektedir.

Miyosen volkanizması kayaçları petrografik olarak andezit ve dasit şeklinde 2'ye ayrılmıştır.

Andezit; Başlıca fenokristalleri; plajiyoklaz, hornblend ve biyotittir. Seyrek olarak piroksene de rastlanır. Porfirik dokuludur. Hamuru camsıdır ve intersertal, hyalopilitik dokulara sahiptir. Glomeroporfirik dokuya da rastlanmaktadır (Şekil 4.30). İnce taneli hamuru, plajiyoklaz mikrokristalleri, ince hornblend ve nadir olarak biyotit oluşturmaktadır. K - Feldspat (Sanidin) hamurda ara dolgu olarak bulunur fakat miktarı azdır ve basit ikizlenme gösterir. Tali mineral olarak kuvars, apatit, sfen, rutil ve opak minerallere rastlanır fakat oranı çok düşüktür.



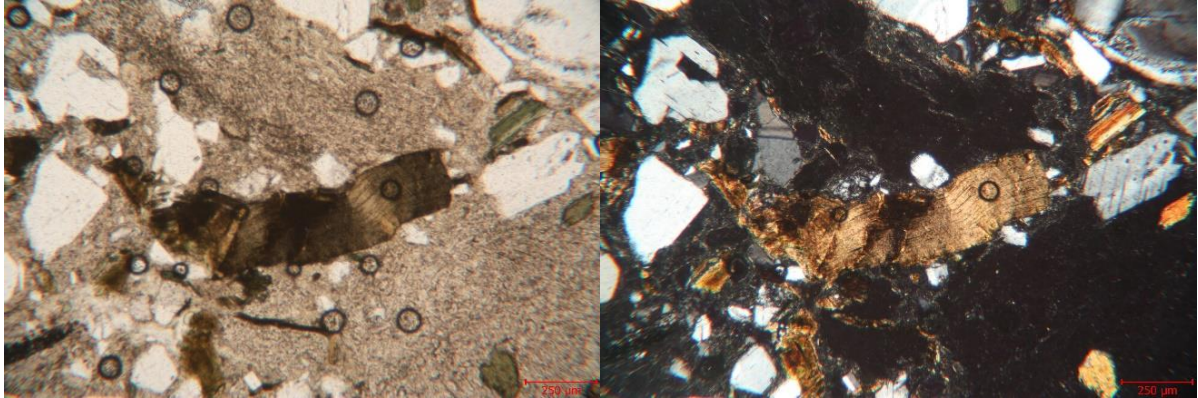
**Şekil 4.30:** Fu 08 andezit örneğinde gözlenen a-) korozyona uğramış kırmızı amfiboller b-) kümülüs dokusu (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).

Plajiyoklazlar; genelde iri - çok iri tanelidir ve yer yer karbonata dönüşmüş, çatlaklı ve kırıklıdır. Plajiyoklaz fenokristalleri en bol bulunan kristallerdir. İri ve özşekillidirler. Hemen hemen tümü hem ikizli hem zonludur. Pek çok kapantı içerir. Kapantılar farklı boyda olup apatit, zirkon ve opak minerallerden oluşur. Karsbad ikizi en yaygın olan ikizlenmedir. İri fenokristallerin kenarları magmatik korozyona uğramıştır. Bu da bize hamur ve fenokristalin farklı fazlarda oluştuğunun kanıtıdır. Plajiyoklaz fenokristallerinde, serisitleşme merkezde daha yoğundur ve bu da bileşim farkının kanıtıdır. Plajiyoklazlar; ince kesitte renksizlerdir, eğik sönme açısı gösterirler. Çoğunlukla zonlu yapı gösterirler. Çift kırması zayıftır. Birinci dizinin gri, beyaz veya soluk sarı girişim renklerini gösterirler. Optik eksenini, içerisindeki albit/anortit oranına bağlı olarak farklı sönme açısı oluşturur. Bu özellik, plajiyoklazlardaki albit/anortit oranını saptamak ve plajiyoklazların adlandırılması için kullanılır.

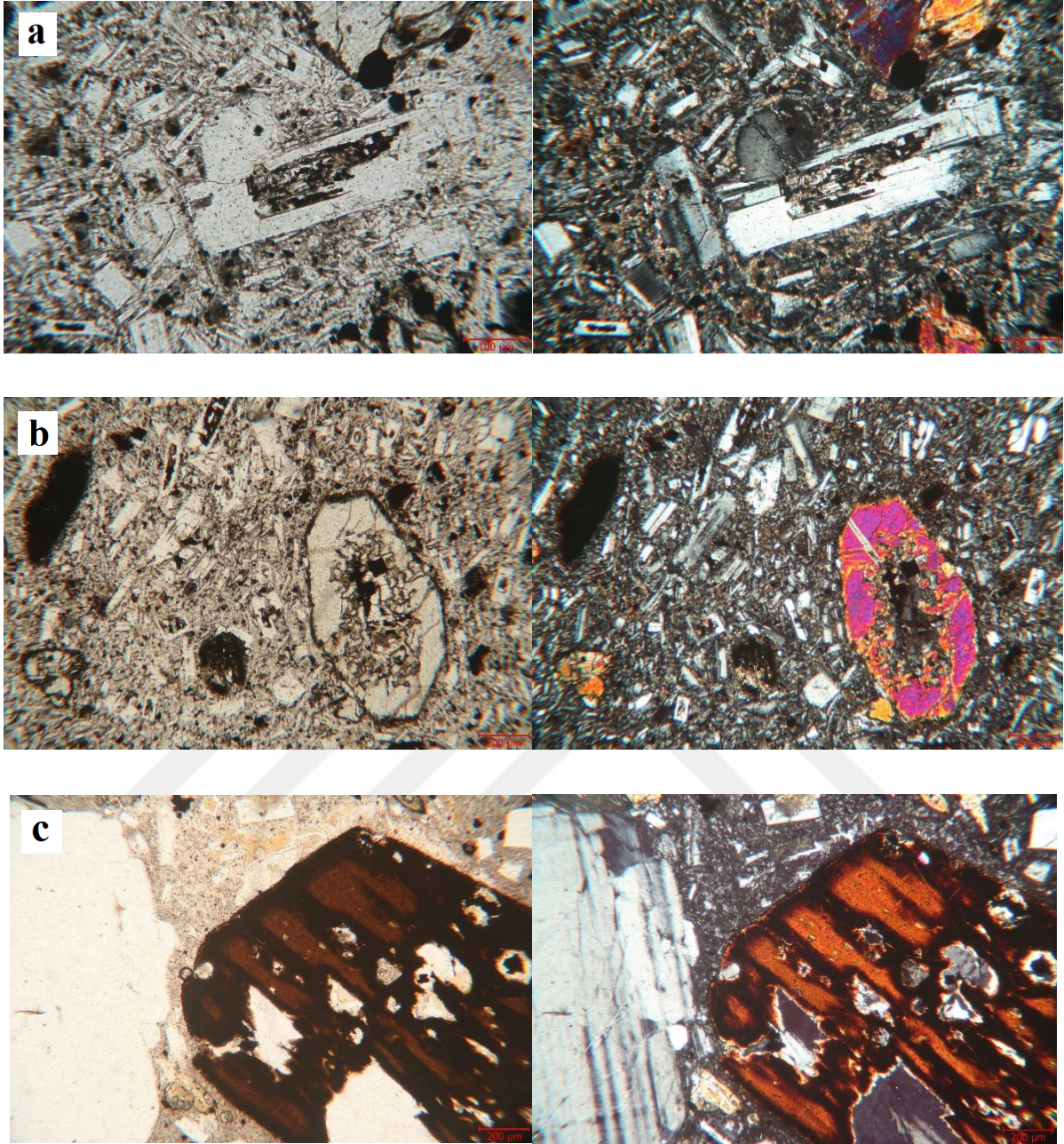
Hornblend, plajiyoklaztan sonra en yaygın fenokristaldir. İri taneli ve özşekillidir. Eğik sönme açısı gösterir ve sönme açısı düşüktür. Yeşilden kahverengiye doğru değişen renge sahiptir.

Biyotit, kayada yagın olan diğer bir mafik mineraldir yer yer kataklastik deformasyon geçirmiştir (şekil 4.31, 4.33c). Özşekilli ve levhamsıdır. 001 yüzeyine paralel çok iyi gelişmiş tek yönde bi dilinime sahiptir. Kahverenginin tonlarından başlayıp sarıya kadar değişen pleokrizma gösterir. Dilinim izlerine göre paralel sönme gösterir ve optik engebese yüksektir. Demir içeriğine göre optik engebese yükselir. İçinde opak mineraller, plajiyoklaz kapantılarına rastlanır. Yer yer klorite dönüşmüştür ve opasitleşmiştir.

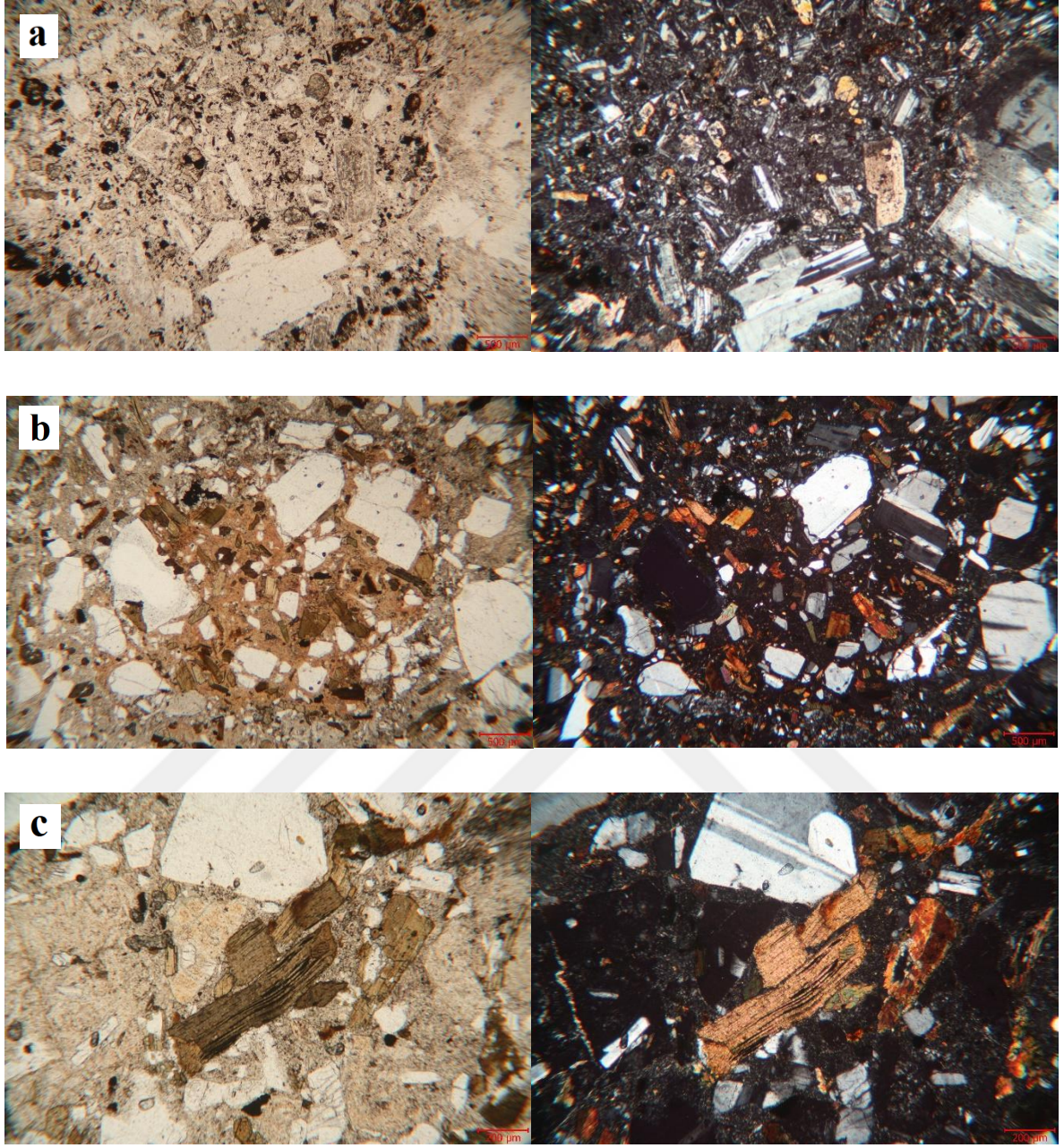
Piroksen minerallerine de az olarak rastlanmaktadır. Ortopiroksenler daha azdır. Piroksen grubu klinopiroksen ve ortopiroksen olarak iki alt gruba ayrılır. Klinopiroksen ve ortopiroksenler sönme açılarına göre birbirinden ayırdedilebilirler. Bütün piroksenler çok iyi dilinim gösterirler. İnce kesitte renksiz, kahverengi ve gri tonlarda soluk yeşilimsi bir renk gösterirler ve nerdeyse belirsiz bir pleokrizmaya sahiptirler.



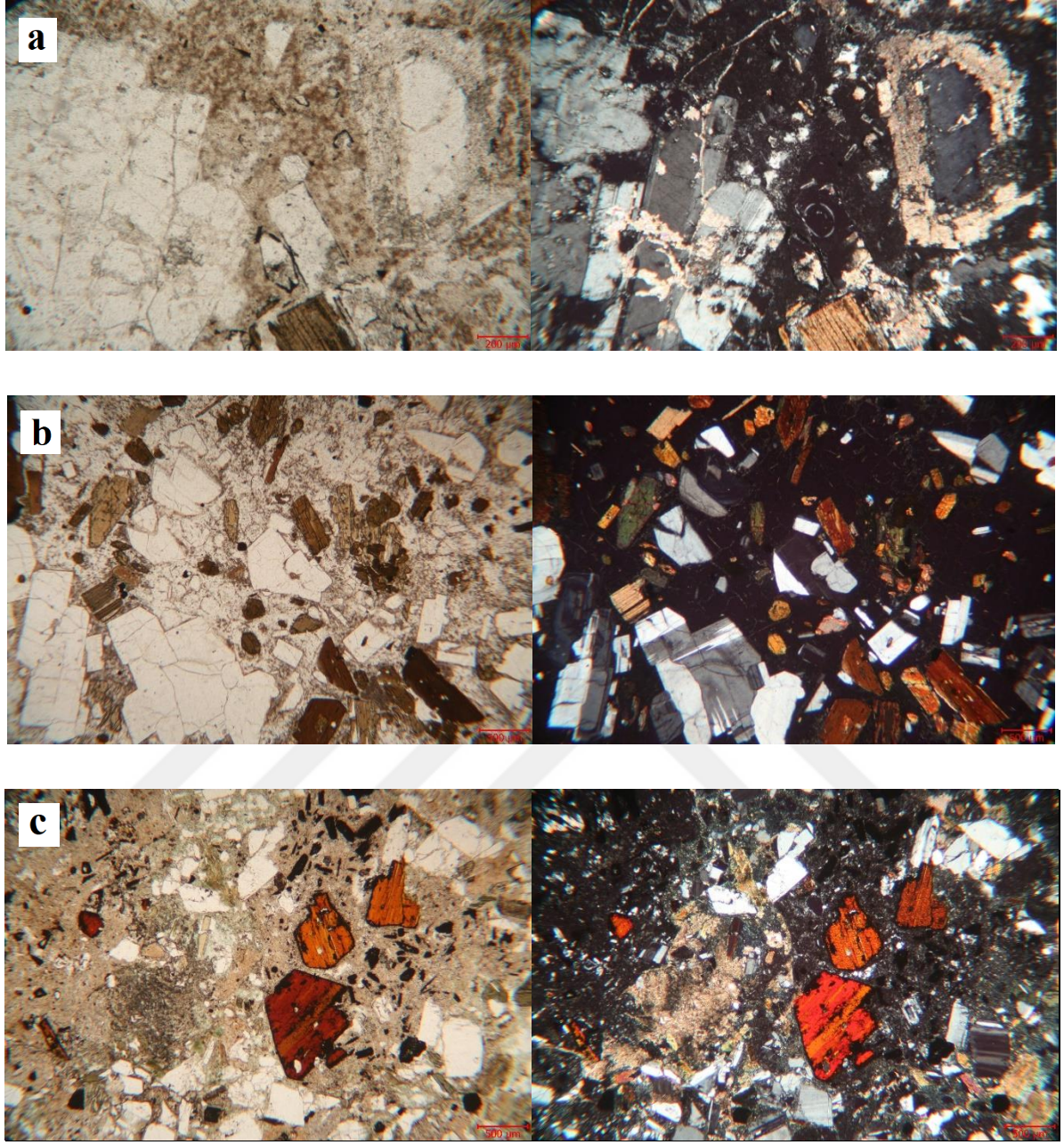
**şekil 4.31:** Fu 12 numaralı porfirik dokulu dasit örneğinde gözlenen kataklastik deformasyon sonrası kıvrımlanmış biyotit minerali (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).



**Şekil 4.32:** a ve b-) İskelet dokulu andezit örnek no: Fu 16 c-) Hornblendlerde görülen körfez yapısı, andezit örneği no: Fu18 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).



**Şekil 4.33:** a-) Farklı boyutlarda ve kemirilmiş plajiyoklaz mineralleri, porfirik dokulu andezit örnek no: Fu 20 b-) Başka bir lava ait fragman örnek no: Fu 23 c-) Kıvrılıp deforme olmuş biyotit minerali, camsı hamurlu dasit örnek no: Fu 23 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).

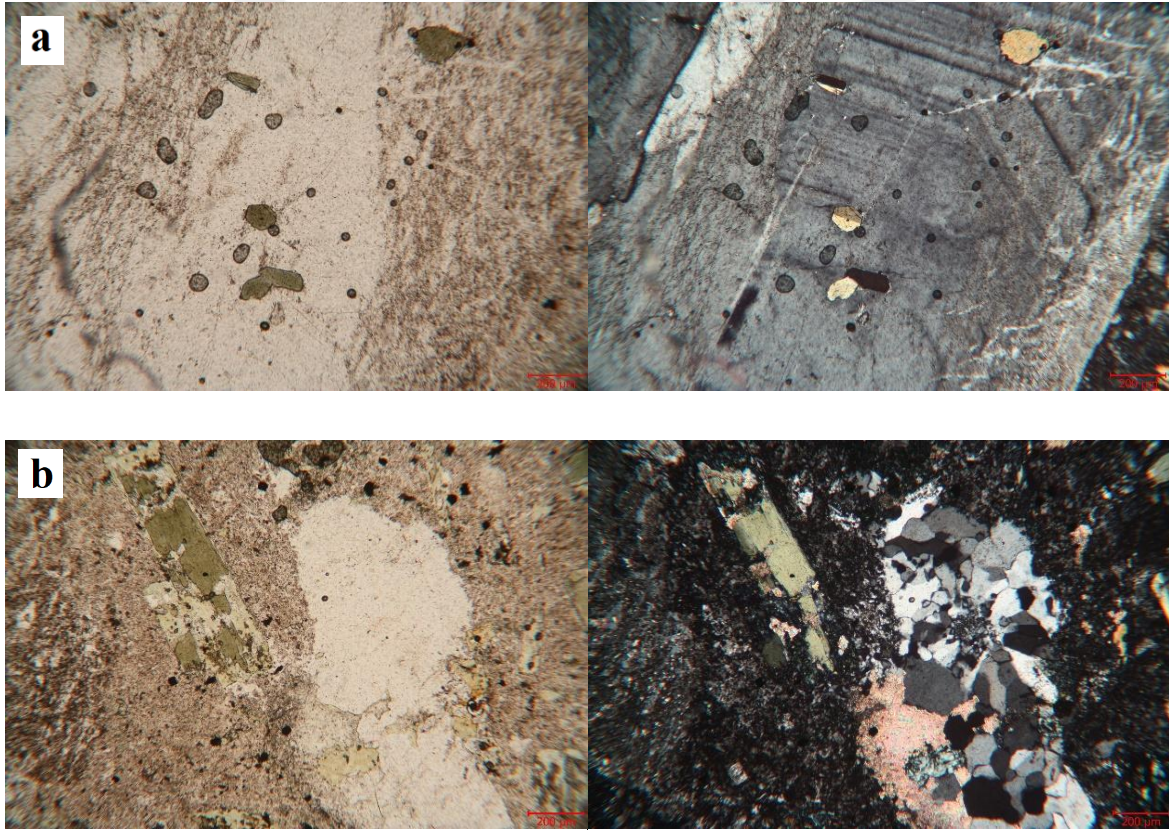


**Şekil 4.34:** a-) Lavlar tarafından sarılmış kuvars tanesi, porfirik dokulu dasit örnek no: Fu 75 b-) Camlı hamura sahip vitrofirik porfirik dokulu dasit örnek no: Fu 78 c-) Kısmen altere olmuş kırmızı biyotitler ve tamamen altere olmuş amfiboller, porfirik dokulu dasit örnek no: Fu 73 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).



Dasit; Mikroskopik incelemelerde kuvars, serisit, klorit ve karbonattan meydana gelmiş hamurun içinde dağınık halde bulunan kuvars fenokristalleri ile ortoklas ve plajiyoklaz (oligoklas) ve kısmen kloritleşmiş biyotit parçacıklarından meydana gelir (Şekil 4.35).

Kayaç, orta taneli, özşekilli - yarı özşekilli feldspatlar ve özşekilsiz kuvars mineralleri ile birlikte özşekilli - yarı özşekilli biyotitlerden oluşmaktadır. Plajiyoklaslar %8 ile %44 arasında değişen anortit içeriği ile albit - andezin bileşimindedir. Ayrıca plajiyoklaslarda, polisentetik ikizlenme ve bazı tanelerde zonlanma gözlenmektedir. Biyotitlerde az oranda opaklaşma vardır ve hamur devitrifiye volkan camı ile feldspat mikrolitleri ve ikincil minerallerden oluşur.



**Şekil 4.35:** a-) Plajiyoklaz minerali içerisinde amfibol kapantıları, porfirik dokulu dasit örnek no: Fu 67  
b-) Kabuktan koparılmış kuvars taneleri, porfirik dokulu dasit örnek no: Fu 67 (tek nikol ve çift nikol görüntüsü yanyana verilmiştir).

### 4.3. JEOKİMYA

Bu bölümde çalışma alanındaki volkanik kayaçların jeokimyasal analizleri ve bu analiz sonuçları ile ilgili yorum ve modeller irdelenecektir. Jeokimyasal analiz verileri incelerken elde edilecek veriler, literatür verileri ile birlikte değerlendirilerek, bölgenin jeolojik ve magmatik evrimi ile ilgili modeller test edilecektir.

#### 4.3.1. Jeokimyasal Sınıflama

Seçilen örneklerden yaptırılmış tüm major element oksit, iz element ve REE analizlerinin sonuçları Tablo 4.1’de verilmiştir. Bütün örneklerin jeokimyasal sınıflamaları, analiz edilen örneklerin jeokimyasal sonuçlarının ateşte su kaybı değerleri, major element değerlerine orantılı dağıtılıp örneklerin susuz kimyasal bileşimleri hesaplanmıştır. Volkanitlerin sınıflamasında Toplam Alkali - Silis (TAS; Le Bas ve diğ., 1986) diyagramı kullanılmıştır. Bu sınıflamaya göre analiz edilen örneklerin andezitten dasite ve az da olsa trakiandezit ile trakidasite doğru değişen bir jeokimyasal dağılıma sahip oldukları görülmüştür (Şekil 4.37).

Örneklerin çoğunun dasit alanına iz düştükleri görülmüştür. Örneklerin alkali – subalkali özelliklerinin belirlenmesi amacıyla TAS diyagramı üzerine Irvine ve Baragar (1971)’ın Alkali – Subalkali ayırtlama çizgileri de iz düşürülmüştür. Buna göre örneklerin tümü subalkali alana düşmektedir (Şekil 4.36).

**Tablo 4.1:** Çalışma alanındaki volkanitlerin major oksit, iz element ve nadir toprak element(REE) analiz sonuçları.

Sample no	FU02	FU03	FU08	FU11	FU12	FU13	FU15	FU16	FU17
SiO <sub>2</sub>	97,63	94,13	59,06	63,52	61,32	62,81	66,71	55,43	61,02
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,75	0,55	0,5	0,43	0,48	0,42	0,77	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,1	15,44	15,79	16,27	15,84	14,23	15,42	18,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1	2,29	5,1	4,77	3,91	4,14	3,98	7,6	6,94
MnO	0,005	0,005	0,1	0,06	0,06	0,07	0,05	0,15	0,005
MgO			4,06	1,79	2,21	2,32	2,08	3,7	0,005
CaO	0,04	0,02	6,1	4,5	4,34	4,26	4,29	7,84	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,005	0,01	3,38	3,47	2,87	3,17	2,99	2,95	0,03
K <sub>2</sub> O	0,005	0,005	2,45	3,6	3,53	3,96	3,83	2,66	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,005	0,22	0,2	0,18	0,2	0,16	0,22	0,21
TOT/C	0,17	0,19	0,11	0,14	0,06	0,02	0,08	0,53	0,03
TOT/S	0,03	1,7	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	5,85
L.O.I.	1,2	2,6	3,1	1,4	4,5	2,4	0,9	2,9	12,3
SUM	99,98	99,97	99,7	99,79	99,76	99,78	99,81	99,73	99,8
Sc	<1	2	15	13	10	10	11	19	15
V	18	11	109	70	80	88	78	156	177
Co	0,9	17,6	17,4	12,5	9,4	10,7	11,7	23,8	13,4
Ga	1,5	0,9	17,4	17,4	18,3	17,3	16,1	17	27,5
Rb	0,4	0,3	151,5	108,6	117,3	118,5	96,8	76,8	0,4
Sr	5	4,6	1018,9	750	935,1	745	688	835,5	838,6
Y	1,1	1,6	18,6	19,8	18,2	19,4	19,5	25,3	12,3
Zr	178,8	221,1	138,8	160,5	182,4	153,5	123,8	169	183,3
Nb	14,5	12,1	8,4	9,4	9,2	9,7	8,1	10,4	11,1
Ba	170	72	1492	1332	1230	1333	1341	996	1084
Cs	<0.1	0,2	4,8	1,4	3,7	4	1,4	3,4	<0.1
La	1,2	0,4	63,4	49,7	60,2	55,4	47,4	47,8	54,6
Ce	0,4	0,3	110	89,1	106,1	99,3	77	90,5	100,6
Pr	0,05	0,04	11,34	9,38	11,08	10,38	8,59	9,51	9,87
Nd	<0.3	<0.3	41,2	32,6	37,3	37,8	31,3	36	35,5
Sm	<0.05	0,09	6,64	5,75	6,53	6,25	4,9	6,8	5,7
Eu	<0.02	0,03	1,45	1,26	1,3	1,28	1,09	1,6	1,12
Gd	0,06	0,11	5,2	4,85	4,98	4,97	4,31	5,78	3,45
Tb	0,02	0,03	0,67	0,67	0,69	0,69	0,64	0,79	0,36
Dy	0,14	0,24	3,44	3,69	3,61	3,59	3,56	4,44	1,81
Ho	0,03	0,06	0,65	0,71	0,69	0,73	0,64	0,91	0,42
Er	0,13	0,22	1,94	1,94	1,87	2,04	1,94	2,49	1,65
Tm	0,01	0,04	0,28	0,28	0,29	0,3	0,27	0,37	0,3
Yb	0,17	0,31	1,74	1,74	1,75	1,85	1,77	2,5	2,16
Lu	0,03	0,05	0,27	0,27	0,26	0,28	0,27	0,36	0,36
Hf	11,1	6,6	3,7	4,6	4,7	4,6	3,7	4,4	5,1
Ta	1,2	1,2	0,7	0,9	0,7	0,8	0,7	0,6	0,9
Th	0,9	2,1	28,1	19,8	24,6	23,6	17,1	14,5	22,8
U	0,9	2,1	6,2	4	4,4	5,6	4,9	4,1	9,9
W	6,3	5,4	2	<0.5	0,7	1	<0.5	1,3	7,4
Be	<1	<1	3	2	2	6	3	2	<1

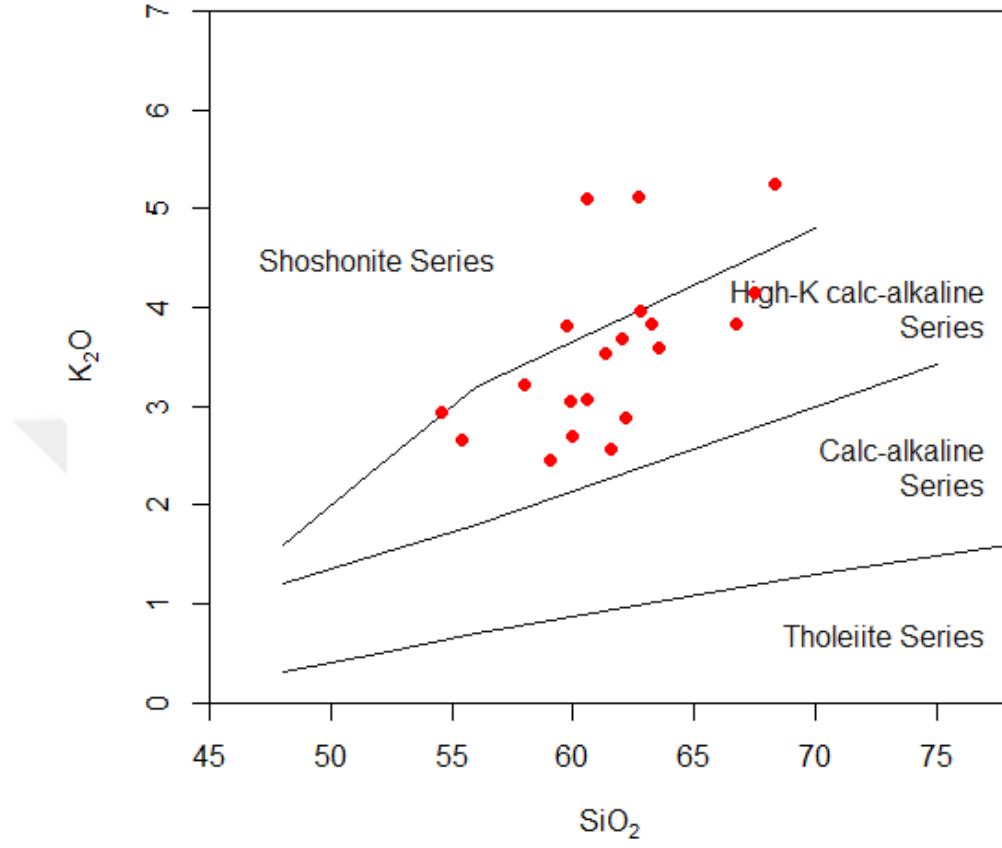
**Tablo 4.2:** Çalışma alanındaki volkanitlerin major oksit, iz element ve nadir toprak element(REE) analiz sonuçları.

Sample no	FU18	FU20	FU21	FU23	FU37	FU53	FU56	FU58	FU62	FU67
SiO2	59,86	54,53	58,02	60,6	61,57	63,23	67,49	60,56	59,76	61,98
TiO2	0,69	0,85	0,75	0,5	0,68	0,53	0,49	0,44	0,53	0,52
Al2O3	16,13	16,78	16,61	15,79	14,76	15,84	14,69	12,66	15,45	15,84
Fe2O3	5,83	7,79	5,79	4,61	6,81	4,55	3,84	4,01	4,56	4,48
MnO	0,07	0,09	0,15	0,06	0,08	0,04	0,03	0,12	0,08	0,07
MgO	2,25	3,5	2,85	2,8	1,14	0,96	0,96	2,48	2,88	2,5
CaO	4,4	5,59	5,94	4,99	3,25	3,92	2,19	5,19	4,49	3,78
Na2O	3,21	3,2	3,29	2,79	2,87	3,4	2,29	1,89	2,89	3,91
K2O	3,05	2,94	3,22	3,07	2,57	3,83	4,16	5,1	3,81	3,68
P2O5	0,16	0,2	0,23	0,2	0,17	0,21	0,17	0,2	0,21	0,22
TOT/C	0,06	0,09	0,23	0,21	0,57	0,47	0,15	1,47	0,8	0,29
TOT/S	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01
L.O.I.	4,1	4,2	2,8	4,1	5,9	3,1	3,4	7	4,8	2,6
SUM	99,81	99,77	99,77	99,73	99,86	99,81	99,86	99,81	99,76	99,76
Sc	17	19	16	12	12	12	10	10	13	11
V	126	150	144	93	105	94	59	57	95	96
Co	13,5	21,7	19,4	11,6	13,4	11,7	6,6	10,3	13,1	12,8
Ga	17,2	17,8	16,9	16,5	14,7	17,2	14,4	12,8	16,7	16,5
Rb	101,3	95,5	103,4	87,9	128,6	123,7	135,9	157,3	142,7	111,1
Sr	460	567,1	656,7	1185,2	276	662,5	387,4	426,2	869,5	898,8
Y	20,9	26,2	25,5	19,3	20,4	16,2	13,7	20,5	18,2	19
Zr	167,7	161	154,9	153,7	155,5	174,6	149,2	156,7	151,5	173,9
Nb	10,7	9,1	11,1	8,3	7,6	9,5	9,5	8,5	9,4	9,1
Ba	866	989	1024	1529	879	1337	1048	1034	2309	1564
Cs	3	2,6	2,5	1,6	14,5	2,8	2,7	1,4	5,5	2,4
La	41,5	47,4	49,4	58,9	37,3	55,1	44,2	42,9	45,8	54
Ce	72,9	86,8	90,7	96,9	67,4	101,2	76,7	80,1	85,7	98,5
Pr	8,23	9,84	9,85	11,82	7,11	10,72	8,36	8,63	9,19	10,16
Nd	31,4	37,2	37,6	43,9	25,7	38,5	31,2	31,4	33	35,8
Sm	6,02	7,01	6,78	7,46	4,66	6,6	5,19	5,84	5,56	6,57
Eu	1,28	1,61	1,59	1,5	1,07	1,27	1,02	1,12	1,27	1,36
Gd	5,24	6,17	5,79	5,8	4,12	4,99	3,95	4,82	4,74	4,97
Tb	0,74	0,86	0,84	0,77	0,61	0,66	0,54	0,69	0,64	0,66
Dy	4,22	4,88	4,53	3,89	3,54	3,64	2,63	3,55	3,38	3,56
Ho	0,81	0,98	0,91	0,71	0,74	0,61	0,5	0,71	0,67	0,68
Er	2,36	2,61	2,61	2,08	2,19	1,73	1,64	2,07	1,93	2
Tm	0,33	0,38	0,4	0,29	0,35	0,25	0,21	0,29	0,26	0,28
Yb	2,11	2,67	2,7	1,78	2,38	1,65	1,45	1,88	1,69	1,73
Lu	0,34	0,38	0,4	0,28	0,37	0,24	0,21	0,28	0,26	0,27
Hf	4,7	4,3	4,1	4,2	4,1	4,9	4,1	4,2	4,2	4,8
Ta	0,8	0,8	1	0,6	0,5	0,7	0,6	0,5	0,7	0,8
Th	18,8	17,2	21,9	18,5	16	22,8	16,2	16,7	17,3	22,2
U	5,6	4,1	6,8	3,4	4,5	5,6	2,9	3,6	4,4	5,1
W	1,7	2,1	1,9	1,3	1,5	1	0,6	1,8	0,6	1
Be	3	3	2	4	3	<1	<1	4	<1	1

**Tablo 4.3:** Çalışma alanındaki volkanitlerin major oksit, iz element ve nadir toprak element(REE) analiz sonuçları.

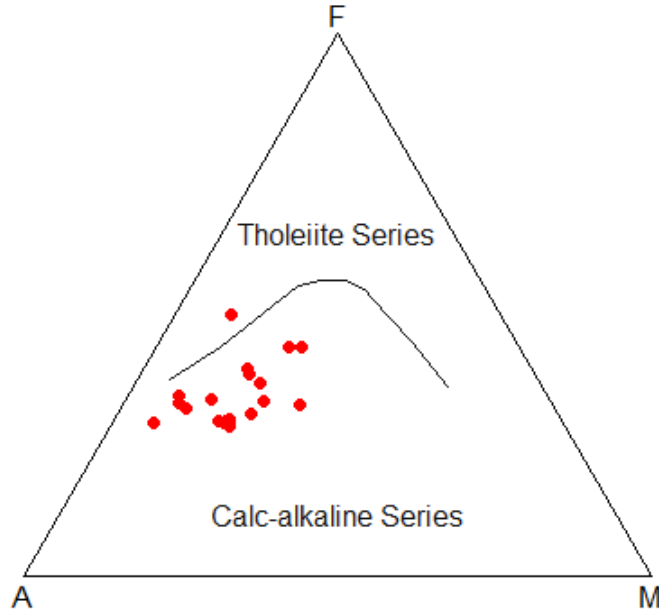
Sample no	FU73	FU74	FU78	FU81
SiO <sub>2</sub>	62,73	68,35	62,17	59,98
TiO <sub>2</sub>	0,5	0,39	0,46	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,53	14,51	15,89	15,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,67	3,7	3,86	4,99
MnO	0,12	0,02	0,06	0,14
MgO	1,42	0,78	2,23	2,07
CaO	3,96	2,1	4,23	4,91
Na <sub>2</sub> O	2,86	2,45	3,56	2,75
K <sub>2</sub> O	5,12	5,26	2,88	2,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2	0,13	0,18	0,15
TOT/C	0,38	0,1	0,05	0,86
TOT/S	0,01	0,01	0,01	0,01
L.O.I.	2,5	2	4,1	6
SUM	99,8	99,82	99,77	99,83
Sc	13	10	10	12
V	97	71	84	101
Co	12,5	5	10	10,5
Ga	15,8	14,9	16,5	15
Rb	196,4	175,8	162,4	87,1
Sr	682,6	578,8	779,5	450,3
Y	18,8	15,1	19,2	23,8
Zr	145,3	160,6	173,3	143,5
Nb	8,5	8,4	9,9	7,8
Ba	1303	1347	1367	1008
Cs	4,3	9,1	7,4	7,2
La	50,5	62,1	52,2	38,2
Ce	89,3	95,4	92,5	70,2
Pr	9,5	10,96	9,61	7,24
Nd	33,8	38,7	34,9	26,1
Sm	6,21	5,87	6,19	5,01
Eu	1,24	1,27	1,22	1,23
Gd	5,03	4,8	4,71	4,57
Tb	0,73	0,62	0,63	0,67
Dy	3,88	3,2	3,34	4,04
Ho	0,72	0,62	0,68	0,81
Er	2,14	1,57	2,01	2,66
Tm	0,31	0,25	0,3	0,38
Yb	2,04	1,58	1,77	2,48
Lu	0,27	0,25	0,27	0,4
Hf	4	4,4	4,8	3,9
Ta	0,7	0,7	0,8	0,5
Th	19,6	22,7	22,1	15,1
U	4,4	4,6	5,7	3,8
W	1,5	1,5	1,1	0,5
Be	3	5	3	2



SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O plot (Peccerillo and Taylor 1976)

Şekil 4.37: Örneklere ait K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).

## AFM plot (Irvine and Baragar 1971)



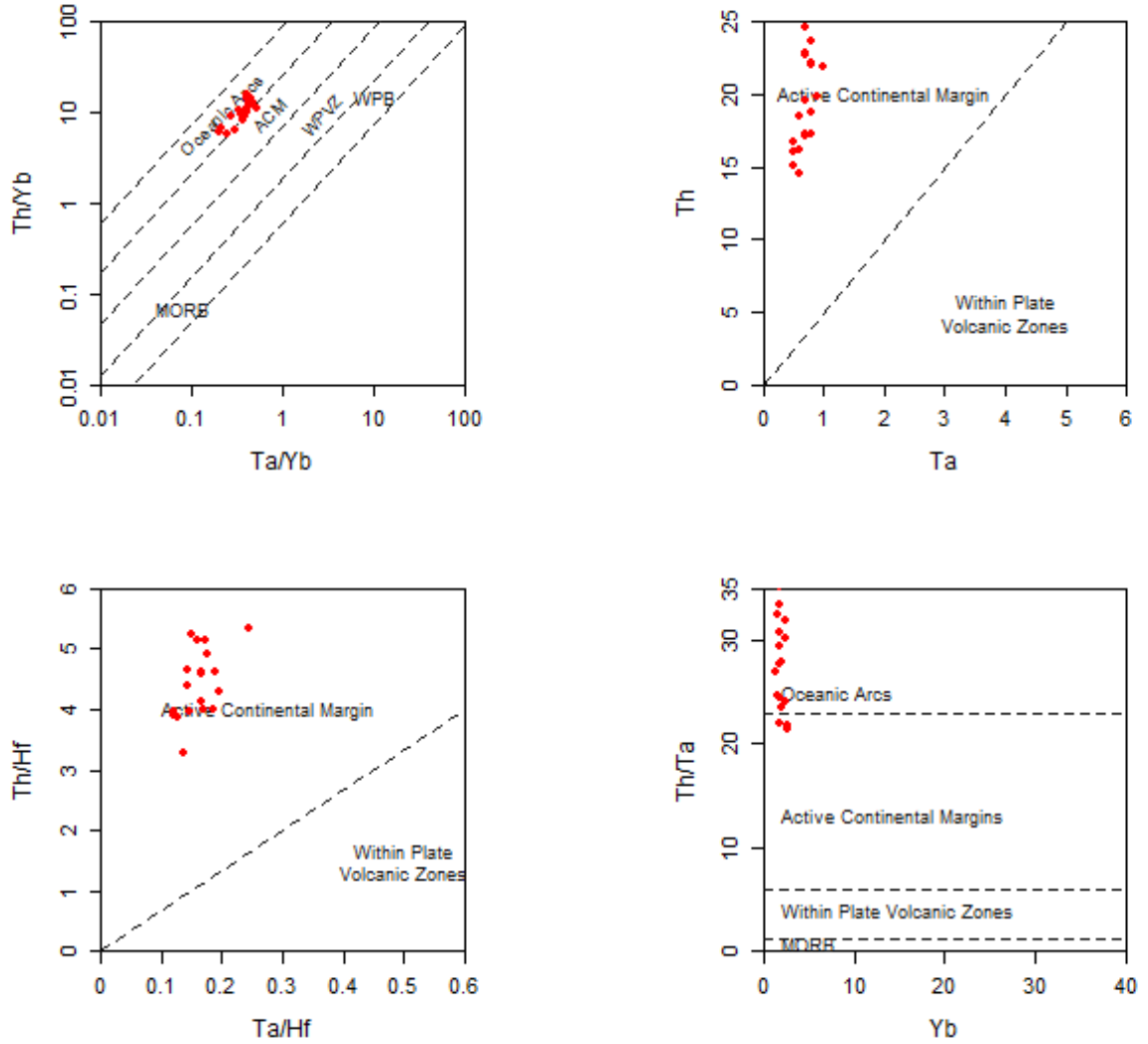
**Şekil 4.38:** Örneklerin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki konumları, neredeyse tüm örnekler kalkalkali seri üzerinde çıkmıştır. A: Alkali element oksitlerinin toplamı ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ), F:FeO\* (toplam FeO olarak hesaplanmıştır), M: MgO.

#### 4.3.2. Tektonik Ortam Ayırt Diyagramları

Örnekler paleotektonik ortamın yorumunu yapabilmek amacıyla Schandl ve Gorton (2002) diyagramlarına izdüşmüştür (Şekil 4.39). Diyagramlara göre örnekler okyanus yayı ve aktif kıta kenarı alanına düşmektedirler. Tektono - magmatik ayırtlama diyagramları, çalışma alanındaki tüm örneklerin belirgin bir yay bileşeni içerdiklerini göstermiştir. Bu bulgulardan yola çıkarak volkanizmaya ait ürünlerin magmasını oluşturan mantonun yay bileşeni içerdiğini söyleyebiliriz.



## Geotectonic classification of volcanic rocks – Schandl and Gorton (2002)



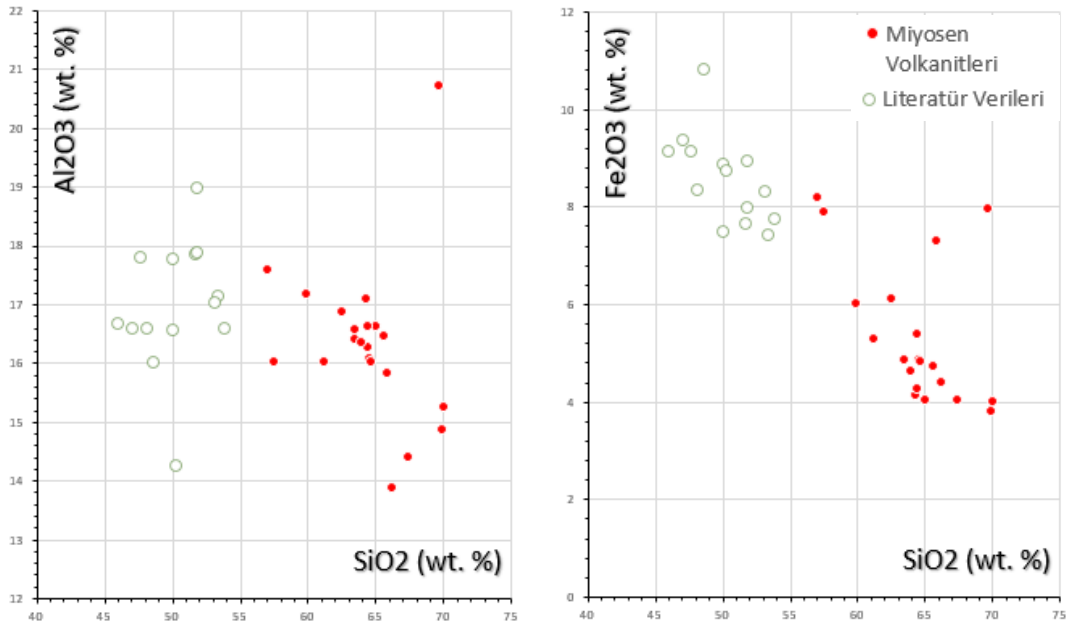
Şekil 4.39: Çalışma alanındaki volkanitlere ait tektonik ayırtlama diyagramları (Oceanic arc: Okyanus yay. ACM: Aktif kıta kenarı).

#### 4.3.3. Volkanitlerin Ana Element Ayırılma Trendleri

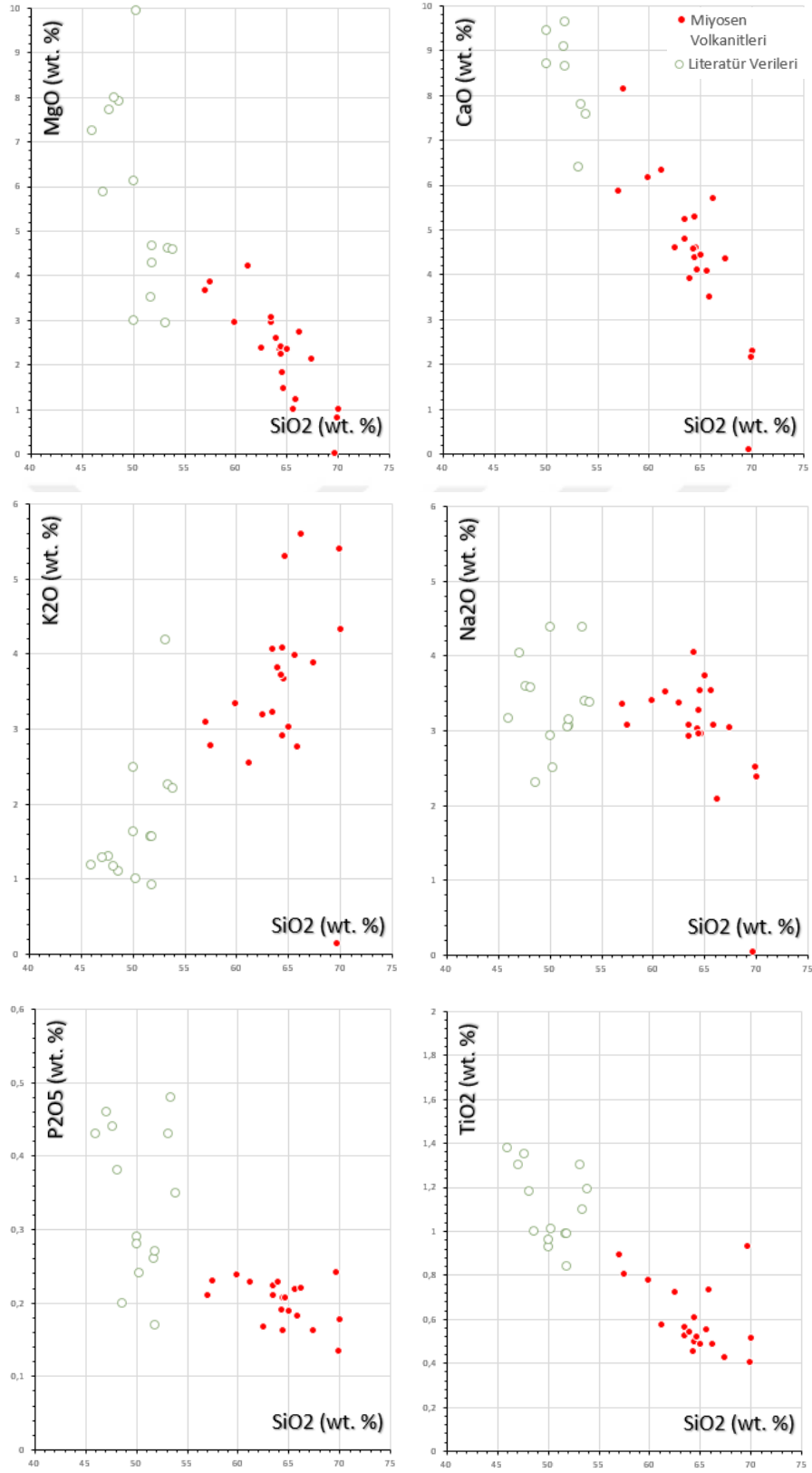
Seçilen örneklerin major oksit element - SiO<sub>2</sub> Harker değişim diyagramları Şekil 4.40'ta verilmiştir. Oluşturulan diyagramlarda Na<sub>2</sub>O haricindeki tüm major oksitler SiO<sub>2</sub> ile iyi bir korelasyon göstermektedir. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, MnO, MgO doğrusal negatif eğilim göstermektedir. K<sub>2</sub>O ise doğrusal pozitif eğilim göstermektedir. Na<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> oranı % 65'e varana kadar artarken, bu değerden sonra bir saçılma sunan bir negatif ilişki gösterir. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

SiO<sub>2</sub> oranı %57'ye varana kadar artar, daha sonra doğrusal bir trend izleyerek hızla azalır. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, belirgin bir saçılma sunar.

Bu sonuçlar bize magma evrimi sürecinde fraksiyonel kristallenme sürecinin hakimiyetini göstermektedir. Başlangıçta Ca'ca zengin plajiyoklaz, piroksenlerin ve oksit minerallerinin kristallenmesi nedeniyle magma zamanla Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO ve CaO gibi ana oksitlerce fakirleşmeye başlamıştır. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'i bileşiminde barındıran plajiyoklaz ve Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO ve CaO'ü magmaya kıyasla bünyesinde daha fazla konsantre eden klinopiroksenlerin kristallenmesine bir de amfibölün katılması ile bu elementlerin asit magma bileşimine doğru negatif eğilimleri artmıştır.



Şekil 4.40: Çalışma alanındaki volkanitlerin Ana Oksit - SiO<sub>2</sub> Harker diyagramları.



Şekil 4.41: Çalışma alanındaki volkanitlerin Ana Oksit - SiO<sub>2</sub> Harker diyagramları.

#### 4.3.4. Volkanitlerin İz Element Ayrışma Trendleri

Volkanitlerin  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı iz element log – normal değişim diyagramları Şekil 4.42'de gösterilmiştir. Geçiş metalleri olan V, Co, Sc gibi uyumlu elementler  $\text{SiO}_2$  ile iyi bir korelasyon göstermektedir. Bu elementler  $\text{SiO}_2$  ile negatif bir trend izlemekte ve ilerleyen kristallenme ile magmaya nazaran minerallerin bünyelerine daha fazla girmektedirler. Böylece bu elementler kristallenme süreci boyunca magma ergiyiğinde fakirleşmektedirler. Kristallenmenin ilk evresinde, olivin ve piroksenin minerallerinin kristallenmesi sırasında Co elementi bu minerallerin bünyelerine girip Fe ile benzer davranmakta ve magma evrimleşme derecesinin artması ile konsantrasyonu giderek azalan bir ilişki göstermektedir.

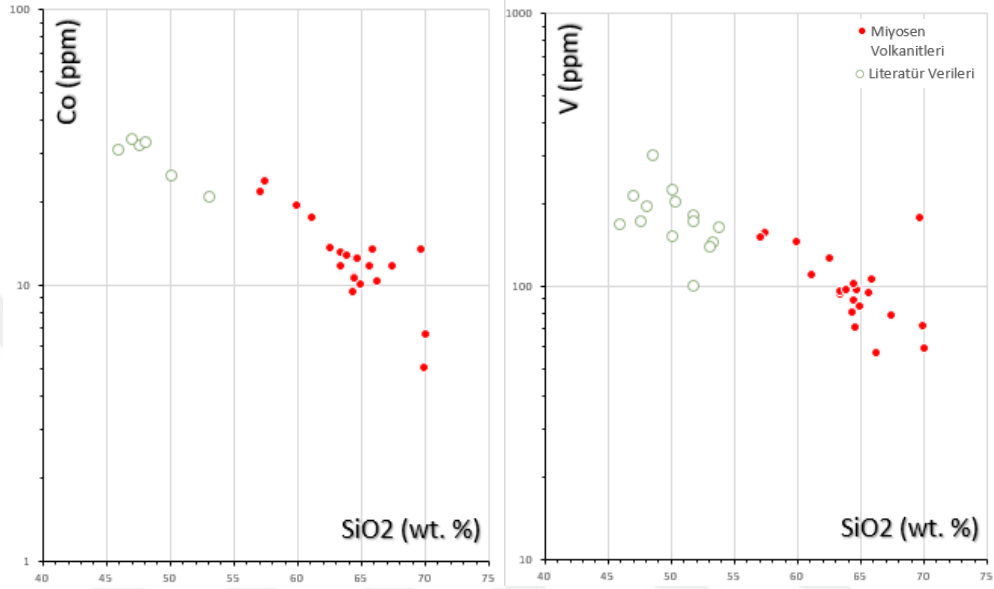
Rb artan  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı pozitif bir trend izlemektedir. Rb gibi ileri derecede uyumsuz olan bir elementte gözlenen bu pozitif trend, fraksiyonel kristallenme süresince bu elementi magmaya nazaran daha yüksek konsantrasyonlarda bünyesinde barındıran biyotit kristallenmesinin magma evriminde önemli bir etkiye sahip olmadığını göstermektedir. Sr elementi, artan  $\text{SiO}_2$  ile önce artmakta, ardından ise azalmaktadır. Bu ani değişim plajyoklasın etkisini gösterir.

Amfibol dışında diğer mineraller ile uyumsuz olan Y elementi  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı negatif eğilimli bir trend sunmaktadır. Bu eğilim, Düşük - Y serisi olarak adlandırılmış olup magmada amfibolün kristallenme sürecinde devreye girmesi ile ortaya çıkmış olmalıdır. Çünkü Y, amfibol ile uyumludur ve kristallenmede amfibolün bünyesine magmaya nazaran daha fazla girmektedir.

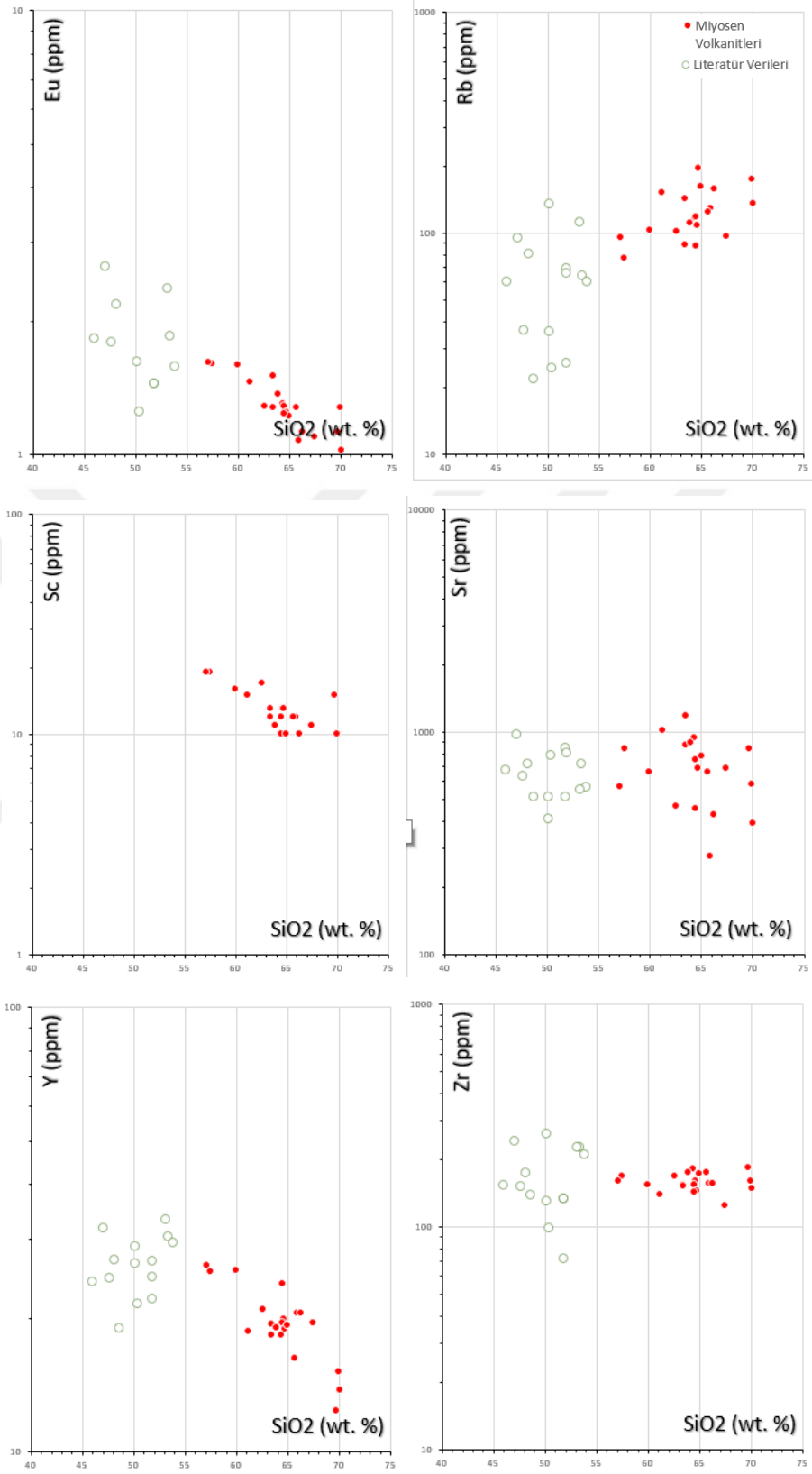
Ba,  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı pozitif bir trend sergilemektedir. Ba elementi ileri derecede uyumsuzdur. Gözlenen pozitif eğilim, fraksiyonel kristallenmede alkali feldspatın (sanidin veya anortoklas gibi) önemli bir etkiye sahip olmadığını gösterir Nb elementi hafif bir düşüş göstermiş ve ardından sabit kalmıştır. Nb'da bu düşüş, genel olarak amfibol ve biyotit kristallenmesi ile açıklanabilir.

Eu'un  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı negatif bir trend sergilediği görülmektedir. Bu trendin, amfibol ve plajyoklasın kristallenmesi esnasında Eu'un bu minerallerin bünyesine girmesinden kaynaklı olduğu düşünülmektedir. Aynı şekilde Ho elementi de negatif trendin gösterir ve bu da yine amfibol kristallenmesi ile açıklanabilir. Benzeri şekilde Sm'un negatif trend göstermesi, bu elementin, amfibolün bünyesine girmiş olabileceğini gösterir.

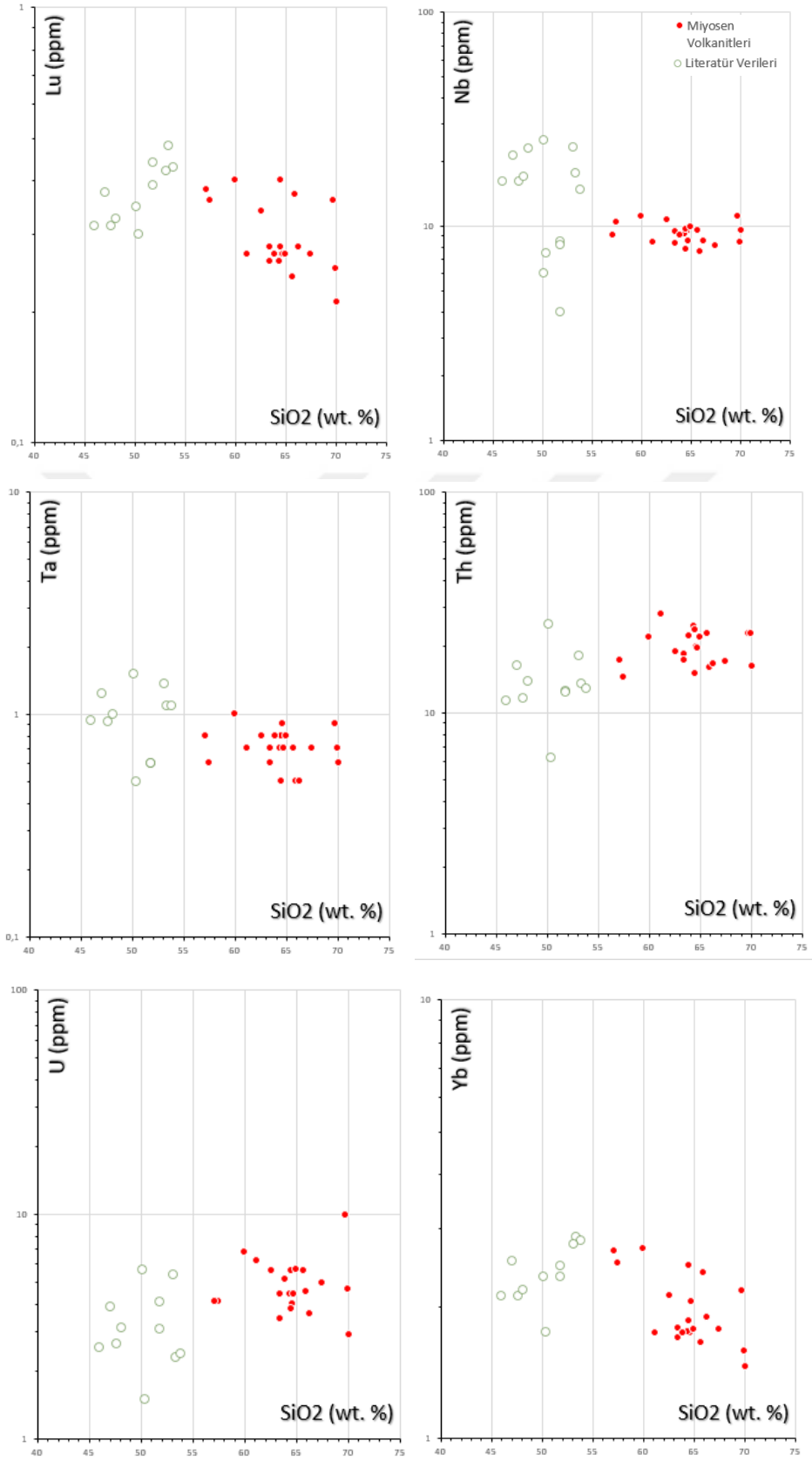
Lu ve Yb gibi ağır nadir toprak elementlerin (HREE) artan  $\text{SiO}_2$  ile negatif trend oluşturmaları, magma odasında az oranlarda magmatik kökenli granatın kristallenmesine bağlı olabilir. Bu elementler, granat ile uyumlu davranış göstermektedir ve granatın bünyesine magmaya nazaran çok daha yüksek konsantrasyonlarda katılmaktadırlar.



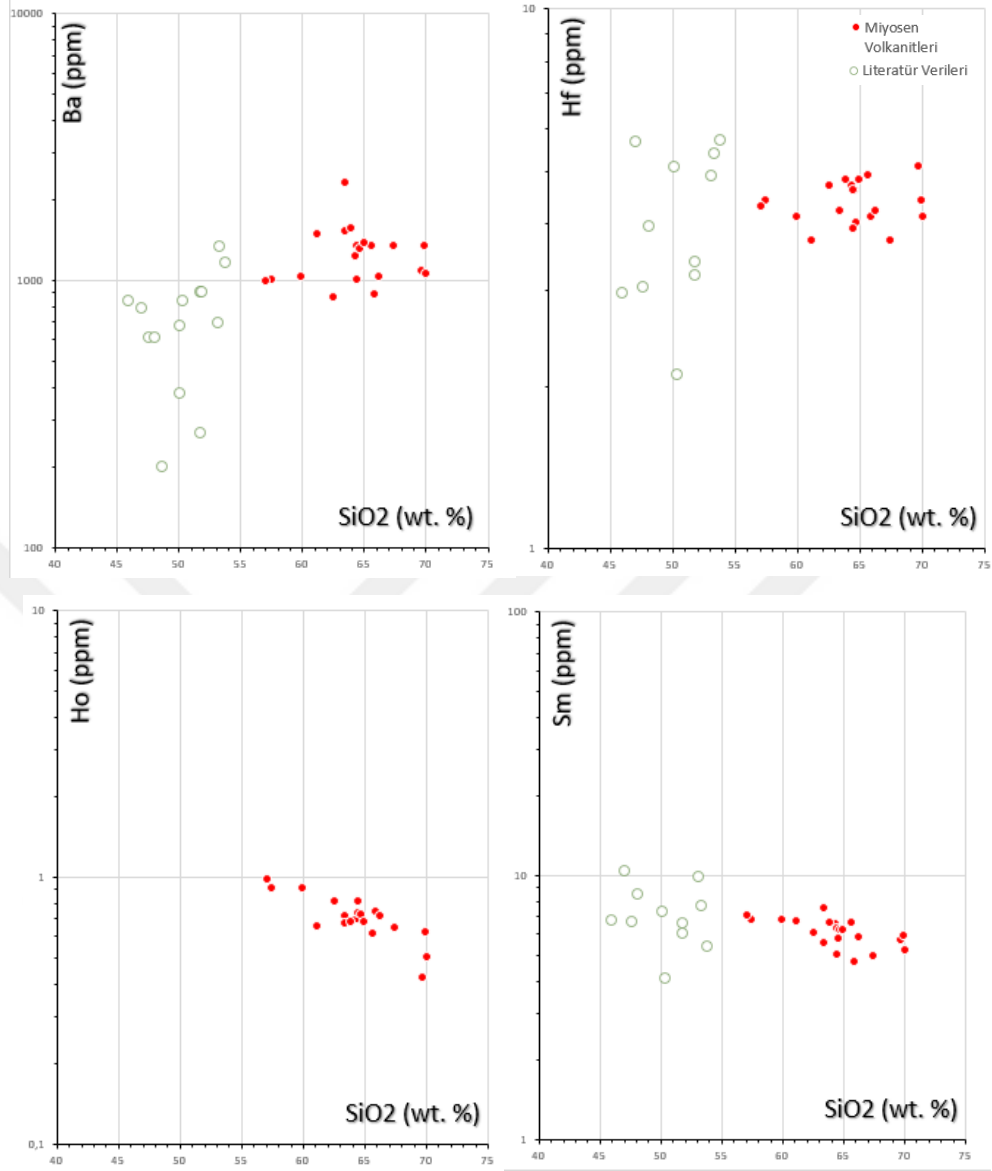
Şekil 4.42: Çalışma alanındaki volkanitlerin İz Element-  $\text{SiO}_2$  normal-log Harker değişim diyagramları.



Şekil 4.43: Çalışma alanındaki volkanitlerin İz Element- SiO<sub>2</sub> normal-log Harker değişim diyagramları.



Şekil 4.44: Çalışma alanındaki volkanitlerin İz Element- SiO<sub>2</sub> normal-log Harker değişim diyagramları.



Şekil 4.45: Çalışma alanındaki volkanitlerin İz Element- SiO<sub>2</sub> normal-log Harker değişim diyagramları.

#### 4.3.5. Volkanitlerin Çoklu (multi) Element Paternleri

Çalışma alanındaki volkanitlerin magma odası işlemlerine ve kaynak alanın bileşimine ve doğasına yaklaşımda bulunabilmek amacıyla N – Tipi MORB’a normalize edilmiş çoklu (multi) element örümcek (spider) diyagramı oluşturulmuştur.

Pearce (1983)’in önermiş olduğu diyagramda; hareketli (mobil) elementlerin uyumsuzluğu Sr’dan Ba’a doğru artarken, hareketsiz (immobil) elementlerin uyumsuzluğu ise Yb’dan Th’a

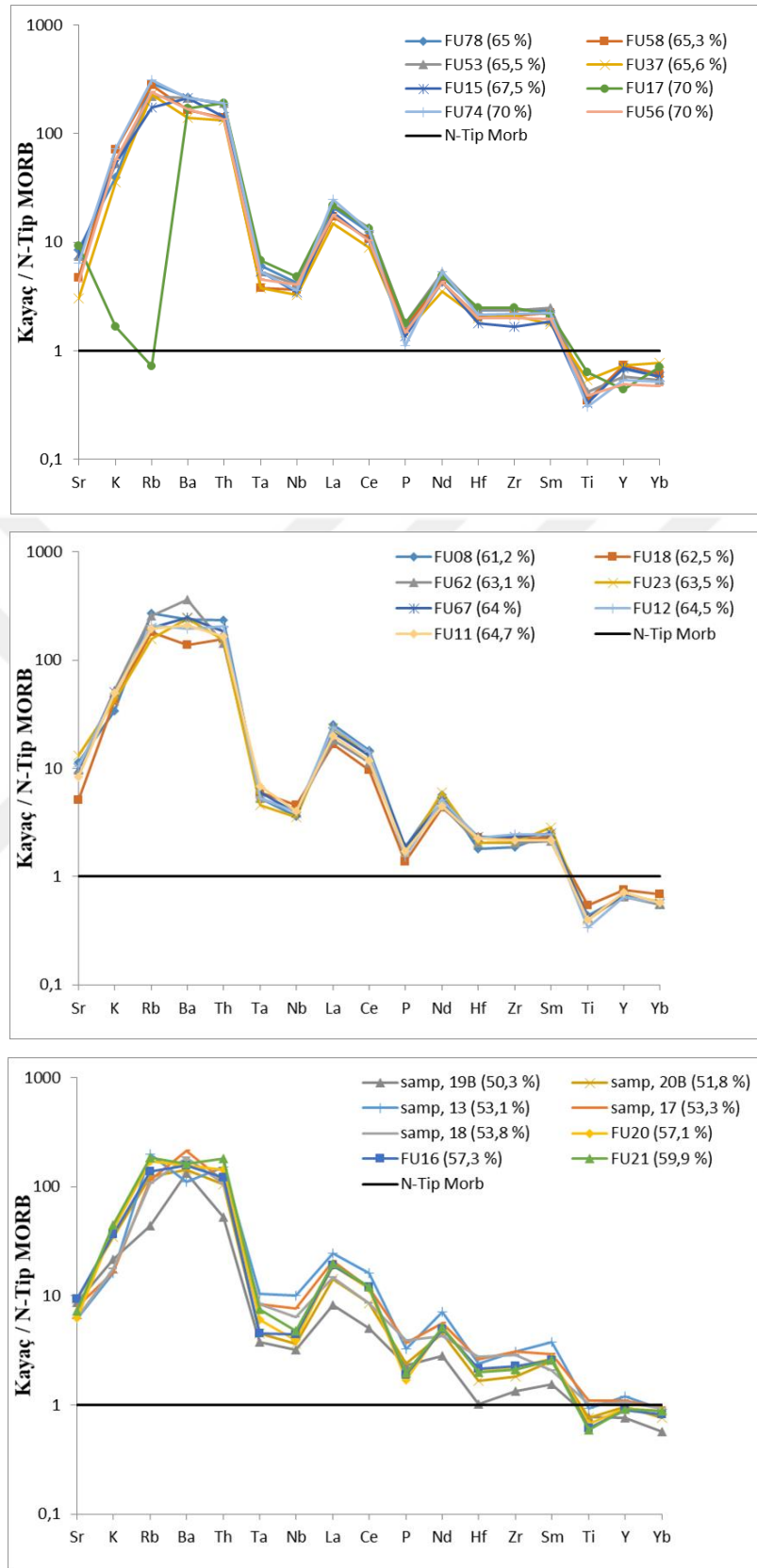


artmaktadır. Şekil 4.46'da volkanitlerin N-tipi MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı verilmiştir.

Multi-element diyagramında volkanitlerin MORB'a normalize paternlerinde LILE (iri iyon çaplı litofil elementler: Sr'dan Th'a) ve LREE (hafif nadir topraklar: La'dan Nd'a) elementlerin MORB bileşimine göre belirgin bir zenginleşme gösterdiklerini ortaya koymaktadır. HFSE'de (yüksek alan şiddetli elementler: Ta, Nb) LILE'e göre belirli oranlarda fakirleşme olduğu görülmektedir.

Uyumsuz element olan ve en az konsantrasyona sahip Ti, Y, Yb elementlerinin MORB değerinin altında olduğu gözlenmektedir.

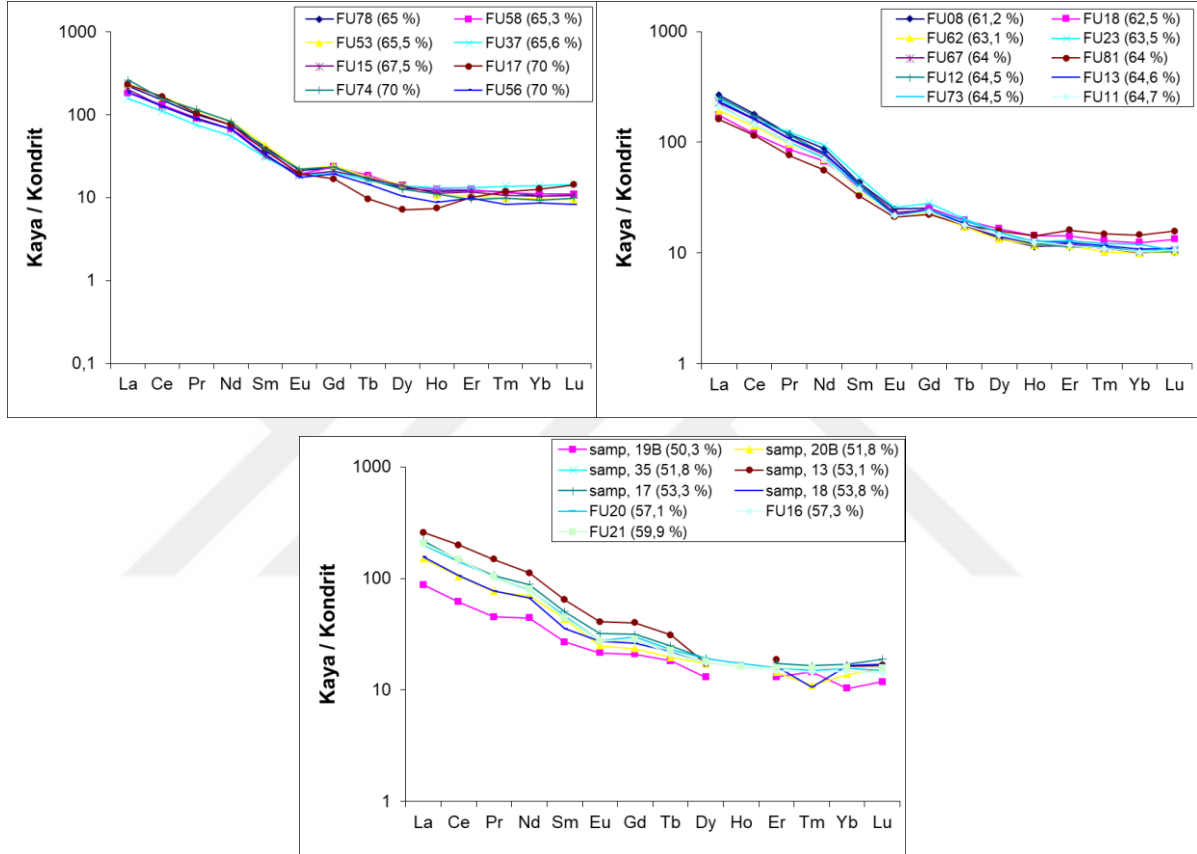
HFSE'lere göre LILE ve LREE'deki zenginleşme, diğer taraftan Nb ve Ta'da belirgin düşüş bu lavların yitim bileşeni ile zenginleşen mantodan türeyen lavlar olduğunu düşündürmektedir.



Şekil 4.46: Volkanitlerin çoklu (multi) iz element örümcek diyagramları, (Pearce, 1983).

#### 4.3.6. Volkanitlerin Nadir Toprak Element (REE) Desenleri

Volkanitlerin Kondrit'e normalize REE diyagramları (Sun ve diğ., 1980) Şekil 4.47'da verilmiştir. Volkanitlerde LREE'ler (hafif nadir toprak elementleri) MREE (orta ağırlıktaki nadir toprak elementleri) ve HREE (ağır nadir toprak elementleri)'ne nazaran belirgin bir zenginleşme göstermektedir.



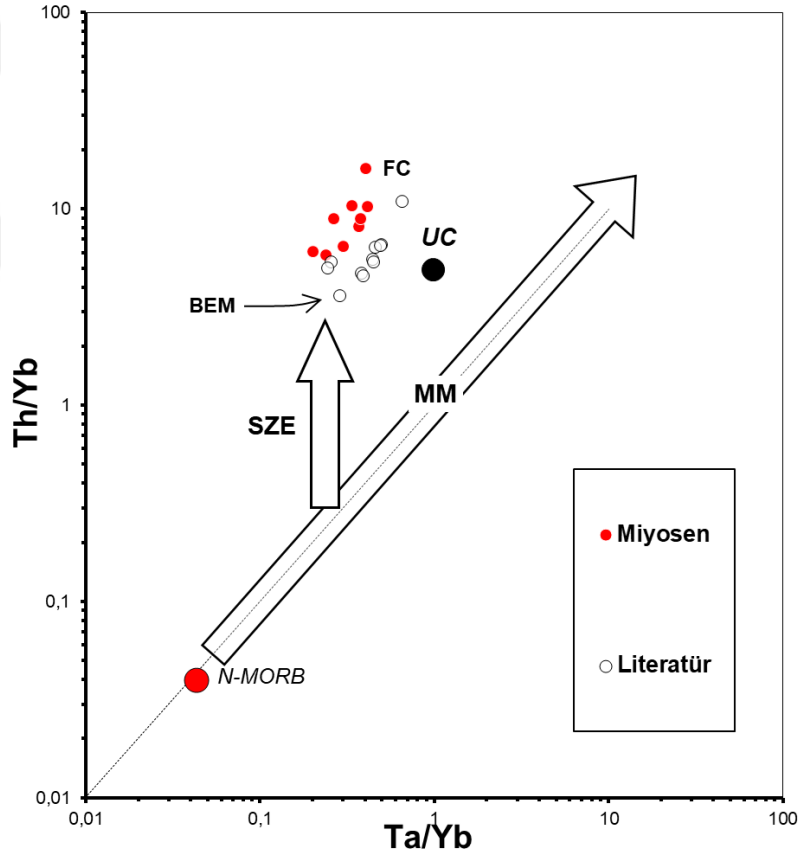
Şekil 4.47: Çalışma alanındaki volkanitlerin Kondrit'e (Sun ve diğ., 1980) normalize edilmiş REE (nadir toprak element) diyagramı.

SiO<sub>2</sub> oranı arttıkça, orta ağırlıktaki nadir toprak elementlerinde diğerlerine kıyasla daha fazla azalarak kavis yaptığı görülmektedir. Bu desen, orta ağırlıktaki nadir toprak elementlerini bünyesine daha fazla oranda alan amfibolün kristallenmesi ile açıklanabilir. Tezde ileriki bölümlerde anlatılacak olan fraksiyonel kristallenme kısmında (Bölüm 5.) da belirtildiği gibi amfibolün önemli bir mineral olduğu görülmektedir. Dolayısıyla buradaki gözlem, modelleme sonuçları ile uyum içerisindedir. Ayrıca petrografi çalışmalarında görülen amfibolün varlığı bunu kanıtlar niteliktedir.

## 5. TARTIŞMA VE SONUÇ

### 5.1. TA/YB – TH/YB İKİLİ DEĞİŞİM DİYAGRAMI

Fraksiyonel kristallenme ve asimilasyon süreçlerinin etkisini en aza indirmek için  $\text{SiO}_2$  içeriği %60'ın altında kalan lavların Ta/Yb oranına karşı Th/Yb oranı Şekil 5.1'de iz düşülmüştür. Ta/Yb ve Th/Yb oranları plajiyoklaz ve piroksenin başlıca mineralleri karakterize ettiği ortamlarda hem fraksiyonel kristallenme hem de kısmi ergimenin etkisinden bağımsızlardır (Pearce ve diğ., 1990). Bu sebeple Ta/Yb oranına karşı Th/Yb diyagramı, manto kaynak alanının karakterini ve değişimini ortaya çıkarmak için uygun bir diyagramdır. Literatür verileri Altunkaynak ve Dilek, 2006'den alınmıştır.



**Şekil 5.1:** Ta/Yb 'a karşı Th/Yb diyagramı (Pearce,1983). MM: Manto metasomatizma trendi. SZE: Yitim zonu zenginleşmesi. UC: Ortalama üst kabuki bileşimi. N-MORB: Ortalama okyanus ortası sırt bazalt bileşimi.

Bu diyagramda MM trendi üzerine iz düşen bazik lavlar, yitimle ilgisi bulunmayan jeodinamik ortamların ürünüdür. Th/Yb ve Ta/Yb oranı düşük olanlar, MORB gibi tüketilmiş manto, yüksek olanlar ise levha içi alkali lavları gibi zenginleşmiş (tüketilmemiş) manto kaynağından türemişlerdir. Zenginleşme ne kadar fazla ise pozitif MM trendinin o kadar yukarısında bulunurlar. Yitim bileşimi açısından zenginleşmiş mantodan türemiş bazik lavlar ise Ta ve Yb'a kıyasla daha yüksek konsantrasyonlarda Th içerir. Bu nedenle yitim bileşeni açısından zenginleşmiş bir mantodan türeyen lavların yeri, daha yüksek Th/Yb oranına doğru hareket ederek MM trendinden uzaklaşır. Th'un Ta'a nazaran yay ortamlarında zenginleşmesinin en büyük nedeni, bu elementin aynı LIL (iri iyon çaplı K, Rb, Ba gibi) elementler gibi yüzeydeki ayrışma ortamlarında kimyasal açıdan hareketli (mobile) olması ve yüzey koşullarında hendeğe taşınan çökeller içinde zenginleşmesidir. Oysa Ta ve Nb gibi elementler bu kadar hareketli değildir ve hendekteki çökellerde zenginleşmezler. Bu çökellerin yitim ile mantoya karışması, mantoyu Th ve LIL elementlerce zenginleştirir. Bu mantodan türeyen yay magmaları da bu elementlerce zenginlerdir.

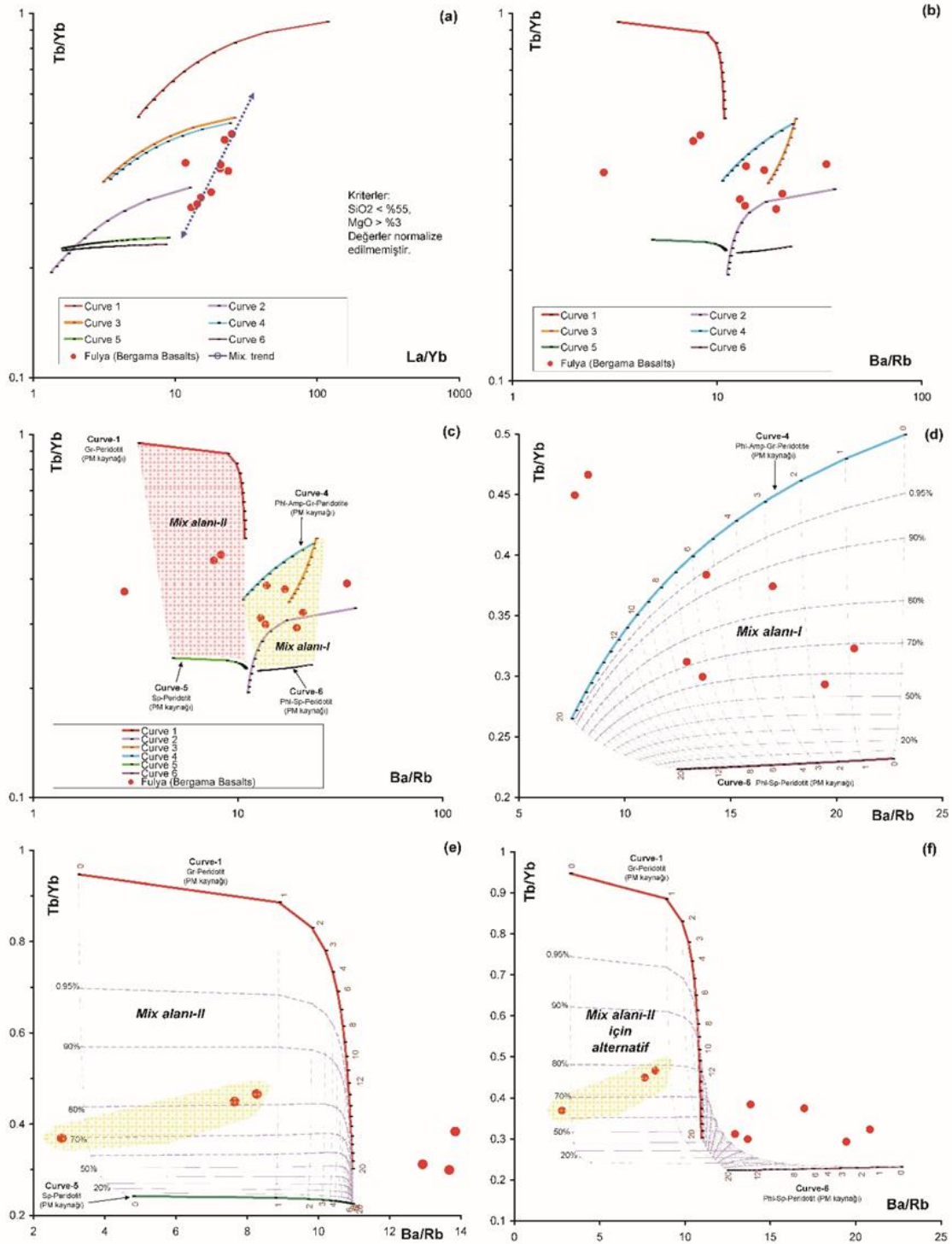
Kalk-alkali lav serisinin en primitif lav örneğinin (BEM: bazaltik uç üye) Th/Yb oranı Ta/Yb oranına göre daha yüksek olduğu için, belirgin bir şekilde MM hattından ayrılmıştır. BEM'in konumu bize yitim bileşeni açısından zengin bir mantodan türemiş olabileceğine işaret etmektedir. Diyagramda BEM bileşiminden başlayarak veri noktalarının pozitif bir trend oluşturdukları görülmektedir. Diyagramdaki ok işareti, bu trende paralel çizilmiş olup bu trend üzerinde yer alan örnekler fraksiyonel kristallenme veya asimilasyonla birlikte gelişen fraksiyonel kristallenme (AFC) işlemlerinin etkisi ile de oluşmuş olabilirler.

## 5.2. KISMİ ERGİME

Bölüm 4.3.5'te bahsedilen multi element diyagramları ve Bölüm 5.1'de bahsedilen Th/Yb'a karşı Ta/Yb diyagramlarında, bazik örneklerin veri noktalarının dağılımlarından yola çıkarak, volkanik birimlerin manto kaynak alanının belirgin bir yitim bileşeni içerdiği ileri sürülmüştü. Bu bölümde magmaların yer derinliklerindeki kaynak alanına yaklaşımda bulunabilmek amacıyla literatürden derlenen (veriler Altunkaynak ve Dilek, 2006'dan alınmıştır), yakın alanlarda yüzeylenen bazaltik lavların iz ve nadir toprak element analizleri kullanılarak ergime modelleri oluşturulmuştur. Modellemede danışmanım Prof. Dr. Mehmet Keskin'in tasarlayıp yazdığı "Crucible of Mantle Melting" programı kullanılmıştır (Keskin ve Oyan, yayınlanmamış). Bu petrolojik modeller üzerinde bazaltik örneklerin iz düştüğü alanlar temel

alınarak bunların manto karakteristiklerine yaklaşımda bulunulmuştur. Arazi çalışmalarında derlenen örneklerde SiO<sub>2</sub> değerleri çok yüksek olduğu için, primitif lav olarak çalışma alanına en yakın alandan seçilen Oligo-Miyosen yaşlı , %50'den az SiO<sub>2</sub> değerine sahip örnekler kullanılmıştır.





Şekil 5.2: Çalışma alanı volkanitleri için kısmi ergime modellemesi.

Şekil 5.2’de dünyada kabul görmüş ve litaretürde yayınlanmış 6 farklı manto bileşiminden türemiş magmaların ergime eğrileri görülmektedir. Söz konusu ergime eğrilerinin modellendikleri manto başlangıç bileşimlerinin neler oldukları Tablo 5.1’de verilmiştir. Her bir manto bileşimini öneren yayınlar ise Tablo 5.1’in altında verilmiştir. Kullanılan elementlerin dağılım katsayıları ise Tablo 5.2’de sunulmaktadır.

Şekil 5.2.a’daki modelde hafif/ağır NTE (Nadir Toprak Element) ve orta/ağır NTE oranları olarak La/Yb ve Tb/Yb özellikle seçilmiştir. Zira bu element oranlarından oluşan diyagram üzerinde farklı mantoların ergime eğrileri birbirine yaklaşık paralel ve ayrı uzanırlar ve net bir ayırımı olanak sağlarlar.

**Tablo 5.1:** Ergime eğrilerinin başlangıç bileşim değerleri.

		Olivin	Ortopiroksen	Klinopiroksen	Spinel	Granat	Amfibol	Flogopit	sum
1 Gr-Peridotite (PM source)1	Source mode	0,598	0,211	0,076		0,115			1
	Melt mode	0,05	0,2	0,3		0,45			1
2 Amf-Gr-Peridotite (PM source)5	Source mode	0,794	0,123	0,03		0,011	0,042		1
	Melt mode	0,15	0,15	0,22		0,15	0,33		1
3 Phl-Gr-Peridotite (PM source)5	Source mode	0,55	0,22	0,15		0,03		0,05	1
	Melt mode	0,05	0,05	0,65		0,05		0,2	1
4 Phl-Amp-Gr-Peridotite (PM source)4	Source mode	0,55	0,2	0,15		0,05	0,04	0,01	1
	Melt mode	0,05	0,05	0,2		0,2	0,4	0,1	1
5 Sp-Peridotite (PM source)1	Source mode	0,578	0,27	0,119	0,033				1
	Melt mode	0,1	0,27	0,5	0,13				1
6 Phl-Sp-Peridotite (PM source)5	Source mode	0,48	0,3	0,18	0,02			0,02	1
	Melt mode	0,1	0,35	0,47	0,02			0,06	1

Bu model eğrilerinde kullanılan dağılım katsayıları McKenzie ve Onions (1991), Ianov ve diğerleri (2002) ve Adam ve Green (2006)’dan alınmıştır. Manto peridotitleri için kaynak modu ve ergiyik modları ise Thirwall ve diğerleri (1994), Workman ve Hart (2005), Ianov ve diğerleri (2002), Barry ve diğerleri (2003) ile elde edilmiştir.

**Tablo 5.2:** Kullanılan elementlerin dağılım katsayıları.

Elementler	Olivin	Ortopiroksen	Klinopiroksen	Granat	Spinel	Amfibol	Flogopit
Rb	0,00018	0,0006	0,011	0,0007	0,029	0,26	7,5
La	0,0004	0,002	0,054	0,01	0,01	0,17	0,007
Tb	0,0015	0,019	0,31	0,75	0,01	0,83	0,0001
Yb	0,0015	0,049	0,28	4,03	0,01	0,59	0,005
Ba	0,0001	0,0036	0,04	0,0002	0,0006	0,04	3,3
<i>İtalik:</i>	McKenzie ve O’Nions (1991).			Normal	Green ve diğ. (2000).		
<i>İtalik bold</i>	Elkins ve diğ. (2008).			Normal gri	Villemant ve diğ. (1981).		
<b>Bold</b>	Adam ve Green (2006).						



Şekil 5.2.a'da veri noktalarının oluşturduğu yaklaşık düşey uzanımlı trendin, modellenen eğrilerden hiçbirine uymadığı ve 5 tanesini kesecek şekilde uzandığı görülmektedir. Bu ilişki, bazik lavların tek bir manto türünün ergimesiyle oluşmuş olamayacağını göstermektedir. Bu durumda birden çok farklı bileşim ve mineralojik özelliklere sahip manto bölgesinin ergimesi sonucu oluşan magmaların püskürmeden önce litosferin derinlerinde birbirleri ile karışmış olmaları gerektiği gündeme gelmektedir. Daha önceki bölümlerde en bazik lavların bile belirgin bir yitim bileşeni içermeleri, aktif bir yitim bulunmayan arazimiz için önceki magmatizmaların manto litosferini metasomatizmaya uğrattığı modelini gündeme getirmektedir. Akışkanlarca zengin magmaların litosferik mantoda damarlar boyunca yerleşmesi ile gerçekleşmiş olabileceği düşünülen metasomatizma olayı sırasında en yaygın olarak oluşan sulu mineraller arasında amfibol ve flogopit vardır. Modellenen eğriler arasında flogopit ve amfibol gibi mantoların kaynak oluşturup oluşturmadığını test etmek için Şekil 5.2.b diyagramında Ba/Rb oranı seçilmiştir. Bu oran flogopit gibi sulu minerallere duyarlı bir değerdir. Zira mantoda flogopitin içerdiği Ba ve Rb dağılım katsayıları yaklaşık 3 ila 7,5 arasında değişmektedir (Tablo 5.2).

Yukarıda belirtildiği gibi, modellemede kullanılan bazaltların tek bir manto bileşiminden türemedikleri aşikar olduğuna göre bunların hangi manto bölgelerinden türediklerinin test edilmesi için hangi ergime eğrileri arasında yer aldıklarının araştırılması lazımdır. Şekil 5.2.c'de bu yapılmış ve iki farklı alan elde edilmiştir. Böylece bazaltlara ait veri noktalarının hangi ergime eğri çiftinin arasına iz düştükleri işaretlenmiştir.

Burada iki farklı alan ortaya çıkmaktadır:

I. Alan: 4. ve 6. Ergime eğrileri arasında bulunan alana düşen bazaltlar (Şekil 5.2.c'de sarı alan). Mix alanı-I olarak işaretlenmiştir.

II. Alan: 1. ve 5. Ergime eğrileri arasında kalan 3 örneğin alanı (Şekil 5.2.c'de pembe alan). Mix alanı-II olarak işaretlenmiştir.

Daha sonra bu alanları temsil eden ergime eğrileri "Crucible of melting programıyla" arasında ergime derecesi ve karışım % oranlarına ait ağ çizgileri de oluşturulmak suretiyle ayrı ayrı modellenmiştir. Şekil 5.2.d diyagramında sadece 4. ve 6. Ergime eğrilerini modellenmiş, ergime derecesi ve bu iki eğrinin karışım oranları bir ağ şeklinde oluşturulmuştur. Bu alana düşen 7 örnek olasılıkla Flogopit-Amfibol-Granat (üstteki eğri) ve Flogopit-Spinel-Peridotit

(alttaki eğri) kaynaklarından türemiş ve yüzeye doğru yol alırlarken birbirleri ile farklı oranlarda karışmıştır. Modelde ergime derecelerinin  $F_{(C6)} = \%1-7$  ve  $F_{(C4)} = \%1-7$  arasında değiştiği gözlenmektedir. Flogopit amfibol granat peridotitten türemiş bazaltın magmadaki oranı ise %95 ile %45 arasında değişmektedir.

Şekil 5.2.e diyagramında ise olasılıkla granat peridotit ile spinel peridotit kaynaklarının ergimesi ile türemiş olduğu anlaşılan 3 bazalt vardır. Bunlardan ikisi, her iki kaynaktan yaklaşık %0.8 kadar ergime ile birbirleri ile yolda karışmış magmaların yüzeye püskürmesinin ürünüdür. Bu karışımda granat peridotitten türemiş bazaltın oranı %80'in biraz üzerindedir. Tek başına duran örnek ise çok düşük oranda ergimelerin ürünü olabilir. Granat peridotitten türemiş magmanın karışımdaki oranı %70, spinel peridotitten türemiş magmanın oranı ise %30 'dur.

Şekil 5.2.f'de görüldüğü gibi aynı lavlar, Granat peridotit ile flogopit-Spinel-peridotit kaynaklarından türemiş bazik magmaların karışımı ile de ortaya çıkmış olabilirler. Söz konusu 3 lav örneğini (e ve f şekilleri) oluşturan magma karışımının nasıl olduğu düşünüldüğünde en akla yatkın çözüm, daha derin astenosferik mantodan (Granat peridotit kaynağı) türemiş magmaların yukarıda, sığdaki spinel peridotit (e şekli) veya flogopit spinel peridotite (f şekli) temsil edilen litosfer mantosundan geçerken litosferdeki önceden metasomatizmaya uğramış kesimleri eritmeleri ve ortaya çıkan litosfer mantosu kökenli bu magma ile karışmaları senaryosudur.

Dolayısıyla, flogopit ve amfibolün mantodaki varlığı:

1. Bu örneklerin türediği mantonun litosferik manto olduğunu,
2. Önceki yitimle ilgili bir jeodinamik otama bağlı magmatizmadan miras kalan metasomatik izler taşıdığını,
3. Birden farklı mantodan türeyen magmaların karıştığını göstermektedir.
4. Örnekler arasında granat peridotit'ten türeyen magmaların bulunması, astenosferden türeyen magmaların da aynı dönemde varlığını ve etkisini belgelemektedir. Bu gözlem, astenosferik magmaların litosfer mantosundan geçerken ergimelere neden olması ve yüzeye ulaşmadan önce metasomatik kaynaktan türeyen magmalar ile karışmaları modelini doğrulamaktadır.

Sonuç olarak, lavların tümünde görülen yitim bileşeninin kaynağı daha önce metasomatizma geçirmiş ve üzerine yay bileşeni eklenmiş litosferik manto kaynağının astenosferden gelen ergiyiklerin ve ısının etkisiyle ergimesi olmalıdır. Dolayısıyla yitim bileşeni önceki yitimden miras kalmıştır.

### 5.3. FRAKSİYONEL KRİSTALLENME VE MAGMA KARIŞIMI SÜREÇLERİNİN PETROLOJİK MODELİ

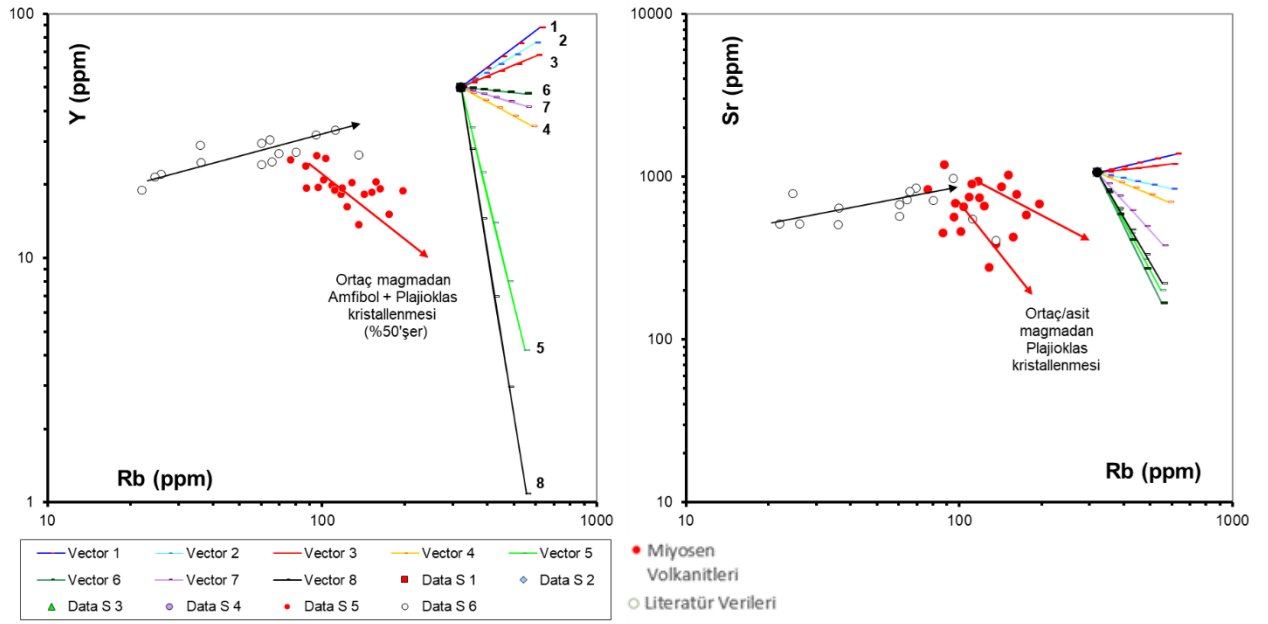
Fraksiyonel kristallenme ve magma karışımının çalışma alanındaki volkanik birimlerin magma odası evrimlerinde etkili birer süreç olup olmadığını kontrol etmenin önemli ipuçları verebilen en iyi yollarından biri; ileri derecede uyumlu ve ileri derece uyumsuz elementlerin normal-normal eksenli diyagramlar üzerinde oluşturdukları trendlerin geometrisini incelemektir. Fraksiyonel kristallenmede etkili olmuş minerallerin neler oldukları, hangi bileşimde magmalardan kristallendikler ve bunların oranlarının ne olduğunu anlamak için de logaritmik eksenli diyagramlar üzerinde Rayleigh kristallenme vektörlerinin modellenmesi, yaygınca kullanılan bir yöntemdir (yöntem, yazılım ve uygulaması, Keskin, 2002'de ayrıntısıyla anlatılmaktadır).

#### 5.3.1. Fraksiyonel kristallenme işleminin modellenmesi

Şekil 5.3'te, Rb'a karşı Sr ve Y elementlerinin log-log diyagramları görülmektedir. Bu diyagramlar üzerine, olası mineral kombinasyonlarına göre modellenmiş 8'er adet Rayleigh kristallenme vektörleri iz düşülmüştür. Vektörlerin modellenmesinde Keskin (2002)'nin FC-Modeler programı kullanılmıştır.

Modellenen her bir vektör farklı mineral topluluklarının fraksiyonel kristallenme sürecini temsil edecek şekilde  $F$ 'in ( $F$ : geriye kalan magma %'si) bir fonksiyonu olarak hesaplanıp diyagram üzerine iz düşürülmüştür. Kuramsal olarak Rayleigh fraksiyonel kristallenme sürecinden etkilenmiş olan volkanik örneklerle ait uyumlu ve uyumsuz element çiftlerinin normal-normal eksenli diyagramlarda oluşturulabilecekleri trendler paraboliktir. Burada sunulduğu gibi eksenler logaritmik ölçeğe dönüştürüldüğünde, paraboller de vektörlere dönüşürler. Bu vektörlerin her birinin log-log diyagramlar üzerindeki konumu hassas bir şekilde o magmaların başlarından geçen fraksiyonel kristallenme süreçlerinde hangi bileşimde magmadan hangi minerallerin hangi yüzdelerde kristallendiklerini yansıtmaktadır. Mineral-





**Şekil 5.3:** Rb-Sr ve Rb-Y log-log değişim diyagramları. Diyagramlar üzerindeki modellenmiş ve iz düşülmüş olan her bir vektör, Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verilen mineral topluluklarının %100'e kadar kristallenmelerini temsil eder.  $F$  değerleri vektörlerin başlangıç noktasında her bir vektör için %100 .

Şekil 5.3'te verilmiş olan Rb-Sr diyagramı incelendiği zaman Rb artışı ile Sr elementi Miyosen lavlarında negatif eğilim sergilemekte iken literatürden derlenmiş bazik lavlarda pozitif eğilim sergilemektedir .Negatif eğilim gösteren Miyosen lavlarının oluşturduğu trende en uygun vektör 4 numaralı vektörüdür. Bu vektörün modellenmesinde; plajiyoklazın yaklaşık %50 olduğu ve vektörün mineralojik açıdan Amp+Plg olduğu, ayrıca ortaç bileşimli (O) bir magmadan kristallenmeye göre modellenmiş olduğu görülmektedir. Pozitif eğilim gösteren bazik bileşimli literatürden derlenmiş bazik lavlar ise (iki örnek hariç) 1 numaralı vektörle uyumludur. Bazik lavların paralel uzandığı bu vektör, plajiyoklazın %50 olduğu ve mineralojik bileşim açısından Plg+Cpx+Olv den oluşan bir topluluğun kristallenmesi ile uyumludur.

Şekil 5.3'te verilmiş olan Rb-Y diyagramı incelendiği zaman ise Miyosen vollkanitlerinin Y konsantrasyonlarının Rb arttıkça azaldığını yani negatif bir trend izlediği görülmektedir. Bu negatif trend üzerinde yer alan veri noktalarının en iyi 4 numaralı vektöre uygun eğilim gösterdikleri görülebilmektedir. Literatürden derlenmiş bazik lavların ise pozitif bir trend izleyerek 3 numaralı vektörle uyum gösterdikleri görülmektedir. 3 numaralı vektör, bazik bir magmadan kristallenen amfibol ve plajiyoklasın oranlarının yaklaşık %50'şer olduğu bir magma evrimini yansıtmaktadır.

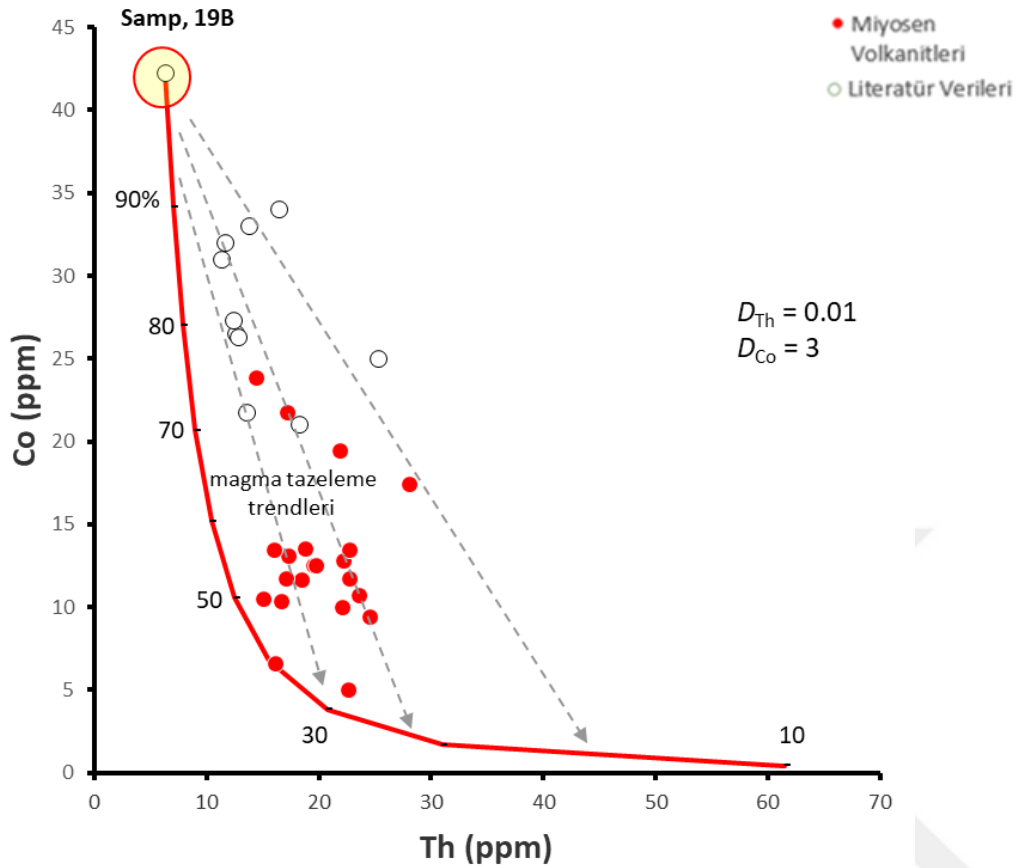
### 5.3.2. Magma karışımı, tazelemesi ve fraksiyonel kristallenme işlemlerinin modellenmesi

FC modellemesine ek olarak magma odasında gerçekleşen magma karışımı gibi prosesleri incelemek ve bunların bağıl önemlerini ortaya koymanın en pratik yollarından biri, uyumlu ve uyumsuz element çiftleri için oluşturulmuş normal-normal eksenli değişim diyagramları üzerinde veri noktalarının oluşturduğu trendlerin ve ayırimsal kristallenme modelleri ile üretilen teorik trendlerin incelenmesidir. Bu diyagramlarda ileri derecede uyumlu oldukları bilinen Co elementi düşey eksene, ileri derecede uyumsuz elementler olan Th ise yatay eksene yerleştirilerek bir diyagram üretilmiştir. Zira magma kristallenme evriminde ilk kristalleşen mineraller için oldukça uyumlu olan Co elementi ve magma evrimi boyunca oldukça uyumsuz olduğu bilinen Th elementi, böylesi bir petrolojik model çalışması için ideal bir çift özelliği taşırlar.

Co özellikle demir ve magnezyumca zengin olivin, klinopiroksen, ortopiroksen, amfibol, biyotit ve granat için ayrıca oksit minerallerinden magnetit için oldukça uyumlu (compatible) yani  $K_d$  değeri 1'in üzerindedir ve ayrıca magmada  $SiO_2$ 'nin artışı ile bu değer giderek artar. Minerallerin bünyesine magmaya nazaran daha yüksek konsantrasyonlarda giren Co elementi plajiyoklaz ve K-feldspat mineralleri ile oldukça uyumsuzdur. Th ise bazikten asidiğe lav kompozisyonları için en son evrede kristallenebilen birkaç aksesuar mineral (ör. Ilanit gibi) dışında bütün mineraller ile uyumsuz (incompatible) bir elementtir. Bu tür aşırı uyumlu ve uyumsuz element çiftlerinin birbirlerine karşı izdüşürüldükleri normal-normal grafikler üzerinde FC işlemi ile evrim geçiren lavlar tipik bir eğri çizerler. Uyumlu ve uyumsuz elementlerin  $K_d$  değerleri arasındaki fark arttıkça eğrinin kavisi artar, fark azaldıkça eğrinin kavisi azalır. İki elementin  $K_d$  değerleri eşit olduğunda ise bir doğruya dönüşür. Bu nedenlerden dolayı çok uyumlu ve uyumsuz bu iki elementin birbirine karşı izdüşüldüğü diyagramlar üzerinde Rayleigh fraksiyonlanma işleminin farklı mineral kombinasyonları için modellenmesi ve gerçek lav serilerinin oluşturduğu trendlerle karşılaştırılması yöntemi, volkanizmanın evriminde fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı işlemlerinin hangisinin etkin olduğu, bu iki işlemin birlikte olup olmadığı ve eğer öyleyse bağıl önemleri konusunda çok değerli kanıtlar üretebilecek niteliktedir.

Şekil 5.4'teki modelleme diyagramına ayrıca hipotetik FC sürecini yansıtan parabolik bir trend modellenip eklenmiştir. Diyagramda en primitif uç üye bileşimi (eğrinin başlangıç noktası) olarak 19B numaralı literatür bazaltı (Altunkaynak ve Dilek,2006) alınmıştır.

Şekilde görülen parabolik trend ile veri noktalarının ilişkisi, Miyosen volkanizmasına ait örnekler ve literatüren derlenen bazik örneklerle ait veri noktalarının çoğunluğunun parabolik trend üzerine izdüşmediklerini göstermektedir. Tam tersine veri noktalarının hemen tümü, en primitive magma bileşiminden parabolik FC eğrisine uzanan olası çizgisel trendler üzerinde yer almaktadır. Söz konusu doğrusal negatif trendler, magma tazelenmesi süreçlerinin FC süreçlerinden daha etkin olduğunu göstermektedir. Diğer bir deyişle, Miyosen dönemindeki volkanizma boyunca magma odalarında evrimleşmiş magmalar püskürürken bir taraftan da primitive magma ile periyodik olarak sürekli tazelenmiş olmalıdır. Şekil 5.4'de bakıldığında bu gibi, olası 3 tazeleme trendinin olduğu görülmektedir. Bunlar, FC eğrisinden primitif başlangıç bileşime doğru uzanan ve olasılıkla magma tazelenmesi (replenishment) işlemine bağlı olan negatif gradyanlı trendlerdir. Ayrıca Şekil 4.29, 4.31 ve 4.33'de görülen magmatik korozyon dokuları da mixing işleminin varlığını doğrulamaktadır.



**Şekil 5.4:** Fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı süreçlerini gösteren ileri derecede uyumlu ve uyumsuz elementlerin birbirlerine karşı iz düşürüldükleri diyagram.

Şekil 5.4'teki diyagram incelendiği zaman volkanizmanın ilksel olarak bazaltik bir primitif magmadan başlayıp ortaç ve asitik lavlarına doğru evrimleşmiş olduğu görülür.

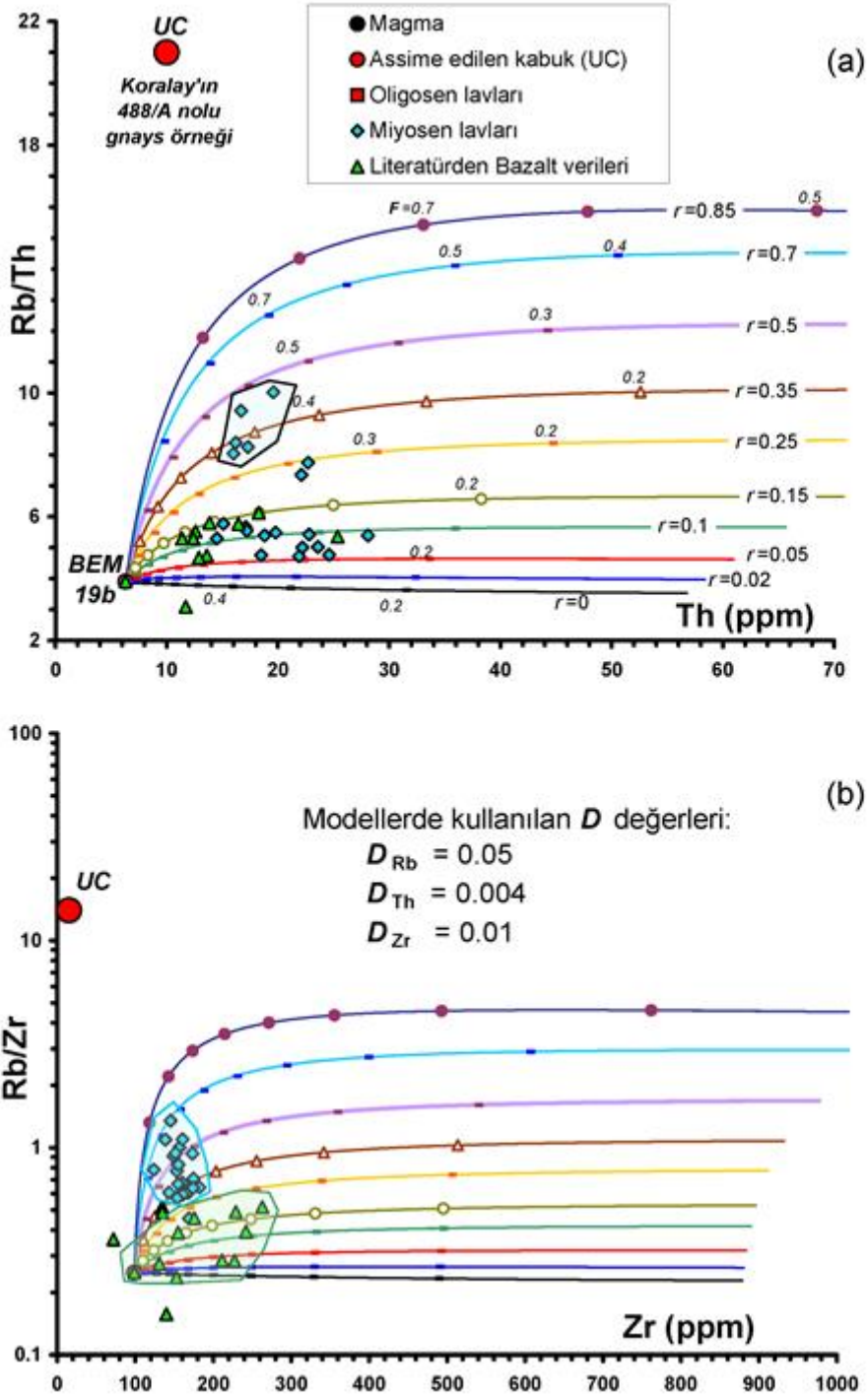
#### 5.4. KABUKSAL KİRLLENME SÜREÇLERİNİN MODELLENMESİ

1980'li yıllardan bu yana yapılan jeokimyasal ve izotopik çalışmalar, mantodan türeyerek kabuğa yerleşmiş magma kütlelerinin evriminde fraksiyonel kristallenme ile birlikte asimilasyonun da önemli bir süreç olduğunu göstermiştir. Fraksiyonel kristallenmeye eşlik eden kabuksal kirlenme (AFC) veya magma tazelenme süreçlerinin magma sistemini ne ölçüde etkilediğini DePaolo (1981), Aitcheson ve Forrest (1994), Spera ve Bohrsen (2001) ve Bohrsen ve Spera (2001) gibi araştırmacılar tarafından önerilmiş eşitliklerle modellemek mümkündür.

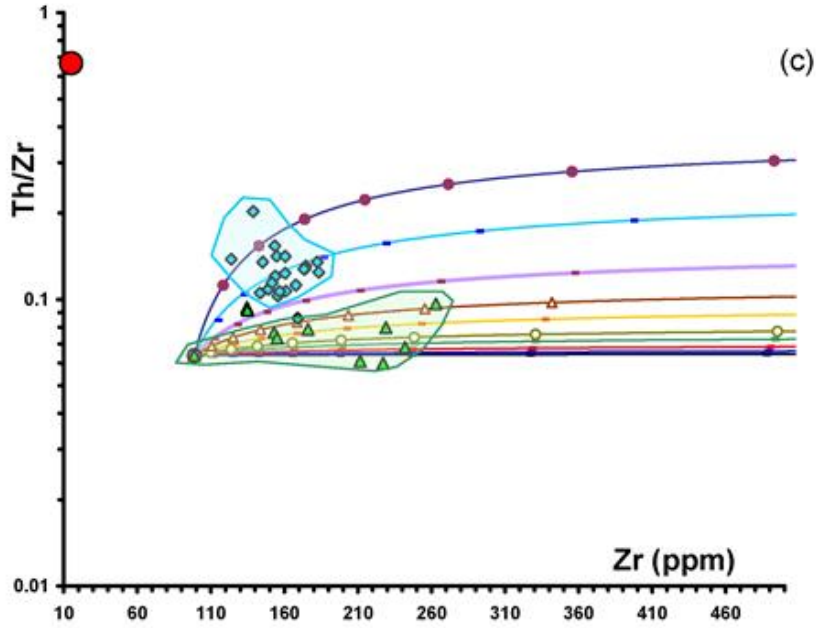


DePaolo (1981)'nin AFC modelleme sistematüğinde Rb, Th, Ta, Nb ve Zr, iz element konsantrasyonları ve Ta/Zr, Nb/Zr ve Rb/Th iz element oranları ile Sr, Nd ve  $\delta^{18}\text{O}$  izotopik oranları sık kullanılan değerlerdir. Ta, Nb ve Rb, aynı zamanda kıtasal kabukta çoğu primitif magmaya nazaran çok daha yüksek konsantrasyonlarda bulunurlar. Bu nedenle kıtasal kabuğın asimilasyonu Ta/Zr, Nb/Zr ve Rb/Th oranları üzerinde arttırıcı bir etkiye sahiptir, kristallenmede ise söz konusu oranlar çok az değişir. Yukarıda belirtilen iz elementler, asit magmalardan kristallenen bazı aksesuar minerallerde yer alan Zr ve Th ile yine asit magmadan kristallenen biyotitte yer alan Nb dışında çoğu agmadaki mineraller ile uyumsuz olduklarından ( $D < 1$ ) magmanın evrimleşmesi sırasında fraksiyonel kristallenme ile sürekli artış eğilimindedirler. Bunlar alterasyon süreçlerinden fazlaca etkilenmezler. Rb, Zr, ve Th gibi elementler modellemelerde ayırımlaşma indisi (fractionation index) olarak kullanılırken yatay eksene iz düşürölmektedirler. Rb/Th, Ta/Zr ve Nb/Zr iz element oranları ise asimilasyon indisi olarak kullanılmaktadır.

Bu çalışmada magma ile kabuk etkileşimi ve bu etkileşimin lavların jeokimyası üzerindeki olası etkisini ortaya koymak için DePaolo (1981) eşitlikleri kullanılarak üretilmiş AFC – Modeller (Keskin,2013) programı kullanılmıştır. Şekil 5.5'de AFC işleminin modellenmesi gösterilmektedir. Diyagramlarda Th ve Zr elementleri ayırımlaşma indisi olarak seçilerek yatay eksene iz düşölmüştür.



Şekil 5.5: AFC –Modeler programı ile üç farklı evreye ait volkanitler için DePaolo (1981)'nin eşitliklerine göre hazırlanmış AFC model grafiği.  $F$  değerleri sağdan sola doğru artacak şekilde 0.1 aralıklarla çizilmiştir.



Şekil 5.6: AFC –Modeler programı ile üç farklı evreye ait volkanitler için DePaolo (1981)'nin eşitliklerine göre hazırlanmış AFC model grafiği.  $F$  değerleri soldan sağa doğru artacak şekilde 0.1 aralıklarla çizilmiştir.

Çalışma alanındaki Miyosen lavlarının yanı sıra literatür verileri de alınarak ayrı bir seri olarak model diyagramlarına iz düşülmüştür. Bazaltik uç üye olarak çalışma alanına en yakın alandan seçilen Oligo-Miyosen yaşlı, % 50,32  $\text{SiO}_2$  değerine sahip 19B örneği kullanılmıştır (örnek Altunkaynak ve Dilek, 2006'den alınmıştır). Koralay (2001)'in 188/A numaralı gnays örneği üst kabuk bileşimi olarak kullanılmıştır.

Şekil 5.5 ve 5.6'da  $r$  değerleri 0 ile 0.85 arasında değişen ve birbirinden farklı 10 tane teorik eğri modellenerek iz düşülmüştür. Grafikte görüleceği gibi, literatürden alınan bazik lavlar ile başlayan volkanizmada, bu lavlarının  $r$  değerleri 0 ile 0.15 arasındaki kalmakla beraber veri noktalarının büyük kısmı 0.1 ile 0.15 arasında toplanmaktadır. Diğer taraftan Miyosen yaşlı lavlar, dereceleri daha yüksek oranlarda kıtasal kabuk asimile etmiştir. Bazı lavlarının  $r$  değeri 0.05'e kadar düşmekle birlikte genelde 0.05 ile 0.50 arasında dağılmakta, daha çok 0.05 ile 0.35 arasında yoğunlaşmaktadır. Miyosen lavlarının bir kısmının ise yaklaşık % 35 ila 45  $r$  değeri içerdiği görülmektedir. Sonuç olarak bazaltik lavlardan ziyade Miyosen yaşlı evrimleşmiş lavlarda AFC'nin önemli bir işlem olabileceği görülmektedir.

## 5.5. JEOLJİK EVRİM

Bölgenin jeolojisini kısaca gözden geçirmek gerekirse;

Ege Bölgesi, Tetis Okyanusunun kapanmasını izleyen Erken Tersiyer zamanında bir araya gelmiş birçok kıtasal parçadan oluşmaktadır ve Biga yarımadası, kuzeyde Marmara Denizi, batıda Ege Denizi ve güneyde Edremit Körfezi ile sınırlanmıştır. Bölge jeolojik olarak ise; kuzeyde Intra - Pontid sutureundan ve İstanbul Zonu'ndan, güneyde İzmir-Ankara sutureu ile Anatolid- Torid Bloğu'ndan ayrılmış ve bu kıtasal parçalardan biri olan Sakarya Zonu içinde yer almaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Batı Anadolu'nun tektonik evriminde, iki ana tektonik dönem bulunmaktadır. Bunlar, Paleotektonik dönem ve Neotektonik dönemdir. Paleotektonik dönem, Geç Kretase döneminde başlayıp Orta Miyosen'e kadar süren, yaklaşık kuzey - güney yönlü sıkışma dönemini içine almaktadır. Güneydoğu Anadolu'da Arabistan bloğu ile Avrasya bloğunun çarpışması sonucu kuzey - güney yönlü sıkışmadan kaçmaya çalışan Anadolu bloğunun batıya doğru hareket etmesi sonucu Neotektonik dönem başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Neotektonik dönemin başlamasından itibaren, Anadolu plakasının batıya kaçışının Ege yayı tarafından karşılanması ile Batı Anadolu'da etkili olan kuzey - güney yönlü gerilmeye bağlı bir şekilde hem Ege Bölgesi gerilme tektoniği hem de KAF'ın etkisiyle Biga yarımadası deforme olmaktadır. Bu deformasyonun ürünleri, sağ yanal doğrultu atımlı faylar, bu faylara bağlı gelişen tektonosedimanter havzalar ve deformasyon yapıları olarak ortaya çıkmıştır. Neotektonik dönem süresince tektonizma ve volkanizma yoğun bir şekilde gerçekleşmiştir. Kuzeybatı Anadolu'da ana yapılar, ardarda gerçekleşen üç tektonik dönemde oluşmuştur. Bu yapılar; Karakaya Orojenezi, Tersiyer - Alpin Orojenezi ve Geç Tersiyer yaşlı tektonik hareketlerdir.

Yüksek lisans tezi olarak çalışılan bölgenin kuzeyinde yer alan Biga Yarımadası'nın temelini Kazdağ Grubu adı verilen Paleozoyik yaşlı metamorfikler oluşturur. Bu kayaların üzerini, Triyas yaşlı spilitik bazalt, diyabaz, gabro, çamurtaşı, çört ve radyolaritlerle yer yer girik bir ilişki sunan feldispatlı kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve siltaşı ardalanmasından oluşan Karakaya Kompleksi adı verilen kayalar tektonik dokanak ile örter. Üzerine, kumtaşları ile başlayıp, kumlu, yumrulu ve oolitik kireçtaşları ile biten Jura yaşlı bir istif çökelmiştir. Üst Kretase döneminde ise bu birimlerin üzerine ofiyolitik kayalardan oluşan bir melanj yerleşmiştir (Okay ve diğ., 1990; Ercan ve diğ.,1995; Yalıtırak ve Okay, 2004).

Orta Eosen neritik kireçtaşları ve üzerine uyumlu olarak gelen andezit ve andezitik tuf ara katkılı Üst Eosen türbiditleriyle, Tersiyer dönemi evrimi başlamıştır (Siyako ve diğ., 1989). Biga yarımadasında önemli bir yükselme ve aşınma evresi Oligosen döneminde gerçekleşmiştir. Bu dönemin ardından güneyde Orta Eosen - Oligosen istifi tümüyle aşınmıştır. Daha sonra bölgede Alt - Orta Miyosen döneminde volkanik kayalarla aynı yaşlı bitümlü şeyl, silttaşı, kumtaşı, tuf ve kömürden oluşan sedimanlar meydana gelmiştir. Oligosen – Miyosen döneminde, kalkalkalen magmatizma bölgeyi etkilemiş ve andezit, dasit, riolit ve asidik tüfler bölgede geniş alanlar kaplamıştır. Gelişen volkanizmaya bağlı olarak Üst Oligosen - Alt Miyosen aralığında oluşmuş, genellikle granodiyoritik bileşimli Kestanbol, Evciler, Eybek, Karabiga ve Kuşçayı gibi sığ sokulumlar ortaya çıkmıştır (Ercan ve diğ., 1995). Üst Miyosen volkanizmasının sonlandığı bu süreçte, flüviyal klastikler Gelibolu ve Biga Yarımada'nın kuzeyinde çökelmiştir (Okay ve diğ., 1990). Tersiyer döneminde gerçekleşen gerilme tektoniği sonucu şekillenen havzalarda genellikle karasal tortullar yoğun bir volkanizma ile birlikte oluşmuştur (Ercan ve diğ., 1995).

Sonuç olarak;

Yaklaşık olarak 400 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplayan çalışma alanının magmatik evriminin aşağıdaki sırayı izlediğini söyleyebiliriz;

- 35-25 milyon yıl önce: Kalınlaşan kıta kabuğunda metamorfizma ve migmatizasyon gerçekleşmesi. İlk granitik ergiyiklerin oluşarak intrüzyon yapması.
- 20-17 milyon yıl önce: Dalma-Batma kökenli magmanın astenosferden ayrılması ve kıta kabuğunda tutularak hibritleşmesi. Ardından ilk hibrit volkaniklerin yüzeye ulaşması.
- 19-20 milyon yıl önce: Magmanın geçerken ısıttığı kabukta, plütonun viskozitesinin artması ve kabuktaki kırık sistemlerini kullanarak sığ derinliklere ulaşması.
- 19-15 milyon yıl önce: Granitik kökenli daykların, plütonun tavana yerleşirken oluşan kırık sistemlerini kullanarak metamorfik ve volkanik kayaların içine yerleşmesi.
- Plütonun katılaşmasının son evresinde genişleşerek çevresinde kataklastik deformasyona yol açması.
- 15 milyon yıl önce: Bölgedeki volkanizmanın sönümlenmesi. (Yılmaz ve Altunkaynak, 1994).

Bu evrim sırasında püskürmüş volkanik malzeme, litolojik özellik ve farklarına göre iki birime ayrılarak incelenmiş ve 1/25.000 ölçeğinde haritalanarak çalışma alanının jeoloji haritası çizilmiş ve stratigrafisi ortaya konmuştur. Üretilen jeoloji haritasından jeolojik enine kesitleri çizilerek, birimlerin aralarındaki ilişkiler gösterilmiştir.

Bu tez çalışması kapsamında ulaşılan sonuçlar aşağıda maddeler şeklinde sıralanmaktadır:

- Volkanizmanın iki evresinde püskürmüş olan Oligosen ve Miyosen yaşlı her iki birimin de kalkalkali karakterli oldukları görülmüştür.
- Major, iz ve REE element analizleri her iki volkanik birim için de HFS elementlere nazaran LIL ve LRE elementlerin zenginleşme gösterdiğini ortaya çıkarmıştır. Bu veri her iki volkanik evrenin yitim bileşeni içerdiğine işaret etmektedir.
- Fraksiyonel kristallenme, ve kıtasal kabuğun özümsemesi etkisinin Miyosen volkanitlerinin magma odası evrimlerinde önemli işlemler oldukları saptanmıştır.
- FC, AFC süreçlerine ek olarak Oligosen ve Miyosen volkanik evrelerinde de magma tazelenmesi işleminin de magma odasında önemli süreçler olduğu görülmüştür.
- LIL ve LRE elementlere karşı HFS elementlerin kullanıldığı ikili değişim diyagramında Miyosen volkanitlerinin manto kaynak alanından yükselen LILE/HREE oranlarına doğru yöneldikleri gözlenmiştir.
- REE elementlerin kullanıldığı, literatür lav verilerine ait primitif bazik örneklerin iz düşüldüğü kısmi ergime modelleme diyagramında flogopit ve amfibolün mantodaki varlığı bize bu örneklerin türediği mantonun litosferik manto olduğunu önceki yitimle ilgili bir jeodinamik otama bağlı magmatizmadan miras kalan metasomatik izler taşıdığını ve birden farklı mantodan türeyen magmaların karıştığını göstermektedir. Örnekler arasında granat peridotit'ten türeyen magmaların bulunması, astenosferden türeyen magmaların da aynı dönemde varlığını ve etkisini belgelemektedir. Bu gözlem, astenosferik magmaların litosfer mantosundan geçerken ergimelere neden olması ve yüzeye ulaşmadan önce metasomatik kaynaktan türeyen magmalar ile karışmaları modelini doğrulamaktadır.

Bu tez çalışmasından elde edilen petrografik, jeokimyasal ve petrolojik modelleme çalışmalarının sonuçları ile bölgesel jeodinamik arasında korelasyon kurulduğunda, lavların tümünde görülen yitim bileşeninin kaynağı daha önce metasomatizma geçirmiş ve üzerine yay

bileşeni eklenmiş litosferik manto kaynağının astenosferden gelen ergiyiklerin ve ısının etkisiyle ergimesi olmalıdır. Dolayısıyla yitim bileşeni önceki yitimden miras kalmıştır.



## KAYNAKLAR

- Adam, J. and Green, T. (2006). Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152: 1-17.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1978, Kırkağaç-Soma (Manisa) Savaştepe-Korucu-Ayvalık (Balıkesir) - Bergama (İzmir) civarının jeolojisi: *Maden Tetkik ve Arama Enst. Rap.*, 6432 (yayımlanmamış).
- Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1983f Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç - Bergama - Ayvalık) temel jeolojik özellikleri: *MTA Derg*, 95/96, 1-12.
- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., 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.
- Altunkaynak, S., ve Yılmaz, Y. (1998). The Mount Kozak magmatic complex, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85\_1998.211–231.
- Altunkaynak, Ş., Dilek, Y., (2006). Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications, *Special Papers-Geological Society Of America*
- Altunkaynak ve genç 2008 Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, Vol. 102, 2008, s. 316-340.
- Altunkaynak, Ş., Dilek, Y., Genç, C., Sunal, G., Gertisser, R., Furnes, H., Foland, K., Yang, J. (2011) Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo–Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey, *Gondwana Research* 21 (2012) 961–986.
- Altunkaynak, Ş., Sunal, G., Aldanmaz, E., Genç, C., Dilek, Y., Furnes, H., Foland, K., Yang, J., Yıldız, M. (2012) Eocene Granitic Magmatism in NW Anatolia (Turkey) revisited: New implications from comparative zircon SHRIMP U–Pb and 40Ar–39Ar geochronology and isotope geochemistry on magma genesis and emplacement, *Lithos* 155 (2012) 289–309.
- Aslaner, M. 1965. Etude geologique et petrographique de la region d'Edremit-Havran. *MTA Yayın. No: (119)*; 98. Ankara.
- Aysal N., Ustaömer T., Öngen A.S., Keskin M., Köksal S., Peytcheva I., 2012, "Origin of the Early-Middle Devonian magmatism in the Sakarya Zone, NW Turkey: Geochronology, geochemistry and isotope systematics", *Journal Of Asian Earth Sciences*, Pp.201-222, 2012
- Bingöl, E. 1968. Contribution a l'étude geologique de la partie centrale et Sud-est massif de Kazdag (Turquie), Doktora Tezi, *Nancy Universitesi, Fransa*, Yayınlanmamış.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1973, Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonu 'nun bazı özellikleri, *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebligleri*, M.T.A. Enstitüsü, Ankara, 70-77.



- Duru, M., Pehlivan, Ş., Ilgar, A., Dönmez, M. ve Akçay, A. E., 2007, Ayvalık İ-17 Paftası, *Türkiye Jeoloji Haritaları*, No: 98.
- Elkins, L., Gaetani, G. and Sims, K. (2008). Partitioning of U and Th during garnet pyroxenite partial melting: Constraints on the source of alkaline ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 265: 270-286.
- Ercan, T., Türkecan, A., Karabıyıkoglu, M., Saroglu, F., Sevin, D. 1995a. A review of Tertiary and Quaternary volcanism in Western Anatolia. An: international Earth Sci. *Colloquium on the Aegean Region (IESCA)*, Izmir-Güllük, Turkey, Program and Abstracts, 3.
- Ersoy, Y. E., Dindi, F., Karaolu, Ö., Helvacı, C. 2012. Soma Havzası ve Çevresindeki Miyosen Volkanizmasının Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, Batı Anadolu, Türkiye. *Yerbilimleri* 33(1):59-80
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.-J. and Yıldırım, T. 1995b. Biga yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *Mm. Res. Expl. Inst. Turkey Bull.* 117; 55-86.
- Green, T., Blundy, J., Adam, J. and Yaxley, G. (2000). SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 Gpa and 1080-1200C. *Lithos* 53: 165-187.
- Gümüş, A. 1964, Important lead-zinc deposits of Turkey: *Symposium on Mining Geology and the Base Metals, CENTO, Ankara*; 155-168.
- Irvine, T. N. ve Baragar W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Karacık, Z. and Yılmaz, Y. 1998. Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and geothermal research* 85,p251-264.
- Keskin, M., 2002. FC-Modeler: a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Computers and Geosciences* (28): 919–928.
- Keskin, M., 2012. AFC-Modeler: a Microsoft® Excel© Workbook Program for Modeling Assimilation Combined with Fractional Crystallization (AFC) Process in Magmatic Systems by Using Equations of DePaolo (1981), *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, Vol. 21, 2012, pp. doi:10.3906/yer-1110-3.
- Krushensky, R.D., 1976, Neogene calcalkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey: *Bull. Volcan*, 40,336- 360.
- Krushensky, R. D., Akçay, Y., Karaeğre, E., (1980). Geology of the Karalar-Yeşiller Area, Northwest Anatolia, Turkey, *Geological Survey Bulletin*, 72s.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- McKenzie, D. and O'Nions, R.K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1,021-1,091.

- Okay, A. İ., 1988, Çan-Yenice-Biga Arasının Jeolojisi ve Tektoniği, *İTÜ Raporu*, No:2544 (Yayımlanmamış)
- Okay, A. and Satır, M.. 2000. Covel plutonism and Metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.
- Okay A. İ., Satır M., Tüysüz O., Akyüz S., Chen F. 2001. The tectonics of the Strandja Massif: Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 90: 217-233.
- Okay, A.I. and Göncüoğlu, M.C. 2004. Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13; 77-95.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290–300.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Robertson A.H., Ustaömer T., 2012. "Testing Alternative Tectono-Stratigraphic Interpretations Of The Late Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex In Nw Turkey: Support For An Accretionary Origin Related To Northward Subduction Of Palaeotethys", *Turkish Journal Of Earth Sciences*, Vol.21, Pp.961-1007.
- Siyako, M.. Bürkan, K.A. ve Okay, A.I., 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, *Türk. Petr. Jeolog. Dern. Bült.*, 1/3, 183-200.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. (Magmatism in Ocean Basins, editor Saunders, A.D., Norry, M.J.) *Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication*, 42, 313–345.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides nature and evolution of the western termination of Paleotethys, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 77- 112.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.L. and Treuil, M. (1981). Distribution Coefficients of Major and Trace-Elements - Fractional Crystallization in the Alkali Basalt Series of Chaîne-Des-Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45(11): 1,997-2,016. doi: 10.1016/0016-7037(81)90055-7.
- Yaltrak C., Okay A., "Edremit Körfezi kuzeyinde Paleotetis birimlerinin jeolojisi", *İTÜ Dergisi*, no.1, ss.67-79, 2004.
- Yılmaz. Y. 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. An: Sengör. A.M.C. (Ed.). *Tectonic Evolution of the TethyWl Region*. Kluwer, The Hague, pp. 159-189.
- Yılmaz, Y., Genç, S.C., Karacık, Z. & Altunkaynak, S. (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance, *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.

**EKLER**

**EK 1. Çalışma alanının jeoloji haritası.**

**EK 2. Jeolojik enine kesitler.**



## ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler	
Adı Soyadı	Fulya Uzun
Doğum Yeri	İstanbul
Doğum Tarihi	30.07.1988
Uyruğu	<input checked="" type="checkbox"/> T.C. <input type="checkbox"/> Diğer:
Telefon	05070775131
E-Posta Adresi	fulyakozalan@gmail.com
Web Adresi	



Eğitim Bilgileri	
Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Fakülte	Mühendislik Fakültesi
Bölümü	Jeoloji Mühendisliği
Mezuniyet Yılı	18.02.2011

Yüksek Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Enstitü Adı	Fen Bilimleri Enstitüsü
Anabilim Dalı	Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Programı	Jeoloji Mühendisliği Programı