

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



BOZANIÇ (SARICAKAYA-MİHALGAZİ, ESKİŞEHİR)
EOSEN VOLKANİTLERİNİN PETROLOJİSİ VE
JEODİNAMİK EVRİMİ

DOKTORA TEZİ

GÖKHAN BÜYÜKKAHRAMAN

BALIKESİR, HAZİRAN - 2013

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



**BOZANIÇ (SARICAKAYA-MİHALGAZİ, ESKİŞEHİR)
EOSEN VOLKANİTLERİNİN PETROLOJİSİ VE
JEODİNAMİK EVRİMİ**

DOKTORA TEZİ

GÖKHAN BÜYÜKKAHRAMAN

BALIKESİR, HAZİRAN - 2013

KABUL VE ONAY SAYFASI

Gökhan BÜYÜKKAHRAMAN tarafından hazırlanan “**BOZANIÇ (SARICAKAYA-MİHALGAZI, ESKİŞEHİR) EOSEN VOLKANİTLERİNİN PETROLOJİSİ VE JEODİNAMİK EVRİMİ**” adlı tez çalışmasının savunma sınavı 14.06.2013 tarihinde yapılmış olup aşağıda verilen jüri tarafından oy birliği ile Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

Danışman

Prof. Dr. Fazlı ÇOBAN

Üye

Prof. Dr. Ömer Işık ECE

Üye

Prof. Dr. Mehmet ARSLAN

Üye

Doç. Dr. Zafer ASLAN

Üye

Doç. Dr. Zekiye KARACIK



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

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Prof. Dr. Hilmi NAMLI

.....

Bu tez çalışması BAÜ-BAP birimi tarafından 2012/84 ve TÜBİTAK tarafından 112Y383 nolu projeler ile desteklenmiştir.

ÖZET

**BOZANIÇ (SARICAKAYA-MİHALGAZI, ESKİŞEHİR) EOSEN
VOLKANİTLERİNİN PETROLOJİSİ VE JEODİNAMİK EVRİMİ
DOKTORA TEZİ
GÖKHAN BÜYÜKKAHRAMAN
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
(TEZ DANIŞMANI: PROF. DR. FAZLI ÇOBAN)
BALIKESİR, HAZİRAN - 2013**

Bu çalışmada, Sakarya Zonu'ndaki (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) Neotetis okyanusunun kapanmasına yol açan kıta-kıta çarpışması sonucunda meydana gelmiş Eosen yaşlı Bozaniç volkanitlerinin petrolojik özellikleri incelenmiş ve bölgedeki Eosen magmatizmasının jeodinamik evrimi ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bölgede önceki araştırmacılar tarafından yapılan önemli çalışmalar olmasına rağmen, bu volkanitlerin oluşumuna kaynaklık eden magmanın kökeni ve gelişimi ile ilgili soruların cevapları tam olarak bilinmemektedir. Bu amaçla, öncelikle çalışma alanının 1/25.000'lik jeolojik haritası çizilerek; volkanitlerden sistematik olarak derlenen örnekler üzerinde petrografik, jeokimyasal ve mineral kimyası analizleri ile radyometrik ve radyojenik izotop analizleri yapılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre; bölgede hemen hemen aynı hat üzerinde sıralanmış, D-B uzanımlı dört ayrı volkan bacasından çıkan lav ve piroklastitler şeklinde yüzeyleme veren Bozaniç volkanitleri genellikle andezit bileşimindedirler. Plajiyoklaz, klinopiroksen, hornblend, biyotit fenokristalleri ile titano-manyetit ve sanidin içermektedirler. Petrografik olarak; hipokristalen porfirik, mikrolitik porfirik, trakitik ve hipohyalin porfirik dokular gösterirler. Jeokimyasal olarak, kalk-alkalen karakterli olup, orta-yüksek K içermektedirler. Kayaçların gelişimlerinde fraksiyonel kristalleşme sürecinin önemli ölçüde rol oynadığı tespit edilmiştir. Tektonik ortam olarak, Bozaniç volkanitlerinin oluşumuna kaynaklık eden magmanın zenginleşmiş litosferik mantodan türediği tespit edilmiştir. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırmasına göre, 48.13 ± 0.15 - 48.78 ± 0.23 My aralığında plato yaşları elde edilmiştir. Sonuç olarak; bu çalışmayla beraber Sakarya Zonu'ndaki çarpışma sonrası kalk-alkalen volkanizmasının ilk ürünlerinin ortaya çıkış zamanının Erken Eosen'e kadar indiği verisi elde edilmiş ve oluşumlarına kaynaklık eden magmanın detaylı petrolojik özellikleri ortaya konularak, bölgenin jeodinamik evrimi modellenmiştir.

ANAHTAR KELİMELEER: Bozaniç volkanitleri, Eosen, petroloji

ABSTRACT

PETROLOGY AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF BOZANIÇ (SARICAKAYA-MİHALGAZİ, ESKİŞEHİR) EOCENE VOLCANIC ROCKS

PH.D THESIS

GÖKHAN BÜYÜKKAHRAMAN

BALIKESİR UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE

GEOLOGICAL ENGINEERING

(SUPERVISOR: PROF. DR. FAZLI ÇOBAN)

BALIKESİR, JUNE 2013

In this study, petrologic characteristics of Eocene aged Bozaniç volcanic rocks resulting from continent-continent collision causing closure of Neotethys ocean in the Central Sakarya region (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) were investigated and geodynamic evolution of Eocene magmatism in the region was evaluated. Although important studies conducted by the previous researchers were existed in the region, the questions related to the origin and development of the magma constituting these volcanic rocks are still unclear. For that purpose, 1/25.000 scaled geological map of the study area was firstly drawn and petrographic, geochemical, mineral chemistry, radiometric and radiogenic analyses were carried out on the samples collected systematically from volcanic rocks. According to the obtained results; Bozaniç volcanic rocks outcropping as lavas and pyroclastics erupted from nearly E-W trending line from four different volcanic cones have typically andesite. They contain plagioclase, clinopyroxene, hornblende, biotite phenocrysts as well as titanomagnetite and sanidine. Petrographically, they represent hypocrystalline porphyric, microlitic porphyric, trachytic, and hypohyaline porphyric textures. Geochemically, they are calc-alkaline in character and contain middle-high K. Fractional crystallization process was effective in development of the rocks. As the tectonic environment, the magma forming Bozaniç volcanic rocks was derived from the enriched lithospheric mantle. According to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, the range of 48.13 ± 0.15 - 48.78 ± 0.23 Ma plateau ages were obtained. Consequently; the data that time of occurrence of initial products of the post-collisional calc-alkaline volcanism in the Central Sakarya region goes down to the Early Eocene was achieved and geodynamic evolution of the region was modeled through introducing detailed petrologic properties of the magma.

KEYWORDS: Bozaniç volcanic rocks, Eocene, petrology

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET.....	i
ABSTRACT	ii
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİL LİSTESİ	v
TABLO LİSTESİ	xi
SEMBOL VE KISALTIMA LİSTESİ.....	xiii
ÖNSÖZ.....	xv
1. GİRİŞ	1
1.1 İnceleme Alanının Coğrafik Konumu ve Özellikleri	1
1.2 Bölgesel Jeoloji	3
1.3 Önceki Çalışmalar	5
1.4 Çalışma Konusunun Gerekçesi ve Amacı.....	12
2. ÇALIŞMA YÖNTEMİ VE PLANI	14
2.1 Giriş.....	14
2.2 Arazi Çalışmaları	14
2.2.1 1/25000 Ölçekli Jeoloji Haritası ve Jeolojik Kesitin Hazırlanması ..	14
2.2.2 Analizler İçin Örnek Alımı	15
2.3 Laboratuvar Çalışmaları ve Analitik Yöntemler.....	15
2.3.1 Mikroskobik Tayinler.....	15
2.3.2 Kimyasal Analizler.....	16
2.3.2.1 Elektron Mikroprob Analizleri (EPMA).....	16
2.3.2.2 Tüm Kayaç Analizleri	18
2.3.2.3 İzotop Analizleri.....	19
2.3.2.3.1 ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar Yaşlandırması.....	19
2.3.2.3.2 Sr ve Nd İzotop Analizleri	20
2.4 Büro Çalışmaları	21
3. JEOLJİ VE PETROGRAFI	23
3.1 Çalışma Alanının Jeolojisi	23
3.2 Jeotektonik Konum	26
3.3 Stratigrafi.....	27
3.3.1 Söğüt Metamorfitleri (Pzs).....	27
3.3.2 Sarıcakaya Granitoyidi (Csg).....	28
3.3.3 Bayırköy Formasyonu (Jba).....	31
3.3.4 Bilecik Kireçtaşı (JKb).....	32
3.3.5 Dağküplü Melanjı (Kd)	33
3.3.6 Kızılçay Formasyonu (Tpek)	34
3.3.7 Bozaniç Volkanitleri (Teb)	36
3.3.8 Örencik Formasyonu (Tplö).....	40
3.4 Bozaniç Volkanitlerinin Petrografisi	41
4. MİNERAL KİMYASI	49
4.1 Plajiyoklaz.....	49
4.2 Amfibol	50
4.3 Klinopiroksen.....	50
4.4 Biyotit.....	51
4.5 Fe-Ti Oksitler	51

4.6	Jeotermometre ve Jeobarometre Hesaplamaları.....	66
4.6.1	Jeotermometre Hesaplamaları.....	67
4.6.1.1	Plajiyoklaz Jeotermometresi	67
4.6.1.2	Amfibol-Plajiyoklaz Jeotermometresi	67
4.6.1.3	Klinopiroksen Jeotermometresi	68
4.6.1.4	Tüm Kayaç SiO ₂ (%)-P ₂ O ₅ (%) Jeotermometresi.....	68
4.6.2	Jeobarometre Hesaplamaları	75
4.6.2.1	Plajiyoklaz Jeobarometresi	75
4.6.2.2	Al-Hornblend Jeobarometresi	76
4.6.2.3	Klinopiroksen Jeobarometresi.....	77
5.	JEOKİMYA	84
5.1	Giriş.....	84
5.1.1	Ana Element Jeokimyası.....	84
5.1.2	İz ve Nadir Toprak Element Jeokimyası	92
6.	JEOKRONOLOJİ VE İZOTOP JEOKİMYASI	102
6.1	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Jeokronolojisi	102
6.2	Sr ve Nd İzotop Jeokimyası	110
7.	PETROJENEZ	113
7.1	Kısmi Ergime	113
7.2	Fraksiyonel Kristalleşme.....	115
7.3	Manto Kaynağı-Zenginleşmeler ve Kabuksal Kirlenme.....	116
7.4	Dengesiz Kristallenme	121
8.	MODELLEME	128
8.1	Fraksiyonel Kristalleşme (FC) Modellemesi	128
8.2	Asimilasyon+Fraksiyonel Kristalleşme (AFC) Modellemesi.....	137
9.	TARTIŞMA VE JEODİNAMİK EVRİM	144
10.	SONUÇ VE ÖNERİLER	154
11.	KAYNAKLAR	157
12.	EKLER	181

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1:	Çalışma alanına ait yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2:	KB Türkiye'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Okay vd., 2002'den değiştirilerek).	4
Şekil 2.1:	Mikroprob analizi için ince kesitler üzerindeki analiz noktalarını gösteren şekil.	17
Şekil 2.2:	Georgia Üniversitesi Jeoloji Bölümü Mikroprob Laboratuvarı'ndaki JEOL JXA 8600 Superprobe marka mikroprob cihazının görünümü.....	18
Şekil 2.3:	Auburn Üniversitesi (ABD) Asal İzotop Kütle Analiz Laboratuvarı'ndan bir görüntü.	20
Şekil 2.4:	Kuzey Carolina Üniversitesi (ABD) Jeokronoloji ve İzotop Jeokimyası Laboratuvarı'ndan bir görüntü.	21
Şekil 3.1:	Bozaniç (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) ve civarının jeolojik haritası.	24
Şekil 3.2:	Bozaniç ve çevresinin (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (ölçeksizdir).	25
Şekil 3.3:	Söğüt metamorfitleti içerisindeki mikaşistlerin Tozman Köyü KD'ndaki mostra görünümü.....	28
Şekil 3.4:	Sarıcakaya granitoyidi ve içerisindeki pegmatit damarlarının Tozman Yaylası'ndaki görünümü.	29
Şekil 3.5:	Sarıcakaya granitoyidini kesen bir lamprofir daykının Tozman Köyü kuzeyindeki görünümü.	30
Şekil 3.6:	Bayırköy Formasyonuna ait kumtaşı mostrasının görünümü (Beyyayla batısı).	32
Şekil 3.7:	(a, b) Bilecik kireçtaşlarının mostra görünümü (Hasan Dağı), (c) Bilecik kireçtaşının erime boşluklarındaki ikincil aragonit oluşumları (Beyyayla), (d) Bilecik kireçtaşının erime boşluklarındaki ikincil kalsit oluşumları (Beyyayla).	33
Şekil 3.8:	(a) Dağküplü melanjinin ait kireçtaşı bloklarının Dağküplü Köyü'ndeki görünümü, (b) Ofiyolitik melanjin içerisindeki izole dolerit (diyabaz) daykının görünümü, (c) Dağküplü melanjinin ile Kızılçay formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi, (d) Sakarılıca Köyü'ndeki DB uzanımlı listvenit zonuunun görünümü.	35
Şekil 3.9:	(a) Kızılçay formasyonunun Bozaniç volkaniti ile olan dokanak ilişkisi (Bozaniç Köyü KD'su), (b) Kızılçay formasyonu içerisindeki bitümlü şeyllerin ve jipslerin görünümü (Bozaniç Tepe güneyi), (c) Kızılçay formasyonuna ait konglomeralar içerisindeki kalsedon oluşumları (Bozaniç Tepe güneyi), (d) Kızılçay formasyonu içerisindeki laminalı kireçtaşı-şeyl ardalanmasının mostra görünümü (Bozaniç Tepe güneyi).	36
Şekil 3.10:	Bozaniç volkanitlerini oluşturan dört volkan bacasının kuzeyden görünümü.	37

Şekil 3.11: Bozaniç Tepe volkan bacasındaki tüflerin girintili çıkıntılı morfolojisinin yakından görünümü.....	38
Şekil 3.12: Bozaniç andezitik lavlarının mostra görünümü (Mihalgazi güneyi).....	38
Şekil 3.13: (a) Tabakalı tüflerin mostra görünümü (Mihalgazi kuzeyi, Seki bağları batısı), (b) Tüflerden hidrotermal ayrışmayla meydana gelen bentonit oluşumları Karakillik Tepe güneyi), (c) Yuvarlak andezit çakıllı aglomeraların mostra görünümü (Bozaniç Tepe kuzeyi), (d) Köşeli andezit çakıllı piroklastik breşlerin mostra görünümü (Karakillik Tepe).....	40
Şekil 3.14: (a) Örencik formasyonunun mostra görünümü (Bozaniç Köyü KD'su), (b) Örencik formasyonuna ait konglomeraların yakından görünümü (Bozaniç Köyü KD'su).	41
Şekil 3.15: Andezitlerde gözlenen, (a) hipokristalen porfirik doku (Örnek No: E11-B), (Ç.N.), (b) trakitik (akma) dokusu (Örnek No: E6.32-B), (Ç.N.), (c) hipohyalin doku (Örnek No: E4.3-B), (Ç.N.), (d) glomeroporfirik doku (Örnek No: E6.33-B), (Ç.N.) (Hbl: Hornblend, Ka: Kalsit, Pl: Plajiyoklaz).....	42
Şekil 3.16: (a) Andezitlerde ikincil olarak gelişmiş sferülitik/işınsal kalsedon oluşumu (Örnek No: E4.4-E), (b) Kayaçtaki karbonatlaşma sonucu ortaya çıkan kalsit mineralinin görünümü (Örnek No: E11-B), (c) Serizitleşmiş ve killeşmiş bir plajiyoklaz mineralinin görünümü (Örnek No: E1-B), (d) Andezitlerdeki propilitleşme sonucu kayacın yeşil renge dönüşmesi (Örnek No: B3-B) (a,b,c: Ç.N., d: T.N.; Ksd: Kalsedon, Ka: Kalsit, Pl: Plajiyoklaz).....	43
Şekil 3.17: Andezitteki biyotit ve hornblend minerallerinde kenarlardan itibaren gelişen opasitleşme/opaklaşmaların görünümü (Örnek No: E4.4-E) (T.N.; Bi: Biyotit, Hbl: Hornblend).....	43
Şekil 3.18: (a) Andezitteki konvolut zonlanma gösteren plajiyoklazın görünümü (Örnek No: E6.32-B), (Ç.N.), (b) Albit ikizi ve zonlanma gösteren bir plajiyoklaz (Örnek No: E6.32-B), (Ç.N.), (c) İyi zonlanma gösteren bir plajiyoklaz, sol üstünde glomeroporfirik dokulu plajiyoklazlar (Örnek No: E6.32-B), (Ç.N.), (d) Kemirilmiş bir plajiyoklaz (Örnek No: E4.3-B), (Ç.N.), (Pl: Plajiyoklaz).....	44
Şekil 3.19: (a) Andezitteki hamur tarafından kemirilmiş hornblendlerin görünümü (Örnek No: E4.4-E), (b) Hornblend etrafındaki opak mineral dizilimleri (Örnek No: E13.2-E), (c) İki yönde iyi dilinimli hornblend kristali ve klinopiroksen ile birlikteliği (Örnek No: E6.32-B), (d) Prizmatik ve baklava biçimli hornblend kristalleri (Örnek No: E4.4-E) (b,c: T.N., a, d: Ç.N.; Pl: Plajiyoklaz, Hbl: Hornblend, Bi: Biyotit, Kpr: Klinopiroksen, Op: Opak mineral).....	45
Şekil 3.20: (a) Andezitteki yüksek girişim renkli klinopiroksen mineralinin görünümü (Örnek No: E6.32-B), (b) Altere olmuş özşekilli klinopiroksen kristali (Örnek No: E4.3-B), (c) Klinopiroksenlerde gözlenen polisentetik ikizlenme (Örnek No: E6.33-B), (d) Klinopiroksen-plajiyoklaz birlikteliği	

	(Örnek No: DS1-B) (a: T.N., b, c, d: Ç.N.; Pl: Plajiyoklaz, Kpr: Klinopiroksen, Op: Opak mineral).	46
Şekil 3.21:	(a) Andezitteki pseudo-hekzagonal formdaki opaklaşmış biyotit mineralinin görünümü (Örnek No: E4.4-E), (b) Kısmen opaklaşmış biyotit minerallerinin görünümü (Örnek No: 1P-4), (c) Tek yönde iyi dilinimli bir biyotit fenokristali (Örnek No: 1P-4), (d) Kısmen klorite dönüşmüş bir biyotit minerali (Örnek No: E4.4-E) (a,b: T.N., c, d: Ç.N.; Pl: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit, Kl: Klorit).....	46
Şekil 3.22:	Trakiandezit içindeki karlsbad ikizli sanidin kristallerinin hamur içerisindeki görünümleri (Örnek No: E4.3-B) (Ç.N.; Sa: Sanidin, Pl: Plajiyoklaz).....	47
Şekil 4.1:	Bozaniç volkanitlerine ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramı.....	49
Şekil 4.2:	Bozaniç volkanitlerine ait amfibollerin sınıflaması (Leake vd. 1997).....	50
Şekil 4.3:	Bozaniç volkanitlerindeki klinopiroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramı (Morimoto vd. 1988).	51
Şekil 4.4:	Bozaniç volkanitlerine ait biyotitlerin sınıflandırılması (Speer, 1987). (a) MgO-FeO _(t) -Al ₂ O ₃ mineral birlikteliği ayırtman diyagramı, (b) MgO-FeO _(t) -Al ₂ O ₃ orojenik bölge ayırtman diyagramı.	52
Şekil 4.5:	Bozaniç volkanitlerine ait Fe-Ti oksitlerin bileşimini gösteren üçgen diyagram (Butler, 1992).....	52
Şekil 4.6:	Bozaniç volkanitlerine ait sıcaklık değerlerini gösteren SiO ₂ (%)-P ₂ O ₅ (%) diyagramı (Watson ve Harrison, 1984).	69
Şekil 5.1:	Bozaniç volkanik kayaların SiO ₂ 'ye karşı Na ₂ O+K ₂ O (TAS) diyagramı (Le Maitre vd., 1989). Alkali- Subalkali eğrisi Irvine ve Baragar, (1971)'e göredir.	85
Şekil 5.2:	Bozaniç volkanitlerinin SiO ₂ (%)'ye karşı K ₂ O (%) diyagramı (Le Maitre vd., 2002).	86
Şekil 5.3:	Bozaniç volkanik kayaların AFM (Na ₂ O+K ₂ O, Fe ₂ O _{3(t)} , MgO) diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).	86
Şekil 5.4:	Bozaniç volkanik kayaların Zr/TiO ₂ *0.0001'e karşı SiO ₂ (%) (Winchester ve Floyd, 1977) ve Nb/Yb'ye karşı Zr/TiO ₂ *0.0001 (Winchester ve Floyd, 1976) diyagramları.....	87
Şekil 5.5:	Bozaniç volkanitlerinin SiO ₂ (%)'ye karşı ana oksit (%) değişim diyagramları.....	91
Şekil 5.6:	Bozaniç volkanitlerinin SiO ₂ (%)'ye karşı iz element (ppm) değişim diyagramları.....	93
Şekil 5.7:	Bozaniç volkanik kayaların OIB'ye göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).....	95
Şekil 5.8:	Bozaniç volkanik kayaların E-Tipi OOSB'ye göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).....	95
Şekil 5.9:	Bozaniç volkanik kayaların N-Tipi OOSB'ye göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).....	96

Şekil 5.10: Bozaniç volkanitlerinin kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları (Normalize değerler, Taylor ve McLennan, 1985'den alınmıştır).....	100
Şekil 5.11: Bozaniç volkanitlerindeki ana oksit ve iz element çiftlerinden yararlanılarak çizilen mineral fraksiyonlaşması ve birikimini gösteren diyagramlar; (a) Zr (ppm)-TiO ₂ (%), (b) Zr (ppm)-Y (ppm), (c) Zr (ppm)-Nb (ppm), (d) TiO ₂ (%)-Ni (ppm), (e) Zr (ppm)-Sr (ppm), (f) Ce (ppm)-P ₂ O ₅ (%). (Vektörler, Pearce ve Norry, 1979'e göredir). (Plj: Plajiyoklaz, Kpir: Klinopiroksen, Ol: Olivin, Hbl: Hornblend, Bi: Biotit, Mt: Manyetit, Zr: Zirkon, Ap: Apatit).	101
Şekil 6.1: Bozaniç volkanitlerine ait 1P3 ve ANG-1 örneklerinin ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar yaş spektrumları (Her bir sıcaklık için yaş hatası 1σ seviyesindedir ve J değerleri içerisindeki hataları kapsamazlar).....	103
Şekil 6.2: Bozaniç volkanitlerine ait 1P5 ve 2P6 örneklerinin ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar yaş spektrumları (Her bir sıcaklık için yaş hatası 1σ seviyesindedir ve J değerleri içerisindeki hataları kapsamazlar).....	104
Şekil 6.3: Bozaniç volkanitlerinin (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i 'ye karşı (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i izotop korelasyon diyagramı. (MORB ve OIB: O'Nions vd., 1977; Cohen ve O'Nions, 1982; Dosso ve Murthy, 1980; Hofmann ve White, 1982; Ada Yayısı Volkanitleri: Hawkesworth vd., 1977, 1979a; Kıta Kenarı Volkanitleri: Hawkesworth vd., 1979b, 1982; UC: Goldstein vd., 1984), (BE: Toplam yerküre bileşimi, UC: Üst Kıta Kabuğu için ortalama izotop bileşimi, MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları, OIB: Okyanus adası bazaltları).	112
Şekil 7.1: Bozaniç volkanitlerinin Zr (ppm)'ye karşı Co (ppm) ve Ni (ppm) diyagramları.....	114
Şekil 7.2: Bozaniç volkanitlerine ait Zr (ppm) – Zr/Nb diyagramı.	116
Şekil 7.3: Bozaniç volkanitlerine ait Th/Y-Nb/Y diyagramı. (Karşılaştırma verileri Chen ve Frey, 1985; Ito vd., 1987; Kempton vd., 1987; Ormerod vd., 1988; Kay vd., 1991; Temel vd., 1998; Huang vd., 2000; Varol ve Muratçay, 2006'dan alınmıştır).	118
Şekil 7.4: Bozaniç volkanitlerine ait La-Ta-K ₂ O/Th diyagramı.....	118
Şekil 7.5: Bozaniç volkanitlerine ait Ti/100-Zr-Y*3 (Pearce ve Cann, 1973) ve Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980) tektonik ortam ayırtman diyagramları.	120
Şekil 7.6: Bozaniç volkanitlerinin Y/Nb-Zr/Nb karşılaştırma diyagramı (Karşılaştırma verileri, Ormerod vd., 1988; Chaffey vd., 1989; Rogers vd., 1992, Aldanmaz vd., 2000; Alici, 2002'den alınmıştır).	121
Şekil 7.7: Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayalardaki plajiyoklaz minerallerinde gözlenen kırılma etkisi (a,b) ve birlikte büyümeler (c, d, e,f) (Ç.N.); (a,b,c,d,e,f) Bazaltik andezit (Örnek No: E6.32-B) (Pl: Plajiyoklaz).....	123
Şekil 7.8: Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayalardaki plajiyoklaz minerallerinde gözlenen elek dokusu (d) ve birlikte büyüme	

	dokuları (a, b, c, e,f) (Ç.N.); (a,b) Bazaltik andezit (Örnek No: E6.32-B), (c,d) Trakiandezit (Örnek No: E4.3-B), (e,f) Andezit (Örnek No: E4.4-E) (Pl: Plajiyoklaz).	124
Şekil 7.9:	Bozaniç volkanitlerine ait kayaçları oluşturan minerallerde gözlenen glemerofirik (b, c), opaklaşma (f) ve birlikte büyüme (a, d, e) dokuları, (a,b,c,d=Ç.N.; e,f=T.N.); (a,b,c) Andezit (Örnek No: E4.4-E), (d,e,f) Bazaltik andezit (Örnek No: E6.33-B) (Pl: Plajiyoklaz, Hbl: Hornblend, Kpir: Klinopiroksen, Op: Opak mineral).....	125
Şekil 7.10:	Bozaniç volkanitlerine ait kayaçları oluşturan minerallerde gözlenen opaklaşma (a, b, c) ve birlikte büyüme dokuları (d, e, f) (a,b,c,d,f=Ç.N.; e=T.N.); (a,b,c,d,e) Bazaltik andezit (Örnek No: E6.33-B), (f) Bazaltik andezit (Örnek No: DS-1B) (Pl: Plajiyoklaz, Hbl: Hornblend, Kpir: Klinopiroksen, Bi: Biyotit, Op: Opak mineral).....	126
Şekil 7.11:	Bozaniç volkanitlerine ait kayaçları oluşturan minerallerde gözlenen birlikte büyüme (a, b, e, f), opak mineral dizilimi (c) ve glemerofirik dokular (a, b) (a,b,d,e,f=Ç.N.; c=T.N.); (a) Bazaltik andezit (Örnek No: DS-1B), (b) Bazaltik andezit (Örnek No: DS.E), (c) Andezit (Örnek No: E13.2-E), (d,e) Bazaltik andezit (Örnek No: E11-B), (f) Andezit (Örnek No: 1P4-E) (Pl: Plajiyoklaz, Hbl: Hornblend, Kpir: Klinopiroksen, Bi: Biyotit, Op: Opak mineral).....	127
Şekil 8.1:	Bozaniç volkanitlerinin gelişiminde etkili olan minerallerin fraksiyonlaşma yönlerini ve yüzdelerini gösteren FC-Modeler program diyagramları.	130
Şekil 8.2:	Bozaniç volkanitlerinin gelişiminde etkili olan minerallerin fraksiyonlaşma yönlerini ve yüzdelerini gösteren FC-Modeler program diyagramları.	131
Şekil 8.3:	Bozaniç volkanitlerinde AFC modellemesini gösteren diyagramlar (Magma bileşimi (C _o) İğdecik Bazaltı (Göncüoğlu vd., 2010)'a ait olup, Üst Kıtasal Kabuk (C _A) değerleri Taylor ve McLennan (1985); ayrımlanma katsayıları, Arth (1976), Irving ve Frey (1978), Fujikami vd. (1984), McKenzie ve O'Nions (1991), Rollinson (1993)'den alınmıştır).	139
Şekil 8.4:	Bozaniç volkanitlerinde AFC modellemesini gösteren diyagramlar (Magma bileşimi (C _o) İğdecik Bazaltı (Göncüoğlu vd., 2010)'a ait olup, Üst Kıtasal Kabuk (C _A) değerleri Taylor ve McLennan (1985); ayrımlanma katsayıları, Arth (1976), Irving ve Frey (1978), Fujikami vd. (1984), McKenzie ve O'Nions (1991), Rollinson (1993)'den alınmıştır).	140
Şekil 9.1:	Bozaniç volkanitlerine ait kondrite normalize edilmiş çoklu element dağılımlarının, Doğu Rodop Masifi volkanitleri (Marchev vd., 2004) ve Balıklıçeşme volkanitleri (Ercan vd., 1995) ile karşılaştırılması (Normalize değerler, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).	147
Şekil 9.2:	Bozaniç volkanitleri, Balıklıçeşme volkanitleri ve Doğu Rodop Masifi volkanitlerinin karşılaştırıldığı Orta ve Batı	

Anadolu ile Ege ada yayındaki Tersiyer-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaların ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i 'ye karşı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i izotop diyagramı. Alanlar; Orta ve Batı Anadolu ile Ege ada yayı volkanitleri, Güleç (1991), Pamir vd. (1995)'den; DM (Tüketilmiş Manto), EMI ve EMII (Zenginleşmiş Manto I ve II), Zindler ve Hart (1986)'dan alınmıştır.	149
Şekil 9.3: Bozaniç (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) volkanitlerinin oluşumunu gösteren jeodinamik model.....	153

TABLO LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1: Bozaniç volkanitlerinin modal mineralojik bileşimleri ve kayaç adlamaları (Pl: Plajiyoklaz, Hbl: Hornblend, Bi: Biotit, Kpr: Klinopiroksen, Ksd: Kalsedon, Ka: Kalsit, Sa: Sanidin, Kl: Klorit, Op: Opak mineral).....	47
Tablo 4.1: Bozaniç volkanitlerine ait plajiyoklazların mikroprob analiz sonuçları.	53
Tablo 4.2: Bozaniç volkanitlerine ait amfibollerin mikroprob analiz sonuçları.	58
Tablo 4.3: Bozaniç volkanitlerine ait klinopiroksenlerin mikroprob analiz sonuçları.....	61
Tablo 4.4: Bozaniç volkanitlerine ait biyotitlerin mikroprob analiz sonuçları.	64
Tablo 4.5: Bozaniç volkanitlerine ait Fe-Ti oksitlerin mikroprob analiz sonuçları.	65
Tablo 4.6: Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayaçlarda hesaplanan plajiyoklaz jeotermobarometresi	70
Tablo 4.7: Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayaçlarda hornblend-plajiyoklaz jeotermometresinden hesaplanan sıcaklık (°C) değerleri.....	71
Tablo 4.8: Bozaniç volkanitlerinin içerdiği klinopiroksenlerden hesaplanan kristal içi dengelenme sıcaklıkları.	74
Tablo 4.9: Bozaniç volkanik kayaçlarının SiO ₂ (%) ve P ₂ O ₅ (%) tüm kayaç analiz değerleri.	75
Tablo 4.10: Bozaniç volkanitini oluşturan kayaçlar içerisindeki hornblendlerden hesaplanan jeobarometre değerleri.....	79
Tablo 4.11: Bozaniç volkanitine ait hornblend minerallerinde 600°C-800°C arasındaki sıcaklık değerlerine karşı Anderson ve Smith (1995)'e göre hesaplanan jeobarometre değerleri.	82
Tablo 4.12: Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayaçlardaki klinopiroksenlerden hesaplanan jeobarometre değerleri.	83
Tablo 5.1: Bozaniç volkanik kayaçlarının ana oksit (%) ve iz (ppm) element analizleri.	88
Tablo 5.2: Bozaniç volkanik kayaçlarının CIPW normatif mineralojik (%) bileşimleri.	90
Tablo 5.3: Bozaniç volkanik kayaçlarının nadir toprak element (ppm) analizleri.	99
Tablo 6.1: ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar yaşlandırması için seçilen kayaç örneklerinin deskripsiyonları ve çalışma alanındaki koordinatları.....	102
Tablo 6.2: Bozaniç volkanitlerine ait ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar yaşlandırması ölçüm verileri. ⁴⁰ Ar* = radyojenik ⁴⁰ Ar, Ca = Ca-nötron karışımından üretilen, K = K-nötron karışımından üretilen. Yaş (Milyon yıl) = Steiger ve Jäger, (1977) tarafından önerilen bozunma sürelerini kullanarak hesaplanan zaman. Hatalar, 1σ seviyesindedir ve J parametresinin değeri içerisindeki hatayı kapsamazlar. USGS Triga reaktöründeki	

nötron ışınlaması tarafından üretilen girişim yapan izotoplar için düzeltme faktörleri ($^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$) _{Ca} = 7.5×10^{-4} , ($^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$) _{Ca} = 2.81×10^{-4} , ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _K = 4×10^{-4} , ($^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) _{Cl} = 0.01'dir.....	105
Tablo 6.3: Bozaniç volkanik kayaların SiO ₂ (%), Rb (ppm), Sr (ppm), 1/Sr* 10 ³ (ppm ⁻¹), Sm (ppm) ve Nd (ppm) içerikleri ve $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr ve Sm-Nd izotopik verileri.	111
Tablo 8.1: Bozaniç volkanitlerinde FC-Modeler programı (Keskin, 2002) yardımıyla belirlenen minerallerin fraksiyonlaşma yönlerinin hesaplanmasında kullanılan ayrımlanma katsayıları ve C _o değerleri.....	129
Tablo 8.2: Bozaniç volkanitlerinin gelişiminde etkili olan minerallerin fraksiyonlaşma yönlerini belirlemek için FC-Modeler Programı (Keskin, 2002)'de hesaplanan C _L değerleri (Kullanılan ayrımlanma katsayıları, Keskin, 1994'e göredir).....	132
Tablo 8.3: Bozaniç volkanitlerinde AFC modellemesi için C _L değerlerinin hesaplanmasında kullanılan minerallere ait ayrımlanma katsayıları ile C _o ve C _A değerleri.	138
Tablo 8.4: Bozaniç volkanitlerinde AFC modellemesiyle hesaplanan C _L değerleri.....	141

SEMBOL VE KISALTMA LİSTESİ

Ab	: Albit
AFC	: Asimilasyon ile eş zamanlı gelişen fraksiyonel kristalleşme
Al^[4]	: Tetrahedral koordinasyonlu alüminyum
Al^[6]	: Oktahedral koordinasyonlu alüminyum
Al_{top}	: Toplam (tetrahedral ve oktahedral koordinasyonlu) alüminyum
Amf	: Amfibol
An	: Anortit
Ap	: Apatit
Bi	: Biyotit
BSE	: Toplam Silikat Yerküre
°C	: Santigrad derece
CHUR	: Kondritik tekdüze rezervuar
DM	: Tüketilmiş Manto
En	: Enstatit
E-OOSB	: Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
F	: Kısmi ergime miktarı veya AFC modellemesindeki artık eriyik fraksiyonu
FC	: Fraksiyonel kristalleşme
Fs	: Ferrosilit
Hbl	: Hornblend
HFSE	: Yüksek Çekim Alanlı Elementler
HIMU	: μ -değeri veya (²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb) oranı yüksek olan manto kaynağı
HREE	: Ağır Nadir Toprak Elementler
Hy	: Hipersten
ICP-AES	: İndüktif Eşleşmiş Plazma-Atomik Emisyon Spektrometri
ICP-MS	: İndüktif Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometri
İlm	: İlmenit
°K	: Kelvin derece
Ka	: Kalsit
Kbar	: Kilobar cinsinden basınç
Kd	: Ayrılma katsayısı
Kl	: Klorit
Km	: Kilometre cinsinden uzunluk
Kpir	: Klinopiroksen
Ku	: Kuvars
LILE	: Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementler
LREE	: Hafif Nadir Toprak Elementler
M	: Metre cinsinden uzunluk
Mm	: Milimetre cinsinden uzunluk
MM	: Manto Metasomatizması
Mt	: Manyetit
N-OOSB	: Tüketilmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
NTE	: Nadir Toprak Elementler
OAB	: Okyanus Adası Bazaltı
Ol	: Olivin
OOSB	: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
Op	: Opak mineral

P	: Basınç
Pl	: Plajiyoklaz
r	: Asimilasyonun fraksiyonel kristalleşmeye oranı
Sa	: Sanidin
Si^[4]	: Tetrahedral koordinasyonlu silisyum
T	: Sıcaklık
TAS	: Toplam alkali-SiO ₂
Usp	: Ulvospinel
Wo	: Vollastonit
Mg#	: Magnezyum numarası
εNd	: Nd izotopik bileşiminin bir manto rezervuarına göre oranı
εNd_i	: İlksel Nd izotopik bileşiminin bir manto rezervuarına göre oranı
εSr	: Sr izotopik bileşiminin bir manto rezervuarına göre oranı
εSr_i	: İlksel Sr izotopik bileşiminin bir manto rezervuarına göre oranı
Zr	: Zirkon

ÖNSÖZ

Bu çalışma, Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda "Doktora Tezi" olarak hazırlanmıştır. Tez kapsamında, Bozaniç (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) Eosen volkanitlerinin petrolojik özellikleri incelenerek, bölgenin jeodinamik evrimi ortaya konulmuştur.

Balıkesir Üniversitesi "Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi" tarafından 2012/84 nolu proje ile desteklenen bu çalışmayı bana öneren ve beni yönlendiren, çalışmanın başlangıcından sonuna kadar bilgi, deneyim ve tecrübeleri ile yol gösteren, maddi manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen saygıdeğer hocam Sayın Prof. Dr. Fazlı ÇOBAN'a minnet ve şükranlarımı sunmak isterim.

Bu çalışmaya maddi destek sağlayan Balıkesir Üniversitesi Rektörlüğü'ne, Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi'ne ve TÜBİTAK'a teşekkür ederim. Katkılarından dolayı Doktora Tez İzleme Komitesi'nin değerli üyeleri Sayın Prof. Dr. Ömer Işık ECE ve Sayın Doç. Dr. Zafer ASLAN'a, tezin savunması sırasında değerli görüş ve katkılarından yararlandığım Sayın Prof. Dr. Mehmet ARSLAN'a ve Sayın Doç. Dr. Zekiye KARACIK'a teşekkür ederim. Bilgi, tecrübe, görüş ve önerilerinden yararlandığım, Dr. Alberto Patino Douce'a (Georgia Üniv., ABD), Dr. Paul Schroeder'e (Georgia Üniv., ABD) ve Dr. Mike Roden'e (Georgia Üniv., ABD) şükranlarımı sunarım. Bu çalışmanın her aşamasında benimle birlikte tüm zorlukları paylaşan, her konuda destekleri ile bana güç veren sevgili dostlarım Doç. Dr. Emel ABDİOĞLU'na ve Yrd. Doç. Dr. M. Selman AYDOĞAN'a müteşekkirim. Özellikle arazi çalışmaları sırasında bana yardımcı olan Jeo. Müh. Olcay ÖZBAY'a, Jeo. Müh. Esranur YILMAZ'a ve Jeo. Müh. İsmail ALTIN'a, ⁴⁰Ar-³⁹Ar yaşlandırması için emek sarf eden Dr. Mehmet Zeki BİLLOR'a (Auburn Üniv., ABD), radyojenik izotop analizlerini yapan Dr. Drew Coleman'a (North Carolina Üniv., ABD), mineral kimyası (EPMA) analizleri için bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım Georgia Üniversitesi (ABD) Mikroprob Laboratuvarı teknisyeni Chris Fleisher'a, teşekkür ederim.

Hayatımın en değerli varlıkları olan ve öğrenim hayatım boyunca benden maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen ailemin tüm fertlerine ve bilhassa eşime şükranlarımı bir borç bilirim.

1. GİRİŞ

Bu çalışma, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının hemen kuzeyinde yer alan Sarıcakaya ve Mihalgazi (Eskişehir) dolaylarındaki Eosen yaşlı Bozaniç volkanitlerinin petrolojik özellikleri ile Eosen magmatizmasının jeodinamik evrimini konu almaktadır. Çalışmanın esas konusunu oluşturan volkanitler, inceleme alanında aynı hatta yer alan 4 ayrı volkan bacasından yayılmış olarak yüzlek vermektedirler.

Bu kapsamda, bu çalışmanın, bundan sonra yapılacak olan araştırmalara ve Batı Anadolu'daki tektonik yorumlamalara ışık tutması düşünülmektedir.

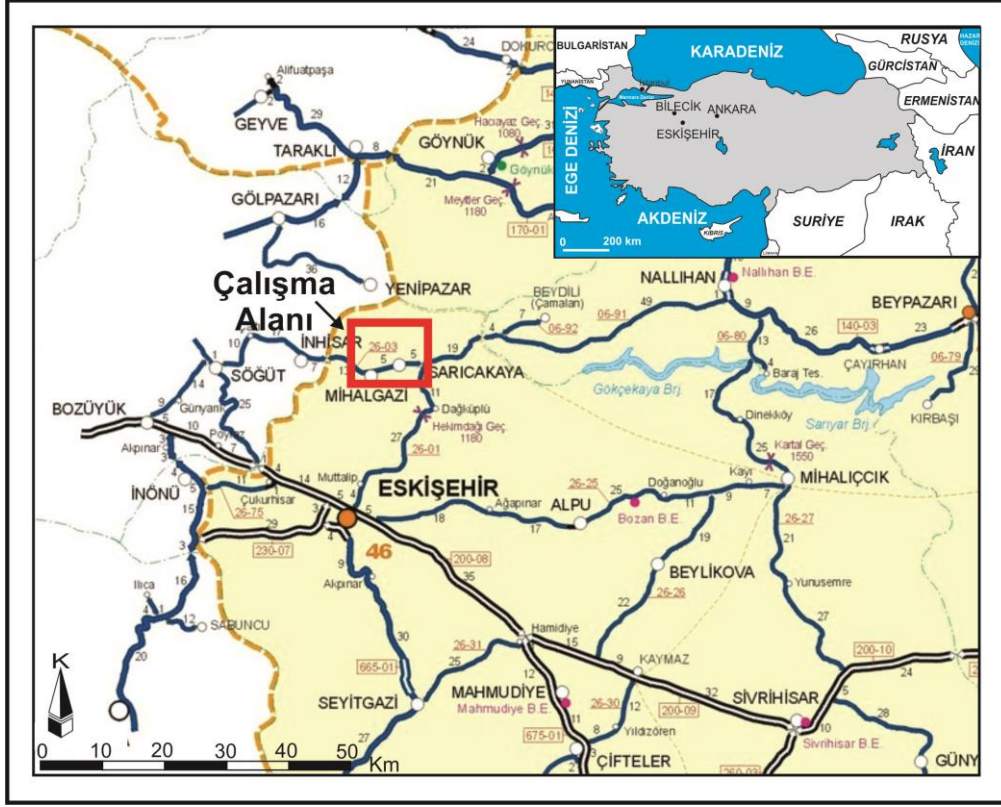
1.1 İnceleme Alanının Coğrafi Konumu ve Özellikleri

Çalışma alanı İç Anadolu Bölgesi, Eskişehir İli Sarıcakaya ve Mihalgazi ilçeleri ile Marmara Bölgesi, Bilecik İli İnhisar ilçesi ve çevresinde yer almaktadır (Şekil 1.1). İnceleme alanına güneyden ulaşım, Eskişehir İl merkezinden yaklaşık 40 km'lik asfalt yoldan sağlanmaktadır. Ayrıca Bilecik İlinin İnhisar İlçe merkezinden yaklaşık 20 km'lik bir asfalt yolla batıdan da ulaşmak mümkündür. İnceleme alanı 1/25000 ölçekli Adapazarı H25d4, H25d3 ve Eskişehir I25a1 paftaları içinde yer almakta olup, yaklaşık 200 km²'lik bir alan kaplamaktadır (Şekil 1.1).

Bölgede Sarıcakaya ve Mihalgazi ilçeleri dışında dağınık bir yerleşime sahip birçok belde, mahalle ve köy mevcuttur. Bunların başlıcaları, Bozaniç, Karaoğlan, Alpagut, Demirciler, Beyköy, Beyyayla, Kapukaya, Sakarılıca, İğdir, Dağküplü, Tozman, Sarıkaya Mahallesi, Fatih Mahallesi ve Yeni Mahalledir.

Çalışma alanının güneyinde Sündiken dağları, kuzeyinde ise Bolu Köroğlu dağları yer alır ve ilçe merkezlerinin denizden yüksekliği 230 metredir. Yükseklerle çıkıldıkça topoğrafya sarplaşır ve rakımı 1000 metrenin üzerinde yüksek yaylalarla karşılaşılır. Bölgedeki önemli yükseltiler; Bozaniç Tepe (881 m), Uzunmezar Tepe (1229 m), Avdan Tepe (1249 m), Gölcük Tepe (1114 m), Değirmenbaşı Tepe (938 m.), Baş Tepe (1174 m), Çocuklu Tepe (847 m), Karakaya Tepe (952 m) ve

Burunsuz Tepe (1068 m)'dir. Çalışma alanını doğudan batıya doğru kateden Sakarya Nehri, bölgedeki en büyük akarsudur ve yer yer menderesler çizerek hareketli bir biçimde akar. Çalışma alanındaki başlıca dereler ise Sarıçay Dere, Kabalıhamur Dere, Hamam Dere ve Körkuyuözü Dere'dir.



Şekil 1.1: Çalışma alanına ait yer bulduru haritası.

Çalışma alanı ve çevresinde yazlar kurak ve sıcak, kışlar ise nispeten ılıman ve yağışlı geçmektedir. İç Anadolu Bölgesi'nde bulunmasına rağmen Akdeniz iklimi özelliği taşımaktadır. Yıllık ortalama ısı 15-19 °C, Temmuz ayının ortalaması ise 36.3 °C olmaktadır. Kış aylarının en düşük ısı derecesi de -5 °C olarak tespit edilmiştir. Yıllık yağış ortalaması ise metrekareye 334 mm'dir. Kış, İlkbahar ve Sonbahar mevsimleri oldukça kısa olup, en uzun mevsim yaz olmaktadır.

Bölge bitki örtüsü açısından oldukça zengindir. Çalışma alanı içerisinde kalan % 50'ye varan bir bölüm ormanlarla kaplı olup, ormanlık alanın büyük bir bölümü de sarıçam ormanlarından oluşmaktadır. Bu ağaçların yanında özellikle Sakarya Vadisi ile dağların arasında kalan kesimlerde ise meşe, yabani zeytin, yabani incir ve sakızlık "menegiç" ağaçları bulunmaktadır. Sakarya Vadisi civarında ise kavak ve söğüt ağaçları ile beraber dut, kayısı, zerdali, armut, erik, nar, incir, üzüm ve zeytin

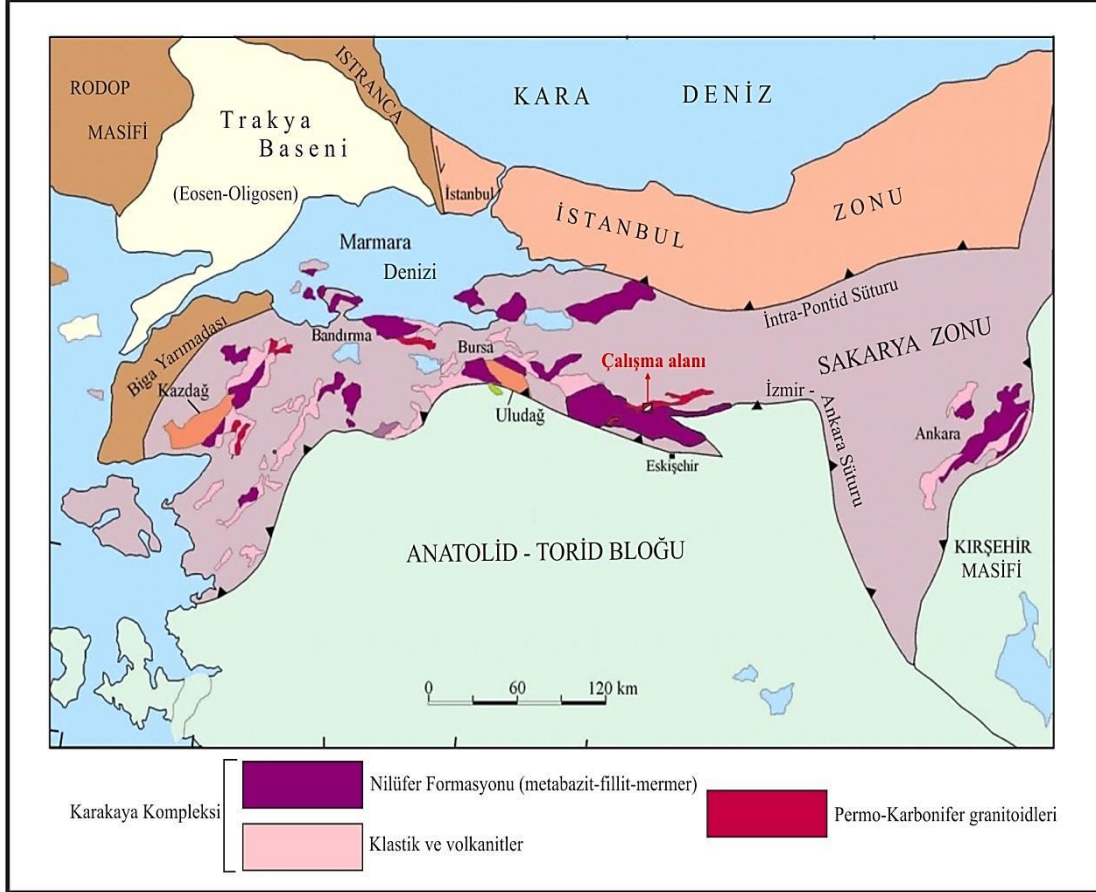
ağaçları bulunmaktadır. Toprakları genel olarak kumlu, bir kısım yerlerde alüviyal ve Sakarya yatağı toprağıdır. Sulanır topraklarda killi topraklar çok azdır.

Bölgedeki en önemli madenler krom ve mermerdir. Krom madeni Dağköplü-Laçın arasındaki dağlık alanda bulunmaktadır ve bir süre işletildikten sonra ekonomik olmadığı gerekçesiyle terkedilmiştir. Mermerler ise birkaç ocakta işletilmekte, buradan Eskişehir, Bilecik ve Afyonkarahisar'a gönderilmektedir. Çalışma alanının güneyinde, Sakarılıca Köyü sınırları içerisinde, doğal mineraller yönünden oldukça zengin olan Sakarılıca Kaplıcası bulunmaktadır. Kaplıcada suyun sıcaklığı 57 °C'dir.

1.2 Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanının yer aldığı Sakarya Zonu (Okay vd., 2002) doğuda Kafkaslar'dan KB Türkiye'de Ege sınırlarına kadar yaklaşık olarak 1400 km'lik bir zon boyunca uzanan kompozit bir kara parçasını temsil etmektedir (Şekil 1.2). Sakarya Zonu, heterojen özellikteki bir temeli uyumsuz olarak üzerleyen Jura ve daha genç sedimanter ve volkanik kayalardan meydana gelir (Topuz vd., 2007). Temelde Karakaya Grubu kayaları (Tekeli, 1981) ile granitik kayaları içeren Sakarya kıtası Lias yaşlı post-orojenik birimler ile örtülmüş; örtü tabakaları Mesozoyik ve Eosen yaş aralığında çökelmiştir. Sakarya kıtasının temelini oluşturan Karakaya kompleksinin jeodinamik anlamı konusunda iki farklı görüş vardır: Tekeli (1981), Karakaya kompleksinin bir okyanus kabuğunu ve yitim zonu kayalarını içerdiğini belirtmiştir. Bir diğer görüş ise Karakaya kompleksinin güneye dalan Paleotetis'in güneyinde gelişmiş bir marjinal basenin kayalarını içerdiğidir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Güneyde yer alan kuşak ise, Anatolid-Toridler ve bunların kuzey kenarını oluşturan İzmir-Ankara zonudur. Şengör ve Yılmaz (1981), bu kuşağın Neotetis'in kuzey kolu olarak Triyas sonrasında açılmaya başlayan okyanusun Geç Eosen'de kapanması ile geliştiğini söylemişlerdir. Anatolid-Torid platformu İzmir-Ankara suture zonu boyunca Pontid volkanik yayıyla çarpıştığında kuzeye dalma olayı sonlanmıştır (Aldanmaz vd., 2000). Bu çarpışmanın zamanı hakkında farklı görüşler vardır. Harris vd. (1994), çarpışma süresince ortaya çıkan ofiyolit parçalarından elde ettiği veriler yardımıyla çarpışma zamanının Orta Eosen'den daha önce, muhtemelen

Turoniyen'den sonra gerçekleştiğini söylemiştir. Pontid zonundaki en genç magmatizma Orta Eosen olarak önerilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981) ve bu olay çarpışmanın sonunu işaret etmektedir. Bu çarpışma büyük ölçekli kıta içi (intra-crustal) deformasyonuna ve alttaki Likya naplarıyla birlikte Menderes Masifi'nin gömülmesine sebep olmuştur.



Şekil 1.2: KB Türkiye'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Okay vd., 2002'den değiştirilerek).

Eskişehir ilinin kuzey kesiminde yer alan Sakarya Zonu, Paleotetis ve Neotetis birliklerinin gözlemlendiği anahtar bölgelerden biridir (Göncüoğlu vd., 2000). Bölgede, üç Alpin mikropakanın oluştuğu çeşitli yazarlar tarafından kabul edilmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989; Göncüoğlu ve Erendil, 1990; Yılmaz, 1990). Sakarya Zonu, güneyde Sakarya kıtası, kuzeyde İstanbul Zonu tarafından temsil edilmektedir. Bölge, Sakarya Zonu ve Torid-Anatolid Platformu arasındaki Eosen boyunca kıtasal çarpışmanın şekillendiği bir bindirme kuşağıdır (Yılmaz, 1981; Nebert vd., 1986; Göncüoğlu vd., 2000; Okay vd., 2002). Bölgedeki kıvrımlanma ve bindirme yapıları, Jura-Eosen sedimanter istifin yanısıra, bölgenin

temelini oluşturan Permo-Karbonifer yaşlı Söğüt graniti ve Karakaya Kompleksi'nin temelini oluşturan Nilüfer birimini de kapsamaktadır (Okay vd., 2002).

Batı Anadolu'da magmatizma Oligosen'de başlamış, Erken Miyosen boyunca şiddetlenmiş ve Geç Miyosen-Pliyosen'de zayıflamıştır (Yılmaz, 1997). Şiddetli plütonik faaliyetler Oligosen-Miyosen boyunca (Bingöl vd., 1982); volkanik faaliyetler ise Erken Miyosen (Innocenti vd., 1982; Keller, 1983) boyunca etkisini göstermiştir (Aydar, 1998) ve bu faaliyetler Erken Miyosen boyunca kabuğun aşırı incelmeye bağlı olarak meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1997; Karacık ve Yılmaz, 1998).

Çalışma alanının güneyindeki, İzmir-Ankara Sütur Zonu boyunca Üst Kretase yaşlı yığılma kompleksi ve ofiyolitik birlikler bindirme yapıları içermektedir (Dağküllü karmaşığı). Permo-Karbonifer (~290 My) yaşlı yaygın olarak hornblend ve biyotit içeren granodiyorit karakterli Söğüt graniti, Sakarya nehrinin kuzey kesiminde mostra vermektedir ve yaklaşık D-B gidişli Tuzaklı-Gümele bindirme hattının tabanında bulunmaktadır (Yılmaz, 1981; Şekil 1.2). Söğüt graniti, Alt Jura (Sinemuriyen) kıtasal sığ denizel kumtaşları ve konglomeralar tarafından uyumsuz bir şekilde üzerlenmektedir (Okay vd., 2002). Jura yaşlı örtü kayalar ile birlikte Söğüt graniti Paleosen-Eosen yaşlı kıtasal klastik kayalar üzerine güneye doğru bindirir. Jura-Eosen yaşlı sedimanter kayalar Sakarya Nehri boyunca Söğüt granitinin altında bir bindirme şeklinde mostra vermektedir. Bu kayalar, Sakarya Nehri'nin güney kesiminde net bir şekilde gözlenebilen ve bu çalışmanın esas konusunu teşkil eden Eosen yaşlı Bozaniç volkanik kayalar tarafından örtülmektedir.

1.3 Önceki Çalışmalar

İnceleme alanını kapsayan bölgede plütonik, volkanik ve metamorfik kayaların bir kısmında bugüne dek ayrıntılı jeolojik çalışmalar yapılmasına karşın, sedimanter kayaç birimlerinde yapılan çalışmalar uzun yıllardan beri süregelmektedir. Bölgedeki çalışmalar kronolojik olarak aşağıdaki şekilde özetlenmiştir.

Coğulu (1967), Sarıcakaya ve civarındaki pegmatitlerin jeolojik ve petrografik etüdünü içeren bir rapor hazırlamıştır. Bu raporda bölgedeki pegmatitlerin dağılımları ve bölgesel özellikleri, şekilleri, büyüklükleri ve durumları, iç yapıları, çevre kayalarla olan ilişkileri, kökenleri ve yaşı ile ekonomik önemleri ve mineral zenginlikleri açıklanmıştır.

Yıldız (1967), çalışma alanındaki köylerden biri olan Tozman Köyü civarındaki antimon sahasının etüt raporunu hazırlamıştır. Buna göre, bölgedeki cevherleşme mostraları 5-15 cm'lik ince damarlar halinde olup, genellikle KD-GB gidişli ve KB'ya eğimlidirler. Cevherin daha çok silis damarlarını takip ettiği belirtilmiştir.

Altınlı (1973), “Bilecik Jurasığı” ve “Orta Sakarya Jeolojisi” adları altında iki derleme hazırlamış ve Sakarya Zonu'nin genel jeolojik özellikleri ile kuzeyde yüzeyleyen Jura yaşlı kireçtaşlarının petrografik ve petrolojik yorumlarını derlemiştir.

Demirkol (1977), Sakarya Nehri'nin orta kesiminde bulunan Üzümlü ile Tuzaklı dolayındaki çeşitli magmatik, metamorfik ve sedimanter stratigrafi istifini çözümlenmiş ve olağanüstü karmaşık yapı niteliklerini açıklamıştır. Buna göre, bölgenin en yaşlı litoloji topluluğu, Paleozoyik üst sistemindeki Söğüt metamorfizmaları ile Akçasu magmatikleridir.

Ayaroğlu (1979), Bozüyük-Söğüt (Bilecik) yöresindeki Paleozoyik oluşukları Bozüyük metamorfizmaları olarak adlandırmıştır. Formasyonu oluşturan kayaç birimlerinden ortognays, yeşilist ve glokofanlı şistlerin orto; mikaşistlerinse para kökenli olduğunu söylemiştir. Bunların, bölgedeki kil ve kumlu oluşuklarla, granitik bir intrüzyonun ürünlerinin bölgesel metamorfizmaya uğramasıyla oluştuğunu belirtmiştir.

Yılmaz (1979), farklı metamorfizmaları tanıtan mineralojik özellikler ve faz değişiklikleri üzerinde durmuş; Söğüt - Bilecik bölgesindeki metamorfik kayaların karmaşık bir metamorfizma evrimi geçirdiğini ve bunun sonucu olarak farklı ortamlarda üç ayrı metamorfizmadan etkilendiklerini söylemiştir. Ofiyolitik türevli bu kayalar, ilk fazda artan metamorfizmaya uğramış, güneydoğudan kuzeybatıya

doğru metalavdan amfibolite kadar geçen tedrici değişimler kazanmışlardır. İndeks minerallerin yardımıyla dört metamorfizma zonu ayırt etmiştir. Daha sonra aynı kayaları yüksek basınç ve düşük sıcaklık rejiminin egemen olduğu bir gerileyen metamorfizmanın etkilediğini belirtmiştir. Çalıştığı alanda sadece alkali amfibol gelişmesiyle görünen bu fazın, daha doğuya doğru tipik mavişist fasiyesi minerallerini oluşturduğunu söylemiştir. Son metamorfizma fazının ise birbirine zıt ortamları temsil eden kaya gruplarının tektonik yolla bir araya gelmelerinin neden olduğu bir dinamik metamorfizma olduğunu belirtmiştir.

şengr ve Yılmaz (1981), Türkiye'nin Tetis evriminin Paleo-Tetis ve Neo-Tetis olmak üzere iki ana faza ayrıldığını ve levhaların yitim olayları sonucunda Neo-Tetis'in kuzey kolunun kapanarak İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağını meydana getirdiğini yorumlamışlardır.

Kibici (1982), "Sarıcakaya (Eskişehir ili) masifinin jeolojisi, petrografisi ve petrolojik etüdü, masife ilişkin kalay araştırması" konulu doktora tezinde, inceleme alanındaki Eosen yaşlı volkanitlerin andezit türünde, en azından iki volkanik fazda oluştuğunu belirtmiştir. Diğer bir deyişle, Eosen volkanizmasının genellikle andezit karakterinde ve kalk-alkalen nitelikte olduğunu söylemiştir. Petrokimyasal zellikleri göz önüne alarak, volkanizmanın kıtasal kabuktan tredildiğini belirtmiştir. akıltaşı-kumtaşı-marn ardalı Paleosen serisinin, Eosen boyunca volkanizma sonucu oluşan andezitik lavlarla örtüldüğünü söylemiştir.

Asutay vd. (1989), "Dağkpl (Eskişehir Kuzeyi) Ofiyolit Karmaşığının Stratigrafisi, Yapısal Konumu ve Kmlatlarla Petrografisi" adlı çalışmasında, Eskişehir'in kuzeyindeki Yakakayı-Gündüzler köyleri dolaylarında yer alan Dağkpl ofiyolit karmaşığının, konumu itibariyle güneye devrik yapısal özellik göstermekte olduğunu söylemişlerdir. Mesozoyik yaşlı ofiyolitik kayaçların, alttan üste doğru ofiyolitli melanj, mafik ve ultramafik kümülatlar ve tektonitler şeklinde bir dizilim sunduğunu belirtmişlerdir. Kmlat istifin ise, altta gabrolar ile başlamakta, üste doğru dünit ara katkılı piroksenitlere geçmekte olduğunu söylemişlerdir.

Kibici (1990), Sarıcakaya civarında yüzeylenen volkanik kayaçlarda yapılan petrokimyasal incelemelerin yanı sıra bunların bölgesel yayılımlarını araştırarak

çevredeki benzerleri olan diğer volkanitlerle karşılaştırmış, oluşumları ve kökenlerini incelemiştir. İnceleme alanındaki Eosen (arazi gözlemlerine göre) yaşlı volkanitlerin andezit türünde, en azından iki volkanik fazda oluştuklarını söylemiştir. Diğer bir deyişle, Eosen volkanizmasının genellikle andezit karakterinde ve kalkalkalen olduğunu belirtmiştir. Petrokimyasal özellikleri göz önüne alındığında, volkanitlerin kıtasal kabuktan türediğini söylemiştir. Ayrıca, çakıltası-kumtaşı-marn ardalanmalı Paleosen serisinin, Eosen boyunca volkanizma sonucu oluşan andezitik lavlarla örtülmüş olduğunu ileri sürmüştür.

Çoban (1994), Mihalgazi (Eskişehir) bölgesindeki andezitlerin hidrotermal alterasyonu ile oluşan bentonitlerin mineralojik karakteristiklerini incelemiştir.

Göncüoğlu vd. (1996), Orta Sakarya'da Nallıhan-Sarıcakaya arasındaki yapısal birlikleri tektonik açıdan incelemiş ve bunların jeolojik özelliklerini içeren bir rapor hazırlamışlardır.

Göncüoğlu vd. (2000), Sakarya Zonu'nun tektonik evrimi hakkında, Geç Kretase boyunca okyanus içi yitim zonunda pasif kıta kenarının altına bir dalma olduğunu ve böylece kıta kayaçlarının YB-DS metamorfizmasından etkilendiklerini söylemişlerdir. Allohton okyanusal topluluğun yerleşmesi ve Orta Sakarya kıtasıyla çarpışma olayının, Kretase'nin sonunda tamamlandığını belirtmişlerdir.

Okay vd. (2002), Paleotetisin yitiminin kalıntıları olarak özellikle Sakarya Zonu'ndaki Triyas yaşlı mavişistleri ve eklojitleri incelemiş, İzmir-Ankara suture zonu boyunca KB Türkiye'de, Eosen'de bir kıvrım-itki kuşağında Triyas mavişist ve eklojit fasiyesi kayaçlarının 25 km uzunluğunda ve 2 km kalınlığında bir bindirme levhası oluşturduğunu söylemişlerdir. Bu levhanın, çoğunlukla az oranda mermer katkılı metabazitler, fillit, metaçört ve nadir olarak da serpantin mercerlerinden oluştuğunu belirtmişlerdir. Metabazitlerdeki yaygın mavişist fasiyesi mineral birlikteliğini sodik amfibol + epidot + albit + klorit + fengit ± granat şeklinde vermişlerdir. Üç metabazik kayaçtaki fengit, sodik amfibol ve barrositten 215 My-205 My Ar/Ar yaşları elde edilmiş ve Geç Triyas yüksek basınç metamorfizmasını gösterdiği şeklinde yorumlanmıştır.

Özen ve Sarıfakıoğlu (2002), “Dađkúplú Ofiyoliti ile Sivrihisar (Eskişehir) Dolayındaki Ofiyolitlerin Petrografisi ve Jeokimyası” adlı çalışmalarında, arazide ekaylı dilimler şeklinde izlenen ofiyolitlerin saha gözlemleri ve petrolojik incelemeler sonucu, eksikli-terslenmiş bir dizi sunduklarını saptamışlar ve yitim zonu ofiyoliti özelliğini yansıttığını belirtmişlerdir.

Göncüoğlu vd. (2004), Geyve güneyinde, “Karakaya Kompleksi” içinde yaygın olarak yüzeyleyen olistostromlu arkozik kumtaşı birimi içinde ince bir radyolaryalı çört tabakasının yüzeylediğini söylemişlerdir. Bu örtlerden alınan örneğin, içerdiği Albaillellid'lere göre *Neoalbaillella ornithoformis* Topluluk Zonu ile korele edilmekte olduğu ve Geç Permiyen'in angzingiyen yaşını verdiği belirtilmiştir. Karakaya birimleri içinde ilk kez belirlenen bu sinsedimanter oluşuğun, Karakaya baseninin en geç Permiyen'de Orta Sakarya Kompozit Birliği'nin Midiyen Platformu ve Permiyen öncesi temeli üzerinde riftleşme ile açıldığını gösterdiği söylenmiştir.

oban vd. (2008), Sarıcakaya (Eskişehir) bentonitlerinin hidrotermal alterasyon yoluyla meydana geldiğini söylemişlerdir. Bölgedeki bentonit oluşumlarının andezitik ve bazaltik andezit bileşimli lav, aglomera ve trakiandezit/andezit bileşimli litik tüflerden meydana gelen volkanik birimlerde yayılım gösterdiğini belirtmişlerdir. Bentonitlerin yayılımı ile fayların doğrultusu arasında bir paralelliğin söz konusu olduğunu ve bu paralelliğin, bentonitlerin oluşumuna neden olan hidrotermal solüsyonların faylar ile ilişkili olduğuna işaret ettiğini söylemişlerdir. XRD incelemelerinin, bentonit oluşumlarının Na ve Na-Ca bentonit bileşimli olduğunu ve başlıca montmorillonit mineralinden oluştuğunu gösterdiğini ve illitin bentonitlerdeki diğer kil minerali olduğunu tespit etmişlerdir. Bentonitlerdeki kil dışındaki diğer mineralleri ise jips, kristobalit/opal-CT, kuvars, feldspat, dolomit ve kalsit olarak vermişlerdir.

Yıldız vd. (2008), Eskişehir'in Mihalgazi ve Sarıcakaya ilçelerinin bulunduğu Orta Sakarya Vadisi'nde, andezitik ve dasitik bileşimli volkanik kayaların ayrışarak bentonite ve değişik alterasyon ürünlerine dönüştüğünü söylemişlerdir. Bölgedeki bentonitler stratigrafik olarak üç farklı seviyede verilmiştir. Bunlar; andezitik ve dasitik bileşimli lavlarla ilişkili bentonitler (1. grup), andezitik bileşimli aglomeralarla ilişkili bentonitler (2. grup) ve tüflerle ilişkili bentonitler (3. grup)

şeklindedir. 1. grup bentonitlerde küresel alterasyon karakteristik olarak gözlenirken, dasitik bileşimli tüflerde yanal yönde zonlanmanın belirgin olduğu söylenmiştir. Bentonitleşme şeklinde gerçekleşen alterasyonun yaklaşık D-B doğrultulu bindirme hattı boyunca yükselen hidrotermal eriyiklerin etkisiyle olduğu, ayrıca 1. ve 2. grup alterasyon zonlarında asit sülfat alterasyonunun gözlemlendiği belirtilmiştir. SEM çalışmalarında, inceleme alanındaki bentonitlerin yapraksal morfolojiye sahip simektit kristallerinden olduğu belirlenmiştir. XRD çalışmalarında, bölgedeki bentonitlerin başlıca dioktahedral simektitlerden meydana geldiği gösterilmiştir. 1. ve 2. grup bentonitler ortaç (Na-Ca) bentonit bileşimli iken, 3. gruptaki oluşumlar ise Na-bentonit bileşimli olarak verilmiştir. Ayrıca kaolinit, karışık tabakalı illit/simektit, illit ve kloritlerin; bentonitlerde ve asit sülfat alterasyonu zonlarında gözlenen diğer kil mineralleri olduğu tespit edilmiştir. Alünit, kuvars, feldspat, jips, kristobalit/opal-CT, kalsit ve dolomitin ise bentonit ve asit sülfat alterasyon zonlarındaki kil harici mineraller olduğu söylenmiştir. Alterasyon süresince örneklerin Fe_2O_3 , MgO ve TiO_2 içeriklerinde farklı davranışlar gözlenilmiştir. Fe_2O_3 ve TiO_2 'nin, 1. ve 2. grup bentonitlerde alterasyon süresince azaldığı, 3. grup bentonitlerde ise zenginleştiği belirtilmiştir. Alterasyon süresince MgO 'nun ise tam tersi bir davranış gösterdiği söylenmiştir. Dört grupta da SiO_2 ve Al_2O_3 'ün hemen hemen hiç değişmediği, K_2O 'nun ise alterasyon süresince kayba uğradığı tespit edilmiştir. Elementlerin kazanç ve kayıplarının alterasyon olayının açık sistem koşullarında gerçekleştiğini ortaya koyduğu söylenmiş ve alterasyon süresince MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 'nin ve Co, Pb, Ni, Zn gibi elementlerin miktarındaki zenginleşmenin bu elementlerin ultramafik kaynaklar boyunca yükselen hidrotermal eriyiklerle ilişkili olduğuna işaret ettiği yorumunda bulunulmuştur. Mineralojik, kimyasal ve fiziksel test sonuçlarının bentonitlerin, seramik sektöründe ve kedi kumu olarak kullanılabilmesini, yağların ağartılmasında ise gelecekte potansiyel hammadde olabileceğini gösterdiğini belirtmişlerdir.

Arıtan vd. (2009), Sarıcakaya (Eskişehir) bentonitik ve kaolinitik killilerinin mineralojik ve kimyasal bileşiminin pişme davranışları üzerine etkisini incelemişlerdir.

Çoban vd. (2009), “Sakarya Zonu (KB Anadolu)’nden bir Kamptonit (Alkalem Lamprofir) Daykı” isimli çalışmalarında, KD-GB gidişli bir lamprofir

daykını bölgede ilk kez rapor etmişlerdir. Daykın 350 cm genişliğinde olup, Geç Karbonifer yaşlı Söğüt granodiyoritini ve Paleozoyik yaşlı şistleri kestiği söylenmiştir. Daykın mineralojisinin amfibol (kersutit), klinopiroksen (ojit), feldspat (plajiyoklaz, sanidin) ve opak minerallerden oluştuğunu tespit etmişlerdir. Bol olarak bulunan amfibol fenokristallerinin büyüklüğünün mm'den 1–2 cm'ye kadar değişmekte olduğunu belirtmişlerdir. Terminolojiye göre, kahverengi amfibol ve/veya ojit ve plajiyoklaz içeren lamprofirlerin kamptonit olarak tanımlandığını söylemişlerdir. İnceledikleri örnekleri aynı zamanda, jeokimyasal kriterlere göre alkalin lamprofir olarak sınıflandırmışlardır. Bu çalışmada belirtilen sonuçlara göre; örnekler, silis bakımından tüketilmiş (SiO_2 , % 44.5–45.5) olup sodik doğallı, alkalin ana element bileşimine sahiptir (Na_2O , % 2.3–2.6; K_2O , % 0.6–0.9). Kamptonit örneklerinin Al_2O_3 içerikleri % 16.9–17.4 ve Mg#'ları % 53–51 arasında değişmektedir. LIL elementlerince (örn., Rb: 20–35 ppm; Ba: 100–260 ppm) ve HFS elementlerince (LREE-örn. La: 10–13 ppm; Nb: 5–6 ppm; Zr: 75–85 ppm; Th: 2.0–2.6 ppm; U: 0.5–0.6 ppm) kuvvetli bir zenginleşme göstermezler. Tektonik diskriminasyonların kamptonitler için orojenik bir jeokimyasal işaret (örn., Nb, Ta tüketilmesi, yüksek Th/Zr ve düşük Nb/Zr oranları) tanımlamasına karşın, öncül bulguların, Sakarya Zonu'nda tanımlanan ekstansiyon ilişkili (yaşlandırılmamış) kamptonit daykınının, bölgede post-metamorfik riftleşme için lokal tektonik bir izleyici olabileceğine işaret etmişlerdir.

Yıldız vd. (2010), Sakarya Zonu (Sarıcakaya, Eskişehir)'ndeki kalk-alkalen bileşimli lavların petrografisini ve jeokimyasal özelliklerini incelemişlerdir. Bölgedeki volkanitleri; Bozaniç lavları, aglomera, İğdir lavları ve Kapıkaya tüfleri olmak üzere dört grup halinde sınıflandırmışlardır. Buna göre, Bozaniç lavları mineralojik bileşiminde primer mineral olarak plajiyoklaz (oligoklas/andezin), amfibol (yeşil ve kahverengi hornblend), çok az miktarda da biyotit içermektedir. Hem Bozaniç, hem de İğdir lavları kalk-alkalen karakterdedir. Yüksek potasyum (K) içerikli ve porfirik dokulu Bozaniç lavları; bazaltik andezitten, trakiandezit, andezit bileşimine kadar değişkenlik gösterir. Bununla beraber İğdir lavları orta seviyede potasyum içerikli andezit ve çoğu dasitik bileşimli ürünlerdir. Bu kayalardan dasitik bileşimli olan bazıları değişik derecelerde alterasyona uğramışlardır. Hidrotermal eriyiklerin etkisiyle kaolinize ve silisifiye olmuşlardır. Bozaniç yöresindeki volkanitlerin klinopiroksen içermediğini söylemişlerdir.

Yukarıda bahsedilen çalışmalar haricinde, bölgede MTA (Maden Tetkik ve Arama) Genel Müdürlüğü'nün yaptığı maden arama sondajlarıyla ilgili henüz yayınlanmamış etüt çalışmaları ve doğrudan ya da dolaylı olarak bölgeyle ilgilenmiş daha birçok araştırmacı mevcuttur.

1.4 Çalışma Konusunun Gerekçesi ve Amacı

Sakarya Zonu, Paleotetis ve Neotetis birliklerinin her ikisinin birden gözlenmesi ve Türkiye'yi batıdan doğuya kateden İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu (İAESZ)'nin hemen kuzeyinde bulunması nedeniyle tektonik açıdan oldukça önemli bir bölgedir. Önceki araştırmacılar tarafından şimdiye kadar yapılan çalışmalar doğrultusunda, bölgenin jeodinamik evrimi konusunda çok önemli bilgilere ve bulgulara ulaşılmıştır. Ancak, bu çalışmanın da esas konusunu teşkil eden çarpışma sonrası volkanizmasının yaşı, kesin stratigrafik konumu, petrografik özellikleri, oluşumlarına kaynaklık eden magmanın kökeni ve gelişimi ile ilişkili soruların cevapları tam olarak bilinmemektedir. Bu nedenle, Sarıcakaya-Mihalgazi (Eskişehir) civarında yayılım gösteren volkanitler bu çalışmada ele alınarak incelenmiştir. Kayaçlar stratigrafik, petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve jeokronolojik açıdan araştırılmıştır. Sakarya Zonu'nda yukarıda bahsedilen petrolojik ve jeodinamik problemlerin bir kısmının bu tez kapsamında giderilmesi düşünülmüştür.

Bu gerekçelerden yola çıkarak, bu tezin amacını şu şekilde açıklamak mümkündür. Çalışma alanı, Sakarya Zonu'nda, Sarıcakaya-Mihalgazi (Eskişehir) çevresinde yüzlek veren Eosen volkanitlerini kapsadığından, öncelikle, yayılımın daha detaylı görülebilmesi amacıyla literatürden farklı olarak bölgenin 1/25.000'lik jeolojik haritası yeniden çizilmiştir. Araziden mineralojik, petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik analiz amaçlı sistematik örnekler derlenmiştir. Kayaç örneklerinin petrografik özellikleri incelenerek, mineral kimyası analizleri ile birlikte magmatik gelişime ışık tutulmuştur. Ayrıca kayaçların ana, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılarak, petrokimyasal, magma-tektonik özellikleri belirlenmiş ve volkanitleri oluşturan magmanın kökeni ve gelişimi (fraksiyonel kristalleşme + magma karışımı + kirlenme gibi) modellenmiştir. Tüm kayaç örneklerinden ve mineral ayrımlarından

jeokronolojik ve köken amaçlı izotop analizleri yardımıyla, volkanitlerin mutlak yaşları ile kaynak bölgeleri (manto/kabuk katkısı) hakkında bilgi edinilmiştir. Elde edilen bu verilerin ışığında Sakarya Zonu'ndaki Eosen volkanitlerinin oluşumlarında yitim, kabuk ve köken zenginleşmesinin rolü belirlenmiştir.

Bu alışma sonucunda; genel olarak Sakarya Zonu'ndaki volkanitlerin stratigrafik, petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve jeokronolojik özellikleri araştırılarak, bölgenin çarpışma sonrası magmatizmasının jeodinamik evrimi ortaya konulmaya çalışılmıştır.

2. ÇALIŞMA YÖNTEMİ VE PLANI

2.1 Giriş

Bu çalışmanın esas amacını oluşturan Sakarya Zonu'ndaki (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) Eosen yaşlı volkanik kayalardan petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve izotopik amaçlı alınan kayaç örnekleri, kullanılan materyalleri oluşturmaktadır. Bu kayaların petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve izotopik özelliklerini belirlemek ve elde edilen verileri yorumlayarak bölgedeki volkanitlerin gelişimini açıklamak amacıyla yapılan çalışmalar; arazi, laboratuvar ve büro çalışması olarak üç aşamada gerçekleştirilmiştir. Büro çalışmalarında, arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerin değerlendirilmesi yapılarak tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

2.2 Arazi Çalışmaları

2.2.1 1/25000 Ölçekli Jeoloji Haritası ve Jeolojik Kesitin Hazırlanması

Arazi çalışmaları, Eskişehir İli Sarıcakaya ve Mihalgazi İlçeleri ile çevresinde bulunan Bozaniç, Karaoğlan, Alpagut, Demirciler, Beyköy, Beyyayla, Kapukaya, Sakarılıca, İğdir, Dağköplü, Tozman Köyleri ile Sarıkaya Mahallesi, Fatih Mahallesi ve Yeni Mahallelerini içine alan yaklaşık 200 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Çalışma sahasının morfolojisini ve coğrafik (yerleşim yeri, ulaşım, kayaç ve bitki örtüsü) durumunu incelemek için bölgenin 1/100000 ve 1/25000 ölçekli topografik haritaları derlenmiştir. Daha sonra bölgede daha önce yapılmış olan çalışmalar da göz önünde tutularak, bölgenin 1/25000 ölçekli jeoloji haritası ve jeolojik kesiti hazırlanmıştır (Ek A). Ayrıca, inceleme alanında mostra veren sedimanter, metamorfik birimlerde ve tüflerde tabaka konumu ve yapısal unsurların ölçümleri yapılarak, bölgedeki muhtemel kırık, fay sistemleri ve kıvrım eksenleri ile şistozite düzlemlerinin gidişleri belirlenmiştir.

2.2.2 Analizler İçin Örnek Alımı

İnceleme alanındaki birimlerin yayılımları, yatay ve düşey yöndeki değişimleri, oluşum ortamları dikkate alınarak, içerdikleri kayaçların mineralojik, petrografik ve kimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla sistematik bir şekilde kayaç örnekleri alınmıştır (Ek B). Volkanitlerin kökenlerini ve yaşlarını belirlemeye yönelik izotop analizleri için belli lokasyonlardan (özellikle volkan bacalarından) yine sistematik bir şekilde 32 adet kayaç örneği alınmıştır. Örnek alımında, sınırları belirlenen birimin tüm özelliklerini en iyi şekilde yansıtacak taze örneklerin alınmasına özen gösterilmiştir. Özellikle volkan bacalarına ait kayaçlardan yaptırılacak kökensel (tüm kayaç Sr, Nd) ve yaşlandırma (mineralden Ar/Ar) amaçlı izotop analizlerinde kullanılacak kayaç örneklerinin en doğru sonuçlara ulaşabilmek amacıyla taze ve alterasyondan fazla etkilenmemiş olmalarına özen gösterilmiştir.

2.3 Laboratuvar Çalışmaları ve Analitik Yöntemler

Laboratuvar çalışmalarını, mikroskobik (mineralojik ve petrografik) tayinler ve mineral kimyası için kayaç ince kesitlerinin hazırlanması; kimyasal analizler (mikroprob, ana, iz ve nadir toprak element) ve izotopik analizler olmak üzere üç ana başlık altında toplamak mümkündür.

2.3.1 Mikroskobik Tayinler

Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarında mineralojik ve petrografik incelemeler için 142 adet ince kesit hazırlanmıştır. Mineralojik ve petrografik incelemeler için, seçilen kayaç örneklerinden kayaç kesme makinesinde yaklaşık 0.5x2x3.5 cm boyutunda plakalar kesilmiş ve bu plakalar 0.1x2.5x4.6 cm boyutundaki ince kesit camları üzerine Kanada balzamu ile yapıştırılmıştır. Daha sonra, ince kesitler 0.030 mm kalınlığa kadar inceltirilmiştir. Kayaçların mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesi ve adlamalarının yapılabilmesi için Balıkesir Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Optik Mikroskop Laboratuvarı'ndaki OLYMPUS CX31 marka polarizan

mikroskopta ince kesitler ayrıntılı olarak incelenmiş ve OLYMPUS E-330 model fotoğraf makinasıyla mikrofotoğraflar çekilmiştir.

2.3.2 Kimyasal Analizler

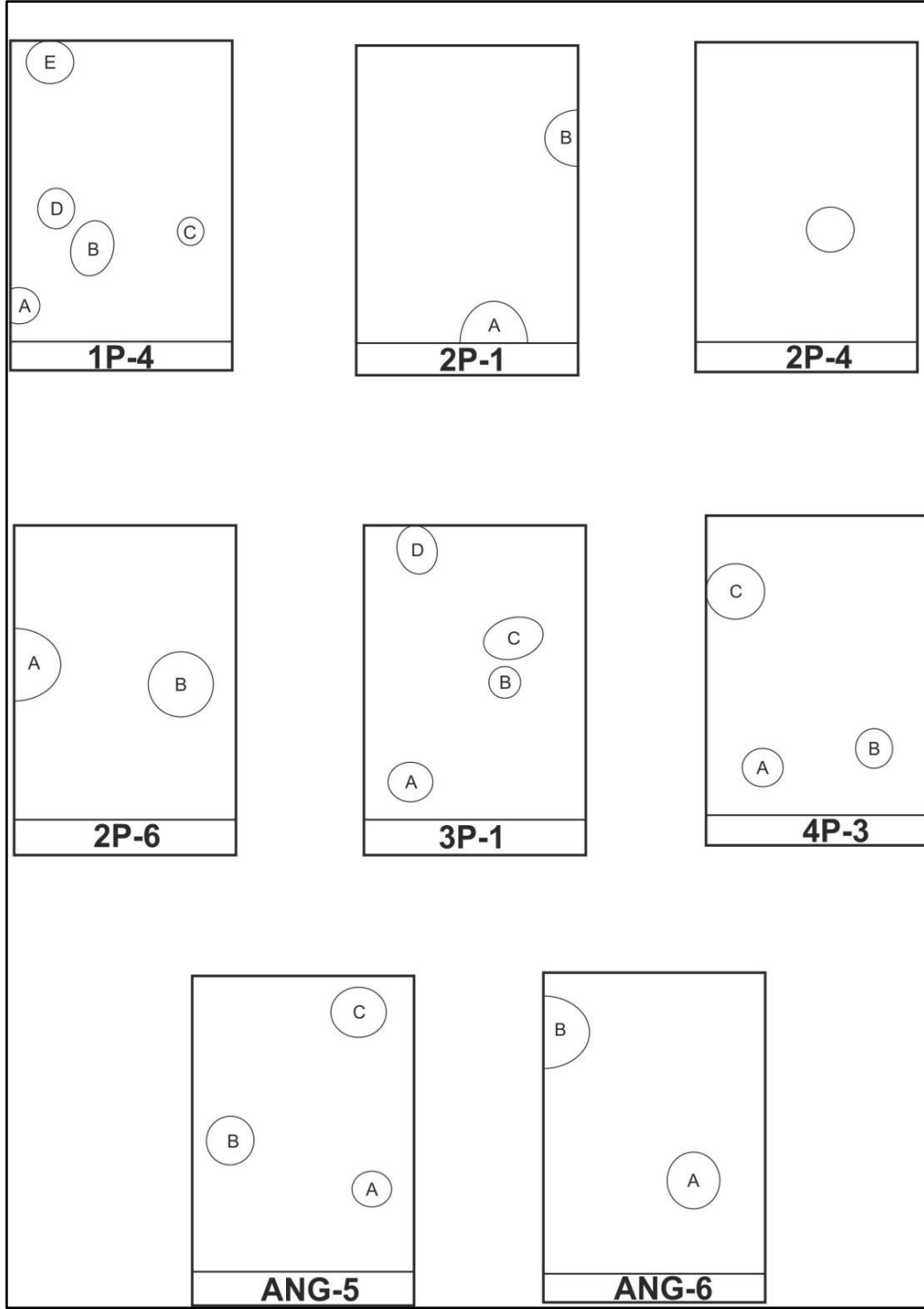
2.3.2.1 Elektron Mikroprob Analizleri (EPMA)

Elektron mikroprob analizleri, çalışma alanında Bozaniç Tepe, Yaylalıkkaya Tepe ve Mihalgazi civarında mostra veren volkanik kayalara ve volkan bacalarına ait andezit, traki-andezit, bazaltik andezit ve andezitik tuf örneklerinden hazırlanmış ince kesitlerdeki fenokristaller, mikrolitler halinde gözlenen mineraller ve opak mineraller üzerinde yapılmıştır.

Birinci volkan bacasındaki hornblend, klinopiroksen, plajiyoklaz ve biyotit mineralleri üzerinde toplam 6 noktada; ikinci volkan bacasındaki plajiyoklaz, hornblend ve opak mineraller üzerinde toplam 27 noktada; üçüncü volkan bacasındaki amfibol, plajiyoklaz, klinopiroksen ve opak mineraller üzerinde toplam 9 noktada; dördüncü volkan bacasındaki amfibol, klinopiroksen, plajiyoklaz ve opak mineraller üzerinde toplam 6 noktada; ANG-5 örneğindeki (Ek B) plajiyoklaz, amfibol, klinopiroksen ve opak mineraller üzerinde toplam 16 noktada ve ANG-6 örneğindeki (Ek B) plajiyoklaz mineralleri üzerinde toplam 15 noktada elektron mikroprob analizi yapılarak bu minerallerin kimyası ve türleri tayin edilmiştir.

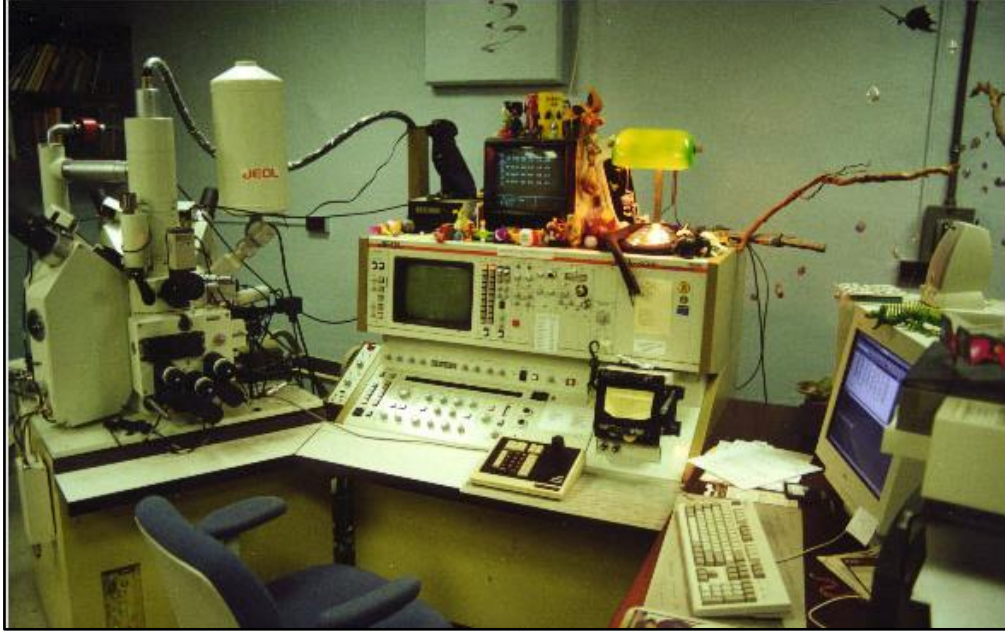
Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarında elektron mikroprob analizleri için 8 adet ince kesit hazırlanmış ve bunlar, Georgia Üniversitesi (ABD) mikroprob laboratuvarında parlatılmıştır. Kayaçlardan, mineral kimyası incelemeleri için kayaç kesme makinesinde yaklaşık 0.5x2x3.5 cm boyutunda plakalar çıkartılmış, daha sonra bu plakalar 0.1x2.5x4.6 cm boyutundaki ince kesit camları üzerine Kanada balzamu ile yapıştırılmıştır. Kesitler 0.030 mm kalınlığa kadar inceltilmiş ve daha sonra alüminyum tozda iyice parlatılmıştır. Hazırlanan bu parlatılmış ince kesitler polarizan mikroskopta detaylı bir şekilde incelenerek, elektron mikroprob analizi yapılacak mineraller belirlenmiştir. Belirlenen bu mineraller parlatılmış kesitin arka yüzeyinde cam

kalemiyle daire içine alınarak işaretlenmiş ve bir mikroprob nokta şeması hazırlanmıştır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1: Mikroprob analizi için ince kesitler üzerindeki analiz noktalarını gösteren şekil.

Elektron mikroprob analizleri, Georgia Üniversitesi Jeoloji Bölümü Mikroprob Laboratuvarı'nda JEOL JXA 8600 Superprobe marka mikroprob cihazı ile yapılmıştır (Şekil 2.2). Amfibol, biyotit, piroksen, Fe-Ti oksit ve plajiyoklaz mineralleri için hızlandırma voltajı 15kV ve ışın akımı 20mA olup sayma zamanı 20sn'dir. Analizlerde kullanılan standartlar, doğal mineral standartları olup, analitik hata ana elementler için %1'den ve iz elementler için ise 200 ppm'den daha azdır.



Şekil 2.2: Georgia Üniversitesi Jeoloji Bölümü Mikroprob Laboratuvarı'ndaki JEOL JXA 8600 Superprobe marka mikroprob cihazının görünümü.

2.3.2.2 Tüm Kayaç Analizleri

Petrografik incelemeler sonucunda taze olduğu saptanmış 20 örnekten ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır.

Tüm kayaç analizleri için; Balıkesir Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü örnek hazırlama laboratuvarında 250-300 gr ağırlığındaki örnekler önce çeneli, daha sonra da halkalı öğütücüde yaklaşık 200 mesh tane boyutuna kadar öğütülmüştür. Öğütülmüş örnekler, ana, iz ve nadir toprak element analizleri için ACME Analiz Laboratuvarı (Kanada)'na gönderilmiştir. Ana ve iz elementler ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry), nadir toprak elementleri ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) cihazları

kullanılarak analiz edilmiştir. Öğütülen toz örneklerden 0.2 gr alınarak 1.5 gr LiBO₂ ile karıştırılarak, % 5 HNO₃ içeren bir sıvı içinde çözündürülmüştür. Ana elementler % ağırlık, iz elementler ise ppm cinsinden ölçülmüştür. Nadir toprak elementleri ise, toz örneklerden 0.25 gr alınarak dört farklı asit içerisinde çözündürülmüş ve analiz sonuçları ppm olarak tespit edilmiştir.

2.3.2.3 İzotop Analizleri

2.3.2.3.1 ³⁹Ar-⁴⁰Ar Yaşlandırması

Çalışma sahasındaki volkan bacalarına ait lavlardan (2) ve bunların piroklastitleri olan aglomera ve tüflerden (2) seçilmiş 4 adet örnekte ³⁹Ar-⁴⁰Ar yaşlandırması gerçekleştirilmiştir.

³⁹Ar-⁴⁰Ar yaşlandırma analizleri Auburn Üniversitesi (ABD) Asal İzotop Kütle Analiz Laboratuvarı (ANIMAL)'nda yaptırılmıştır (Şekil 2.3). Tüm kayalık örnekleri ilk olarak 0.3-2 mm tane boyutuna gelinceye kadar öğütülmüş, daha sonra örnek seçimi binoküler mikroskop altında dikkatli bir şekilde elle yapılmıştır. Örnekler 11 mm x 11 mm x 0.5 mm boyutunda olacak şekilde alüminyum folyo ile paketlenmiştir. Bu paketler bir yığın halinde istiflenmiş ve her 8-10 örnek paketinin içine örneklerin özelliklerini belirten bilgiler eklenmiştir. Işımaya maruz kalacak olan yığın, USGS Triga reaktöründe (Denver, ABD) 1.7x10¹⁸ n.cm⁻² toplam değişken ile 120 mWh güç altında 13.33 saat ışımaya tabi tutulmuştur. Işımadan sonra, örnekler tek kristal füzyon (single crystal fusion) yöntemi için delik başına tek tane gelecek biçimde veya basamaklı ısıtma (incremental heating) yöntemi için çoklu taneler biçiminde bakır bir levha içerisine bir stereomikroskop altında yüklenmiştir. Ayrıca kontrol ve J hesaplaması için izleme mineralleri (FC-2, 28.02 milyon yıl ve ikincil standart olarak MMHB) yüklenmiştir. Her 5-7 bilinmeyen sonra boşluklar ölçülmüştür. Bir tüpteki havanın rutin ölçümleri ⁴⁰Ar/³⁶Ar oranlarının 293 ± 1.5 olduğunu göstermiş ve kütle ayrımı için tüm veriler düzeltilmiştir. Isıtma ve toplam füzyon için yeterli bir CO₂ lazer sisteminin kullanımıyla örnek ısıtma işlemi gerçekleştirilmiştir.



Şekil 2.3: Auburn Üniversitesi (ABD) Asal İzotop Kütle Analiz Laboratuvarı'ndan bir görüntü.

Basamaklı ısıtma, Ruffet vd. (1995, 1997) tarafından detaylı olarak tanımlanan prosedüre uygun olarak yapılmıştır. Boş örnekler her ilk veya üçüncü analizde rutin olarak ölçülmüştür ve bir sonraki örneğe ait gaz fazından çıkartılmıştır.

Plato yaşını belirlemek için serbest kalan toplam $^{39}\text{Ar}_K$ 'un asgari %70'ine karşılık gelen üç düzenli ardışık basamağa ihtiyaç vardır ve her bir fraksiyon yaşı plato segmentlerinin tamamlayan yaşı ile (1σ veya 2σ arasında) uyumlu olmalıdır. Serbest kalan toplam $^{39}\text{Ar}_K$ 'un %70'inden azına karşılık gelen yalancı plato yaşları da saptanmıştır. Tüm sunulan ve tartışılan ^{40}Ar - ^{39}Ar sonuçları 1σ seviyesinde gösterilmiştir.

Auburn Üniversitesi Asal İzotop Kütle Analiz Laboratuvarı'nda yaklaşık 400 cc hacminde, tek elektron çoğaltıcı detektörlü, 10 cm yarıçapında, 90° sektörlü Map215® marka kütle spektrometre aleti kullanılmaktadır. Elektromagnet analiz aleti 36'dan 40'a değişen birer birer yüklenmiş iyonları ölçmeye optimize edilmiş iki bobin çiftinden oluşmaktadır.

2.3.2.3.2 Sr ve Nd İzotop Analizleri

Tüm kayaç Nd ve Sr izotop bileşimleri VG Sector 54 marka kütle spektrometresi kullanılarak, Rb ve Sm içerikleri ise CAMECA TSN 206 kullanılarak belirlenmiş olup, tüm bu analizler Kuzey Carolina Üniversitesi (ABD) Jeokronoloji ve İzotop Jeokimyası Laboratuvarı'nda yaptırılmıştır (Şekil 2.4).



Şekil 2.4: Kuzey Carolina Üniversitesi (ABD) Jeokronoloji ve İzotop Jeokimyası Laboratuvarı'ndan bir görüntü.

Boş örnekler, $Rb=0.1$ ng, $Sr-Nd-Sm<0.05$ ng'dir. Belirsizlikler $^{87}Rb/^{86}Sr$ oranları için % 2, $^{147}Sm/^{144}Nd$ oranları için ise % 0.2'dir. AMES standartına göre NBS 987'nin tekrarlanan analizlerinin ortalama $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranı 0.71020 ± 8 , ortalama $^{143}Nd/^{144}Nd$ oranı ise 0.511962 ± 6 olarak belirlenmiştir. Nd'ye ait T_{DM} model yaşları günümüz tüketilmiş manto (DM: Depleted Mantle) değerleri ($^{143}Nd/^{144}Nd=0.513150$; $\epsilon_0=+10$ ve $^{147}Sm/^{144}Nd=0.2137$) kullanılarak hesaplanmıştır ve söz konusu manto başlangıcı için radyojenik doğrusal büyüme 4.54 Ga'dır. İzokron hata yaşları York (1969)'a göre iki sigma (2σ) seviyesindedir. İki nokta Sr ve Nd yaşları için belirlenen hata, her bir analiz için belirlenen hata kutularından hesaplanan yaş aralığı ile uyumaktadır.

2.4 Büro Çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerin yorumlanması için büro çalışmaları yapılmıştır. Arazide topografik harita üzerine çizilen jeolojik harita ile saha defterine çizilen stratigrafik kolon kesit, bilgisayar ortamında çizim programı

(CorelDraw Graphics Suite X5) yardımıyla temize geçirilerek yeniden çizilmiştir. Böylece inceleme alanının 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası hazırlanmıştır (Ek A). Bu haritadan yararlanarak inceleme alanının jeolojik enine kesiti çıkarılmıştır (Ek A). Ayrıca çalışma alanından mineralojik, petrografik, kimyasal ve izotopik amaçlı alınan örneklerin koordinatları ayrı bir tablo halinde verilmiştir (Ek B).

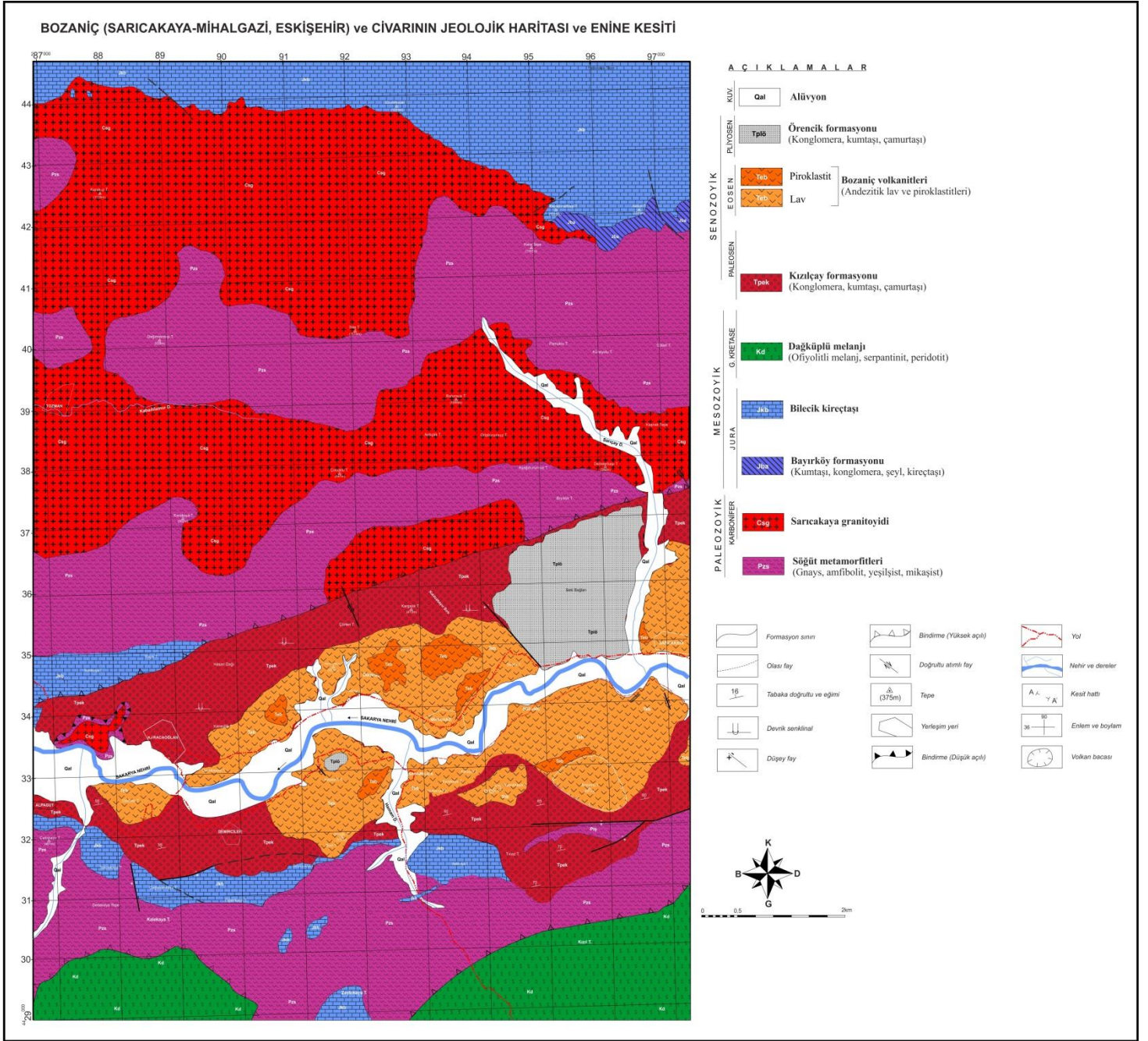
Petrografik ve mineralojik bulgular, kayaç ve mineral kimyası analizleri sonucunda elde edilen veriler, jeolojik amaçlı çeşitli hazır paket programlarında (MINPET, Grapher) değerlendirilerek grafik ve tablo haline getirilmiştir. Ayrıca jeotermobarometre hesaplamalarında, değişik araştırmacıların makalelerinde öne sürdükleri programlar ve formüller kullanılmıştır.

Arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sonucunda ortaya çıkan tüm veriler birleştirilip, yorumlanmış ve sonuçta “Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kılavuzu” kurallarına göre tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

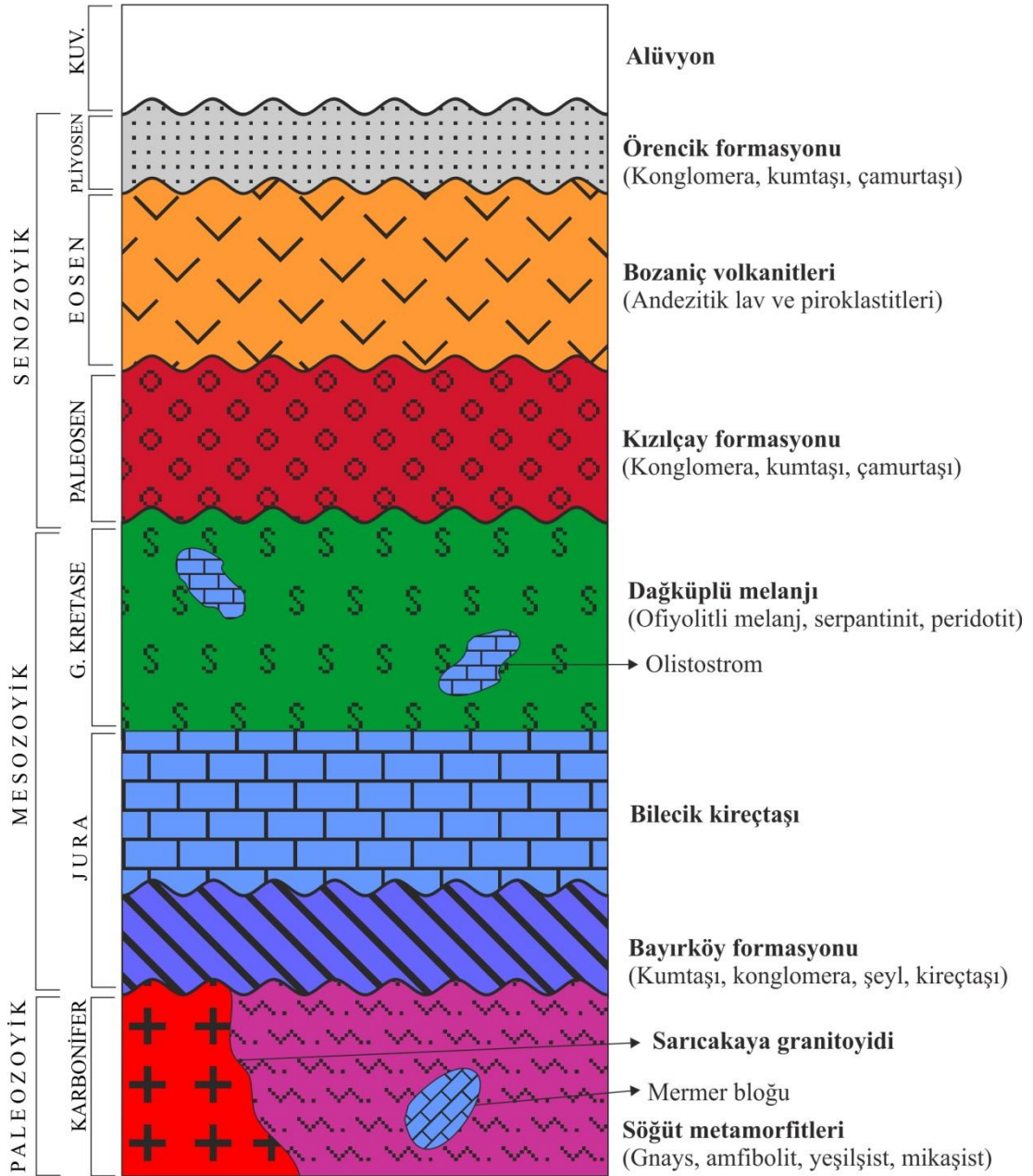
3. JEOLJİ VE PETROGRAFI

3.1 Çalışma Alanının Jeolojisi

İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu (İAESZ)'nun kuzeyinde yer alan çalışma sahasındaki (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) en yaşlı birim, Demirkol (1977) tarafından tanımlanan yeşil-mavişistler ile gnays ve amfibolitlerden oluşan Erken Paleozoyik yaşlı Söğüt Metamorfitleridir (Pzs). Bu birim, bu çalışmayla yaşlı bir kez daha tespit edilen Karbonifer yaşlı (310.3 ± 1.2) Sarıcakaya Granitoyidi (Csg) tarafından kesilmektedir (Şekil 3.1, Şekil 3.2, Ek A). Paleozoyik yaşlı bu kayaçların üzerine kumtaşı, konglomera, şeyl ve kireçtaşlarından oluşan Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu (Jba) açısız uyumsuz olarak gelmektedir. Bilecik kireçtaşları (JKb), bu birimi paralel uyumsuzlukla örtmekte ve çalışma sahasının en yüksek kotlarında kalın mostralara vermektedir (Şekil 3.1, Şekil 3.2, Ek A). Bu kayaçlar, ofiyolitik melanj, olistostrom, peridotit, serpantin, kumtaşı, metamorfik ve volkanik kayaçlardan oluşan ve İzmir-Ankara okyanusunun sütur zonunu belirleyen Geç Kretase yaşlı Dağköplü Melanjı (Kd) tarafından üzerlenmektedir. Bölge, okyanusun kapanmasıyla beraber Paleosen'in sonlarından itibaren karasal bir döneme girmiş ve kırmızı renkli kumtaşı, konglomera, çamurtaşı aralanmasından oluşan Kızılçay Formasyonu (Tpek) kayaçları çökelmiştir. Bu çalışmanın esas konusunu oluşturan Eosen yaşlı (48.75 ± 0.14) andezitik lav ve piroklastitlerden meydana gelen ve Göncüoğlu vd. (1996) tarafından "Meyildere volkanit üyesi" olarak adlandırılan volkanik kayaçlar, Paleosen birimleriyle yanal ve dikey geçişlidir. Bu birim bu çalışmada "Bozaniç Volkanitleri (Teb)" olarak adlandırılmıştır. Tüm istif, Sakarya Nehri'nin taşıdığı akarsu çökellerinden meydana gelen Pliyosen yaşlı Örencik Formasyonu tarafından açısız uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 3.1, Şekil 3.2, Ek A). Bu formasyonun üzerinde ise bölgedeki en genç birim olan Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer almaktadır (Şekil 3.1, Şekil 3.2, Ek A).



Şekil 3.1: Bozaniç (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) ve civarının jeolojik haritası.



Şekil 3.2: Bozaniç ve çevresinin (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (ölçeksizdir).

3.2 Jeotektonik Konum

İnceleme alanı, İAESZ'nin kuzey kesiminde yer almaktadır. Çalışma alanında otokton, paraotokton ve allokton birimler bulunur. Söğüt metamorfileri ve Sarıcakaya granitoyidi, çalışma alanının hemen dışındaki Sündiken Dağları'nda geniş mostraları görülen mavişistlerle tektonik ilişkilidir. Sarıcakaya granitoyidi, magmatizmanın son evresinde pegmatit damarları tarafından kesilmiştir ve bunların doğrultuları KB-GD veya KD-GB yönlerinde olup, eğimleri 10-70° arasında değişmektedir. Paleozoyik yaşlı olan bu birimler, Liyas öncesi bir araya gelmişlerdir. Bu süreçte, aynı birimler, çökel havzası kuzeyde kalacak şekilde su seviyesi üstüne çıkarak, karasal alanlar oluşturmuşlardır. Özellikle çalışma sahasının güneydoğusunda kalan bölgede Hotriviyen sonrası-Apsiyen öncesi dönemde tektonik aktivite artmış, Bilecik kireçtaşı, altındaki birimlerle birlikte havza içine (kuzeybatıya) doğru itilmiştir.

Paleosen öncesi dönemde, İzmir-Ankara zonu birimleri, Torid-Anatolid zonu birimleriyle birlikte kuzeye doğru hareket ederek, Sakarya zonu birimleri altına dalmışlardır. Dalma sürecinin Paleosen döneminde de devam etmesiyle, Sakarya zonunun Taraklı-Göynük-Nallıhan hattının güneyinde kalan kesimi su seviyesi üstüne çıkarak pozitif alan durumuna gelmiştir. Bu yitim hareketiyle ilişkili olarak Sarıcakaya-Mihalgazi ilçeleri arasında görülen Erken-Orta Eosen yaşlı Bozaniç Volkanitleri meydana gelmiştir. Lütesiyen'de alkalin lamprofir (kamptonit) dayklarının varlığına dayanarak, bölge ekstansiyon tektoniği ile ilişkili çok küçük çaplı bir açılmaya maruz kalmış ve doğrudan üst manto kökenli kayalar yüzlek vermiştir (Çoban vd., 2009). Bu olaydan sonra Eosen'in sonlarına doğru kıta-kıta çarpışmasının gerçekleşmesiyle güneye itilmeler başlamış ve Pliyosen başına kadar bu durum devam etmiştir. Bu dönemde, İzmir-Ankara zonu birimleri güneye doğru Torid-Anatolid zonu birimleri üzerine, Sakarya zonu içinde de daha yaşlı birimler daha genç birimler (Kızılçay Formasyonu) üzerine itilmişlerdir (Tuzaklı-Gümele Bindirme Hattı). Böylece Kızılçay Formasyonuna ait kalın kumtaşı-konglomera tabakaları yer yer terslenmiş veya dikleşmişlerdir (Şekil 3.1, Ek A). Aynı dönemde kuzeye itilmeler de gerçekleşmiştir. Bugün Sakarya zonu İzmir-Ankara zonu, İzmir-Ankara zonu da Torid-Anatolid zonu üzerinde tektonik olarak yer almaktadır.

3.3 Stratigrafi

3.3.1 Söğüt Metamorfikleri (Pzs)

İnceleme alanının en yaşlı birimini oluşturan Paleozoyik yaşlı Söğüt metamorfikleri; Söğüt (Bilecik) ilçesi çevresinde yüzeyleyen yeşil-mavişistler, gnays, amfibolit ve granitlerden oluşan kayalar için Demirkol (1977) tarafından adlandırılmıştır. Aynı kayaları Ayaroğlu (1979) Bozüyük metamorfikleri, Kibici (1982) Sarıçay Formasyonu, Altınlı (1973b) ayırtılmamış temel karmaşığı, Yılmaz (1977) eski temel karmaşığı, Göncüoğlu vd. (1996) ise Orta Sakarya temel karmaşığı adı altında incelemiştir. İnceleme alanında en iyi Tozman yaylasında gözlenir (Şekil 3.1, Şekil 3.2, Ek A).

Birim genel olarak gnays (paragnays) ve amfibolitlerden oluşmaktadır. Egemen kaya türü biyotit gnayslardır. Amfibolit ve amfibollü gnayslar genelde siyah renkli, ince taneli, bantlı ve mercekli yapılıdır (Göncüoğlu vd., 1996). Mikaşistler bu metamorfiklerin diğer bir kaya türünü oluşturur (Şekil 3.3). Bunlar gri, kahve renkli, bantlı ve yapraklanmalıdır. Biyotit şist ve biyotit-muskovit şistlerden oluşur (Göncüoğlu vd., 1996). Birim içinde bloklar halinde metagabro, metadiyabaz ve metaultramafitler ile mercekler halinde mermerler bulunmaktadır. Bunlar Sarıcakaya granitoyidi tarafından kesilmektedir.

Söğüt metamorfikleri, Sarıcakaya ilçesi kuzeyinde doğu-batı uzanımlı olarak Kızılcay Formasyonu ile tektonik ilişkilidir. Üzerine açısız uyumsuz olarak Bayırköy Formasyonu ile Bilecik kireçtaşı gelmektedir.

Çok kıvrımlı olan birim için bir kalınlık vermek olası değildir. Birimi kesen granitlerin yaşının 310 My olması birimin yaşının Karbonifer öncesi olduğunu gösterir ve muhtemel volkanik yay kompleksini temsil etmektedirler (Göncüoğlu vd., 1996).



Şekil 3.3: Söğüt metamorfileri içerisindeki mikaşistlerin Tozman Köyü KD'ndaki mostra görünümü.

3.3.2 Sarıcakaya Granitoyidi (Csg)

İlk kez üye mertebesinde Göncüoğlu vd. (1996) tarafından Sarıcakaya kuzeyindeki gnays ve amfibolitlerle birlikte yüzeyleyen granit-granodiyoritler için bu ad kullanılmıştır. Demirkol (1977) tarafından Akçasu magmatitleri adı altında formasyon mertebesinde incelenmiştir. Bu çalışmada Sarıcakaya granitoyidi olarak formasyon düzeyinde ele alınacaktır. Çalışma sahasında en iyi gözlemlendiği yerler, Tozman Köyü ile Değirmentaşı sırtı arası ve Sarıçay Dere'dir (Şekil 3.1, Ek A).

Birim, granitik ve granodiyoritik kayalardan oluşur. Egemen litoloji granodiyorittir. Daha az olarak migmatit, diyorit, aplit ve pegmatit içerir (Demirkol, 1977; Göncüoğlu vd., 1996, Şekil 3.4).



Şekil 3.4: Sarıcakaya granitoyidi ve içerisindeki pegmatit damarlarının Tozman Yaylası'ndaki görünümü.

En eski magmatik fazı, diyoritler oluşturur. Bunlar diğer tüm granitoyid türleri tarafından kesilir. İri-orta taneli, koyu gri renklidirler. Plajiyoklaz, hornblend, biyotit ve titanit içerirler. Kuvars miktarının artmasıyla kuvars-diyorit ve tonalitlere geçiş gösterirler (Göncüoğlu vd., 1996). Granodiyoritler ve monzogranitler kırmızı, pembe ve yeşil renkli olup, iri ve ince tanelidirler. Plajiyoklaz, kuvars, ortoklas ve hornblendden oluşurlar. Bol miktarda biyotit içerirler ve arazide çoğu lokasyonda arenalaşmış şekilde görülürler. Genel olarak hipidiyomorfik granüler dokuludurlar. Söğüt metamorfitlerini keserler ve ince taneli granit ile aplitler tarafından kesilirler (Göncüoğlu vd., 1996). Granitler gri renkli olup, iri ve ince tanelidir. Alkali feldspat, kuvars, plajiyoklaz, hornblend, biyotit ve muskovitten oluşur. Feldspatlar iridir. Tali mineral olarak zirkon, apatit ve sfen içerirler ve bunlar da çalışma sahasında çoğunlukla arenalaşma gösterirler. İri taneli granitler granodiyoritlerle giriktir. İnce taneliler ise aplit ve pegmatitlerle birlikte diğer granit türlerini keserler (Göncüoğlu vd., 1996). Aplitler beyaz renklidir. Kuvars, plajiyoklaz ve biyotitten oluşur. Pembe renkli granat içermeleriyle tipiktirler. Pegmatitler pembe ve beyaz renkli olup, iri tanelidirler. Feldspat, muskovit ve pembe renkli granat içerirler (Göncüoğlu vd.,

1996, Şekil 3.4). Çalışma sahasında Sarıcakaya granitoidini kesen son magmatizma ürünü lamprofir daykları tespit edilmiştir (Şekil 3.5).



Şekil 3.5: Sarıcakaya granitoidini kesen bir lamprofir daykının Tozman Köyü kuzeyindeki görünümü.

Migmatitik granitler biyotitli gnaysların kısmi ergimesi sonucu oluşmuşlardır. Kuvars, plajiyoklaz ve hornblendden oluşur (Göncüoğlu vd., 1996). Sarıcakaya granitoidi, Söğüt metamorfiteğini kesmekte, Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu tarafından aşıl uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 3.2).

Çoğulu vd., (1965) birimden U-Pb yöntemiyle 290 My, Çoğulu ve Krummenacher (1967) K-Ar yöntemiyle 272 My, Okay vd., (2002) ise Ar-Ar yöntemiyle 290 ± 4 My yaşlarını elde etmişlerdir. Bu çalışmada ise birimden Ar-Ar yöntemiyle 310.3 ± 1.2 My yaşı elde edilmiştir. Analiz sırasında gözlenen aşırı Ar kaybı, bu yaşı daha da fazla olabileceğine işaret etmektedir. Buna göre Sarıcakaya granitoidinin yaşı önceki araştırmacıların belirttiği yaşlardan biraz daha yaşlı, yani Üst Devoniyen-Karbonifer olmalıdır.

Sarıcakaya granitiyodinin kalkalkalen karakterde olması (Yılmaz, 1977; Kibici, 1982) nedeniyle (birlikte yer aldığı metamorfitleerin çökme ortamı da göz önünde bulundurularak) bu granitoidin volkanik yay ürünü olabileceği belirtilmektedir (Göncüoğlu vd., 1996).

3.3.3 Bayırköy Formasyonu (Jba)

Kumtaşı, konglomera, şeyl ve kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Granit ve Tintant (1960) tarafından adlandırılmıştır. Altınlı (1973a), birimi Sarıacakaya ilçesi doğusunda “Kapıkaya Formasyonu” olarak adlandırmıştır. Çalışma alanında en iyi gözlemlendiği yer Beyyayla civarındadır (Şekil 3.1, Ek A).

Birim yeşilimsi gri, yer yer pembe renkli, ince-kalın tabakalı kumtaşı ile grimsi yeşil renkli, ince-orta tabakalı şeyl, kiltası ve marn ardalımasından oluşur (Şekil 3.6). Kalın kumtaşları çapraz tabakalıdır. Tabandakiler granit, gnays, metamorfik kayaç vb. malzemeli olup, taneler köşeli-yarı köşelidir. Bunlar arkoz ve subarkoz karakterindedir. Küçük çakıllar içerir. Orta kesimlerdeki kalın ve çapraz tabakalı kumtaşları iyi yıkanmış olup, beyaz renkli kuvars kumtaşı niteliğindedir. Şeyllerle ardalımalı olan ince-orta tabakalı kumtaşları, yeşilimsi gri renkli ve kil matrikslidir. Birimde yer yer kumtaşı, yer yer de şeyl, kiltası ve marn egemen durumdadır. Formasyon, mercekler halinde ince-orta tabakalı fosilli kireçtaşı içerir.

Bayırköy Formasyonunun kalınlığı değişken olup, çalışma alanında yaklaşık olarak 20 m civarında gözlenir. Altta, kendinden yaşlı birimler üzerinde açılal uyumsuz olarak yer alırken, üstte Bilecik kireçtaşı tarafından paralel uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 3.2).

Fosil açısından oldukça zengin olan formasyonun yaşı, *Involutina liassica*, *Agerina martana* vb. foraminifer türleri ile çok sayıda saptanmış olan Ammonites, Belemnites, Brachiopod, Gastropod ve Crinoid türlerine dayanılarak Altınlı (1973a), Altın vd. (1991), Akyürek vd. (1996) tarafından Liyas (Hettanjiyen-Pliyensbahiyen) olarak kabul edilmiştir. Formasyonun alt düzeyleri karasal, üstte doğru kıyı-sığ denizel ortamı yansıtır.

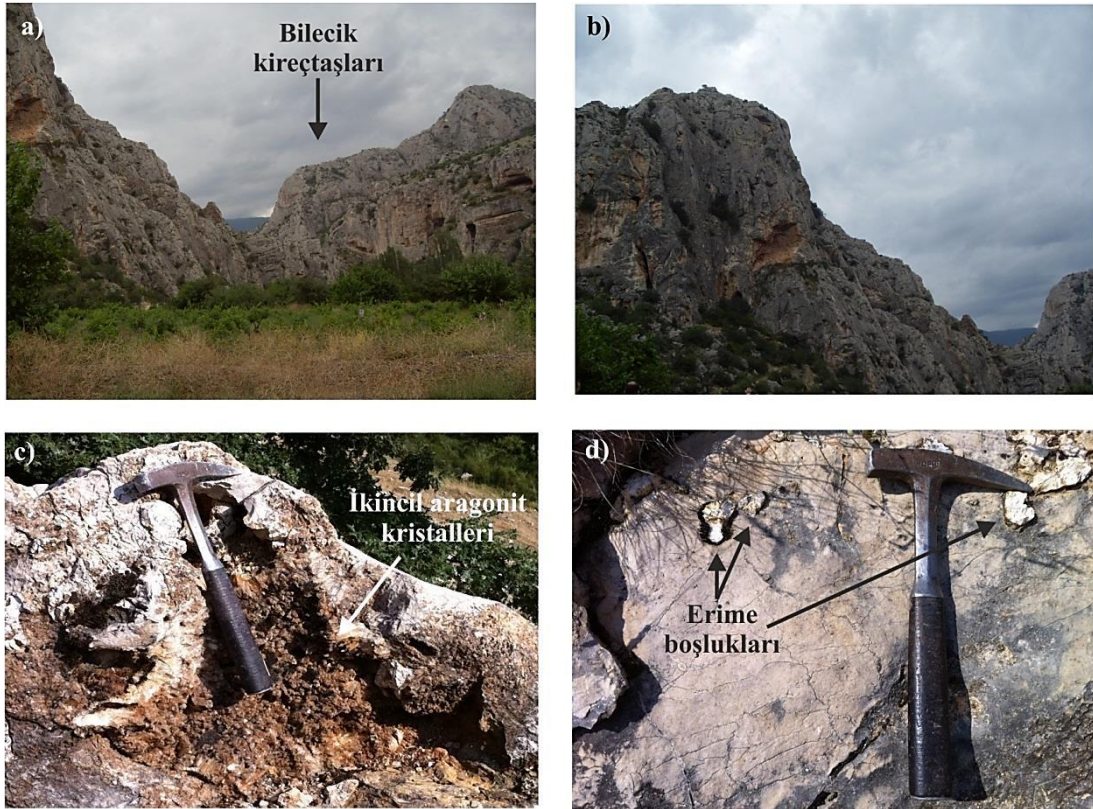


Şekil 3.6: Bayırköy Formasyonuna ait kumtaşı mostrasının görünümü (Beyyayla batısı).

3.3.4 Bilecik Kireçtaşı (JKb)

İlk kez Granit ve Tintant (1960) tarafından adlandırılmıştır. Yörede çalışan bir çok araştırmacı da (Altınlı, 1973a; Saner, 1977,1980; Demirkol, 1977; Şentürk ve Karaköse, 1979; Göncüoğlu vd., 1996) aynı adı kullanmıştır. Birim, çalışma alanında en iyi Beyyayla'nın 2 km kadar kuzeybatısında Avdan yaylasında görülür ve harita alanının kuzey sınırını çizer (Şekil 3.1, Ek A). Altta beyaz, beyazımsı-sarımsı gri ve yer yer pembe renkli, ammonitce zengin yumrulu kireçtaşından oluşur. Kumlu kireçtaşı kesimleri, volkanik kaya parçaları, mika ve feldspat taneleri içerir (Altıner vd., 1991). Çört nodüllüdür (Altınlı, 1973a; Altıner vd., 1991). Stromatolitik ve onkolitik fasiyes yer yer tipiktir (Altıner vd., 1991). Birim, üstte beyaz ve gri renkli, orta-kalın tabakalı, erime boşluklu ve masif resifal kireçtaşlarından oluşur (Şekil 3.7). Erime boşluklarında yer yer ikincil aragonit ve kalsit kristallerine rastlanır (Şekil 3.7). En üstte, krem-beyaz renkli, orta-kalın tabakalı, laminalı, intraklast, onkolit, stromatolitik bağlamtaşı, mikrit ve dismikrit karakterindedir (Altıner vd., 1991).

Bilecik kireçtaşı, altta Bayırköy formasyonu ile paralel uyumsuzdur (Şekil 3.2, Şekil 3.7). Tektonostratigrafik olarak çalışma sahasındaki en üst birimdir (Şekil 3.1, Ek A). Birimin kalınlığı 100-1000 m arasında değişmektedir. Birimde fosil oldukça boldur. Granit ve Tintant (1960), Erken-Orta Kalloviyen'i işaret eden 40, Geç Kalloviyen'i işaret eden 30 Ammonit türü bulunduğunu belirtmiştir (Altınlı, 1973a). Formasyonun ammonitçe zengin alt seviyesi açık deniz koşullarında; resifal olan üst kesimi ise platform veya şelf ortamında çökelmiştir (Altın vd., 1991). Bu nedenle, çalışma sahasında çoğunlukla sparitik karakterde gözlenir.



Şekil 3.7: (a, b) Bilecik kireçtaşlarının mozaik görünümü (Hasan Dağı), (c) Bilecik kireçtaşının erime boşluklarındaki ikincil aragonit oluşumları (Beyayla), (d) Bilecik kireçtaşının erime boşluklarındaki ikincil kalsit oluşumları (Beyayla).

3.3.5 Dağküplü Melanjı (Kd)

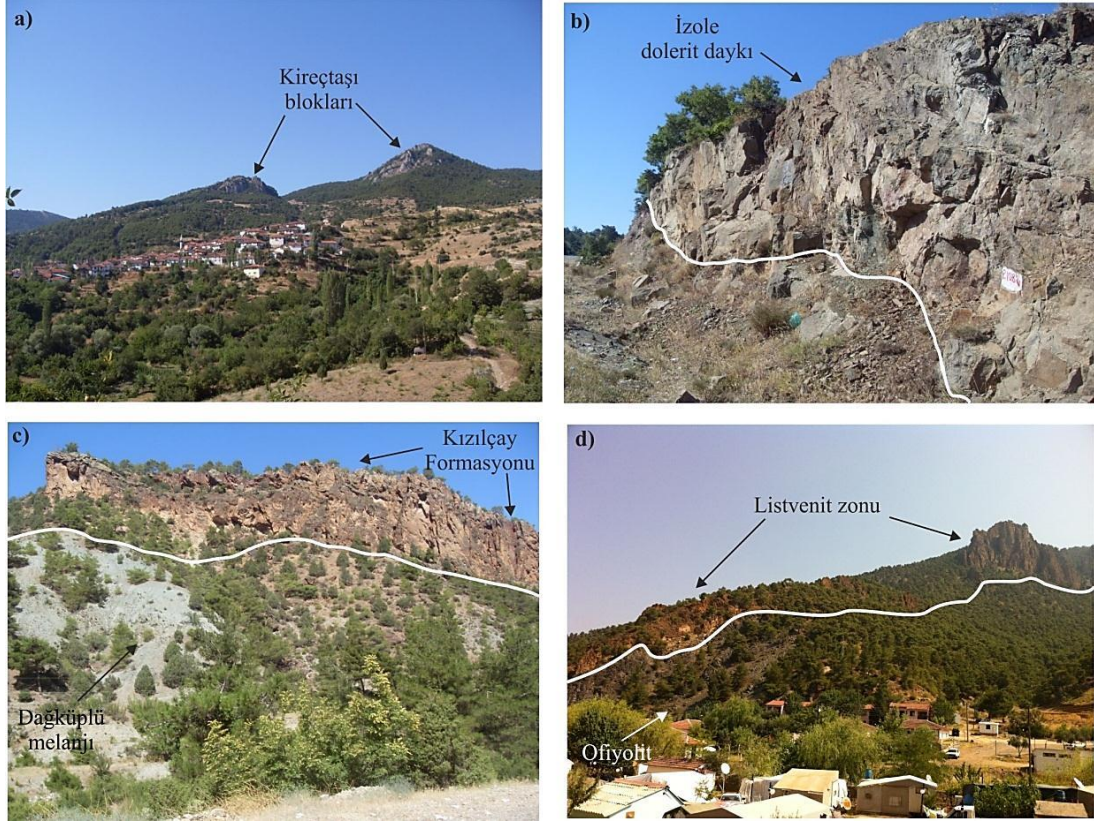
Ofiyolitli melanj, olistostrom, peridotit, serpantinit, kumtaşı, metamorfik ve volkanik kayalardan oluşan birimin adı, Şentürk ve Karaköse (1979) tarafından, çalışma sahasının güneydoğu sınırını çizen Dağküplü Köyü'ne atfen verilmiştir. Dağküplü melanjı İzmir-Ankara okyanusunun suture zonunu belirlemesi açısından

çok önemlidir. Bu okyanus kolunun kapanması sırasında gelişmiş bir yığılım prizması malzemesini temsil etmektedir. Çalışma alanında Sakarılıca köyü güneyinde serpantin, dunit, harzburjit litolojisinde geniş mostralara görülmektedir (Şekil 3.1, Şekil 3.8, Ek A). Bu lokasyonda ofiyolitlerle kireçtaşı arasındaki dokanakta meydana gelmiş listvenit zonu gözlenmektedir (Şekil 3.8, Ek A).

Birim, altta tektonizma ürünü milonit ve kataklastitlerle başlar. Köken kayanın özelliklerine bağlı olarak, çok farklı kaya türleri gelişimine karşın, en yaygın kaya türünü ultramafik kayaların milonitleşmesi ile gelişen kahverengi ve yeşil renkli kuvarsitler ile ofiyolitler içerisindeki serpantinler oluşturur. Milonit ve kataklastitler 150 m'ye kadar ulaşan kalınlıklar sunar. Dağküplü melanji içerisinde değişik tür ve boyutta ofiyolitik, metamorfik ve volkanik kayalar ile kireçtaşı blokları bulunmaktadır. Melanj içerisinde yer yer kalınlığı 200-300 m'ye ulaşan yeşil, gri, kırmızı renkli, fliš özelliği gösteren yoğun makaslanmalı konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı aralanması yer alır. Dağküplü melanji üzerine çalışma alanında uyumsuz olarak Paleosen-Erken Eosen yaşlı Kızılçay Formasyonu'nun kumtaşı-konglomera birimlerinin gelmesi nedeniyle birime Geç Kretase yaşı verilmiştir (Şentürk ve Karaköse, 1979; Şekil 3.2). Asutay vd. (1989) tarafından melanji içerisindeki çamurtaşlarında saptanan *Globotruncana* sp. fosili de bu yaşı desteklemektedir.

3.3.6 Kızılçay Formasyonu (Tpek)

Kırmızı renkli karasal çökellerden oluşan birim, Eroskay (1965) tarafından adlandırılmıştır. Göncüoğlu vd. (1996) ise Selvipınar formasyonunu da dahil ederek birimi, Kızılçay grubu adı altında iki formasyona ayırmışlardır. Volkanitsiz olanına Hatıl formasyonu, volkanitli olanına da Demirköy formasyonu adlarını vermişlerdir. Çalışma alanında birimin en iyi görüldüğü yerler, Sarıcakaya kuzeyindeki Sarıçay vadisi civarı, Sakarya Nehri güney kesimleri ve Bozaniç Tepe etekleridir (Şekil 3.1, Ek A). Ancak birimin tüm özelliklerinin görülebildiği mostralara Sarıcakaya ile Nallıhan ilçeleri arasına düşmektedir.



Şekil 3.8: (a) Dağküplü melanjına ait kireçtaşı bloklarının Dağküplü Köyü'ndeki görünümü, (b) Ofiyolitik melanj içerisindeki izole dolerit (diyabaz) daykının görünümü, (c) Dağküplü melanjı ile Kızılçay formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi, (d) Sakarılıca Köyü'ndeki DB uzanımlı listvenit zonu görünümü.

Birim genel olarak kırmızı, alacalı renkli, ince-kalın tabakalı, kötü boylanmalı konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 3.9). Yer yer çapraz tabakalıdır. Formasyonun üst bölümünde, beyaz-açık kahve renkli laminalı killi kireçtaşı-şeyl ardalanması ile en üstte bitümlü şeyller bulunmaktadır ve bunlar özellikle Bozaniç Tepe eteklerinde çok dar bir yayılım sunmaktadırlar (Şekil 3.9). Kızılçay formasyonuna ait konglomeralar, yitimden hemen sonra meydana gelen kıta-kıta çarpışması nedeniyle güneye doğru itilmişlerdir ve bu durum çalışma alanında birimin yer yer dik veya devrik tabakalar halinde görülmesini sağlamıştır. Birimde nadir olarak ince seviyeler halinde bitümlü şeyl ve jips olağandır. Birim, Bozaniç Volkanitleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 3.1, Şekil 3.2, Şekil 3.9). Kızılçay formasyonunun önemli özelliklerinden birisi de oldukça yoğun bir oranda silis içermesidir. Bu durum, Bozaniç volkanitlerini oluşturan magmadan türeyen silisçe zengin solüsyonlardan veya bölgede varlığından şüphelenilen; fakat henüz mostra vermemiş Eosen yaşlı olması gereken bir plütonizmadan kaynaklanmış olmalıdır. Formasyon içerisine akan bu yoğun silis, konglomeralar içerisinde çapları

20-25 cm'ye varan sferülitik formda muazzam kalsedon (SiO_2) oluşumlarına yol açmıştır (Şekil 3.9).



Şekil 3.9: (a) Kızılçay formasyonunun Bozaniç volkaniti ile olan dokanak ilişkisi (Bozaniç Köyü KD'su), (b) Kızılçay formasyonu içerisindeki bitümlü şeyllerin ve jipslerin görünümü (Bozaniç Tepe güneyi), (c) Kızılçay formasyonuna ait konglomeralar içerisindeki kalsedon oluşumları (Bozaniç Tepe güneyi), (d) Kızılçay formasyonu içerisindeki laminallı kireçtaşı-şeyl ardalanmasının mostra görünümü (Bozaniç Tepe güneyi).

3.3.7 Bozaniç Volkanitleri (Teb)

Göncüoğlu vd. (1996) tarafından “Meyildere volkanit üyesi” olarak adlandırılan birim, bu çalışmada Bozaniç volkanitleri adıyla incelenmiştir ve tezin esas konusunu oluşturmaktadır. Andezitik piroklastik kayalar ve lavlardan meydana gelen birim; çalışma alanında en iyi Bozaniç Tepe’de, Bozaniç Köyü civarında, Sarıcakaya ve Mihalgazi ilçeleri arasında, Domuzçukuru mevkiinde, Kara Tepe’de, İncirlik Tepe’de, Karakillik Sırtı’nda, Yaylalıkkaya Tepe’de ve Sakarılıca Köyü dolaylarında görülmektedir (Şekil 3.1, Ek A).

Bozaniç volkanitleri çalışma alanında doğudan batıya doğru düzgün sayılabilecek bir hat üzerinde sıralanmış 4 ayrı volkan bacasından türemişlerdir (Şekil 3.10). Bunlardan en doğuda yer alan Bozaniç Tepe (881 m), en büyük olan bacadır ve diğer bacalarda olduğu gibi ağzı tuf boyutundaki piroklastitler tarafından tıkanmıştır. Bacadaki bu yumuşak litoloji nedeniyle volkanın ağzı fiziksel alterasyondan etkilenmiş ve zamanla girintili çıkıntılı bir morfoloji hâkim olmuştur (Şekil 3.11). Lavlar, genellikle andezitik bileşimde, nadiren bazaltik andezit veya traki-andezit karakterindedir. Pembe, grimsi pembe, siyahımsı gri, yeşil renklerde, afanitik dokulu, masif ve yer yer çatlaklıdır (Şekil 3.12). Propilitleşme yaygın bir alterasyon türü olarak kendini gösterir.



Şekil 3.10: Bozaniç volkanitlerini oluşturan dört volkan bacasının kuzeyden görünümü.

Piroklastitler ise tane boyutuna göre 3 farklı biçimde ayırtlanmıştır:

- 1) İnce ve kaba taneli tüfler
- 2) Lapilli tüfler
- 3) Aglomeralar ve piroklastik breşler



Şekil 3.11: Bozaniç Tepe volkan bacasındaki tüflerin girintili çıkıntılı morfolojisinin yakından görünümü.



Şekil 3.12: Bozaniç andezitik lavlarının mostra görünümü (Mihalgazi güneyi).

İnce ve kaba taneli tüfler, volkandan ilk çıkan malzemelerdir; ancak ağırlıklarının çok az olması nedeniyle uzun süre havada asılı kalarak veya rüzgârla taşınarak en son çökülürler. Boyutları çıplak gözle görülemeyecek kadar küçük (< 2 mm), beyaz, sarı, gri, pembemsi gri renklerde, çoğunlukla masif, nadiren orta-kalın tabakalıdır (Şekil 3.13). Bunlar çalışma alanında özellikle volkan bacalarının ağızlarında veya diğer piroklastik kayaçların bağlayıcısı olarak görülmektedirler. Çalışma alanının hemen dışında, Sarıcakaya doğusunda (Kızılcabayır, İğdir) ise geniş mostralara vermekte ve hidrotermal solüsyonların etkisiyle bu kayaçlardan bentonit meydana gelmiştir (Şekil 3.13). Tamamen camsı hamura sahip, andezitik karakterli, yer yer litik parçalar içermektedirler.

Lapilli tüfler, boyutları 2-64 mm arasında olan piroklastiklerdir. Bunlar da ince ve kaba taneli tüflerle tamamen aynı özelliklere sahiptirler. Beyazımsı gri, boz renkli ve andezitik karakterlidirler. Birim içerisindeki tanelerin bazıları yabancı kayaç parçalarından oluşmaktadır.

Aglomeralar ve piroklastik breşler, çalışma alanında geniş mostralara vermektedir. Pembemsi mor renkte görülürler ve bağlayıcıları tüftür. İçerdikleri çakıllar her zaman andezittir. Aglomeralar içindeki andezit çakılları yuvarlakken; piroklastik breşler içerisinde genellikle köşeli taneler dikkati çekmektedir (Şekil 3.13).

Bozaniç volkanitlerinin yaşı bu çalışmada Ar-Ar jeokronolojik yaş tayiniyle ortaya çıkarılmıştır. Buna göre volkanitler, Erken-Orta Eosen (İpresiyen-Lütesiyen) yaşındadır ve bu yaş, arazideki stratigrafik ilişkiyle uyumludur. İkinci bacaya ait lavlardan yapılan yaş analizinde (48.13 ± 0.15 My) bunların, diğer bacalara göre çok az bir zaman farkıyla bölgede ilk çıkan ürünler olduğu söylenebilir. Bozaniç Tepe'nin lavlarından (48.75 ± 0.14 My) ve aglomeraları içindeki andezit çakılından (48.74 ± 0.32 My) alınan yaş değerleri birbirleriyle uyumludur. Bozaniç Tepe'nin ağızını tıkayan tüflerden elde edilen yaş ise 48.78 ± 0.23 My'dir. Bu durum tüflerin, soğuma yaşlarının daha geç olması nedeniyle, lavlardan daha önce çıkmasına rağmen en son çökeldiklerini göstermektedir.

Bozaniç volkaniti, Örencik Formasyonu'na ait akarsu çökelleri tarafından aşıl uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 3.2).



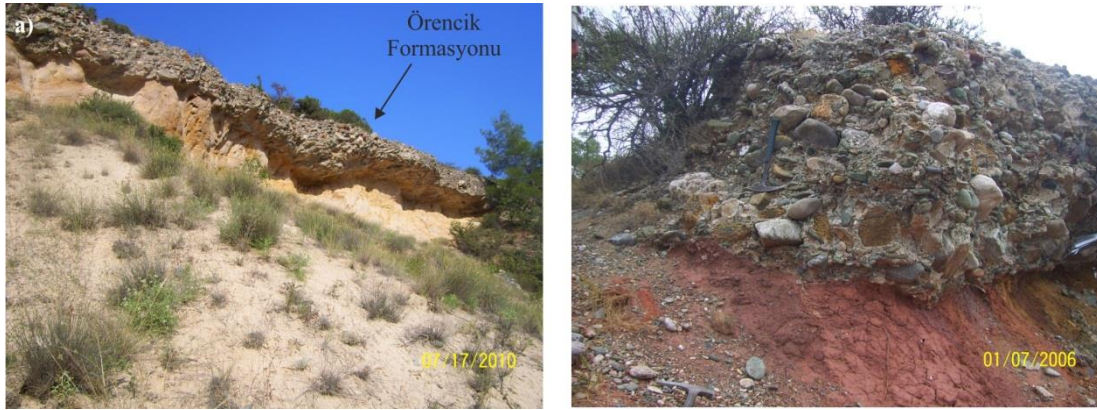
Şekil 3.13: (a) Tabakalı tüflerin mostra görünümü (Mihalgazi kuzeyi, Seki bağları batısı), (b) Tüflerden hidrotermal ayrışmayla meydana gelen bentonit oluşumları Karakillik Tepe güneyi), (c) Yuvarlak andezit çakıllı aglomeraların mostra görünümü (Bozaniç Tepe kuzeyi), (d) Köşeli andezit çakıllı piroklastik breşlerin mostra görünümü (Karakillik Tepe).

3.3.8 Örencik Formasyonu (Tplö)

Örencik formasyonu, kırmızı, sarımsı kırmızı, kahve renkli konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ar dalanması ile temsil edilir. Birim genelde az tutturulmuş olup, orta-kalın tabakalanma gösterir (Şekil 3.14). Yer yer tabakalanması belirsizdir. Konglomeralar, aşınmalı tabanlı, kötü boylanmalı olup çakılları yuvarlak-az yuvarlaktır. Kumtaşlarında sarımsı kırmızı renk hakim olup ince-orta-kaba tanelidir. Çalışma alanında, özellikle Sakarya nehrinin eski akış kotlarında taraçalar şeklinde yüzlekler verir (Şekil 3.1, Ek A). Bu durum akarsu ortamında çökelmiş olduğunu yansıtır. Kendinden önceki tüm birimleri temsil eden çakıllar içermektedir (Şekil 3.14).

Birim, kendinden yaşlı tüm birimler üzerine açısal uyumsuz olarak gelir ve 50-100 m arasında bir kalınlığa sahiptir (Şekil 3.2).

Formasyon içerisinde fosil saptanamamıştır. Bu çalışmada stratigrafik konumu göz önüne alınarak yaşı Pliyosen olarak kabul edilmiştir.



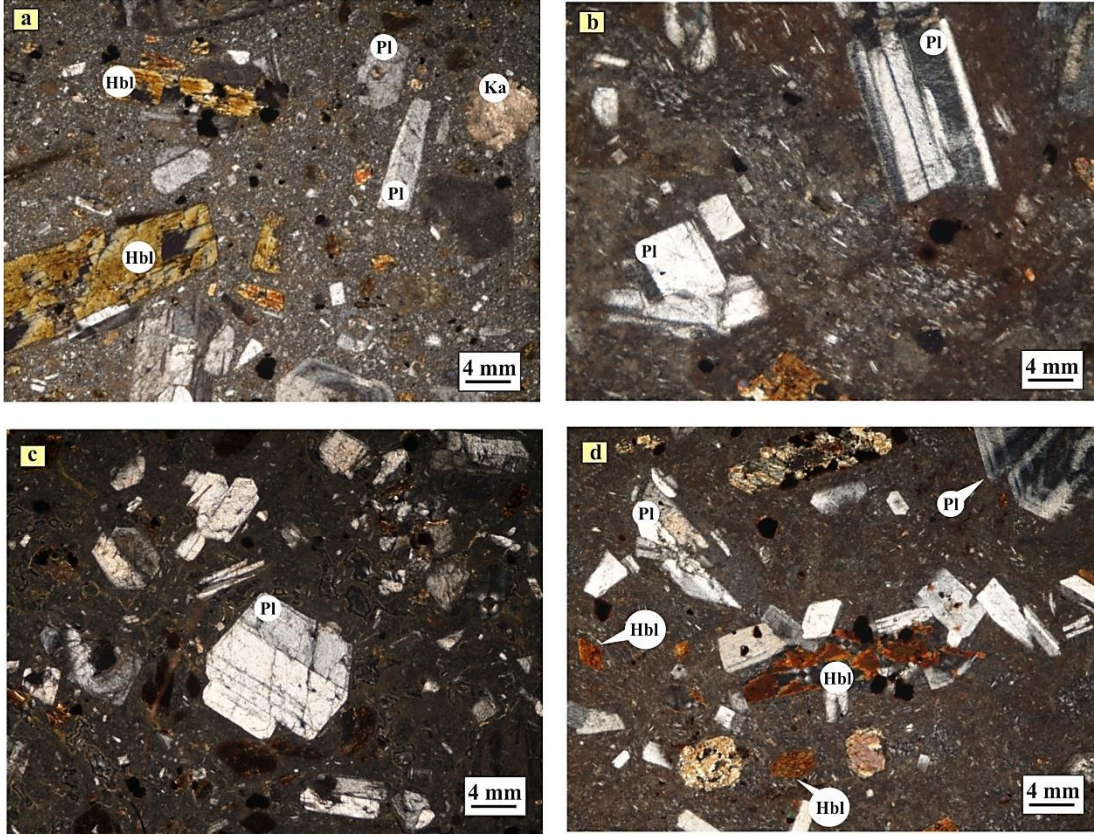
Şekil 3.14: (a) Örencik formasyonunun mostra görünümü (Bozaniç Köyü KD'su), (b) Örencik formasyonuna ait konglomeraların yakından görünümü (Bozaniç Köyü KD'su).

3.4 Bozaniç Volkanitlerinin Petrografisi

İnceleme alanında yüzlek veren Bozaniç volkanitlerinin lavları petrografik incelemede çoğunlukla andezit; nadiren de traki-andezit, bazaltik andezit veya latit olarak tanımlanmışlardır.

Genel olarak kayaçlar, hipokristalen porfirik, mikrolitik porfirik, trakitik, glomeroporfirik, hipohyalin porfirik, elek ve seri doku gösterirken (Şekil 3.15), idiomorf granüler ve amigdaloidal dokulara çok nadir rastlanılır.

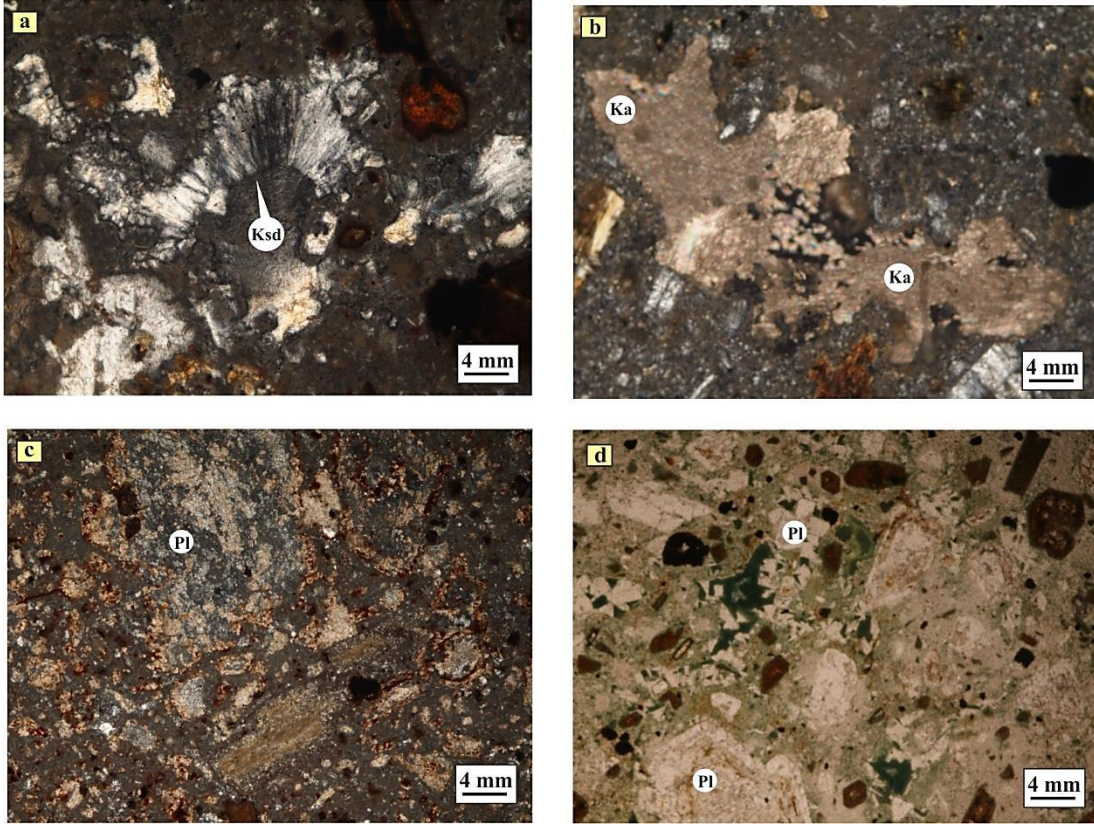
Volkanik cam içeren hamur içerisinde çoğunlukla plajiyoklaz mikrolitleri, daha az miktarda da plajiyoklaz, sanidin, hornblend ve klinopiroksen mikrokristalleri gözlenmektedir (Şekil 3.15). İkincil mineraller olarak kuvars, kalsedon (boşluk dolgusu) ve kalsit (karbonatlaşma) bu minerallere eşlik etmektedir (Şekil 3.16). Kayaçlarda yoğun biçimde karbonatlaşma, killeşme, propilitleşme ve serizitleşme gibi alterasyon çeşitlerinin varlığı dikkat çekmektedir (Şekil 3.16). Bu nedenle minerallerin çoğu kirli gözüktür. Özellikle biyotit ve hornblend minerallerinde kenarlardan itibaren gelişen opasitleşme/opaklaşma yaygın görülen bir durumdur (Şekil 3.17).



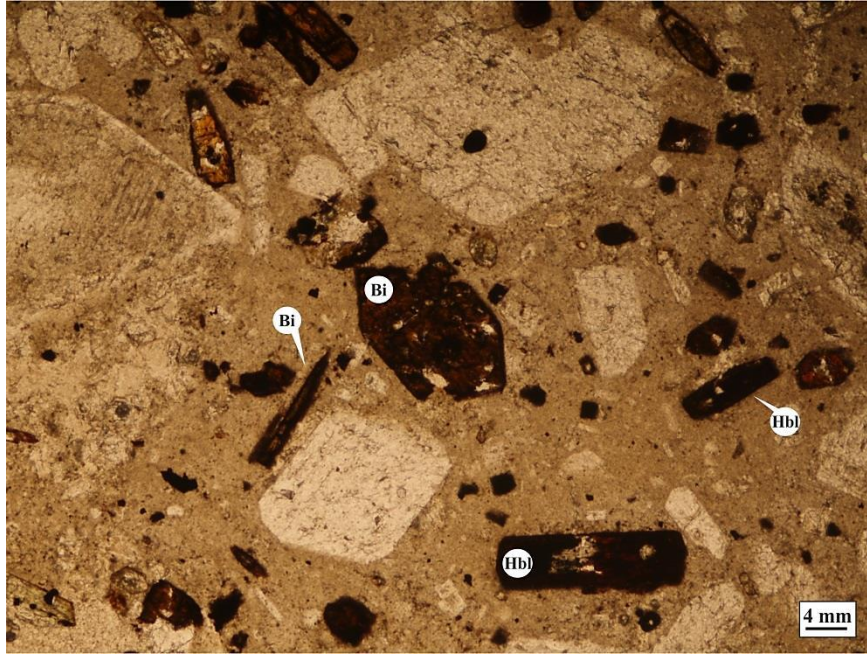
Şekil 3.15: Andezitlerde gözlenen, (a) hipokristalen porfirik doku (Örnek No: E11-B), (Ç.N.), (b) trakitik (akma) dokusu (Örnek No: E6.32-B), (Ç.N.), (c) hipohyalin doku (Örnek No: E4.3-B), (Ç.N.), (d) glomeroporfirik doku (Örnek No: E6.33-B), (Ç.N.) (Hbl: Hornblend, Ka: Kalsit, Pl: Plajiyoklaz).

Plajiyoklaz kristalleri genellikle yarı özşekilli fenokristaller veya yarı kristalli hamur içerisinde mikrolitler/mikrokristaller halinde gözlenir. Mikrokristaller daha çok latalar şeklindedir. Tek nikelde renksiz, çapraz nikelde gri, bej renklerdedir. Plajiyoklaz fenokristalleri çoğunlukla albit, albit-karlsbad kompozit ikizlenmeleri sunmaktadır ve yer yer çok iyi zonlanma gösterirler (Şekil 3.18). Yer yer plajiyoklaz kristallerinin kenarlarında kemirilmeler gözlenmektedir (Şekil 3.18). Polarizan mikroskopta ölçülen sönme açısı değerlerine göre kayalardaki tüm plajiyoklazlar andezin bileşimindedir. Plajiyoklaz fenokristallerinin bazıları, alterasyondan etkilenerek, serizitleşme, karbonatlaşma ve killeşmeye maruz kalmışlardır (Şekil 3.16). Bazı kayalardaki plajiyoklazlar hamur içerisinde kümelenerek glomeroporfirik doku gösterirler (Şekil 3.18).

Hornblend mineralleri genellikle fenokristal, nadiren de hamurda mikrotaneler halinde olup yarı özşekilli veya özşekillidirler. Kenarlarından itibaren opaklaşarak optik engebelerinin yükselmesi sık gözlenen bir durumdur (Şekil 3.17).

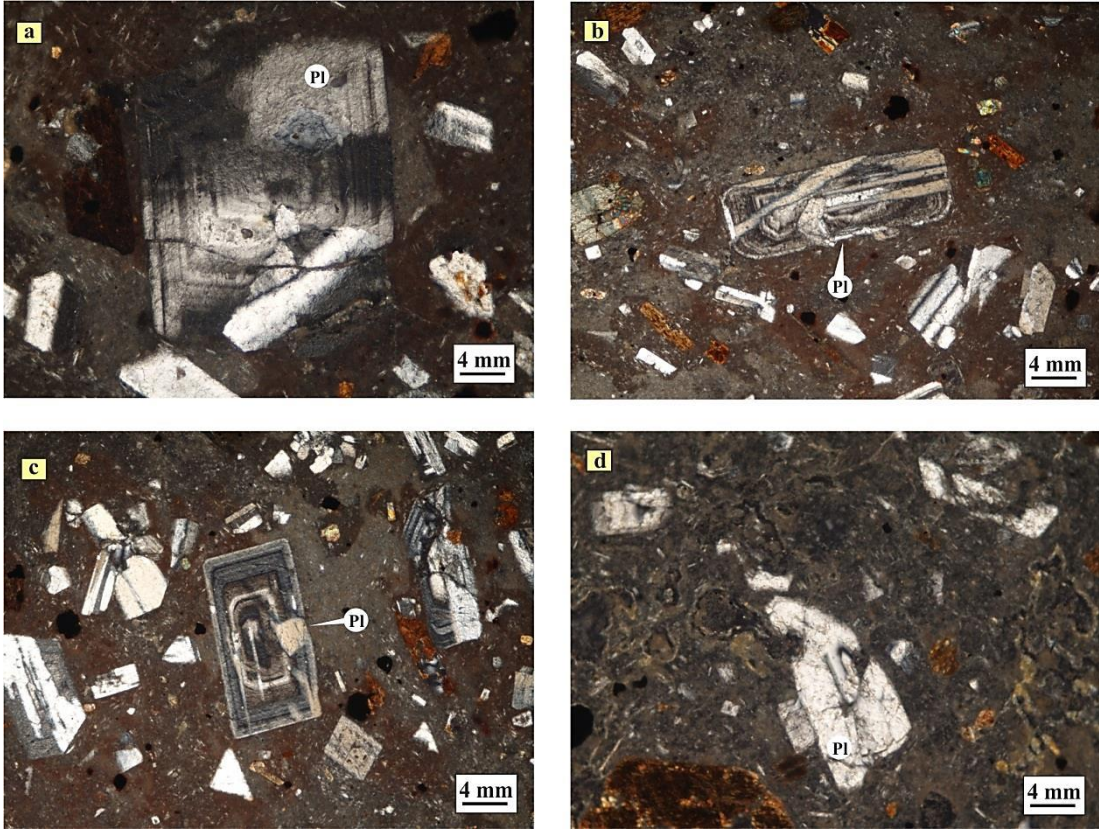


Şekil 3.16: (a) Andezitlerde ikincil olarak gelişmiş sferülitik/işımsal kalsedon oluşumu (Örnek No: E4.4-E), (b) Kayaçtaki karbonatlaşma sonucu ortaya çıkan kalsit mineralinin görünümü (Örnek No: E11-B), (c) Serizitleşmiş ve killeşmiş bir plajiyoklaz mineralinin görünümü (Örnek No: E1-B), (d) Andezitlerdeki propilitleşme sonucu kayacın yeşil renge dönüşmesi (Örnek No: B3-B) (a,b,c: Ç.N., d: T.N.; Ksd: Kalsedon, Ka: Kalsit, Pl: Plajiyoklaz).



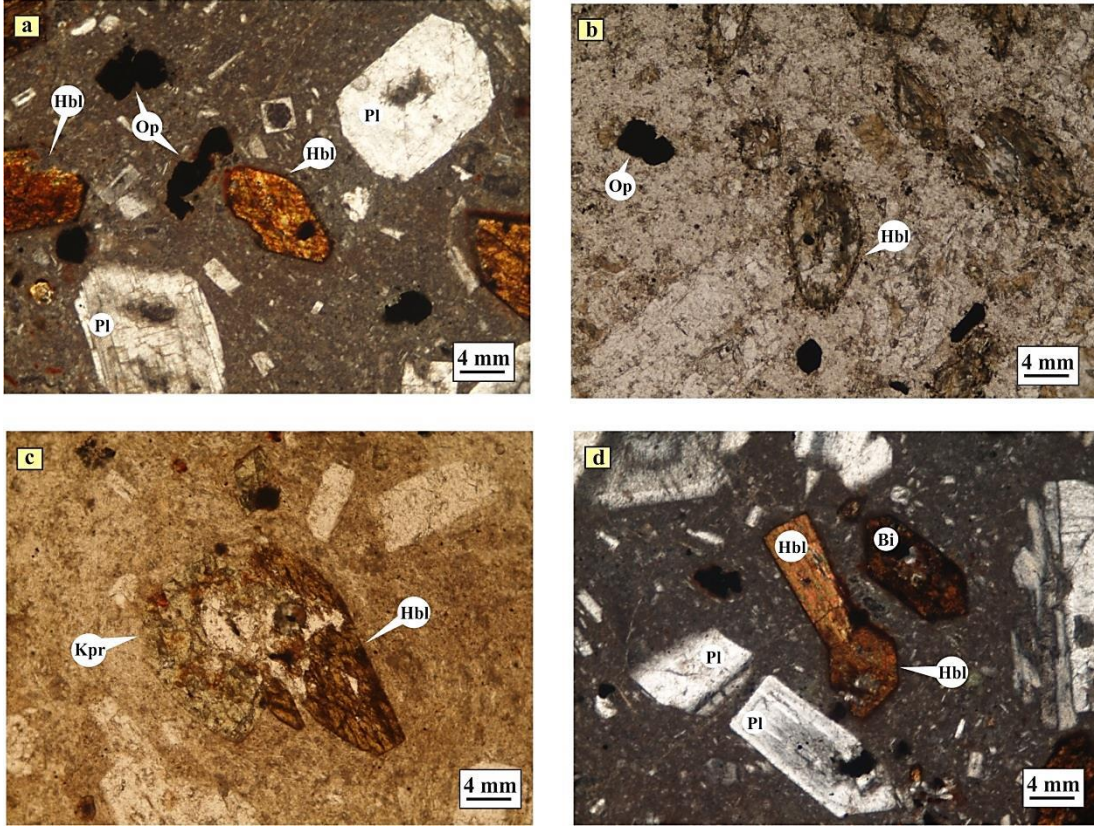
Şekil 3.17: Andezitlerdeki biyotit ve hornblend minerallerinde kenarlardan itibaren gelişen opasitleşme/opaklaşmaların görünümü (Örnek No: E4.4-E) (T.N.; Bi: Biyotit, Hbl: Hornblend).

Hamurla reaksiyonlar sonucunda bazı kristallerin kemirildikleri gözlenmektedir. Kayaçlarda hornblend minerallerinin etrafında onları bir kuşak gibi saran opak mineral dizilimleri dikkati çekmektedir (Şekil 3.19). Tek nikolde yeşil, koyu yeşil, kahve renkli (titanca zengin olanlar) görünürler ve kuvvetli pleokroizma gösterirler. Genellikle prizmatik kristalleri tek yönde; baklava şeklinde olanları iki yönde belirgin dilinime sahiptirler (Şekil 3.19). Yer yer piroksen mineralleriyle beraber görülürler (Şekil 3.19). Alterasyondan yoğun biçimde etkilenmeleri nedeniyle killeşme ve karbonatlaşma tipiktir.



Şekil 3.18: (a) Andezitteki konvolut zonlanma gösteren plajiyoklazın görünümü (Örnek No: E6.32-B), (Ç.N.), (b) Albit ikizi ve zonlanma gösteren bir plajiyoklaz (Örnek No: E6.32-B), (Ç.N.), (c) İyi zonlanma gösteren bir plajiyoklaz, sol üstünde glomeroporfirik dokulu plajiyoklazlar (Örnek No: E6.32-B), (Ç.N.), (d) Kemirilmiş bir plajiyoklaz (Örnek No: E4.3-B), (Ç.N.), (Pl: Plajiyoklaz).

Klinopiroksen mineralleri nadiren özşekilli, genellikle yarı özşekilli ve özşekilsizdir. Daha çok hamurda mikrotaneler halinde, yer yer fenokristaller halinde gözlenmektedir. Yüksek rölyefe sahip olan klinopiroksen mineralleri, tek nikolde renksiz veya soluk yeşil, çapraz nikolde ise III. ve IV. dizinin yüksek dalga boylu mavi, mor ve koyu yeşil renklerini sunmaktadır (Şekil 3.20). Altere olanlarında kloritleşme, killeşme ve karbonatlaşma olağandır (Şekil 3.20).

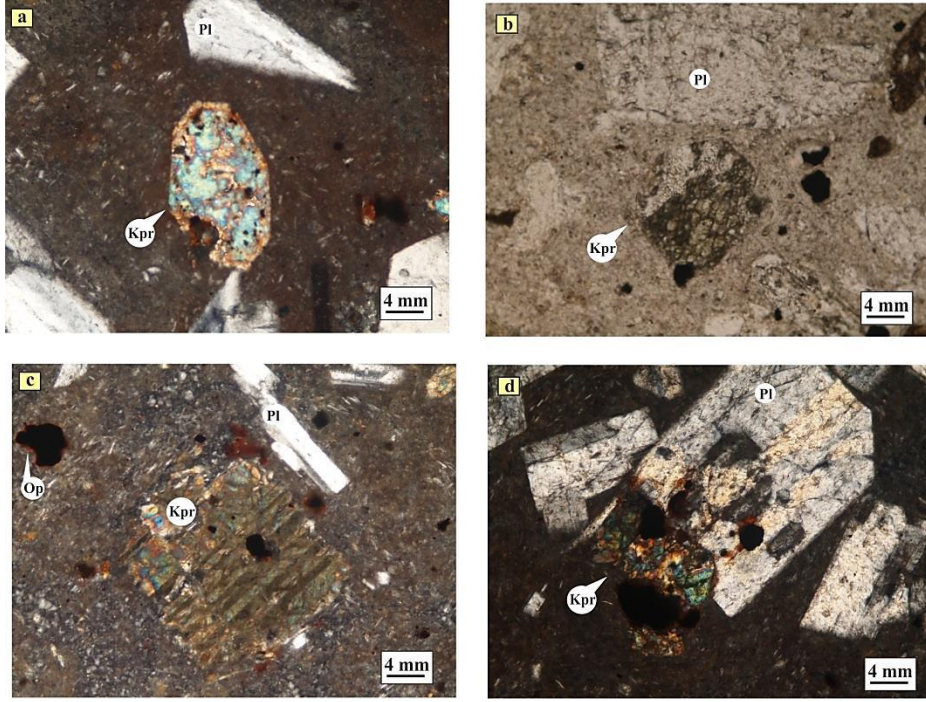


Şekil 3.19: (a) Andezitteki hamur tarafından kemirilmiş hornblendlerin görünümü (Örnek No: E4.4-E), (b) Hornblend etrafındaki opak mineral dizilimleri (Örnek No: E13.2-E), (c) İki yönde iyi dilinimli hornblend kristali ve klinopiroksen ile birlikteliği (Örnek No: E6.32-B), (d) Prizmatik ve baklava biçimli hornblend kristalleri (Örnek No: E4.4-E) (b,c: T.N., a, d: Ç.N.; Pl: Plajiyoklaz, Hbl: Hornblend, Bi: Biyotit, Kpr: Klinopiroksen, Op: Opak mineral).

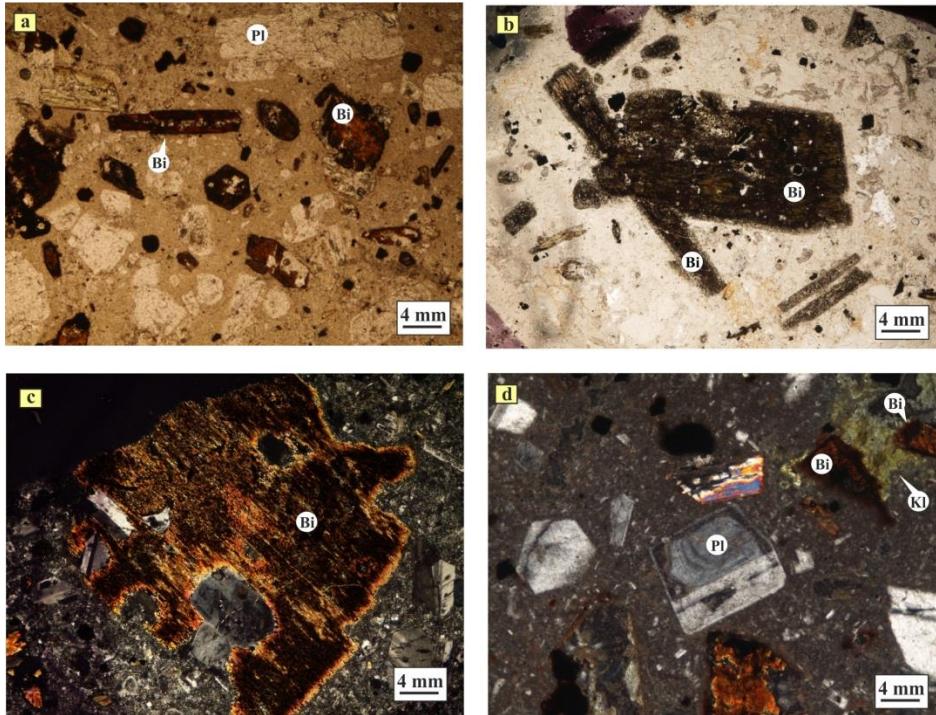
Bazı klinopiroksen fenokristalleri belirgin polisentetik ikizlenme gösterir (Şekil 3.20). Plajiyoklaz mineraliyle birlikteliği dikkat çekmektedir (Şekil 3.20).

Biyotit mineralleri genellikle opaklaşmış fenokristaller halinde olup, özşekli veya yarı özşekillidirler (Şekil 3.21). Tek nikolde açık yeşilden koyu kahveye değişen renklerde, çapraz nikolde koyu kahve renkli görünürler. Pseudo-hekzagonal formlara sık rastlanır (Şekil 3.21). Tek yönde iyi dilinim gözlenebilir, pleokroizmaları orta-kuvvetlidir (Şekil 3.21). Alterasyondan etkilenerek yer yer klorite dönüşmüş halde görülürler (Şekil 3.21).

Alkali feldspatlardan, sadece sanidin mineralleri az miktarda bulunmaktadır. Sanidinler, hamurda mikrotaneler halinde olup, tipik karlsbad ikizleriyle tanınırlar (Şekil 3.22).



Şekil 3.20: (a) Andezitteki yüksek girişim renkli klinopiroksen mineralinin görünümü (Örnek No: E6.32-B), (b) Altere olmuş özşekilli klinopiroksen kristali (Örnek No: E4.3-B), (c) Klinopiroksenlerde gözlenen polisentetik ikizlenme (Örnek No: E6.33-B), (d) Klinopiroksen-plajiyoklaz birlikteliği (Örnek No: DS1-B) (a: T.N., b, c, d: Ç.N.; Pl: Plajiyoklaz, Kpr: Klinopiroksen, Op: Opak mineral).



Şekil 3.21: (a) Andezitteki pseudo-hekzagonal formdaki opaklaşmış biyotit mineralinin görünümü (Örnek No: E4.4-E), (b) Kısmen opaklaşmış biyotit minerallerinin görünümü (Örnek No: 1P-4), (c) Tek yönde iyi dilinimli bir biyotit fenokristali (Örnek No: 1P-4), (d) Kısmen klorite dönüşmüş bir biyotit minerali (Örnek No: E4.4-E) (a,b: T.N., c, d: Ç.N.; Pl: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit, Kl: Klorit).



Şekil 3.22: Trakiandezit içindeki karlsbad ikizli sanidin kristallerinin hamur içerisindeki görünümü (Örnek No: E4.3-B) (Ç.N.; Sa: Sanidin, Pl: Plajiyoklaz).

Bozaniç volkanitlerinden petrografik amaçlı derlenen örneklerin ince kesit adlamaları; örnek numaraları ve modal mineralojik bileşimleriyle beraber aşağıdaki tabloda verilmiştir:

Tablo 3.1: Bozaniç volkanitlerinin modal mineralojik bileşimleri ve kayaç adlamaları (Pl: Plajiyoklaz, Hbl: Hornblend, Bi: Biyotit, Kpr: Klinopiroksen, Ksd: Kalsedon, Ka: Kalsit, Sa: Sanidin, Kl: Klorit, Op: Opak mineral).

Örnek No	Mineral parajenezi	Kayaç Adı
E11-B	Pl + Hbl + Kpr + Op + Bi + Sa ± Ka	Bazaltik Andezit
E6.2-E	Pl + Hbl + Op	Andezit
E13.2-E	Pl + Hbl + Op	Andezit
E6.32-B	Pl + Bi + Hbl + Kpr + Op	Bazaltik Andezit
E4.3-B	Pl + Hbl + Bi + Sa + Ksd + Kpr + Op	Trakiandezit
E4.4-E	Pl + Hbl + Bi + Kpr + Op ± Ksd ± Kl	Bazaltik Andezit
E1-B	Pl + Hbl + Bi + Op ± Ka	Andezit

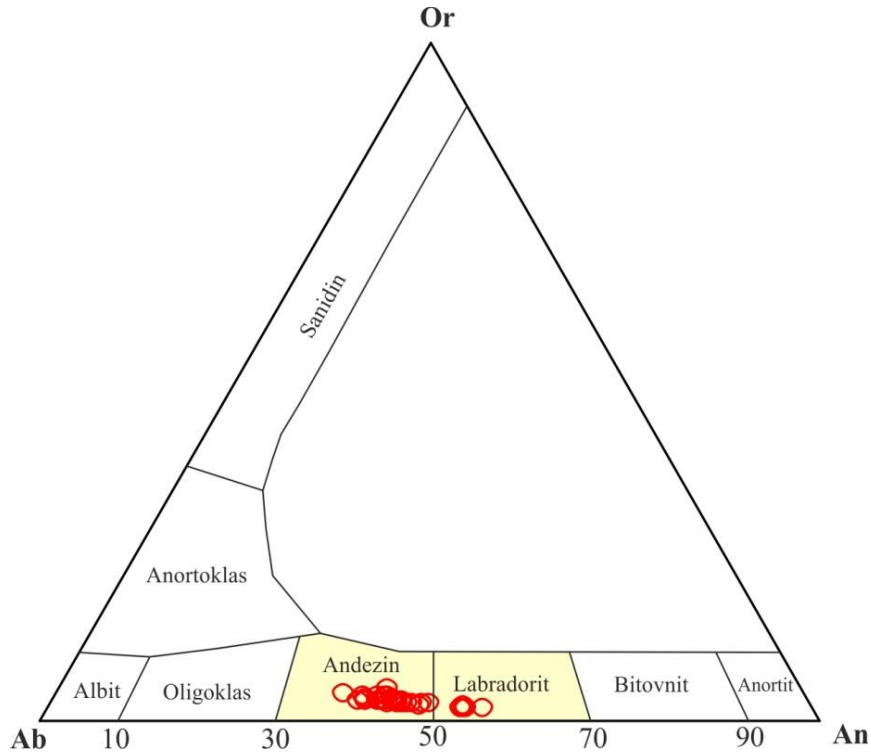
Tablo 3.1 (devam)

Örnek No	Mineral parajenezi	Kayaç Adı
B2-E	Pl + Hbl + Op + Sa	Trakiandezit-Latit
PA-B	Pl + Bi + Hbl + Op + Sa ± Kl	Andezit
E6.33-B	Pl + Hbl + Kpr + Op + Bi	Bazaltik Andezit
B3-B	Pl + Hbl + Kpr + Bi + Op ± Ka	Andezit
E6.31-E	Pl + Hbl + Kpr + Op + Bi	Andezit
DS1-B	Pl + Hbl + Kpr + Op + Bi	Bazaltik Andezit
B3-E	Pl + Hbl + Kpr + Bi + Op ± Ka ± Kl	Andezit
B2-B	Pl + Hbl + Op	Andezit
E8-B	Pl + Bi + Hbl + Op	Andezit
DA1-E	Pl + Hbl + Op ± Ka	Andezit
DA1-B	Pl + Hbl + Op ± Ka	Andezit
PA-E	Pl + Bi + Hbl + Op + Sa	Andezit
E6.32-E	Pl + Hbl + Kpr + Op + Bi	Andezit
E6.31-B	Pl + Hbl + Kpr + Op + Bi	Andezit
E1-E	Pl + Hbl + Bi + Op ± Ka	Andezit
DS-E	Pl + Hbl + Kpr + Op + Bi	Bazaltik Andezit

4. MİNERAL KİMYASI

4.1 Plajiyoklaz

Plajiyoklaz mineralleri inceleme alanındaki tüm volkanik kayaların mineralojik bileşiminde bulunan tipik bir mineraldir. Bozaniç volkanitlerine ait andezitik-trakiandezitik kayaçlar içerisinde fenokristaller halinde gözlenen ve zonlanma gösteren plajiyoklaz minerallerinin merkez ve kenar kısımlarından toplam 31 noktada alınan ölçümlere göre, plajiyoklazların türleri çoğunlukla andezin; nadiren de labradorittir (Tablo 4.1, Şekil 4.1). Andezin olanlarda bileşim, $An_{37}Ab_{59}Or_5$ - $An_{53}Ab_{49}Or_2$; labradorit olanlarda ise $An_{53}Ab_{49}Or_3$ - $An_{56}Ab_{42}Or_2$ arasında değişmektedir.



Şekil 4.1: Bozaniç volkanitlerine ait plajiyoklazların Ab-An-Or üçgen diyagramı.

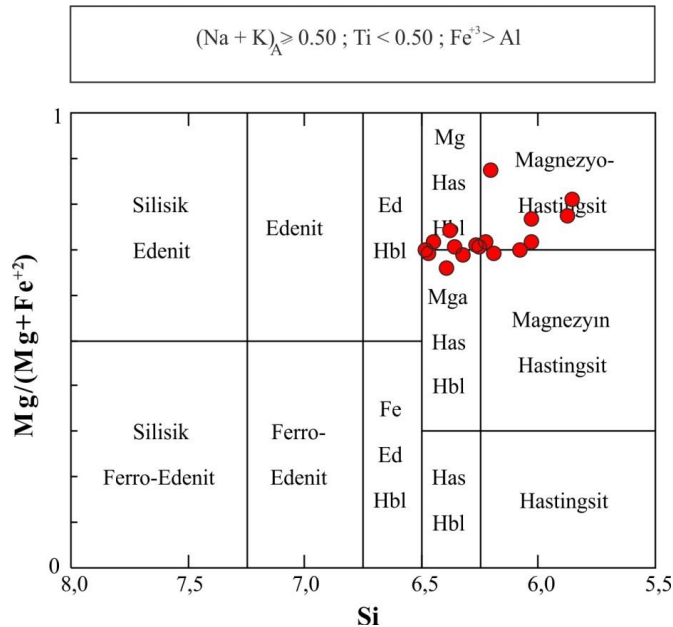
4.2 Amfibol

Bozaniç volkanitlerinde genellikle yarı özşekilli, özşekilli fenokristaller halinde gözlenen amfibol minerallerinin mikroprob analizleri (Tablo 4.2) dikkate alındığında, Leake vd. (1997)'ye göre yapılan sınıflamada (Şekil 4.2) tüm amfiboller kalsik amfiboldür ve magnezyo-hastingsit ve magnezyo-hornblend bileşimindedirler. Amfibollerin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ oranları 0.66-0.88 arasında değişmektedir.

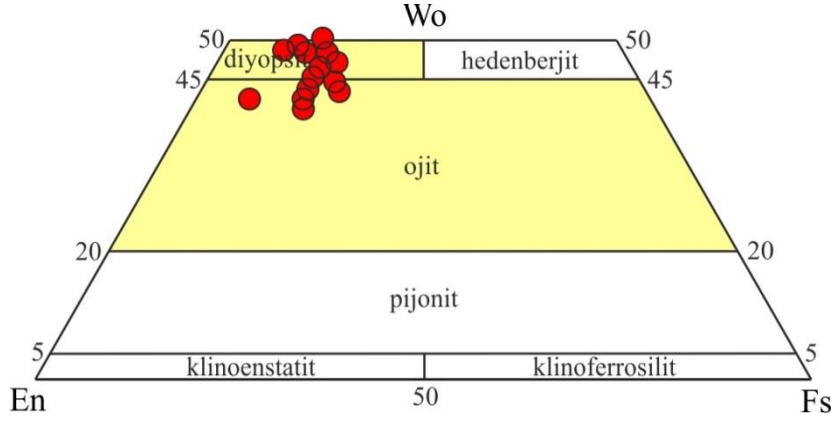
4.3 Klinopiroksen

Bozaniç volkanitlerine ait klinopiroksenlerden elde edilen mikroprob analizleri (Tablo 4.3) dikkate alındığında, Morimoto vd. (1988)'e göre, diyopsit ve ojit olarak adlandırılmaktadırlar (Şekil 4.3).

Mikrokristaller halinde gözlenen diyopsitlerin bileşimi $Wo_{45}En_{43}Fs_7 - Wo_{50}En_{37}Fs_{15}$ arasında değişmektedir ve $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ oranları 0.68-0.76 arasındadır. Diyopsitik ojitlerin bileşimi ise $Wo_{40}En_{51}Fs_6 - Wo_{44}En_{39}Fs_{17}$ olup, $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ oranları 0.69-0.78'dir.



Şekil 4.2: Bozaniç volkanitlerine ait amfibollerin sınıflaması (Leake vd. 1997).



Şekil 4.3: Bozaniç volkanitlerindeki klinopiroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramı (Morimoto vd. 1988).

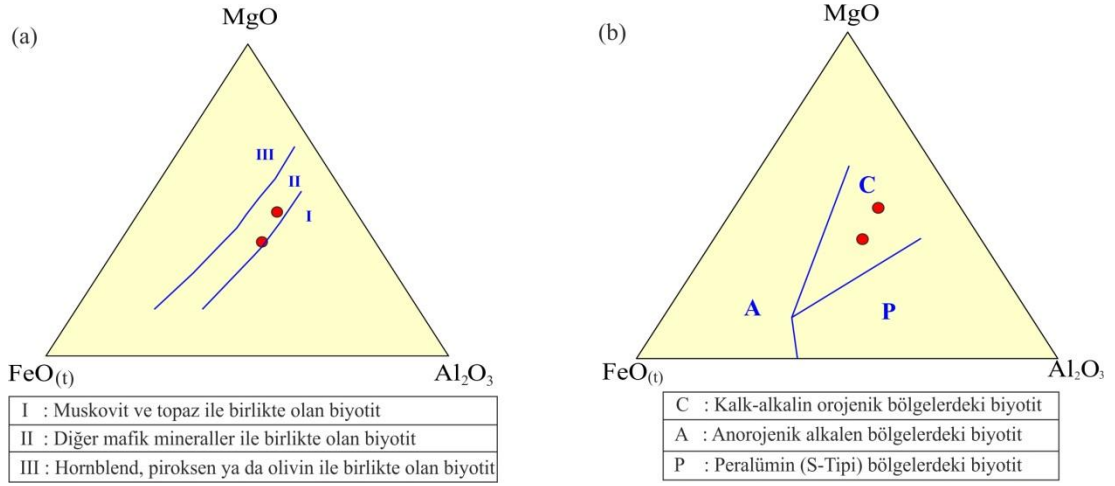
4.4 Biyotit

Bozaniç volkanitlerine ait biyotitler, % 70-81 flogopit ve % 19-30 annit bileşimlidir. Belirgin bir bileşimsel değişime sahip değildirler. $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ oranı 0.70-0.81 arasındadır (Tablo 4.4).

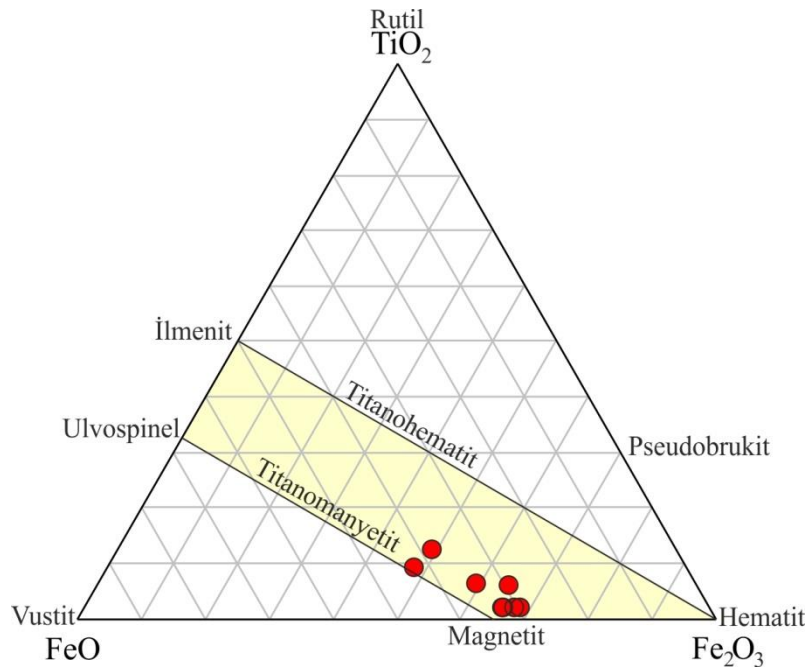
Speer (1987)'ye göre farklı parametreler baz alınarak biyotitlere ait sınıflama diyagramları çizilmiştir (Şekil 4.4). $MgO-FeO_{(t)}-Al_2O_3$ üçgen diyagramında biyotitlerin bileşimleri II. bölgeye düşmekte olup “diğer mafik mineraller ile birlikte olan biyotit” olarak sınıflandırılmaktadırlar (Şekil 4.4). Orojenik bölge ayırtman $MgO-FeO_{(t)}-Al_2O_3$ üçgen diyagramında ise biyotitlere ait mikroprob analizleri, C alanına düşmekte olup “kalk-alkalin orojenik bölgelerdeki biyotit” sınıfına dahil olmuşlardır.

4.5 Fe-Ti Oksitler

Bozaniç volkanitlerine ait özşekilli-yarı özşekilli kristaller olarak gözlenen opak minerallerin hepsi titano-manyetittir (Tablo 4.5, Şekil 4.5).



Şekil 4.4: Bozaniç volkanitlerine ait biyotitlerin sınıflandırılması (Speer, 1987). (a) MgO-FeO_(t)-Al₂O₃ mineral birlikteliği ayırtma diyagramı, (b) MgO-FeO_(t)-Al₂O₃ orojenik bölge ayırtma diyagramı.



Şekil 4.5: Bozaniç volkanitlerine ait Fe-Ti oksitlerin bileşimini gösteren üçgen diyagram (Butler, 1992).

Tablo 4.1: Bozaniç volkanitlerine ait plajiyoklazların mikroprob analiz sonuçları.

Örnek	<u>2P1</u>	<u>2P1</u>	<u>2P1</u>	<u>2P1</u>	<u>2P1</u>	<u>2P1</u>
	Plj1	Plj1	Plj1	Plj1	Plj1	Plj1
	feno	feno	feno	feno	feno	feno
	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>
SiO ₂	55.82	56.34	56.04	54.22	56.31	53.76
TiO ₂	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	27.46	26.87	26.29	27.47	27.18	28.71
FeO	0.22	0.10	0.30	0.33	0.14	0.24
MnO	0.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.23
MgO	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01
CaO	9.37	8.76	8.61	9.59	8.94	10.78
BaO	0.07	0.08	0.02	0.00	0.10	0.06
Na ₂ O	5.74	6.04	6.00	5.34	5.88	5.00
K ₂ O	0.39	0.49	0.57	0.43	0.45	0.31
Toplam	99.19	98.65	97.73	97.44	98.95	99.12
Formül 8 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	19.48	19.72	19.81	19.28	19.66	18.86
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	11.29	11.08	10.95	11.51	11.19	11.87
Fe ⁺²	0.07	0.03	0.09	0.10	0.04	0.07
Mn	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07
Mg	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
Ca	3.50	3.29	3.26	3.66	3.35	4.05
Ba	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	3.89	4.10	4.11	3.68	3.98	3.40
K	0.17	0.22	0.26	0.19	0.20	0.14
Toplam	38.45	38.47	38.50	38.46	38.43	38.48
Ab	51.40	53.90	53.90	48.90	52.90	44.80
An	46.30	43.20	42.70	48.50	44.40	53.40
Or	2.30	2.90	3.40	2.60	2.70	1.90

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır.

Tablo 4.1 (devam)

Örnek	2P1	2P1	2P1	2P1	2P6	2P6
	Plj1	Plj2	Plj2	Plj2	Plj1	Plj1
	feno	feno	feno	feno	feno	feno
	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>
SiO ₂	56.39	57.25	56.74	56.51	53.74	54.98
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	26.68	26.33	27.25	27.30	25.58	26.74
FeO	0.07	0.24	0.43	0.17	0.34	0.10
MnO	0.00	0.07	0.00	0.00	0.19	0.00
MgO	0.00	0.03	0.00	0.02	0.10	0.07
CaO	8.56	8.42	8.65	9.20	8.11	8.94
BaO	0.06	0.00	0.16	0.00	0.03	0.00
Na ₂ O	6.02	6.15	5.83	6.06	5.65	5.93
K ₂ O	0.45	0.49	0.51	0.45	0.72	0.47
Toplam	98.14	98.95	99.47	99.55	94.51	96.89
Formül 8 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	19.82	19.97	19.73	19.60	19.68	19.57
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	11.05	10.82	11.17	11.16	11.04	11.22
Fe ⁺²	0.02	0.07	0.13	0.05	0.10	0.03
Mn	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.01	0.06	0.04
Ca	3.22	3.15	3.22	3.42	3.18	3.41
Ba	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Na	4.10	4.16	3.93	4.07	4.00	4.09
K	0.20	0.22	0.23	0.20	0.34	0.22
Toplam	38.42	38.42	38.43	38.51	38.47	38.57
Ab	54.50	55.30	53.30	53.00	53.20	53.00
An	42.80	41.80	43.70	44.40	42.30	44.20
Or	2.70	2.90	3.00	2.60	4.50	2.80

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır.

Tablo 4.1 (devam)

Örnek	2P6	2P6	2P6	2P6	ANG6	ANG6
	Plj1	Plj2	Plj2	Plj2	Plj1	Plj1
	feno	feno	feno	feno	feno	feno
	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>
SiO ₂	54.31	55.71	55.24	55.91	55.41	55.87
TiO ₂	0.70	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	27.70	26.62	26.83	25.68	25.18	27.17
FeO	0.20	0.22	0.12	0.06	0.43	0.36
MnO	0.12	0.02	0.04	0.00	0.02	0.33
MgO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.29	0.01
CaO	9.60	8.66	9.21	7.77	7.97	9.15
BaO	0.03	0.12	0.06	0.04	0.00	0.00
Na ₂ O	5.64	6.25	5.86	6.13	5.56	5.73
K ₂ O	0.38	0.47	0.43	0.55	0.55	0.44
Toplam	98.03	98.04	97.80	96.09	95.42	99.00
Formül 8 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	19.20	19.64	19.54	20.04	20.05	19.54
Ti	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	11.54	11.06	11.18	10.85	10.74	11.20
Fe ⁺²	0.06	0.07	0.04	0.02	0.13	0.10
Mn	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.10
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.15	0.01
Ca	3.63	3.27	3.49	2.99	3.09	3.43
Ba	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Na	3.87	4.27	4.02	4.26	3.90	3.89
K	0.17	0.21	0.20	0.25	0.25	0.20
Toplam	38.53	38.55	38.49	38.43	38.33	38.47
Ab	50.40	55.10	52.20	56.80	53.90	51.70
An	47.40	42.20	45.30	39.80	42.60	45.70
Or	2.20	2.70	2.50	3.40	3.50	2.60

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır.

Tablo 4.1 (devam)

Örnek	ANG6		ANG6		ANG6	
	Plj1	Plj1	Plj1	Plj1	Plj2	Plj2
	feno	feno	feno	feno	feno	feno
	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>
SiO ₂	49.47	53.40	54.82	54.82	56.81	56.16
TiO ₂	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	25.68	28.27	29.14	29.20	27.37	27.39
FeO	1.34	0.34	0.27	0.31	0.20	0.20
MnO	0.00	0.09	0.00	0.02	0.02	0.07
MgO	2.36	0.00	0.01	0.04	0.03	0.03
CaO	9.23	10.68	10.44	10.87	9.03	9.57
BaO	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	3.88	4.99	4.89	4.97	5.79	5.54
K ₂ O	0.25	0.29	0.30	0.30	0.45	0.42
Toplam	92.25	98.03	99.83	100.49	99.71	99.33
Formül 8 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	18.67	18.93	19.04	18.94	19.68	19.56
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Al	11.42	11.81	11.93	11.89	11.18	11.24
Fe ⁺²	0.42	0.10	0.08	0.01	0.06	0.06
Mn	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02
Mg	1.33	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02
Ca	3.73	4.06	3.89	4.02	3.35	3.57
Ba	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	2.84	3.43	3.30	3.33	3.89	3.74
K	0.12	0.13	0.13	0.13	0.20	0.19
Toplam	38.55	38.50	38.39	38.36	38.39	38.40
Ab	42.40	45.00	45.10	44.50	52.30	49.90
An	55.80	53.30	53.10	53.70	45.10	47.60
Or	1.80	1.70	1.80	1.80	2.80	2.50

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır.

Tablo 4.1 (devam)

Örnek	ANG6	ANG6	ANG6	ANG6	ANG6	ANG6	ANG6
	Plj2	Plj1	Plj1	Plj2	Plj2	Plj2	Plj2
	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno
	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>
SiO ₂	57.17	57.44	58.12	57.92	57.78	57.48	58.81
TiO ₂	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	27.09	27.33	26.63	27.00	27.01	27.05	25.54
FeO	0.44	0.28	0.17	0.12	0.20	0.23	0.09
MnO	0.00	0.12	0.00	0.15	0.11	0.02	0.00
MgO	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03
CaO	8.85	8.27	8.13	8.40	8.22	8.67	7.34
BaO	0.10	0.12	0.02	0.00	0.07	0.05	0.01
Na ₂ O	6.12	6.76	6.30	6.13	6.46	6.19	6.53
K ₂ O	0.39	0.51	0.52	0.57	0.50	0.50	0.63
Toplam	99.90	100.82	99.86	100.28	100.37	100.24	98.89
Formül 8 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.							
Si	19.76	19.67	20.05	19.93	19.86	19.80	20.44
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	11.04	11.03	10.83	10.95	10.94	10.98	10.46
Fe ⁺²	0.13	0.08	0.05	0.03	0.06	0.07	0.03
Mn	0.00	0.04	0.00	0.04	0.03	0.01	0.00
Mg	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	3.28	3.03	3.01	3.10	3.03	3.20	2.73
Ba	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	4.10	4.49	4.22	4.09	4.31	4.14	4.40
K	0.17	0.22	0.23	0.25	0.22	0.22	0.28
Toplam	38.52	38.58	38.40	38.40	38.47	38.44	38.36
Ab	54.30	58.00	56.60	55.00	57.00	54.70	59.40
An	43.40	39.20	40.30	41.70	40.10	42.40	36.90
Or	2.30	2.80	3.10	3.30	2.90	2.90	3.70

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır.

Tablo 4.2: Bozaniç volkanitlerine ait amfibollerin mikroprob analiz sonuçları.

Örnek	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>3P1</u>
	Amp1	Amp1	Amp1	Amp2	Amp2	Amp1
	feno	feno	feno	feno	feno	feno
	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>
SiO ₂	40.13	40.82	40.44	41.21	39.43	42.60
TiO ₂	2.67	2.40	2.31	2.45	2.36	1.91
Al ₂ O ₃	13.27	12.90	12.59	10.89	14.42	10.41
FeO	12.89	11.95	13.59	14.41	10.72	16.26
MnO	0.29	0.02	0.35	0.60	0.35	0.59
MgO	13.62	13.56	12.45	12.13	13.26	12.17
CaO	12.32	12.44	12.24	11.69	12.24	11.81
Na ₂ O	2.03	1.88	1.92	1.97	2.28	1.70
K ₂ O	0.67	0.71	0.85	1.03	0.78	1.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
Cl	0.02	0.02	0.04	0.14	0.03	0.14
F	-0.89	-0.75	-0.70	-1.11	-1.13	-1.36
Toplam	97.00	95.93	96.07	95.41	94.76	97.35
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	5.855	6.027	6.026	6.191	5.876	6.254
Al ^[4]	2.145	1.973	1.974	1.809	2.124	1.746
Al ^[6]	0.137	0.271	0.237	0.120	0.409	0.056
Ti	0.293	0.266	0.259	0.277	0.265	0.211
Fe ⁺³	0.874	0.562	0.594	0.601	0.469	0.880
Fe ⁺²	0.698	0.914	1.100	1.210	0.867	1.117
Mn	0.035	0.002	0.044	0.076	0.044	0.073
Mg	2.962	2.985	2.766	2.717	2.946	2.664
Ca	1.926	1.968	1.954	1.882	1.954	1.858
Na	0.573	0.538	0.555	0.574	0.659	0.484
K	0.124	0.133	0.162	0.197	0.149	0.189
OH	2.406	2.346	2.321	2.492	2.524	2.597
Cl	0.004	0.006	0.011	0.036	0.008	0.035
F	-0.410	-0.352	-0.332	-0.528	-0.531	-0.631
Toplam	15.296	15.301	16.143	16.302	15.426	16.237
Mg #	0.81	0.77	0.72	0.69	0.77	0.70

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

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırımı Robinson vd. (1981)'e göre yapılmıştır.

Hesaplamalara Cl ve F oranları dahil edilmemiştir.

Tablo 4.2 (devam)

Örnek	2P6	2P6	2P6	2P6	3P1	3P1
	Amp2	Amp3	Amp3	Amp3	Amp1	Amp2
	feno	feno	feno	feno	feno	feno
	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>
SiO ₂	41.38	44.62	43.60	43.72	44.08	41.63
TiO ₂	2.71	1.60	1.67	1.61	1.88	2.31
Al ₂ O ₃	11.11	8.51	9.10	9.27	9.31	11.32
FeO	12.90	18.37	15.29	15.23	15.53	17.00
MnO	0.18	0.72	0.62	0.65	0.61	0.69
MgO	12.72	12.81	12.39	12.52	12.68	11.76
CaO	11.22	12.10	11.70	12.06	11.82	11.91
Na ₂ O	2.35	1.32	1.49	1.48	1.59	1.83
K ₂ O	0.88	0.81	0.91	0.91	0.61	0.89
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00
Cl	0.08	0.11	0.13	0.14	0.06	0.12
F	-1.01	-1.17	-1.08	-0.97	-1.15	-1.44
Toplam	94.53	99.81	95.79	96.62	97.54	98.00
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	6.225	6.379	6.488	6.473	6.448	6.078
Al ^[4]	1.775	1.433	1.512	1.527	1.552	1.922
Al ^[6]	0.195	0.000	0.084	0.089	0.053	0.026
Ti	0.307	0.172	0.187	0.179	0.207	0.254
Fe ⁺³	0.495	1.242	0.723	0.657	0.816	0.979
Fe ⁺²	1.128	0.955	1.180	1.229	1.084	1.097
Mn	0.023	0.087	0.078	0.082	0.076	0.085
Mg	2.853	2.731	2.749	2.763	2.765	2.560
Ca	1.808	1.854	1.865	1.913	1.852	1.863
Na	0.686	0.366	0.429	0.425	0.451	0.518
K	0.169	0.147	0.172	0.173	0.114	0.166
OH	2.458	2.500	2.478	2.419	2.517	2.635
Cl	0.021	0.027	0.032	0.035	0.015	0.030
F	-0.479	-0.527	-0.510	-0.454	-0.532	-0.665
Toplam	16.248	16.140	16.273	16.325	16.219	16.156
Mg #	0.72	0.74	0.70	0.69	0.72	0.70

$$Mg \# = Mg / (Mg + Fe^{+2})$$

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırımı Robinson vd. (1981)'e göre yapılmıştır.
Hesaplamalara Cl ve F oranları dahil edilmemiştir.

Tablo 4.2 (devam)

<u>Örnek</u>	<u>1P4</u>	<u>3P1</u>	<u>4P3</u>	<u>4P3</u>	<u>3P1</u>
	Amp1	Amp4	Amp5	Amp5	Amp1
	feno	feno	feno	feno	feno
	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>merkez</u>
SiO ₂	43.02	43.04	42.13	43.00	42.91
TiO ₂	2.24	1.59	1.62	1.58	1.91
Al ₂ O ₃	11.16	9.86	10.25	10.02	10.67
FeO	11.51	16.64	16.78	16.57	15.59
MnO	0.26	0.46	0.71	0.43	0.46
MgO	15.03	11.66	11.62	11.89	11.98
CaO	11.58	11.86	11.40	11.44	11.77
Na ₂ O	2.23	1.53	1.64	1.64	1.77
K ₂ O	0.39	1.01	0.86	0.75	0.70
Cr ₂ O ₃	0.27	-0.03	0.13	-0.13	-0.13
Cl	-0.01	0.17	0.15	0.17	0.09
F	-1.46	-1.22	-1.25	-1.19	-1.28
Toplam	96.21	96.58	96.04	96.15	96.43
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.					
Si	6.206	6.391	6.269	6.356	6.324
Al ^[4]	1.794	1.609	1.731	1.644	1.676
Al ^[6]	0.104	0.117	0.063	0.102	0.177
Ti	0.243	0.178	0.181	0.176	0.212
Fe ⁺³	0.928	0.731	1.033	0.955	0.721
Fe ⁺²	0.461	1.336	1.055	1.093	1.201
Mn	0.032	0.058	0.089	0.054	0.057
Mg	3.232	2.581	2.578	2.620	2.632
Ca	1.790	1.887	1.818	1.812	1.859
Na	0.624	0.441	0.473	0.470	0.506
K	0.072	0.191	0.163	0.141	0.132
OH	2.669	2.530	2.550	2.514	2.574
Cl	-0.002	0.043	0.038	0.043	0.022
F	-0.666	-0.573	-0.588	-0.556	-0.597
Toplam	15.693	16.335	17.034	16.040	16.267
Mg #	0.88	0.66	0.71	0.71	0.69

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

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırımı Robinson vd. (1981)'e göre yapılmıştır.
Hesaplamalara Cl ve F oranları dahil edilmemiştir.

Tablo 4.3: Bozaniç volkanitlerine ait klinopiroksenlerin mikroprob analiz sonuçları.

Örnek	ANG5	ANG5	ANG5	ANG5B	ANG5B	ANG5
	Pyx1	Pyx1	Pyx2	Pyx1	Pyx1	Pyx1
	mikro	mikro	mikro	mikro	mikro	mikro
	merkez	kenar	kenar	kenar	merkez	merkez
SiO ₂	52.16	50.07	49.43	51.89	51.20	52.07
TiO ₂	0.20	0.42	0.52	0.15	0.56	0.26
Al ₂ O ₃	1.14	2.05	3.55	1.15	2.69	1.89
FeO	8.61	8.40	8.46	10.28	8.68	10.24
MnO	1.15	0.60	0.40	0.71	1.01	0.75
MgO	13.66	13.61	14.20	13.86	15.55	13.73
CaO	24.25	23.70	22.52	21.54	21.40	22.38
Na ₂ O	0.36	0.36	0.45	0.66	0.41	0.53
Toplam	101.45	99.12	99.30	100.20	101.31	101.73
Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	1.938	1.903	1.867	1.950	1.891	1.929
Ti	0.006	0.012	0.015	0.004	0.016	0.007
Al	0.050	0.092	0.158	0.051	0.117	0.082
Fe ⁺²	0.268	0.267	0.267	0.323	0.268	0.317
Mn	0.036	0.019	0.013	0.023	0.032	0.024
Mg	0.757	0.771	0.800	0.777	0.857	0.759
Ca	0.965	0.965	0.912	0.868	0.847	0.888
Na	0.026	0.027	0.033	0.048	0.030	0.031
Toplam	4.042	4.051	4.057	4.041	4.051	4.040
Mg #	0,74	0,74	0,75	0,71	0,76	0,71
Wo	48.50	48.20	46.10	44.10	43.00	48.20
En	38.00	38.50	40.40	39.50	43.40	41.10
Fs	13.50	13.30	13.50	16.40	13.60	10.70

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

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır.

Tablo 4.3 (devam)

Örnek	ANG5B	ANG5B	ANG5B	ANG5B	ANG5	ANG5
	Pyx1	Pyx2	Pyx2	Pyx2	Pyx1	Pyx2
	mikro	mikro	mikro	mikro	mikro	mikro
	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>merkez</u>
SiO ₂	51.13	53.63	48.09	50.40	52.06	52.34
TiO ₂	0.23	0.32	0.71	0.37	0.14	0.18
Al ₂ O ₃	1.45	2.35	6.66	2.53	1.26	1.12
FeO	9.60	8.90	9.26	9.33	9.40	11.18
MnO	0.32	1.02	0.68	0.69	0.75	0.61
MgO	16.92	15.92	12.61	13.99	13.26	13.80
CaO	20.87	23.47	21.85	22.13	22.60	20.84
Na ₂ O	0.17	0.54	0.40	0.34	0.48	0.49
Toplam	100.63	106.64	100.09	99.69	99.93	100.41
Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	1.903	1.890	1.806	1.902	1.958	1.962
Ti	0.007	0.009	0.020	0.010	0.004	0.005
Al	0.064	0.098	0.295	0.112	0.056	0.050
Fe ⁺²	0.299	0.262	0.291	0.295	0.296	0.351
Mn	0.010	0.030	0.022	0.022	0.024	0.019
Mg	0.939	0.837	0.706	0.787	0.744	0.771
Ca	0.832	0.887	0.879	0.895	0.911	0.837
Na	0.013	0.037	0.029	0.025	0.035	0.036
Toplam	4.063	4.062	4.041	4.045	4.026	4.024
Mg #	0.76	0.76	0.71	0.73	0.72	0.69
Wo	40.20	44.60	46.90	45.30	46.70	42.70
En	45.40	42.10	37.60	39.80	38.10	39.40
Fs	14.40	13.20	15.50	14.90	15.20	17.90

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

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır.

Tablo 4.3 (devam)

<u>Örnek</u>	<u>ANG5</u>	<u>3P1</u>	<u>3P1</u>	<u>1P4</u>	<u>1P4</u>
	Pyx2	Pyx1	Pyx1	Pyx1	Pyx1
	mikro	mikro	mikro	mikro	mikro
	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>
SiO ₂	51.89	51.47	51.86	52.47	51.58
TiO ₂	0.46	0.19	0.26	0.23	0.41
Al ₂ O ₃	1.77	1.80	1.71	1.00	2.19
FeO	8.80	10.48	9.59	8.35	8.73
MnO	0.31	0.81	0.83	1.12	0.26
MgO	16.02	12.36	13.83	14.86	17.63
CaO	20.72	23.11	23.09	23.17	19.77
Na ₂ O	0.28	0.57	0.42	0.25	0.21
Toplam	100.14	100.46	101.69	101.23	100.77
Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.					
Si	1.928	1.921	1.903	1.925	1.879
Ti	0.013	0.005	0.007	0.006	0.011
Al	0.077	0.079	0.074	0.043	0.094
Fe ⁺²	0.273	0.327	0.295	0.256	0.266
Mn	0.010	0.026	0.026	0.035	0.008
Mg	0.887	0.688	0.757	0.813	0.957
Ca	0.825	0.924	0.908	0.911	0.772
Na	0.020	0.041	0.030	0.018	0.015
Toplam	4.029	4.000	4.002	4.000	4.001
Mg #	0.76	0,68	0.72	0.76	0,78
Wo	41.60	50.60	49.50	48.80	41.60
En	44.70	37.60	41.30	43.60	51.60
Fs	13.80	11.80	9.20	7.60	6.80

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

Fe⁺² toplam Fe olarak alınmıştır.

Tablo 4.4: Bozaniç volkanitlerine ait biyotitlerin mikroprob analiz sonuçları.

<u>Örnek</u>	<u>1P4</u>	<u>1P4</u>
	Bio1	Bio1
	feno	feno
	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>
SiO ₂	37.54	40.59
TiO ₂	4.62	4.61
Al ₂ O ₃	14.83	14.68
FeO	8.36	11.61
MnO	-0.05	0.20
MgO	19.90	15.15
CaO	0.04	0.21
Na ₂ O	0.55	0.53
K ₂ O	9.19	8.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.15
Cl	0.19	0.22
F	4.37	2.13
Toplam	99.53	98.12
Formül 24 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.		
Si	5.706	5.987
Ti	0.528	0.511
Al ^[4]	2.655	2.550
Al ^[6]	0.000	0.000
Fe ⁺²	1.063	1.432
Mn	-0.006	0.025
Mg	4.510	3.331
Ca	0.007	0.033
Na	0.162	0.152
K	1.782	1.515
Cr	0.000	0.017
Cl	0.098	0.110
F	4.201	1.987
Toplam	15.752	15.003
Mg #	0.81	0.70
Flogopit	0.81	0.70
Annit	0.19	0.30

Tablo 4.5: Bozaniç volkanitlerine ait Fe-Ti oksitlerin mikroprob analiz sonuçları.

Örnek	4P3	4P3	4P3	4P3
	Titano-manyetit	Titano-manyetit	Titano-manyetit	Titano-manyetit
SiO ₂	1.03	1.41	1.28	4.45
TiO ₂	1.85	1.64	5.46	7.53
Al ₂ O ₃	0.83	0.74	0.86	2.50
Fe ₂ O ₃	58.99	57.50	49.84	38.21
FeO	25.80	26.08	29.10	34.13
MnO	0.35	0.37	0.72	0.66
MgO	0.45	0.31	0.54	2.56
CaO	0.22	0.26	0.29	0.20
Toplam	89.56	88.54	87.97	90.33
Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.				
Si	0.041	0.057	0.052	0.171
Ti	0.055	0.050	0.167	0.218
Al	0.039	0.035	0.041	0.113
Fe ⁺³	1.771	1.747	1.528	1.106
Fe ⁺²	1.058	1.075	1.162	1.221
Mn	0.012	0.013	0.025	0.021
Mg	0.027	0.019	0.033	0.147
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000
Toplam	3.000	3.000	3.000	3.000

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırımı stokiometrik olarak hesaplanmıştır.

Tablo 4.5 (devam)

Örnek	ANG5	2P6	2P6	ANG5
	Titano-manyetit	Titano-manyetit	Titano-manyetit	Titano-manyetit
SiO ₂	0.03	2.04	2.28	0.23
TiO ₂	11.38	1.74	1.81	5.27
Al ₂ O ₃	0.94	0.91	0.67	1.05
Fe ₂ O ₃	44.82	55.03	57.41	56.31
FeO	34.72	27.07	28.35	25.76
MnO	0.31	0.35	0.53	0.66
MgO	1.06	0.27	0.23	2.26
CaO	0.00	0.30	0.46	0.04
Toplam	93.35	87.73	91.81	91.58
Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.				
Si	0.001	0.083	0.089	0.009
Ti	0.329	0.053	0.053	0.152
Al	0.043	0.044	0.031	0.048
Fe ⁺³	1.295	1.684	1.683	1.630
Fe ⁺²	1.259	1.108	1.111	1.010
Mn	0.010	0.012	0.017	0.022
Mg	0.061	0.016	0.013	0.130
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000
Toplam	3.000	3.000	3.000	3.000

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırımı stokiometrik olarak hesaplanmıştır.

4.6 Jeotermometre ve Jeobarometre Hesaplamaları

Mineral kimyası çalışmaları ile magma odalarındaki sıcaklık ve basınç arasındaki ilişki ve bunu denetleyen parametreler belirlenebilmektedir. Bu çalışmalarda sadece bir mineralden yararlanılabildiği gibi, mineral çiftleri de kullanılarak yorumlamaya gidilebilmektedir. Bozaniç volkanitleri üzerinde yapılan mineral kimyası ve tüm kayaç kimyası sonuçları kullanılarak, bu kayaçların oluşum koşulları hakkında yorumlamalara gidilmiştir. Bu amaçla, önceki çalışmalarda, bu hesaplamalarla ilgili olarak oluşturulan denklemlerden de faydalanarak, bölge kayaçlarının oluşum koşulları belirlenmeye çalışılmıştır. Bu kayaçların oluşumunda etkili olan sıcaklık ve basınç koşullarını belirleyen, jeotermometre ve jeobarometre hesaplamaları için mineral ve mineral-mineral birliktelikleri kullanılmıştır.

4.6.1 Jeotermometre Hesaplamaları

Bozaniç volkanitlerinin içerdiği plajiyoklaz, klinopiroksen, amfibol ve Fe-Ti oksitlerinin mineral kimyası analiz sonuçları kullanarak, bu kayaçların kristalizasyon sıcaklıkları hakkında bilgilere ulaşılmıştır.

4.6.1.1 Plajiyoklaz Jeotermometresi

Plajiyoklaz mineralleri ile ergiyik arasındaki denge ilişkilerine dayanarak, magmatik kayaçların sıcaklık ve basınçlarını hesaplamak için Putirka (2003 ve 2005) bir model ortaya koymuştur. Bu modele göre, plajiyoklazların mikroprob analizlerinden elde edilen değerler ile tüm kayaç bileşimi kullanılarak hesaplanan sıcaklıklar 978-1011°C arasında değişmektedir (Tablo 4.6).

4.6.1.2 Amfibol-Plajiyoklaz Jeotermometresi

Metamorfik ve magmatik kayaçlar içinde sıcaklık - basınç göstergesi olarak amfibol mineralleri, mineral kimyası çalışmaları içinde yaygın olarak kullanılır. Holland ve Richardson (1979) ve Graham ve Powell (1984) metamorfik kayaçlardaki kristalizasyon sıcaklıklarını amfibol mineralleri kullanarak hesaplamışlardır. Holland ve Blundy (1994), yayınlanmış olan veriler ile beraber deneysel verileri de kullanarak, oluşturdukları termometre hesaplamalarında, silikaya doymuş sistemlerde albit içerikli plajiyoklaz ile eş oluşumlu Al^{IV} içerikli amfibol minerallerini kullanmışlardır. Bu araştırmacılar çalışmalarında, amfibol minerallerinde belirli kenarlara ve plajiyoklaz minerallerindeki Na ve Ca dağılımına bağlı olarak iki adet plajiyoklaz – amfibol jeotermometre hesaplaması geliştirmişler ve bunu bir formül ile ifade etmişlerdir:

$$a) \text{ edenit} + 4\text{kuvars} = \text{tremolit} + \text{albit} \quad (\text{edenit} - \text{tremolit termometresi})$$

$$b) \text{ edenit} + \text{albit} = \text{rihterit} + \text{anortit} \quad (\text{edenit} - \text{rihterit termometresi})$$

Bu araştırmacılar bu termometrelerin, $\pm 20 - \pm 30^{\circ}\text{C}$ sıcaklık farklılığında, 400-1000 $^{\circ}\text{C}$ sıcaklık ve 1-15 kbar basınç gibi farklı doğal sistemlerde kullanılabildiklerini belirtmişlerdir.

Holland ve Blundy (1994)'ün amfibol-plajiyoklaz jeotermometresine göre; Bozaniç volkanitini oluşturan kayalarda hesaplanan tahmini sıcaklıklar 807-900 $^{\circ}\text{C}$ arasındadır (Tablo 4.7).

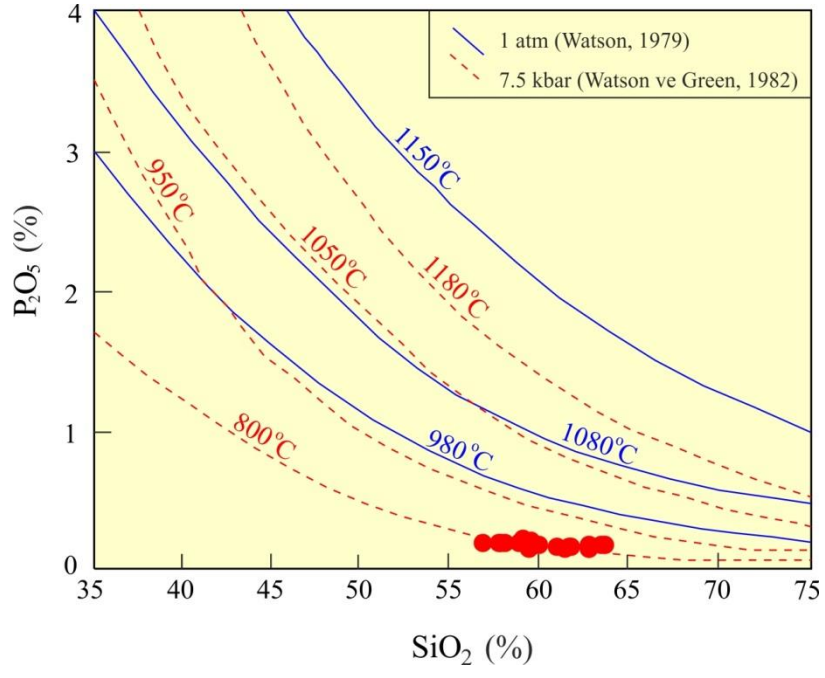
4.6.1.3 Klinopiroksen Jeotermometresi

Klinopiroksenlerin kristal içi dengelenme sıcaklıkları, magmanın soğuma koşulları hakkında önemli bilgiler vermektedir. Dal Negro vd. (1982)'ye göre, Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayaların içerdikleri klinopiroksenlerdeki kristal içi dengelenme sıcaklıkları hesaplanmış ve 870-1025 $^{\circ}\text{C}$ arasında değiştikleri belirlenmiştir (Tablo 4.8).

4.6.1.4 Tüm Kayaç SiO₂ (%)-P₂O₅ (%) Jeotermometresi

Ana magmanın silis içeriği ile apatit doygunluğu arasındaki ilişkiden yola çıkarak, Watson ve Harrison (1984), basınçtan bağımsız olarak bir diyagram oluşturmuşlardır. Bu diyagramla, magmaların tüm kayaç SiO₂ ve P₂O₅ içerikleri kullanılarak (Tablo 4.9), bir sistemin minimum ergime sıcaklığı tahmini olarak hesaplanabilmektedir (şekil 4.6).

Bozaniç volkanitlerine ait tüm-kayaç SiO₂'ye (% 56.62-63.46) karşı P₂O₅ (% 0.14-0.22) diyagramından da açıkça görüldüğü gibi; kayaların ergime sıcaklıkları, 7.5 kbar basınçta (Watson ve Green, 1982) 800-875 $^{\circ}\text{C}$ arasında, 1 atm basınçta ise (Watson, 1979) 900 $^{\circ}\text{C}$ 'den düşüktür. Buna göre, apatitin kristallenme sıcaklığı olan 800-950 $^{\circ}\text{C}$, bu kayaların oluşumuna neden olan magma için muhtemel ergime sıcaklığı olarak kabul edilebilir (şekil 4.6).



Şekil 4.6: Bozaniç volkanitlerine ait sıcaklık değerlerini gösteren SiO₂ (%) - P₂O₅ (%) diyagramı (Watson ve Harrison, 1984).

Tablo 4.6: Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayalarda hesaplanan plajiyoklaz jeotermobarometresi .

Plajiyoklaz Jeotermobarometresi (Putirka, 2003 ve 2005)				
Kayaç Adı	Örnek No (Erg. bileşimi için tüm kayaç ana oksit değerleri)*	Mineral No (Plj. bileşimi için mikroprob ana oksit değerleri)**	Sıcaklık T (°C)	Basınç P(kbar)
Andezit	BA-11	2P1-1-kenar	983	3.2
Andezit	BA-11	2P1-1-merkez	981	3.9
Andezit	BA-11	2P1-1-kenar	981	4.1
Andezit	BA-11	2P1-1-kenar	986	2.9
Andezit	BA-11	2P1-1-kenar	981	3.6
Andezit	BA-11	2P1-1-merkez	989	2.0
Andezit	BA-11	2P1-1-kenar	980	4.0
Andezit	BA-11	2P1-2-kenar	979	4.2
Andezit	BA-11	2P1-2-merkez	981	3.9
Andezit	BA-11	2P1-2-kenar	981	3.6
Andezit	BA-11	2P6-1-kenar	983	4.4
Andezit	BA-11	2P6-1-merkez	981	3.7
Andezit	BA-11	2P6-1-kenar	984	3.0
Andezit	BA-11	2P6-2-kenar	979	4.1
Andezit	BA-11	2P6-2-merkez	982	3.5
Andezit	BA-11	2P6-2-kenar	978	4.7
Andezit	BA-12	ANG6-1-kenar	1000	6.5
Andezit	BA-12	ANG6-1-kenar	1002	5.7
Andezit	BA-12	ANG6-1-kenar	1011	4.0
Andezit	BA-12	ANG6-1-kenar	1008	4.3
Andezit	BA-12	ANG6-1-merkez	1008	4.3
Andezit	BA-12	ANG6-1-kenar	1009	4.2
Andezit	BA-12	ANG6-2-kenar	1001	5.8
Andezit	BA-12	ANG6-2-merkez	1004	5.3
Andezit	BA-12	ANG6-2-kenar	998	6.1
Andezit	BA-12	ANG6-1-kenar	995	7.1
Andezit	BA-12	ANG6-1-merkez	996	6.9
Andezit	BA-12	ANG6-2-kenar	999	6.7
Andezit	BA-12	ANG6-2-kenar	996	6.9
Andezit	BA-12	ANG6-2-kenar	999	6.4
Andezit	BA-12	ANG6-2-merkez	994	7.9

* Volkanitlere ait tüm kayaç analizleri jeokimya bölümünde verilmiştir.

** Plajiyoklazlara ait mikroprob analizleri mineral kimyası bölümünde verilmiştir.

Tablo 4.7: Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayalarda hornblend-plajiyoklaz jeotermometresinden hesaplanan sıcaklık (°C) değerleri.

<i>Min. 1</i>	<u>2P1</u> <u>Plj1</u> <u>kenar</u>	<u>2P1</u> <u>Plj1</u> <u>merkez</u>	<u>2P1</u> <u>Plj1</u> <u>kenar</u>	<u>2P1</u> <u>Plj1</u> <u>kenar</u>	<u>2P1</u> <u>Plj1</u> <u>kenar</u>	<u>2P1</u> <u>Plj1</u> <u>merkez</u>
<i>Plj (X_{ab})</i>	51.40	53.90	53.90	48.90	52.90	44.80
<i>Plj (X_{an})</i>	46.30	43.20	42.70	48.50	44.40	53.40
<i>Min. 2</i>	<u>2P6</u> <u>Amp1</u> <u>kenar</u>	<u>2P6</u> <u>Amp1</u> <u>kenar</u>	<u>2P6</u> <u>Amp1</u> <u>kenar</u>	<u>2P6</u> <u>Amp2</u> <u>kenar</u>	<u>2P6</u> <u>Amp2</u> <u>merkez</u>	<u>3P1</u> <u>Amp1</u> <u>kenar</u>
SiO ₂	40.13	40.82	40.44	41.21	39.43	42.60
TiO ₂	2.67	2.40	2.31	2.45	2.36	1.91
Al ₂ O ₃	13.27	12.90	12.59	10.89	14.42	10.41
Fe ₂ O ₃	8.51	6.20	6.24	5.25	5.13	7.42
FeO	5.23	6.37	7.98	9.68	6.10	9.59
MnO	0.29	0.02	0.35	0.60	0.35	0.59
MgO	13.62	13.56	12.45	12.13	13.26	12.17
CaO	12.32	12.44	12.24	11.69	12.24	11.81
Na ₂ O	2.03	1.88	1.92	1.97	2.28	1.70
K ₂ O	0.67	0.71	0.85	1.03	0.78	1.01
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	5.847	6.010	6.012	6.192	5.863	6.263
Ti	0.293	0.266	0.258	0.277	0.264	0.211
Al _(top)	2.279	2.239	2.207	1.929	2.528	1.804
Fe ⁺³	0.933	0.687	0.698	0.594	0.574	0.820
Fe ⁺²	0.637	0.785	0.992	1.215	0.759	1.162
Mn	0.036	0.002	0.044	0.076	0.044	0.073
Mg	2.957	2.975	2.759	2.716	2.938	2.666
Ca	1.906	1.926	1.920	1.882	1.920	1.860
Na	0.479	0.463	0.473	0.458	0.577	0.362
K	0.125	0.133	0.161	0.197	0.148	0.189
T (°C)	880-890	807-817	819-829	871-880	812-830	894-900

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayrımı Robinson vd. (1981)'e göre yapılmıştır.

Tablo 4.7 (devam)

<i>Min. 1</i>	<u>2P1</u> <u>Plj1</u> <u>kenar</u>	<u>2P6</u> <u>Plj1</u> <u>kenar</u>	<u>2P1</u> <u>Plj2</u> <u>merkez</u>	<u>2P1</u> <u>Plj2</u> <u>kenar</u>	<u>2P6</u> <u>Plj1</u> <u>kenar</u>	<u>2P6</u> <u>Plj1</u> <u>merkez</u>
<i>Plj (X_{ab})</i>	54.50	50.40	53.30	53.00	53.20	53.00
<i>Plj (X_{an})</i>	42.80	47.40	43.70	44.40	42.30	44.20
<i>Min. 2</i>	<u>2P6</u> <u>Amp2</u> <u>kenar</u>	<u>3P1</u> <u>Amp1</u> <u>merkez</u>	<u>2P6</u> <u>Amp3</u> <u>merkez</u>	<u>2P6</u> <u>Amp3</u> <u>kenar</u>	<u>3P1</u> <u>Amp1</u> <u>merkez</u>	<u>3P1</u> <u>Amp2</u> <u>kenar</u>
SiO ₂	41.38	42.91	43.60	43.72	44.08	41.63
TiO ₂	2.71	1.91	1.67	1.61	1.88	2.31
Al ₂ O ₃	11.11	10.67	9.10	9.27	9.31	11.32
Fe ₂ O ₃	3.72	6.11	6.15	6.26	6.72	7.67
FeO	9.55	10.09	9.75	9.60	9.49	10.10
MnO	0.18	0.46	0.62	0.65	0.61	0.69
MgO	12.72	11.98	12.39	12.52	12.68	11.76
CaO	11.22	11.77	11.70	12.06	11.82	11.91
Na ₂ O	2.35	1.77	1.49	1.48	1.59	1.83
K ₂ O	0.88	0.70	0.91	0.91	0.61	0.89
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	6.235	6.330	6.492	6.467	6.459	6.096
Ti	0.307	0.212	0.187	0.179	0.207	0.254
Al _(top)	1.974	1.856	1.598	1.617	1.608	1.954
Fe ⁺³	0.422	0.679	0.690	0.697	0.741	0.845
Fe ⁺²	1.183	1.233	1.206	1.187	1.141	1.198
Mn	0.023	0.057	0.078	0.081	0.076	0.086
Mg	2.856	2.634	2.750	2.760	2.769	2.566
Ca	1.811	1.860	1.867	1.899	1.856	1.869
Na	0.519	0.378	0.306	0.324	0.329	0.427
K	0.169	0.132	0.173	0.172	0.114	0.166
T (°C)	855-868	836-845	825-829	817-820	835-838	868-871

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırımı Robinson vd. (1981)'e göre yapılmıştır.

Tablo 4.7 (devam)

<i>Min. 1</i>	<u>2P6</u> <u>Plj2</u> <u>kenar</u>	<u>2P6</u> <u>Plj2</u> <u>merkez</u>	<u>2P6</u> <u>Plj2</u> <u>kenar</u>	<u>ANG6</u> <u>Plj1</u> <u>kenar</u>
<i>Plj (X_{ab})</i>	55.10	52.20	56.80	53.90
<i>Plj (X_{an})</i>	42.20	45.30	39.80	42.60
<i>Min. 2</i>	<u>3P1</u> <u>Amp4</u> <u>kenar</u>	<u>4P3</u> <u>Amp5</u> <u>kenar</u>	<u>4P3</u> <u>Amp5</u> <u>merkez</u>	<u>1P4</u> <u>Amp1</u> <u>merkez</u>
SiO ₂	43.04	42.13	43.00	43.02
TiO ₂	1.59	1.62	1.58	2.24
Al ₂ O ₃	9.86	10.25	10.02	11.16
Fe ₂ O ₃	6.55	8.28	7.55	6.59
FeO	10.74	9.33	9.78	5.58
MnO	0.46	0.71	0.43	0.26
MgO	11.66	11.62	11.89	15.03
CaO	11.86	11.40	11.44	11.58
Na ₂ O	1.53	1.64	1.64	2.23
K ₂ O	1.01	0.86	0.75	0.39
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.				
Si	6.391	6.282	6.372	6.235
Ti	0.178	0.182	0.176	0.244
Al _(top)	1.726	1.802	1.751	1.907
Fe ⁺³	0.732	0.930	0.842	0.719
Fe ⁺²	1.334	1.133	1.180	0.617
Mn	0.058	0.090	0.054	0.032
Mg	2.580	2.582	2.626	3.247
Ca	1.886	1.821	1.817	1.798
Na	0.327	0.326	0.320	0.485
K	0.191	0.164	0.142	0.072
T (°C)	817-821	869-875	831-836	861-870

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırımı Robinson vd. (1981)'e göre yapılmıştır.

Tablo 4.8: Bozaniç volkanitlerinin içerdiği klinopiroksenlerden hesaplanan kristal içi dengeleme sıcaklıkları.

Klinopiroksen Jeotermometresi (Dal Negro vd., 1982)						
Kayaç Adı	Örnek No	Kd	R ⁺³	(Ca)	T(K)	T (°C)
Andezit	ANG5-1-merkez	0.1330	0.0557	1.0417	1148	875
Andezit	ANG5-1-kenar	0.1333	0.0861	1.0245	1161	888
Andezit	ANG5-2-kenar	0.1325	0.1260	0.9701	1178	905
Andezit	ANG5B-1-kenar	0.1298	0.0621	0.9535	1179	906
Andezit	ANG5B-1-merkez	0.1297	0.0968	0.9203	1174	901
Andezit	ANG5-1-merkez	0.1306	0.0710	0.9653	1184	911
Andezit	ANG5B-1-kenar	0.1270	0.0736	0.8677	1203	930
Andezit	ANG5B-2-kenar	0.1319	0.1130	0.9665	1147	874
Andezit	ANG5B-2-merkez	0.1330	0.1764	0.9437	1175	902
Andezit	ANG5B-2-kenar	0.1306	0.0844	0.9557	1167	894
Andezit	ANG5-1-merkez	0.1309	0.0554	0.9869	1181	908
Andezit	ANG5-2-merkez	0.1278	0.0511	0.9079	1182	909
Andezit	ANG5-2-merkez	0.1263	0.0524	0.8667	1160	887
Andezit	3P1-1-kenar	0.1323	0.0650	1.0172	1298	1025
Andezit	3P1-1-merkez	0.1314	0.0709	0.9884	1277	1004
Andezit	1P4-1-kenar	0.1304	0.0426	0.9854	1143	870
Andezit	1P4-1-merkez	0.1252	0.0772	0.8145	1149	876

Tablo 4.9: Bozaniç volkanik kayaların SiO₂ (%) ve P₂O₅ (%) tüm kayaç analiz değerleri.

Örnek No	SiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)
BA-1	58.88	0.22
BA-2	61.52	0.16
BA-3	59.21	0.15
BA-4	62.59	0.14
BA-5	61.30	0.15
BA-6	59.53	0.18
BA-7	60.76	0.16
BA-8	57.53	0.19
BA-9	57.72	0.19
BA-11	61.61	0.16
BA-12	63.46	0.18
BA-13	56.62	0.19
BA-14	62.64	0.15
BA-15	63.25	0.18
BA-16	62.63	0.18
BA-17	58.63	0.19
BA-18	57.89	0.19
BA-19	59.79	0.17
BA-20	59.39	0.20

BA-10 nolu örneğin tüm kayaç analiz sonuçları, fay yakınından seçilmiş olması nedeniyle değerlendirilmeye alınmamıştır.

4.6.2 Jeobarometre Hesaplamaları

4.6.2.1 Plajiyoklaz Jeobarometresi

Plajiyoklaz jeotermometresi hesaplamalarında bahsedildiği gibi, plajiyoklaz jeobarometresinde de ergiyik bileşimi yerine mikroprob analizlerinden elde edilen değerler veya tüm kayaç bileşimi alınabilmektedir (bkz. Tablo 4.6). Buna göre, basınçların hesaplanmasında kullanılan değerler, plajiyoklaz minerallerinin mikroprob analizlerinden; ergiyiğe ait değerler ise tüm kayaç analizlerinden (volkanik camdan mikroprob yapılamadığı için) hesaplanmıştır.

İncelenen volkanik kayalardaki plajiyoklaz-ergiyik jeobarometresine göre hesaplanan basınç (*P-kbar*) değerleri 2.0-7.9 kbar arasında değişmektedir (bkz. Tablo 4.6).

4.6.2.2 Al-Hornblend Jeobarometresi

İncelenen volkanitleri oluşturan kayalardaki jeobarometre hesaplamaları için hornblend minerali içerisindeki toplam alüminyum (Al_{top}) esas alınmış ve Hammarstrom ve Zen (1986), Hollister vd. (1987), Johnson ve Rutherford (1989) ve Schmidt (1992) tarafından oluşturulan denklemler kullanılmıştır.

Buna göre basınç (*P-kbar*) değerleri aşağıdaki denklemlere göre hesaplanmıştır:

$$P(\pm 3kbar) = -3.92 + 5.03 * Al_{top} \quad r^2 = 0.80 \text{ (Hammarstrom ve Zen, 1986)}$$

$$P(\pm 1kbar) = -4.76 + 5.64 * Al_{top} \quad r^2 = 0.97 \text{ (Hollister vd., 1987)}$$

$$P(\pm 0.5kbar) = -3.46 + 4.23 * Al_{top} \quad r^2 = 0.99 \text{ (Johnson ve Rutherford, 1989)}$$

$$P(\pm 0.6kbar) = -3.01 + 4.76 * Al_{top} \quad r^2 = 0.99 \text{ (Schmidt, 1992)}$$

Hammarstrom ve Zen (1986) tarafından yapılmış çalışmada, kalkalkalen intrüzif kütlelerde oluşum gösteren hornblend minerallerindeki toplam Al miktarı artışının, basıncın bir fonksiyonu olduğu belirtilmiştir. Aynı araştırmacılar tarafından, “kuvars + alkali feldispat + plajiyoklaz (An_{25-35}) + hornblend + biyotit + Fe-Ti oksitler + titanit + ergiyik + sıvı mineral topluluğu”nu içeren granitoid kütlelerinde Al-hornblend barometresi ilk kez kullanılmış ve başarılı sonuçlar alınmıştır. Araştırmacılar tarafından, bu çalışmaların sonucunda, kalkalkalen plütonların (1.5 - 3 ve 7 - 10 kbar) tahmini kristalizasyon basınçları ve hornblend minerallerindeki toplam Al içerikleri arasında bir kolerasyon önerilmiştir.

Hollister vd. (1987), varolan metodu geliştirmek için daha fazla plüton (4 – 6 kbar) gruplarında, daha fazla veri setleriyle Al-hornblend barometresini geliştirmişlerdir.

Johnson ve Rutherford (1989), 2 – 8 kbar basınca karşı yüksek sıcaklıkla (780 – 740°C) olan ilişkiyi dengede tutmak için CO₂ - H₂O sıvı karışımı kullanarak barometreyi deneysel olarak kontrol etmişlerdir.

Schmidt (1992) ise çalışmasında, 2.5 – 13 kbar basınç ve 665°C – 700°C sıcaklıkta suya doygun koşullar altındaki doğal tonalitik kayalarda barometreyi deneysel olarak kontrol etmiş ve doğrulamıştır. En son olarak, Anderson ve Smith (1995) tarafından 600°C – 800°C sıcaklık aralığında barometre değerleri kontrol edilmiştir.

Yukarıda bahsedilen denklemler yardımıyla Bozaniç volkanitlerine ait hornblendlerden hesaplanan basınç değerleri (3.3-8.8)±3 kbar (Hammarstrom ve Zen, 1986), (3.3-9.5)±1 kbar (Hollister vd., 1987) ve (2.6-7.3)±0.5 kbar (Johnson ve Rutherford, 1989) aralıklarındadır (Tablo 4.10). Anderson ve Smith (1995)'e göre Bozaniç volkanitlerine ait klinopiroksenlerin 600°C – 800°C sıcaklık aralığındaki jeobarometre değerleri ise Tablo 4.11'de verilmiştir.

4.6.2.3 Klinopiroksen Jeobarometresi

Geçmişten günümüze pek çok araştırmacı belirli sıcaklık basınç koşullarında elde edilmiş mineralleri doğal mineral bileşimleriyle karşılaştırıp, bazaltik sistemlerde klinopiroksenlerin kimyasal bileşimlerinden termodinamik bilgiler elde etmeye çalışmışlardır (Green and Hiberson, 1970; Knutson and Green, 1975). Ancak magmatik sistemlerde en büyük sorun olan uyuşmazlık nedeniyle, piroksenlerin kimyasal bileşimi ve kristalizasyon basıncı arasında bir ilişki kurmak sıkıntı yaratmaktadır. Bundan dolayı son yıllardaki bazı çalışmalarda kimyasal bileşimlerin kullanılmasının yerine, kristalizasyon basınçları hesaplamalarında hassas hücre ve kenar hacim özellikleri kullanılarak, doğal klinopiroksenlerin yapısal parametrelerindeki basınç etkileri saptanmaya çalışılmıştır (Dal Negro vd., 1989a,b; Bertolo vd., 1994; Salviula vd., 1997).

Daha sonraki yıllarda Nimis (1995), klinopiroksenlerin kimyasal bileşimlerinden yapısal parametrelerini hesaplamaya imkan sağlayan kristal - yapı simülasyonu oluşturmak için deneysel ve yapısal verileri birleştirmiştir. Aynı

araştırıcıya göre bu yöntemle hesaplanmış değerler, yüksek alüminyumlu bazaltlar ($Al_2O_3 > 18$) hariç ([$Mg/(Mg+Fe^{+2})$] $cpx=0.7-0.9$) bazaltik bileşimli eriyiklerde sadece fenokristalli klinopiroksenlerde uygulanabilir durumda olup, hesaplamalardaki hataların 0 - 24 kbar aralığında ± 2 kbar içinde olduğu belirtilmiştir.

Daha sonraki yıllarda Nimis ve Ulmer (1998) sulu ve susuz [$Ca+Na > 0.5$ ve $Mg/(Mg+Fe^{+2}) > 0.7$] bazik ve ultrabazik eriyiklerde deneysel çalışmalar gerçekleştirmişlerdir. Aynı araştırıcılar üst manto ve kabuk basınç koşullarında (0 - 24 kbar) ve klinopiroksen \pm ortopiroksen \pm pijonit \pm olivin plajiyoklas \pm lsit \pm nefelin \pm spinel \pm amfibol \pm ilmenit mineral topluluğunda jeobarometreyi kalibre etmişlerdir. Nimis (1999), toleyitik ve zayıf alkali kayaçlarda yaptığı deneysel çalışmada üst manto - kabuk (0 - 24 kbar) basınç koşullarında granat bulunmayan klinopiroksen \pm ortopiroksen \pm pijonit \pm olivin plajiyoklas \pm spinel \pm manyetit \pm amfibol \pm ilmenit mineral topluluğu ile jeobarometreyi kalibre etmiştir. Her iki jeobarometre için de basınç hesaplamalarında sıcaklık değerlerinin bilinmesi gerekmektedir.

Bozaniç volkanitlerindeki klinopiroksenlerin Nimis (1999)'un önerdiği jeobarometreye göre hesaplanan kristallenme basınçları 0.1-4.1 kbar arasında değişmektedir (Tablo 4.12). Bazı basınç değerlerinin sıfıra yakın değerler vermesi, muhtemel sığ magma odasındaki kristallenmenin bir sonucudur (Nimis, 1999).

Tablo 4.10: Bozaniç volkanitini oluşturan kayalar içerisindeki hornblendlerden hesaplanan jeobarometre değerleri.

Örnek	2P6	2P6	2P6	2P6	2P6	3P1
	Amp1	Amp1	Amp1	Amp2	Amp2	Amp1
	feno	feno	feno	feno	feno	feno
	kenar	kenar	kenar	kenar	merkez	kenar
SiO ₂	40.13	40.82	40.44	41.21	39.43	42.60
TiO ₂	2.67	2.40	2.31	2.45	2.36	1.91
Al ₂ O ₃	13.27	12.90	12.59	10.89	14.42	10.41
FeO	12.89	11.95	13.59	14.41	10.72	16.26
MnO	0.29	0.02	0.35	0.60	0.35	0.59
MgO	13.62	13.56	12.45	12.13	13.26	12.17
CaO	12.32	12.44	12.24	11.69	12.24	11.81
Na ₂ O	2.03	1.88	1.92	1.97	2.28	1.70
K ₂ O	0.67	0.71	0.85	1.03	0.78	1.01
Toplam	97.00	95.93	96.07	95.41	94.76	97.35
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	5.855	6.027	6.026	6.191	5.876	6.254
Al _{top}	2.282	2.244	2.211	1.929	2.533	1.802
Ti	0.293	0.266	0.259	0.277	0.265	0.211
Fe ⁺³	0.874	0.562	0.594	0.601	0.469	0.880
Fe ⁺²	0.698	0.914	1.100	1.210	0.867	1.117
Mn	0.035	0.002	0.044	0.076	0.044	0.073
Mg	2.962	2.985	2.766	2.717	2.946	2.664
Ca	1.926	1.968	1.954	1.882	1.954	1.858
Na	0.573	0.538	0.555	0.574	0.659	0.484
K	0.124	0.133	0.162	0.197	0.149	0.189
Toplam	15.296	15.301	16.143	16.302	15.426	16.237
Hammarstrom ve Zen (1986) (kbar)	7.6±3	7.4±3	7.2±3	5.8±3	8.8±3	5.1±3
Hollister vd. (1987) (kbar)	8.1±1	7.9±1	7.7±1	6.1±1	9.5±1	5.4±1
Johnson ve Rutherford (1989) (kbar)	6.2±0.5	6.0±0.5	5.9±0.5	4.7±0.5	7.3±0.5	4.2±0.5

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

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırımı Robinson vd. (1981)'e göre yapılmıştır.

Tablo 4.10 (devam)

Örnek	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>3P1</u>	<u>3P1</u>
	Amp2	Amp3	Amp3	Amp3	Amp1	Amp2
	feno	feno	feno	feno	feno	feno
	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>
SiO ₂	41.38	44.62	43.60	43.72	44.08	41.63
TiO ₂	2.71	1.60	1.67	1.61	1.88	2.31
Al ₂ O ₃	11.11	8.51	9.10	9.27	9.31	11.32
FeO	12.90	18.37	15.29	15.23	15.53	17.00
MnO	0.18	0.72	0.62	0.65	0.61	0.69
MgO	12.72	12.81	12.39	12.52	12.68	11.76
CaO	11.22	12.10	11.70	12.06	11.82	11.91
Na ₂ O	2.35	1.32	1.49	1.48	1.59	1.83
K ₂ O	0.88	0.81	0.91	0.91	0.61	0.89
Toplam	94.53	99.81	95.79	96.62	97.54	98.00
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.						
Si	6.225	6.379	6.488	6.473	6.448	6.078
Al _{top}	1.970	1.433	1.596	1.616	1.605	1.948
Ti	0.307	0.172	0.187	0.179	0.207	0.254
Fe ⁺³	0.495	1.242	0.723	0.657	0.816	0.979
Fe ⁺²	1.128	0.955	1.180	1.229	1.084	1.097
Mn	0.023	0.087	0.078	0.082	0.076	0.085
Mg	2.853	2.731	2.749	2.763	2.765	2.560
Ca	1.808	1.854	1.865	1.913	1.852	1.863
Na	0.686	0.366	0.429	0.425	0.451	0.518
K	0.169	0.147	0.172	0.173	0.114	0.166
Toplam	16.248	16.140	16.273	16.325	16.219	16.156
Hammarstrom ve Zen (1986) (kbar)	6.0±3	3.3±3	4.1±3	4.2±3	4.2±3	5.9±3
Hollister vd. (1987) (kbar)	6.4±1	3.3±1	4.2±1	4.4±1	4.3±1	6.2±1
Johnson ve Rutherford (1989) (kbar)	4.9±0.5	2.6±0.5	3.3±0.5	3.4±0.5	3.3±0.5	4.8±0.5

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

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırımı Robinson vd. (1981)'e göre yapılmıştır.

Tablo 4.10 (devam)

<u>Örnek</u>	<u>1P4</u>	<u>3P1</u>	<u>4P3</u>	<u>4P3</u>	<u>3P1</u>
	Amp1	Amp4	Amp5	Amp5	Amp1
	feno	feno	feno	feno	feno
	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>merkez</u>
SiO ₂	43.02	43.04	42.13	43.00	42.91
TiO ₂	2.24	1.59	1.62	1.58	1.91
Al ₂ O ₃	11.16	9.86	10.25	10.02	10.67
FeO	11.51	16.64	16.78	16.57	15.59
MnO	0.26	0.46	0.71	0.43	0.46
MgO	15.03	11.66	11.62	11.89	11.98
CaO	11.58	11.86	11.40	11.44	11.77
Na ₂ O	2.23	1.53	1.64	1.64	1.77
K ₂ O	0.39	1.01	0.86	0.75	0.70
Toplam	96.21	96.58	96.04	96.15	96.43
Formül 23 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.					
Si	6.206	6.391	6.269	6.356	6.324
Al _{top}	1.898	1.726	1.794	1.746	1.853
Ti	0.243	0.178	0.181	0.176	0.212
Fe ⁺³	0.928	0.731	1.033	0.955	0.721
Fe ⁺²	0.461	1.336	1.055	1.093	1.201
Mn	0.032	0.058	0.089	0.054	0.057
Mg	3.232	2.581	2.578	2.620	2.632
Ca	1.790	1.887	1.818	1.812	1.859
Na	0.624	0.441	0.473	0.470	0.506
K	0.072	0.191	0.163	0.141	0.132
Toplam	15.693	16.335	17.034	16.040	16.267
Hammarstrom ve Zen (1986) (kbar)	5.6±3	4.8±3	5.1±3	4.9±3	5.4±3
Hollister vd. (1987) (kbar)	5.9±1	5.0±1	5.4±1	5.1±1	5.7±1
Johnson ve Rutherford (1989) (kbar)	4.6±0.5	3.8±0.5	4.1±0.5	3.9±0.5	4.4±0.5

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

Fe⁺³ ve Fe⁺² ayırımı Robinson vd. (1981)'e göre yapılmıştır.

Tablo 4.11: Bozaniç volkanitine ait hornblend minerallerinde 600°C-800°C arasındaki sıcaklık değerlerine karşı Anderson ve Smith (1995)'e göre hesaplanan jeobarometre değerleri.

<u>Örnek No:</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>3P1</u>
	Amp1	Amp1	Amp1	Amp2	Amp2	Amp1
	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>
Al_{top}	2.282	2.244	2.211	1.929	2.533	1.802
Artan sıcaklık değerlerine karşı hesaplanan jeobarometre (kbar) değerleri (Anderson ve Smith, 1995)						
T=600 °C	8.57	8.37	8.20	6.72	9.88	6.06
T=650 °C	8.17	7.98	7.82	6.43	9.40	5.81
T=700 °C	7.46	7.28	7.13	5.83	8.61	5.25
T=750 °C	6.43	6.27	6.13	4.92	7.51	4.37
T=800 °C	5.10	4.95	4.82	3.70	6.10	3.19
<u>Örnek No:</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>2P6</u>	<u>3P1</u>	<u>3P1</u>
	Amp2	Amp3	Amp3	Amp3	Amp1	Amp2
	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>
Al_{top}	1.970	1.433	1.596	1.616	1.605	1.948
Artan sıcaklık değerlerine karşı hesaplanan jeobarometre (kbar) değerleri (Anderson ve Smith, 1995)						
T=600 °C	6.94	4.13	4.98	5.09	5.03	6.82
T=650 °C	6.64	4.00	4.80	4.90	4.84	6.53
T=700 °C	6.02	3.55	4.30	4.39	4.34	5.92
T=750 °C	5.10	2.79	3.49	3.58	3.53	5.00
T=800 °C	3.86	1.72	2.37	2.45	2.41	3.77
<u>Örnek No:</u>	<u>1P4</u>	<u>3P1</u>	<u>4P3</u>	<u>4P3</u>	<u>3P1</u>	
	Amp1	Amp4	Amp5	Amp5	Amp1	
	<u>merkez</u>	<u>kenar</u>	<u>kenar</u>	<u>merkez</u>	<u>merkez</u>	
Al_{top}	1.898	1.726	1.794	1.746	1.853	
Artan sıcaklık değerlerine karşı hesaplanan jeobarometre (kbar) değerleri (Anderson ve Smith, 1995)						
T=600 °C	6.56	5.66	6.02	5.77	6.33	
T=650 °C	6.28	5.44	5.77	5.53	6.06	
T=700 °C	5.69	4.90	5.21	4.99	5.48	
T=750 °C	4.79	4.05	4.34	4.13	4.59	
T=800 °C	3.57	2.89	3.16	2.97	3.39	

Tablo 4.12: Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayalarındaki klinopiroksenlerden hesaplanan jeobarometre değerleri.

Örnek No	Si	Al _{top}	Fe ⁺² _{M1}	Fe ⁺³	Al _{M1}	Ti	Cr	Ca	Na	Mg _{M2}	Mn	Fe ⁺² _{M2}	Mg _{M1}	Kd	T	M1	M2	P(kbar)
ANG5-1-m	1.938	0.050	0.180	0.063	-0.012	0.006	-0.001	0.965	0.026	-0.016	0.036	-0.025	0.784	0.133	2.0	1.0	1.0	4.1
ANG5-1-k	1.903	0.092	0.148	0.080	-0.005	0.012	-0.001	0.965	0.027	-0.012	0.019	-0.012	0.794	0.133	2.0	1.0	1.0	3.8
ANG5-2-k	1.867	0.158	0.116	0.091	0.025	0.015	-0.005	0.912	0.033	0.019	0.013	0.010	0.791	0.133	2.0	1.0	1.0	0.2
ANG5B-1-k	1.950	0.051	0.188	0.056	0.001	0.004	0.001	0.868	0.048	0.027	0.023	0.020	0.763	0.130	2.0	1.0	1.0	2.6
ANG5B-1-m	1.891	0.117	0.116	0.078	0.008	0.016	-0.005	0.847	0.030	0.055	0.032	0.024	0.813	0.130	2.0	1.0	1.0	0.4
ANG5-1-m	1.929	0.082	0.190	0.054	0.011	0.007	-0.001	0.888	0.031	0.019	0.024	0.015	0.751	0.131	2.0	1.0	1.0	2.5
ANG5B-1-k	1.903	0.064	0.110	0.100	-0.033	0.007	0.000	0.832	0.013	0.098	0.010	0.035	0.856	0.127	2.0	1.0	1.0	2.3
ANG5B-2-k	1.890	0.098	0.100	0.102	-0.012	0.009	0.014	0.887	0.037	0.023	0.030	0.011	0.825	0.132	2.0	1.0	1.0	1.4
ANG5B-2-m	1.806	0.295	0.157	0.059	0.101	0.020	-0.004	0.879	0.029	0.035	0.022	0.022	0.682	0.133	2.0	1.0	1.0	3.7
ANG5B-2-k	1.902	0.112	0.160	0.062	0.014	0.010	-0.002	0.895	0.025	0.027	0.022	0.017	0.772	0.131	2.0	1.0	1.0	1.9
ANG5-1-m	1.958	0.056	0.204	0.035	0.014	0.004	0.002	0.911	0.035	0.007	0.024	0.006	0.750	0.131	2.0	1.0	1.0	3.0
ANG5-2-m	1.962	0.050	0.213	0.036	0.012	0.005	-0.002	0.837	0.036	0.055	0.019	0.037	0.730	0.128	2.0	1.0	1.0	2.4
ANG5-2-m	1.928	0.077	0.145	0.036	0.005	0.013	-0.002	0.825	0.020	0.092	0.010	0.041	0.807	0.126	2.0	1.0	1.0	1.1
3P1-1-k	1.921	0.079	0.231	0.067	0.000	0.005	-0.007	0.924	0.041	-0.007	0.026	-0.001	0.713	0.132	2.0	1.0	1.0	3.8
3P1-1-m	1.903	0.074	0.176	0.081	-0.023	0.007	0.006	0.908	0.030	0.006	0.026	0.005	0.770	0.131	2.0	1.0	1.0	3.4
1P4-1-k	1.925	0.043	0.150	0.074	-0.032	0.006	-0.005	0.911	0.018	0.009	0.035	0.006	0.823	0.130	2.0	1.0	1.0	4.0
1P4-1-m	1.879	0.094	0.105	0.092	-0.027	0.011	0.001	0.772	0.015	0.142	0.008	0.044	0.840	0.125	2.0	1.0	1.0	0.1

* Hesaplanan basınç değerleri. Nimis (1999)'a göre. (m: merkez. k: kenar. Kd: Dağılım katsayısı)

* T: Tetrahedral odacık=[Si+(Al_{top}-Al_{M1})]. M1: Oktahedral odacık-1=[Al_{M1}+Cr+Fe⁺³+Ti+ Mg_{M1}+ Fe⁺²_{M1}]. M2: Oktahedral odacık-2=[Ca+Na+ Mg_{M2}+ Fe⁺²_{M2}+Mn]

5. JEOKİMYA

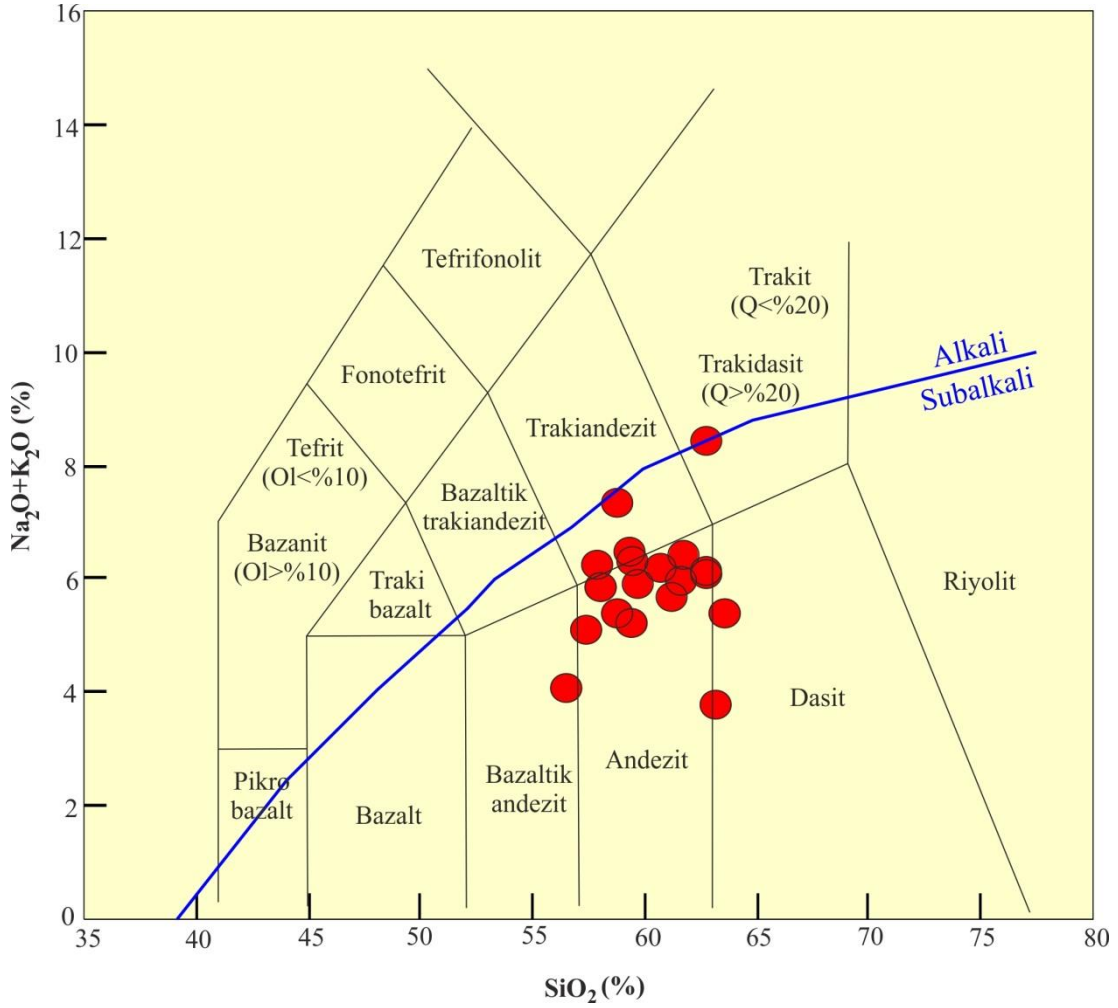
5.1 Giriş

Volkanik kayaçların, major element, iz element içeriklerini belirleyen temel etken, magmanın türediği kaynağın kimyasal bileşimi ve ürünün oluşumu sırasında geçirmiş olduğu süreçlerdir. Bu süreçlerin etkilerini ortaya çıkarmada jeokimyasal modelleme yöntemleri kullanılır ve bu modellemelerde, belirli bir kaynak bileşeninden itibaren türeyen magmanın olası bileşimleri hesaplanabilmektedir. Çalışma alanındaki volkanitlerden alınmış toplam 20 kayaç örneği üzerinde ana, iz ve nadir toprak element analizleri gerçekleştirilmiştir. Analizler, Acme Laboratuvarı (Kanada)'da ICP-MS yöntemi kullanılarak yaptırılmış olup, ana ve iz elementler için analiz sonuçları Tablo 5.1'de verilmiştir.

Ana element analizleri % oksit olarak (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O ve P_2O_5) belirlenmiştir. Bu analizlerden itibaren tüm örneklerin CIPW normatif mineralojik bileşimleri hesaplanmıştır (Tablo 5.2). Ayrıca ana element analizleri yapılan tüm örneklerin iz element ve nadir toprak element analizleri yapılmış (Tablo 5.3) ve sonuçlar ppm/ppb bazında hesaplanmıştır. Örneklerdeki uçucu bileşen içeriği ateşte zayıt (A.Z.) olarak tespit edilmiştir.

5.1.1 Ana Element Jeokimyası

İnceleme alanı içerisindeki toplam 20 kayaç örneğinin ana (majör) element sonuçlarına göre, SiO_2 içerikleri % 56,62 ile 63,46 arasında, ateşte zayıt değerleri (A.Z.) ise % 1,40 ile 7,40 arasında değişmektedir. Bu veriler kullanılarak, SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramı (TAS) oluşturulmuştur (Şekil 5.1). Le Maitre vd (1989)'un volkanik kayaç sınıflama diyagramına göre Bozaniç volkanitine ait örneklerin büyük çoğunluğu andezit bileşimindedir ve tümü subalkali karakterlidir. Bir örnekte gözlenen alkali karaktere geçiş, alterasyondan kaynaklanmaktadır.

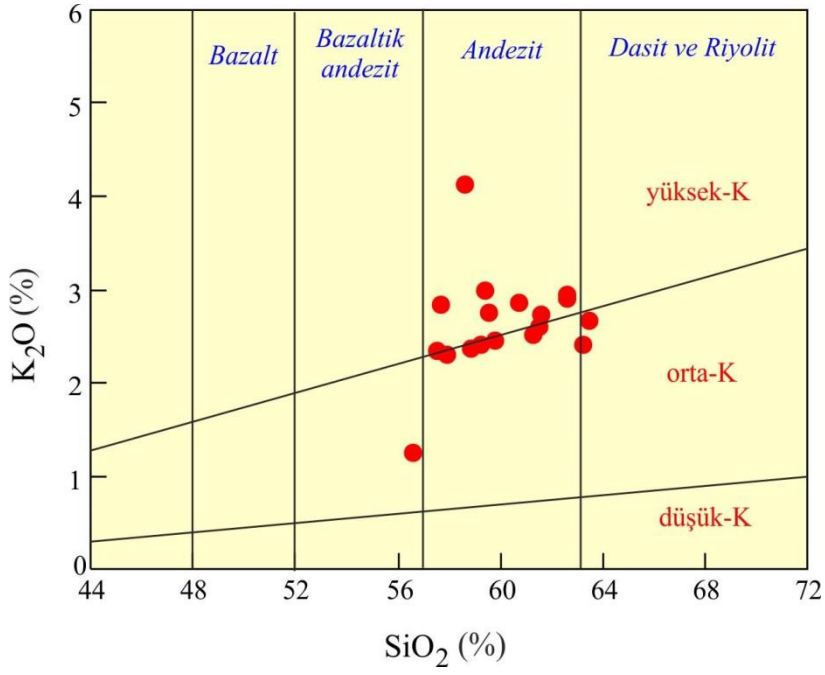


Şekil 5.1: Bozaniç volkanik kayaçlarının SiO_2 'ye karşı $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (TAS) diyagramı (Le Maitre vd., 1989). Alkali- Subalkali eğrisi Irvine ve Baragar, (1971)'e göre.

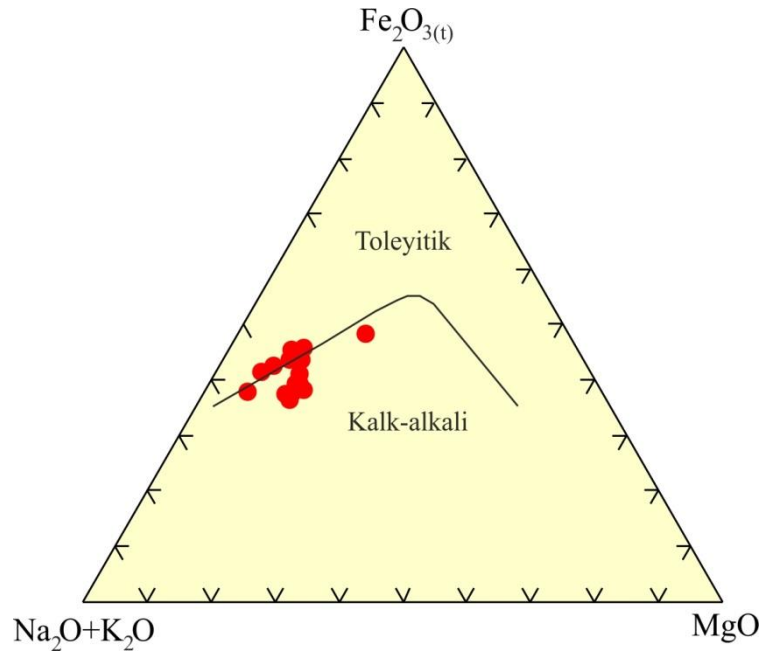
Örneklerin tümü, Le Maitre vd. (2002) tarafından oluşturulan SiO_2 'ye karşı K_2O sınıflama diyagramına aktarıldıklarında orta-yüksek K'lı andezit alanında yer aldıkları görülmektedir (Şekil 5.2).

Irvine ve Baragar (1971)'in AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, MgO) üçgen diyagramına göre de Bozaniç volkanitlerine ait kayaçların kalk-alkalen karakter gösterdikleri saptanmıştır (Şekil 5.3).

Le Maitre vd (1989) tarafından oluşturulan SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramı potasik olmayan kayaçlarda ve alkalen elementlerin mobilitesinden dolayı sadece taze volkanik kayaç örnekleri için kullanılmalıdır. Bozaniç volkanitlerine ait örneklerdeki alterasyonun petrografik analizlerde belirlenmesi nedeniyle, sınıflama için daha az hareketli olan iz elementlerin yer aldığı diyagramların kullanılması gerektiği düşünülmüştür.

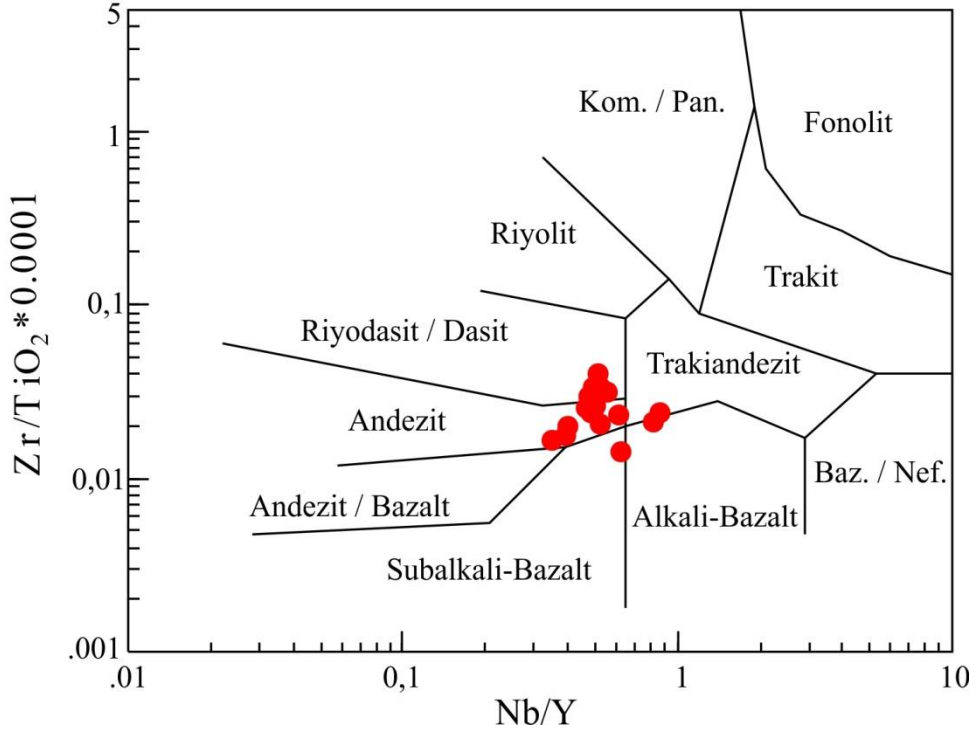
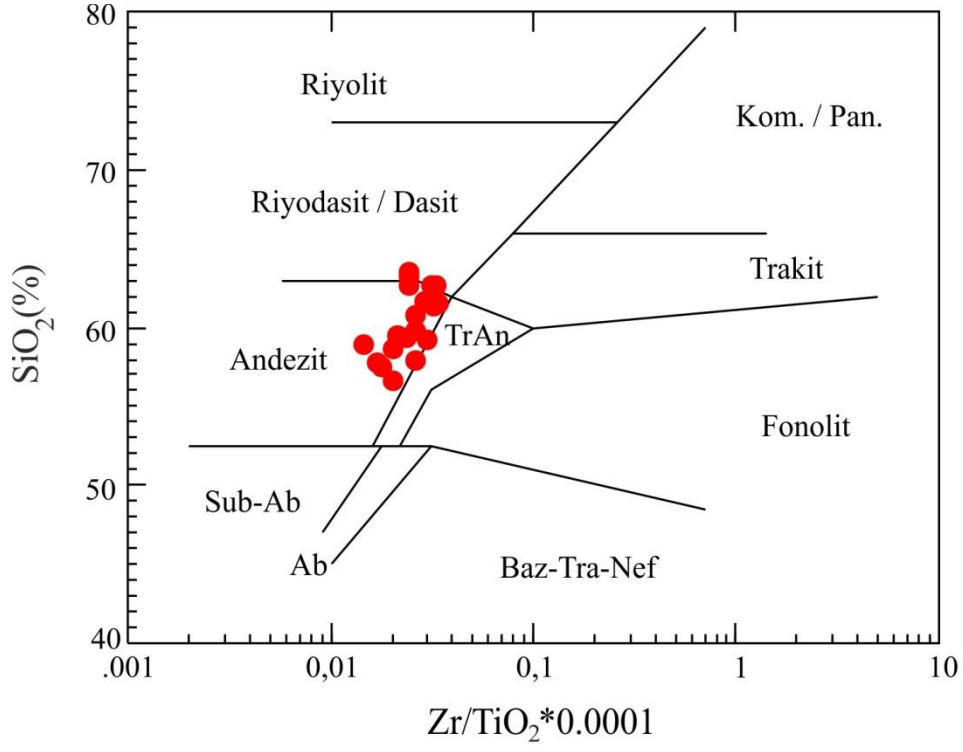


Şekil 5.2: Bozaniç volkanitlerinin SiO_2 (%)'ye karşı K_2O (%) diyagramı (Le Maitre vd., 2002).



Şekil 5.3: Bozaniç volkanik kayaçlarının AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, MgO) diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

Bu nedenle SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramına ilaveten, sınıflamada doğruluğu sağlamak amacıyla SiO_2 - $\text{Zr}/\text{TiO}_2*0.0001$ ve $\text{Zr}/\text{TiO}_2*0.0001$ - Nb/Y ikili değişim diyagramları kullanılmıştır (Şekil 5.4). Oluşturulan bu diyagramların Şekil 5.1'deki SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramıyla uyumlu olduğu görülmektedir.



Şekil 5.4: Bozaniç volkanik kayaların Zr/TiO₂*0.0001'e karşı SiO₂ (%) (Winchester ve Floyd, 1977) ve Nb/Y'ye karşı Zr/TiO₂*0.0001 (Winchester ve Floyd, 1976) diyagramları.

Tablo 5.1: Bozaniç volkanik kayaların ana oksit (%) ve iz (ppm) element analizleri.

Örnek No	BA1	BA2	BA3	BA4	BA5	BA6	BA7	BA8	BA9	BA10
SiO ₂	58.88	61.52	59.21	62.59	61.30	59.53	60.76	57.53	57.72	68.40
TiO ₂	1.03	0.52	0.51	0.52	0.50	0.70	0.59	0.80	0.84	0.38
Al ₂ O ₃	18.09	16.62	15.39	16.47	16.27	17.05	16.24	17.33	17.62	14.34
Fe ₂ O ₃ *	7.56	4.82	4.34	4.51	4.77	6.01	5.25	6.49	6.76	3.18
MnO	0.05	0.09	0.12	0.10	0.09	0.07	0.10	0.31	0.10	0.07
MgO	0.44	0.85	1.73	1.75	1.62	1.45	1.86	0.54	1.73	0.91
CaO	5.62	5.25	5.80	4.39	4.47	5.32	5.48	5.50	6.11	3.00
Na ₂ O	3.04	3.39	2.81	3.16	3.19	3.54	3.31	2.76	3.44	2.73
K ₂ O	2.37	2.60	2.42	2.94	2.52	2.76	2.87	2.35	2.84	3.57
P ₂ O ₅	0.22	0.16	0.15	0.14	0.15	0.18	0.16	0.19	0.19	0.06
A.Z.	2.50	4.00	7.40	3.30	5.00	3.20	3.20	6.10	2.50	3.20
Toplam	99.84	99.84	99.84	99.83	99.83	99.83	99.84	99.86	99.84	99.89
Zr	148.4	174.9	151.1	161.8	159.1	149.1	152.7	140.7	140.3	151.5
Y	16.1	22.1	21.9	23.6	20.8	15.9	23.3	26.1	23.7	19.1
Sr	505.3	378.9	374.5	356.6	368.0	369.2	327.7	317.9	338.9	313.6
U	1.4	3.0	2.2	3.2	3.1	3.5	3.2	1.5	2.0	2.0
Rb	82.8	88.2	86.3	119.1	86.6	91.0	88.9	75.5	96.9	104.4
Th	8.1	10.8	8.9	12.1	10.2	9.7	10.1	8.6	6.6	7.6
V	182.0	81.0	81.0	80.0	78.0	143.0	113.0	150.0	163.0	47.0
Ta	0.7	0.9	0.8	1.0	0.9	1.0	0.9	0.8	0.6	0.8
Pb	3.9	1.5	1.5	1.9	1.6	2.9	2.2	1.6	4.3	7.8
Zn	22.0	64.0	50.0	62.0	65.0	82.0	50.0	89.0	82.0	41.0
Cu	12.7	5.1	6.7	4.7	4.9	20.9	7.7	8.9	9.7	7.9
Ni	2.8	1.6	2.5	1.7	1.6	7.1	1.4	1.7	6.8	10.8
Co	11.4	7.7	8.8	8.0	7.6	16.3	9.6	4.4	14.9	5.6
Cs	2.3	2.4	2.5	2.2	2.3	2.6	1.8	1.7	1.9	7.5
Ga	20.6	17.9	17.2	19.2	17.5	18.4	17.7	19.0	19.7	15.7
Ba	416.0	563.0	465.0	504.0	531.0	471.0	489.0	389.0	406.0	362.0
Nb	10.0	11.6	10.4	11.7	11.4	13.0	10.9	10.1	8.2	9.7
Hf	3.9	4.6	3.6	4.3	3.8	3.9	4.4	4.0	4.0	4.3
W	1.2	0.8	0.7	0.8	0.6	0.9	0.8	0.8	0.9	1.0
Mg #	5.50	14.99	28.50	27.96	25.35	19.44	26.16	7.68	20.38	22.25
K.İ.	3.28	7.29	15.31	14.16	13.39	10.54	14.00	4.45	11.71	8.76

Fe₂O₃*: Fe₂O₃ cinsinden toplam demir. A.Z. (Ateşte Zayıt): Toplam uçucu içeriği.

Mg # = 100xMgO/(MgO+Fe₂O₃*); K.İ. (Katılma İndisi) = 100 x MgO/(MgO+Fe₂O₃*+Na₂O+K₂O).

Tablo 5.1 (devam)

Örnek No	BA11	BA12	BA13	BA14	BA15	BA16	BA17	BA18	BA19	BA20
SiO ₂	61.61	63.46	56.62	62.64	63.25	62.63	58.63	57.89	59.79	59.39
TiO ₂	0.54	0.69	0.80	0.51	0.64	0.62	0.73	0.65	0.58	0.72
Al ₂ O ₃	16.53	15.93	16.89	16.35	16.49	15.55	16.66	17.46	16.27	16.91
Fe ₂ O ₃ *	4.98	6.13	6.30	4.62	5.40	5.76	6.61	5.82	5.16	6.66
MnO	0.13	0.06	0.14	0.11	0.07	0.08	0.12	0.13	0.14	0.11
MgO	1.84	0.52	2.61	1.61	0.63	1.02	2.15	1.65	1.01	1.44
CaO	4.43	4.79	6.44	4.49	2.14	3.17	5.98	5.89	6.23	5.85
Na ₂ O	3.69	2.71	2.83	3.22	1.38	2.43	3.25	3.54	3.46	3.52
K ₂ O	2.73	2.66	1.25	2.91	2.42	6.01	4.12	2.31	2.45	2.98
P ₂ O ₅	0.16	0.18	0.19	0.15	0.18	0.18	0.19	0.19	0.17	0.20
A.Z.	3.20	2.70	5.80	3.20	7.30	2.40	1.40	4.30	4.60	2.00
Toplam	99.83	99.85	99.82	99.84	99.87	99.85	99.81	99.80	99.83	99.83
Zr	156.2	165.7	159.9	169.9	155.5	151.6	148.6	171.3	152.1	168.5
Y	23.6	13.1	28.9	24.8	21.5	24.7	24.0	26.6	24.2	23.0
Sr	383.9	370.1	456.7	341.5	210.4	245.8	346.1	445.6	379.5	386.0
U	3.1	2.5	2.5	2.7	1.5	2.6	2.5	3.0	3.4	2.1
Rb	87.2	56.5	55.8	100.8	71.6	194.9	117.8	60.6	75.5	87.9
Th	11.0	8.2	8.7	10.9	8.7	9.0	8.9	11.0	10.2	9.5
V	84.0	104.0	152.0	77.0	130.0	102.0	137.0	120.0	99.0	90.0
Ta	0.8	0.9	0.9	1.1	0.9	0.9	0.9	1.1	0.8	1.1
Pb	1.9	9.9	13.6	3.0	6.3	6.5	4.8	6.8	2.2	1.8
Zn	76.0	27.0	64.0	52.0	54.0	44.0	46.0	35.0	75.0	43.0
Cu	5.3	6.4	9.4	5.5	7.6	13.3	17.3	4.3	6.1	10.4
Ni	1.5	1.5	1.7	1.7	1.7	4.1	5.1	2.2	1.1	3.9
Co	7.4	8.0	12.6	7.3	8.1	10.7	15.2	11.5	8.6	16.0
Cs	2.5	3.0	5.8	2.0	2.6	3.0	1.8	3.3	2.1	2.2
Ga	18	18.9	19.4	18.0	18.0	16.9	18.1	18.5	20.0	21.3
Ba	539.0	498.0	253.0	490.0	484.0	573.0	534.0	561.0	528.0	499.0
Nb	11.5	11.4	11.6	12.2	10.4	12.1	12.5	12.9	12.2	13.9
Hf	4.2	4.4	4.6	4.4	4.4	3.5	4.3	4.9	4.1	3.9
W	1.1	0.9	0.9	1.1	1.1	1.5	0.9	<0.5	0.6	0.7
Mg #	26.98	7.82	29.29	25.84	10.45	15.04	24.54	22.09	16.37	17.78
K.İ.	13.90	4.33	20.09	13.03	6.41	6.70	13.33	12.39	8.36	9.86

Fe₂O₃*: Fe₂O₃ cinsinden toplam demir. A.Z. (Ateşte Zayıt): Toplam uçucu içeriği.

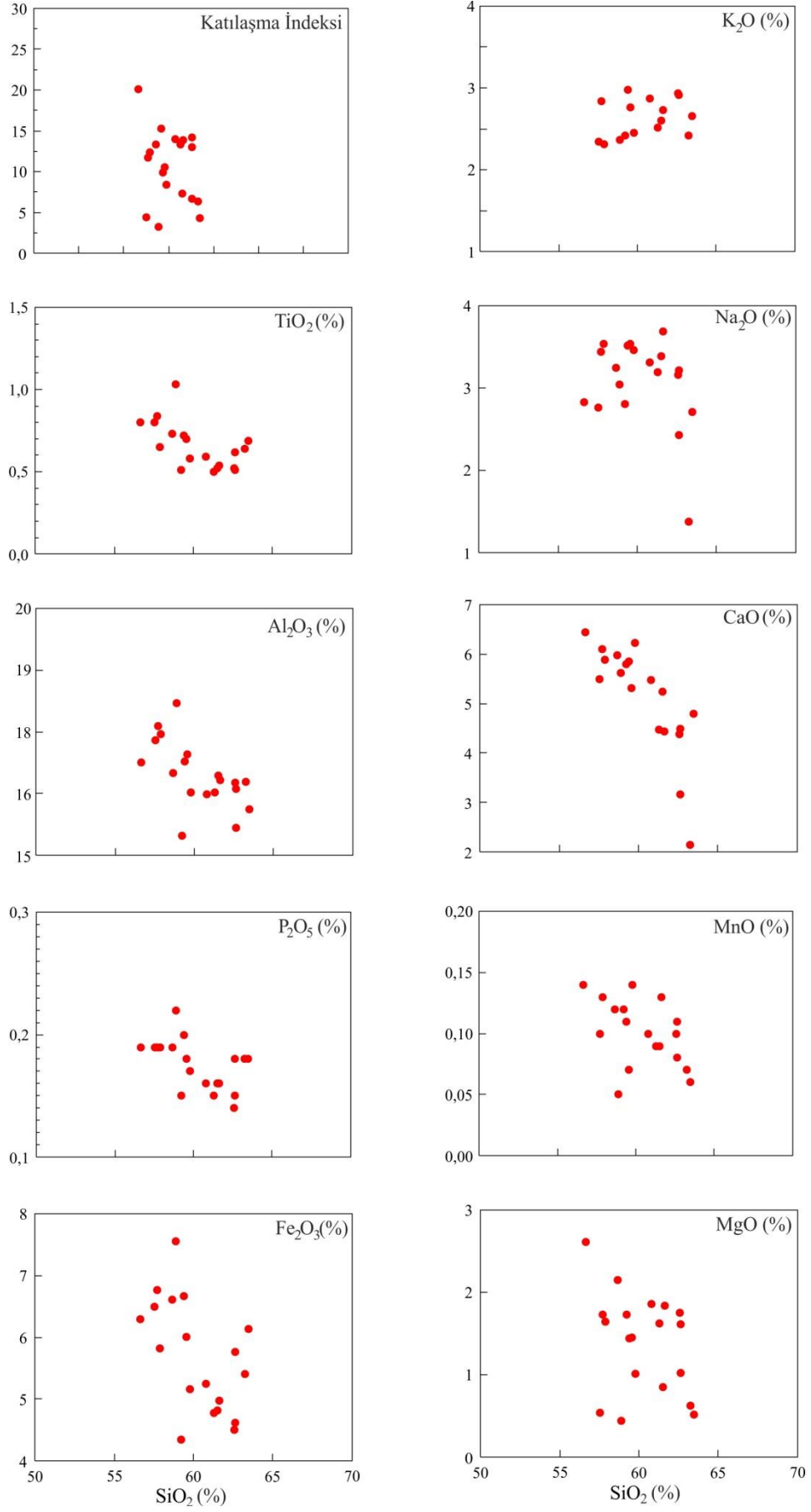
Mg # =100xMgO/(MgO+Fe₂O₃*); K.İ. (Katlaşma İndisi) = 100 x MgO/(MgO+Fe₂O₃*+Na₂O+K₂O).

Tablo 5.2: Bozaniç volkanik kayaların CIPW normatif mineralojik (%) bileşimleri.

Örnek No	BA1	BA2	BA3	BA4	BA5	BA6	BA7	BA8	BA9	BA10
<i>Ku</i>	17.09	18.81	19.61	19.83	20.23	13.53	15.57	18.33	9.82	30.79
<i>Or</i>	14.50	16.12	15.54	18.08	15.78	16.99	17.65	14.90	17.36	21.91
<i>Ab</i>	26.58	30.03	25.78	27.76	28.54	31.13	29.09	25.01	30.04	23.94
<i>An</i>	27.52	23.48	24.09	21.80	22.55	23.34	21.76	28.08	25.00	15.09
<i>Di</i>	0.00	2.43	5.15	0.00	0.00	2.57	4.61	0.00	4.36	0.00
<i>Hy</i>	9.08	6.52	7.28	9.64	9.85	9.13	8.46	9.23	9.64	5.92
<i>Mt</i>	1.93	1.22	1.15	1.14	1.21	1.52	1.32	1.70	1.71	0.80
<i>İlm</i>	2.02	1.04	1.05	1.03	1.01	1.38	1.17	1.63	1.65	0.75
<i>Ap</i>	0.50	0.37	0.36	0.32	0.35	0.41	0.36	0.44	0.43	0.14
<i>Toplam</i>	99.22	100.02	100.01	99.60	99.52	100.00	99.99	99.32	100.01	99.34
Örnek No	BA11	BA12	BA13	BA14	BA15	BA16	BA17	BA18	BA19	BA20
<i>Ku</i>	16.12	24.81	16.44	19.57	41.55	15.47	7.45	12.29	15.92	11.75
<i>Or</i>	16.78	16.28	7.90	17.89	15.53	36.66	24.90	14.38	15.28	18.13
<i>Ab</i>	32.41	23.71	25.57	28.28	12.66	21.18	28.06	31.48	30.84	30.60
<i>An</i>	21.23	23.52	31.69	22.25	10.38	14.14	19.05	26.18	22.76	22.11
<i>Di</i>	0.54	0.00	1.07	0.00	0.00	0.86	8.46	2.86	7.47	5.55
<i>Hy</i>	10.25	8.13	13.60	9.46	7.94	8.65	8.61	9.60	4.85	8.36
<i>Mt</i>	1.25	1.54	1.65	1.16	1.43	1.43	1.63	1.48	1.32	1.65
<i>İlm</i>	1.07	1.36	1.62	1.01	1.32	1.21	1.42	1.30	1.16	1.41
<i>Ap</i>	0.36	0.41	0.44	0.34	0.43	0.41	0.42	0.44	0.39	0.45
<i>Toplam</i>	100.01	99.76	99.98	99.96	91.24	100.01	100.00	100.01	99.99	100.01

CIPW hesaplamalarında Fe_2O_3/FeO oranı, Irvine ve Baragar (1971)'e göre alınmıştır. *Ku*: Kuvars, *Or*: Ortoklas, *Ab*: Albit, *An*: Anortit, *Di*: Diyopsit, *Hy*: Hipersten, *Mt*: Manyetit, *İlm*: İlmenit, *Ap*: Apatit.

Ana elementlerin SiO_2 ile olan değişim diyagramları (Harker Diyagramları) Şekil 5.5'de verilmiştir. Normal şartlarda gelişen fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olması durumunda, eriyikten ilk ayrılan mineraller olivin, klinopiroksen, Ca-plajiyoklaz ve opak mineraller olacaktır. Bu sebepten dolayı da, Fe_2O_3 , CaO, MgO, TiO_2 bu minerallerin bünyesine girecek ve artık eriyik bu elementlerce fakirleşecektir. İlerleyen evrelerde, amfibol oluşumuyla MnO ve P_2O_5 dahil tüm ana element miktarları azalırken, Na ve K elementlerinin fraksiyonel kristalleşmenin son aşamalarında oluşan Na-plajiyoklaz, mika mineralleri ve alkali feldispat minerallerinin bünyelerine girmesiyle, SiO_2 'nin artışıyla beraber Na_2O ve K_2O miktarlarında da artışlar gözlenir.



Şekil 5.5: Bozaniç volkanitlerinin SiO₂ (%)'ye karşı ana oksit (%) değişim diyagramları.

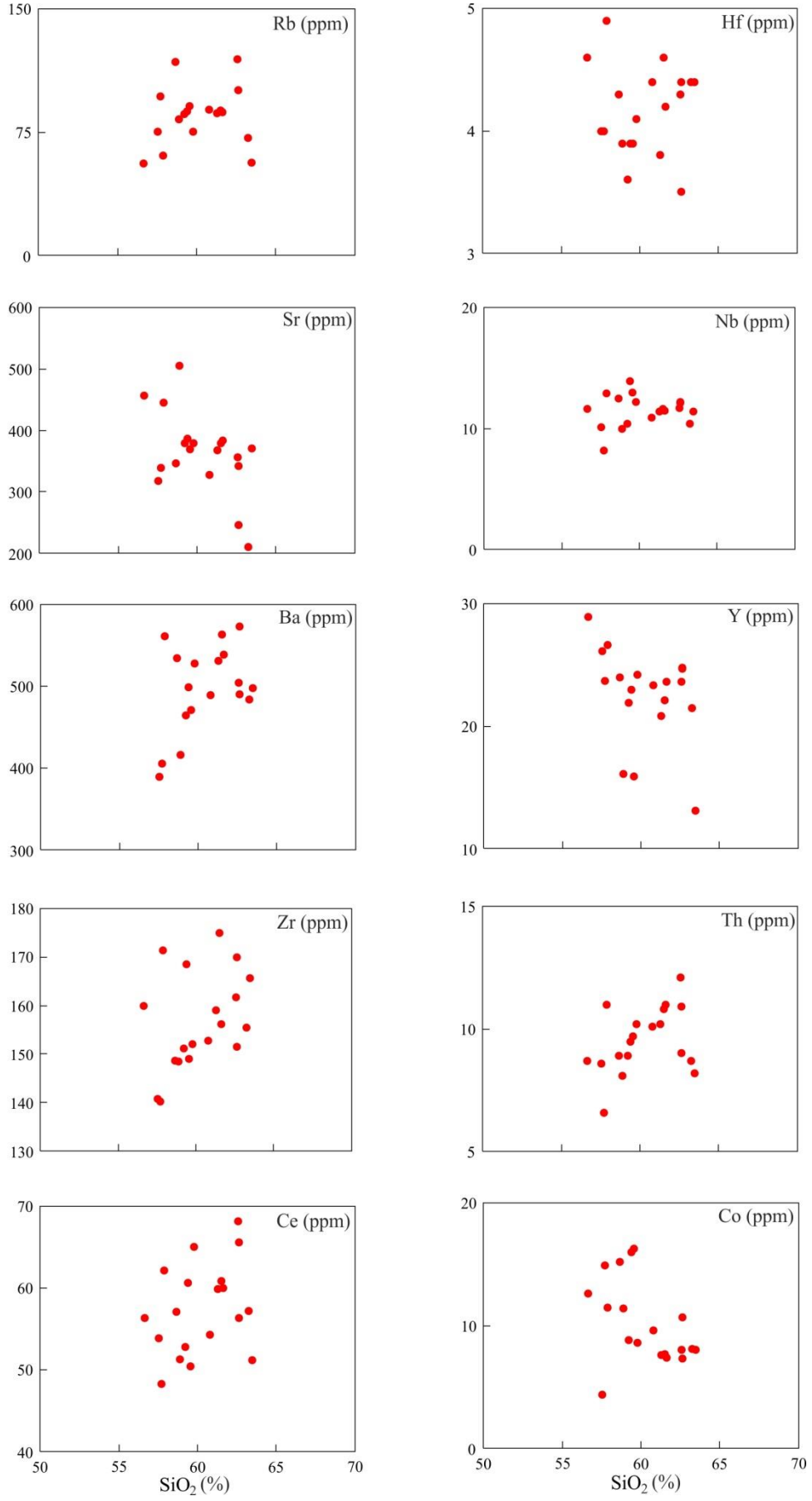
Dolayısıyla, Harker değişim diyagramlarında da SiO₂ artışıyla Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃, MnO, CaO, TiO₂ ve P₂O₅ miktarlarında azalma; K₂O ve Na₂O değerlerinde ise artış beklenmelidir. İncelenen volkanitlere ait Harker değişim diyagramları değerlendirildiğinde SiO₂ ile Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃, MnO, CaO, TiO₂ ve P₂O₅ arasında negatif; K₂O ve Na₂O arasında ise pozitif ilişki gözlenmiştir (şekil 5.5). Böyle bir durum fraksiyonel kristalleşme sonucu ortaya çıkmaktadır.

5.1.2 İz ve Nadir Toprak Element Jeokimyası

İz element analizleri, çalışma alanından seçilmiş 20 adet kayaç örneği üzerinde gerçekleştirilmiştir (Tablo 5.3) Ana oksitlerde olduğu gibi kristallenme sürecini ve bu sürece etki edebilecek faktörleri, değişimleri gözlemek için iz elementler ile SiO₂ arasında Harker diyagramları çizilmiştir (şekil 5.6).

Normal şartlarda gelişen fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olması durumunda, eriyikten ilk ayrılan mineraller olivin, klinopiroksen, Ca-plajiyoklaz ve opak mineraller olacaktır. Co, Cr, Ni gibi elementler kristal kafes yapısında Mg, Fe, Al gibi elementlerin yerini alabildiklerinden, özellikle olivin ve klinopiroksen minerallerini oluşturmak üzere eriyikten ayrılırlar. Ayrıca Sr elementinin plajiyoklazlarda Ca elementinin yerini alması nedeniyle, Sr elementinde gözlenen negatif anomaliler Ca'ca zengin plajiyoklazların fraksiyonlanması ile ilişkilidir. Rb, Ba elementleri, iyon yarıçaplarının K'ya yakın olması nedeniyle K'nın yerini almakta; fraksiyonel kristalleşme sırasında Na-plajiyoklaz, mika ve alkali feldispat minerallerinin bünyesine girmeleri nedeniyle, artık eriyikte kalmakta ve son aşamada sözkonusu mineralleri oluşturmaktadırlar. Benzer olarak, Th ve U elementleri de fraksiyonel kristalleşme sırasında, geç evrelerde kristalleşmektedirler.

Bozaniç volkanitlerine ait iz element değişim diyagramları incelendiğinde, SiO₂'yle Hf, Sr, Y ve Co arasında negatif; Rb, Nb, Ba, Zr, Th ve Ce arasında ise pozitif ilişki gözlenmektedir (şekil 5.6). Co'daki azalma, fraksiyonel kristalleşme ile klinopiroksen ve amfibol minerallerinin bünyesine girmeye eğilimli olan bu elementin, bu minerallerin oluşumu ile eriyikten ayrılmış olmasıyla açıklanabilir.

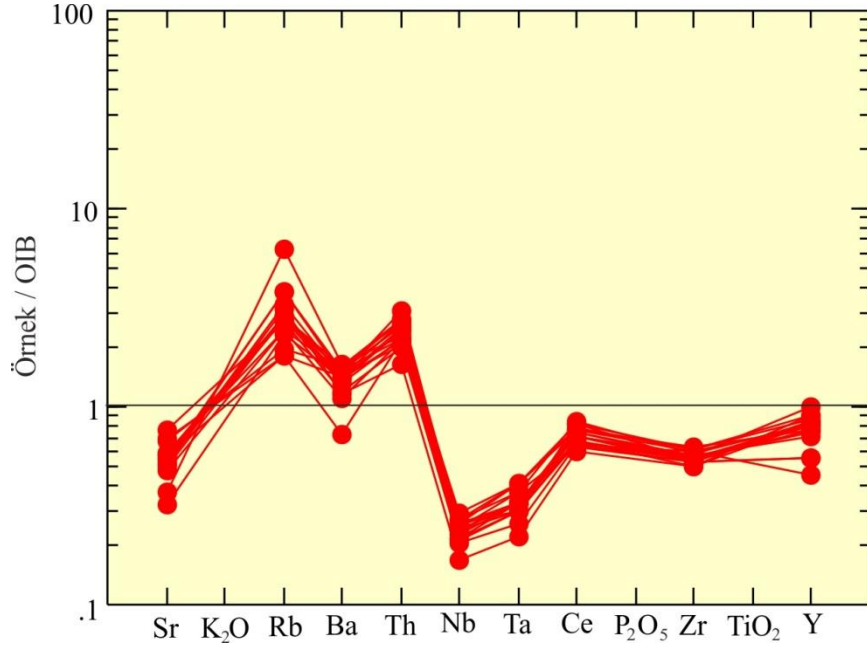


Şekil 5.6: Bozaniç volkanitlerinin SiO₂ (%)’ye karşı iz element (ppm) değişim diyagramları.

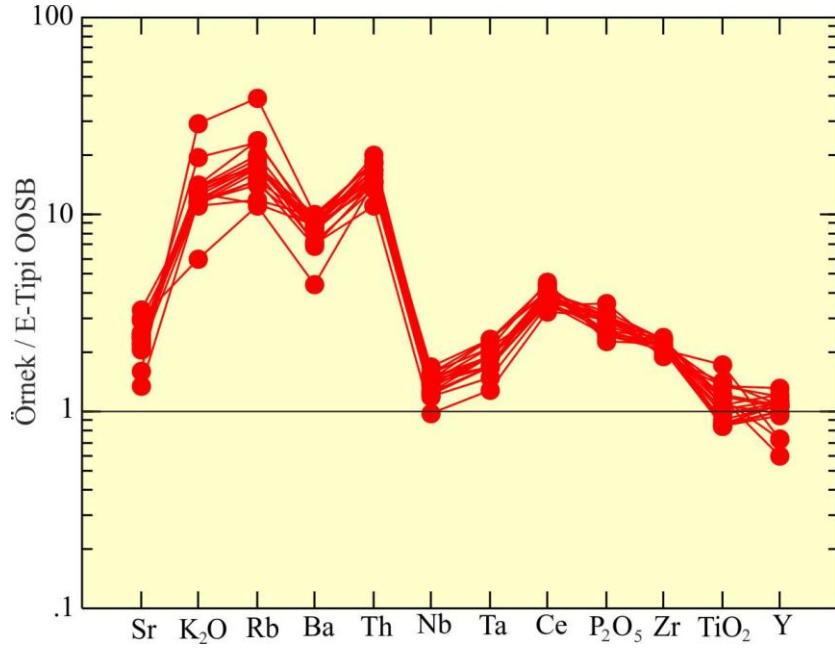
Uyumsuz elementlerden Ba ve Rb elementlerinin iyon yarıçaplarının K'ya yakın olması nedeniyle, fraksiyonel kristalleşme sırasında, bu elementler kimyasal bileşimlerinde K elementini bulunduran K-feldispat, biyotit ve anortoklaz gibi minerallerin bünyesine rahatlıkla girebilmektedir. Geç evrelerde kristallenen bu minerallerin oluşumuna kadar, bu elementler eriyik içinde kalır ve SiO₂ artışına paralel olarak artış gösterirler. İyon yarıçapı açısından Ca elementine benzerlik gösteren Sr elementi ise, ilk oluşan Ca-plajiyoklazların bünyesine girmesi sebebiyle negatif ilişki gösterirler. SiO₂ artışına bağlı olarak, kuvvetli uyumsuz elementlerden Th'nın artış göstermesi ise fraksiyonel kristalleşme sırasında bu elementlerin eriyik fazı tercih etmesi ve sıvı içinde yoğunlaşması ile açıklanabilir. Nb elementi ise mafik kayalar içinde önce sıvı fazı tercih etmekte, daha sonra amfibol ve biyotit minerallerini oluşturmak üzere eriyik içinden ayrılmakta ve bu durumda bu elementte önce artış ardından da azalış şeklinde dağınık bir ilişki ortaya çıkmaktadır.

Bozaniç volkanitlerini farklı tektonik ortam volkanitleriyle karşılaştırmak amacıyla Okyanus Adası Bazaltı'na (OIB; Şekil 5.7) (Sun ve McDonough, 1989), zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırt Bazaltı'na (E-Tipi OOSB; Şekil 5.8) (Sun ve McDonough, 1989) ve tüketilmiş Okyanus Ortası Sırt Bazaltı'na (N-Tipi OOSB; Şekil 5.8) (Sun ve McDonough, 1989), göre normalize edilmiş çoklu-element diyagramları çizilmiştir. Bu diyagramlarda bir magma serisinin kendi içindeki elementlerin zenginleşmesi ve fakirleşmesi incelenebildiği gibi, tipik iz element trendleri olan farklı nitelikteki manto kaynaklarından türeyen kayalar ve farklı tektonik ortamları temsil eden magmatik kayalar ile karşılaştırabilmek de mümkündür. Bu tür karşılaştırmalarla, incelenen örnekleri oluşturan magmanın hangi kaynak bileşenine benzerlik gösterdiği ve hangi tektonik ortamda oluştuğu konusunda bazı yaklaşımlarda bulunulabilir.

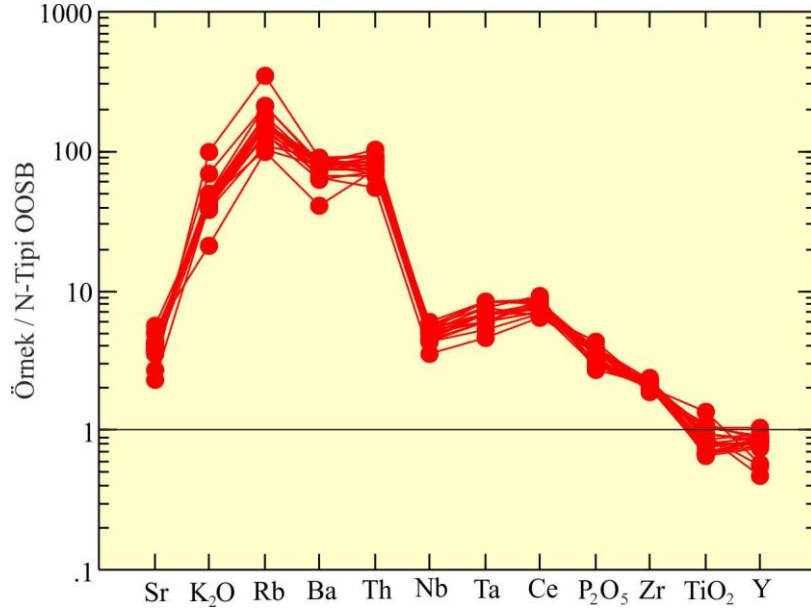
Normalize edilmiş çoklu element diyagramlarına göre, özellikle K₂O, Rb, Ba ve Th elementlerinde bir zenginleşme gözlenirken, Sr, Nb, Ta, Ce, P₂O₅, Zr, TiO₂ ve Y elementlerinde ise fakirleşme gözlenmektedir (Şekil 5.7). Buna göre, çalışma bölgesinde bulunan tüm kayalar, OIB'ye göre normalize edilmiş diyagramda Sr bakımından görülen fakirleşme haricinde, kuvvetli uyumsuz elementlerce zenginleşmiş durumdadırlar. Bu durum, tipik aktif kıta kenarı magmatizmasının göstergesidir (Wilson, 1989).



Şekil 5.7: Bozaniç volkanik kayaların OIB'ye göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).



Şekil 5.8: Bozaniç volkanik kayaların E-Tipi OOSB'ye göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).



Şekil 5.9: Bozaniç volkanik kayaların N-Tipi OOSB'ye göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Normalize değerleri, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Aktif kıta kenarlarında, dalan okyanus kabuğu, üzerinde bulunan sediman örtüsüyle birlikte sıcak üst mantoya girişim yapmakta ve böylece manto kamasını metamorfize etmektedir. Metamorfizmanın ilerlemesi ile dehidrasyon meydana gelmekte, bunun sonucunda da uçucu bileşen ve sıvı akışkanlar yiten dilimin üzerindeki manto kaması içine geçmektedir (Wilson, 1989). Kısmi ergimenin gerçekleşmesiyle kuvvetli uyumsuz elementler (örn. Rb, Sr, K, Ba, Th), eriyik ve sıvı akışkanları tercih etmekte, yüksek çekim alanlı (HFS) elementler ise kısmi erime sonrası kaynak kayacıkta kalan rutil, titanit, ilmenit, perovskit, apatit, manyetit gibi minerallerin yapısında tutulmaktadır.

Örneklerde gözlenen negatif Nb, Ta, Ti, P anomalileri artık minerallerdeki tutulmalar sonucu ortaya çıkmaktadır (Gill, 1981; Thompson vd., 1983; Fitton vd., 1988; Edwards vd., 1991; McCulloch ve Gamble, 1991).

Genel olarak, Ba zenginleşmesi ve beraberinde Nb ve Ta elementlerindeki fakirleşmeler ve yüksek Ba/Nb (>28); Ba/Ta (>450) gibi tipik özellikler, daha önce çeşitli araştırmacılar tarafından ileri sürüldüğü gibi yay magmatizmasının karakteristik jeokimyasal özellikleri arasında yer almaktadır (Gill, 1981; Fitton vd., 1988). Bozaniç volkanitlerinde yapılmış jeokimya çalışmaları sonucunda, örneklerdeki Ba/Nb oranı 22-50, Ba/Ta oranı ise 281-676 değerleri arasında değişmektedir. Bu değerlere göre Bozaniç volkanitleri yüksek Ba/Nb ve Ba/Ta oranlarına sahiptir.

Bozaniç volkanitlerinin normalize edilmiş iz element dağılımlarına göre, genellikle Ba ve Th elementlerinde zenginleşmeler, buna karşın Nb ve Ta elementlerinde ise fakirleşmeler görülmektedir. (Şekil 5.7, 5.8, 5.9).

Artan Ti negatif anomalisi fraksiyonel kristalleşmeyle ilişkili olup, Ti içeren oksitlerin (Ti-manyetit) daha önce kristalleşmesi sonucu, Ti oranında azalmalara yol açmasıyla ilişkilendirilebilir (Kerrick ve Wyman, 1996).

Bozaniç volkanitlerine ait tüm örneklerin normalize edilmiş iz element çoklu diyagramlarında gösterdikleri benzer desenler kökenlerinin aynı olduğunu düşündürmektedir (Şekil 5.7, 5.8, 5.9). Değişikliklerin, kaynağın kısmi ergime derecesindeki farklılıklara, eriyiğin sıcaklık ve viskozitesine, kabukta kalma süresine, asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme oranına, kabuksal kirlenmenin ve yitimin etkisine, magma karışımına bağlı olarak gerçekleştiği düşünülebilir.

E-Tipi OOSB'ye göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında (Şekil 5.8) gözlenen düşük orandaki Nb, Ti ve Y tüketilmeleri ve büyük iyon çaplı litofil elementlerdeki (LILE) zenginleşmeler, yitim bileşeni etkisi nedeniyle manto kaynağındaki metasomatizmayla açıklanabilir (Pearce, 1983).

N-Tipi OOSB'ye göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında (Şekil 5.9) Rb, Ba, Th, K gibi LIL elementlerdeki belirgin zenginleşme; Ti ve Y gibi kalıcılığı yüksek olan elementlerde (yüksek çekim alanlı elementler-HFSE) ise göreceli bir tüketilme görülmektedir.

LIL elementlerine kıyasla, HFS elementlerinde (özellikle Nb, Ta ve Ti) gözlenen fakirleşme (Şekil 5.7), kıta altındaki litosferik mantonun yaygın özelliklerinden kaynaklanmaktadır (Thompson vd., 1983). Bu nedenden dolayı, yitim olayı sırasında litosferik manto; Nb, Ta ve Ti elementleri hariç diğer tüm LIL elementler bakımından zenginleşir. LIL elementlerin, dalan levhadan gelen sulu akışkanlar tarafından taşınması durumunda, bu akışkanlar, üst tarafta bulunan litosferik mantonun LIL elementlerce metasomatik olarak zenginleşmesine olanak sağlar. Dalan levhada düşük hareketlilik özelliklerinden dolayı Nb, Ta ve Ti elementlerinin tutulması (Tatsumi vd., 1986), yitim sırasında serbest kalan sulu akışkanların bahsi geçen Nb, Ta ve Ti elementleri bakımından fakirleşmesini

sağlayacaktır. Bunların sonucunda üst tarafta bulunan litosferik manto bu elementlerce fakirleşecektir.

Ayrıca mantoda Nb elementinin tutulmasına neden olan artık fazlar da, ortamdaki Nb fakirleşmesinin bir diğer sonucudur. Yitim zonlarında hakim özellik gösteren sulu ve oksidasyon yaratan koşullar, mantoda ilmenit, rutil ve sfen gibi Nb, Ta ve Ti elementlerini tutan artık fazları durgunlaştıracağı bilinmektedir (Saunders vd., 1980, Ringwood, 1990). Bu tür artık fazlar ile dengede bulunan eriyikler, yay magmatizmasının karakteristik özellikleri arasında bulunan düşük Nb, Ta ve Ti içeriklerine sahip olurlar (Fitton vd., 1988). Ayrıca dalan plakadan gelen sulu akışkanlar LIL elementleri üstte bulunan mantoya taşıyabilirler. Bu nedenlerden dolayı dalma – batma olayı sırasında, litosferik manto Nb, Ta ve Ti elementleri hariç diğer bütün LIL elementler bakımından zenginleşme gösterirler (Thompson vd., 1983).

Bozaniç volkanitlerindeki LIL ve HFS elementlerinin N-Tipi ve E-Tipi OOSB'lere göre oldukça yüksek konsantrasyonlarda olmaları (Şekil 5.8, 5.9) farklı mekanizmalar ile açıklanabilir. Bu mekanizmalar;

- * Litosferik manto kaynağının astenosferden türeyen küçük miktarda eriyiklerle zenginleşmesi,
- * Daha önceden toleyitik ve kalkalkalen magmaların çıkışıyla büyük iyon çaplı litofil elementlerce (LILE) ve hafif nadir toprak elementlerce (LREE) tüketilmiş litosferik kaynağın ergimesi,
- * Astenosferik manto kaynağının düşük derecelerde bölümsel ergimesi olabilir.

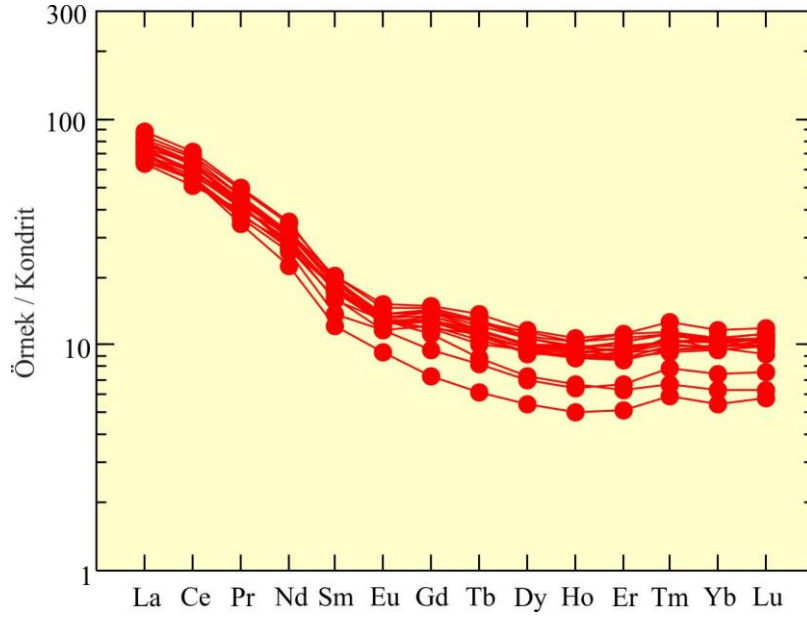
Bozaniç volkanitine ait 20 kayaçtan nadir toprak element (REE) analizleri gerçekleştirilmiş olup, analiz sonuçları Tablo 5.3'de verilmiştir. Nadir toprak element dağılımlarının irdelenmesiyle, kısmi ergime ve fraksiyonel kristalleşme süreçleri hakkında bilgi edinilebilmektedir. Bu diyagramlarda nadir toprak elementler, hafif nadir toprak elementler ile başlar (LREE; La, Ce, Pr, Nd) ve ağır nadir toprak elementlerle son bulur (HREE; Er, Tm, Yb, Lu). Arada kalan elementler de ender olarak orta nadir toprak elementler (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho) olarak adlandırılırlar.

Tablo 5.3: Bozaniç volkanik kayaçlarının nadir toprak element (ppm) analizleri.

Örnek No	BA1	BA2	BA3	BA4	BA5	BA6	BA7	BA8	BA9	BA10
La	23.70	29.20	24.10	32.30	28.40	26.40	27.10	25.10	23.20	22.40
Ce	51.30	60.90	52.80	68.20	59.90	50.40	54.30	53.90	48.30	46.00
Pr	5.13	6.00	5.21	6.75	5.84	5.04	5.55	5.72	5.48	4.66
Nd	19.80	21.10	19.00	24.90	21.00	18.30	20.80	21.90	21.90	16.50
Sm	3.63	3.97	3.76	4.52	3.94	3.19	4.12	4.44	4.52	3.04
Eu	1.12	1.09	1.02	1.14	1.09	1.02	1.08	1.19	1.20	0.86
Gd	3.43	3.91	3.73	4.30	3.67	2.88	3.83	4.30	4.39	2.89
Tb	0.51	0.63	0.61	0.68	0.59	0.48	0.64	0.73	0.73	0.49
Dy	2.78	3.57	3.55	3.74	3.61	2.65	3.72	4.33	4.09	2.83
Ho	0.57	0.76	0.74	0.79	0.74	0.55	0.78	0.87	0.85	0.60
Er	1.57	2.32	2.16	2.41	2.13	1.67	2.39	2.65	2.32	1.82
Tm	0.24	0.36	0.33	0.37	0.34	0.28	0.37	0.40	0.34	0.30
Yb	1.58	2.42	2.34	2.65	2.45	1.84	2.57	2.60	2.40	2.17
Lu	0.24	0.40	0.38	0.40	0.38	0.29	0.40	0.40	0.35	0.35
(La/Lu) _N	10.25	7.58	6.58	8.38	7.76	9.45	7.03	6.51	6.88	6.64
(Yb) _N	6.37	9.76	9.44	10.69	9.88	7.42	10.36	10.48	9.68	8.75
(Eu/Eu*) _N	0.96	0.84	0.82	0.78	0.86	1.01	0.82	0.82	0.81	0.87
Örnek No	BA11	BA12	BA13	BA14	BA15	BA16	BA17	BA18	BA19	BA20
La	29.40	25.30	25.10	30.80	26.20	27.30	27.10	29.00	29.50	27.40
Ce	60.00	51.20	56.40	65.60	57.20	56.30	57.10	62.10	65.10	60.60
Pr	6.06	4.71	6.04	6.66	5.81	5.74	5.59	6.33	6.33	5.71
Nd	22.10	16.00	22.50	24.20	21.90	19.20	20.30	22.40	21.70	20.10
Sm	4.23	2.78	4.65	4.56	4.36	4.15	4.13	4.70	4.51	4.10
Eu	1.12	0.81	1.31	1.14	1.12	1.07	1.10	1.27	1.19	1.13
Gd	3.98	2.23	4.59	4.08	3.97	4.07	3.86	4.50	4.27	3.67
Tb	0.67	0.36	0.80	0.68	0.65	0.68	0.66	0.75	0.71	0.65
Dy	3.82	2.09	4.46	3.84	3.46	3.76	3.87	4.16	4.05	3.69
Ho	0.84	0.43	0.92	0.81	0.77	0.81	0.83	0.88	0.83	0.75
Er	2.44	1.29	2.80	2.24	2.20	2.54	2.36	2.79	2.54	2.28
Tm	0.37	0.21	0.41	0.39	0.35	0.40	0.37	0.45	0.40	0.38
Yb	2.63	1.37	2.65	2.60	2.46	2.52	2.55	2.88	2.66	2.36
Lu	0.41	0.22	0.43	0.40	0.39	0.41	0.38	0.45	0.43	0.38
(La/Lu) _N	7.44	11.94	6.06	7.99	6.97	6.91	7.40	6.69	7.12	7.49
(Yb) _N	10.60	5.52	10.69	10.48	9.92	10.16	10.28	11.61	10.73	9.52
(Eu/Eu*) _N	0.82	0.96	0.86	0.79	0.81	0.79	0.83	0.83	0.82	0.87

* Kondirit normalize değerleri, Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

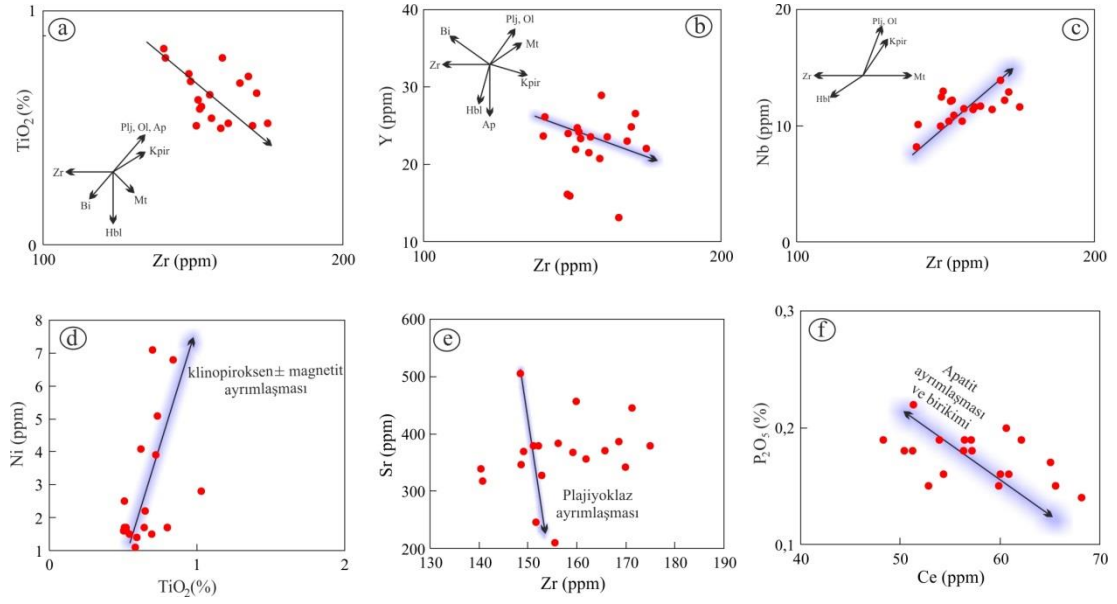
Bu değerlere göre, kondrite normalize edilmiş (Taylor ve McLennan, 1985) nadir toprak element dağılımları Şekil 5.10'da verilmiştir. Buna göre, Bozaniç volkanitlerinde hafif nadir toprak elementler, ağır nadir toprak elementlere göre zenginleşmiş durumdadır. HREE miktarı nispeten sabit iken, LREE değerleri daha değişkendir. Belirsiz negatif Eu anomalisinin varlığı, olasılıkla plajiyoklaz minerallerinin fraksiyonlanması ya da magmanın oluşumu sırasındaki plajiyoklaz mineralleri tarafından fraksiyonlanmaya uğramış kıta kabuğu malzemesi ile kirlenmesi olarak açıklanabilir. Örneklerde gözlenen yüksek LREE/HREE oranı nedeniyle, magmanın iz elementler bakımından zenginleşmiş bir kaynaktan veya düşük dereceli kısmi ergimeye uğramış olan eriyikten itibaren oluştuğu söylenebilir. Yine LREE bakımından zenginleşme, yitim sonucu dalan levhanın kaynağa olan katkısı ile veya kabuksal bileşenlerin etkisiyle de gerçekleşebilir.



Şekil 5.10: Bozaniç volkanitlerinin kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları (Normalize değerler, Taylor ve McLennan, 1985'den alınmıştır).

Örneklerde $(La/Lu)_N$ oranları 6-12, $(Eu/Eu^*)_N$ oranları ise 0.78-1.01 arasında değişmektedir (Şekil 5.10, Tablo 4.15). 1'den küçük $(Eu/Eu^*)_N$ oranları yine negatif Eu anomalisini gösterir.

Bozaniç volkanitlerinin ana oksit ve iz element çiftlerinden ($Zr-TiO_2$, $Zr-Y$, $Zr-Nb$, TiO_2-Ni , $Zr-Sr$, $Ce-P_2O_5$) yararlanılarak kayaların gelişimi esnasında etkili olan mineral fraksiyonlaşması ve birikimini yansıtabilecek diyagramlar çizilmiş ve hangi minerallerin fraksiyonlaşmaya katıldığı belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 5.11).



Şekil 5.11: Bozaniç volkanitlerindeki ana oksit ve iz element çiftlerinden yararlanılarak çizilen mineral fraksiyonlaşması ve birikimini gösteren diyagramlar; (a) Zr (ppm)-TiO₂ (%), (b) Zr (ppm)-Y (ppm), (c) Zr (ppm)-Nb (ppm), (d) TiO₂ (%)-Ni (ppm), (e) Zr (ppm)-Sr (ppm), (f) Ce (ppm)-P₂O₅ (%). (Vektörler, Pearce ve Norry, 1979'e göredir). (Plj: Plajiyoklaz, Kpir: Klinopiroksen, Ol: Olivin, Hbl: Hornblend, Bi: Biyotit, Mt: Manyetit, Zr: Zirkon, Ap: Apatit).

Buna göre, ana ve iz element değişim diyagramlarındaki vektörler, Bozaniç volkanitlerinin gelişiminde hornblend + klinopiroksen + plajiyoklaz ± manyetit ± apatit fraksiyonlaşmalarının rol oynadığını göstermektedir (Şekil 5.11).

6. JEOKRONOLOJİ VE İZOTOP JEOKİMYASI

İnceleme alanındaki volkanitlerin yaşlarını tespit etmek amacıyla Ar/Ar yöntemiyle Auburn Üniversitesi (ABD) jeokronoloji laboratuvarında toplam dört adet volkanik kaya örneğinin yaş tayinleri yaptırılmıştır. Yer kabuğu ve mantonun kökeni hakkında önemli bilgiler sağlayan radyojenik izotop oranları (Sr ve Nd) ise Kuzey Carolina Üniversitesi'nde (ABD) üç adet örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Radyojenik izotoplar için analiz laboratuvarında ölçülen değerler kayaların güncel izotop oranlarını yansıttığından, ilksel oranları belirlemek için ölçülen değerler üzerinde yaş düzeltmesi yapılmıştır.

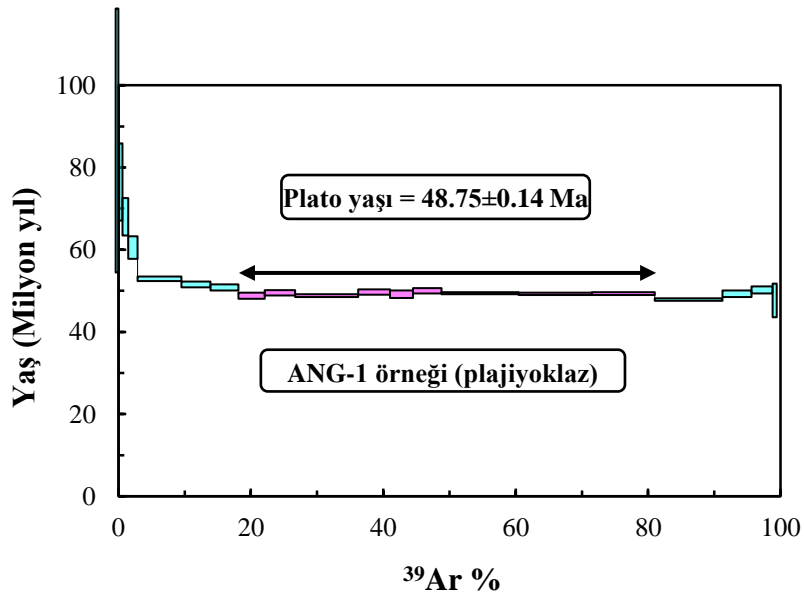
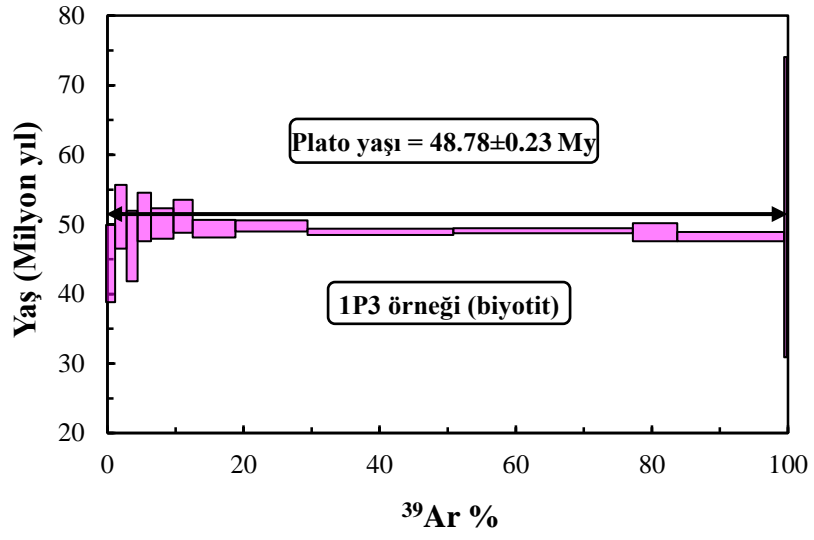
6.1 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Jeokronolojisi

Çalışma alanındaki Bozaniç volkanitlerine ait lavlardan iki adet (2P6, ANG-1 örnekleri) ve bunların piroklastiklerinden iki adet (1P3, 1P5 örnekleri) olmak üzere $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayini yaptırılan toplam dört adet örneğin çalışma alanındaki koordinatlarını ve yaşların hangi minerallerden alındığını gösteren tablo aşağıda verilmiştir (Tablo 6.1).

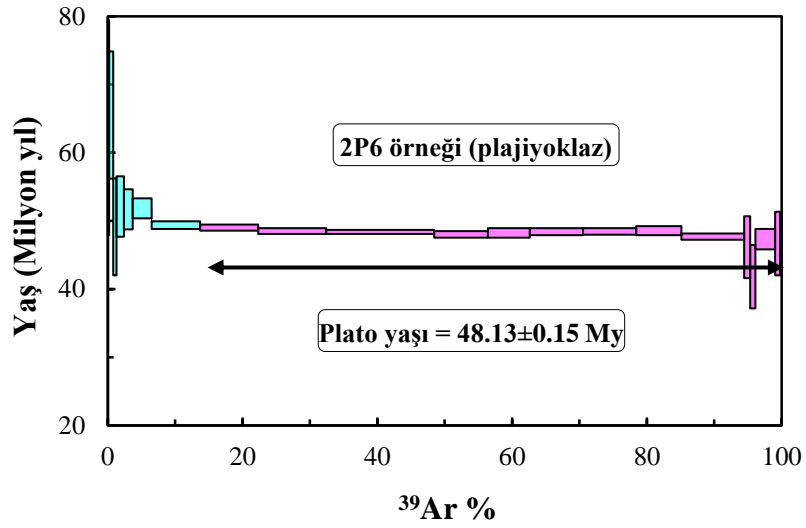
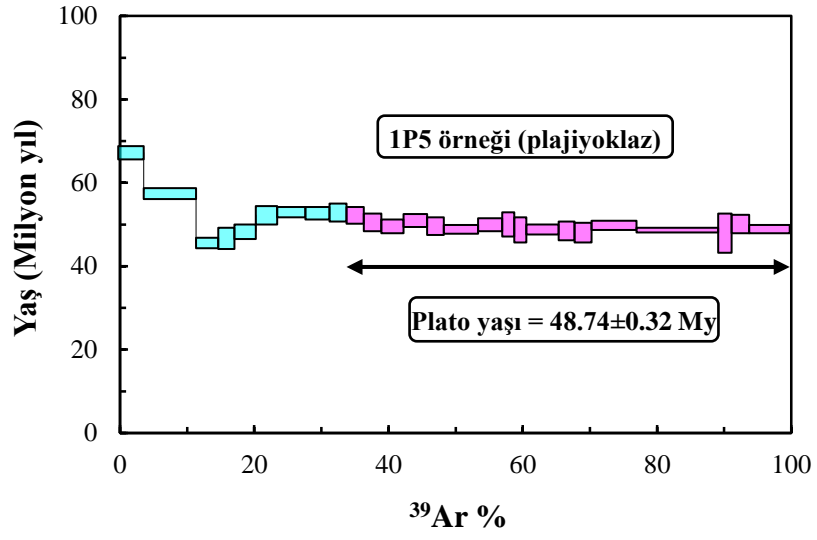
Tablo 6.1: $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ yaşlandırması için seçilen kayaç örneklerinin deskripsiyonları ve çalışma alanındaki koordinatları.

Örnek No	Mineral	Litoloji	Koordinat
1P3	Biyotit	Andezit	96090 / 33055
ANG-1	Plajiyoklaz	Andezit	96900 / 34047
1P5	Plajiyoklaz	Andezit	96135 / 33429
2P6	Plajiyoklaz	Andezit	93958 / 33128

Örneklerin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları Şekil 6.1 ve 6.2'de, analiz sonuçları ise Tablo 6.2'de verilmiştir. Buna göre, 1P3 örneğinden 48.78 ± 0.23 My plato yaşı elde edilirken, ANG-1 örneğinden 48.75 ± 0.14 My, 1P5 örneğinden 48.74 ± 0.32 My ve 2P6 örneğinden ise 48.13 ± 0.15 My plato yaşları elde edilmiştir. Buna göre İpresiyen-Lütesiyen (Erken-Orta Eosen) yaşındadırlar.



Şekil 6.1: Bozaniç volkanitlerine ait 1P3 ve ANG-1 örneklerinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları (Her bir sıcaklık için yaş hatası 1σ seviyesindedir ve J değerleri içerisindeki hataları kapsamazlar).



Şekil 6.2: Bozaniç volkanitlerine ait 1P5 ve 2P6 örneklerinin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumları (Her bir sıcaklık için yaş hatası 1σ seviyesindedir ve J değerleri içerisindeki hataları kapsamazlar).

Tablo 6.2: Bozaniç volkanitlerine ait $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırması ölçüm verileri. $^{40}\text{Ar}^*$ = radyojenik ^{40}Ar , Ca = Ca-nötron karşımından üretilen, K = K-nötron karşımından üretilen. Yaş (Milyon yıl) = Steiger ve Jäger, (1977) tarafından önerilen bozunma sürelerini kullanarak hesaplanan zaman. Hatalar, 1σ seviyesindedir ve J parametresinin değeri içerisindeki hatayı kapsamazlar. USGS Triga reaktöründeki nötron ışınlaması tarafından üretilen girişim yapan izotoplar için düzeltme faktörleri ($^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$)_{Ca} = 7.5×10^{-4} , ($^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$)_{Ca} = 2.81×10^{-4} , ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)_K = 4×10^{-4} , ($^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)_{Cl} = 0.01'dir.

IP3 örneği (Biyotit) - J değeri = 0.0064438 ± 0.0000075												
Bas.	Basınç	Sıc.	40 V	39 V	38 V	37 V	36 V	Moles 40Ar*	% Rad	R	Yaş (My)	%-sd
1	0.4	30	0.07101 ± 0.00036	0.01062 ± 0.00015	0.00012 ± 0.00004	0.00158 ± 0.00012	0.000103 ± 0.00002	4.97×10^{-16}	57.51	3.8444	44.15 ± 5.53	12.54
2	0.44	30	0.07302 ± 0.00028	0.01452 ± 0.00014	0.00013 ± 0.00003	0.00120 ± 0.00014	0.000029 ± 0.00002	5.11×10^{-16}	88.27	4.4388	50.88 ± 4.55	8.94
3	0.48	20	0.06441 ± 0.00048	0.01330 ± 0.00019	0.00012 ± 0.00003	0.00080 ± 0.00013	0.000035 ± 0.00002	4.51×10^{-16}	83.98	4.0673	46.67 ± 5.11	10.94
4	0.52	20	0.08210 ± 0.00047	0.01688 ± 0.00014	0.00005 ± 0.00007	0.00060 ± 0.00023	0.000024 ± 0.00002	5.75×10^{-16}	91.33	4.4432	50.93 ± 3.47	6.81
5	0.56	20	0.14782 ± 0.00039	0.02763 ± 0.00017	0.00035 ± 0.00003	0.00077 ± 0.00017	0.000093 ± 0.00002	1.04×10^{-15}	81.36	4.3526	49.90 ± 2.21	4.44
6	0.6	20	0.10365 ± 0.00036	0.02335 ± 0.00020	0.00033 ± 0.00003	0.00062 ± 0.00018	-0.000006 ± 0.00002	7.26×10^{-16}	101.68	4.4408	50.90 ± 2.37	4.66
7	0.65	20	0.23586 ± 0.00055	0.05249 ± 0.00016	0.00070 ± 0.00004	0.00087 ± 0.00011	0.000037 ± 0.00002	1.65×10^{-15}	95.40	4.2868	49.16 ± 1.22	2.48
8	0.72	20	0.39076 ± 0.00038	0.08863 ± 0.00036	0.00124 ± 0.00005	0.00124 ± 0.00009	0.000026 ± 0.00002	2.74×10^{-15}	98.03	4.3221	49.56 ± 0.76	1.53
9	0.8	20	0.78675 ± 0.00129	0.17922 ± 0.00049	0.00265 ± 0.00008	0.00159 ± 0.00017	0.000088 ± 0.00002	5.51×10^{-15}	96.71	4.2455	48.69 ± 0.43	0.88
10	0.9	20	0.97399 ± 0.00132	0.22087 ± 0.00064	0.00338 ± 0.00008	0.00181 ± 0.00016	0.000116 ± 0.00002	6.82×10^{-15}	96.50	4.2557	48.81 ± 0.36	0.75
11	1	20	0.23157 ± 0.00066	0.05378 ± 0.00012	0.00081 ± 0.00004	0.00085 ± 0.00015	0.000012 ± 0.00002	1.62×10^{-15}	98.55	4.2434	48.67 ± 1.32	2.71
12	1.2	20	0.56421 ± 0.00090	0.13167 ± 0.00070	0.00196 ± 0.00004	0.00663 ± 0.00022	0.000046 ± 0.00002	3.95×10^{-15}	97.71	4.1873	48.03 ± 0.61	1.28
13	1.4	20	0.01501 ± 0.00035	0.00313 ± 0.00017	0.00007 ± 0.00004	0.00594 ± 0.00024	0.000004 ± 0.00002	1.05×10^{-16}	95.06	4.5626	52.28 ± 21.58	41.29

Tablo 6.2 (devam)

ANG-1 örneği (Plajiyoklaz) - J değeri = 0.0064438 ± 0.0000075												
Bas.	Basınç	Sic.	40 V	39 V	38 V	37 V	36 V	Mol 40Ar*	% Rad	R	Yaş (My)	%-sd
1	0.4	30	0.14548 ± 0.00054	0.00048 ± 0.00016	-0.00003 ± 0.00006	-0.00073 ± 0.00117	0.000462 ± 0.00004	1.02x10 ⁻¹⁵	6.24	18.8242	206.55 ± 1529.51	740.52
2	0.5	30	1.08550 ± 0.00121	0.00446 ± 0.00023	0.00067 ± 0.00006	0.01166 ± 0.00076	0.003444 ± 0.00006	7.60 x10 ⁻¹⁵	6.32	15.4249	170.95 ± 191.53	112.03
3	0.6	30	1.68023 ± 0.00159	0.01405 ± 0.00023	0.00117 ± 0.00005	0.04157 ± 0.00041	0.005209 ± 0.00004	1.18 x10 ⁻¹⁴	8.59	10.2909	115.83 ± 31.82	27.47
4	0.65	30	1.08427 ± 0.00153	0.02358 ± 0.00022	0.00087 ± 0.00008	0.07200 ± 0.00101	0.003158 ± 0.00005	7.59 x10 ⁻¹⁵	14.48	6.6719	75.94 ± 9.41	12.39
5	0.7	30	0.94607 ± 0.00133	0.03458 ± 0.00016	0.00093 ± 0.00006	0.10169 ± 0.00107	0.002539 ± 0.00004	6.63 x10 ⁻¹⁵	21.58	5.9177	67.51 ± 4.55	6.74
6	0.76	30	0.90440 ± 0.00081	0.06130 ± 0.00034	0.00116 ± 0.00007	0.18844 ± 0.00254	0.002027 ± 0.00005	6.33 x10 ⁻¹⁵	35.50	5.2494	60.02 ± 2.75	4.57
7	0.82	30	1.99088 ± 0.00109	0.28164 ± 0.00049	0.00393 ± 0.00006	0.86906 ± 0.00615	0.002633 ± 0.00005	1.39 x10 ⁻¹⁴	64.55	4.5736	52.40 ± 0.59	1.12
8	0.9	30	0.93540 ± 0.00145	0.19045 ± 0.00051	0.00233 ± 0.00005	0.57335 ± 0.00425	0.000465 ± 0.00004	6.55 x10 ⁻¹⁵	90.41	4.4507	51.01 ± 0.72	1.41
9	1	30	0.83097 ± 0.00152	0.18055 ± 0.00051	0.00219 ± 0.00006	0.48784 ± 0.00209	0.000273 ± 0.00004	5.82 x10 ⁻¹⁵	95.17	4.3892	50.32 ± 0.75	1.50
10	1.1	30	0.77245 ± 0.00099	0.16897 ± 0.00041	0.00208 ± 0.00008	0.50571 ± 0.00282	0.000353 ± 0.00004	5.41 x10 ⁻¹⁵	91.93	4.2119	48.31 ± 0.76	1.57
11	1.2	30	0.92490 ± 0.00129	0.19923 ± 0.00064	0.00247 ± 0.00008	0.65815 ± 0.00378	0.000442 ± 0.00003	6.48 x10 ⁻¹⁵	91.79	4.2716	48.99 ± 0.62	1.26
12	1.3	30	1.92452 ± 0.00115	0.40879 ± 0.00086	0.00510 ± 0.00006	1.43424 ± 0.00628	0.001110 ± 0.00004	1.35 x10 ⁻¹⁴	89.15	4.2079	48.27 ± 0.34	0.70
13	1.35	30	0.93704 ± 0.00086	0.20233 ± 0.00070	0.00264 ± 0.00006	0.78455 ± 0.00385	0.000463 ± 0.00004	6.56 x10 ⁻¹⁵	92.35	4.2897	49.19 ± 0.65	1.32
14	1.4	30	0.68331 ± 0.00096	0.14909 ± 0.00051	0.00181 ± 0.00005	0.59316 ± 0.00269	0.000345 ± 0.00004	4.79 x10 ⁻¹⁵	92.30	4.2430	48.66 ± 0.87	1.79
15	1.5	30	0.87566 ± 0.00120	0.18852 ± 0.00052	0.00233 ± 0.00008	0.75920 ± 0.00290	0.000435 ± 0.00004	6.13 x10 ⁻¹⁵	92.53	4.3113	49.44 ± 0.66	1.33
16	1.7	30	2.48893 ± 0.00209	0.49376 ± 0.00094	0.00665 ± 0.00011	2.15241 ± 0.00499	0.001927 ± 0.00004	1.74 x10 ⁻¹⁴	84.30	4.2633	48.89 ± 0.30	0.61
17	1.9	30	2.48152 ± 0.00147	0.47676 ± 0.00108	0.00626 ± 0.00009	2.30422 ± 0.00631	0.002212 ± 0.00004	1.74 x10 ⁻¹⁴	81.37	4.2509	48.75 ± 0.30	0.62
18	2.1	30	2.07366 ± 0.00244	0.40442 ± 0.00129	0.00544 ± 0.00009	2.72394 ± 0.00423	0.001991 ± 0.00004	1.45 x10 ⁻¹⁴	82.53	4.2533	48.78 ± 0.37	0.75
19	2.3	30	2.28643 ± 0.00216	0.43783 ± 0.00095	0.00646 ± 0.00017	2.65355 ± 0.00475	0.002398 ± 0.00004	1.60 x10 ⁻¹⁴	78.64	4.1257	47.34 ± 0.31	0.66
20	2.5	30	0.95557 ± 0.00148	0.18861 ± 0.00054	0.00249 ± 0.00006	1.41963 ± 0.00711	0.000938 ± 0.00004	6.69 x10 ⁻¹⁵	83.34	4.2462	48.70 ± 0.79	1.63
21	2.7	30	0.70668 ± 0.00096	0.13828 ± 0.00049	0.00185 ± 0.00006	1.08624 ± 0.00457	0.000680 ± 0.00003	4.95 x10 ⁻¹⁵	84.31	4.3345	49.70 ± 0.82	1.65
22	2.9	20	0.12135 ± 0.00056	0.02449 ± 0.00017	0.00033 ± 0.00006	0.19304 ± 0.00172	0.000126 ± 0.00003	8.50 x10 ⁻¹⁶	82.50	4.1123	47.18 ± 4.11	8.71

Tablo 6.2 (devam)

1P5 örneği (Plajiyoklaz) - J değeri = 0.0064438 ± 0.0000075													
Bas.	Basınç	Sıc.	40 V	39 V	38 V	37 V	36 V	Moles 40Ar*	% Rad	R	Yaş (My)	%-sd	
1	0.4	30	0.05695 ± 0.00042	0.00413 ± 0.00020	-0.00002 ± 0.00007	0.00081 ± 0.00085	0.000116 ± 0.00003	3.99x10 ⁻¹⁶	40.05	5.5243	63.10 ± 29.08	46.08	
2	0.5	30	1.13991 ± 0.00142	0.08802 ± 0.00040	0.00172 ± 0.00009	0.03104 ± 0.00097	0.002124 ± 0.00004	7.98 x10 ⁻¹⁵	45.18	5.8522	66.78 ± 1.58	2.37	
3	0.6	30	1.60631 ± 0.00125	0.18997 ± 0.00055	0.00262 ± 0.00006	0.11153 ± 0.00134	0.002271 ± 0.00007	1.12 x10 ⁻¹⁴	58.79	4.9733	56.91 ± 1.27	2.23	
4	0.65	30	0.41115 ± 0.00041	0.08113 ± 0.00042	0.00099 ± 0.00008	0.10797 ± 0.00136	0.000343 ± 0.00003	2.88 x10 ⁻¹⁵	77.51	3.9320	45.14 ± 1.18	2.61	
5	0.7	30	0.25047 ± 0.00079	0.05705 ± 0.00024	0.00064 ± 0.00008	0.11743 ± 0.00150	0.000104 ± 0.00004	1.75 x10 ⁻¹⁵	91.59	4.0279	46.23 ± 2.50	5.42	
6	0.76	30	0.39444 ± 0.00040	0.07741 ± 0.00028	0.00101 ± 0.00008	0.18637 ± 0.00123	0.000297 ± 0.00004	2.76 x10 ⁻¹⁵	81.67	4.1690	47.83 ± 1.79	3.74	
7	0.82	30	0.41498 ± 0.00069	0.07836 ± 0.00032	0.00097 ± 0.00008	0.22494 ± 0.00147	0.000272 ± 0.00005	2.91 x10 ⁻¹⁵	85.14	4.5183	51.78 ± 2.13	4.12	
8	0.9	30	0.50409 ± 0.00096	0.10186 ± 0.00041	0.00113 ± 0.00009	0.34318 ± 0.00225	0.000225 ± 0.00004	3.53 x10 ⁻¹⁵	92.47	4.5876	52.56 ± 1.28	2.44	
9	0.95	30	0.42072 ± 0.00049	0.08723 ± 0.00044	0.00098 ± 0.00009	0.35733 ± 0.00291	0.000180 ± 0.00004	2.95 x10 ⁻¹⁵	94.41	4.5677	52.33 ± 1.49	2.84	
10	1	30	0.29387 ± 0.00040	0.06044 ± 0.00028	0.00072 ± 0.00008	0.29718 ± 0.00243	0.000144 ± 0.00004	2.06 x10 ⁻¹⁵	93.87	4.5809	52.48 ± 2.18	4.16	
11	1.05	30	0.33065 ± 0.00056	0.06329 ± 0.00037	0.00065 ± 0.00007	0.35160 ± 0.00327	0.000253 ± 0.00004	2.32 x10 ⁻¹⁵	86.22	4.5233	51.83 ± 2.07	3.99	
12	1.1	30	0.31941 ± 0.00045	0.06343 ± 0.00030	0.00063 ± 0.00008	0.40993 ± 0.00211	0.000263 ± 0.00004	2.24 x10 ⁻¹⁵	86.37	4.3702	50.10 ± 2.15	4.30	
13	1.15	30	0.45419 ± 0.00074	0.07894 ± 0.00039	0.00098 ± 0.00009	0.55715 ± 0.00290	0.000554 ± 0.00004	3.18 x10 ⁻¹⁵	74.12	4.2874	49.17 ± 1.71	3.48	
14	1.2	30	0.53021 ± 0.00126	0.08706 ± 0.00039	0.00114 ± 0.00007	0.61825 ± 0.00568	0.000676 ± 0.00004	3.71 x10 ⁻¹⁵	72.01	4.4093	50.54 ± 1.59	3.14	
15	1.25	30	0.35444 ± 0.00055	0.06068 ± 0.00027	0.00081 ± 0.00007	0.45492 ± 0.00280	0.000451 ± 0.00004	2.48 x10 ⁻¹⁵	73.04	4.2909	49.20 ± 2.14	4.34	
16	1.3	30	0.76115 ± 0.00090	0.12261 ± 0.00034	0.00162 ± 0.00009	0.87497 ± 0.00456	0.001079 ± 0.00004	5.33 x10 ⁻¹⁵	67.67	4.2236	48.44 ± 1.10	2.26	
17	1.35	30	0.53047 ± 0.00079	0.08792 ± 0.00034	0.00114 ± 0.00008	0.63763 ± 0.00380	0.000698 ± 0.00004	3.72 x10 ⁻¹⁵	71.10	4.3133	49.46 ± 1.46	2.95	
18	1.4	30	0.26537 ± 0.00042	0.04497 ± 0.00016	0.00043 ± 0.00009	0.33844 ± 0.00321	0.000338 ± 0.00004	1.86 x10 ⁻¹⁵	72.92	4.3282	49.63 ± 2.92	5.89	
19	1.45	30	0.25073 ± 0.00059	0.04400 ± 0.00026	0.00029 ± 0.00010	0.33207 ± 0.00395	0.000319 ± 0.00004	1.76 x10 ⁻¹⁵	73.45	4.2094	48.28 ± 2.93	6.07	
20	1.5	30	0.75655 ± 0.00151	0.11416 ± 0.00050	0.00146 ± 0.00009	0.84702 ± 0.00324	0.001177 ± 0.00004	5.30 x10 ⁻¹⁵	63.30	4.2186	48.39 ± 1.28	2.65	
21	1.57	30	0.36226 ± 0.00058	0.05960 ± 0.00027	0.00070 ± 0.00009	0.45913 ± 0.00272	0.000514 ± 0.00004	2.54 x10 ⁻¹⁵	68.58	4.1926	48.09 ± 2.22	4.62	
22	1.64	30	0.39465 ± 0.00034	0.06015 ± 0.00025	0.00064 ± 0.00008	0.45921 ± 0.00377	0.000624 ± 0.00004	2.76 x10 ⁻¹⁵	62.94	4.1528	47.64 ± 2.41	5.06	

23	1.75	30	1.10407 ± 0.00140	0.16281 ± 0.00107	0.00222 ± 0.00009	1.30348 ± 0.00452	0.001743 ± 0.00004	7.73 x10 ⁻¹⁵	63.14	4.3075	49.39 ± 1.09	2.21
24	1.85	30	1.79357 ± 0.00113	0.29561 ± 0.00094	0.00410 ± 0.00008	2.46608 ± 0.00678	0.002584 ± 0.00004	1.26 x10 ⁻¹⁴	68.84	4.2030	48.21 ± 0.53	1.10
25	1.95	20	0.25891 ± 0.00046	0.04780 ± 0.00020	0.00072 ± 0.00006	0.39326 ± 0.00258	0.000322 ± 0.00007	1.81 x10 ⁻¹⁵	75.89	4.1363	47.46 ± 4.76	10.02
26	2.2	20	0.36432 ± 0.00049	0.06414 ± 0.00025	0.00087 ± 0.00008	0.54064 ± 0.00421	0.000451 ± 0.00004	2.55 x10 ⁻¹⁵	75.71	4.3282	49.63 ± 2.21	4.45
27	2.5	20	0.83360 ± 0.00093	0.14588 ± 0.00040	0.00207 ± 0.00006	1.35172 ± 0.00414	0.001134 ± 0.00004	5.84 x10 ⁻¹⁵	73.28	4.2167	48.37 ± 0.95	1.96
28	2.9	20	0.00865 ± 0.00030	0.00179 ± 0.00016	-0.00002 ± 0.00005	0.02133 ± 0.00062	-0.000090 ± 0.00004	6.06 x10 ⁻¹⁷	426.22	5.8819	67.11 ± 72.58	108.14

Tablo 6.2 (devam)

2P6 örneği (Plajiyoklaz) - J değeri = 0.0064438 ± 0.0000075												
Bas.	Basınç	Sic.	40 V	39 V	38 V	37 V	36 V	Moles 40Ar*	%Rad	R	Age (Ma)	%-sd
1	0.4	30	0.04240 ± 0.00033	0.00231 ± 0.00018	-0.00002 ± 0.00007	0.00390 ± 0.00132	0.000114 ± 0.00004	2.97x10 ⁻¹⁶	21.61	3.9723	45.60 ± 59.40	130.27
2	0.5	30	0.12623 ± 0.00063	0.00848 ± 0.00017	0.00014 ± 0.00007	0.01434 ± 0.00068	0.000220 ± 0.00004	8.84 x10 ⁻¹⁶	49.35	7.3558	83.55 ± 15.03	17.99
3	0.6	30	0.10018 ± 0.00031	0.00865 ± 0.00016	0.00008 ± 0.00005	0.01845 ± 0.00056	0.000182 ± 0.00004	7.02 x10 ⁻¹⁶	47.84	5.5508	63.40 ± 15.75	24.84
4	0.65	30	0.11719 ± 0.00056	0.01455 ± 0.00020	0.00023 ± 0.00005	0.03501 ± 0.00061	0.000125 ± 0.00004	8.21 x10 ⁻¹⁶	70.92	5.7209	65.31 ± 9.30	14.23
5	0.7	30	0.11137 ± 0.00052	0.01927 ± 0.00020	0.00021 ± 0.00005	0.05043 ± 0.00045	0.000113 ± 0.00004	7.80 x10 ⁻¹⁶	73.68	4.2668	48.93 ± 7.10	14.52
6	0.76	30	0.20173 ± 0.00042	0.03276 ± 0.00014	0.00050 ± 0.00006	0.09601 ± 0.00058	0.000209 ± 0.00004	1.41 x10 ⁻¹⁵	73.35	4.5269	51.87 ± 4.46	8.60
7	0.82	30	0.21765 ± 0.00062	0.04205 ± 0.00020	0.00062 ± 0.00006	0.14025 ± 0.00118	0.000138 ± 0.00004	1.52 x10 ⁻¹⁵	86.59	4.4925	51.48 ± 2.94	5.72
8	0.9	30	0.45171 ± 0.00108	0.09000 ± 0.00039	0.00129 ± 0.00009	0.36053 ± 0.00295	0.000262 ± 0.00004	3.16 x10 ⁻¹⁵	89.52	4.5066	51.64 ± 1.49	2.89
9	1	30	1.11382 ± 0.00199	0.23079 ± 0.00051	0.00294 ± 0.00009	1.04543 ± 0.00621	0.000726 ± 0.00004	7.80 x10 ⁻¹⁵	88.54	4.2878	49.17 ± 0.57	1.15
10	1.1	30	1.28575 ± 0.00193	0.27325 ± 0.00070	0.00361 ± 0.00009	1.35611 ± 0.00473	0.000810 ± 0.00003	9.00 x10 ⁻¹⁵	90.13	4.2570	48.82 ± 0.45	0.93
11	1.2	30	1.53843 ± 0.00116	0.31898 ± 0.00102	0.00452 ± 0.00011	1.71930 ± 0.00550	0.001164 ± 0.00004	1.08 x10 ⁻¹⁴	86.92	4.2089	48.28 ± 0.45	0.93
12	1.3	30	2.75622 ± 0.00192	0.51249 ± 0.00121	0.00717 ± 0.00013	2.90841 ± 0.00498	0.002896 ± 0.00004	1.93 x10 ⁻¹⁴	77.72	4.1976	48.15 ± 0.33	0.68
13	1.35	30	1.25140 ± 0.00085	0.25793 ± 0.00081	0.00390 ± 0.00009	1.55340 ± 0.00436	0.001050 ± 0.00003	8.76 x10 ⁻¹⁵	85.50	4.1672	47.80 ± 0.46	0.96
14	1.4	30	1.01969 ± 0.00142	0.19502 ± 0.00050	0.00252 ± 0.00007	1.12877 ± 0.00332	0.001018 ± 0.00004	7.14 x10 ⁻¹⁵	79.69	4.1850	48.01 ± 0.68	1.41
15	1.5	30	1.26234 ± 0.00106	0.25369 ± 0.00050	0.00338 ± 0.00007	1.54131 ± 0.00457	0.001115 ± 0.00003	8.84 x10 ⁻¹⁵	84.04	4.2012	48.19 ± 0.47	0.97

16	1.7	30	1.21741 ± 0.00168	0.25220 ± 0.00060	0.00315 ± 0.00007	1.62709 ± 0.00518	0.001004 ± 0.00003	8.53 x10 ⁻¹⁵	86.73	4.2071	48.26 ± 0.45	0.94
17	1.9	30	1.04587 ± 0.00171	0.21492 ± 0.00059	0.00270 ± 0.00008	1.46523 ± 0.00399	0.000900 ± 0.00004	7.32 x10 ⁻¹⁵	86.20	4.2165	48.36 ± 0.70	1.45
18	2.1	30	1.38777 ± 0.00145	0.29500 ± 0.00068	0.00371 ± 0.00009	1.98902 ± 0.00545	0.001144 ± 0.00004	9.72 x10 ⁻¹⁵	87.54	4.1392	47.49 ± 0.47	0.99
19	2.3	30	0.13129 ± 0.00048	0.02867 ± 0.00016	0.00042 ± 0.00010	0.17600 ± 0.00153	0.000107 ± 0.00004	9.19 x10 ⁻¹⁶	86.99	4.0014	45.93 ± 4.55	9.91
20	2.5	30	0.12933 ± 0.00029	0.02787 ± 0.00020	0.00044 ± 0.00007	0.17163 ± 0.00127	0.000146 ± 0.00004	9.06 x10 ⁻¹⁶	77.63	3.6189	41.59 ± 4.71	11.32
21	2.7	30	0.41982 ± 0.00047	0.09268 ± 0.00043	0.00122 ± 0.00006	0.62405 ± 0.00303	0.000314 ± 0.00004	2.94 x10 ⁻¹⁵	90.21	4.1070	47.12 ± 1.50	3.19
22	2.9	20	0.10026 ± 0.00040	0.02236 ± 0.00017	0.00017 ± 0.00007	0.14125 ± 0.00095	0.000074 ± 0.00003	7.02 x10 ⁻¹⁶	89.88	4.0501	46.48 ± 4.64	9.97

6.2 Sr ve Nd İzotop Jeokimyası

Bozaniç volkanitlerinin Sr ve Nd radyojenik izotop analizleri, üç adet andezit örneği (1P4, 2P1, 4P3) üzerinde gerçekleştirilmiştir. Buna göre, kayaçların ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranları 0.705404-0.705502 arasında, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i oranları 0.512570-0.512581 arasında ϵNd_i değerleri -1.33 ile -1.11 arasında, hesaplanan Nd model yaşları [T_{DM}] ise 831-888 My arasında değişmektedir (Tablo 6.3). Kayaçların kökenlerini araştırmak amacıyla ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i'ye karşı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i diyagramı çizilmiştir (Şekil 6.3). Bu diyagramda BE harfleri ile işaretlenen nokta Toplam Yerküre (Bulk Earth) bileşimini vermektedir. Bu bileşim yerkürenin rezervuarlarına ayırılmadan önceki ilksel bileşimine karşılık gelmektedir. Sağ alt bölge “zenginleşmiş kaynak” bileşimini vermektedir ve kökenlerinde kıtasal kabuk bileşeni içeren kayaçların yer aldığı bölgedir. Kıtasal kabuğun oluşumu, üst mantoyu uyumsuz elementler (LILE ve LREE) açısından tüketilmiş bir konumda bırakmıştır. Tüketilmiş manto bileşimi, buradan türeyen MORB ile tanımlanmaktadır. Buna karşın OIB, MORB'a oranla LILE ve LREE açısından daha zengindir. OIB, tüketilmemiş veya az tüketilmiş manto ürünleridir (Güleç, 2001).

Bozaniç volkanitlerinin ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i'ye karşı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i diyagramına göre, çalışma alanında yer alan volkanik kayaçların izotop değerleri birbirine çok yakın değerler göstermektedir ve izotop bileşimlerinin OIB (Okyanus adası bazaltları) benzeri zenginleşmiş bir manto kaynağına benzer olduğu görülmektedir. Aynı zamanda “Manto Dizisi” çizgisine yakın bölgelere düşmektedirler. Negatif ϵNd_i değerlerine sahip olmaları, manto kaynağındaki kabuk katkısını ifade etmektedir (Faure ve Mensing, 2005).

Tablo 6.3: Bozaniç volkanik kayaların SiO₂ (%), Rb (ppm), Sr (ppm), 1/Sr* 10³ (ppm⁻¹), Sm (ppm) ve Nd (ppm) içerikleri ve ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Rb-Sr ve Sm-Nd izotopik verileri.

Örnek No	SiO ₂ (%)	Rb (ppm)	(1/Sr)*10 ³ (ppm ⁻¹)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Yaş verileri		Rb ve Sr izotopik verileri			Sm ve Nd izotopik verileri				
							⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar (My)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	εSr _i	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± 2σ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	εNd _i	T _{DM} (My)
1P4	61.61	110.3	2.073	482.3	3.22	16.4	48.78±0.23	0.6617	0.705961 ±0.000009	0.705502	+14.22	0.1187	0.512619 ±0.00001	0.512581	-1.11	852
2P1	63.46	97.1	2.376	420.8	3.41	17.8	48.13±0.15	0.6679	0.705861 ±0.00001	0.705404	+12.83	0.1158	0.512616 ±0.00001	0.512579	-1.15	831
4P3	62.63	109.8	2.414	414.2	3.50	17.5	48.13±0.15	0.7671	0.705938 ±0.00001	0.705413	+12.96	0.1209	0.512609 ±0.00001	0.512570	-1.33	888

İncelenen volkanitlerin ⁴⁰Ar-³⁹Ar yaşlandırmasına göre elde edilen yaşlara göre yapılan Sr ve Nd izotopik bileşimlerdeki düzeltmeler;

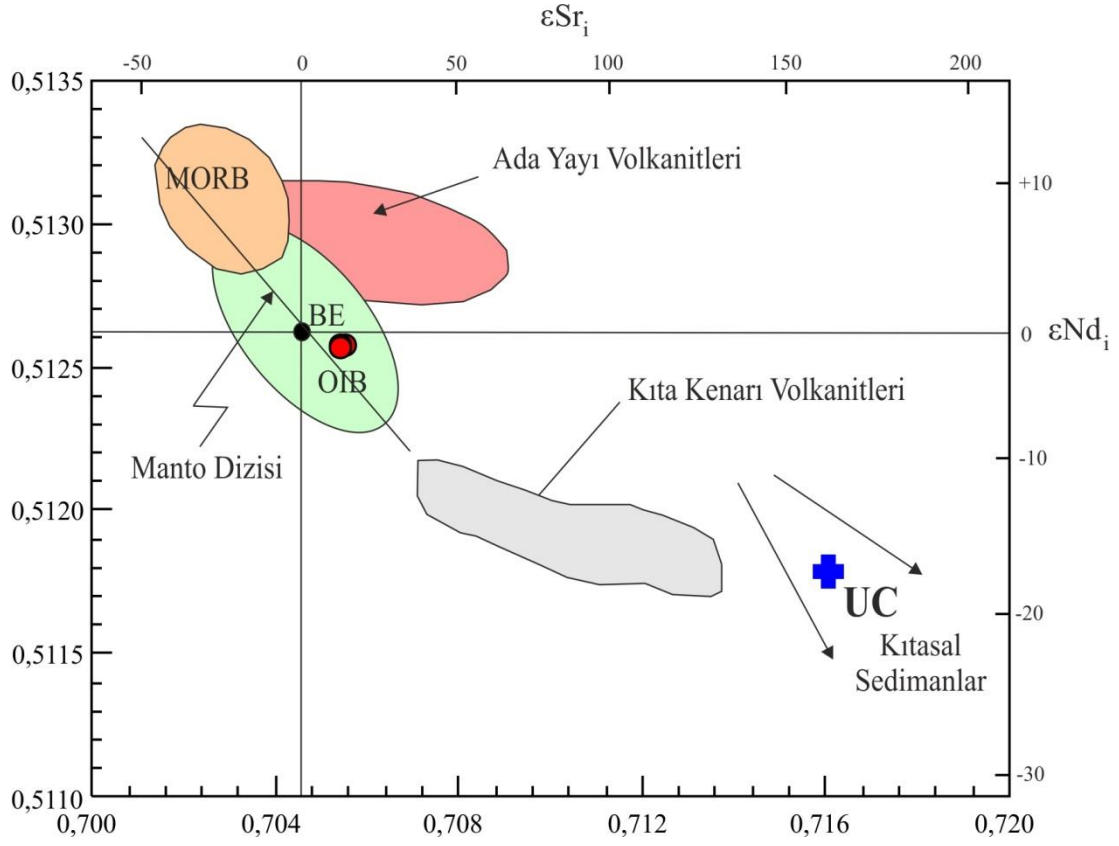
(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_g - [(⁸⁷Rb/⁸⁶Sr)_x(e^{λt}-1)], (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i = (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_g - [(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_x(e^{λt}-1)] formülleri ile hesaplanmıştır (Faure, 2001; Faure ve Mensing, 2005).

Hesaplanan εSr_i, εNd_i ve T_{DM} (model yaşı) değerleri ise; εSr_i = [(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i / (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)^{CHUR} - 1] x 10⁴; εNd_i = [(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i / (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)^{CHUR} - 1] x 10⁴;

T_{DM} = (1/λ) x ln[((¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{örnek} - 0.51315) / ((¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{örnek} - 0.2137) + 1] formülleri ile hesaplanmıştır (Faure, 2001; Faure ve Mensing, 2005).

λ(⁸⁷Rb) = 1.42 x 10⁻¹¹ y⁻¹; λ(¹⁴⁷Sm) = 6.54 x 10⁻¹² y⁻¹; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)^{CHUR} = 0.7045 (DePaolo, 1988); (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)^{CHUR} = 0.512638 (Goldstein vd., 1984)'e göredir.

CHUR (Chondritic Uniform Reservoir): Kondiritik üniform rezervuar; DM (Depleted Mantle): Tüketilmiş Manto; i (initial): ilk; g: güncel; t = yaş (milyon yıl)'dir.



Şekil 6.3: Bozaniç volkanitlerinin ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i'ye karşı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i izotop korelasyon diyagramı. (MORB ve OİB: O'Nions vd., 1977; Cohen ve O'Nions, 1982; Dosso ve Murthy, 1980; Hofmann ve White, 1982; Ada Yayı Volkanitleri: Hawkesworth vd., 1977, 1979a; Kıta Kenarı Volkanitleri: Hawkesworth vd., 1979b, 1982; UC: Goldstein vd., 1984), (BE:Toplam yerküre bileşimi, UC: Üst Kıta Kabuğu için ortalama izotop bileşimi, MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları, OİB: Okyanus adası bazaltları).

7. PETROJENEZ

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

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

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

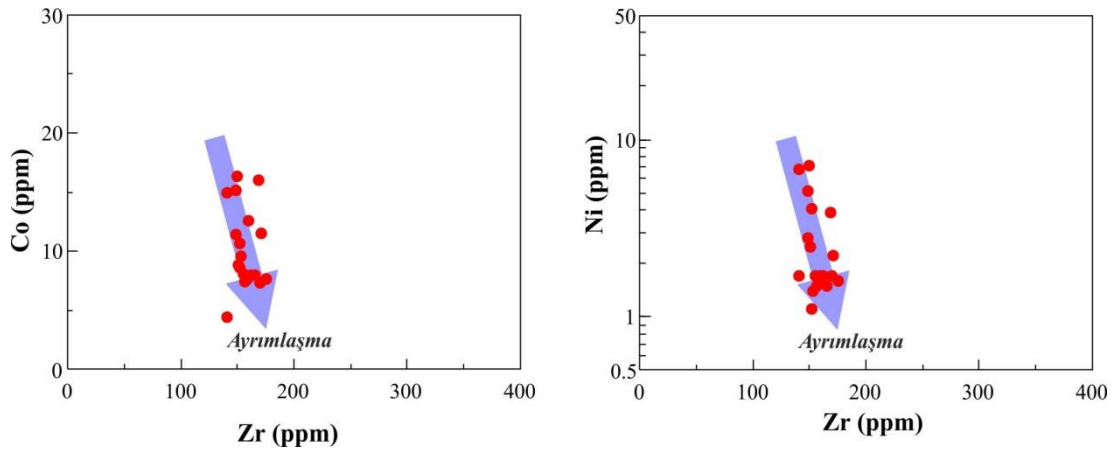
7.1 Kısmi Ergime

Üst mantoda, sıcaklığın yükselmesi, ortama uçucu bileşenlerin ilavesi ve özellikle de litostatik basıncın azalması (adiyabatik dekompresyon) sonucu kısmi ergime süreci ile magma oluşumu gerçekleşmekte ve kayaçlar oluşmaktadır. İnceleme alanına ait volkanik kayaçların ana magmalarının kökenine açıklık getirmek amacıyla, kısmi ergimenin göstergesi olan diyagramların kullanılması gerekmektedir.

Bozaniç volkanitlerine ait ana ve iz element verileri değerlendirildiğinde, kayaçların özellikle yüksek LIL element içermeleri ve yüksek LREE/HREE oranları ile tipik yay volkanizması ve aktif kıta kenarı magmatizmasına benzerlik gösterdikleri saptanmıştır (Thompson vd., 1983; Fitton vd., 1988; Wilson, 1989; Pearce vd., 1990, McCulloch ve Gamble, 1991; Kerrich ve Wyman, 1996). Ayrıca, bu kayaçların içerdiği büyük iyon çaplı litofil elementler (LILE) ve hafif nadir toprak elementlerindeki (LREE) zenginleşmeler; yitim sürecinin etkisi, kabuksal kirlenme veya kaynak bölgesindeki düşük dereceli kısmi ergimelerle açıklanabilir (Pearce vd.,

1990). Özellikle aktif kıta kenarında oluşacak eriyikler/magmalar, dahan okyanus kabuğunun, kıtasal litosfer üzerinde bulunan kıta kabuğunun ve manto kamasının kısmi olarak ergimesinden zenginleşmektedir.

Volkanik kayaçlarda Zr (ppm)'ye karşı çizilen Co (ppm) ve Ni (ppm) diyagramları, volkanik kayaçların gelişiminde kısmi ergimenin ve fraksiyonlaşmanın göstergeleri olabilmektedir. Şekil 7.1'deki bu elementler arasındaki negatif ilişkiler, Bozaniç volkanitlerinin gelişiminde kısmi ergimeden ziyade fraksiyonlaşmanın etkili olduğunu göstermektedir (Şekil 7.1).



Şekil 7.1: Bozaniç volkanitlerinin Zr (ppm)'ye karşı Co (ppm) ve Ni (ppm) diyagramları.

Benzer olarak, yüksek derecedeki kısmi ergimenin diğer bir göstergesi de düşük Zr/Y ve yüksek Zr/Nb değerleridir (Menzies ve Kyle, 1990). İncelenen volkanitlerin orta-yüksek Zr/Y (5.3-12.6) ve düşük-orta Zr/Nb (11.5-17.11) oranlarına sahip olmaları Bozaniç volkanitlerinin gelişiminde kısmi ergime derecesinin çok düşük olduğuna işaret etmektedir.

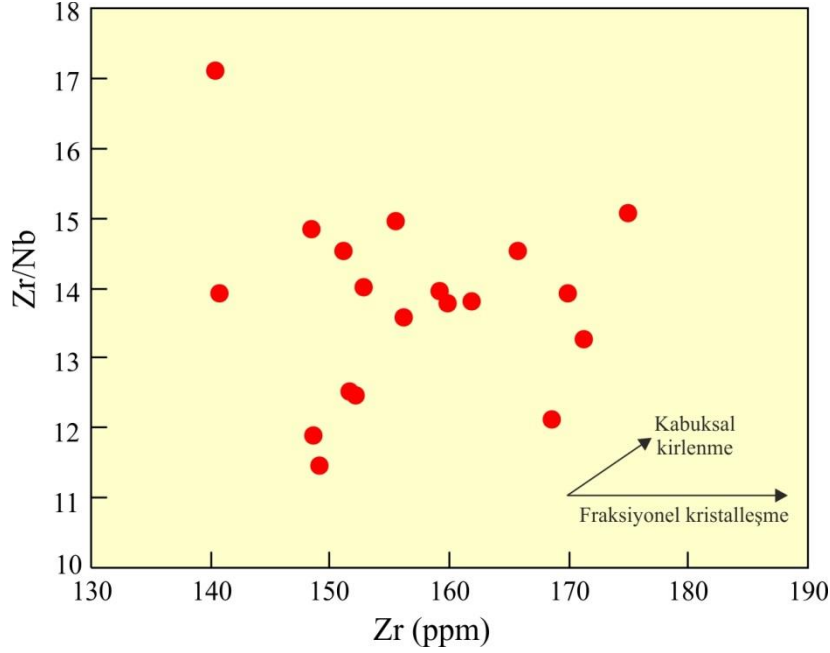
De Paulo ve Daley (2000) tarafından yapılmış çalışmada, litosferik manto kaynağından türemiş olan kayaçların La/Nb oranlarının genelde 1'den büyük, astenosferik manto kaynağından türemiş olan kayaçların La/Nb oranlarının ise yaklaşık 0.7 seviyesinde olduğu belirtilmiştir. Bozaniç volkanitlerinde La/Nb oranı 1.97-2.76 arasında değişmektedir. Bu durum, incelenen volkanitlerin litosferik mantodan tuediklerini desteklemektedir.

7.2 Fraksiyonel Kristalleşme

Magmatik kayaçların oluşumunda etkili olan bu süreç, ilk defa Bowen (1928) tarafından ortaya konulmuştur. Fraksiyonel kristalleşme, magmatik kayaçların, belirli ve tek bir sıcaklık derecesinde kristalleşmediğini, kristalleşmenin bir sıcaklık aralığı boyunca geliştiğini ve meydana gelen mineral çeşitlerinin ve kimyasal bileşimlerinin sıcaklığın azalması ile devamlı değiştiğini belirtmektedir. Kristal fraksiyonlaması, 3 farklı şekilde gelişmektedir. Bu fraksiyonlanma çeşitlerinden dengeli kristalleşmede; kristalleşme sırasında katı faz ile eriyik arasında tam bir denge söz konusudur. Yerinde kristalleşmede ise, oluşan kristallerin magma eriyiğinden gravitasyonel olarak ayrılması görüşü çok eleştirilmiş durumdadır. Magmada gravitasyonel ayrımın sadece ultramafik eriyikler için uygulanabilir olduğu düşünülmektedir. Bu düşünceye göre, yerinde kristalleşmede gerçekleşen kristalleşme magma odasının yan çeperlerinde olmaktadır. Fraksiyonel kristalleşmede ise, kristalleşme sonucunda oluşan kristaller ortamdaki ayrılmaktadır. Dengeli bir süreci yansıtmayan iz element dağılımı, bu kristalleşmede, iz element konsantrasyonlarındaki değişiklikler, belirli bir sürecin sonucu olarak meydana gelecek değişimin yönünü ve miktarını gösteren ikili vektör diyagramları kullanılarak modellenmektedir. Yapılan bu modellemelerde kullanılan mineral vektörleri herhangi bir mineral fazın veya topluluğun fraksiyonlanmaya uğramasıyla oluşan bileşimleri gösterir durumda olup, vektörlerin başlangıç noktaları fazla bir önem taşımamaktadır. Belirli bir mineral oluşumunu veya magma ile ilgili mineral topluluklarının kristalizasyonu için teorik olarak hazırlanmış olan fraksiyonlanma yönelimleri, öngörülen yönelimler ile karşılaştırılarak, kayaçların gelişiminde etkili olmuş olan fraksiyonlanma hakkında bilgiler elde edilebilmektedir.

İnceleme alanındaki volkanitler üzerinde yapılan petrografik çalışmalar ile, ana ve iz element içerikleri kullanılarak yapılmış jeokimyasal çalışmalar, bu volkanik kayaçların oluşumunda, fraksiyonel kristalleşme sürecinin de rol oynadığını düşündürmektedir. Bölgedeki volkanik kayaçların analiz verilerine göre oluşturulan diyagramlardan, SiO₂'ye karşı ana ve iz element değişim diyagramlarında (Harker diyagramları) fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olduğu görülmektedir. Ancak Harker diyagramlarında dikkat çeken nispeten dağınık ilişkiler, çalışma alanındaki volkanitlerin oluşumunda, fraksiyonel kristalleşme yanında başka oluşum

süreçlerinin de etkili olduğunu göstermektedir. Zr - Zr/Nb diyagramına göre (Şekil 7.2), artan Zr oranına göre artan Zr/Nb oranı, fraksiyonel kristalleşme yanında, kabuksal kirlenme sürecinin de etkili olduğunu ifade etmektedir. Dolayısıyla Bozaniç volkanitlerinin oluşumunda fraksiyonel kristalleşme yanında, kabuksal kirlenme süreci de etkilidir.



Şekil 7.2: Bozaniç volkanitlerine ait Zr (ppm) – Zr/Nb diyagramı.

7.3 Manto Kaynağı-Zenginleşmeler ve Kabuksal Kirlenme

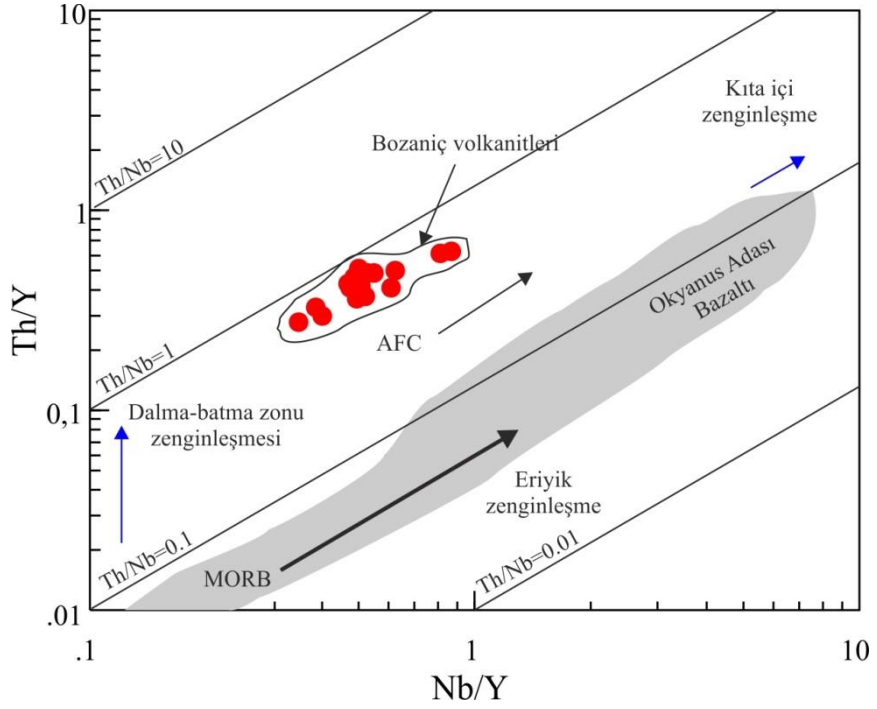
Çalışma bölgesi volkanik kayaçlarına ait çoklu element diyagramlarının birbirlerine benzer özelliklerde olması, Bozaniç volkanitlerinin benzer bir kaynaktan oluştuklarını göstermektedir. Bölgedeki volkanik kayaçların yüksek LILE değerleri ve daha düşük HFS değerleri ile LREE zenginleşmeleri, yitim süreci ve/veya magmanın yükselimi sırasında meydana gelen kabuksal bir kirlenmeyi göstermektedir.

Bu bölümde volkanik kayaçların oluşum kökenlerine açıklık getirebilmek amacıyla, çalışma alanına ait volkanik kayaçların analiz sonuçları, tektonik ortam ayırtman diyagramlarına yerleştirilmiş ve sonuçlar, farklı tektonik ortam volkanitleriyle karşılaştırılarak oluşum ortamları yorumlanmıştır.

Ba, Nb, Ta, La elementlerinin birbirine göre olan oranları, yitim sonucu gelişen yay volkanizmasının göstergesi olabilir. Fitton vd. (1988), tipik yay volkanizmasında Ba/Nb oranının 28'den büyük olduğunu, Gill (1981) ise Ba/Ta oranının 450'den büyük olduğunu belirtmiştir. Huang vd. (2000), La/Nb oranının düşük olmasının kıta içi zenginleşme, yüksek olmasının yitim zenginleşmesi olduğunu ileri sürerken, De Paolo ve Daley (2000), bu oranın ~0,7 değerinde olmasının astenosferik bir kaynağı, yüksek olmasının ise litosferik bir kaynağı gösterdiğini ileri sürmüşlerdir. Bunun dışında kıtasal kabuk, Th elementi bakımından zengin, Nb elementi bakımından fakirdir. Yüksek Th/Nb oranı bu kayaçların kabuksal kirlenmeye maruz kaldığını gösterir. Bu kirlenme yitim etkisiyle olabileceği gibi, oluşan magmanın yükselimi sırasında yankayacı eriterek bünyesine alması ve bu şekilde bileşimini değiştirmesi şeklinde de gelişebilir.

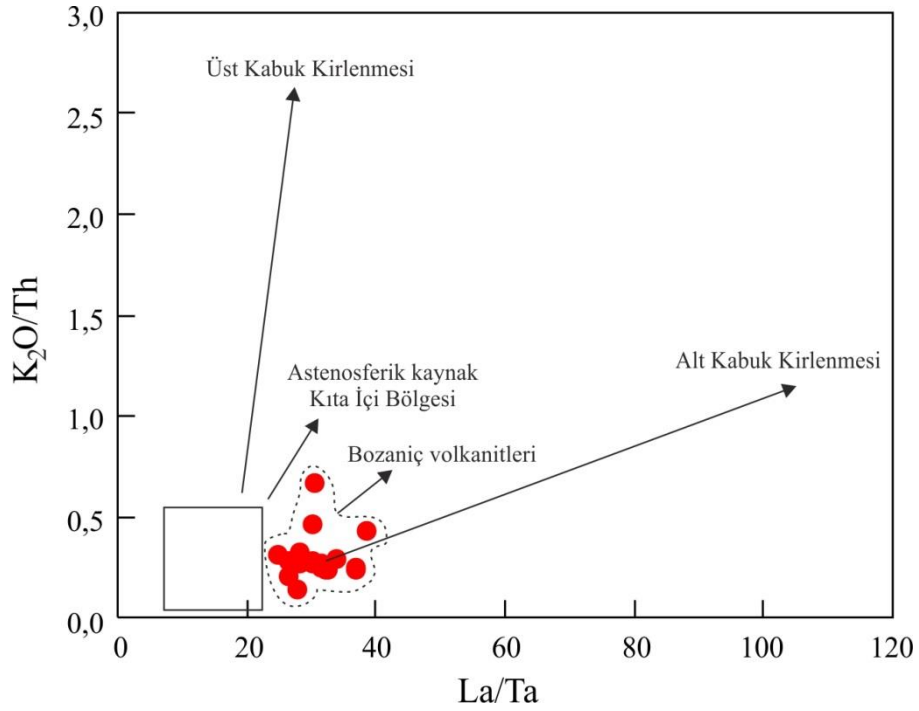
Şekil 7.3'de verilen Nb/Y - Th/Y diyagramındaki yüksek Th/Y ve buna bağlı olarak düşük Nb/Y oranı yitim zenginleşmesinin, buna karşın yüksek Th/Y ve Nb/Y oranı ise kıta içi zenginleşmenin bir sonucudur (Deniel vd., 1998). Buna göre, Bozaniç volkanitlerine ait tüm örneklerin Th/Nb=1 değerine yakın değerlerde oldukları gözlenmiştir. Diyagramda örneklerin gösterdiği trend, yitim zonu zenginleşmesi ile birlikte asimilasyon-fraksiyonel kristalleşmenin etkisini göstermektedir. Diyagramda da görüldüğü gibi, çalışma alanındaki volkanik kayaçlar MORB'a göre zenginleşmiş içeriklere sahip olup, çoklu element diyagramları da bu veriyi destekler niteliktedir.

La/Ta - K₂O/Th diyagramı, kıtasal kabuk tarafından kirlenmemiş astenosfer veya kıta içi kaynaklı kayaçlarla, kabuksal kirlenmeye maruz kalmış litosfer kaynaklı kayaçların ayırtilmesinde kullanılan bir diyagramdır (Menzies vd., 1991). Bu diyagram ile magmanın kaynağı hakkında bir yaklaşımda bulunulabildiği gibi, sığ seviyelerde depolanmış olduğu düşünülen magma odası içindeki ve/veya magmanın yukarı çıkışı sırasında meydana gelebilecek kirlenme ile ilgili yorumlamalara da gidilebilmektedir. Diyagrama göre düşük La/Ta ve K₂O/Th oranına sahip örnekler, kabuksal kirlenmeden çok fazla etkilenmemiş olup, astenosferik kaynaklıdır.



Şekil 7.3: Bozaniç volkanitlerine ait Th/Y-Nb/Y diyagramı. (Karşılaştırma verileri Chen ve Frey, 1985; Ito vd., 1987; Kempton vd., 1987; Ormerod vd., 1988; Kay vd., 1991; Temel vd., 1998; Huang vd., 2000; Varol ve Muratçay, 2006'dan alınmıştır).

Çalışma alanına ait volkanik örnekler bu diyagramda incelendiğinde, örneklerin kıta içi kaynak bölgesine düştükleri görülmüştür (Şekil 7.4).

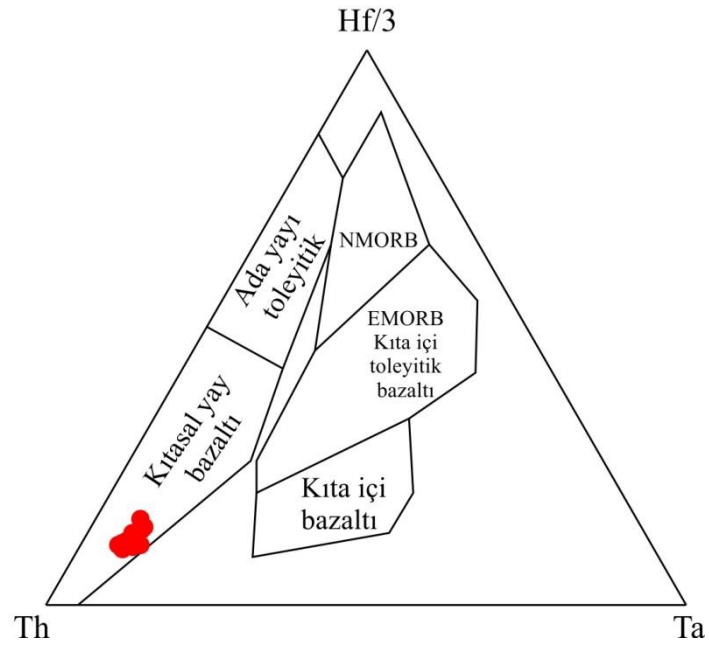
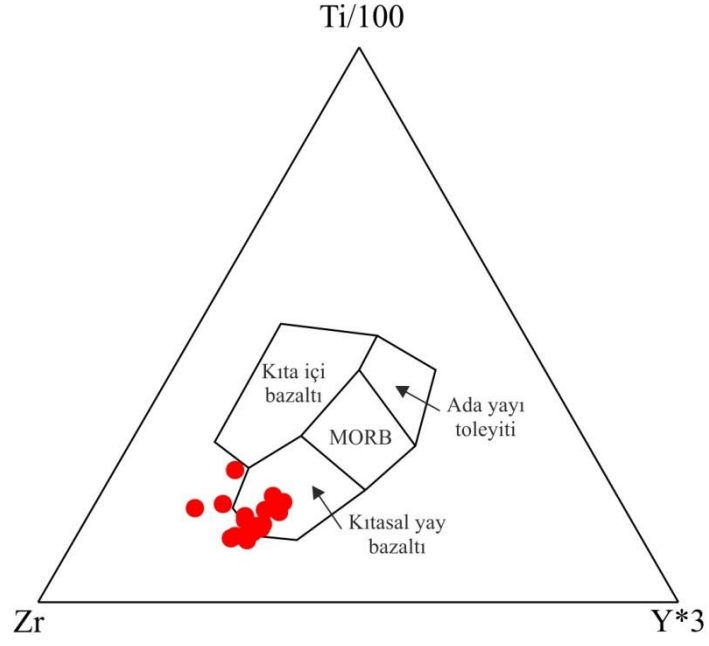


Şekil 7.4: Bozaniç volkanitlerine ait La/Ta-K₂O/Th diyagramı.

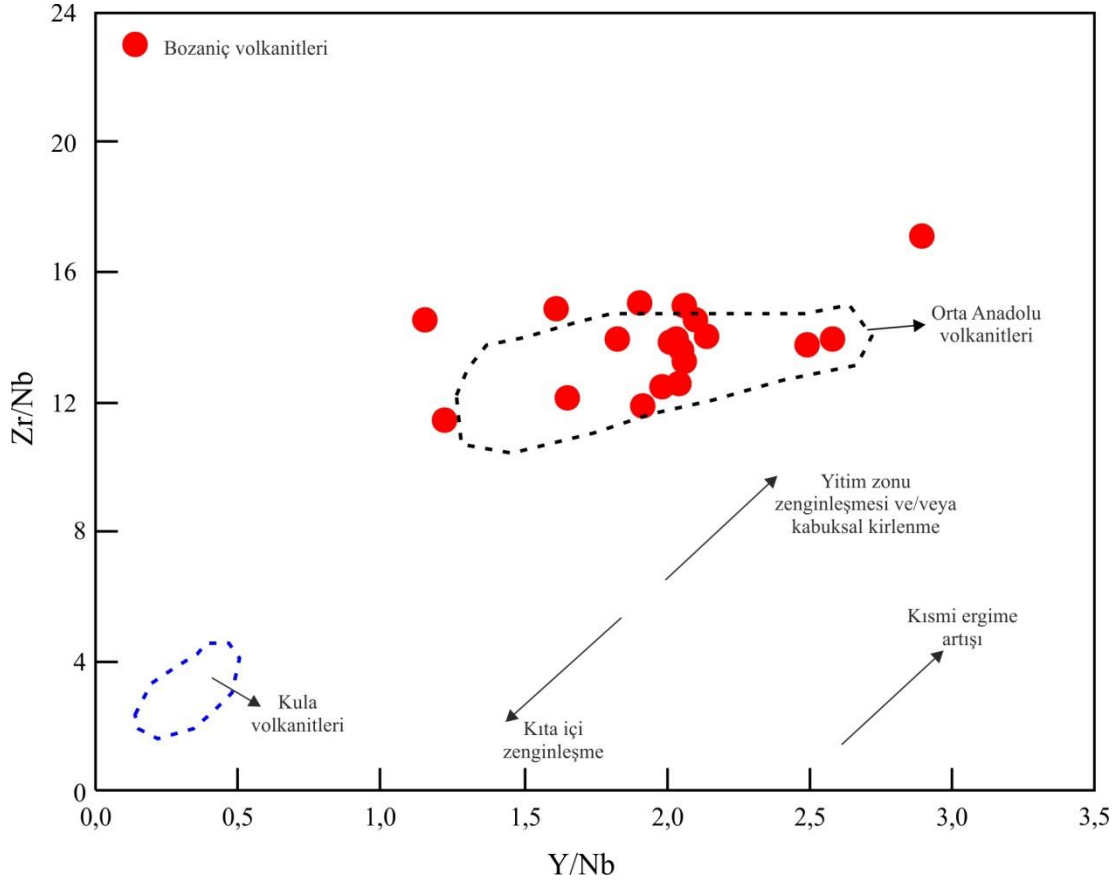
Astenosferden türeyen magmaların La/Ta oranı genel olarak yaklaşık 10 civarındadır (Thompson ve Morrison, 1988). Ayrıca La/Nb > 1 olması da kayaçların oluşumunda litosferik kaynağın varlığını göstermektedir. Çalışma bölgesindeki kayaçların La/Ta oranına bakıldığında 24.91-38.67 arasında değiştiği görülmektedir. La/Nb oranı ise 1.97-2.83 değerleri arasındadır. Buna göre, Bozaniç volkanitlerinin aktif kıta kenarında oluşmuş litosferik kaynaktan itibaren oluştuğu ve alt kabuk etkileşimine maruz kaldığı söylenebilir.

Bozaniç volkanitlerini oluşturan magma kaynağını daha iyi yorumlayabilmek için Ti/100-Zr-Y*3 (Pearce ve Cann, 1973) ve Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980) tektonik ortam ayırtman diyagramları çizilmiştir (Şekil 7.5). Her iki diyagramda da örnekler kıtasal yay bazaltı alanında yer almaktadırlar.

Y/Nb oranına karşı Zr/Nb oranına göre çizilen diyagram, yitim zenginleşmesi ve/veya kabuksal kirlenme ile kıta içi zenginleşme etkilerine dair ipuçları veren bir başka diyagramdır (Şekil 7.6). Düşük Zr/Nb ve düşük Y/Nb (Y/Nb<1,8) oranları alkali karakterli okyanus adası bazaltlarının tipik özellikleri arasındadır (Pearce ve Cann, 1973; Edwards vd., 1991). Bununla birlikte yitim zenginleşmesi ve kabuksal kirlenme, genellikle yüksek Y/Nb ve yüksek Zr/Nb oranları ile temsil edilmektedir. Ayrıca kısmi ergime artışı, düşük Zr/Nb oranı ile karakterize edilmektedir (Altherr vd., 1988). Düşük Y/Nb oranı da volkanizmayı oluşturan manto kaynağının tüm uyumsuz elementler bakımından zenginleşmiş ve/veya düşük kısmi ergimeler sonucu oluştuğuna işaret etmektedir. Buna göre, Bozaniç volkanitleri yüksek Zr/Nb oranlarına ancak orta-yüksek Y/Nb oranlarına sahip olup, yitim zenginleşmesi ve/veya kabuksal kirlenme yönünde bir yönelim göstermektedir. Dolayısıyla kökenlerini olasılıkla litosferik bir manto kaynağı oluşturmaktadır. Diyagramda Orta Anadolu ve Kula volkaniklerine ait alanlara da yer verilmiştir. Bozaniç volkanitlerinin Y/Nb ve Zr/Nb oranlarının, Orta Anadolu volkanikleriyle benzerlik gösterdiği görülmektedir (Şekil 7.6).



Şekil 7.5: Bozaniç volkanitlerine ait Ti/100-Zr-Y*3 (Pearce ve Cann, 1973) ve Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980) tektonik ortam ayırtman diyagramları.



Şekil 7.6: Bozaniç volkanitlerinin Y/Nb-Zr/Nb karşılaştırma diyagramı (Karşılaştırma verileri, Ormerod vd., 1988; Chaffey vd., 1989; Rogers vd., 1992, Aldanmaz vd., 2000; Alıcı, 2002'den alınmıştır).

7.4 Dengesiz Kristallenme

Bozaniç volkanik kayaçlarında yaygın olarak gözlenen plajiyoklaz, hornblend, klinopiroksen, biyotit ve opak mineraller, dengesiz kristalleşmeye işaret eden bazı petrografik dokular göstermektedir (Şekil 7.7, 7.8, 7.9, 7.10 ve 7.11). Bunlar; magma karışımı (Eichelberger, 1978; Gerlach ve Grove, 1982) veya kayaçlarda sonradan meydana gelen fiziksel ve kimyasal alterasyon etkisinden kaynaklanabilmektedir.

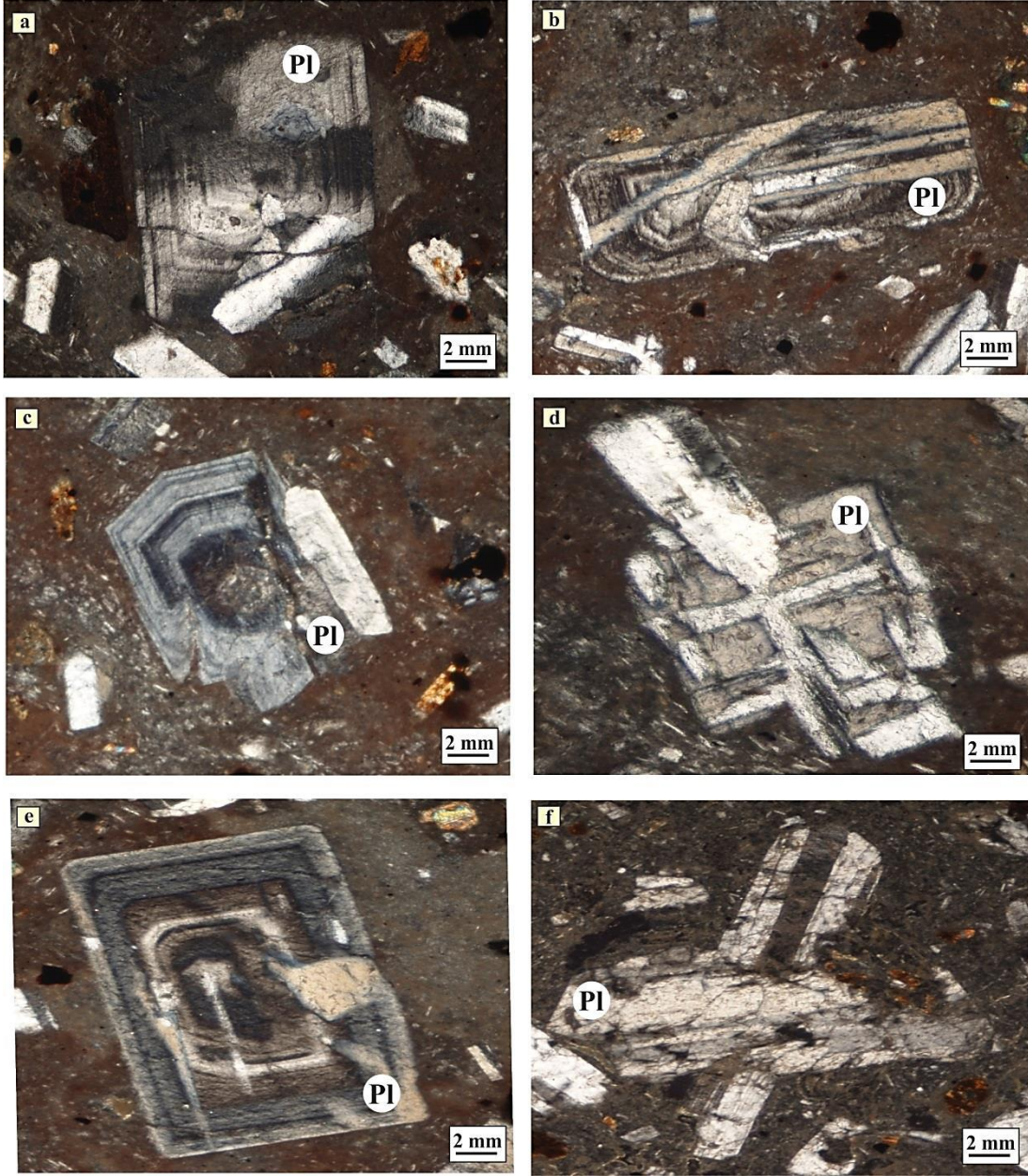
Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayaçlardaki plajiyoklazlarda gözlenen elek dokusu (Şekil 7.9 ve 7.11), süngerimsi doku (Şekil 7.8) ve birlikte büyüme dokuları (Şekil 7.7, 7.8, 7.9), dengesizlik dokularıdır. Plajiyoklazlarda gözlenen elek dokusu ve kemirilme yapıları, magma karışımının ya da özümlemenin bir sonucu olarak oluşabilmektedir (Tsuchiyama, 1985). Bu dengesizlik dokularına; bu kayaçlardaki

halkalı zonlanma ve ikizlenmenin beraber gözleendiği karmaşık-zonlu plajiyoklaz megakristallerinin gösterdiği dokular ilave edilebilir (Şekil 7.7 ve 7.8).

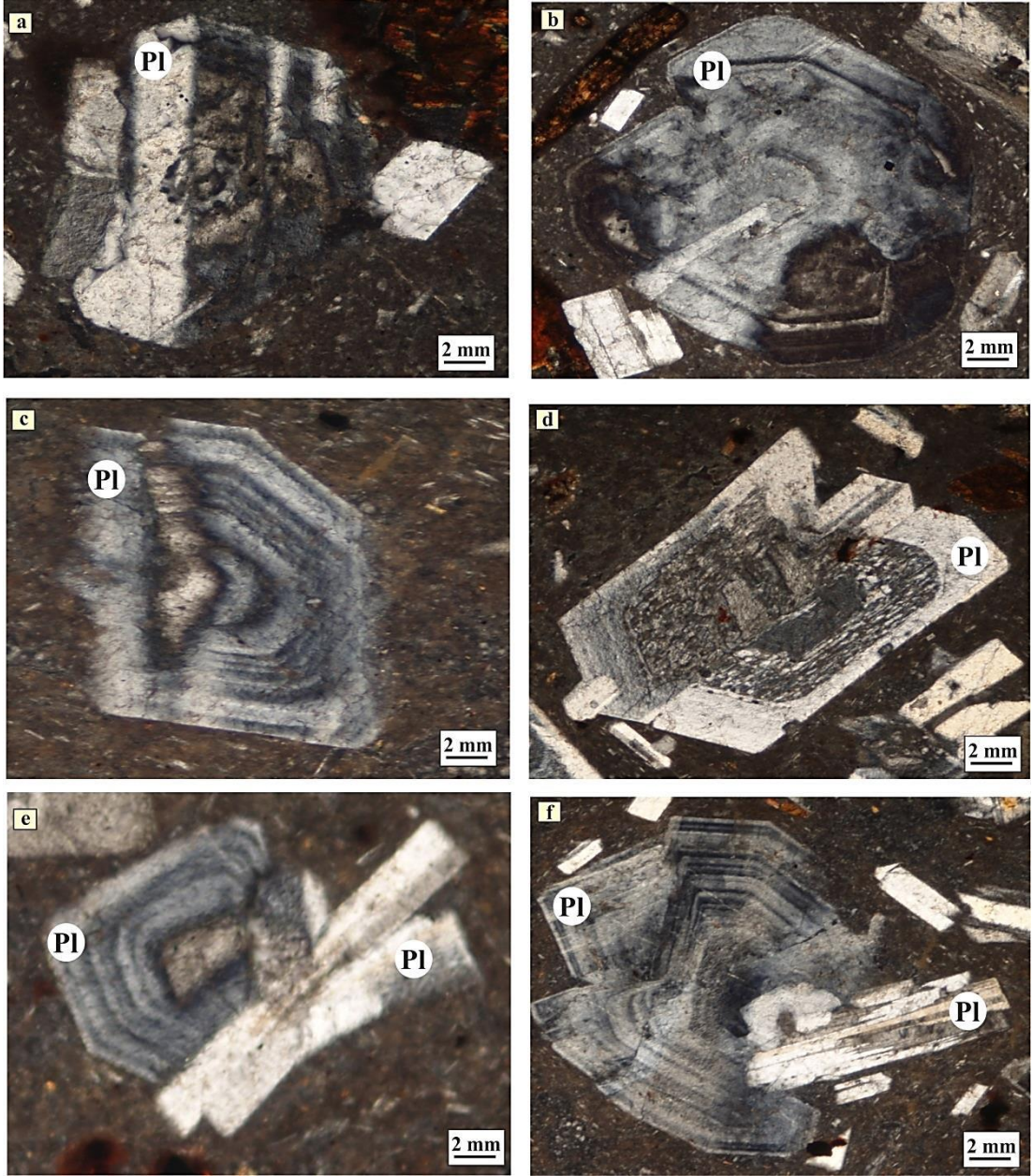
Kayaçlardaki hornblend fenokristalleri ve mikrofenokristalleri, alterasyon etkisiyle kısmen opaklaşmış, kısmen de parçalanmış ve kenarları aşınmış kristaller şeklindedir (Şekil 7.9, 7.10, 7.11). Özellikle alterasyonla kenarlardan itibaren gelişen opaklaşma olağandır (Şekil 7.9 ve 7.10). Ayrıca kenarları yenmiş ve opak minerallerle kuşatılmış özşekilli hornblend fenokristallerinin varlığı (Şekil 7.11), bu kayaçların gelişiminde magma karışımının etkili olabileceğine işaret etmektedir. Kayaçlarda gözlenen plajiyoklaz ± klinopiroksen ± opak mineral kümelenmeleri (glomerofirik ve glomeroporfirik doku, Şekil 7.9, 7.10, 7.11) ile bazı hornblend ve biyotit fenokristallerinin kenarlarında gelişen kırılma, parçalanma ve yenme (Şekil 7.10 ve 7.11), dengesizlik dokularını gösteren verilerdir (Shelley, 1993; Vernon, 2004). Birlikte büyüme açısından, plajiyoklaz-plajiyoklaz, plajiyoklaz-klinopiroksen, hornblend-klinopiroksen, hornblend-plajiyoklaz, hornblend-hornblend, klinopiroksen-klinopiroksen, plajiyoklaz-biyotit ve plajiyoklaz-klinopiroksen-opak mineral birliktelikleri görülmektedir (Şekil 7.7, 7.8, 7.9, 7.10 ve 7.11).

Plajiyoklaz minerallerinde gözlenen elek ve/veya sünger dokusu; hornblend ve biyotit minerallerinde gözlenen opaklaşma ve parçalanma yapıları; klinopiroksen, plajiyoklaz ve opak minerallerin oluşturduğu glomerofirik ve glomeroporfirik dokular ve iç içe mineral büyümeleri gibi dengesiz krisitalleşmeyi ifade eden tüm bu dokuların, magma karışımıyla oluşabilmesi yanında, hızlı soğuma ve basınç azalmasıyla da meydana gelebileceği düşünülmektedir (Temizel, 2008; Şekil 7.7, 7.8, 7.9, 7.10 ve 7.11).

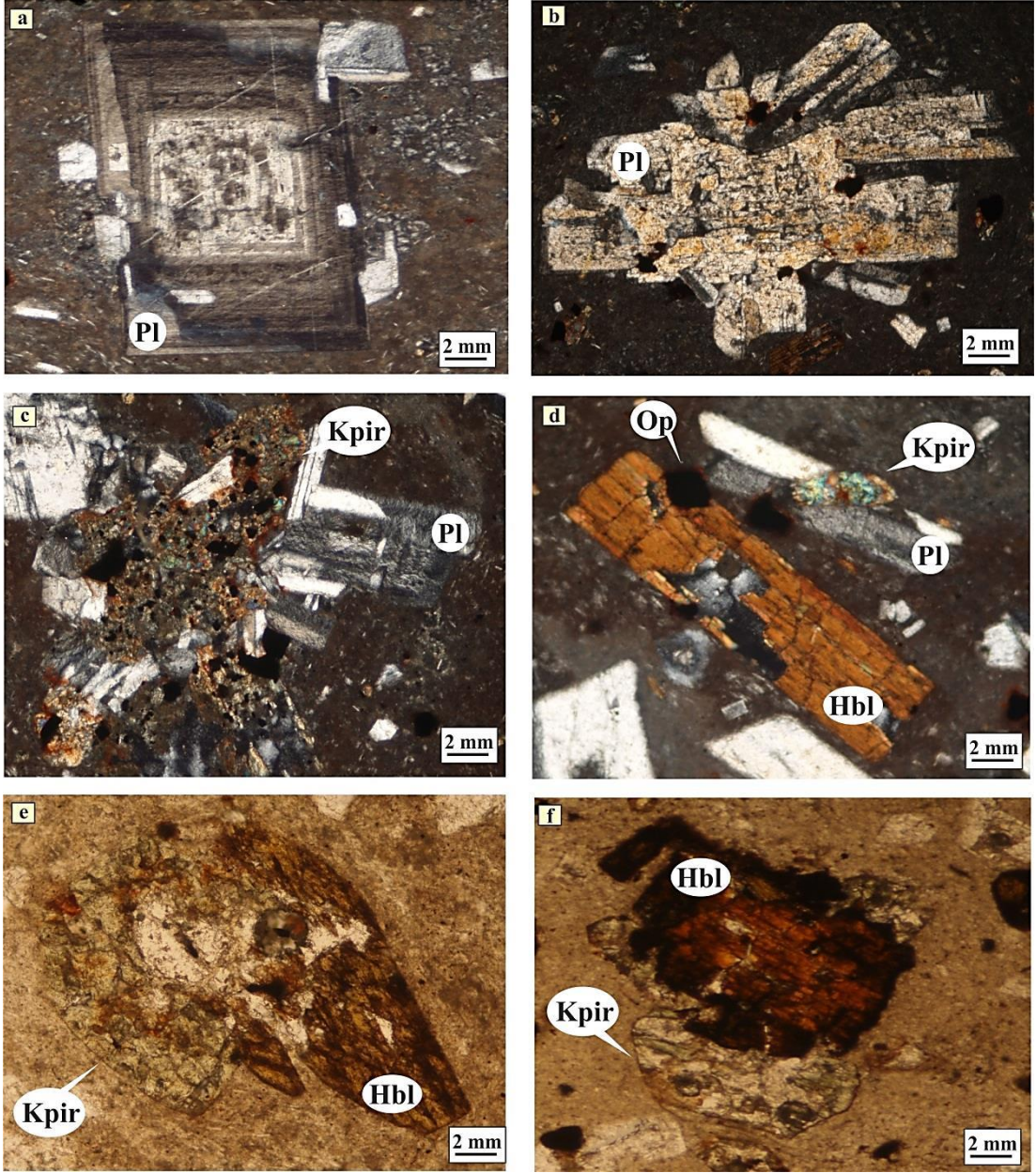
Elek dokusu gösteren plajiyoklaz fenokristallerinde ve bu kristallerin içindeki elek dokusunun köşelerinde aşınma izine rastlanmaması; magma karışımının yanı sıra yüzeye doğru hızlı bir şekilde yükselen magmadaki basınç azalmasına bağlı olabilir (Pearce vd., 1987). Kenarları opaklaşmış hornblend ve biyotit mineralleri için de benzer durum söz konusudur. Bu tür minerallerin alterasyon etkisiyle opaklaşmaları haricinde, magma yükselimi sırasında uçucularının kaçması nedeniyle duraylı kalamadıkları ve ergiyikle tepkimeye girerek kenar kısımlarından itibaren opaklaşabildikleri da bilinmektedir.



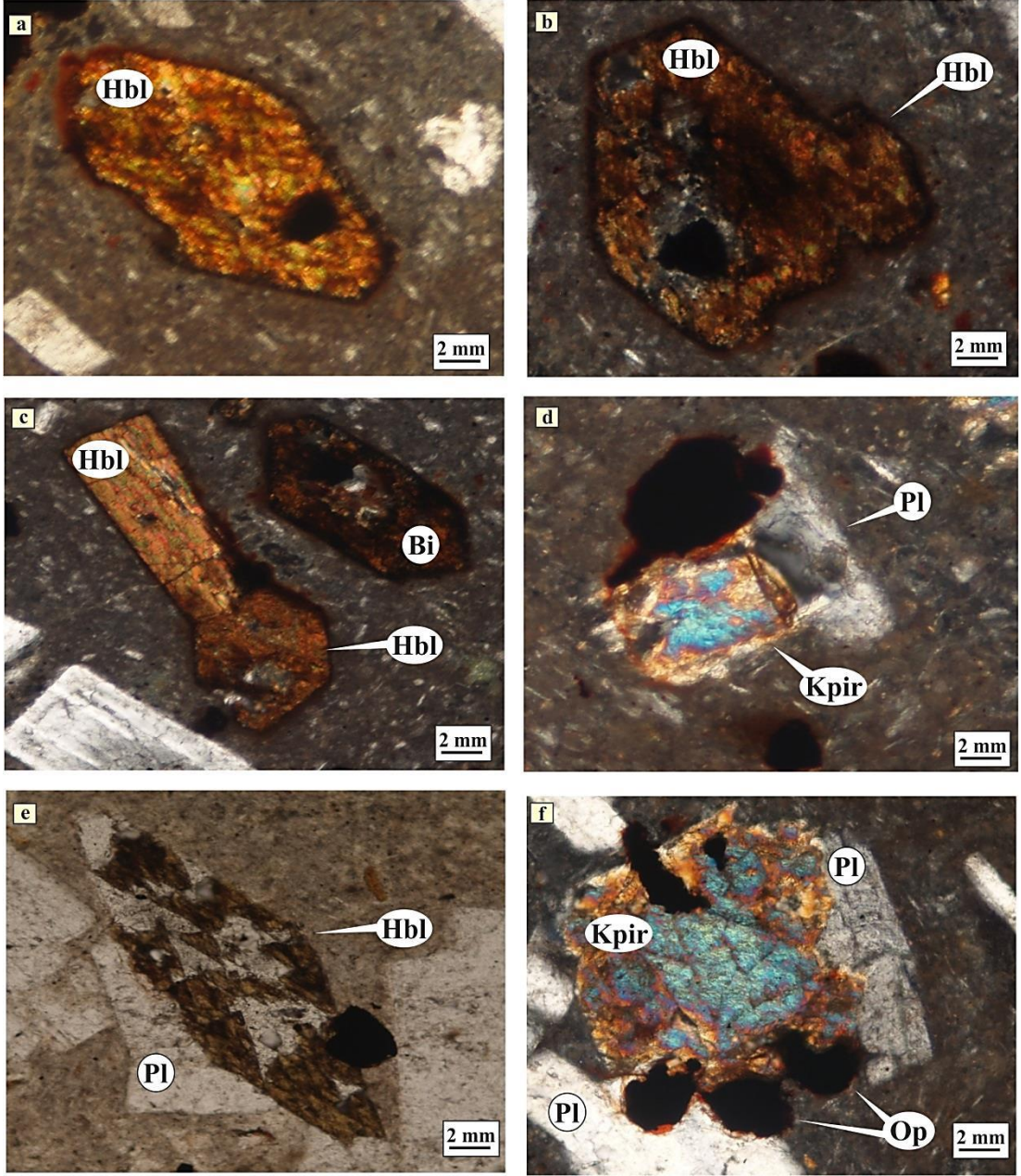
Şekil 7.7: Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayalardaki plajiyoklaz minerallerinde gözlenen kırılma etkisi (a,b) ve birlikte büyümeler (c, d, e,f) (Ç.N.); (a,b,c,d,e,f) Bazaltik andezit (Örnek No: E6.32-B) (Pl: Plajiyoklaz).



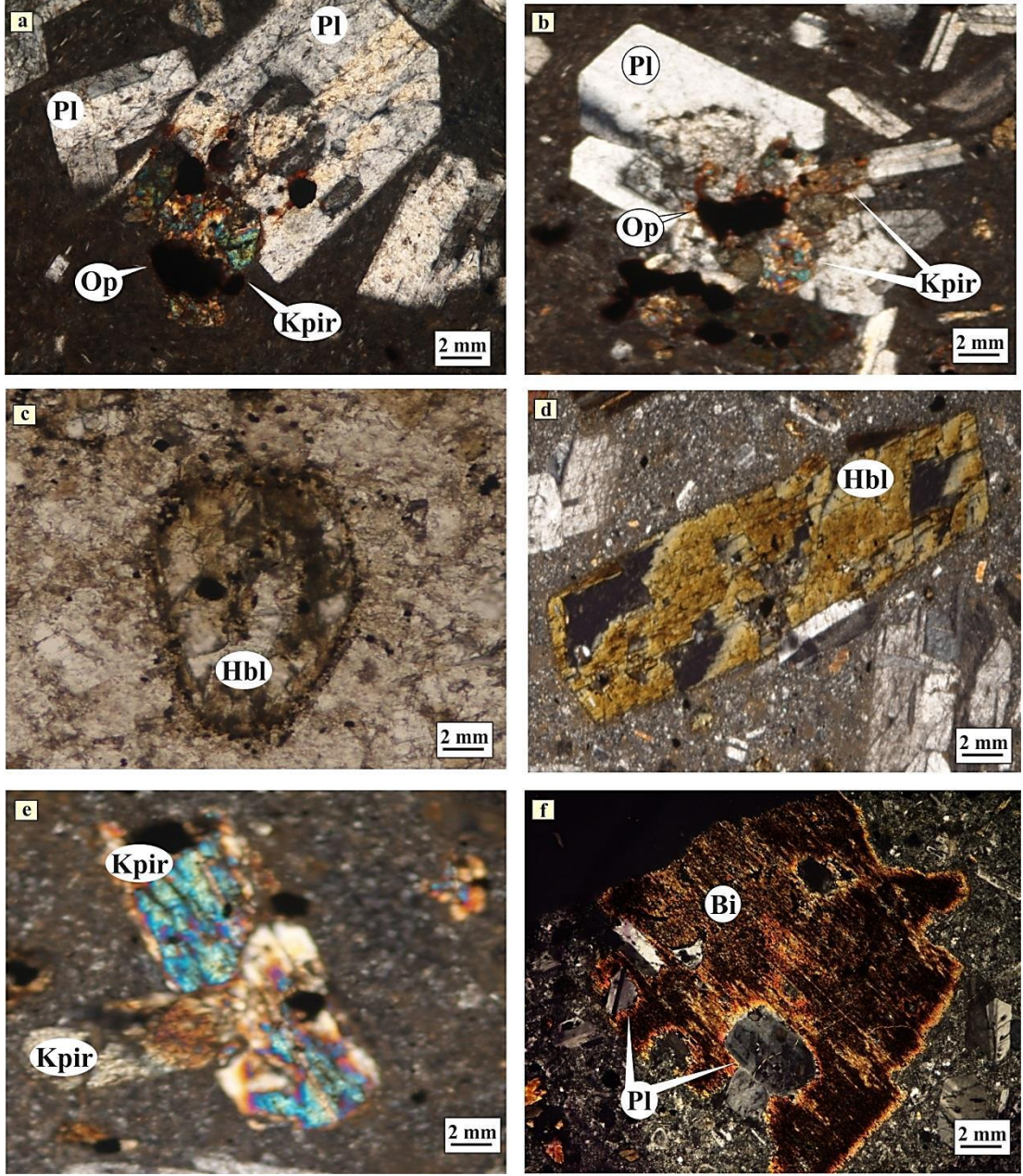
Şekil 7.8: Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayalardaki plajiyoklaz minerallerinde gözlenen elek dokusu (d) ve birlikte büyüme dokuları (a, b, c, e,f) (Ç.N.); (a,b) Bazaltik andezit (Örnek No: E6.32-B), (c,d) Trakiandezit (Örnek No: E4.3-B), (e,f) Andezit (Örnek No: E4.4-E) (Pl: Plajiyoklaz).



Şekil 7.9: Bozaniç volkanitlerine ait kayaçları oluşturan minerallerde gözlenen glomerofirik (b, c), opaklaşma (f) ve birlikte büyüme (a, d, e) dokuları, (a,b,c,d=Ç.N.; e,f=T.N); (a,b,c) Andezit (Örnek No: E4.4-E), (d,e,f) Bazaltik andezit (Örnek No: E6.33-B) (Pl: Plajiyoklaz, Hbl: Hornblend, Kpir: Klinopiroksen, Op: Opak mineral).



Şekil 7.10: Bozaniç volkanitlerine ait kayaları oluşturan minerallerde gözlenen opaklaşma (a, b, c) ve birlikte büyüme dokuları (d, e, f) (a,b,c,d,f=Ç.N.; e=T.N.); (a,b,c,d,e) Bazaltik andezit (Örnek No: E6.33-B), (f) Bazaltik andezit (Örnek No: DS-1B) (Pl: Plajiyoklaz, Hbl: Hornblend, Kpir: Klinopiroksen, Bi: Biotit, Op: Opak mineral).



Şekil 7.11: Bozaniç volkanitlerine ait kayaların oluşturan minerallerde gözlenen birlikte büyüme (a, b, e, f), opak mineral dizilimi (c) ve glomerofirik dokular (a, b) (a,b,d,e,f=Ç.N.; c=T.N.); (a) Bazaltik andezit (Örnek No: DS-1B), (b) Bazaltik andezit (Örnek No: DS.E), (c) Andezit (Örnek No: E13.2-E), (d,e) Bazaltik andezit (Örnek No: E11-B), (f) Andezit (Örnek No: 1P4-E) (Pl: Plajiyoklaz, Hbl: Hornblend, Kpir: Klinopiroksen, Bi: Biotit, Op: Opak mineral).

8. MODELLEME

Bu bölümde, volkanitlerin gelişimlerini açıklamak, kabuk ve yitim özelliklerini belirlemek ve magma kökenlerini ortaya koyabilmek amacıyla fraksiyonel kristalleşme (FC) ve asimilasyon+fraksiyonel kristalleşme (AFC) modellemeleri yapılmıştır. Modellemeler, tüm kayaç jeokimyası ve izotop jeokimyası verilerinden yararlanılarak, FC-Modeler (Keskin, 2002) ve AFC-Modeler (Keskin, 2013) programlarıyla oluşturulmuştur.

8.1 Fraksiyonel Kristalleşme (FC) Modellemesi

Bozaniç volkanitlerinin Harker diyagramlarındaki (Şekil 5.5 ve 5.6) uyumlu elementlerdeki azalma ve uyumsuz elementlerdeki artış, gelişimlerinde fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkin olduğunu göstermektedir. FC modellemesi yapılırken sonuçların daha verimli olması açısından doğru jeokimyasal elementlerin seçilmesi önemlidir (Tatar ve Boztuğ, 1997). Ana oksit ve iz element değişimlerine göre, kristalleşme sürecinde etkin olan mineraller; plajiyoklaz, hornblend ve manyetitir.

Buna göre, Bozaniç volkanitlerinin iz element çiftlerinden ve/veya oranlarından (Zr-Th, Zr-Nb, Zr-La, Sm-Th, Zr-Zr/Nb, Nb-Nb/Zr, La-La/Y, La-La/Yb, Rb-Sr/Y, Th-La/Yb ve Dy-Nb) yararlanarak, kayaçların gelişimi sırasında etkili olan minerallerin fraksiyonlaşma yönleri, FC-Modeler (Keskin, 2002) programı yardımıyla belirlenmiş ve minerallerin fraksiyonlaşmaya katılma yüzdeleri tespit edilmiştir.

Modellemede trendlerin başlangıç noktası olarak, Dağköplü melanjı içerisinde bulunan ve bölgede ilk oluşan bazik magmanın bileşimini yansıttığı düşünülen Üst Kretase-Alt Paleosen yaşlı İğdecik Bazaltı (Göncüoğlu vd., 2010)'na ait TO-25 nolu örnek kullanılmıştır (Tablo 8.1).

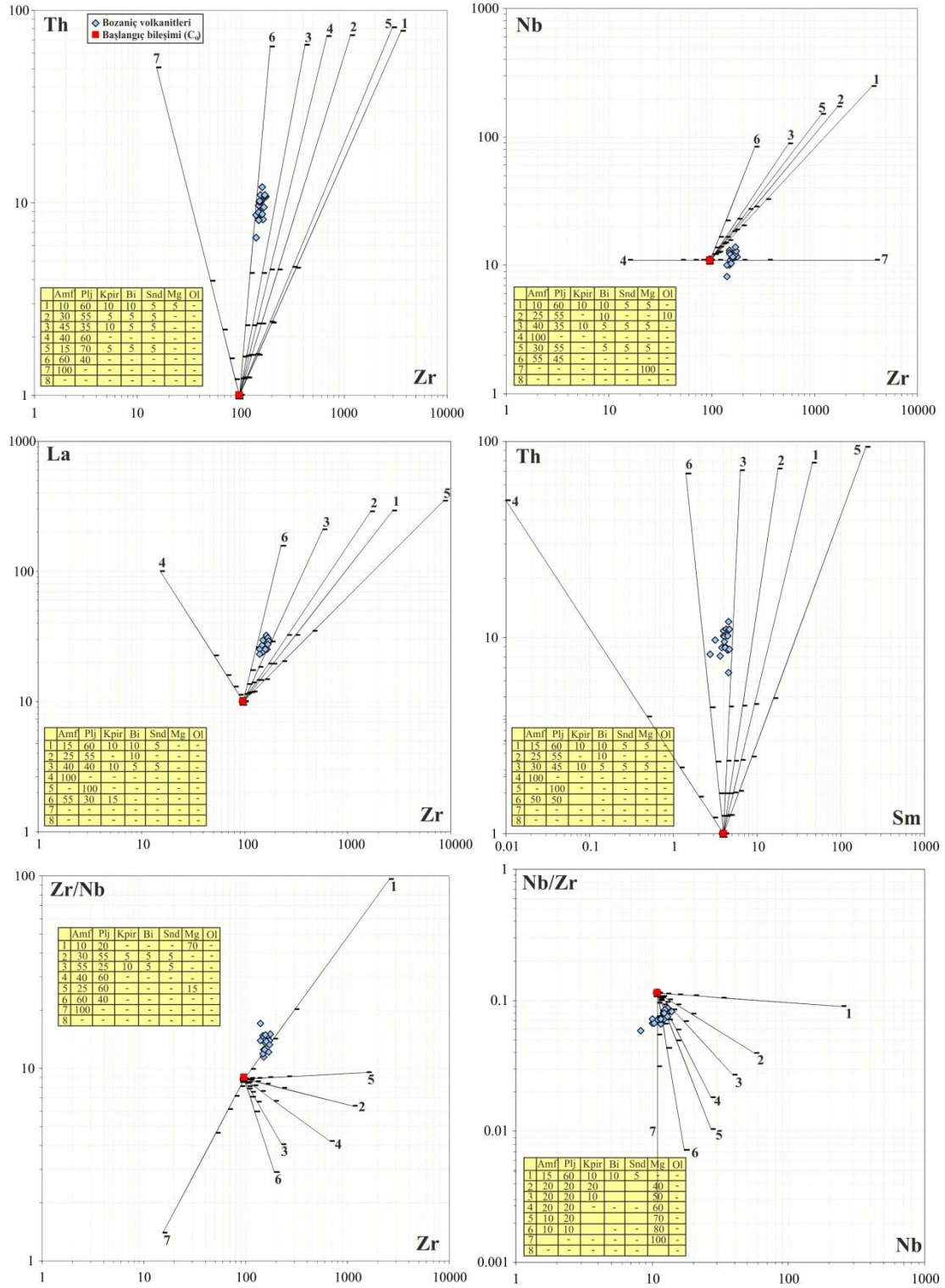
Modelleme sonucunda fraksiyonlaşmaya katılan minerallerin yüzdeleri gösteren diyagramlar Şekil 8.1 ve 8.2’de, program verileri ise Tablo 8.2’de verilmiştir.

Buna göre Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayaçların gelişiminde (% 5’den fazla olan fraksiyonlaşma yüzdeleri ortalamasına göre) yaklaşık olarak % 48 hornblend, % 38 plajiyoklaz ve % 14 manyetit fraksiyonlaşmasının etkili olduğu belirlenmiştir.

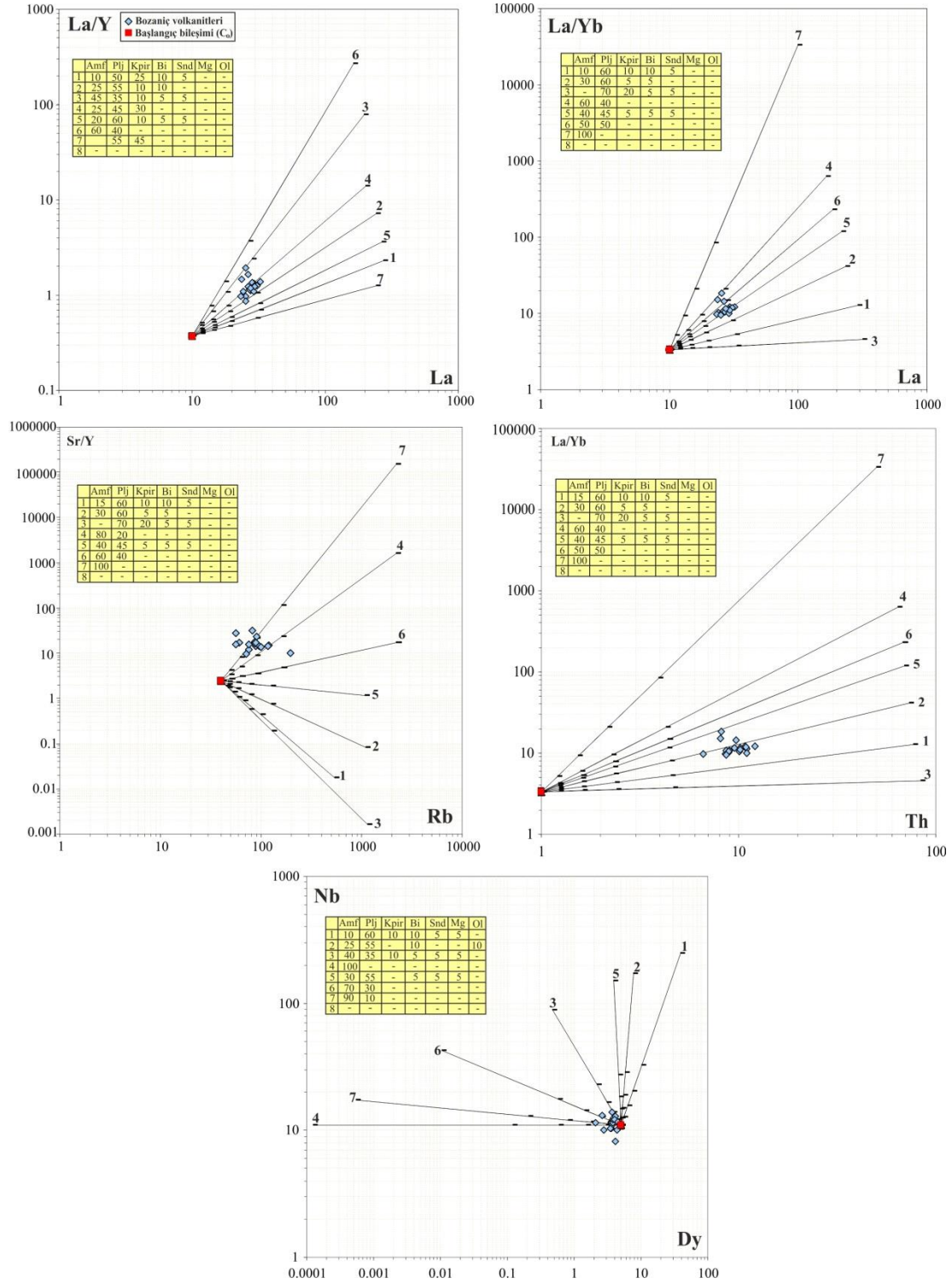
Tablo 8.1: Bozaniç volkanitlerinde FC-Modeler programı (Keskin, 2002) yardımıyla belirlenen minerallerin fraksiyonlaşma yönlerinin hesaplanmasında kullanılan ayırılma katsayıları ve C_o değerleri.

Ortaç kayaçlarda C_L değerlerinin hesaplanmasında kullanılan ayırılma katsayıları (Kd) (Keskin, 1994)							C_o^* (ilksel değerler)
	Hbl-Kd	Plj-Kd	Kpir-Kd	Bi-Kd	Snd-Kd	Mgt-Kd	
Zr	1.4	0.03	0.25	0.15	0.15	0.2	96.8
Ba	0.5	0.5	0.15	6	0.5	0.01	39
Rb	0.13	0.13	0.06	3.2	0.18	0.01	40.1
Sr	0.6	2.6	0.09	0.15	0.9	0.01	65.3
Nb	1	0.025	0.2	1.4	0	1	10.7
Th	0.15	0.015	0.1	0.15	0.008	0.1	1.0
Y	3	0.06	1.2	0.45	0	0.5	26.7
La	0.5	0.23	0.4	0.15	0	-	10.1
Sm	2.3	0.15	1.2	0.15	0.01	0.3	3.8
Dy	3.3	0.1	1.5	0.15	0	-	5.07
Yb	2.5	0.07	1.3	0.15	0.03	0.25	2.94

* C_o : Minerallerin ayırılma yönlerini belirlemek için çizilen trendlerin başlangıç noktası olarak, İğdecik Bazaltı’na ait TO-25 (Göncüoğlu vd., 2010) nolu örneğin kimyasal analizi alınmıştır. (Hbl: Hornblend, Plj: Plajiyoklaz, Kpir: Klinopiroksen, Bi: Biyotit, Snd: Sanidin, Mgt: Manyetit).



Şekil 8.1: Bozaniç volkanitlerinin gelişiminde etkili olan minerallerin fraksiyonlaşma yönlerini ve yüzdelerini gösteren FC-Modeler program diyagramları.



Şekil 8.2: Bozaniç volkanitlerinin gelişiminde etkili olan minerallerin fraksiyonlaşma yönlerini ve yüzdeleri gösteren FC-Modeler program diyagramları.

Tablo 8.2: Bozaniç volkanitlerinin gelişiminde etkili olan minerallerin fraksiyonlaşma yönlerini belirlemek için FC-Modeler Programı (Keskin, 2002)'de hesaplanan C_L değerleri (Kullanılan ayrılanma katsayıları, Keskin, 1994'e göredir).

Vektör No	Element	Element ve Element Oranlarına Göre Hesaplanan C_L Değerleri					
		F=%100	F=%80	F=%60	F=%40	F=%20	F=%1
Vektör 1	Zr	97.00	115.56	144.81	199.05	342.86	395.60
	Th	1.00	1.23	1.62	2.38	4.58	77.84
Vektör 2	Zr	97.00	109.32	127.55	158.51	229.84	1144.91
	Th	1.00	1.23	1.61	2.35	4.50	73.74
Vektör 3	Zr	97.00	104.17	114.20	129.99	162.22	422.45
	Th	1.00	1.22	1.59	2.30	4.32	65.87
Vektör 4	Zr	97.00	106.58	120.33	142.79	191.31	677.29
	Th	1.00	1.23	1.61	2.35	4.47	72.78
Vektör 5	Zr	97.00	115.45	141.67	191.36	319.93	2949.66
	Th	1.00	1.24	1.63	2.40	4.64	80.95
Vektör 6	Zr	97.00	100.26	104.62	111.09	123.09	191.77
	Th	1.00	1.22	1.59	2.29	4.28	64.27
Vektör 7	Zr	97.00	88.72	79.07	67.24	50.95	15.37
	Th	1.00	1.21	1.54	2.18	3.93	50.12
Vektör 1	Zr	97.00	115.56	144.81	199.05	342.86	3595.60
	Nb	11.00	12.79	15.53	20.42	32.60	246.26
Vektör 2	Zr	97.00	111.33	132.97	170.80	262.05	1666.37
	Nb	11.00	12.56	14.91	18.98	28.67	170.57
Vektör 3	Zr	97.00	105.57	117.75	137.34	178.66	556.89
	Nb	11.00	12.17	13.85	16.63	22.74	87.88
Vektör 4	Zr	97.00	88.72	79.07	67.24	50.95	15.37
	Nb	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00
Vektör 5	Zr	97.00	109.39	127.71	158.88	230.76	1158.17
	Nb	11.00	12.48	14.69	18.48	27.36	149.24
Vektör 6	Zr	97.00	101.80	108.34	118.28	137.44	262.89
	Nb	11.00	12.13	13.76	16.44	22.29	82.96
Vektör 7	Zr	97.00	115.96	145.97	201.89	351.52	3861.64
	Nb	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00

Tablo 8.2 (Devam)

Vektör No	Element	Element ve Element Oranlarına Göre Hesaplanan C_L Değerleri					
		F=%100	F=%80	F=%60	F=%40	F=%20	F=%1
Vektör 1	Zr	97.00	114.02	140.44	188.40	311.30	2727.54
	La	10.00	11.77	14.53	19.56	32.48	291.07
Vektör 2	Zr	97.00	113.33	132.97	170.80	262.05	1666.37
	La	10.00	11.77	14.51	19.49	32.30	286.42
Vektör 3	Zr	97.00	105.77	118.26	138.41	181.12	579.12
	La	10.00	11.59	14.01	18.32	28.95	209.41
Vektör 4	Zr	97.00	88.72	79.07	67.24	50.95	15.37
	La	10.00	11.18	12.91	15.81	22.36	100.00
Vektör 5	Zr	97.00	120.44	159.21	235.92	462.14	8448.35
	La	10.00	11.87	14.82	20.25	34.53	346.74
Vektör 6	Zr	97.00	101.05	106.53	114.76	130.33	225.82
	La	10.00	11.42	13.56	17.27	26.10	155.60
Vektör 1	Sm	4.00	4.50	5.24	6.50	9.38	45.82
	Th	1.00	1.23	1.62	2.38	4.58	77.84
Vektör 2	Sm	4.00	4.30	4.72	5.38	6.72	17.66
	Th	1.00	1.23	1.61	2.34	4.46	72.19
Vektör 3	Sm	4.00	4.09	4.21	4.38	4.69	6.32
	Th	1.00	1.23	1.60	2.33	4.43	70.91
Vektör 4	Sm	4.00	2.99	2.06	1.22	0.49	0.01
	Th	1.00	1.21	1.54	2.18	3.93	50.12
Vektör 5	Sm	4.00	4.84	6.17	8.72	15.71	200.47
	Th	1.00	1.25	1.65	2.47	4.88	93.33
Vektör 6	Sm	4.00	3.80	3.57	3.25	2.78	1.42
	Th	1.00	1.23	1.60	2.32	4.38	68.39

Tablo 8.2 (Devam)

Vektör No	Element veya Element Oranı	Element ve Element Oranlarına Göre Hesaplanan C_L Değerleri					
		F=%100	F=%80	F=%60	F=%40	F=%20	F=%1
Vektör 1	Zr	97.00	113.75	139.69	186.60	306.08	2598.79
	Zr/Nb	8.82	9.90	11.50	14.19	20.33	96.25
Vektör 2	Zr	97.00	109.32	127.55	158.51	229.84	1144.91
	Zr/Nb	8.82	8.68	8.51	8.27	7.88	6.38
Vektör 3	Zr	97.00	101.03	106.48	114.66	130.12	224.79
	Zr/Nb	8.82	8.49	8.08	7.54	6.69	4.01
Vektör 4	Zr	97.00	106.58	120.33	142.79	191.31	677.29
	Zr/Nb	8.82	8.50	8.11	7.59	6.78	4.16
Vektör 5	Zr	97.00	110.95	131.92	168.40	255.59	1551.57
	Zr/Nb	8.82	8.85	8.90	8.96	9.06	9.54
Vektör 6	Zr	97.00	100.26	104.62	111.09	123.09	191.77
	Zr/Nb	8.82	8.35	7.79	7.06	5.97	2.89
Vektör 7	Zr	97.00	88.72	79.07	67.24	50.95	15.37
	Zr/Nb	8.82	8.07	7.19	6.11	4.63	1.40
Vektör 1	Nb	11.00	12.79	15.53	20.42	32.60	246.26
	Nb/Zr	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.09
Vektör 2	Nb	11.00	11.91	13.19	15.23	19.48	56.41
	Nb/Zr	0.11	0.11	0.10	0.09	0.08	0.04
Vektör 3	Nb	11.00	11.70	12.66	14.15	17.12	39.03
	Nb/Zr	0.11	0.11	0.10	0.09	0.07	0.03
Vektör 4	Nb	11.00	11.49	12.15	13.15	15.06	27.00
	Nb/Zr	0.11	0.10	0.09	0.08	0.06	0.02
Vektör 5	Nb	11.00	11.49	12.15	13.15	15.06	27.00
	Nb/Zr	0.11	0.10	0.09	0.07	0.05	0.01
Vektör 6	Nb	11.00	11.24	11.56	12.03	12.87	17.23
	Nb/Zr	0.11	0.10	0.08	0.07	0.04	0.01
Vektör 7	Nb	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00
	Nb/Zr	0.11	0.09	0.08	0.05	0.03	0.00

Tablo 8.2 (Devam)

Vektör No	Element veya Element Oranı	Element ve Element Oranlarına Göre Hesaplanan C_L Değerleri					
		F=%100	F=%80	F=%60	F=%40	F=%20	F=%1
Vektör 1	La	10.00	11.74	14.45	19.34	31.86	275.42
	La/Y	0.37	0.40	0.45	0.53	0.70	2.28
Vektör 2	La	10.00	11.67	14.25	18.88	30.53	243.78
	La/Y	0.37	0.43	0.51	0.67	1.04	7.11
Vektör 3	La	10.00	11.55	13.92	18.09	28.33	196.79
	La/Y	0.37	0.48	0.67	1.07	2.40	77.56
Vektör 4	La	10.00	11.56	13.95	18.17	28.54	200.91
	La/Y	0.37	0.44	0.55	0.76	1.32	13.98
Vektör 5	La	10.00	11.73	14.40	19.25	31.58	268.53
	La/Y	0.37	0.41	0.48	0.58	0.82	3.59
Vektör 6	La	10.00	11.45	13.64	17.46	26.61	164.44
	La/Y	0.37	0.51	0.77	1.38	3.71	270.79
Vektör 7	La	10.00	11.67	14.25	18.88	30.53	243.78
	La/Y	0.37	0.39	0.42	0.47	0.57	1.26
Vektör 1	La	10.00	11.77	14.53	19.56	32.48	291.07
	La/Yb	3.33	3.56	3.87	4.36	5.35	12.92
Vektör 2	La	10.00	11.65	14.19	18.72	30.09	233.88
	La/Yb	3.33	3.77	4.41	5.51	8.07	41.77
Vektör 3	La	10.00	11.83	14.68	19.91	33.52	318.42
	La/Yb	3.33	3.38	3.45	3.55	3.72	4.56
Vektör 4	La	10.00	11.45	13.64	17.46	26.61	164.44
	La/Yb	3.33	4.30	5.96	9.44	20.74	623.56
Vektör 5	La	10.00	11.61	14.07	18.46	29.35	217.77
	La/Yb	3.33	3.96	4.95	6.77	11.57	117.27
Vektör 6	La	10.00	11.52	13.83	17.89	27.79	186.21
	La/Yb	3.33	4.09	5.33	7.74	14.65	230.61
Vektör 7	La	10.00	11.18	12.91	15.81	22.36	100.00
	La/Yb	3.33	5.21	9.26	20.83	83.33	33333.33

Tablo 8.2 (Devam)

Vektör No	Element veya Element Oranı	Element ve Element Oranlarına Göre Hesaplanan C_L Değerleri					
		F=%100	F=%80	F=%60	F=%40	F=%20	F=%1
Vektör 1	Rb	40.00	45.40	53.45	67.28	99.71	545.83
	Sr/Y	2.41	1.90	1.40	0.90	0.43	0.02
Vektör 2	Rb	40.00	46.97	57.78	77.37	127.44	1101.69
	Sr/Y	2.41	2.04	1.66	1.23	0.74	0.08
Vektör 3	Rb	40.00	47.06	58.02	77.94	129.10	1143.04
	Sr/Y	2.41	1.69	1.07	0.56	0.19	0.00
Vektör 4	Rb	40.00	48.57	62.38	88.77	162.24	2198.16
	Sr/Y	2.41	3.30	4.95	8.78	23.36	1605.28
Vektör 5	Rb	40.00	46.95	57.71	77.19	126.93	1089.08
	Sr/Y	2.41	2.32	2.22	2.08	1.87	1.17
Vektör 6	Rb	40.00	48.57	62.38	88.77	162.24	2198.16
	Sr/Y	2.41	2.65	2.99	3.55	4.76	16.96
Vektör 7	Rb	40.00	48.57	62.38	88.77	162.24	2198.16
	Sr/Y	2.41	4.11	8.20	21.71	114.57	151897.14
Vektör 1	Th	1.00	1.23	1.62	2.37	4.56	76.95
	La/Yb	3.33	3.56	3.87	4.36	5.35	12.92
Vektör 2	Th	1.00	1.23	1.61	2.35	4.49	73.62
	La/Yb	3.33	3.77	4.41	5.51	8.07	41.77
Vektör 3	Th	1.00	1.24	1.63	2.41	4.70	83.79
	La/Yb	3.33	3.38	3.45	3.55	3.72	4.56
Vektör 4	Th	1.00	1.22	1.59	2.29	4.28	64.27
	La/Yb	3.33	4.30	5.96	9.44	20.74	623.56
Vektör 5	Th	1.00	1.23	1.60	2.32	4.40	69.29
	La/Yb	3.33	3.96	4.95	6.77	11.57	117.27
Vektör 6	Th	1.00	1.23	1.60	2.32	4.38	68.39
	La/Yb	3.33	4.09	5.33	7.74	14.65	230.61
Vektör 7	Th	1.00	1.21	1.54	2.18	3.93	50.12
	La/Yb	3.33	5.21	9.26	20.83	83.33	33333.33

Tablo 8.2 (Devam)

Vektör No	Element veya Element Oranı	Element ve Element Oranlarına Göre Hesaplanan C_L Değerleri					
		F=%100	F=%80	F=%60	F=%40	F=%20	F=%1
Vektör 1	Dy	5.00	5.52	6.28	7.52	10.23	38.81
	Nb	11.00	12.79	15.53	20.42	32.60	246.26
Vektör 2	Dy	5.00	5.11	5.26	5.47	5.85	7.85
	Nb	11.00	12.56	14.91	18.98	28.67	170.57
Vektör 3	Dy	5.00	4.46	3.85	3.13	2.19	0.47
	Nb	11.00	12.17	13.85	16.63	22.74	87.88
Vektör 4	Dy	5.00	2.99	1.54	0.61	0.12	0.00
	Nb	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00
Vektör 5	Dy	5.00	4.94	4.87	4.77	4.59	3.93
	Nb	11.00	12.48	14.69	18.48	27.36	149.24
Vektör 6	Dy	5.00	3.71	2.52	1.46	0.58	0.01
	Nb	11.00	11.74	12.77	14.38	17.61	42.31
Vektör 7	Dy	5.00	3.21	1.82	0.81	0.21	0.00
	Nb	11.00	11.24	11.56	12.03	12.87	17.23

8.2 Asimilasyon+Fraksiyonel Kristalleşme (AFC) Modellemesi

Bilindiği gibi magmatik sistemlerdeki iz element dağılımlarını ve izotopik oranları, asimilasyon ile birlikte gelişen fraksiyonel kristallenme (AFC), kısmi ergime, fraksiyonel kristalleşme (FC), magma karışımı ve kabuksal kirlenme gibi magmatik prosesler kontrol etmektedir (Keskin, 2013). Bunların arasında, Bowen (1928)'in öncülük eden çalışmasından itibaren, Taylor (1980), DePaolo (1981), Powell (1984); Aitchison ve Forrest (1994); Bohrsen ve Spera (2001 ve 2003), Spera ve Bohrsen (2001, 2002 ve 2004) gibi birçok araştırmacı tarafından önerilen AFC, pek çok magmatik sistemde rol oynaması nedeniyle özel bir öneme sahiptir (Keskin, 2013). AFC, bir magmanın katılaşması sırasında, yan kayaçları özümseyerek ilksel bileşimini değiştirmesinin ve bu sırada katılaşmış olan bazı minerallerin magmadan ayrılmasının etkilerini birlikte inceler.

Bozaniç volkanitlerinin iz element içeriklerinden ve/veya oranlarından yararlanarak, gelişimlerinde etkili olan AFC süreci, AFC-Modeler (Keskin, 2013) programı yardımıyla modellenmiştir.

Modellemede trendlerin başlangıç noktası olarak, Dağköplü melanji içerisinde bulunan ve bölgede ilk oluşan bazik magmanın bileşimini yansıttığı düşünülen Üst Kretase-Alt Paleosen yaşlı İğdecik Bazaltı (Göncüoğlu vd., 2010)'na ait TO-25 nolu örnek; asimilant olarak da üst kabuk bileşimi (Taylor ve McLennan, 1985) kullanılmıştır (Tablo 8.3)

Modelleme sonucunda elde edilen diyagramlar, Şekil 8.3 ve 8.4'de; program verileri ise Tablo 8.4'de verilmiştir. Diyagramlara göre Bozaniç volkanitlerinde asimilasyonun fraksiyonel kristalleşmeye oranı (r değeri) çoğunlukla 0.2 seviyesinde kalmaktadır, bu sonuca göre kayaçların gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin (FC) asimilasyon+fraksiyonel kristalleşmeye (AFC) göre daha etkin olduğu söylenebilir.

Tablo 8.3: Bozaniç volkanitlerinde AFC modellemesi için C_L değerlerinin hesaplanmasında kullanılan minerallere ait ayırılma katsayıları ile C_o ve C_A değerleri.

Element	Ayrılma Katsayıları (Kd)				$D=X_a \cdot D_a$	C_o (İğdecik Baz.)	C_A (Üst Kabuk)
	Ol-Kd	Kpir-Kd	Plj-Kd	Mgt-Kd			
La (ppm)	0.067	0.056	0.19	1.50	0.174	10.1	30
Ce (ppm)	0.006	0.092	0.111	1.30	0.134	21.8	64
Zr (ppm)	0.012	0.1	0.048	0.10	0.064	96.8	190
Rb (ppm)	0.010	0.031	0.07	-	0.045	40.1	112
Hf (ppm)	0.013	0.263	0.05	2.00	0.195	2.5	5.8
Nb (ppm)	0.010	0.05	0.01	0.40	0.039	10.7	25
Rb/Nb	0.98	0.62	7.10	-	3.632	3.7476	4.5
La+Ce	0.073	0.148	0.30	2.80	0.308	31.9000	94
Zr/Nb	1.2	2.00	4.80	0.25	3.112	9.0467	7.6
La/Nb	6.7	1.12	19.00	3.75	10.237	0.9439	1.2

* Ayrılma katsayıları; Arth (1976), Irving ve Frey (1978), Fujikami vd. (1984), McKenzie ve O'Nions (1991), Rollinson (1993).

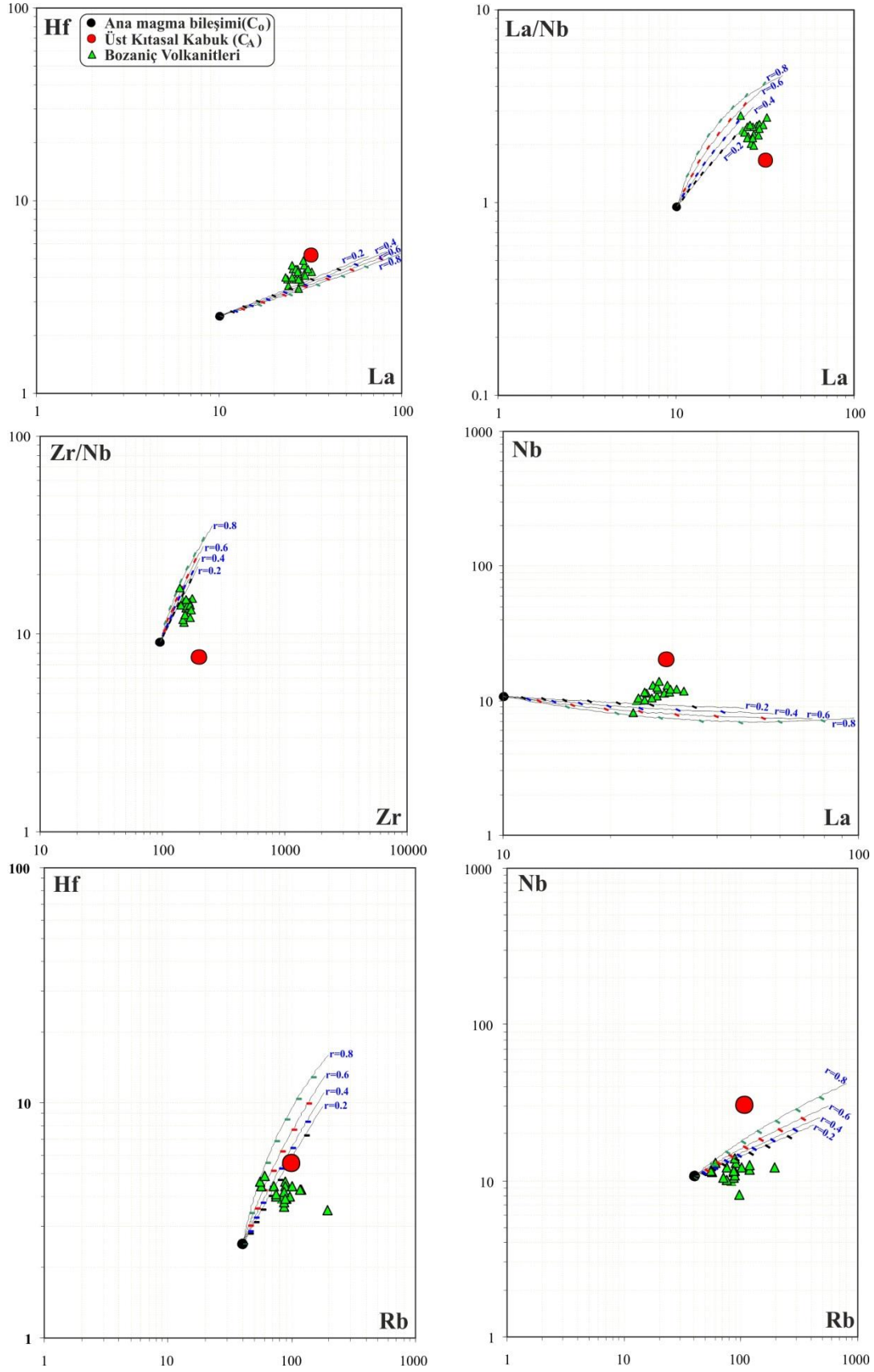
* C_o (Elementin ilksel katı kaynak malzemedeki konsantrasyonu), İğdecik Bazaltı; Göncüoğlu vd. (2010)

* D hesaplamasında kullanılan, İğdecik Bazaltı'nın CIPW normatif mineralojisi:

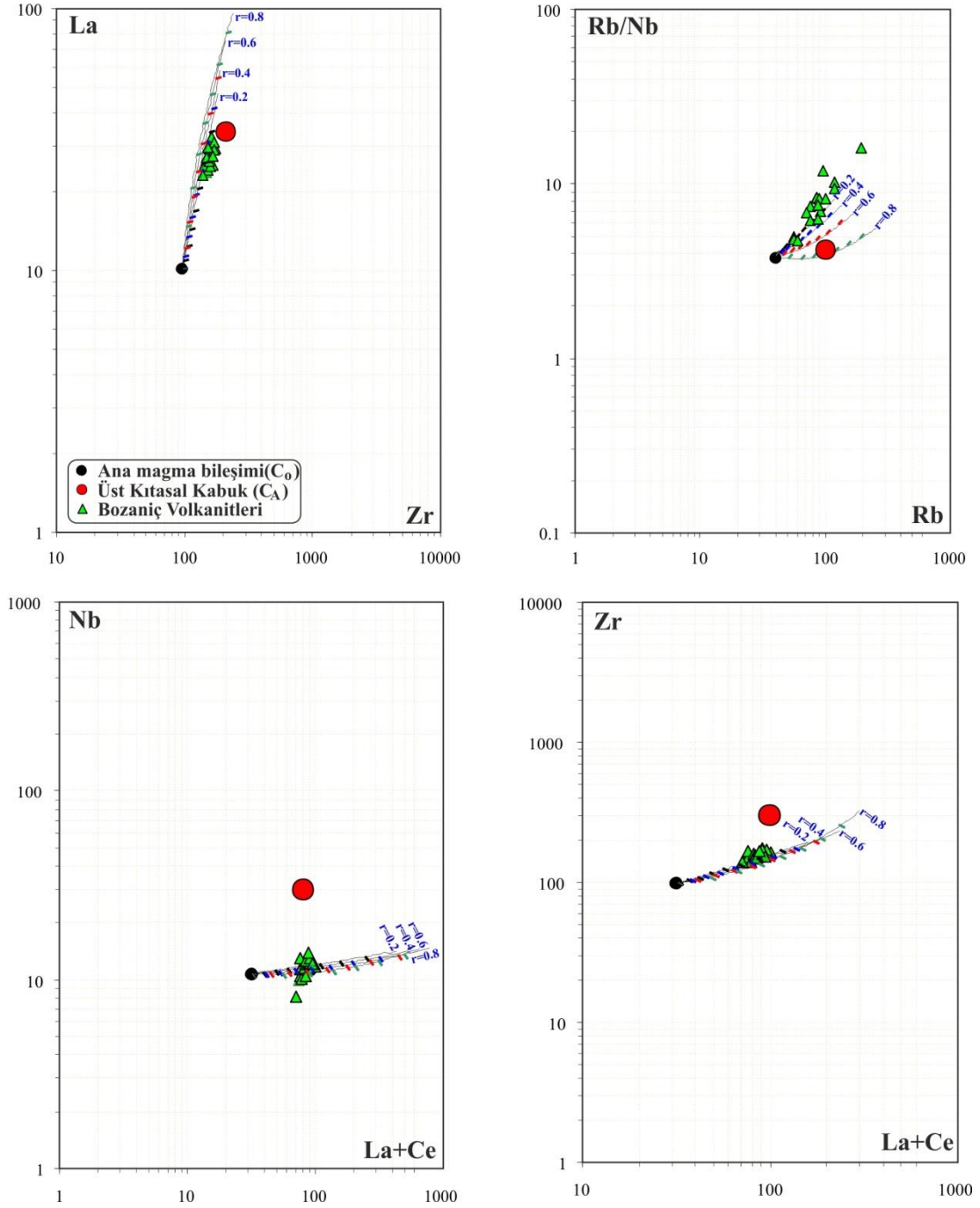
Ol: 13.98; Kpir: 36.18; Plj: 46.07; Mgt: 3.77; Toplam: 100

* C_A (Özümsenen kayaçtaki iz element konsantrasyonu), Üst Kabuk; Taylor ve McLennan (1985)

* Ol: Olivin, Kpir: Klinopiroksen, Plj: Plajiyoklaz, Mgt: Manyetit



Şekil 8.3: Bozaniç volkanitlerinde AFC modellemesini gösteren diyagramlar (Magma bileşimi (C₀) İçdecik Bazaltı (Göncüoğlu vd., 2010)'a ait olup, Üst Kıtasal Kabuk (C_A) değerleri Taylor ve McLennan (1985); ayrılma katsayıları, Arth (1976), Irving ve Frey (1978), Fujikami vd. (1984), McKenzie ve O'Nions (1991), Rollinson (1993)'den alınmıştır).



Şekil 8.4: Bozaniç volkanitlerinde AFC modellemesini gösteren diyagramlar (Magma bileşimi (C_0) İğdecik Bazaltı (Göncüoğlu vd., 2010)'a ait olup, Üst Kıtasal Kabuk (C_A) değerleri Taylor ve McLennan (1985); ayrımlanma katsayıları, Arth (1976), Irving ve Frey (1978), Fujikami vd. (1984), McKenzie ve O'Nions (1991), Rollinson (1993)'den alınmıştır).

Tablo 8.4: Bozaniç volkanitlerinde AFC modellemesiyle hesaplanan C_L değerleri.

r	Element veya Element oranı	C_L değerleri				
		F=%100	F=%90	F=%70	F=%50	F=%30
0.2	La	10.1	11.90	16.93	25.67	44.97
	Hf	2.50	2.90	4.02	5.96	10.26
0.4	La	10.10	13.22	21.90	36.75	69.00
	Hf	2.50	3.15	4.97	8.08	14.83
0.6	La	10.10	15.86	31.59	57.89	112.93
	Hf	2.50	3.65	6.82	12.11	23.18
0.8	La	10.10	23.62	58.92	113.69	216.61
	Hf	2.50	5.14	12.04	22.75	42.87
0.2	La	10.10	11.90	16.93	25.67	44.97
	La/Nb	0.94	0.96	1.00	1.04	1.09
0.4	La	10.10	13.22	21.90	36.75	69.00
	La/Nb	0.94	0.98	1.05	1.10	1.16
0.6	La	10.10	15.86	31.59	57.89	112.93
	La/Nb	0.94	1.02	1.11	1.18	1.25
0.8	La	10.10	23.62	58.92	113.69	216.61
	La/Nb	0.94	1.09	1.20	1.28	1.39
0.2	Zr	96.80	112.68	157.98	239.20	427.68
	Zr/Nb	9.04	9.12	9.35	9.71	10.37
0.4	Zr	96.80	121.42	191.58	317.23	608.29
	Zr/Nb	9.04	9.05	9.21	9.57	10.31
0.6	Zr	96.80	138.89	258.62	472.53	966.26
	Zr/Nb	9.04	8.95	9.12	9.63	10.73
0.8	Zr	96.80	191.20	458.49	932.50	2014.68
	Zr/Nb	9.04	8.82	9.35	10.54	13.00
0.2	La	10.10	11.90	16.93	25.67	44.97
	Nb	10.70	12.34	16.88	24.60	41.22
0.4	La	10.10	13.22	21.90	36.75	69.00
	Nb	10.70	13.40	20.79	33.14	58.99
0.6	La	10.10	15.86	31.59	57.89	112.93
	Nb	10.70	15.51	28.35	49.03	90.04
0.8	La	10.10	23.62	58.92	113.69	216.61
	Nb	10.70	21.66	49.00	88.40	154.93

Tablo 8.4 (Devam)

r	Element veya Element oranı	C _L değerleri				
		F=%100	F=%90	F=%70	F=%50	F=%30
0.2	Rb	40.10	47.06	66.50	100.23	174.75
	Hf	2.50	2.90	4.02	5.96	10.26
0.4	Rb	40.10	52.00	84.99	141.49	264.13
	Hf	2.50	3.15	4.97	8.08	14.83
0.6	Rb	40.10	61.81	121.10	220.16	427.51
	Hf	2.50	3.65	6.82	12.11	23.18
0.8	Rb	40.10	90.73	222.85	427.84	813.07
	Hf	2.50	5.14	12.04	22.75	42.87
0.2	Rb	40.10	47.06	66.50	100.23	174.75
	Nb	10.70	12.34	16.88	24.60	41.22
0.4	Rb	40.10	52.00	84.99	141.49	264.13
	Nb	10.70	13.40	20.79	33.14	58.99
0.6	Rb	40.10	61.81	121.10	220.16	427.51
	Nb	10.70	15.51	28.35	49.03	90.04
0.8	Rb	40.10	90.73	222.85	427.84	813.07
	Nb	10.70	21.66	49.00	88.40	154.93
0.2	Zr	96.80	112.68	157.98	239.20	427.68
	La	10.10	11.90	16.93	25.67	44.97
0.4	Zr	96.80	121.42	191.58	317.23	608.29
	La	10.10	13.22	21.90	36.75	69.00
0.6	Zr	96.80	138.89	258.62	472.53	966.26
	La	10.10	15.86	31.59	57.89	112.93
0.8	Zr	96.80	191.20	458.49	932.50	2014.68
	La	10.10	23.62	58.92	113.69	216.61
0.2	Rb	40.10	47.06	66.50	100.23	174.75
	Rb/Nb	3.74	3.81	3.93	4.07	4.23
0.4	Rb	40.10	52.00	84.99	141.49	264.13
	Rb/Nb	3.74	3.87	4.08	4.26	4.47
0.6	Rb	40.10	61.81	121.1	220.16	427.51
	Rb/Nb	3.74	3.98	4.27	4.48	4.74
0.8	Rb	40.10	90.73	222.85	427.84	813.07
	Rb/Nb	3.74	4.18	4.54	4.83	5.24

Tablo 8.4 (Devam)

r	Element veya Element oranı	C _L değerleri				
		F=%100	F=%90	F=%70	F=%50	F=%30
0.2	La+Ce	31.90	34.96	43.11	56.20	82.04
	Nb	10.70	12.34	16.88	24.60	41.22
0.4	La+Ce	31.90	36.02	46.77	63.38	94.41
	Nb	10.70	13.40	20.79	33.14	58.99
0.6	La+Ce	31.90	38.12	53.58	75.73	112.82
	Nb	10.70	15.51	28.35	49.03	90.04
0.8	La+Ce	31.90	44.06	70.43	100.57	137.04
	Nb	10.70	21.66	49.00	88.40	154.93
0.2	La+Ce	31.90	34.96	43.11	56.20	82.04
	Zr	96.80	112.68	157.98	239.20	427.68
0.4	La+Ce	31.90	36.02	46.77	63.38	94.41
	Zr	96.80	121.42	191.58	317.23	608.29
0.6	La+Ce	31.90	38.12	53.58	75.73	112.82
	Zr	96.80	138.89	258.62	472.53	966.26
0.8	La+Ce	31.90	44.06	70.43	100.57	137.04
	Zr	96.80	191.20	458.49	932.50	2014.68

9. TARTIŞMA VE JEODİNAMİK EVRİM

Batı Anadolu'da şimdiye kadar yapılan çalışmalarda, çarpışma sonrası volkanizmasını temsil eden kayalar genellikle Geç Eosen'den daha gençtirler. Bu yaştan itibaren Kuvaterner'e kadar devam eden süreçte kalk-alkalinden alkaline doğru değişen karakterde ürünler İAESZ boyunca yüzlekler vermişlerdir. Yitim hareketinin kuzeye, yani Sakarya Kıtası'nın altına doğru olması nedeniyle özellikle zonun güneyinde Eosen yaşlı volkanitlere rastlamak pek mümkün değildir. Kuzeyinde ise Biga, Kızderbent, İznik, Orhangazi, Orhaneli ve Topuk civarlarında küçük çaplı yayılımlar görülmektedir. Bu çalışmada incelenen Erken-Orta Eosen yaşlı Bozaniç (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) volkanitlerinin varlığı ise çarpışma sonrasındaki volkanitlerin ilk ürünlerini temsil etmeleri nedeniyle bölge jeodinamiğinin aydınlatılması açısından önemlidir. Çalışma konusu volkanitlerle karşılaştırmak için İAESZ'nun batıda devamı niteliğinde olan, Neotetis okyanusunun kapanmasıyla ilişkili olarak meydana gelmiş ve literatürde jeokronolojik ve petrolojik özellikleri bilinen Balıklıçeşme (Biga, Çanakkale) volkanitleri (Ercan vd., 1995) ile Doğu Rodop (Bulgaristan) Masifi'ndeki volkanitler (Marchev vd., 2004) seçilmiştir.

Balıklıçeşme volkanitleri, andezitik ve dasitik türde lav ve tüflerden (yer yer aglomera) oluşmaktadır ve K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş tayininden 37.3 ± 0.9 milyon yıllık (Üst Eosen sonu) bir yaş elde edilmiştir (Ercan vd., 1995). Doğu Rodop volkanitlerindeki en yaşlı kayalar ise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemiyle 34.5 My yaşındadır ve daha çok trakibazalt karakterdedirler (Marchev vd., 2004).

Balıklıçeşme volkanitlerinden alınan örneklerde yapılan petrografik incelemeler sonucunda; andezitik lavların, porfirik dokulu, kloritleşmiş ve killeşmiş plajiyoklaz mikrolitleri, piroksen ve opak mineral bulunduran hamur içindeki plajiyoklaz fenokristalleri, biyotitleşmiş ve opak minerale dönüşmüş hornblend kırıntıları ve diyopsitik ojit kristalleri ile belirgin oldukları, dasitik lavların ek olarak kuvars kristalleri içerdikleri saptanmıştır (Ercan vd., 1995). Plajiyoklazlar egemen durumda olup, dilinimlerinden itibaren değişime, bozuşmaya başlamışlardır. Zonal yapı sunarlarda kaolenleşme bu yapıya uyumludur ve andezin ve oligoklaz

türdedirler. Homblendler iri, özşekilli, parçalanmış, içleri kısmen boşalmış görünümündedirler. Hafif biyotitleşme ve kloritleşme sergileyenlerle, kenarlarında turuncu renkli opaklaşma içerenler bulunmaktadır. Kuvars kristalleri özşekilsiz ve yuvarlağımsıdır. Yer yer de ufak özşekilli apatit kristalleri bulunmaktadır. Tüfler genellikle litik tuf özellikleri taşırlar. Üst Eosen yaşlı Ceylan Formasyonu içinde bulunan ve "Ceylan tüfleri" olarak adladıkları tuf birimlerinde inceleme yapan Ertürk ve Uygur (1994) ise bunların çoğunlukla vitrik, nadiren kristalen tuf olduklarını belirterek denizel ortamda oluşan iki farklı litofasiyes ürünü ayırtlamışlardır. Balıklıçeşme volkanitlerinin jeokimyasal özellikleri, bu kayaçların yüksek potasyumlu kalk-alkalen karakterli olduklarını göstermekte ve Le Maitre vd (1989)'un (Na₂O+K₂O) ve SiO₂ içerikleri kullanılarak çizilen sınıflandırma diyagramında dasit bileşimi vermektedirler (Ercan vd., 1995). ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranı 0.705940; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd oranı ise 0.512596'dır. Bu değerler, kalk-alkalen karakterli Balıklıçeşme volkanitlerini oluşturan magmanın yüksek derecede kabuksal kirlenmeye uğradığını göstermektedir (Ercan vd., 1995). İz element değişimleri ise Bozaniç volkanitlerine benzer olarak; K, Rb ve Ba gibi büyük iyon çaplı litofil elementler (LILE) bakımından zenginleşme, yüksek çekim alanlı elementlerce de tüketilme olduğunu göstermektedir (Ercan vd., 1995). Kondrite normalize edilmiş çoklu dağılım diyagramında Balıklıçeşme volkanitleri, daha düşük Rb, Hf ve daha yüksek Ba içerikleri dışında Bozaniç volkanitleriyle benzer bir desen göstermektedir (Şekil 9.1).

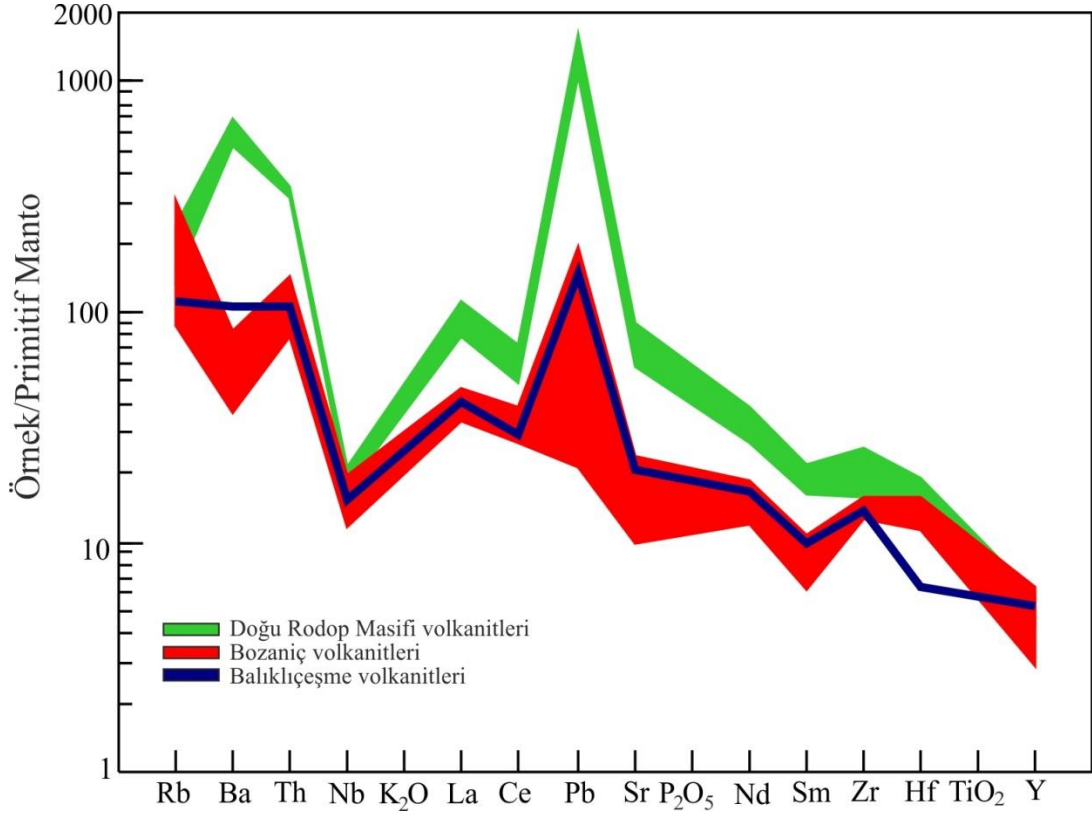
Jeolojik ve jeokimyasal özellikleri göz önünde bulundurulduğunda Ercan vd (1995), Balıklıçeşme volkanitlerinin bir ada yayı volkanizma sisteminin yitimle ilişkili son ürünleri olarak meydana gelmiş olabileceklerini düşünmektedirler. Hatta bunların, bölgede çarpışma sonrası volkanizmasının ilk ürünleri olarak oluşmuş olabilme ihtimalinden de söz etmişlerdir. Bozaniç volkanitleri de önceki bölümlerde bahsedildiği üzere çarpışma sonrası volkanizmasının ilk ürünlerini temsil etmektedirler. Ancak bu çalışmayla elde edilen Erken-Orta Eosen yaşı, literatürde şimdiye kadar bahsedilen çarpışma sonrası volkanizmasına ait ürünlerin meydana geliş zamanının Erken Eosen'e kadar indiğini göstermektedir.

Marchev vd (2004), Doğu Rodop Masifi volkanitlerini 6 alt grupta incelemiştir. Bu çalışmada karşılaştırma ve deneştirme amaçlı olarak, masifteki en

yaşlı (34.5 My) volkanit grubu olan yüksek Ba içerikli trakibazaltlar seçilmiştir. Bu kayalar, çok sayıda iri piroksen fenokristalleri, daha az oranda tümüyle altere olmuş olivin, biyotit, plajiyoklaz, anortoklaz, titanlı manyetit ve apatit içerirler. Hamur, plajiyoklaz, olivin, klinopiroksen ve titanlı manyetitleri saran iri poyikilitik dokulu sanidin minerallerinden ibarettir ve petrografik karakterleri genellikle Orta Anadolu'daki (Francalanci vd., 2000), Güneydoğu İspanya'daki (Turner vd., 1999) ve Tibet platosundaki (Chung vd., 2001) orojenik lamproidlerle karşılaştırılır; ancak plajiyoklaz fenokristallerinin varlığıyla onlardan ayrılır (Marchev vd., 2004). Jeokimyasal olarak, karşılaştırma amaçlı seçilen örneğin (96-27b) SiO₂ içeriği % 53.76'dır ve düşük MgO içeriğine sahiptir (% 3.42). Benzer olarak, düşük oranda Ni (10 ppm) ve Cr (23 ppm) içerir. Al₂O₃ içeriği % 17.82, K₂O içeriği ise % 3.97'dir. Uyumsuz element karakteristikleri, Bozaniç volkanitlerinde olduğu gibi büyük iyon çaplı litofil elementlerce (LILE; K, Rb, Ba, Pb) zenginleşme; yüksek çekim alanlı elementlerce (HFSE; Nb ve Ti) ise tüketilme olduğunu göstermektedir (Marchev vd., 2004). Bu özellikleriyle yaklaşan levha tektonik ortamlarının tipik karakterini yansıtır (Marchev vd., 2004). Kondrite normalize edilmiş çoklu element dağılımları, Bozaniç volkanitlerine göre hemen hemen tüm elementlerde daha fazla zenginleştiklerini gösterir; ancak sergiledikleri desenler oldukça benzerdir (Şekil 9.1).

İAESZ'nin hemen kuzeyinde yer alan ortaç bileşimli Bozaniç volkanitlerinin jeokimyasal verilerine göre, örneklerin SiO₂ içerikleri % 56,62 ile 63,46 arasında değişmektedir. Orta-yüksek K içeriklerine sahip olup, kalk-alkalen karakterdedirler. SiO₂ artışıyla beraber Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃, MnO, CaO, TiO₂ ve P₂O₅ ana oksitleri azalmakta; K₂O ve Na₂O ise artış göstermektedir. Bu durum, volkanitlerin gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin etkin bir süreç olduğuna işaret etmektedir.

Volkanitlerin iz element dağılım diyagramlarına bakıldığında; SiO₂'yle Hf, Sr, Y ve Co arasında negatif; Rb, Nb, Ba, Zr, Th ve Ce arasında ise pozitif ilişki gözlenmektedir.



Şekil 9.1: Bozaniç volkanitlerine ait kondrite normalize edilmiş çoklu element dağılımlarının, Doğu Rodop Masifi volkanitleri (Marchev vd., 2004) ve Balıklıçeşme volkanitleri (Ercan vd., 1995) ile karşılaştırılması (Normalize değerler, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Okyanus Adası Bazaltı'na (OIB; Şekil 5.7) (Sun ve McDonough, 1989), zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırt Bazaltı'na (E-Tipi OOSB; Şekil 5.8) (Sun ve McDonough, 1989) ve tüketilmiş Okyanus Ortası Sırt Bazaltı'na (N-Tipi OOSB; Şekil 5.8) (Sun ve McDonough, 1989), göre normalize edilmiş çoklu-element diyagramları, özellikle K_2O , Rb, Ba ve Th elementlerinde bir zenginleşme; Sr, Nb, Ta, Ce, P_2O_5 , Zr, TiO_2 ve Y elementlerinde ise fakirleşme olduğunu göstermiştir. Buna göre, Bozaniç volkanitleri kuvvetli uyumsuz elementlerce zenginleşmiş durumdadırlar ve bu durum, tipik aktif kıta kenarı magmatizmasının göstergesidir (Wilson, 1989). Ti negatif anomalisi, yine fraksiyonel kristalleşme göstergelerinden biridir.

LIL elementlerine kıyasla, HFS elementlerinde (özellikle Nb, Ta ve Ti) gözlenen fakirleşme, kıta altındaki litosferik mantoyu işaret etmektedir (Thompson vd., 1983).

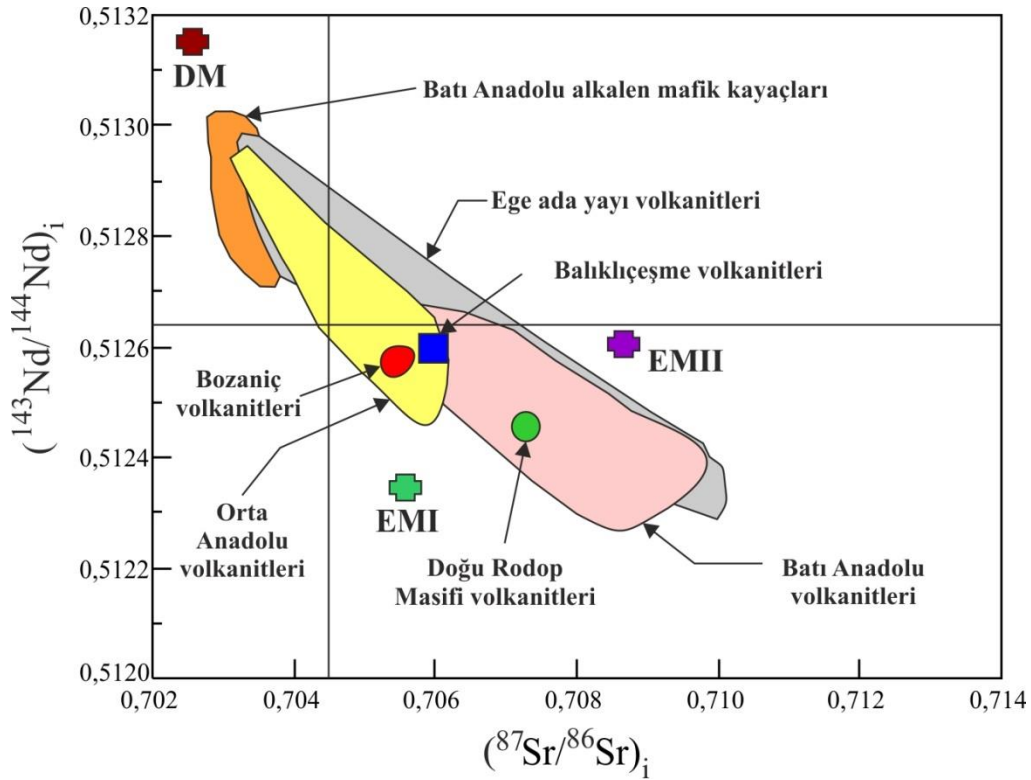
Bozaniç volkanitlerinin kondrite normalize (Taylor ve McLennan, 1985) edilmiş nadir toprak element dağılımları genel olarak birbirine benzerlik

göstermektedir. Hafif nadir toprak elementler, ağır nadir toprak elementlere göre zenginleşmiş durumdadır. HREE miktarı nispeten sabit iken, LREE değerleri daha değişkendir. Belirsiz negatif Eu anomalisinin varlığı, olasılıkla plajiyoklaz minerallerinin fraksiyonlanması ya da magmanın oluşumu sırasındaki plajiyoklaz mineralleri tarafından fraksiyonlanmaya uğramış kıta kabuğu malzemesi ile kirlenmesi olarak açıklanabilir. Örneklerde gözlenen yüksek LREE/HREE oranı nedeniyle, magmanın iz elementler bakımından zenginleşmiş bir kaynaktan veya düşük dereceli kısmi ergimeye uğramış olan eriyikten itibaren oluştuğu söylenebilir. Yine LREE bakımından zenginleşme, yitim sonucu dalan levhanın kaynağa olan katkısı ile açıklanabilir.

İzotop jeokimyası verilerine göre, Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayaçların ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranları 0.705404-0.705502 arasında, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i oranları 0.512570-0.512581 arasında ϵNd_i değerleri ise -1.33 ile -1.11 arasında değişmektedir (Tablo 6.3). Negatif ϵNd_i değerlerine sahip olmaları dikkat çekicidir. Bu durum petrojenetik olarak; volkanitlerin yiten kabuk malzemesinin karışmasıyla zenginleşmiş bir manto kaynağından türediklerini, bir başka deyişle manto kaynağındaki kabuk bileşimi katkısını ifade etmektedir (Faure ve Mensing, 2005). Balıklıçeşme volkanitlerinde ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranı 0.705940, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i oranı 0.512596, ve ϵNd_i değeri -0.80'dir. Ercan vd (1995), bu değerleri kıtasal kirlenme etkisi olarak yorumlamışlardır. Doğu Rodop Masifi'ndeki trakibazaltların ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranı 0.707270, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i oranı ise 0.512455'dir. Marchev vd (2004) de kayaçlardaki bu değerleri kıtasal kirlenme ile ilişkilendirmişlerdir. Sonuç olarak, karşılaştırılan volkanitler için kabuk katkısının önemi ortaya çıkarken, Bozaniç volkanitlerinde ise en etkin sürecin bunlardan farklı olarak fraksiyonel kristalleşme süreci olduğu söylenebilir. Zaten, Eosen'den sonra İAESZ boyunca Miyosen sonuna kadar devam eden süreçte meydana gelen volkanizma faaliyetleri sonucunda oluşan ürünlerde de kıtasal kabuk etkisi, kıta kabuğu kalınlığının yeniden incelmeye başlaması nedeniyle giderek azalmaktadır.

Volkanitlerin Sr ve Nd izotopik bileşimleri çeşitli bölgelerdeki yay volkanitleriyle karşılaştırıldığında, özellikle Balıklıçeşme volkanitiyle Bozaniç volkanitlerinin çok yakın alanlara düştükleri gözlenir ve her ikisi de Tersiyer-Kuvaterner yaş aralığındaki Orta Anadolu volkanitleriyle uyum göstermektedirler (Şekil 9.2). Doğu Rodop Masifi volkanitleri ise yüksek ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranlarıyla daha

çok yine Tersiyer-Kuvaterner yaş aralığındaki Batı Anadolu volkanitleriyle uyumludurlar (Şekil 9.2).



Şekil 9.2: Bozaniç volkanitleri, Balıklıçeşme volkanitleri ve Doğu Rodop Masifi volkanitlerinin karşılaştırıldığı Orta ve Batı Anadolu ile Ege ada yayındaki Tersiyer-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaların $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 'ye karşı $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ izotop diyagramı. Alanlar; Orta ve Batı Anadolu ile Ege ada yayı volkanitleri, Güleç (1991), Pamic vd. (1995)'den; DM (Tüketilmiş Manto), EMI ve EMII (Zenginleşmiş Manto I ve II), Zindler ve Hart (1986)'dan alınmıştır.

Batı Anadolu'daki çarpışma sonrası magmatizmasının kökeni, oluşumu ve evrimi şimdiye kadar pek çok çalışmaya konu olmuştur. Ancak, önerilen modeller ve yorumlar birbirinden oldukça farklıdır. Bu nedenle, öne sürülen modelleri değerlendirebilmek için bölgedeki Tersiyer yaşlı volkanik ve plütonik toplulukların daha sistematik ve niceliksel olarak çalışılması gerekmektedir. Şimdiye kadar önerilen modelleri üç ana grupta toplamak mümkündür:

1) Batı Anadolu orojenik kuşağının (kıta kabuğunu inceltip bölgede Paleojen-Neojen magmatizmasını üreten dekompresyonal ergimelere yol açarak) Oligo-Miyosen'den itibaren kapanması (Seyitoğlu ve Scott, 1992, 1996).

2) Helenik yay boyunca Doğu Akdeniz okyanus tabanının kuzeye doğru Avrasya kıtasının altına dalması ve bununla ilişkili yitim zonu magmatizması (Fytikas vd., 1984; Pe-Piper ve Piper, 1989; Gülen, 1990; Okay, 2002).

3) Geç Oligosen-Erken Miyosen'deki kuzey-güney yönlü bir sıkışmadan, Geç Miyosen'in sonrasına uzanan kuzey-güney yönlü bir genişlemeye kadar zamanla değişen farklı rejimlerdeki çoklu magmatizma bölümleri (Ercan vd., 1984, 1995; Yılmaz, 1989, 1990; Savaşçın ve Güleç, 1990; Güleç, 1991).

Bahsedilen kuzey-güney genişlemesine Geç Neojen boyunca farklı şiddetlerde volkanizma faaliyetleri eşlik etmektedir (Altunkaynak ve Dilek, 2006). Ancak, bölgedeki Eosen yaşlı volkanik ve plütonik kayaların varlığı, Batı Anadolu'daki çarpışma sonrası magmatizmasının tarihinin Paleojen öncesine kadar uzandığını kanıtlamaktadır (Keller, 1983; Yılmaz, 1989, 1990; Güleç, 1991; Harris vd., 1994; Ercan vd., 1995; Richardson-Bunbury, 1996; Genç ve Yılmaz, 1997; Savaşçın ve Oyman, 1998; Aldanmaz vd., 2000; Yılmaz vd., 2001). Geç Eosen'den itibaren Batı Anadolu'da farklı bölgelerde çarpışma sonrası volkanizmaları meydana gelmiş ve bunlar zamanla kalk-alkalenden, daha alkali ve ultrapotasik bir karaktere bürünmüşlerdir (Yılmaz, 1989; Güleç, 1991; Seyitoğlu vd., 1997; Savaşçın ve Oyman, 1998; Aldanmaz vd., 2000; Altunkaynak vd., 2004). Helenik yay boyunca Afrika litosferinin Avrasya'nın altına dalma zamanının en erken Miyosen başlarını işaret etmesi nedeniyle, Geç Eosen ve Oligosen'de Batı Anadolu'daki kalk-alkali volkanizmasının ilk aşamaları bu sırada oluşan herhangi bir aktif yitim süreciyle alakalı olmamalıdır. Bu yüzden, çarpışma sonrası volkanizma faaliyetlerini oluşturan magma kaynaklarının ve erken fazın nedenleri, Batı Anadolu provensinin jeodinamik evrimi için önemli bir soru işareti olarak kalmıştır. Bu çalışmayla beraber petrolojik özellikleri detaylı olarak incelenen Erken-Orta Eosen yaşlı Bozaniç (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) volkanitlerinin, Batı Anadolu'daki çarpışma sonrası kalk-alkali volkanizmasının ilk ürünlerini temsil ettiği ortaya konmuş, böylece bölgenin jeodinamik evrimine önemli bir katkı sağlanmıştır.

Yitim zonu modelleri, Senozoyik magmatizmasının Neotetis okyanus tabanının kuzeye doğru dalmasının bir sonucu olduğunu öne sürer (Borsi vd., 1972; Fytikas vd., 1984; Pe-Piper ve Piper, 1989; Gülen, 1990; Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve Satır, 2000, 2006). Çalışma sahasının hemen güneyindeki İzmir-Ankara-

Erzincan Sütur Zonu (İAESZ) boyunca ofiyolitik toplulukların ve mavişist fasiyesindeki metamorfik kayaçların varlığı da bu yitim hareketini desteklemektedir. Kretase boyunca Neotetis okyanus tabanı, Sakarya kıtası altına dalmış ve bu hareket Anatolid-Torid kıta kenarının kısmen yitimiyle sona ermiştir (Altunkaynak ve Genç, 2008).

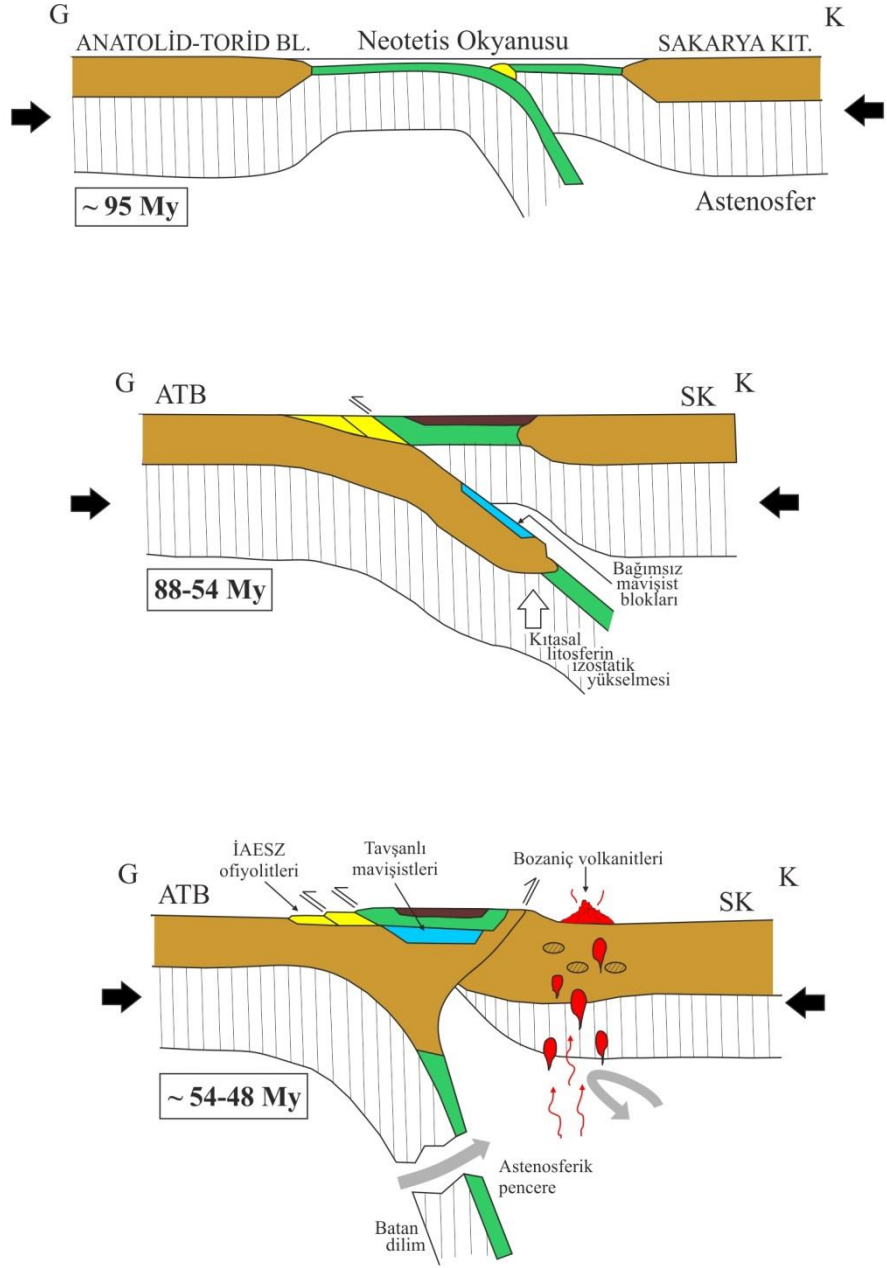
Orojenik kapanma modelleri ise, Batı Anadolu orojenik kuşağının kapanmasıyla ilişkili genişleme tektoniğinin bir sonucu olarak, kuzeyde Biga Yarımadası'ndan güneyde Bodrum Yarımadası'na kadar uzanan bir alanı etkileyen Oligo-Miyosen yaşlı volkanizma faaliyetlerini öne sürer (Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992, 1996; Seyitoğlu vd., 1997). Bu görüşe göre, orojenik kapanma dekompresyonel ergimeyle ilişkili olarak kıta kabuğunda incelmeye ve magmatizma olaylarına yol açmıştır. Bu düşünce ilk başta cazip görünse de bölgedeki Eosen öncesi magmatizmasının sebeplerini açıklayamaz (Altunkaynak ve Genç, 2008).

Bu modellerden başka, tektonik rejimlerdeki ve manto dinamiklerindeki değişiklikler yoluyla Senozoyik magmatizmasının farklı bölümlerinin meydana geliş biçimlerini ve kökenlerini yorumlayan görüşler de mevcuttur. Bunlar, Batı Anadolu'daki çarpışma sonrası magmatizmasının bileşimsel olarak farklı magmatik bölümler sergilediğini savunarak, bunu kontrol eden faktörleri; dilim kopması (slab breakoff; Köprübaşı ve Aldanmaz, 2004; Altunkaynak ve Dilek, 2006; Boztuğ vd., 2006; Altunkaynak, 2007), litosferik sıyrma (delamination; Aldanmaz vd., 2000) ve/veya astonosferik yükselme ve dekompresyonel ergime ile Senozoyik boyunca Doğu Akdeniz bölgesinin jeodinamik evriminin bir parçası olarak okyanusal litosferik yitim (Altunkaynak ve Dilek, 2006; Dilek ve Altunkaynak, 2007) mekanizmalarıyla açıklamışlardır.










Kretase ofiyolitlerinin İAESZ boyunca Torid platformu üzerine yerleşmeleri ile platform kenarının Geç Kretase boyunca yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizmasına neden olarak (Sherlock vd., 1999; Okay, 2002; Ring ve Layer, 2003; Ring vd., 2003) kısmi yitim olayına maruz kalması, bölgedeki çarpışma tektoniğinin ilk aşamalarını temsil eder (Şekil 9.3). Neotetis okyanusunun dönemsel kapanışı Eosen boyunca Sakarya kıtasının Torid platformuyla çarpışmasıyla sonuçlanmıştır ve böylece sırasıyla bölgesel deformasyon, metamorfizma ve kabuk kalınlaşması olayları meydana gelmiştir. Çalışma sahasının güneyindeki yüksek

dereceli metamorfik kayaçların (mavişistler) gelişmelerinin sebebi bu Baroviyen tip çarpışma-endeksli metamorfizmadır. Yitim için yüzen Torid platform kabuğunun direnmesi ve kuzeye doğru yitim zonunu engellemesi, kısmen dalmış olan pasif kenarının izostatik olarak yükselmesine, yüksek basınç kayaçlarının ortaya çıkmasına ve üst kabuk kayaçlarının aniden aşınmasına neden olmuştur (Ring vd., 2003). Kıtasal çarpışmanın devam etmesi, muhtemelen dalan Neotetis diliminin uç kısmının kıtasal litosferin kalan kısmından kopmasına yol açmış, bu sayede bir astenosferik pencere meydana gelmiştir (Şekil 9.3). Dilim ayrılması ve kopması, bir kısmı dalan kıtasal litosferin batmaya karşı direncinden kaynaklanan yitim hızındaki azalmanın bir sonucu olarak, kıtasal çarpışma zonlarında dalan litosferin yerçekimi etkisiyle yerleşmesinin doğal bir karşılığıdır (Davies ve von Blanckenburg, 1995; Wortel ve Spakman, 2000; Gerya vd., 2004; Seghedi vd., 2004). Batan okyanusal levha koparken, astenosfer hızla yükselmiş ve kalınlaşmış kabuk içerisinde diyapirler şeklinde hareket etmiştir (Şekil 9.3, 54-48 My). Litosferdeki iletim sebepli ısı artışı, metasomatize ve sulu katmanların; potasik veya kalk-alkalen karakterli magmalar üreterek erimesine yol açmıştır. Astenosferik yükselmeye bağlı olarak yüzeye doğru çıkmaya başlayan magma, fraksiyonel kristalleşme etkisiyle ilksel bileşiminden itibaren farklılaşarak yüzeye ulaşmış ve Bozaniç volkanitlerini meydana getirmiştir (Şekil 9.3).

Bozaniç volkanitlerinin büyük çoğunluğu andezit bileşimindedir. Volkanitlerin jeokimyasal ve petrolojik özellikleri; oluşumlarındaki en önemli magmatik olayın fraksiyonel kristalleşme (FC) olduğunu göstermektedir. İz element değişimleri ve element oranları, Bozaniç volkanitlerini oluşturan magmanın yitim izi taşıyan litosferik mantodan türeyen magmalara benzerlik gösterdiğini ortaya koymaktadır.



Semboller:

- | | | | |
|---|---|--|--------------------------------|
|  | Okyanusal kabuk |  | Bölgesel sıkışma |
|  | Kıtasaal kabuk |  | Bindirme fayı |
|  | Tavşanlı mavişist kayaları |  | Kalk-alkalen magma diyapirleri |
|  | Dalma-batma yığışım prizması (İAESZ ofiyolitleri) |  | Fraksiyonel kristalleşme |
|  | Sedimanter havza | | |

Şekil 9.3: Bozaniç (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) volkanitlerinin oluşumunu gösteren jeodinamik model.

10. SONUÇ VE ÖNERİLER

1. Sakarya Zonu'nda (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) İAESZ'nun kuzeyinde yer alan çalışma alanındaki Erken-Orta Eosen yaşlı andezitik karakterli Bozaniç volkanitleri, Paleosen yaşlı sedimanter kayalar keserek yerleşmişlerdir. Bölgede hemen hemen aynı hat üzerinde sıralanmış, D-B uzanımlı, dört ayrı volkan bacasından çıkan lav ve piroklastitler şeklinde yüzeyleme vermişlerdir.

2. Bozaniç volkanitlerine ait kayalar; plajiyoklaz (An_{37-56}), klinopiroksen ($Wo_{40-50}En_{37-51}Fs_{6-17}$), hornblend ($Mg\#=0.55-0.70$), biyotit ($Mg\#=0.70-0.81$) fenokristalleri ile titano-manyetit ve sanidin içermektedirler.

3. İncelenen volkanitler petrografik olarak; hipokristalen porfirik, mikrolitik porfirik, trakitik ve hipohyalin porfirik dokular gösterirler. Plajiyoklaz fenokristallerindeki halkalı zonlanma, elek dokusu, seri doku ve kemirilme dokuları minerallerle ergiyik arasındaki dengesizliği ifade etmektedir. Hornblend ve biyotit minerallerinde sıklıkla opasitleşme izlenir. Bozaniç volkaniti kayalarında özellikle karbonatlaşma ve killeşme türü alterasyonlar oldukça yoğun bir biçimde gözlenmektedir.

4. Bozaniç volkanitlerini oluşturan kayalardaki minerallerin kimyalarından yararlanılarak jeotermobarometre hesaplamaları yapılmıştır. Plajiyoklaz jeotermometresi sıcaklıkları 978-1011 °C; amfibol-plajiyoklaz jeotermometresi sıcaklıkları 807-900 °C ve klinopiroksenlerden hesaplanan kristal içi dengelenme sıcaklıkları 870-1025 °C arasında değişmektedir. Klinopiroksen jeobarometresi basınç değerleri ise 0.1-4.1 kbar arasında değişmektedir.

5. Jeokimyasal verilere göre, örneklerin SiO_2 içerikleri % 56,62 ile 63,46 arasında değişmektedir. Orta-yüksek K içeriklerine sahip olup, kalk-alkalen karakterdedirler. SiO_2 artışıyla beraber Fe_2O_3 , MgO, Al_2O_3 , MnO, CaO, TiO_2 ve P_2O_5 içerikleri azalmakta; K_2O ve Na_2O ise artış göstermektedir. Bu durum, volkanitlerin gelişiminde fraksiyonel kristalleşmenin etkin bir süreç olduğuna işaret etmektedir.

6. İncelenen volkanitlerin ana oksit ve iz element Harker diyagramlarında, SiO₂'yle Hf, Sr, Y ve Co arasında negatif; Rb, Nb, Ba, Zr, Th ve Ce arasında ise pozitif ilişki gözlenmektedir. Buna göre, fraksiyonel kristalleşme kayaçların gelişimlerdeki en etkili magmatik prosestir.

7. Bozaniç volkanitlerinin normalize edilmiş çoklu element diyagramlarına göre, özellikle K₂O, Rb, Ba ve Th elementlerinde bir zenginleşme gözlenirken, Sr, Nb, Ta, Ce, P₂O₅, Zr, TiO₂ ve Y elementlerinde ise fakirleşme gözlenmektedir. Buna göre, çalışma bölgesinde bulunan tüm kayaçlar, kuvvetli uyumsuz elementlerce zenginleşmiş durumdadırlar. Bu durum, tipik aktif kıta kenarı magmatizmasının göstergesidir. Bozaniç volkanitlerinin kondrite normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları genel olarak birbirine benzerlik göstermektedir. Hafif nadir toprak elementler, ağır nadir toprak elementlere göre zenginleşmiş durumdadır. HREE miktarı nispeten sabit iken, LREE değerleri daha değişkendir. Belirsiz negatif Eu anomalisinin varlığı, olasılıkla plajiyoklaz minerallerinin fraksiyonlanması ya da magmanın oluşumu sırasındaki plajiyoklaz mineralleri tarafından fraksiyonlanmaya uğramış kıta kabuğu malzemesi ile kirlenmesi olarak açıklanabilir. Örneklerde gözlenen yüksek LREE/HREE oranı nedeniyle, magmanın iz elementler bakımından zenginleşmiş bir kaynaktan veya düşük dereceli kısmi ergimeye uğramış olan eriyikten itibaren oluştuğu söylenebilir. Yine LREE bakımından zenginleşme, yitim sonucu dalan levhanın kaynağa olan katkısı ile açıklanabilir.

8. Tektonik ortam ayırtman diyagramlarına göre, Bozaniç volkanitleri kıtasal yay bazaltı alanında yer alırlar ve yüksek Zr/Nb ve orta-yüksek Y/Nb oranlarına sahip olup, yitim zenginleşmesi ve/veya kabuksal kirlenme yönünde bir yönelim göstermektedirler. Dolayısıyla kökenlerini olasılıkla litosferik bir manto kaynağı oluşturmaktadır. Ayrıca bu diyagramlarda, Bozaniç volkanitleri, Orta Anadolu volkanik kayaçlarıyla benzerlik göstermektedirler.

9. İncelenen volkanitlerin, ⁴⁰Ar/³⁹Ar yaşlandırmasına göre; andezitik lav örneklerinden 48.75±0.14 My ve 48.13±0.15 My plato yaşları elde edilirken, bunların piroklastiklerinden ise 48.78±0.23 My ve 48.74±0.32 My plato yaşları elde edilmiştir.

10. Kökensel amaçlı yapılan Sr ve Nd izotop analizlerine göre; kayaçların ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranları 0.705404-0.705502 arasında, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i oranları 0.512570-0.512581 arasında, ϵNd_i değerleri -1.33 ile -1.11 arasında ve hesaplanan Nd model yaşları [T_{DM}] ise 831-888 My arasında değişmektedir.

11. Bozaniç volkanitlerinin ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i'ye karşı ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i diyagramına göre, çalışma alanında yer alan volkanik kayaçların izotop değerleri birbirine çok yakın değerler göstermektedir ve izotop bileşimlerinin OIB (Okyanus adası bazaltları) benzeri zenginleşmiş bir manto kaynağına benzer olduğu görülmektedir. Aynı zamanda "Manto Dizisi" çizgisine yakın bölgelere düşmektedirler.

12. Bozaniç volkanitlerinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özellikleri ile izotopik verileri göz önünde bulundurularak, volkanitlerin gelişimindeki magmatik süreçler modellenmiştir. Modelleme sonuçları, kayaçların gelişiminde en çok fraksiyonel kristalleşme (FC) sürecinin etkin olduğunu göstermektedir.

Sonuç olarak; Sakarya Zonu'nun ve Kuzeybatı Anadolu'nun jeodinamik evrimi açısından Bozaniç volkanitleri (48 My) büyük önem arz etmektedir. Şimdiye kadar yapılan çalışmalarda çarpışma sonrası kalk-alkalen volkanizmasının ilk ürünlerinin ortaya çıkış zamanı Geç Eosen olarak belirtilmiştir. Ancak bu çalışmayla beraber söz konusu zamanın Erken Eosen'e kadar indiği verisi elde edilmiştir. Bu nedenle bundan sonraki süreçte Batı Anadolu'da, özellikle İAESZ boyunca çeşitli bölgelerde yüzlekler vermiş olan ve muhtemelen yaşları Eosen başlarına kadar uzanacak volkanik toplulukların petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve jeokronolojik açıdan detaylı bir şekilde incelenmeleri, birbirleriyle karşılaştırılmaları ve kaynak alanlarının, gelişim süreçlerinin belirlenmesi çalışmalarına ihtiyaç vardır. Böylece Batı Anadolu'nun çarpışma sonrası jeodinamik evrimine önemli katkılar sağlanabilecektir.

11. KAYNAKLAR

Aitcheson, S.J. ve Forrest, A.H. (1994). Quantification of crustal contamination in open magmatic systems. *Journal of Petrology*, 35, 461-488.

Akyürek, B., Duru, M., Sütçü, Y.F., Papak, İ., Şaroğlu, F., Pehlivan, N., Gönenç, O., Granit, S. ve Yaşar, T. (1996). Ankara ilinin çevre jeolojisi ve doğal kaynaklar projesi (1994 yılı Jeoloji grubu çalışmaları). MTA Rapor no: 9961 (yayınlanmamış).

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

Alicı, P. (2002). Anadolu'daki Kuvaterner yaşlı bazaltik volkaniklerin kökeni, Doktora tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 219s.

Altherr, R., Henjes-Kunst, F., Puchelt, H. ve Baumann, A. (1988). Volcanic activity in the Red Sea axial trough-evidence for a large mantle diapir, *Tectonophysics*, 150, 121-133.

Altınır, D., Koçyiğit, A., Farinacci, A., Nicosia, U. ve Conti, M.A. (1991). Jurassic Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of north-western Anatolia. *Geol. Rom.* 28, 13-80.

Altınlı İ.E. (1973a). Orta Sakarya jeolojisi: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliği, Ankara, 159-191.

Altınlı, İ.E. (1973b). Bilecik Jurasığı. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliği, Ankara, 103-111.

Altunkaynak, Ş. (2007). Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Geology*, 115, 63-82.

Altunkaynak, Ş., Rogers, N. ve Kelley, S. (2004). Petrogenetic evolution of the bimodal Cenozoic volcanism in western Anatolia (Turkey): The Foça volcanic center. in 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, August 20-28, Abstracts (Part 2), 1294-1295.

Altunkaynak, Ş. ve Dilek, Y. (2006). Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. In: Dilek, Y., Pavlides, S. (Eds.), Post collisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. Geological Society of America Special Paper, vol. 409, 321-351.

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

Anderson, J.L. ve Smith, D.R. (1995). The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in- hornblende barometer. American Mineralogist, 80, 549-559.

Aritan, E., Dumlupınar, İ., Kocabaş, C., Kibici, A., Yıldız, A., Bağcı, M., Kibici, Y. ve Çoban, F. (2009). Sarıcakaya bentonitik ve kaolinitik killerin mineralojik ve kimyasal bileşiminin pişme davranışları üzerine etkisi. A.K.Ü. Fen Bilimleri Dergisi, Özel sayı, 139-146.

Arth, J.G. (1976). Behaviour of trace elements during magmatic processes-a summary of theoretical models and their application. Journal of Research of the United States Geological Survey, 4, 41-48.

Asutay, H.J., Küçükayman, A. ve Gözler, Z. (1989). Dağköplü (Eskişehir Kuzeyi) ofiyolit karmaşığının stratigrafisi, yapısal konumu ve kümülatların petrografisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 109, 1-6.

Ayaroğlu, H. (1979). Bozüyük metamorfitlelerinin (Bilecik) petrokimyasal özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22/1, 85-101.

Aydar, E. (1998). Early Miocene to Quaternary evolution of volcanism and the basin formation in western Anatolia: a review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 69-82.

Bertolo, S., Nimis P. ve Dal Negro A. (1994). Low-Ca augite from experimental alkali basalt at 18 kbar: structural variation near the miscibility gap, *American Mineralogist*, 79, 668-674.

Bingöl, E., Delaloye, M. ve Ataman, G. (1982). Granitic intrusions in Western Anatolia, a contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75, 437-446.

Bohrson, W.A. ve Spera, F.J. (2001). Energy-constrained open-system magmatic processes II: application of energyconstrained assimilation-fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems. *Journal of Petrology*, 42, 1019-1041.

Bohrson, W.A. ve Spera F.J. (2003). Energy-constrained open-system magmatic processes IV: Geochemical, thermal and mass consequences of energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(2), 8002.

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesbos island). *Bulletin of Volcanology*, v. 36, 473-496.

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

Boztuğ, D., Harlavan, Y., Can, İ., Sarı, R., Şahin, S.Y. ve Altunkaynak, Ş. (2006). Geochemistry and K-Ar cooling ages of the Ilica, Çataldağ (Balıkesir) and Kozak (İzmir) granitoids derived from the slab break-off along the Neo-Tethyan collision zone in Northwest Anatolia, Turkey. 59.th Geological Congress of Turkey 20-24 March 2006. Abstracts, 34-35.

Butler R.F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*.

Chaffey D.J., Cliff, R.A. ve Wilson, B.M. (1989). Characterization of the St. Helena magma source. In *Magmatism in the ocean basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry (eds), Geological Society of London, Special Publication, 42, 257-276.

Chung, S.L., Wang, K.L., Crawford, A.J., Kamenetsky, V.S., Chen, C.H., Lan, C.Y ve Chen, C.H. (2001). High-Mg potassic rocks from Taiwan: implications for the genesis of orogenic potassic lavas. *Lithos*, 59, 153-170.

Chung, S.-L., Wang, K.-L., Crawford, A.J., Kamenetsky, V.S., Chen, C.-H., Lan, C.-Y. ve Chen, C.-H. (2001). High-Mg potassic rocks from Taiwan: implications for the genesis of orogenic potassic lavas. *Lithos* 59: 153-170.

Cohen, R.S. ve O'Nions, R.K. (1982). The lead, neodymium, and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts. *J. Petrol.*, 23: 299-324.

Çoban, F. (1994). Mihalgazi (Eskişehir) bentonitinin mineralojik özellikleri ve oluşumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 9, 297-303.

Çoban, F., Bağcı, M., Kibici, Y., Dumlupınar, İ., Kocabaş, C. ve Arıtan, A.E. (2008). Orta Sakarya Vadisi'nde (Eskişehir) Asit Sülfat Alterasyonu, III. Ulusal Jeokimya Sempozyumu.

Çoban, F., Aydoğan, M.S., Çoban, H., Büyükkahraman, G. ve Caran, Ş. (2009). Sakarya Zonu (KB Anadolu)'nden bir Kamptonit (Alkalin Lamprofir) Daykı. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.

Çoğulu, H.E., Delaloye, M. ve Chessex, R. (1965). Sur l'age de quelques roches plutoniques acides dans la région d'Eskişehir-Turquie. *Archives des Sciences, Society de Physique et d'Histoire naturelle de Geneve*, 18, 692-699.

Çoğulu, H.E. (1967). Sarıcakaya-Eskişehir Pegmatitlerinin jeolojik ve petrografik etüdü: MTA Rapor no. 1709, (yayınlanmamış).

Çoğulu, H.E. ve Krummenacher, D. (1967). Problèmes géochronométriques dans le partie NW de l'Anatolie Centrale (Turquie). *Schweizerisch mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 47, 825-831.

Dal Negro, A., Carbonin, S., Molin, G.M., Cundari, A. ve Piccirillo, E.M. (1982). Intracrystalline cation distribution in natural clinopyroxenes of tholeiitic, transitional, alkaline basaltic rocks. In: Saxena, S.K., (ed), *Advances in Physical Geochemistry*, Springer, New York, 117-150.

Dal Negro, A., Manoli, S., Secco, L. ve Piccirillo, E.M. (1989b). Megacrystic clinopyroxenes from Victoria (Australia): crystal chemical comparisons of pyroxenes from high and low-pressure regimes, *European Journal Mineralogy*, 1, 105-121.

Dal Negro, A., Molin, G.M., Salviula, G., Secco, L., Cundari, A. ve Piccirillo, E.M. (1989a). Crystal chemistry of clinopyroxene and its perrogenetic significance: a new approach. In: A. Boriani, M. Bonafede, M. Piccardo and G.B. Vals (Editors). *The Lithosphere in Italy*, Acc. Naz Lincei, Atti Convegni Lincei. 80, 271-295.

Davies, H.J. ve von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129, 85-102.

Delaloye, M. ve Bingöl, E. (2000). Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.

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

De Paolo, D.J. (1988). Neodymium isotope geochemistry: An introduction. Berlin, Germany, Springer-Verlag, 187.

Demirkol, C. (1977). Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 20, 9-16.

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

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

Dilek, Y. ve Altunkaynak, Ş. (2007). Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia. *International Geology Review*, 49, 431-453.

Dosso, L. ve Murthy, V.R. (1980). A Nd isotopic study of the Kerguelen Island: inferences on enriched oceanic mantle sources. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48:268-276.

Edwards, C., Menzies, M. ve Thirlwall, M. (1991). Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and interplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. *Journal of Petrology*, 32, 555-592.

Eichelberger, J.C. (1978). Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275, 21-27.

Ercan, T., Türkecan, A., Akyürek, B., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., Erkan, M. ve Özkirişçi, M. (1984). Dikili-Bergama-Çandarlı (Batı Anadolu) yöresinin jeolojisi ve magmatik kayaçların petrolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 20, 47-60.

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

Eroskay, S.O. (1965). Paşalar boğazı-Gölpazarı sahasının jeolojisi. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, seri B, cilt XXX, sayı 3-4, s. 135-170.

Ertürk, O. ve Uygur, E. (1994). Petrographical, sedimentological and diagenetic characteristics of the Ceylan tuffs and their reservoir potential, Thrace basin, Turkey. *IAVCEI International Volcanology Congress, Abstracts*, Ankara.

Faure, G. (2001). *Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence*. Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, 496.

Faure, G. ve Mensing, T.M. (2005). *Isotopes: Principles and Applications*. 3rd ed. John Wiley and Sons, USA, 897.

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

Francałanci, L., Innocenti, F., Manetti, P. ve Savaşçın, M.Y. (2000). Neogene alkaline volcanism of the Afyon-Isparta area, Turkey: petrogenesis and geodynamic implications. *Mineralogy and Petrology*, 70, 285-312.

Fujikami, H., Tatsumoto, M. ve Aoki, K. (1984). Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. *Proc. 4th Lunar Planet Sci Conf. 2., Journal of Geophysical Research*, 89, 662-672.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. ve Villari, L. (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: J.E. Dixon, and A. H. F. Robertson, (eds). *The Geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London Special Publication, 17, 687-699.

Genç, Ş.C. ve Yılmaz, Y. (1997). An example of post-collisional magmatism in northwestern Anatolia: the Kızderbent Volcanics (Armutlu Peninsula, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 33-42.

Gerlach, D.C. ve Grove, T.L. (1982). Petrology of Medicine Lake Highland volcanics: characterization of end members of magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 147-159.

Gerya, T.V., Yuen, D.A. ve Maresch, W.V. (2004). Thermomechanical modeling of slab detachment. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 101-116.

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

Goldstein, S.L., O'Nions, R.K. ve Hamilton, P.J. (1984). A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 221-236.

Göncüoğlu, M.C. ve Erendil, M. (1990). Pre-Late Cretaceous units of Armutlu Peninsula. *Turkish Assoc. Petrol. Geologist*, 8. Congress, Proceedings, 161-168.

Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Özcan, A. ve Işık, A. (1996). Orta Sakarya'da Nallıhan-Sarıcakaya arasındaki yapısal birliklerin jeolojik özellikleri: MTA Der. Rapor No. 10094.

Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A. ve Uysal, Ş. (2000). A geotraverse across NW Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: E. Bozkurt, J. Winchester, and J.A. Piper (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publications 173, 139-161.

Göncüoğlu, M.C., Kuwahara K., Tekin, U.K. ve Turhan, N. (2004). Upper Permian (Changxingian) radiolarian cherts within the clastic successions of the "Karakaya Complex" in NW Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 201-213.

Göncüoğlu, M.C., Sayıt, K. ve Tekin, U.K. (2010). Oceanization of the northern Neotethys: Geochemical evidence from ophiolitic melange basalts within the İzmir-Ankara suture belt, NW Turkey. *Lithos*, 116, 175-187.

Graham, C. M. ve Powell, R. (1984). A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 2, no. 1, 13-31.

Granit, Y. ve Tintant, H. (1960). Observations preliminaires sur le Jurassique de la region de Bilecik (Turquie). *Lab. de Geol. Geol. Faculte des Sciences, Dijon*.

Green, T. H., ve Hibberson, W. (1970). The instability of plagioclase in peridotite at high pressure, *Lithos*, volume 3, no 3, 209-221.

Güleç, N. (1991). Crust-Mantle interaction in Western Turkey: Implications from Sr and Nd geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geological Magazine*, 23, 417-435.

Güleç, N. (2001). Magmatik Kayaçların İzotop Jeokimyası, Boztuğ, D. ve Otlu, N. (editörler), *Magmatik Petrojenez*, TÜBİTAK Lisans Üstü Yaz Okulu, 7-12 Haziran 2001, Akçakoca-Düzce, 332-365.

Gülen, L. (1990). Isotopic characterization of Aegean magmatism and geodynamic evolution of Aegean subduction. in Savaşçın, M.Y., and Eronat, A.H., eds., *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA)*, Izmir, Turkey, Proceedings, v. 2, 143-166.

Hammarstrom, J. M. ve Zen, E. (1986). Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.

Harris, N.B.W., Kelley, S. ve Okay, A.İ. (1994). Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 241-252.

Hawkesworth, C.J., Hammill, M., Gledhill, A.R., van Calsteren, P. ve Rogers, G. (1982). Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 58, 240-254.

Hawkesworth, C.J. Norry, M.J., Roddick, J.C., Baker, P.E., Francis, P.W. ve Thorpe, R.S. (1979b). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and incompatible element variations in calc alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 42, 45-57.

Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K., Pankhurst, R.J., Hamilton, P.J. ve Evensen, N.M. (1977). A geochemical study of island arc and back arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 36, 253-262.

Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K. ve Arculus, R.J. (1979a). Nd- and Sr-isotope geochemistry of island arc volcanics, Grenada, Lesser Antilles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 42, 237-248.

Hofmann, A.W. ve White, W.M. (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 421-436.

Holland, T.J.B. ve Blundy, J.D. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.

Holland, T.J.B. ve Richardson, S.W. (1979). Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70, 43-148.

Hollister, L.S., Grisson, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. ve Sisson, V.B. (1987). Confirmation of the empirical calibration of aluminum in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.

Huang, Y., Hawkesworth, C., Smith, I., Calsteren, P. ve Black, P. (2000). Geochemistry of late Cenozoic basaltic volcanism in Northland and Coromandel, New Zealand: implications for mantle enrichment processes, *Chemical Geology*, 164, 219-238.

Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati Di Brozolo, F. ve Villari, L. (1982). Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (eastern Turkey): Geochronological data and geodynamic evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13, 223-240.

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

Irving, A.J. ve Frey, F.A. (1978). Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 771-787.

Ito, E., White, W.M. ve Göpel, C. (1987). The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry. *Chemical Geology*, 62, 157-176.

Johnson, M.C. ve Rutherford, M.J. (1989). Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.

Juteau, U.M., Michard, A. ve Albarède, F. (1986). The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of some recent circum-Mediterranean granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 331-340.

Karacık, Z. ve 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, 251-264.

Kay, M.S., Mpodozis, C., Ramos, V. ve Munizaga, F. (1991). Magma Source Variations for Mid-late Tertiary Magmatic Rocks Associated with a Swallowing Subduction Zone and a Thickening Crust in the Central Andes. *Geological Society of America, Special Paper*, 265, 113-137.

Keller, J. (1983). Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 18, 321-335.

Kempton, P.D., Micheal, A.D. ve Blanchard, D.P. (1987). Petrology and geochemistry of xenolith-bearing alkalic basalts from the Geronimo volcanic field, southeast Arizona; evidence for polybaric fractionation and implication for mantle heterogeneity. *Geological Soc. Am. Spec. Paper.*, 215, 347-370.

Kerrick, R. ve Wyman, D.A. (1996). A Review of Developments in Trace Element Fingerprinting of Geodynamic Settings and Their Implications for Mineral Exploration, Special Volume of the *Australian Journal of Earth Sciences*, volume 44, 465-488.

Keskin, M. (1994). Genesis of Collision-Related Volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, NE Turkey, Doktora Tezi, University of Durham, U.K. 358 s.

Keskin, M. (2002). FC-Modeler: a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Computers and Geosciences*, 28, 8, 919-928.

Keskin, M. (2013). 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, Vol. 22, 304-319.

Kibici, Y. (1982). Sarıcakaya (Eskişehir ili) masifinin jeolojisi, petrografisi ve petrolojik etüdü, masife ilişkin kalay araştırması. Eskişehir Devlet Mühendislik ve Mimarlık Akademisi, Doktora Tezi, 224 s.

Kibici, Y. (1990). Sarıcakaya (Eskişehir) volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu. Türkiye Jeoloji Bülteni, 33, 69-77.

Knutson, J. ve Green, T.H. (1975). Experimental duplication of a high – pressure megacryst/cumulate assemblage in a near - saturated hawaiiite, Contribution to Mineralogy and Petrology, 52, 121-132.

Köprübaşı, N. ve Aldanmaz, E. (2004). Geochemical constraints on the petrogenesis of Cenozoic I-type granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: Evidence for magma generation by lithospheric delamination in a postcollisional setting. International Geology Review, v. 46, 705-729.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. ve Zanettin, B. (1989). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford.

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H. ve Woolley, A.R. (2002). Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236.

Leake, E.B., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickhel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C.,

Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. ve Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.

Marchev, P., Singer, B.S., Jeleov, D., Hasson, S, Moritz, R. ve Bonev, N. (2004). The Ada Tepe deposit: a sediment-hosted, detachment fault-controlled, low-sulfidation gold deposit in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84/1-2, 59-78.

McCulloch, M.T. ve Gamble, J.A. (1991). Geochemical and geodynamic constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358-374.

McKenzie, D.P. ve O’Nions, R.K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32, 1021-1091.

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

Menzies, M.A., Kyle, P.R., Jones, M. ve Ingram, G. (1991). Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and stratified lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 96, B8, 13645-13671.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. ve Gottardi, G. (1988). Nomenclature of Pyroxenes, *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.

Nebert, K., Brosch, F.J. ve Mörth, W. (1986). Zur Geologie und plattentektonischen Entwicklung eaines westlichen Teilabschittes der Anatoliden-Pontiden-Sutur. *Jahrb. Geol. Bundesanst.* 129, 361-388.

Nimis, P. (1995). A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 115-125.

Nimis, P. (1999). Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 135, 62-74.

Nimis, P. ve Ulmer, P. (1998). Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 133, 22-135.

Okay, A.İ. (1989). Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: Şengör, A.M.C. (ed). *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*. Kluwer Academic Publications, Dordrecht, 109-115.

Okay, A.İ. (2002). Accretional and collisional orogens in Anatolia. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 34, 6, 329-330.

Okay, A.İ., Monod, O. ve Monié, P. (2002). Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, 64, 155-178.

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

Okay, A.İ. ve Satır, M. (2006). Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northeast Turkey: evidence for a possible magmatic arc. *Geodinamica Acta*, 19, 251-266.

O'Nions, R. K., Hamilton, P. ve Evensen, N. (1977). Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34:13-22.

Ormerod, D.S., Rogers, N.W. ve Hawkesworth, C.J. (1988). Melting in the lithospheric mantle: Inverse modelling of alkali olivine basalts from the Big Pine volcanic field, California, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 108, 305-317.

Özen, H. ve Sarıfakıoğlu, E. (2002). Dağküplü ofiyoliti ile Sivrihisar (Eskişehir) dolayındaki ofiyolitlerin petroğrafisi ve jeokimyası. *Jeoloji Mühendisleri Dergisi*, 26, 33-40.

Pamic, J., McKee, E.H., Bullen, T.D. ve Lanphere, M.A. (1995). Tertiary Volcanic Rocks from the Southern Pannonian Basin, Croatia. *International Geology Review*, 37, 259-283.

Pe-Piper, G. ve Piper, D.J.W. (1989). Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region. *Tectonophysics*, 169, 113-134.

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

Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. ve Mitchell, J.J. (1990). Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229.

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

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

Pearce, T.H., Russel, J.K. ve Wolfson, I. (1987) Laser-interference and Nomarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens, Washington. *American Mineralogist*, 72, 1131-1143.

Powell, R. (1984). Inversion of the assimilation and fractional crystallisation (AFC) equations: suites. *Journal of the Geological Society of London*, 141, 447-452.

Putirka, K.D. (2003). New igneous thermobarometers based on plagioclase + liquid equilibria. *Eos. Trans. AGU, Fall Meeting. Suppl., Abstract*, 84, 46, F1583.

Putirka, K.D. (2005). Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90, 336-346.

Richardson-Bunbury, J.M. (1996). The Kula volcanic field, western Turkey: The development of a Holocene alkali basalt province and the adjacent normal faulting graben: *Geological Magazine*, v. 133, 275-283.

Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R. ve Gessner, K. (2003). Tectonic denudation of a Late Cretaceous-Tertiary collisional belt: Regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine*, v. 140, 421-441.

Ringwood, A.E. (1990). Slab-Mantle interactions: Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle, *Chemical Geology*, volume 82, 187-207.

Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W. ve Doolan, B.L. (1981). Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 9B: 1-228.

Rogers, N.W., De Mulder, M. ve Hawkesworth, C.J. (1992). An enriched mantle source for potassic basanites: evidence from Karisimbi volcano, Virunga volcanic province, Rwanda, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 111, 4, 543-556.

Rollinson, H.R. (1993). *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. John Wiley Sons. Inc., 352.

Ruffet, G., Féraud, G., Ballèvre, M. ve Kiénast, J.R. (1995). Plateau ages and excess argon in phengites: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chemical Geology*, 121, 327-343.

Ruffet, G., Gruau, G., Ballèvre, M., Féraud, G. ve Philippot, P. (1997). Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia zone (western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the highpressure metamorphism. *Chemical Geology*, 141, 1-18.

Salviula, G., Secco, L., Antonini, P. ve Piccirillo, E.M. (1997). C2/c pyroxene from two alkaline sodic suites (Western ross Embayment-Antartica) crystal chemical characterisation and its petrologic significance, *Mineralogical Magazine*, 61, 423-439.

Saner, S. (1977). Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı alanının jeolojisi, eski çökelme ortamları ve çökelmenin evrimi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, Doktora Tezi, 312 s.

Saner, S. (1980). Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 23, 39-52.

Savaşçın, M.Y. ve Güleç, N. (1990). Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey. in Savaşçın, M.Y., and Eronat, A.H., eds., *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA), Proceedings, II*, 300-313.

Saunders, A.D., Tarney, J. ve Weaver, S. D. (1980). Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis calcalkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, 344-360.

Savaşçın, M.Y. ve Oyman, T. (1998). Tectono-magmatic evolution of alkaline volcanics at the Kırka-Afyon-Isparta structural trend, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 201-214.

Schmidt, M.W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.

Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P.R.D., Thirwall, M.F., Rosu, E., Pécskay, Z., Márton, E. ve Panaiotu, C. (2004). Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. *Lithos*, 72, 117-146.

Seyitoğlu, G. ve Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in West Turkey. *Geological Magazine*, v. 128, 155-166.

Seyitoğlu, G. ve Scott, B. (1992). Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.

Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1996). The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, 22, 145-153.

Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G. ve Scott, B. (1997). The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: Implications for enrichment processes in the lithospheric mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 127-147.

Shelley, D. (1993). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London, 445.

Sherlock, S., Kelley, S.P., Inger, S., Harris, N. ve Okay, A.İ. (1999). ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr geochronology of high-pressure metamorphism and exhumation history of the Tavşanlı Zone, NW Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, 46-58.

Speer, J.A. (1987). Evolution of AFM mineral assemblages in granitoid rocks: The hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolin. *American Mineralogist*, 72, 863-878.

Spera, F.J. ve Bohron, W.A. (2001). Energy-constrained open-system magmatic processes I. General model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation. *Journal of Petrology*, 42, 999-1018.

Spera, F.J. ve Bohron, W.A. (2002). Energy-constrained open-system magmatic processes. 3. Energy-Constrained recharge, assimilation, and fractional crystallization (ECRAFC). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(12), 8001.

Spera, F. J. ve W. A. Bohron (2004). Open-system magma chamber evolution: An energy-constrained geochemical model incorporating the effects of concurrent eruption, recharge, variable assimilation and fractional crystallization (EC-E'RA(FC). *Journal of Petrology*, 45, 2459-2480.

Steiger, R. H. ve Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.

Sun, S. ve McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, ve M.J. Norry, (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.

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

Şentürk, K. ve Karaköse, C. (1979). Orta Sakarya dolayının temel jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor no: 6642 (yayınlanmamış).

Tatar, S. ve Boztuğ. D. (1997). Magmatik petrojenez çalışmalarında kısmi erime, magma karışımı-asimilasyon, fraksiyonel kristalleşme ve asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin jeokimyasal modellenmesi. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yay., 50. 8-22.

Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. ve Nesbit, R.W. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 39, 293–309.

Taylor, R.H., Jr. (1980). The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 47, 243-64.

Taylor, S.R. ve McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust, Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312.

Tekeli, O. (1981). Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9, 68-72.

Temel, A., Gündoğdu, M.N. ve Gourgaud, A. (1998). Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85/1-4, 327-354.

Temizel, İ. (2008). Ulubey (Ordu-KD Türkiye) yöresi tersiyer volkanitlerinin petrografisi, petrokimyası, ^{40}Ar - ^{39}Ar jeokronolojisi, Sr-Nd izotop jeokimyası ve petrojenezi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 388s.

Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P., ve Hendry, G.L. (1983). Continental flood basalts...arachnids rule OK? *In* Hawkesworth, C.J. ve Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: Cheshire, UK (Shiva), 158-185.

Thompson, R.N. ve Morrison, M.A. (1988). Asthenospheric and lower lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism: an example from the British Tertiary Province, *Chemical Geology*, 68, 1-15.

Topuz, G., Altherr, R., Schwartz, W.H., Dokuz, A. ve Meyer, H.P. (2007). Variscan amphibolites-facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey). *International Journal of Earth Sciences* 96, 861-873.

Tsuchiyama, A. (1985). Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16.

Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G. ve Nowell, G.M. (1999). Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, 40, 1011-1036.

Varol-Muratçay, E. (2006). Çamlıdere (Ankara Kuzeybatısı) yöresi volkanik kayaçlarının petrolojisi ve jeokimyası, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 151s.

Vernon, H.R. (2004). A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, 594.

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

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

Watson, E.B. ve Harrison, T.M. (1984). Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Phys. Earth Planet. Inter.* 35, 19-30.

Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Oxford: Oxford University Press, 466.

Winchester, J.A. ve Floyd, P.A. (1976). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 459-469.

Winchester, J.A. ve Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products by using immobile elements, *Chemical Geology*, 20, 325-343.

Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planetary Science Letters*, 50, 11-30.

Wortel, M.J.R. ve Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290, 1910-1917.

Yıldız, M. (1967). Tozman köyü (Bilecik) Antimuan sahasının etüdü: MTA Rapor no. 3750, (yayınlanmamış).

Yıldız, A., Kibici, Y., Çoban, F., Bağcı, M., Dumlupınar, İ., Kocabaş, C., Arıtan, E. ve Bilge Y. (2008). Mihalgazi (Eskişehir) bentonit yatağının jeolojisi ve bentonitin endüstriyel hammadde olarak değerlendirilmesi. Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK), Ankara, Proje No: 104Y160, 286 s.

Yıldız, A., Kibici, Y., Bağcı, M., Çoban, F., Dumlupınar, İ. ve Kocabaş, C. (2010). Kalko-alkalen bileşimli lavların petrografik ve jeokimyasal özellikleri; Sakarya Zonu, Sarıcakaya (Eskişehir), Türkiye, 45. Yıl Jeoloji Sempozyumu, Trabzon, 25-27.

Yılmaz, Y. (1977). Bilecik-Söğüt dolayındaki eski temel karmaşığının petrojenetik evrimi: Doçentlik tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi (yayınlanmamış).

Yılmaz, Y. (1979). Söğüt-Bilecik bölgesinde polimetamorfizma ve bunların jeoteknik anlamı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22/1, 77-85.

Yılmaz, Y. (1981). Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi: *İÜYB Dergisi*, İstanbul, 1, 1-12.

Yılmaz, Y. (1989). An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. in Şengör, A.M.C., ed., *Tectonic evolution of the Tethyan region*. The Hague, Kluwer, 159-189.

Yılmaz, Y. (1990). Comparisons of young volcanic association of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-87.

Yılmaz, Y. (1997). Geology of Western Anatolia. In: Schindler, C. ve Pfister, M. (Eds.) *Active tectonics of Northwestern Anatolia-The MARMARA Poly Project*;

A multidisciplinary approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology. Vdf. Hochschulverlag, an der ETH Zurich, 31-53.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z. ve Altunkaynak, Ş. (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.

York, D. (1969). Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 320-324.

Zindler, A. ve Hart, S.R. (1986). Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571.

EKLER

12. EKLER

EK A: Bozaniç (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) ve Civarının Jeolojik Haritası ve Enine Kesiti.

Ek B : Sakarya Zonu'nda (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) gerçekleştirilen arazi çalışmaları sırasında alınan örneklerin jeolojik haritadaki koordinatları ve analiz türleri (Teb: Bozaniç volkaniti, Csg: Sarıcakaya granitoyidi, Pzs: Söğüt metamorfileri, Kd: Dağköplü melanji, Tpek: Kızılçay formasyonu).

Örnek No	Birim Adı	Tüm kayaç Jeokimyası	Mineral Kimyası	Yaş ve İzotop Jeokimyası	Koordinatlar
BA-1	Teb	X			36T 0292694 / UTM 4434871
BA-2	Teb	X			36T 0293103 / UTM 4432661
BA-3	Teb	X			36T 0291802 / UTM 4432891
BA-4	Teb	X			36T 0297823 / UTM 4433087
BA-5	Teb	X			36T 0292898 / UTM 4432444
BA-6	Teb	X			36T 0292398 / UTM 4434206
BA-7	Teb	X			36T 0293380 / UTM 4434114
BA-8	Teb	X			36T 0297746 / UTM 4435000
BA-9	Teb	X			36T 0294207 / UTM 4434959
BA-10	Teb	X			36T 0294526 / UTM 4435385
BA-11	Teb	X			36T 0293731 / UTM 4433218
BA-12	Teb	X			36T 0296350 / UTM 4434030
BA-13	Teb	X			36T 0296350 / UTM 4434030
BA-14	Teb	X			36T 0298013 / UTM 4433437
BA-15	Teb	X			36T 0294497 / UTM 4434416
BA-16	Teb	X			36T 0294135 / UTM 4435015
BA-17	Teb	X			36T 0294135 / UTM 4435015
BA-18	Teb	X			36T 0293354 / UTM 4434732
BA-19	Teb	X			36T 0293205 / UTM 4432752
BA-20	Teb	X			36T 0291595 / UTM 4434177

Ek B (devam)

Örnek No	Birim Adı	Tüm kayaç Jeokimyası	Mineral Kimyası	Yaş ve İzotop Jeokimyası	Koordinatlar
ANG-1	Teb			X	36T 0296900 / UTM 4434047
ANG-2	Teb				36T 0296734 / UTM 4434116
ANG-3	Teb				36T 0293705 / UTM 4434012
ANG-4	Teb				36T 0293304 / UTM 4433267
ANG-5	Teb		X		36T 0291813 / UTM 4434169
ANG-6	Teb		X		36T 0293725 / UTM 4433239
TG-1	Teb				36T 0294522 / UTM 4435439
JG-1	Teb				36T 0293705 / UTM 4434012
1P1	Teb				36T 0296251 / UTM 4433383
1P2	Teb				36T 0296114 / UTM 4433069
1P3	Teb			X	36T 0296090 / UTM 4433055
1P4	Teb	X	X	X	36T 0296064 / UTM 4433054
1P5	Teb			X	36T 0296135 / UTM 4433429
2P1	Teb	X	X	X	36T 0294003 / UTM 4433032
2P2	Teb				36T 0294003 / UTM 44 33032
2P3	Teb				36T 0294003 / UTM 4433032
2P4	Teb		X		36T 0294003 / UTM 4433032
2P5	Teb				36T 0294074 / UTM 4432957
2P6	Teb		X	X	36T 0293958 / UTM 4433128
3P1	Teb		X		36T 0294010 / UTM 4432480

Ek B (devam)

Örnek No	Birim Adı	Tüm kayaç Jeokimyası	Mineral Kimyası	Yaş ve İzotop Jeokimyası	Koordinatlar
3P2	Teb				36T 0294010 / UTM 4432480
4P1	Teb				36T 0293771 / UTM 4432450
4P2	Teb				36T 0293835 / UTM 4432458
4P3	Teb	X	X	X	36T 0293909 / UTM 4432443
SZ-1	Teb				36T 0297768 / UTM 4434971
SZ-2	Teb				36T 0297768 / UTM 4434971
AG-1	Teb				36T 0294427 / UTM 4434389
TG-2	Teb				36T 0294522 / UTM 4435439
2P7	Teb				36T 0294003 / UTM 4433032
2P8	Teb				36T 0294003 / UTM 4433032
2P9	Teb				36T 0294074 / UTM 4432957
A1	Csg	X			36T 0293332 / UTM 4437965
A2	Csg				36T 0293610 / UTM 4438345
A3	Csg				36T 0293634 / UTM 4438372
A4	Csg	X			36T 0293786 / UTM 4438398
A5	Csg	X			36T 0293786 / UTM 4438398
B1	Teb				36T 0297243 / UTM 4433668
B2	Teb				36T 0297823 / UTM 4433087
B3	Pzs				36T 0296561 / UTM 4431932
B4	Pzs				36T 0294351 / UTM 4428767

Ek B (devam)

Örnek No	Birim Adı	Tüm kayaç Jeokimyası	Mineral Kimyası	Yaş ve İzotop Jeokimyası	Koordinatlar
C1	Csg				36T 0287868 / UTM 4439407
C2	Csg				36T 0287862 / UTM 4439412
C3	Csg				36T 0287986 / UTM 4439522
C4	Csg				36T 0288046 / UTM 4439543
C5	Pzs				36T 0288186 / UTM 4439218
D1	Pzs				36T 0294079 / UTM 4440431
D2	Csg	X			36T 0293883 / UTM 4442079
D3	Csg	X			36T 0293729 / UTM 4442294
D4	Csg	X			36T 0293729 / UTM 4442230
D5	Csg	X			36T 0293778 / UTM 4442160
D6	Csg	X			36T 0294416 / UTM 4440263
D7	Csg	X			36T 0294483 / UTM 4440241
D8	Pzs				36T 0294490 / UTM 4440231
D9	Pzs				36T 0294839 / UTM 4440255
D10	Pzs				36T 0294461 / UTM 4440285
E1	Teb				36T 0294497 / UTM 4434416
E2	Teb				36T 0293103 / UTM 4432661
E3	Teb				36T 0293103 / UTM 4432661
E4	Teb				36T 0293068 / UTM 4434699
E5	Teb				36T 0293731 / UTM 4433218

Ek B (devam)

Örnek No	Birim Adı	Tüm kayaç Jeokimyası	Mineral Kimyası	Yaş ve İzotop Jeokimyası	Koordinatlar
E6-1	Teb				36T 0293068 / UTM 4434699
E7	Teb				36T 0293269 / UTM 4433286
E8	Teb				36T 0293731 / UTM 4433218
E9	Teb				36T 0293332 / UTM 4434746
E10	Tpek				36T 0292312 / UTM 4432286
E11	Teb				36T 0291802 / UTM 4432891
E12	Teb				36T 0292671 / UTM 4432563
E13-1	Teb				36T 0292671 / UTM 4432563
E13-2	Teb				36T 0291802 / UTM 4432891
E14	Teb				36T 0292898 / UTM 4432444
E15	Teb				36T 0293103 / UTM 4432661
E16	Teb				36T 0293205 / UTM 4432752
E17	Teb				36T 0293205 / UTM 4432752
GR-1	Csg	X		X	36T 0294771 / UTM 4439644
DM-1	Kd				36T 0287205 / UTM 4429416
DM-2	Kd				36T 0289103 / UTM 4429385
DM-3	Kd				36T 0293257 / UTM 4429245
DM-4	Kd				36T 0294560 / UTM 4429816
DM-5	Kd				36T 0294991 / UTM 4430222
DM-6	Kd				36T 0295012 / UTM 4430289