İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KEPSUT VOLKANİKLERİNİN JEOLOJİSİ VE PETROLOJİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Orhun Serhat YARAR

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Uygulamalı Jeoloji Programı

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Şafak ALTUNKAYNAK

HAZİRAN 2012

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KEPSUT VOLKANİKLERİNİN JEOLOJİSİ VE PETROLOJİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Orhun Serhat Yarar
505101309

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Uygulamalı Jeoloji Programı

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Şafak ALTUNKAYNAK

HAZİRAN 2012

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505101309 numaralı Yüksek Lisans / Doktora Öğrencisi **Orhun Serhat YARAR,** ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı **"KEPSUT VOLKANİKLERİNİN JEOLOJİSİ VE PETROLOJİSİ"** başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı :	**Doç. Dr. Şafak ALTUNKAYNAK** İstanbul Teknik Üniversitesi	.....
Jüri Üyeleri :	**Prof. Dr. Serdar Akyüz** İstanbul Teknik Üniversitesi	.....
	Prof. Dr. Hüseyin Öztürk İstanbul Üniversitesi	.....

Teslim Tarihi : **5 Mayıs 2012**
Savunma Tarihi : **7 Haziran 2012**

ÖNSÖZ

İ.T.Ü. Fen bilimleri Enstitüsü Uygulamalı Jeoloji programında yapılan bu tez çalışmasının başlangıcından sonuna kadar her aşamasında sabrı ve ilgisiyle bana rehberlik eden, değerli tez danışmanım Doç. Dr. Şafak Altunkaynak'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

TÜBİTAK 109Y082 no'lu proje kapsamında yürütülen bu çalışma boyunca sağlamış oldukları olanaklardan dolayı TÜBİTAK yöneticilerine teşekkür ederim.

Tez çalışmam boyunca gösterdikleri anlayış ve yardımlarından dolayı Zemin Etüd ve Tasarım A.Ş genel müdürü Gülçin Tezel ve genel müdür yardımcısı Emel Hacıalioğlu'na en içten dileklerimle teşekkür ederim.

İnce kesitlerin hazırlanması aşamasında gösterdiği yardımlar ve kolaylıklardan dolayı İ.T.Ü. Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümü ince kesit atölyesi sorumlusu Mehmet Ali Oral'a teşekkür ederim.

Çalışmalarım boyunca yardımlarını sunan, arazi ve büro çalışmalarında yanımda olan, fikir ve önerileriyle tezimin gelişimine katkı sağlayan değerli arkadaşım Ar. Gör. Ömer Kamacı'ya, ve tezin hazırlanması aşamasında çeşitli katkıları bulunan arkadaşlarım Alp Ünal, Merve Yıldız ve Gizem Atabek'e, ayrıca bana her zaman destek olan yakın arkadaşlarım Seçkin Köksal, Funda Asena Aktop ve Eylem Caner'e teşekkürlerimi sunarım.

Her zaman yanımda olan ve çalışmalarım esnasında verdiği moralle beni motive ederek destek olan Öznur Özdemir'e en içten teşekkürlerimi sunarım.

Hayatımın her alanında olduğu gibi, tez çalışmamın başından itibaren koşulsuz olarak maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen ve her zaman yanımda olan aileme minnetlerimi sunarım.

Haziran 2012

Orhun Serhat YARAR
(Jeoloji Mühendisi)

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ ..... **v**
İÇİNDEKİLER ..... **vi**
KISALTMALAR ..... **ix**
ŞEKİL LİSTESİ ..... **xi**
ÖZET ..... **xv**
SUMMARY ..... **xvii**
1. GENEL BİLGİLER **1**
1.1 Giriş 1
1.2 Çalışmanın Amacı ve Yöntemi 2
1.3 İnceleme Alanının Tanıtılması 3
1.3.1 Coğrafi konum 3
1.3.2 Morfoloji 4
1.3.3 İklim ve bitki örtüsü 4
1.3.4 Nüfus ve yerleşim 5
1.4 Önceki Çalışmalar 5
2.STRATİGRAFİK JEOLOJİ **9**
2.1 Temel Kayaları 9
2.2 Kepsut Volkanikleri 12
2.2.1 Andezit-bazaltik andezit 12
2.2.2 Akma breşi 16
2.2.3 Dasit-riyolit 17
2.2.4 Piroklastik kayalar 19
2.3 Çökel Topluluk 25
2.4 Alüvyon 28
3. PETROGRAFİ **29**
3.1 Andezit-Bazaltik Traki-andezit 29
3.2 Dasit-Riyolit 39
3.3 Piroklastik Kayalar 52
4. JEOKİMYA **55**
4.1 Ana-İz Element Jeokimyası 55
4.2 İzotop Jeokimyası 63
4.3 Volkanik Kayaçların Tektonik Ortamı 66
5. PETROJENEZ **69**
6. YAPISAL JEOLOJİ **73**
6.1 Tabakalar ve Kıvrımlar 73
4.2 Diskordanslar 76
4.3 Faylar 76
7. KEPSUT VOLKANİTLERİNİN KÖKENİ VE OLUŞUM MEKANİZMASI HAKKINDA TARTIŞMA **79**
8. SONUÇLAR **83**

KAYNAKLAR **85**
EKLER **89**
ÖZGEÇMİŞ **91**

KISALTMALAR

Bio	**:** Biyotit
Plj	**:** Plajioklas
Hbl	**:** Hornblend
Snd	**:** Sanidin
Op	**:** Opak mineral
Sf	**:** Sfen
Q	**:** Kuvars
Prx	**:** Piroksen
Sfe	**:** Sferulitik doku
S	**:** Sinensis dokusu
Syn-COLG	**:** Çarpışma granitoyidleri
VAG	**:** Volkanik ark granitoyidi
WPG	**:** Plaka içi graniyoyidi
ORG	**:** Okyanusal sırt granitoyidi
SZZ	**:** Dalma batma zonu zenginleşmesi
AFC	**:** Asimilasyon ve eşlik eden fraksiyonel kristallenme
Av. ÜK	**:** Ortalama Üst Kıta Kabuğu

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : İnceleme alanının yer bulduru haritası 4
Şekil 2.1 : İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti..... 10
Şekil 2.2 : Nilüfer birimine ait pelitik şistlerin mostra görünümü..... 11
Şekil 2.3 : Susurluk güneyinde mostra veren akma yapıları sergileyen andezit…...13
Şekil 2.4 : Eyüpbükü köyü civarında andezit lavlarının çıkış merkezinin uzaktan görünümü 14
Şekil 2.5 : Beşpınar köyü civarında mostra veren bazaltik andezitlerin genel görünümü 15
Şekil 2.6: Bazaltik andezitlerin sahadaki görünümü 15
Şekil 2.7: Andezitik akma breşlerinin yakın görünümü 16
Şekil 2.8: Eyüpbükü güneyinde çıkış merkezine yakın alanlarda dayanımlı sırtlar oluşturan akma breşlerinin sahadaki görünümü..... 17
Şekil 2.9: Dasit domlarının sahadaki görünümü 18
Şekil 2.10: Dasit lavlarının sahadaki genel görünümü 18
Şekil 2.11: Çalışma alanında yüzeyleyen riyolit lavlarında kuvars, sanidin ve biyotit fenokristalleri ile belirgin porfirik doku 19
Şekil 2.12: Susurluk–Kepsut yolu üzerinde piroklastik akma ve piroklastik yağış birimlerinin ardalanması 20
Şekil 2.13: Piroklastik yağış birimlerinin sahadaki görünümü..... 21
Şekil 2.14: Pamis–kül yağmuru birikimlerinin sahadaki görünümü 23
Şekil 2.15: Kül blok akıntılarının sahadaki görünümü..... 23
Şekil 2.16: Kül-Blok akıntısı ve kül yağmuru birikimi arasıdaki girik dokanak ilişkisi 24
Şekil 2.17: Kül-blok akıntısının dasit lavları ile ardalanması..... 24
Şekil 2.18: Çökel topluluğa ait kireçtaşlarının sahadaki görünümü 26
Şekil 2.19: Çökel topluluk içinde gözlenen bor seviyeleri 27
Şekil 2.20: Genç fayla kesilmiş epiklastik çökellerinin görünümü 27
Şekil 3.1: Andezitlerde gözlenen hyalopilitik doku (Örnek no: 6, ÇN, 4x) 30
Şekil 3.2: Bazaltik andezitlerde görülen intersertal doku (Örnek no: 20,ÇN,10X)... 30
Şekil 3.3.a: Andezitlerde plajioklas mikrolitlerinin oluşturduğu trakitik doku (ÇN, 4X, Kesit No: 235, Prx:Piroksen, Plj: Plajioklas, Bio: Biyotit)… 31
Şekil 3.3.b: Andezitlerde plajioklas mikrolitlerinin oluşturduğu trakitik doku (4X, TN, Kesit No: 235, Prx:Piroksen, Plj: Plajioklas, Bio: Biyotit)..... 31
Şekil 3.4.a: Andezitlerde görülen kümülofirik (Glomeroporfirik) doku (4X, ÇN, Kesit No: 235, Bio: Biyotit, Prx:Piroksen, Plj: Plajioklas) 33
Şekil 3.4.b: Andezitlerde görülen kümülofirik (Glomeroporfirik) doku (4X, TN, Kesit No: 235, Bio: Biyotit, Prx:Piroksen, Plj: Plajioklas) 33
Şekil 3.5.a: Bazaltik trakiandezit örneğinde magmatik korozyona uğramış özşekilsiz plajioklas(Plj) ve korozyondan etkilenmemiş idiyomorfik-hipidiyomorfik plajioklas kristallerinin birlikteliği ile belirgin farklı evrelerde plajioklas gelişimini gösterir foto (Örnek no: 7,ÇN 10x)..... 34

Şekil 3.5.b: Bazaltik trakiandezit örneğinde magmatik korozyona uğramış özşekilsiz plajioklas(Plj) ve korozyondan etkilenmemiş idiyomorfik-hipidiyomorfik plajioklas kristallerinin birlikteliği ile belirgin farklı evrelerde plajioklas gelişimini gösterir foto (Örnek no: 7,TN 10x)..... 34
Şekil 3.6.a: Bazaltik andezitlerde bulunan plajioklas kristallerinde (P) gözlenen sinensis (S) (birlikte büyüme) dokusu (Örnek no: 18, ÇN 4x,) 36
Şekil 3.6.b: Bazaltik andezitlerde bulunan plajioklas kristallerinde (P) gözlenen sinensis (S) (birlikte büyüme) dokusu (Örnek no: 18, ÇN 4x,) 36
Şekil 3.7.a: Bazaltik andezit örneğinde piroksene dönüşüm gösteren erken evrede gelişmiş hornblendlerin (Hbl→Prx) ve plajioklasların (Plj) birlikte büyüyerek geliştirdikleri kümülofirik doku. (Örnek no: 17,ÇN, 4x)…..38
Şekil 3.7.b: Bazaltik andezit örneğinde piroksene dönüşüm gösteren erken evrede gelişmiş hornblendlerin (Hbl→Prx) ve plajioklasların (Plj) birlikte büyüyerek geliştirdikleri kümulofirik doku. (Örnek no: 17,TN, 4x) 38
Şekil 3.8.a: Dasitlerde görülen hemikristalen, porfirik ve vitrofirik doku (4X, ÇN, Kesit No:278, Snd: Sanidin, Bio:Biyotit, Plj:plajioklas, Zr:Zirkon)..... 40
Şekil 3.8.b: Dasitlerde görülen hemikristalen, porfirik ve vitrofirik doku (4X, TN, Kesit No:278, Snd: Sanidin, Bio:Biyotit, Plj:plajioklas, Zr:Zirkon)..... 40
Şekil 3.9.a: Dasit-Riyolit lavlarında görülen sferulitik doku (4X, ÇN, Kesit No: 257, Sfe: Sferulitik doku, Plj:Plajioklas)..... 41
Şekil 3.9.b: Dasit-Riyolit lavlarında görülen sferulitik doku (4X, TN, Kesit No: 257, Sfe: Sferulitik doku, Plj:Plajioklas)..... 41
Şekil 3.10.a: Dasit-Riyolit grubunda akma yönünde dizilim göstren levhamsı biyotitler(Bio),(Örnek no: 21, ÇN, 4x)..... 42
Şekil 3.10.b: Dasit-Riyolit grubunda akma yönünde dizilim gösteren levhamsı biyotitler(Bio), (Örnek no: 21, TN, 4x 42
Şekil 3.11.a: Dasitlere ait plajioklas(Plj) fenokristallerinde görülen elek doku (4X, ÇN, Kesit No: 278)..... 44
Şekil 3.11.b: Dasitlere ait plajioklas (Plj) fenokristallerinde görülen elek doku (4X, TN, Kesit No: 278, Bio: Biyotit)..... 44
Şekil 3.12: Dasitlerde zonlu doku gösteren plajioklas(Plj) fenokristali (4X, ÇN,KesitNo:278,Hbl:Hornblend) 45
Şekil 3.13: Dasitlerde görülen korozyona uğramış ve çatlaklı kuvars (Q)(4X, ÇN, Kesit No:272, Bio:Biyotit, Plj:Plajioklas 45
Şekil 3.14.a: Dasitlerde görülen korozyona uğramış sanidin(Snd) kristali (4X, ÇN, Kesit No: 272, Sf: Sfen, Plj:Plajioklas, Bio: Biyotit) 47
Şekil 3.14.b: Dasitlerde görülen korozyona uğramış sanidin(Snd) kristali (4X, ÇN, Kesit No: 272, Sf: Sfen, Plj:Plajioklas, Bio: Biyotit..... 47
Şekil 3.15.a: Dasitlere ait plajioklas ve biyotitlerin bir araya gelerek oluşturduğu kümülofirik doku, fotoda ayrıca biyotit içerisinde yer alan plajioklas kapanımı görülmektedir. (4X, ÇN, Kesit No: 291, Bio:Biyotit, Plj: Plajioklas, Q:Kuvars)..... 48
Şekil 3.15.b: Dasitlere ait plajioklas ve biyotitlerin bir araya gelerek oluşturduğu kümülofirik doku, fotoda ayrıca biyotit içerisinde yer alan plajioklas kapanımı görülmektedir. (4X, TN, Kesit No: 291, Bio:Biyotit, Plj: Plajioklas, Q:Kuvars)..... 48
Şekil 3.16.a: Riyolitlerde Zirkon kapantısı içeren Biyotit (10X, ÇN, Kesit No:268, Bio:Biyotit, Zr: Zirkon, Plj:Plajioklas 49
Şekil 3.16.b: Riyolitlerde Zirkon kapantısı içeren Biyotit (10X, TN, Kesit No:268, Bio:Biyotit, Zr: Zirkon, Plj:Plajioklas..... 49

Şekil 3.17.a: Dasitlerde Biyotit inklüzyonu içeren Amfibol (10X, ÇN, Kesit No: 291, Bio: Biyotit, Amf:Amfibol, Plj:Plajioklas) 50
Şekil 3.17.b: Dasitlerde Biyotit inklüzyonu içeren Amfibol (10X, ÇN, Kesit No: 291, Bio: Biyotit, Amf:Amfibol, Plj:Plajioklas) 50
Şekil 3.18.a: Dasitlerde biyotit, plajioklas ve opak mineral kapantısı içeren hornblend (10 X, ÇN, Kesit No:269, Hbl:Hornblend, Plj: plajioklas, Bio:Biyotit, Op:Opak Mineral) 51
Şekil 3.18.b: Dasitlerde biyotit, plajioklas ve opak mineral kapantısı içeren hornblend (10 X, TN, Kesit No:269, Hbl:Hornblend, Plj: plajioklas, Bio:Biyotit, Op:Opak Mineral) 51
Şekil 3.19.a: Tüflerde cam matriks içinde dağılmış olarak bulunan kuvars,plajioklas, biyotit ve sanidin kristalleri (T.N.,4X, Kesit no:252) 53
Şekil 3.19.b: Tüflerde cam matriks içinde dağılmış olarak bulunan kuvars,plajioklas, biyotit ve sanidin kristalleri (T.N., 4X, Kesit no:252) 53
Şekil 4.1: Kepsut Volkaniklerine ait örneklerin Le Bas (1986) diyagramındaki Konumu Bazaltik andezitlerin sahadaki görünümü 55
Şekil 4.2: A/CNK – A/NK diyagramı (Shand,1943) 56
Şekil 4.3: Kepsut volkanitleri ait örneklerin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki konumları 57
Şekil 4.4: Kepsut volkanitlerine ait örneklerin Peccerillo ve Taylor (1976) diyagramındaki konumu 58
Şekil 4.5: SiO2'ye karşı ana element oksitlerinin davranışlarının izlendiği Harker diyagramları 59
Şekil 4.6: SiO2'ye karşı iz elementlerin davranışlarının izlendiği Harker diyagramları 60
Şekil 4.7: N-MORB'a normalize edilmiş örümcek diyagramında Kepsut volkaniklerine ait örneklerin element dağılım paternlerinin karşılaştırılması 61
Şekil 4.8: Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım örnekleri 62
Şekil 4.9.a: Volkanik topluluğa ait örneklerin εNd-$^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ diyagramındaki konumu.. 64
Şekil 4.9.b: Volkanik topluluğa ait örneklerin $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$-1/Sr diyagramındaki konumu. 65
Şekil 4.10 : Kepsut volkaniklerinin Y+Nb – Rb, Y-Nb, Ta+Yb – Rb, Yb-Ta diyagramları. 66
Şekil 5.1 : Çalışma alanındaki volkanik kayaların Ta/Yb-Th/Yb diyagramındaki konumu (Pearce 1983) 69
Şekil 6.1 : Piroklastik yağış ürünlerinde izlenen yaklaşık 25-30 cm kalınlığındaki tabakalar. 71
Şekil 6.2 : Çökel toplulukta izlenen yaklaşık 15 cm kalınlığındaki tabakalar. 72
Şekil 6.3 : Çökel toplulukta izlenen yaklaşık 25-30 cm kalınlığındaki tabakalar. 73
Şekil 6.4 : Çökel topluluk içinde gözlenen lokal bir antiklinal 73
Şekil 6.5 : Çökel topluluk içinde gözlenen lokal bir antiklinal. 74
Şekil 6.6 : Çökel topluluğu kesen bir normal fay. 75

KEPSUT VOLKANİTLERİNİN JEOLOJİSİ VE PETROLOJİSİ

ÖZET

İnceleme alanı Balıkesir iline bağlı Kepsut ilçesi ve çevresini kapsamaktadır. Bu çalışma ile inceleme alanında yüzeyleyen ve Kepsut volkanitleri olarak adlandırılan volkanik kayaçların iç ayırtları yapılmış, birbiri ile ve çevre kayaçlarla ilişkileri saptanmış, petrografik ve jeokimyasal (ana-iz element ve Sr-Nd izotop) özellikleri incelenmiştir. Bu veriler birlikte değerlendirilerek KB Anadolu'nun bu kesiminde magmatizmanın nasıl bir evrim geçirdiği ortaya konulmaya çalışılmıştır. Kepsut ilçesi ve çevresinde yaklaşık 160 km^2'lik bir yayılıma sahip olan çalışma alanın içinde başlıca 4 kaya topluluğu yer almaktadır. Bunlar yaşlıdan gence doğru; a) Temel kayaları b) Kepsut Volkanitleri ve c) Çökel Topluluk d) Alüvyon'dur. Temel kayaları amfibolit-yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış Sakarya kıtaına ait Kara kaya kompleksi birimlerinden Nilüfer birimi ile temsil edilir. Erken Miyosen yaşlı Kepsut volkanitleri ve Çökel Topluluk temel kayalarını uyumsuzlukla örtmektedir.

Kepsut volkanitleri andezit-bazaltik andezit ve dasit-riyolit bileşimli lavlar ve bunlarla ilişkili piroklastik kayaçlardan oluşur. Kepsut volkanitlerini oluşturan Andezit –bazaltik andezit grubu lavların çıkış merkezi Eyüpbükü civarında saptanan bir strato-volkandır. Dasit-Riyolit domları ise bu strato-volkanın çevresinde KB-GD ve KD-GB yönünde dizilmiş (kırık erüpsiyonları) domlarla ilişkilidir. Kepsut volkanitleri pliniyen-sub pliniyen türü patlamalarla üretilmiştir.

Farklı volkanik grupları temsil eden kaya örneklerinden elde edilen ana-iz element ve Sr-Nd izotop verileri Kepsut volkanitlerinin zenginleşmiş manto kaynağından türemiş, kıta kabuğundan kirlenmiş melez bir bileşime sahip olduğuna işaret etmektedir. Melez bileşimli bu magma asimilasyon ve buna eşlik eden fraksiyonel kristallenme (AFC) yolu ile evrimleşerek bazaltik andezitten riyolite değişen bileşimdeki lavları oluşturmuştur. İnceleme alanında yer alan gerek felsik (dasit-riyolit grubu) gerekse ortaç-mafik (andezit-bazaltik andezit grubu) lavlar ortak kökenlidir ve Batı Anadolu çarpışma sonrası (post collisional) magmatizmasının ürünlerini temsil etmektedir.

GEOLOGY AND PETROLOGY OF KEPSUT VOLCANITES

SUMMARY

This study presents a detailed geology map, volcanic stratigraphy and major-trace element geochemistry (combined with Sr-Nd-Pb isotope compositions) of Kepsut volcanites exposed in and around the Kepsut town of Balıkesir. In Kepsut (Balıkesir) and surroundings four main rock groups are distinguished. These are from bottom to the top as follows; a) Basement rocks b) Kepsut volcanites and c)Sedimentary association d)Alluvion

The basement rocks (Nilüfer unit) are made up of metapelites and metabasites that are Triassic in age. They represent the "Karakaya complex" belonging to Sakarya continent. During the early Miocene, Kepsut volcanites and sedimentary association rest unconformably on the metamorphic basement rocks.

Kepsut volcanites have two main rock groups; andezite-basaltic andezit lavas and associated pyroclastic rocks and dacite-rhyolite lavas and related pyroclastic rocks. Petrographically, they display hemicrystalline porphritic texture. Andesite-basaltic andesite group shows hyalopilitic, pilotaxitic, intersertal, glameroporiphiric, trachytic textures, Dacite-rhyolite lavad have generally hyalopilitic and vitrophyric texture and as a consequence of devitrification, spherulitic texture was mainly found. Disequilibrium.textures (plagioclase phenochrystals displaying sieve and synensis textures and having oscillatory zoning) are common in Dacite-rhyolite group. In addition, opacification and degradation were detected in hornblende and biotites and embayment structures were observed in quarz phenocrysts.

The relationships between these volcano-stratigraphic groups and their areal distributions in the study area indicate that the Kepsut volcanites were produced by plinian-sub-plinian eruptions of strato volcanoes and small vents aligned along NW-SE and NE-SW around this strato volcano.

Kepsut volcanites, geochemically, are basaltic andesite, andesite, dacite and rhyolitic in composition that is consistent with petrographical investigations on same samples. The studied volcanic rock samples are subalkaline and generally calc-alkaline in character. They have high K content and various SiO2 contents range from 54 to 71% (%53-62 for andesite-basaltic andesite group, % 60-70 for dacite-rhyolite group). They display enrichment in LILE elements, K, La, Ce with the obvious depletion in Ta and Nb that are typical of subduction-related magmatic associations or post collisional magmatic associations. Both andesite-basaltic

andesite and dacite-rhyolite groups belonging to Kepsut volcanites have similar major-trace element characteristics and Sr-Nd-Pb isotope compositions indicating that they are co-genetic and were originated from a common magma. The Sr-Nd isotopic signatures and trace element characteristics of volcanic association indicate that the Kepsut volcanites originated from a hybrid magma which was derived from enriched lithospheric mantle and was contaminated by the continental crustal components. The compositional variations observed in these granitoids are interpreted as a result of open system processes (AFC) rather than a reflection of closed system processes (FC).

New major-trace element geochemical data and Sr-Nd isotope compositions obtained from this study and geology of the study area together with regional correlations are in good agreement with enriched-mantle derived and crustally contaminated magmas of post collisional tectonic setting.

In northwestern Turkey, during the late Cretaceous-early Tertiary period, Northward subduction and consumption of Neotethyan Ocean resulted in continent-continent collision between Sakarya continent and Anatolid-Tauride platform (Şengör and Yılmaz, 1981). Timing of the continent-continent collision is not well documented in the literature. However, units of both the suture zone and the Sakarya continent (Gebeler formation; Akyürek and Soysal, 1983; Başlamış formation, the Akdeniz, 1980) were covered unconformably by middle Eocene aged sedimentary rocks. This data indicate that continent-continent collision developed before the middle Eocene.

Kepsut volcanites forms a part of the Miocene magmatic belt of the Western Anatolia. The stratigraphic data obtained from this study together with regional correlations (the K / Ar ages from literature) proves that volcanic activity in the study are occurred in early Miocene. Major-trace element features of Kepsut volcanites and Sr-Nd isotopic characteristics indicate that magmas forming Kepsut volcanites derived from enriched mantle source, contaminated by continental crust. With the effect of AFC and fractional crystallization, this hybrid magma composition formed lavas varies from basaltic trachyandesite to rhyolite in composition. The geochemical characteristics of Kepsut volcanites shows they are similar with volcanic-arc and post-collisional magmatic associations.

In the Northwestern Anatolia, the volcanic rocks which have similar ages are completely have hybrid composition and calc-alkaline in character. Isotopic contents of Kepsut Volcanites are between mantle and crustal values. Geochemically, they show similarity to volcanic arc and post-collisional magmatic associations (Bingöl et al, 1982, 1992; Güleç, 1991; Yılmaz, 1989, 1990; Aldanmaz etc., 2000;Yılmaz, 2001; Altunkaynak and Dilek 2006, Altunkaynak, 2012). Many researchers interpreted the early Miocene magmatism as arc magmatism by taking into consideration of their geochemical features, similar to subduction-related (Fytikas , 1984; Pe Piper and Piper, 1989; Gülen 1990; Ercan, 1979; Delaloye and Bingöl, 2000). But according to geological features of West Anatolia, there is no geological evidence supporting an active arc magmatism NW Anatolia during the the early

Miocene. Taking this into consideration, the geochemical properties found in the samples were considered as the records of previous subduction events. (Aldanmaz etc., 2000; Yılmaz etc., 2001). Overall evaluation of geology of NW Anatolia and the geological and geochemical features of studied volcanic rocks show that Kepsut volcanites are good examples for post-collisional, calc-alkaline and hybrid magmatic associations.

The Kepsut volcanites intercalated with sedimentary association. The sedimentary association (Soma Formation) represent a low energy lake environment. Common epiclastic rocks indicates that the early Miocene volcanism that formed Kepsut volcanites supplies epiclastic materials into this lake environment. This indicates that the province was covered with lakes when the volcanism began in the early-mid Miocene and at the beginning, the volcanic products were reworked and formed epiclastic sediments in this lake environment. The relative increase in the epiclastics and the transition to more terrestrial volcanites **to** the top of the sedimentary sequence indicates that the area turned into a volcanic highland and terrestrial environment through volcanism. The intermediate-mafic, andesite-basaltic andesite lavas and the related volcanic sequence which started with pyroclastic rocks represented by the volcanic rocks which gets more acidic towards the top of the sequence. The pyroclastic rocks are represented by two groups based on their mode of occurrence. These are pyroclastic fall and pyroclastic flow deposits. The lava and pyroclastic rocks in the volcanic sequence are related each other and can not be followed for long distances. Because of these properties of the volcanic sequence it can be said that stratovolcanoes developed in the area. One of these strato volcano is located near the Eyüpbükü village. The Eyüpbükü strato volcano is the center producing the andesite –basaltic andesite group lavas and associated pryroclastic rocks in the area.

The alternation of pyroclastic rocks and lavas and presence of lava fragments, pumice, volcanic glass fragments in the pryroclastic rocks support that these pyroclastic rocks were occurred during the volcanism. The characteristics and distrubition of pyroclastic rocks, their relationships with lava flows shows that the volcanic produsts had been generated via plinian-subplinian eruptions.

1. GENEL BİLGİLER

1.1 Giriş

Bu çalışma kapsamında Balıkesir iline bağlı Kepsut ilçesi ve çevresinde yüzeyleyen volkanik kayaçların iç ayırtları yapılmış, birbiri ile ve çevre kayaçlarla ilişkileri saptanmış, petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Bu veriler birlikte değerlendirilerek KB Anadolu'nun bu kesiminde magmatizmanın nasıl bir evrim geçirdiği ortaya konulmaya çalışılmıştır. Kepsut ilçesi ve çevresinde yaklaşık 160 km^2'lik bir yayılıma sahip olan çalışma alanın içinde volkanik kayalar (Kepsut volkanitleri), temel kayaları, çökel topluluk ve alüvyon ile birlikte yer almaktadır. Bu alanın inceleme alanı olarak seçilmesinde gözetilen ana unsurlar şunlardır; a) İnceleme alanında KB Anadolu Neojen magmatizmasının ürünlerini temsil eden farklı tür ve bileşimdeki volkanik kayalar (Kepsut volkanitleri) mostra vermektedir. b) Kepsut volkanitleri, Neojen yaşlı çökel kayalar ile birarada bulunmakta ve bunlarla ilişkileri açık olarak gözlenebilmektedir. c) Kepsut volkanitlerinin kökenini, petrolojik evrimini, oluşum mekanizmasını ya da çıkış merkezlerini belirlemeye yönelik ayrıntılı saha, petrografi ve jeokimyasal çalışmaların literatürde eksikliği saptanmıştır.

Bu yüksek lisans tezi çalışması "Susurluk-Kepsut (Balıkesir)-M. Kemalpaşa (Bursa) Dolayında Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Jeolojik ve Petrolojik İncelenmesi" konulu, TÜBİTAK (proje no: 109Y082) projesi kapsamında yürütülmüştür. Hazırlanan tez 8 ana bölümden oluşmaktadır. Giriş bölümünde inceleme alanı, çalışmanın kapsamı, amacı, kullanılan yöntemler, inceleme alanının tanıtılması ve bölgede daha önce yapılmış önceki çalışmalar tanıtılımıştır. Stratigrafik jeoloji bölümünde inceleme alanında mostra veren birimlerin saha özellikleri ve birbirleri ile olan ilişkileri yaşlıdan gence doğru tanıtılmıştır. Bu bölümü çalışmanın ana konusunu oluşturan volkanik kayaların petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin tanıtıldığı "Petrografi" ve "Jeokimya" bölümleri izlemektedir. Daha sonra, volkanik birimlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin bir arada değerlendirilerek

tartışıldığı “Petroloji” bölümü sunulmaktadır. Bu bölümün ardından gelen “Yapısal Jeoloji” kısmında ise çalışma alanında görülen yapısal unsurlar tanıtılmaktadır. “Kepsut Volkanitlerinin Kökeni ve Oluşum Mekanizması Hakkında Tartışma” bölümünde, inceleme alanında elde edilen veriler ve çalışma konusu ve alanı ile ilgili olarak Batı Anadolu bölgesinde daha önce yapılmış çalışmaların sonuçları ile birlikte değerlendirilerek Batı Anadolu’nun bu kesiminde magmatizmanın nasıl bir evrim geçirdiği konusu tartışılmıştır. Tüm bu bölümlerin ardından “Sonuçlar” bölümü gelmektedir. Bu bölümde bu çalışma ile elde edilen sonuçlar özet halinde sunulacaktır.

1.2 Çalışmanın Amacı ve Yöntemi

Bu tez çalışmasının amacı Kepsut (Balıkesir) ve civarında mostra veren volkanik kayaçların jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin araştırılarak bölgedeki volkanizmanın kökeni ve nasıl bir evrim geçirdiği sorununa yaklaşımlarda bulunabilmektir.

Bu amaca ulaşmak için 2011 yılının Haziran ve Temmuz aylarında 2 ay süre ile inceleme alanı içinde saha çalışmaları yapılmıştır. Saha çalışmalarında arazi ekipmanı olarak çekiç, lup, GPS ve Silva tipi jeolog pusulası kullanılmış, ayrıca Maden Tetkik ve Arama tarafından çıkartılmış olan 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritalarından yararlanılmıştır. Saha çalışmaları ile çalışma alanının (Balıkesir i-20 d1, i20-d2, i-20-d3, i-20-c1, i20-c4 paftalarının bir kısmı) 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası üretilmiş (EK-A),volkanik kayaların hangi tür kayalardan oluştuğu, bunların dağılımları, birbirleri ile ve diğer kaya birimleri ile nasıl bir dokanak ilişkileri olduğu araştırılmıştır. Ayrıca farklı volkanik kaya türlerinden 56 Temsilci örnek derlenmiştir. Çalışmanın laboratuvar aşmasında ise saha çalışmaları süresince alınan örneklerden altere olmayan ya da en az altere olan örneklerden 28 adet örnek seçilerek petrografik incelemelerde kullanmak üzere incekesitleri hazırlanmıştır. İnce kesitler İ.T.Ü. Maden Fakültesi ince kesit atölyesinde hazırlanmıştır. Hazırlanan ince kesitler üzerinde yapılan petrografik incelemelerle saha çalışmaları esnasında yapılan litolojik tanımlamalar kontrol edilmiş, örneklere ait mineralojik ve dokusal özellikler ortaya konulmuştur. Optik mikroskop çalışmaları İ.T.Ü Maden Fakültesi Mehmet Kemal Dedeman Optik Mineraloji laboratuarında Leica DM 750P modeline sahip polarizan mikroskop kullanılarak yapılmıştır. Daha sonraki aşamada ise farklı

bileşimdeki volkanik kayaları temsil edebilecek örnekler seçilerek bunların ana-iz element jeokimyasal analizleri ve Sr-Nd izotop analizleri yapılmak üzere ilgili laboratuvarlara yollanmıştır. Ana-İz element analizleri için toplam 22 örnek ACT Labs/Kanada ve Sr ve Nd izotop analizleri için ise bunların içinden seçilen 15 örnek ALS International (İsveç) izotop laboratuvarına gönderilmiştir. Jeokimyasal diyagramların hazırlanmasında GCD Kit programı, harita, jeolojik kesitler ve diğer şekillerin hazırlanmasında Corel Draw X5 programından faydalanılmıştır. Ayrıca "İnceleme Alanının Tanıtılması" bölümünde kaynak olarak www.vikipedi.org web sitesinden faydalanılmıştır.

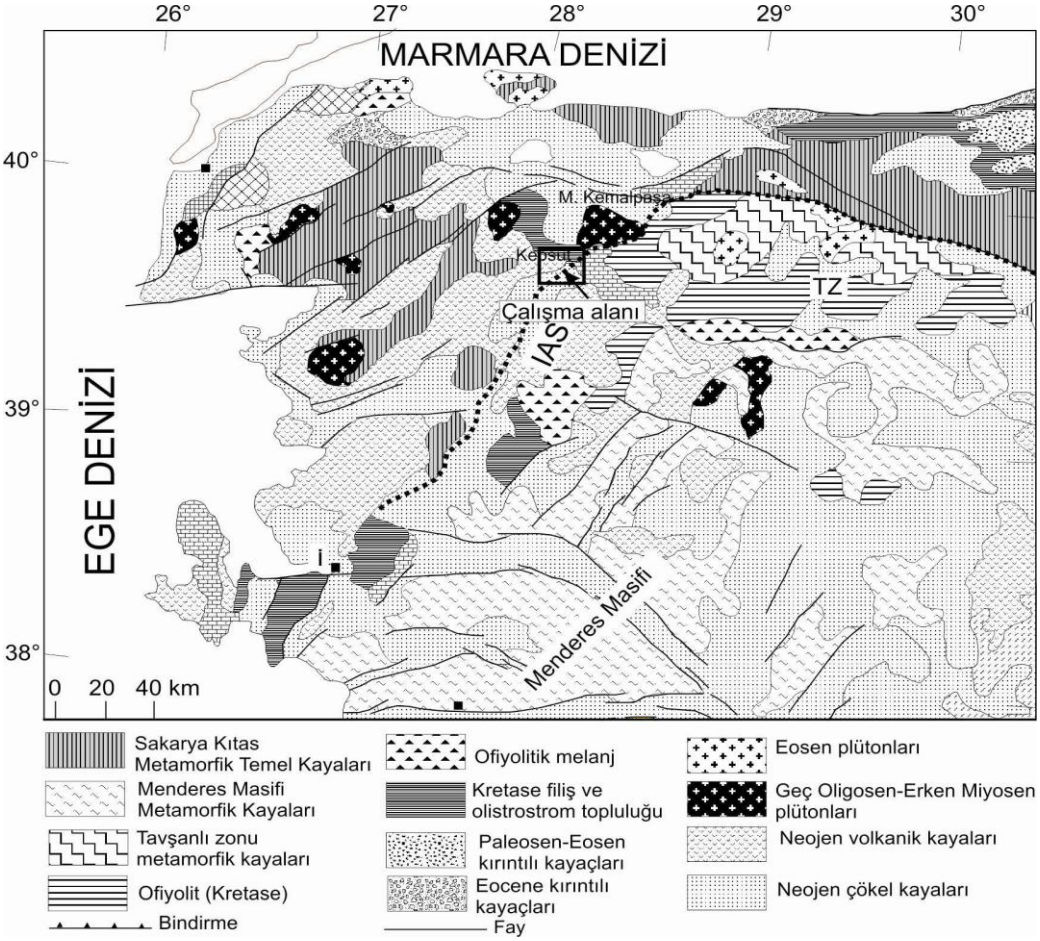
1.3 İnceleme Alanının Tanıtılması

İnceleme alanının coğrafi konumu, morfolojisi, nüfus ve yerleşim özellikleri, iklim ve bitki örtüsü ve ulaşım durumu bu başlık altında anlatılacaktır.

1.3.1 Coğrafi konum

Balıkesir ili Kuzeybatı Anadolu'da yer alan doğusunda Bursa ve Kütahya, batısında Çanakkale, güneyinde ise Manisa ve İzmir illeriyle sınırlandırılmış, hem Marmara hem Ege Denizi'ne kıyıları olan bir ildir.

Çalışma alanı Balıkesir ilinin doğusunda bulunan Kepsut ilçesi ve çevresini kapsayan yaklaşık 160 km^2'lik bir alandır (Şekil 1.1). Batıda Eşeler, doğuda Karagöz, kuzeyde İsaalanı ve güneyde Karaağaç köyleriyle sınırlandırılmıştır.



Şekil 1.1: Çalışma alanını ve jeolojisini gösterir harita (Yılmaz vd. 2001'den değiştirilmiştir.)

1.3.2 Morfoloji

Kepsut ilçesi ve çevresindeki en yüksek alanları, inceleme alanının dışında, Kepsut ilçesinin kuzeydoğusunda yeralan Çataldağ (1336 m) ve Çobantepe (1317 m), en alçak alanlarını ise Susurluk vadisi (70 m) oluşturmaktadır. İlçenin güneydoğusunda ise Alaçam Dağları'nın eteklerinde Kepsut ovası uzanmaktadır. Kepsut ovası son derece verimli topraklara sahip olduğundan burada yetiştirilebilecek ürün çeşitliliği fazladır.

1.3.3 İklim ve bitki örtüsü

Balıkesir ili karasal iklimle birlikte Marmara ve Akdeniz iklimlerinin de etkisi altında bulunduğundan ilin bir bölümünde görülen bitkiler diğer kesimlerde görülmez. Ormanlık alanlar ilin toplam yüzölçümünün yaklaşık %30'unu kaplamaktadır ve daha çok Edremit, Sındırgı, Burhaniye, Dursunbey ve Balya

ilçelerinde yoğundur. Arazinin %23'ü tarıma elverişlidir ve %15'lik kısmı zeytinlik, sebze ve meyve bahçeleriyle değerlendirilmiştir. Ege kıyılarında 300 metre yüksekliğe kadar makilere rastlanılır.

Kepsut ilçesinde sınırlarındaki nemlilik şartlarından dolayı asli bitki topluluğu kurak ormandır.Uzun yıllar boyunca meydana gelen beşeri tahribatlarla bu kurak orman örtüsü büyük ölçüde yok olmuş ve yer yer fark görünümlü orman şekline dönmüştür. İlçenin genelinde görülen bitki topluluğu Kayın, Meşe, Kızılçam ormanları ile maki elemanlarından oluşur.

İlçede yazlar kurak ve sıcak, kışlar ılık ve yağışlı geçmektedir. Kışlar ova bölgesinde yağmur, dağlık bölgelerde ise yağmur ve kar şeklinde görülür. Mevsimsel ısı farkları kıyı kesimlere göre daha fazladır. Senelik yağış miktarı yaklaşık 540-740 mm arasındadır

1.3.4 Nüfus ve yerleşim

Kepsut nüfusu 2000 yılı genel nüfus sayımına göre 28022′dir. Bunun 5545′si ilçe merkezinde, 22477′i ise kasaba ve köylerde yaşamaktadır. İlçe bağlısı olarak merkez hariç olmak üzere ilçe merkezine bağlı; belde, köy ve mahalleden oluşmaktadır. İlçede büyük çapta fabrika ve üretim tesisleri yoktur. Buna bağlı olarak, ekonomik gelişim gösteremediği için sürekli göç vermektedir

1.4 Önceki Çalışmalar

Bingöl (1976), Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimini konu alan çalışmasında Batı Anadolu, Ege Adaları ve Yunanistan ile ilgili tektonik, stratigrafik ve petrolojik veriler ve ilgili bölgelere ait jeofizik verileri derleyerek bölgenin jeodinamik evrimini incelemiştir. Çalışmacı, Anadolu'nun günümüzde Ege adaları ile birlikte bir plaka oluşturduğunu ve güneybatıya doğru hareket ettiğini ortaya koymuştur. Ayrıca Üst Tersiyer'e kadar Anadolu ile birlikte aynı jeotektonik evrimi geçiren Ege adaları ve Yunanistan'ın Pliyo-Kuvaterner döneminde Anadolu–Ege plakasının Yunanistan'dan ayrı bir evrim geçirdiği ve geçirmekte olduğunu belirtmiştir.

Akyürek ve Soysal (1983), İnceleme alanını da içine alan bir bölgede gözlenen tüm kaya birimleri üzerinde ayrıntılı stratigrafik incelemeler yapmışlardır. Yazarlar, çalışma alanındaki volkanik kayaları "Yuntdağ volkanikleri" olarak adlamış ve

volkanik kayaların bölgede Miyosen'den önce başlayan ve Üst Miyosen-Pliyosen'e kadar devam eden değişik evrelerde gelişmiş volkanizmanın ürünleri olduğunu belirtmişlerdir. Akyürek ve Soysal'a göre Yuntdağ volkanikleri, "Soma Formasyonu" adını verdikleri göl ve akarsu çökellerinin ''altında, üstünde lav akıntıları ve tüfit düzeyleri halinde içinde izlenir''. Aynı yazarlar "Dededağ Bazaltı" olarak adlandırdıkları lavların bölge volkanizmasının son ürünü olduğunu ve bunların bölgedeki D-B yönlü grabenlerin oluşmasına neden olan gerilme kuvvetleri ile bağlantılı olarak geliştiğini öne sürmüşlerdir.

Ercan vd., (1985), "Batı Anadolu Senozoyik Volkanitlerine Ait Yeni Kimyasal, İzotopik ve Radyometrik Verilerin Yorumu" isimli çalışmalarında Batı Anadolu'da bulunan Ayvalık, Edremit, Dikili, Bergama, Soma, Bigadiç, Kepsut, Sındırgı, Gördes, Demirci, Kula, Denizli ve Söke bölgelerinde Eosen zamanından itibaren yaygın bir volkanizma geliştiğini belirtmiş ve toplamda 16 farklı volkanik formasyondan derledikleri 22 adet örneğin ana-iz element ve nadir toprak elementleri içerikleri ve Sr-izotop bileşimlerini saptamışlardır. Aynı çalışmada bu örneklere ait K-Ar yaşlarıda sunulmuştur. Yazarlar, volkanik kayaların jeokimyasal özelliklerine dayanarak Kula bazaltlarının "manto" kökenine yakın bileşimler sergilediğini, diğer volkanik kaya örneklerinin ise esas olarak kabuk, kısmen de manto kökenli olup, hibrid bir magmanın ürünü olduklarını belirtmişlerdir.

Yılmaz (1989), "Batı Anadolu'nun genç volkanik kayalarının kökenine bir yaklaşım" başlıklı çalışmasında Batı Anadolu'da Oligosen ve sonrası genç volkanizmasının güçlü bir tektonizma kontrolünde geliştiğini vurgulamıştır. Yazara göre, Batı Anadoluda geç Miyosen başlangıcına kadar K-G sıkışma devam etmiş ve bu sistem içinde kabuğu boydan boya kateden A tipi bir dalma batma gelişmiştir. Bunun sonucunda kısmi ergimeler ile ortaç bileşimli hibrit magmatik kayalar gelişmiştir. Bu dönemde granitleri oluşturan magma manto kökenli olup, yükselirken kıta kabuğu gereci ile kirlenmiştir. Granitleri izleyen evrede yaygın ve hibrit nitelikli bir andezitik volkanizma gelişmiştir. Geç Miyosen döneminden itibaren K-G gerilme sistemi içinde alkali bazaltik volkanizma gelişmeye başlamıştır. Yılmaz, bazaltik volkanizmanın oluştuğunu Bazaltik kayalar başlangıçta hibrid andezitlere benzer ve kısmen metasomatize olmuş manto kaynağından türemişlerdir. Bunu izleyen ve bölgedeki volkanizmanın son ürünlerini temsil eden genç bazaltlar ise normal manto kökenli olup tipik rift tipi bazaltlarla temsil edilirler.

Ercan vd., (1990), "Balıkesir ve Bandırma Arasının Jeolojisi, Tersiyer Volkanizmasının Petrolojisi ve Bölgesel Yayılımı" başlıklı çalışmalarında inceleme alanındaki Miyosen yaşlı lavların tamamen kalkalkalen nitelikte olduklarını ve kabuksal kökene işaret eden jeokimyasal özellikler sergilediklerini vurgulamışlardır. Yazarlar, KB Anadolu Tersiyer volkanizmasının Eosen, Üst Oligosen, Miyosen ve Pliyosen olmak üzere 4 ana fazda geliştiğini belirtmiştir.

Erdağ (1980) doktora tezinde inceleme alanının hemen kuzeyinde yeralan Çataldağ (Balıkesir) Granodiyoriti'nin güney alanının jeolojisi ve petrografisini ayrıntılı olarak incelemiştir. Bu çalışmada Çataldağ Granodiyoriti'nin komşu kayalarla olan ilişkileri ayrıntılı olarak incelenmiş ve kontakt metamorfik mineral toplulukları tanıtılmıştır.

Erdinç (1983) yine inceleme alanının kuzeyinde yeralan Serçören Köyü (Kepsut-Balıkesir) yakınlarında bulunan vollastonit yatağı ile ilgili bir inceleme yapmış ve bu inceleme sırasında Çataldağ (Balıkesir) Granodiyoriti hakkında bilgiler vermiştir.

Akyüz (1995) inceleme alanını da kapsayan doktora çalışmasında Manyas-Susurluk-Kepsut (Balıkesir) arasındaki bir alanın jeoloji haritasını üretmiş ve bölge jeolojisini incelenmiştir. Yazar, çalışmasında bölgede yeralan birimleri 4 ana başlık altında incelemiştir; Sakarya zonu birimleri, Anatolid grubu birimleri, İzmir–Ankara kenet zonu birimleri ve tektonizma sonrası birimler. Tektonizma sonrası birimler içinde bu çalışmada "Kepsut volkanitleri" olarak tanıtılan volkanik kayaların genel özellikleri Batı Anadolu'da Çanakkale (Ezine) civarında yeralan volkanik kayalara benzetilerek Ezine volkanitleri başlığı altında tanıtılımıştır.

Akyüz ve Okay (1996) Batı Anadolu sütür zonları hakkında ayrıntılı bir inceleme yapmıştır. Bu çalışmada Batı Anadolu tektonik birliklerinin (Sakarya Zonu, Tavşanlı Zonu, Bornova Filiş Zonu) birbirleri ile olan ilişkileri ayrıntılı olarak incelenmiş ayrıca çalışma alanında da bulunan Nilüfer birimi hakkında da bilgi vermiştir.

Akyüz (1997), Balıkesir civarında kenet zonu içindeki jeolojik birimleri ve yapıları ayrıntılı olarak incelemiştir. Çalışmada, inceleme alanında bulunan temel kayaları ve volkanik kayalar tanıtılmış ve bölgenin ayrıntılı jeoloji haritası verilmiştir.

Akyüz ve Okay (1998) Manyas (Balıkesir) güneyinin jeolojisi ve bu bölgedeki mavişistlerin tektonik durumunu konu olan çalışmalarında bölgenin jeolojik unsurlarını detaylı biçimde haritalamış ve tanıtmışlardır.tmış, birimlerin tektonik

özelliklerini, oluşumlarını araştırmış ve yaş verilerini derlemişlerdir. Yapılan yaş tayinleri sonucu mavişist metamorfizmasının yaşının 80 – 90 my olduğu, kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak mavişistlerin kuzeye doğru itildiğini ve İzmir–Ankara keneti boyunca ters bindirmelerin geliştiğini ortaya koymuşlardır .

Aldanmaz vd, 2000. Batı Anadolu Neojen magmatizması post-collisional karakterlidirler. Yazarlar magmatizmanın zaman içinde gösterdiği jeokimyasal değişimlerin çarpışma sonrasında gelinleşen, litosferik kıta altı mantonun giderilmesi (lithospheric delamination) mekanizması ile ilişkili olabileceğini belirtmişlerdir.

Altunkaynak, 2007. Eserde KB Anadolu'da İzmir Ankara sütur zonu ve kuzeyinde yer alan iki kuşak boyunca mostra veren Eosen granitoidleri incelenmiştir. Tüm kaya jeokimyası ve izotop verilerinin bölge jeolojisi ile birlikte değerlendirilmesi sonucunda bu granitoidlerin magmatik evrimleri ve bölge jeodinamiği içindeki yeri yorumlanmıştır. Eosen granitleri dilim kopmasına bağlı magmatizmayı temsil etmektedir.

Altunkaynak ve Dilek, 2006 ve Altunkaynak ve Genç, 2008. Bu iki çalışmada yazarlar Batı Anadolu ve Biga yarımadasında yüzeyleyen volkanik kayalara ait yeni tüm kaya anaoksit, iz element ve izotop verilerini önceki çalışmalardan derlenen verilerle birlikte degerlendirilerek Batı Anadolunun Eosen'den Kuvaterner'e jeolojik evrimi yorumlanmış ve yeni bir jeodinamik model önerilmiştir. Batı Anadolu'da yer alan magmatik kayalar zenginleşmiş litosferik manto kaynağından türemiş, kıta kabuğundan kirlenmiş melez bir bileşime sahip olduğu görünmektedir. Ancak Orta Miyosende kabuksal kirlenme azalmakta ve astenosferik manto katkısı giderek artmaktadır. Bu magmatik evrim ve petrolojik özellikler dilim kopması ve kıta altı litosferik mantonun kısmen ya da tamamen giderilmesi mekanizmaları ile açıklanmıştır.

2. STRATİGRAFİK JEOLOJİ

İnceleme alanında başlıca 4 kaya topluluğu yer almaktadır. Bunlar yaşlıdan gence doğru şunlardır; a)Temel kayaları b) Kepsut Volkanitleri c) Çökel Topluluk d) Alüvyon (EK-A)

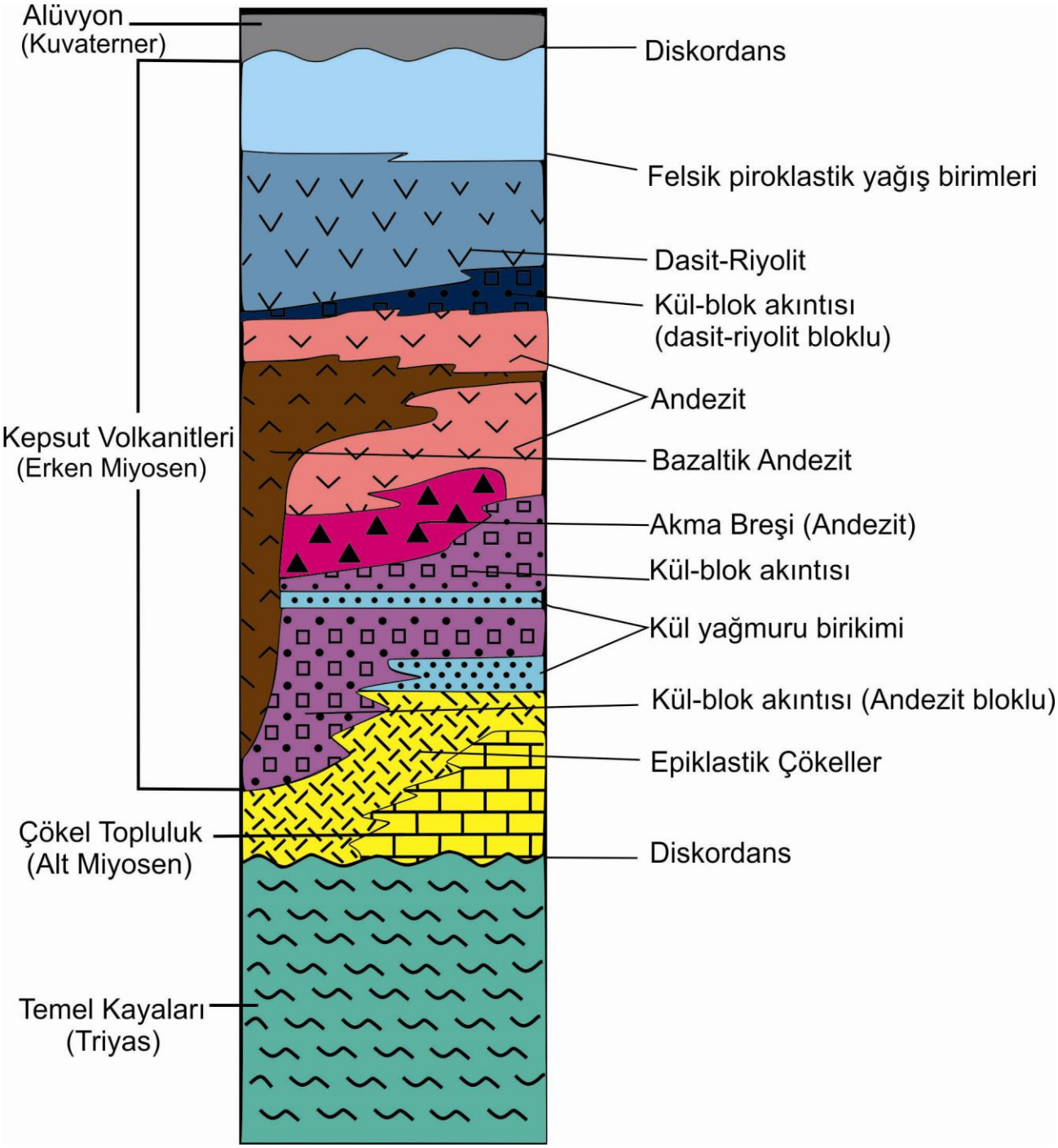
Bu çalışmanın asıl konusunun Kepsut (Balıkesir) dolayında yüzeyleyen volkanik kayaçların jeolojik ve petrolojik incelenmesi olması nedeniyle, bölgede izlenen temel kayaları ve çökel kayaları ayrıntılı olarak incelenmemiştir. Saha çalışmaları ve harita alımı sırasında, bölgenin temelini oluşturan farklı kaya toplulukları birbirinden ayırdedilmeksizin yalnızca "Temel kayaları" adı altında birleştirilmiştir.

Aşağıdaki bölümlerde bu kaya topluluklarının jeolojik özellikleri tanıtılmaktadır.

2.1 Temel Kayaları

Bu çalışmada "Temel kayaları" olarak tanıtılan kaya grubu, Sakarya kıtasınının temelini oluşturan Karakaya Kompleksi birimlerinden Nilüfer birimi (Okay vd., 1990) ile temsil edilir. Nilüfer birimi inceleme alanında Durak, Bağtepe ve Karacağaç köyleri civarında mostra verir.

Nilüfer birimi egemen olarak yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş amfibolşist, daha seyrek olarak mikaşist, kuvarsşist ve kalkşistten oluşan, mermer mercekleri içeren bir istiftir (Akyüz ve Okay, 1996). Bu birim daha önce yapılmış çalışmalarda "kristalin şist kompleksi" (Bürküt, 1966), "metamorfitler" (Erdağ, 1980) olarak anılmıştır. M.T.A. jeologları tarafından yapılmış haritalarda (Ergül vd., 1986), metamorfik kayalar Fazlıkonağı Formasyonu olarak adlanmıştır.



Şekil 2.1: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Nilüfer birimi metabazit, metapelit ve mermerlerle temsil edilir. Metabazitler koyu genellikle yeşilimsi renklidir ve egemen olarak metalavlarla temsil edilir. Metalavlar metapelitlere oranla daha zayıf foliasyon gösterirler. Metamorfizma sonucu metabazitlerde aktinolit/hornblend + albit + klorit + epidot parajenezi yaygın olarak gelişmiştir. Metapelitler kuvars-mikaşist, fillat ve kalkşistlerden oluşur. Fillatlar genellikle gri-koyu mavi renkli, iyi derecede foliasyon gösteren ve kolay

parçalanabilen bir yapıya sahiptirler (Şekil 2.2). Gerek şistler, gerekse fillatlar birim içerisindeki kalkşist- mermer mercekleri ile sıkça ardalanmaktadır.

Nilüfer biriminin mermerlerinde tanımlanan konodont fosillerine göre çökelme yaşı Erken Triyas, metamorfizma yaşı ise muhtemelen Geç Triyas'tır (Okay vd, 1990). Birim çökel topluluk tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. (Akyüz, 1996; Akyüz ve Okay 1996).



Şekil 2.2: Nilüfer birimine ait pelitik şistlerin mostra görünümü(Bakış yönü:D-B)

2.2 Kepsut Volkanitleri

İnceleme alanında kuzeyde İsaalan, doğuda Karagöz, güneyde Karacaağaç, batıda Eşeler köyleriyle sınırlanan; bazaltik andezit, andezit, dasit ve riyolit bileşimli lavlar ve bunlarla ilişkili piroklastik kayaçlar Kesput Volkanitleri olarak adlandırılmıştır. Andezitik lavlar, çalışma alanının merkezi ve kuzeydoğusunda, bazaltik andezit-bazaltik trakiandezit grubu mafik lavlar inceleme alanının kuzeydoğusunda Araplar, Darıçukuru ve İsaalan köyleri civarında, dasit-riyolit bileşimli felsik lavlar ve ilişkili piroklastikler ise Kepsut'a bağlı Eşeler ve Ahmetölen köyleri civarında (EK-A) ve harita alanının dışındaki Dursunbey ilçesi civarında mostra vermektedir.

2.2.1 Andezit-bazaltik andezit

Andezit-Bazaltik Andezit olarak genelleştirilen bu dizi içinde andezit, bazaltik andezit ve bazaltik trakiandezit lavları yeralır. Andezitler pempe-mor renkli olup, iyi gelişmiş akma düzlemleri gösterirler. Yer yer 2-3 cm büyüklüğünde sanidin fenokristalleri içeren lavlar, hemikristalen porfirik dokuludur. Andezitik lavların altında yanal-düşey yönde yaygın akma breşleri vardır.

İnceleme alanının bazı kesimlerinde Andezitik lav akıntılarının yüzeyinde gözlenen yapılar bunların tipik "aa lav yüzeyi" şeklinde olduğunu ortaya koymaktadır. Bu kesimlerde kaya bloklu bir görünüm sergiler. Pembe andezitler kendi içinde faylanmış ve makaslanmıştır. Bu zonlarda kaya yer yer milonitleşmiş ve hidrotermal alterasyon nedeniyle bazı alanlarda sarımsı kahve-kırmızı alterasyon renkleri kazanmıştır.

Andezit lavları mükemmel gelişmiş akma yapılarına sahiptir (Şekil 2.3). Akma foliasyonları yer yer ondülelidir.



Şekil 2.3: İnceleme alanında akma yapıları sergileyen andezitlerin mostra görünümü.(Bakış yönü: D-B)

Andezitik lavlar genel olarak topoğrafyadaki en üst seviyeleri oluşturan dayanımlı sırtlar şeklinde izlenmektedir. Bu lavların çıkış merkezi haritalanan alan içerisinde yer alan Eyüpbükü köyü güneyinde yeralır. Bu alanda, çıkış merkezinin görünür en iç kesimlerinde kül-blok akıntıları ve bunları dairesel bir biçimde kuşatan andezitler mostra verir (EK-A). Lavlar mükemmel gelişmiş akma yapılarına sahiptir. Akma foliasyonları yer yer ondüleli olup, merkeze yakın kesimlerde düşey konumludur. Daha dış zonlara gelindiğinde, lavların merkezden dışa doğru ışınsal dağıldığı ve eğimli olduğu gözlenir. Çıkış merkezinin çeperinde, yaygın akma breşleri vardır. Andezitik lavların birincil çıkış alanı olduğu düşünülen çıkış merkezi morfolojide koniyi andıran engebeli bir topoğrafya örneği sunar (Şekil 2.4). Çıkış merkezinden uzakta lav akıntıları düz bir morfoloji geliştirmiştir. Bu lavlarda plajioklas fenokristalleri, hornblend ve biyotit kristalleri sahada gözle ayırt edilebilmektedir. Akma katmanları 3-10 cm kalınlığındadır.



Şekil 2.4: Eyüpbükü köyü civarında andezit lavlarının çıkış merkezinin uzaktan görünümü (Bakış yönü: KB-GD)

Çıkış merkezinden uzaklaşıldığında andezitik lavların içinde koyu renkli, bazaltik andezit düzeylerinin varlığı dikkati çeker. Bunların bir kısmı çıkış merkezinin batısında Danahisarı, Araplar ve İsaalan köyleri civarında parazit konileri oluşturmaktadır. Bazaltik andezit-Bazaltik trakiandezit grubu lavlar sahada bazaltı andırır şekilde ince taneli-camsı-afanitik ve bazen porfirik dokusu belirgin ve siyah renklidir (Şekil 2.5, 2.6). Bazı alanlarda aynı bileşimli akma breşleri ile girik lav akıntıları halinde izlenirken, harita alanının hemen dışında doğu alanlarda dayklar halinde Andezit ve ilişkili piroklastik kayaları kestikleri de gözlenir.



Şekil 2.5: Beşpınar köyü civarında mostra veren bazaltik andezitlerin genel görünümü(Bakış yönü: KD-GB)



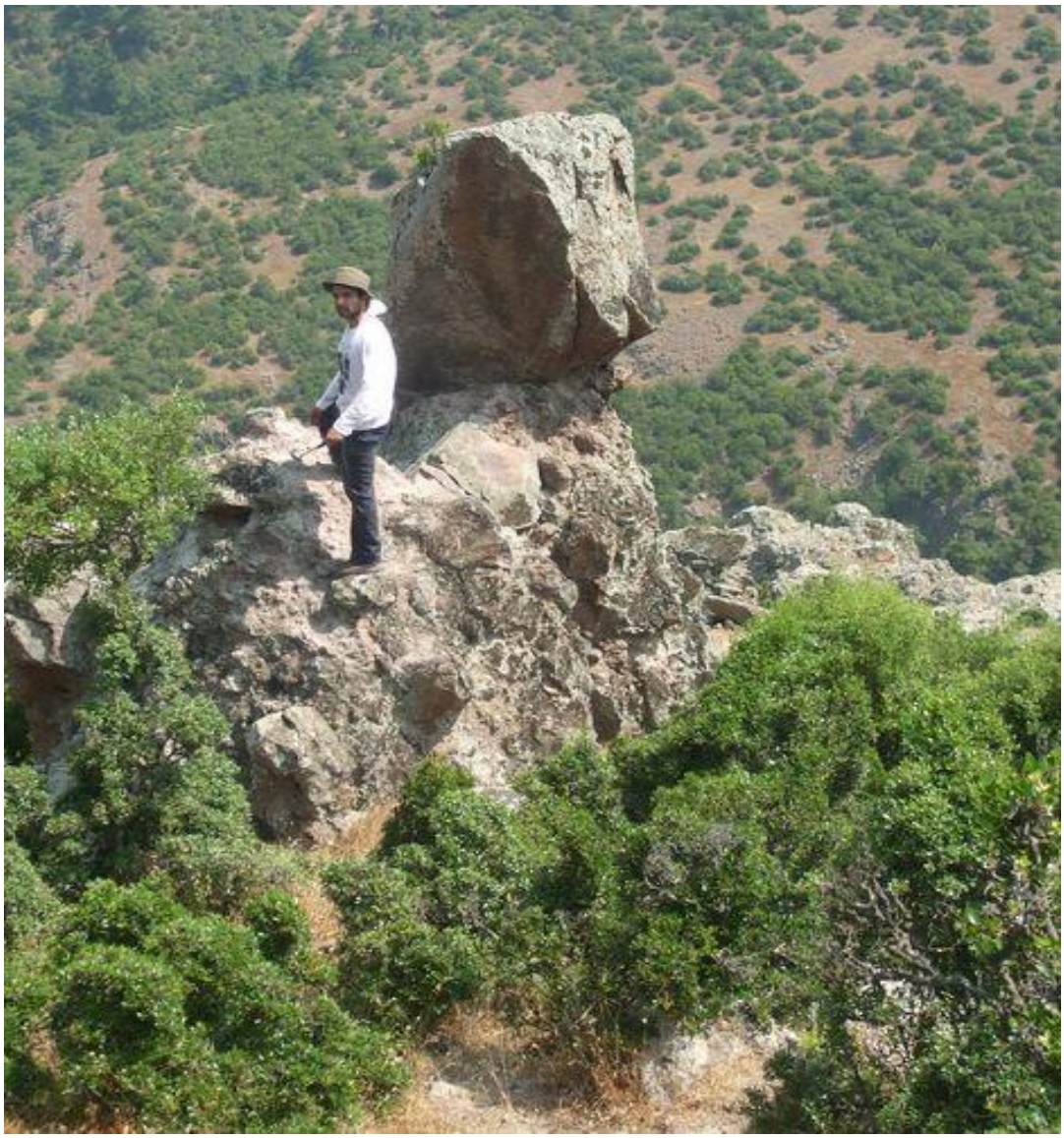
Şekil 2.6: Bazaltik andezitlerin sahadaki görünümü. Resimde ayrıca bazaltik andezitlerin yine bazaltik bileşimli magmatik anklav içerdikleri de gözlenmektedir.

2.2.2 Akma breşi

Kepsut civarında, yer yer piroklastik kayalarla andezit bileşimli lavların aralarında yer alan akma breşleri iri blok-çakıllar ve lav matriksten oluşmuştur. Birimin en yaygın olarak izlendiği bölge İsalan mevkiisidir. Birimin bu alan dışında kalan kesimleri lavlarla iç içe bir konum sergilediği için ayrıca haritalanmamıştır. Genel olarak piroklastik birimler ile andezitik lav akıntıları arasında izlenen akma breşleri andezit bileşimli köşeli-yarı köşeli lav parçaları ve lav bileşimli matriksten oluşur (Şekil 2.7). Bu alanlardaki akma breşleri lavın akması sırasında gelişen çabuk soğuma yüzeylerinin akan lav kütlesi içine alınması ile gelişmiş bir taban akıntısı olarak değerlendirilmektedir. Blok boyutları genellikle 5-25 cm arasında değişir. Çıkış merkezinde bacaya yakın alanlarda akma breşleri içindeki lav bloklarının çapları 60 cm'e kadar ulaşır (Şekil 2.8). Böyle alanlarda akma breşleri lavlarla birlikte topoğrafya dayanımlı sırtlar oluştururlar. Genel olarak açık pembe-mor renkli olan matriks içindeki plajioklas ve sanidin fenokristalleri yaygındır. Piroklastik birimlerin (genellikle yağış birimleri) üzerine yer alan akma breşlerinin taban düzeylerinde akıntı nedeniyle gelişmiş ondüleli taban zonları izlenmektedir.



Şekil 2.7: Andezitik akma breşlerinin yakın görünümü (Bakış yönü: D-B)



Şekil 2.8: Eyüpbükü güneyinde çıkış merkezine yakın alanlarda dayanımlı sırtlar oluşturan ve (60 cm) iri andezitik lav parçaları içeren akma breşlerinin sahadaki görünümü (Bakış yönü: KB-GD).

2.2.3 Dasit-Riyolit

Arazinin güneydoğu kesiminde Ahmetölen-Karaağaç köyleri civarında, kuzeybatıda Eşeler köyü civarında ve harita alanının hemen dışında batıda Dursunbey civarında geniş alanlar kaplamaktadırlar.

Bu grup lavlar arazide genellikle açık pembe, gri ve beyazımsı renklerde olması ile kolayca diğer birimlerden ayrılırlar. Felsik lavlar domlar (Şekil 2.9.) ve lav akıntıları ile temsil edilir (Şekil 2.10). Dom yapısı sergileyen dasit-riyolitlerin tipik özelliği harita örneğinde belirgin yuvarlağımsı mostralar ve yükseltiler oluşturmalarıdır.

Bunlar bölgenin nispeten yüksek tepelerini oluştururlar. İnceleme alanında Kepsut'un doğusunda KB-GD ve Karaağaç, Darıçukuru arasında KD-GB yönünde dizilmiş domlar kırık erüpsiyonlarını temsil eder.



Şekil 2.9: Dasit domlarının sahadaki görünümü (Bakış yönü: K-G)



Şekil 2.10: Dasit lavlarının sahadaki genel görünümü(Bakış yönü: K-G)

Lav akıntıları şeklinde görülen riyolitler ise felsik piroklastiklerin arasında lav dilleri olarak bulunurlar. Bunlar daha cok camsı bazen ve hemikristalen porifirik doku sergilerler. Sahada plajioklas, kuvars, sanidin ve biyotit fenokristalleri çıplak gözle tanınabilmektedir (Şekil 2.11). Bu lavlarda akma bantları ve foliasyonları sık sık gözlenir.



Şekil 2.11: Çalışma alanında yüzeyleyen riyolit lavlarında kuvars, sanidin ve biyotit fenokristalleri ile belirgin porfirik doku.

2.2.4 Piroklastik kayalar

Kepsut civarında mostra veren volkanik kayaların önemli bir bileşenini piroklastik yağış birimleri oluşturur. Piroklastik yağış birimleri volkanik dizinin özellikle alt kesimlerinde yaygındır ve lavlarla girik ve ardalanmalıdır. Piroklastik akma birimleri inceleme alanının güneyinde yaygın mostra vermektedir. Piroklastik istif içinde farklı yağış birikimlerinin, yaygın olarak piroklastik akıntı birimleri ile ardalandıkları ve yanal düşey yönde geçişler sergilediği de gözlenmiştir (Şekil 2.12).

Piroklastik yağış birimleri genellikle, kül yağmuru birikimleri, pumis kül yağmuru ve kül blok yağmuru birikimleri ile temsil edilmektedir. Katmanlanma, ters derecelenme ve ondülasyonlar sergilemesi ile piroklastik akıntı birimlerinden kolayca

ayırdedilebilirler. Bazı alanlarda, yağış birikimleri homojen değildir. Örneğin pumis-kül yağmuru birikimlerinin içinde litik parçalarca zengin ince zonlar da bulunur yada egemen olarak kül ve az miktarda da pumis içeren birimlerden, daha ince taneli olan kül yağmuru birikimlerine veya bol miktarda iri litik parça içeren kül-blok yağmuru birikimlerine geçişler gözlenmiştir (Şekil 2.13).



Şekil 2.12: Susurluk–Kepsut yolu üzerinde piroklastik akma ve piroklastik yağış birimlerinin ardalanması (Bakış yönü: KB-GD)



Şekil 2.13: Piroklastik yağış birimlerinin sahadaki görünümü (Bakış yönü: GB-KD)

Kül yağmuru birikimleri ve pumis–kül yağmuru birikimleri genellikle ince seviyeler halindedir ve beyaz renkleri ile sahada kolayca tanınır (Şekil 2.13, 2.14). Kaya egemen olarak volkanik kül ve kristalden, az oranda da pumisten(sünger taşı) oluşur. Volkanik kül matriks içindeki kuvars, feldispat ve biyotit kristalleri gözle seçilebilmektedir. Bunlar diğer piroklastik yağış birimlerine göre daha iyi ve ince katmanlıdır. Kaya iyi boylanmıştır ve pek çok alanda derecelenmiştir. Konumları yataya yakındır (15°-25°). Birimde pumis miktarının artması ile pumis-kül yağmuru birikimlerine geçilmektedir. Pumis kül yağmuru birikimleri, beyaz-grimsi renkli, kötü ancak belirgin katmanlı olup, katman kalınlıkları 40-50 cm arasında değişmektedir. Pumis grupları ve daha az orandaki lav parçaları volkanik kül, kristal ve volkanik camdan oluşan matriks içinde serpilmiş olarak bulunmaktadır. Pumis gruplarının çapları 1-5 cm arasında değişmekte olup, küresel-elipsoidal biçimdedir. Pumis gruplarının arasındaki kül gereci ile içiçe bulunan kristaller feldispat, biyotit ve hornblenddir. Lav parçaları genellikle kökende ilişkili olduğu lavın cinsine göre değişir. Pumis kül yağmuru birikimleri iyi boylanmış ve pumis grupları ters derecelenmiştir. Böyle kesimlerde pumislerin boyutu tabandan tavana dereceli olarak irileşir.

Kül-blok yağmuru birikimleri; volkanik kül matriks içinde pembe andezit ve gri-krem renkli dasit çakılları bulunur. Kaya parçaları genellikle yarı yuvarlak, köşelidir. Katmanlanma belirgin olup, orta-kalın tabakalıdır. Katman kalınlıkları yer yer 1 m'ye ulaşmaktadır. Bunlar sık sık kül blok akıntıları ile birlitelik sunarlar ve girik ilişkiler sergilerler.

Kül blok akıntıları boyları yer yer 3 m'ye ulaşabilen volkanik kaya blokları ve bunları saran beyaz-pembe renkli kül tüfü özelliğindeki bir matriksten oluşmaktadır. Kaya parçaları pembe-bordo renkli andezit bileşimlidir. Dasit ve riyolitlerle ilişkili oldukları alanlarda ise kaya parçaları gri-krem renkli dasit ve pembemsi beyaz riyolitlerden derlenmiştir. Kayada kül ve bloklara yer yer pumislerin de eşlik ettiği gözlenir. Genellikle monolitik olan birim düzenli olmayan karmaşık (kaotik) iç yapısı ile yağış birimlerinden ayrılır (Şekil 2.15). Blokların azalıp, pumislerin egemen olduğu kesimlerde renk iyice beyazlaşır ve kaya pumis kül blok akıntısı haline gelir. Kayadaki pumis gruplarının çapları 1-3 cm arasında değişir. Yağış birimleri ile olan dokanakları girintili çıkıntılıdır ve içine yerleşmiş olduğu yağış birimlerinin konumunu bozmuştur (Şekil 2.16). Volkanik istifin alt kesimlerinde andezitlerle, üste doğru ise dasitik lavlarla ardalandığı görülmüştür (Şekil 2.17).



Şekil 2.14: Pumis–kül yağmuru birikimlerinin sahadaki görünümü (Bakış yönü:D-B)



Şekil 2.15: Kül blok akıntılarının sahadaki görünümü (Bakış yönü KD-GB)



Şekil 2.16: Kül-Blok akıntısı ve kül yağmuru birikimi arasıdaki girik dokanak ilişkisi(Bakış yönü: GB-KD)



Şekil 2.17: Kül-blok akıntısının dasit lavları ile ardalanması (Bakış yönü: KB-GD)

Kepsut volkanitleri Çökel topluluk ile girik ilişkiler sergiler. Gerek Kepsut volkanitleri gerekse çökel topluluk Temel kayalarını uyumsuzlukla örter. Kepsut volkanitlerine ait andezitik lavlardan alınan bir örnek üzerinde yapılan tüm kaya K/Ar yaşlandırmasına göre birimin yaşı 21.7 M.y (Erken Miyosen)'dır (Ercan vd., 1985; Ercan vd.,1990).

2.3 Çökel Topluluk

İnceleme alanında mostra veren çökel kayalar Batı Anadolu'da yaygın olarak mostra veren Soma Formasyonu'na (Nebert, 1978) karşılık gelmektedir. Çökel topluluk inceleme alanının yaygın mostra veririr. Birim başlıca kumtaşı, bitumlu şeyl, marn, mikrokonglomera, konglomera ve kireçtaşından oluşur. Üst seviyelerine doğru tüfitler ve silisifiye tüflerle ardalanır. İstif içinde ekonomik değer taşıyan ve işletilen linyit damarları bulunur.

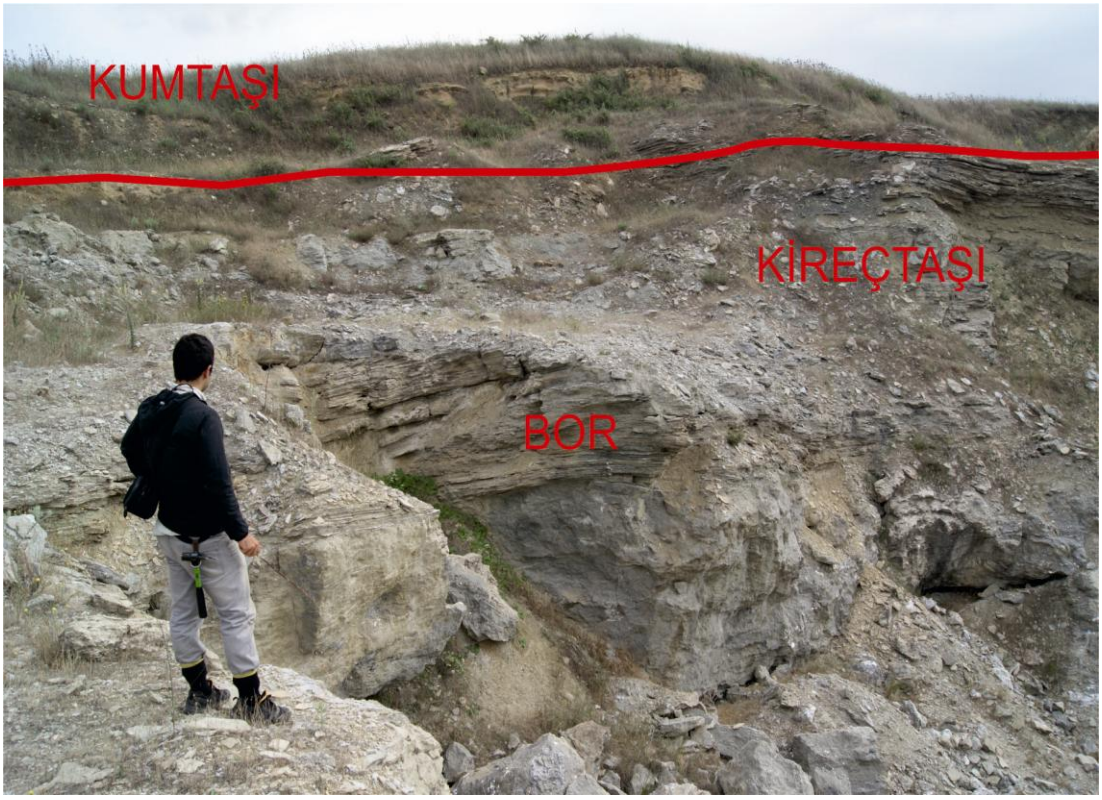
Çökel topluluğun ana mostraları Kepsut ilçesi ve çevresinde, ayrıca çalışma alanının güneybatı kesimlerinde görülmektedir. Çökel topluluğun litolojik ve istifsel özelliklerinin en açık izlenebildiği mostraları Linyit işletmelerinin de yeraldığı İsaalan köyü civarında gözlenir. Bu alanda çökel topluluğun birincil tabanı görülmez. İşletme kazı alanında, birimin görünür en alt seviyelerinin kömür içeren bitumlu şeyllerin oluşturduğu görülmektedir. Bu seviyeler üste doğru ince katmanlı, sarımsı yeşil renkli renkli, ince taneli şeyl-marn-kireçtaşı istifine yerin bırakır. Kireçtaşı mostraları açık krem renkli, gevşek tutturulmuş bir mostra örneği sunmaktadır ve bu mostralarda yer yer borat oluşukları gözlenmektedir (Şekil 2.18, 2.19). Birimin daha üst seviyeleri ise gri, ince taneli kum, silttaşı ile temsil edilir.

Özellikle volkanik alanlara doğru istif içinde epiklastik kayalar egemenleşir (Şekil 2.20, 2.21). Volkanik malzemenin göl ortamında tekrar işlenmesi ile oluşan epiklastik kayaçlar (işlenmiş tüf-tüfit, volkanojenik kumtaşı-çakıltaşı ardalanması) beyaz, yeşil, gri renklidir, tabaka kalınlıkları 10-15 cm arasında değişir. Çakıltaşlarını oluşturan çakıllar egemen olarak volkanik kayalardan derlenmiştir (Şekil 2.21). Böyle alanlarda yersel kil oluşumları da gözlenebilmektedir. İstifte piroklastik kayaların gözlenmeye başladığı kesimlerde çökeller içinde ufak pumis (sünger taşı) grupları kapsayan ince katmanların varlığı dikkat çekmektedir.

Birim temel kayalarını uyumsuzlukla örter (Şekil 2.1). İsaalan, civarında volkanik kayalar ile giriktir ve piroklastik yağış birimleriyle ardalanmaktadır. İnceleme alanındaki çökel kayalar üzerinde herhangi bir fosil bulgusuna rastlanılmamıştır. Ancak birimin Alt Miyosen yaşlı volkanik kayalarla olan stratigrafik ilişkileri ve bölgesel korelasyonlarla Çökel topluluğun yaşı Alt-Orta Miyosen olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 2.18: Çökel topluluğa ait kireçtaşlarının sahadaki görünümü (Bakış yönü:D-B)



Şekil 2.19: Çökel topluluk içinde gözlenen borat seviyeleri (Bakış Yönü: K-G)



Şekil 2.20: Epiklastik çökellerinin mostra görünümü (Bakış Yönü: KB-GD)

2.4 Alüvyon

Bölgede kuzey-güney yönlü uzanmakta olan ve bazı yerlerde geniş menderesler yapan Simav Çayı alüvyonları en genç birim olarak tüm kaya gruplarını uyumsuzlukla örter.

Simav Çayı alüvyonu, kötü boylanmalı ve dereceli, köşeli ve farklı litolojilere sahip çakıl ve kumlardan oluşmaktadır. Bloklar yaklaşık 1-5 cm arasında değişen boyutlardadır. Akarsu çökeli olması nedeniyle, yüksek enerjili bir sedimantasyon prosesiyle Simav Çayı'nın menderes yaptığı yerlerde geniş alanlara yayılmışlardır. Çökel topluluğa ait çakıllarla fiziksel olarak benzerlik gösterseler de tabakasız yapıları ve aralarındaki kum seviyeleri iki birimin birbirinden kolaylıkla ayrılmasını sağlar.

Simav Çayı günümüzde hala güney-kuzey yönlü akışına devam etmektedir ve bu akıntı, alüvyonların depolanmaya devam ettiği anlamını taşır. Bu sebeple alüvyonun yaşı Kuvaterner yani günceldir.

3. PETROGRAFİ

Bu bölümde Kepsut volkanitlerini oluşturan farklı türdeki volkanik kaya gruplarının petrografik özellikleri tanıtılacaktır. Petrografik özellikler tanıtılırken öncelikle kaya gruplarının mineral bileşimleri, modal yüzdelerine göre en bol bulunan mineralden en az bulunan minerale doğru sıralanacak, kayaların dokusal özellikleri ve minerallerin bazı ayırtman özellikleri sırasıyla anlatılacaktır. Andezit-bazaltik andezit-bazaltik trakiandezit grubu, dasit-riyolit grubu ve piroklastik kayaların petrografik özellikleri 3 ayrı başlık altında aşağıda tanıtılmaktadır.

3.1 Andezit-Bazaltik traki-andezit

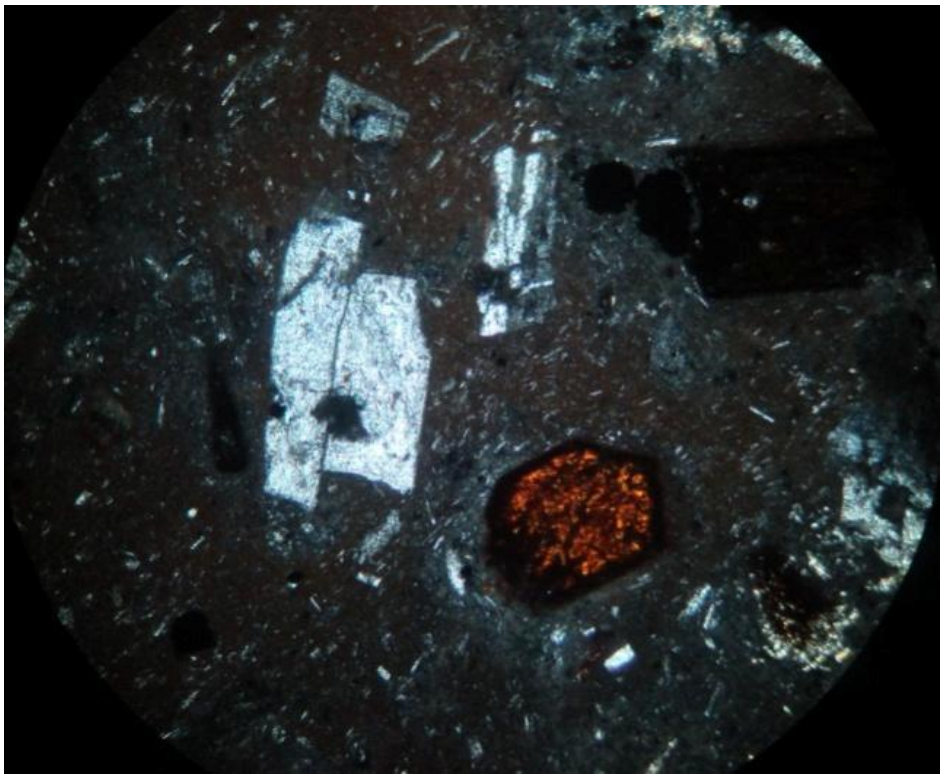
Bu grup kaya türlerinin başlıca mineralleri ve modal analiz değişim yüzdeleri aşağıdaki gibidir.

Andezit :Plajioklas(An_{35-40}) (%65-90)+honblend (%5-15)+biyotit (%5-10)±sanidin (%1-10)

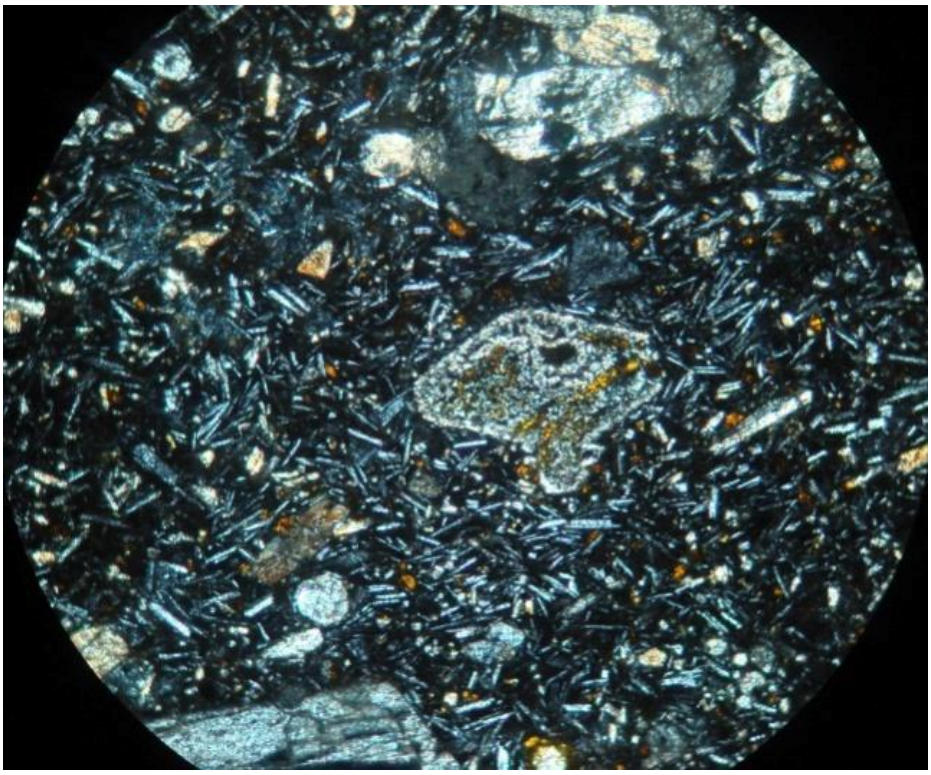
Bazaltik trakiandezit; Plajioklas (An_{57-65})(%55-60)+sanidin (%25-30)+piroksen (ojit) (%3-10)+ hornblend (%4-5)+biyotit (%3-10) ±olivin (%1-3)

Bazaltik andezit; Plajioklas (An_{45-55}) (%60-80) + piroksen (ojit - diyopsit) (%10-20) + hornblend (bazaltik hornblend) (%5-7) +biyotit (%1-5)±sanidin (1-5) ±olivin (%1-5)

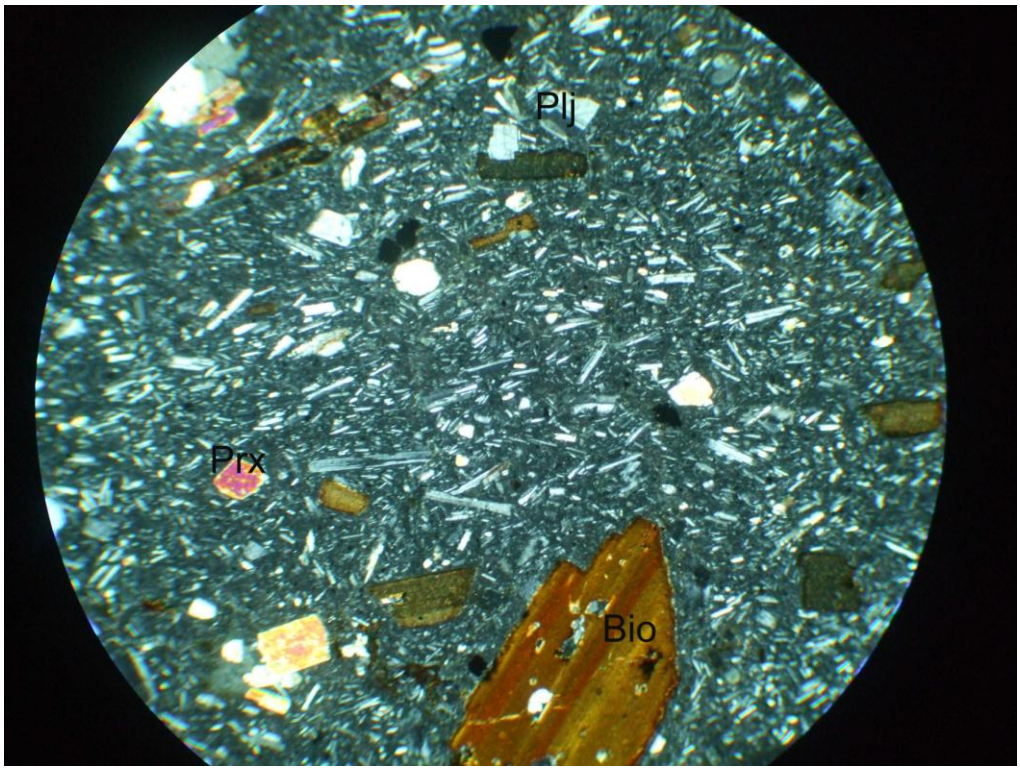
Doku: Yukarıda listesi verilen fenokristaller genellikle mikrolit ve volkanik camdan oluşan bir hamur içinde yeralırlar. Hamurun özelliğine göre hyalopilitik (Şekil 3.1) pilotaksitik, intersertal (Şekil 3.2) ve trakitik dokular(Şekil 3.3 a,b) ayırdedilmiştir. Bunların yanısıra kümülofirik dokulu örnekler de vardır (Şekil 3.4 a,b). Bu doku ince taneli hamur içinde bulunan iri mineral yığışımları şeklinde tanınır. Bazaltik kayalarda kümülofirik dokuyu oluşturan mineraller başlıca klinopiroksen, biyotit ve plajioklastır.



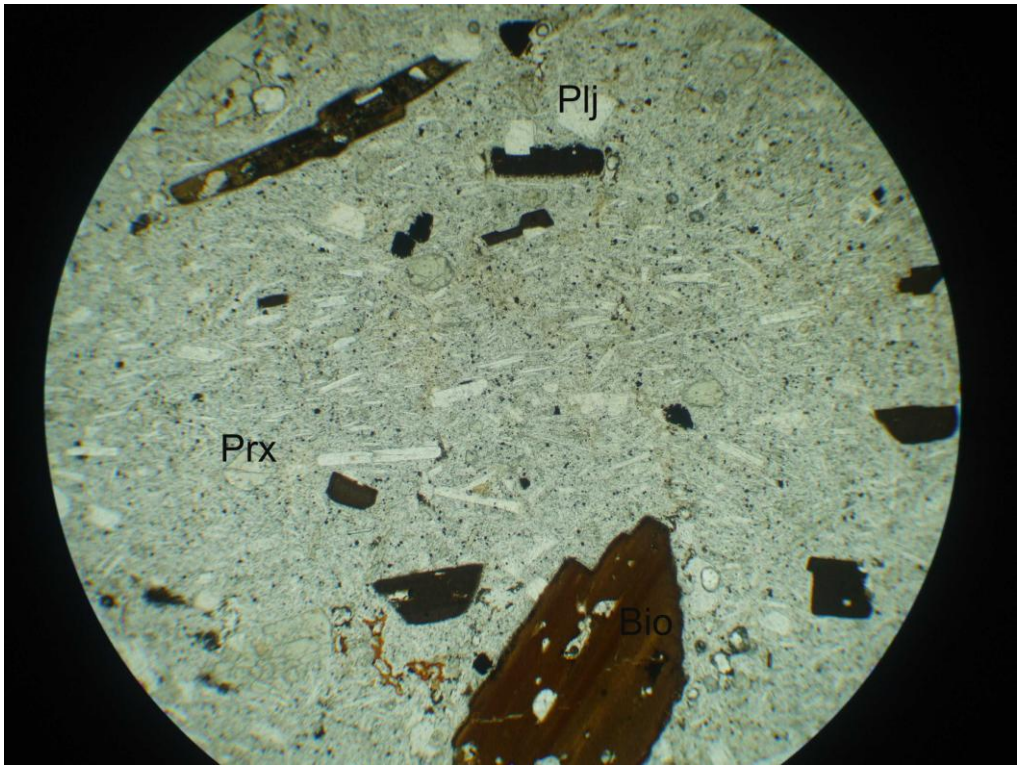
Şekil 3.1: Andezitlerde gözlenen hyalopilitik doku (Örnek no: 6, ÇN, 4x).



Şekil 3.2: Bazaltik andezitlerde gözlenen intersertal doku (Örnek no: 20, ÇN, 10x).

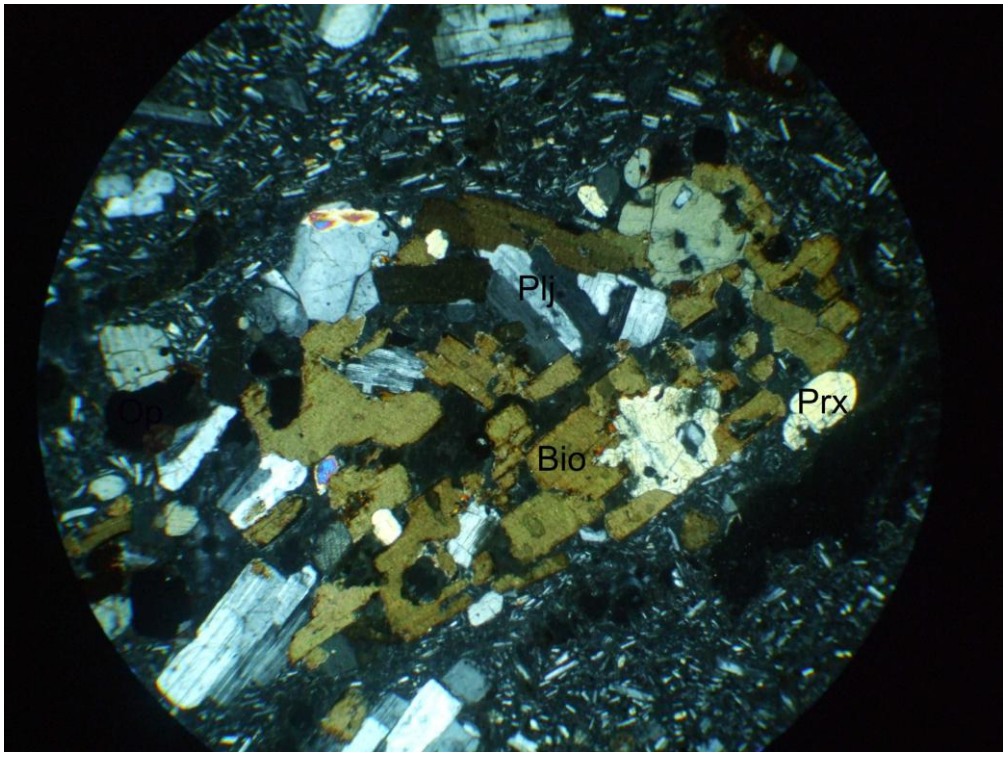


Şekil 3.3.a: Andezitlerde plajioklas mikrolitlerinin oluşturduğu trakitik doku (4X, ÇN, Kesit No: 235, Prx:Piroksen, Plj: Plajioklas, Bio: Biyotit)

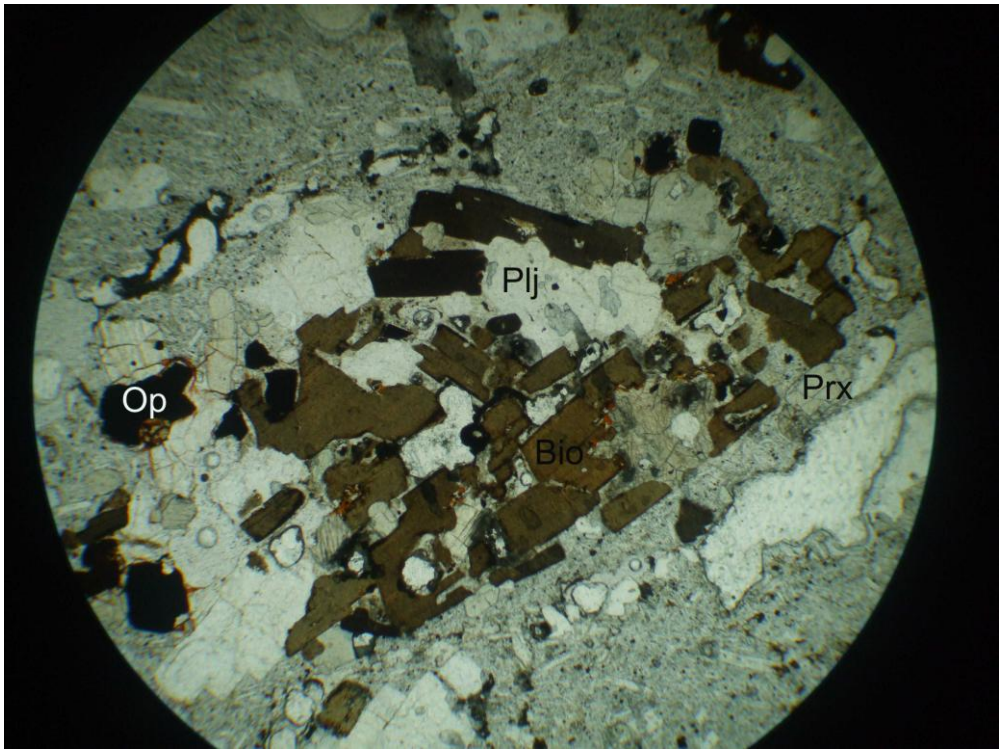


Şekil 3.3.b: Andezitlerde plajioklas mikrolitlerinin oluşturduğu trakitik doku (4X, TN, Kesit No: 235, Prx:Piroksen, Plj: Plajioklas, Bio: Biyotit)

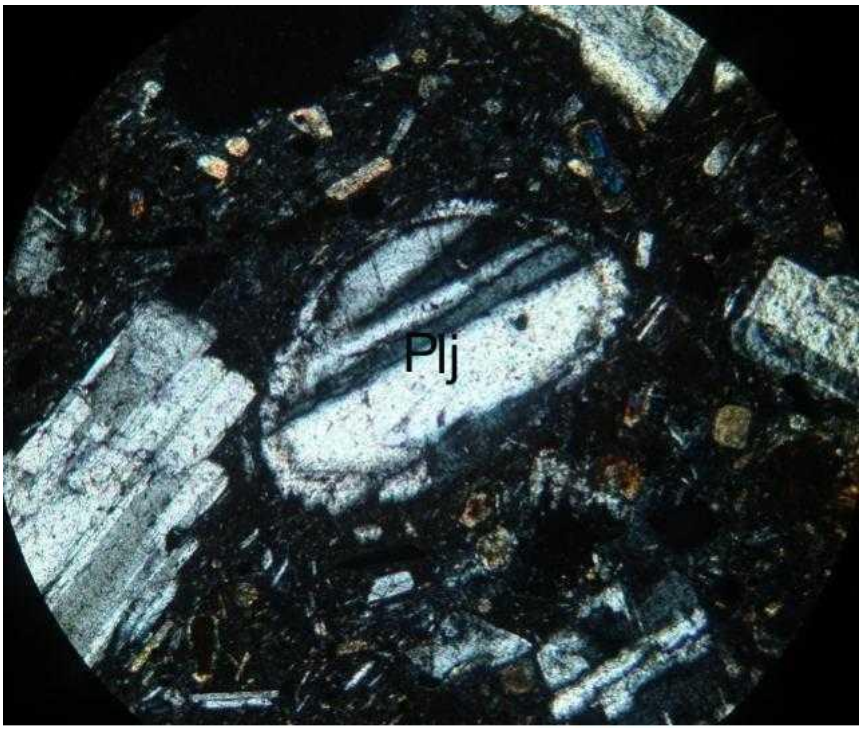
Plajioklas: Bu grup kayalarda görülen en yaygın mineraldir. Fenokristal ve mikrolit olarak bazı örneklerde, modal olarak kayanın % 60-80'ini oluşturduğu görülmüştür. Fenokristaller çoğunlukla idiyomorf, hipidiyomorftur. Hemen hemen tümü ikizli ve zonludur. Zonlanma çoğunlukla normal daha seyrek olarak da yamalı ve osilasyonlu türdendir. Plajioklas fenokristalleri ufak biyotit, plajioklas, ve opak mineral ve düzensiz cam kapantıları içermektedir. Bazı örneklerde bu kapantılar, belirli zonlarda ve dilinimler boyunca yoğunlaşarak schiller inklüzyonu (Augustithis, 1973) oluştururlar. Bazı plajioklas fenokristalleri yer yer hamur tarafından korozyona uğratılmıştır (Şekil 3.5 a,b), bazıları ise idiyomorfik formlarını korurlar. Bu durum kayada farklı evrelerde plajioklas geliştiğini gösteren bir veridir. Korozyona uğratılmış olan plajioklaslar daha erken gelişmiş olup, daha sonra kayanın hamurunu oluşturan magma tarafından korozyona uğratılmıştır. Ayrıca, bazı plajioklas kristallerinin çevresinde, yer yer sonradan büyüme ile gelişmiş taze ve kapantısız zonlar gözlenmiştir. Bir grup plajioklas kristalinde sinensis (birlikte büyüme) dokusu (Şekil 3.6 a,b), magmatik korozyona uğramış kristallerin varlığı, diğer bazı plajioklaslarda ise bu dokuların gelişmemiş olması, plajioklasların değişik dönemlerde (çok evreli kristallenme) kristallendiklerini işaret etmektedir. Bazı örneklerde bol volkanik cam kapantıları içeren bazı plajioklas kristalleri güve yeniğine benzer görünümler kazanmıştır (Sieve dokusu,Gill, 1972).



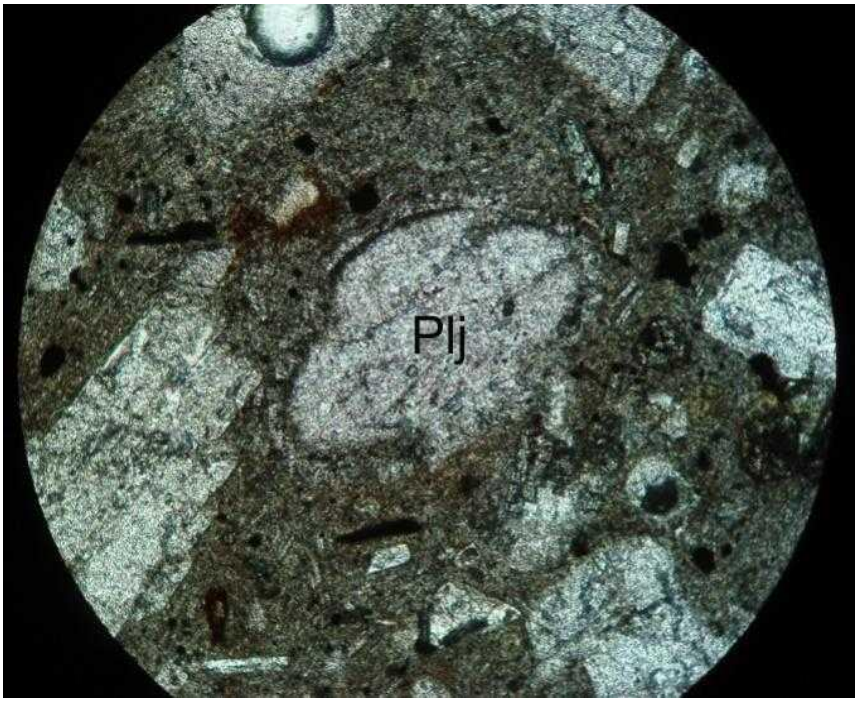
Şekil 3.4.a: Andezitlerde görülen kümülofirik (Glomeroporfirik) doku (4X, ÇN, Kesit No: 235, Bio: Biyotit, Prx:Piroksen, Plj: Plajioklas)



Şekil 3.4.b: Andezitlerde görülen kümülofirik (Glomeroporfirik) doku (4X, TN, Kesit No: 235, Bio: Biyotit, Prx:Piroksen, Plj: Plajioklas)



Şekil 3.5.a: Bazaltik trakiandezit örneğinde magmatik korozyona uğramış özşekilsiz plajioklas kristali (Plj) ve korozyondan etkilenmemiş idiyomorfik-hipidiyomorfik plajioklas kristallerinin birlikteliği ile belirgin farklı evrelerde plajioklas gelişimini gösterir foto (Örnek no: 7,ÇN 10x).

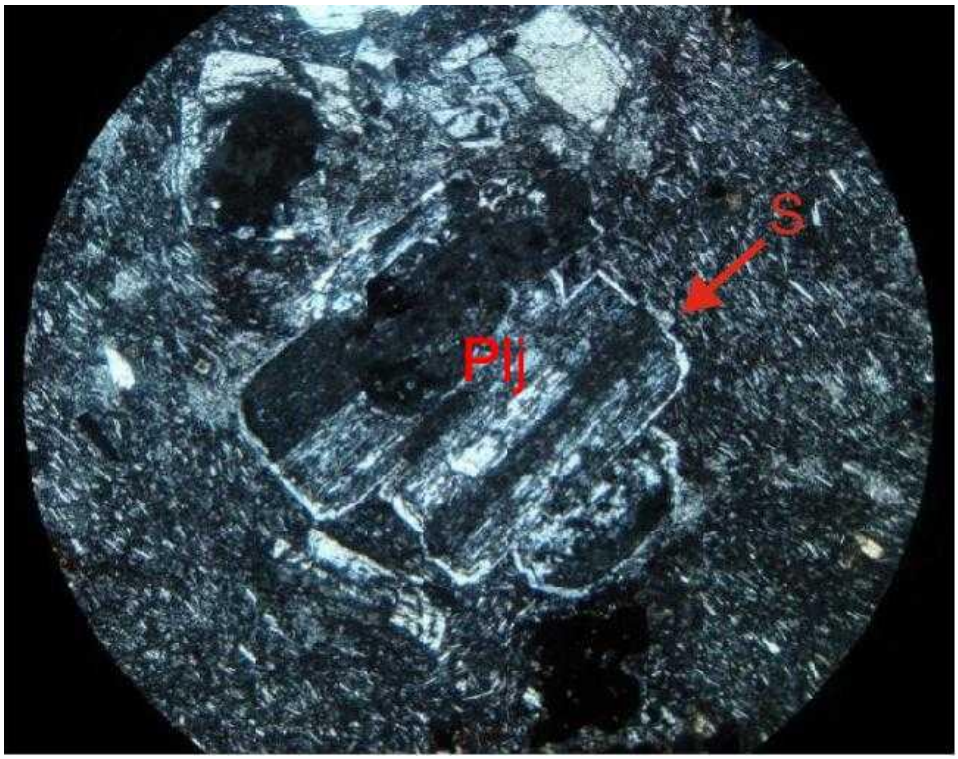


Şekil 3.5.b: Bazaltik trakiandezit örneğinde magmatik korozyona uğramış özşekilsiz plajioklas kristali (Plj) ve korozyondan etkilenmemiş idiyomorfik-hipidiyomorfik plajioklas kristallerinin birlikteliği ile belirgin farklı evrelerde plajioklas gelişimini gösterir foto (Örnek no: 7,TN, 10x).

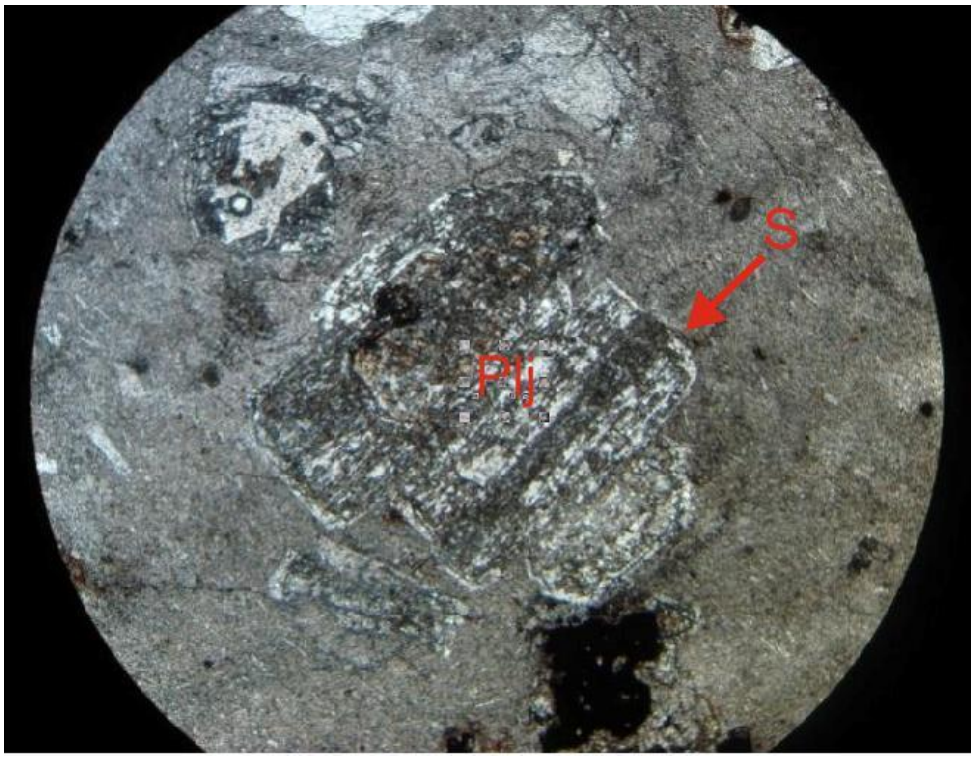
Albit ve albit-karlsbad kanununa göre ikizlenmiş ve zonsuz bazı plajioklasların C eksenine paralel kesitlerde sönme açıları ölçülmüş ve optik işaretleri ile karşılaştırılarak türleri tayin edimeye çalışılmıştır. Buna göre anortit değerleri An_{40-50} (andezin) olarak saptanmıştır. Daha seyrek olarak da An_{55-70} (labrador-bitovnit) değerleri saptanmıştır.

Sanidin: Bazaltik andezitler de modal olarak % 2-3'ü geçmez. Bazaltik trakiandezitlerde ise % 25-30'ye ulaşan oranlarda bulunmaktadır. Genellikle fenokristaller halinde, daha seyrek olarak da mikrolitler halinde kayada mevcutturlar. Çoğu berrak görünümlü ve karlsbad ikizli olup, zonlanma göstermezler. İkiz düzlemine dik gelişmiş enine çatlak sistemleri içerirler. Altere örneklerde bu çatlaklar boyunca serisitleştikleri de gözlemlenmiştir. Bazı örneklerde idiyomorf, hipidiyomorf sanidin kristalleri hamur tarafından korozyona uğratılmış, yuvarlanmıştır.

Hornblend: Andezitlerin en yaygın mafik mineralidir. Bazaltik andezit ve bazaltik trakiandezitlerde ise modal olarak %3-8 oranında bulunmaktadır. Bunlar yeşil-kahve hornblend ve bazaltik hornblendle temsil edilirler. Çoğun özşekilli bazal kesitler halinde, daha seyrek olarak da uzun ve prizmatik formlu fenokristaller halindedirler. Aralarında 120 derecelik açı bulunan iki yöndeki dilinimleri belirgindir. Nadiren basit ikizlenme gösterirler. Petrografik incelemelerde iki amfibol oluşum evresinin varlığı saptanmıştır. Bunlardan erken evrede gelişen hornblendlerin bir kısmının tümüyle, çoğunun ise kenarlarından itibaren opasitleştikleri ve korozyona uğradıkları görülmektedir.



Şekil 3.6.a: Bazaltik andezitlerde bulunan plajioklas kristallerinde (Plj) gözlenen sinensis (S) (birlikte büyüme) dokusu (Örnek no: 18, ÇN, 4x).



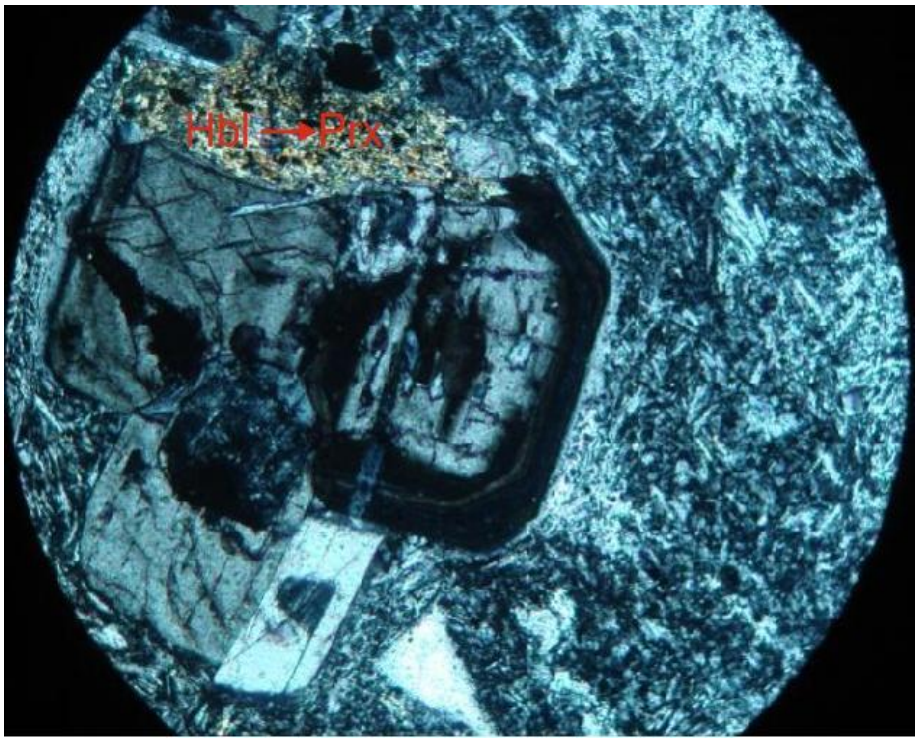
Şekil 3.6.b: Bazaltik andezitlerde bulunan plajioklas kristallerinde (Plj) gözlenen sinensis (S) (birlikte büyüme) dokusu (Örnek no: 18, TN, 4x).

Bazı bazaltik andezit ve bazaltik trakiandezit örneklerindeki erken evre hornblendlerinin nadir olarak, kenar zonlarından itibaren ince çubuklar halinde piroksene dönüştüğü saptanmıştır (Şekil 3.7 a,b). Amfibolün klinopiroksene dönüşmesi seyrek görülen bir olaydır. Hatch vd. (1972)'ne göre erken evrede gelişen hornblend fenokristalleri magma içinde yüzeye taşınırken içinde bulunduğu magma ile dengede değildir. Hornblend fenokristallerin sıvı ile reaksiyona girmesi sonucunda başlangıç evresinde hornblend içinde saçılmış magnetit kristalleri gelişir. Daha ileri evrede ise hornblend fenokristali kenarları boyunca renksiz klinopiroksen ve magnetit taneciklerine dönüşür. En son evrede hornblend pseudomorf olarak yerini tamamen klinopiroksen ve magnetite bırakabilir. Bu yazarlara göre hornblendin klinopiroksene dönüşmesi, lav yüzeye ulaştığında atmosferik oksijen ile reaksiyona girmesi sonucunda sıcaklığın geçici olarak yükselmesi ve Bowen'in süreksiz kristallenme sırasının terslenmesi ile gelişmektedir.

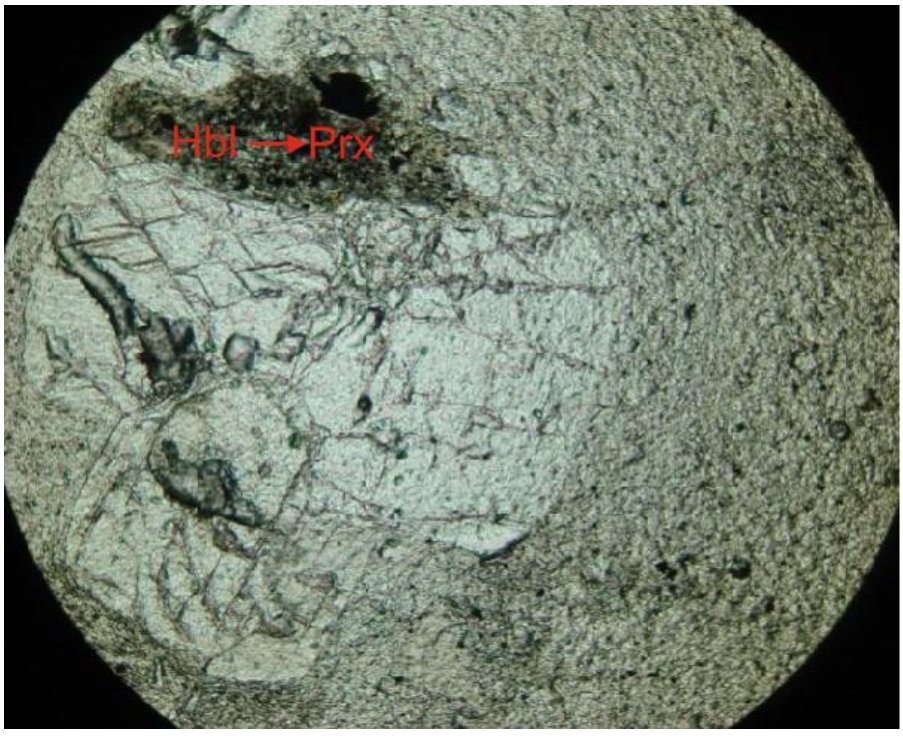
Bu tür amfibollerde görülen diğer bir özellik de plajioklas ve piroksen ile birlikte içiçe büyüyerek kümülofirik dokular oluşturmalarıdır (Şekil 3.6. a,b),(Cox vd (1989). Bu yığışımların lavın yüzeye çıkıp hızla soğuyup-katılaşma evresinden (quenching stage) önce geçirdiği yavaş soğuma evresine (slow cooling stage) ait ürünler olarak tanımlamıştır.

Piroksen: Bazaltik andezit ve bazaltik traki-andezit bileşimli lavlarda yaygın olarak bulunan mafik mineraldir. Klinopiroksenlerle temsil edilirler. İdiyomorf-hipidiyomorf klinopiroksen kristallerinin C eksenine paralel levhamsı piroksen kristallerinde sönme açıları 40-45° arasında degişmektedirler ve ojit ile temsil edilirler. Basit, polisentetik, ikizlerinin yanısıra renk zonlanması da sergilerler. Bazı örneklerde kenar zonundan itibaren amfibole dönüştükleri görülmektedir. Piroksen mineralleri kayanın içinde bazı bölgelerde bir araya toplanarak kümülofirik (glomeroporfirik) dokuyu oluşturmuştur.

Biyotit: Bu grup kayalarda % 3-7 oranında izlenen biyotit, iki türdedir. Bir kısmı sarı-açık yeşil kahve renkli pleokroik tipik biyotittir. Diğeri ise koyu kızılkahve-kırmızımsı renkli, güçlü pleokroik titanlıbiyotittir. Biyotitler genellikle fenokristaller, çok seyrek olarak da mikrolit boyutunda bulunurlar. Yer yer plajioklas ve opak mineralleri kapantı olarak içine almışlardır ve poiklitik doku sergilerler. Bir kısmında opasitleşme görülmektedir.



Şekil 3.7.a: Bazaltik andezit örneğinde piroksene dönüşüm gösteren erken evrede gelişmiş hornblendlerin (Hbl→Prx) ve plajioklasların (Plj) birlikte büyüyerek geliştirdikleri kümülofirik doku. (Örnek no: 17,ÇN, 4x)



Şekil 3.7.b: Bazaltik andezit örneğinde piroksene dönüşüm gösteren erken evrede gelişmiş hornblendlerin (Hbl→Prx) ve plajioklasların (Plj) birlikte büyüyerek geliştirdikleri kümülofirik doku. (Örnek no: 17,TN, 4x)

Olivin: Bazaltik andezit ve bazaltik tebileşimli örneklerde izlenen olivin, öhedral-subhedraldir ve modal olarak kayada % 1-5 oranında bulunmaktadır. Ufak kristaller halinde izlenen olivin kristallerinin çoğun kenar zonlarında iddinsitleşmiş, iç kesimlerinde de kalsit ve serpantine dönüşmüşlerdir. Iddinsitleşmiş, kalsit ve serpantine dönüşmüş olivin pseudomorfları yer yer altıgen formlarını korumuşlardır.

Bu grup volkanik kayalarda gözlenen tali mineraller, sfen/lökoksen, kuvars, apatit, rutil, zirkon ve opak minerallerden ibarettir. Kuvarsa sadece bir örnekte yaklaşık % 1 oranında rastlanılmıştır.

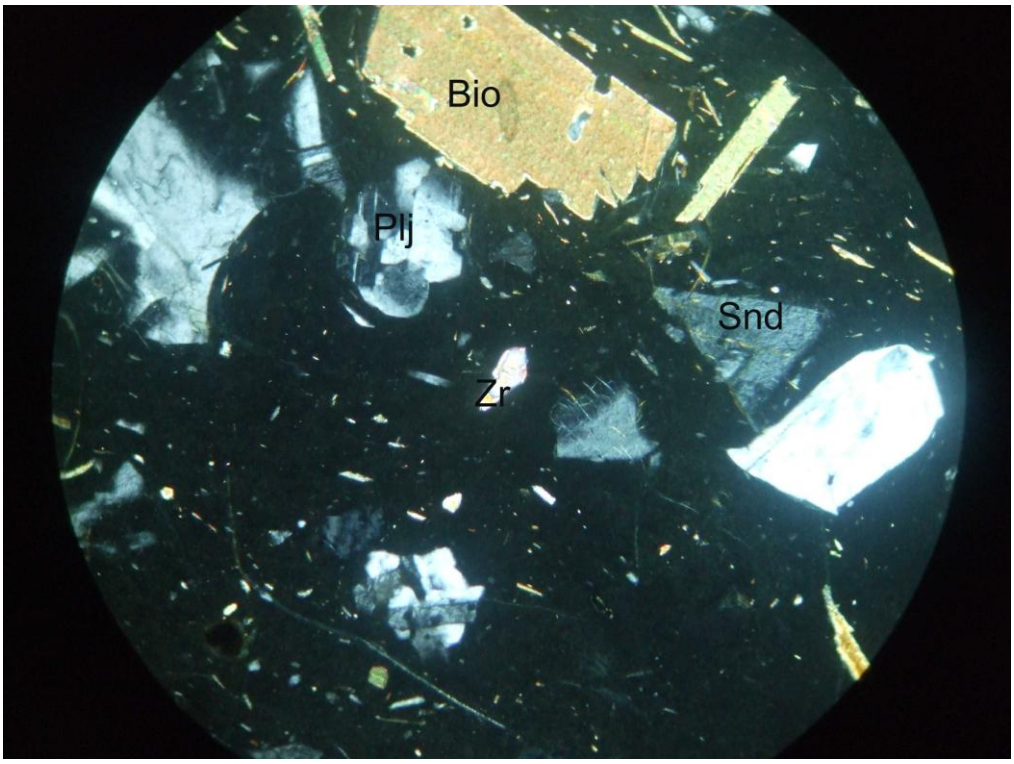
Kalsit, serisit, klorit alterasyon mineralleridir. Klorit, amfibol ve biyotit ve piroksenlerin, bazen volkanik camın alterasyonu ile oluşmuştur. Serisit, feldspatların alterasyonu ile, kalsit ise genellikle kırık ve çatlak dokusu olarak, biyotitlerin dilinim ve çatlakları boyunca gelişmiştir

3.2 Dasit-Riyolit

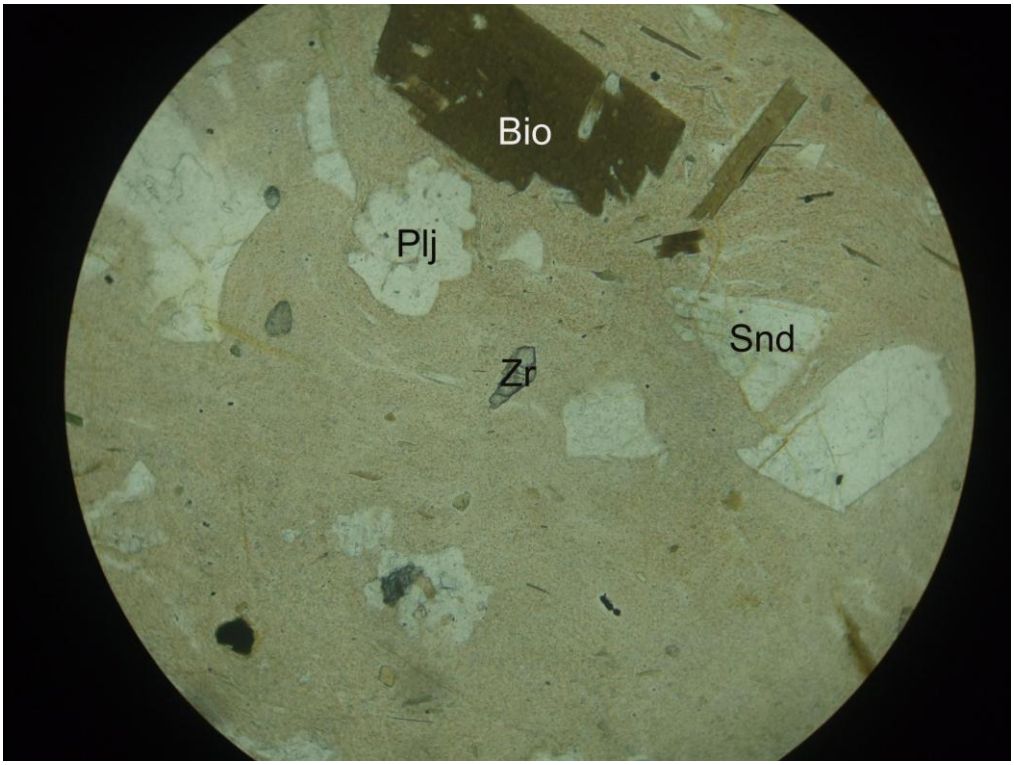
Bu grupta incelenen kaya türlerinin mineralleri aşağıdaki gibidir;

Kuvars (%20-25) + plajioklas (An_{20-25}) (%20-50)+ sanidin (%10-35)+ biyotit(%3-5) ± hornblend (%3-5) ± opak mineral (%1) şeklindedir.

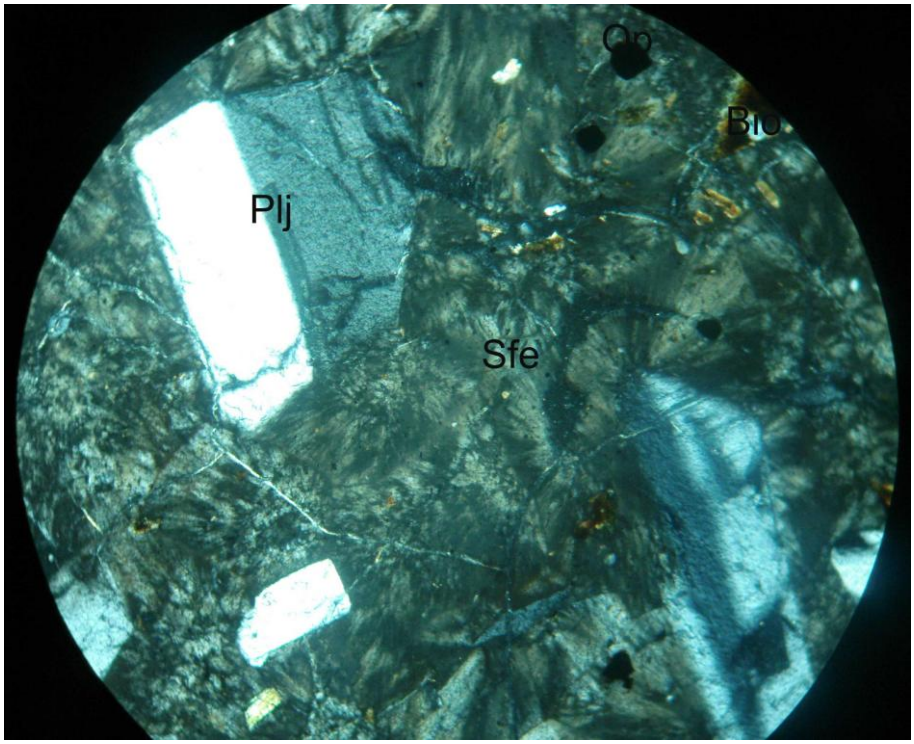
Hamur genellikle camsı olup, yer yer mikrolitik kesimlere rastlanılır. Cam-mikrolit oranına göre hyalopilitik ve vitrofirik doku yaygındır(Şekil 3.8. a,b). Camsı matriks yer yer devitrifiye olmuş, bazı örneklerin sferulitik doku gösterdiği saptanmıştır (Şekil 3.9 a,b). Bazı örneklerinde seyrek olarak, kuvars ve biyotitleri akma yönünde dizilmeleri ile akıntı dokuları gelişmiştir. Bu tür örneklerde ince taneli matriks fenokristallerin etrafında akmaya işaret eden dizilimler sergilemektedir. Akma dokulu örneklerde, levhamsı biyotitler çoğun akma yönünde dizili olup, akma sonucu gelişmiş bükülmeler sergilemektedir (Şekil 3.10 a,b). Ayrıca, bir yönde dilinim gösteren çubuksu biyotit kristallerinde dilinim düzlemleri boyunca ayrılma ve kaymalar gözlenmektedir. Biyotitlerde opasitleşme yaygındır (Şekil 3.10 a,b).



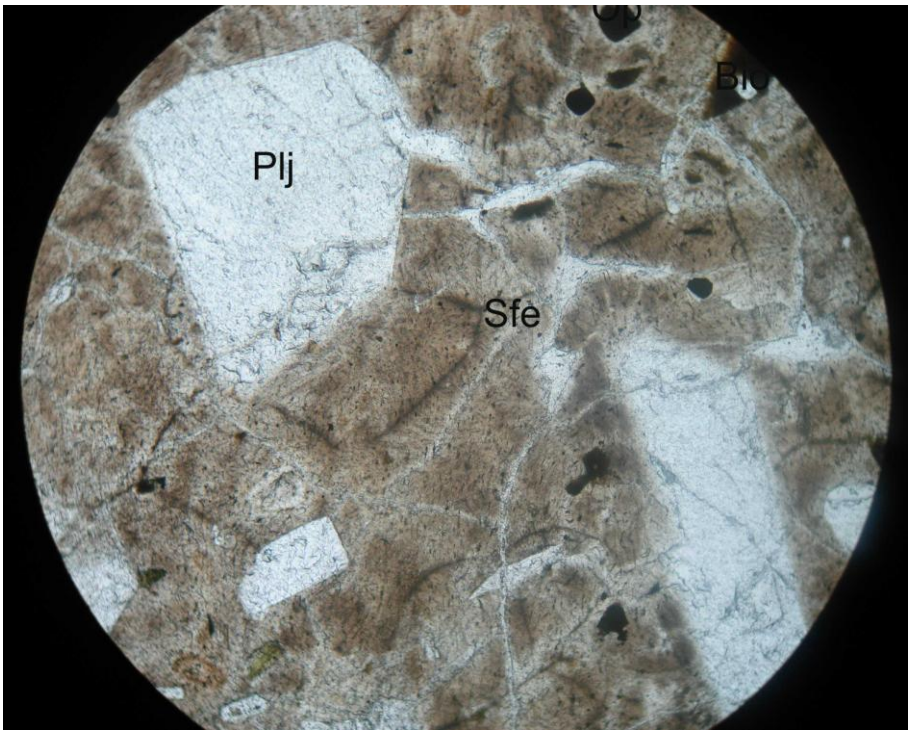
Şekil 3.8.a: Dasitlerde görülen hemikristalen, porfirik ve vitrofirik doku (4X, ÇN, Kesit No:278, Snd: Sanidin, Bio:Biyotit, Plj:plajioklas, Zr:Zirkon)



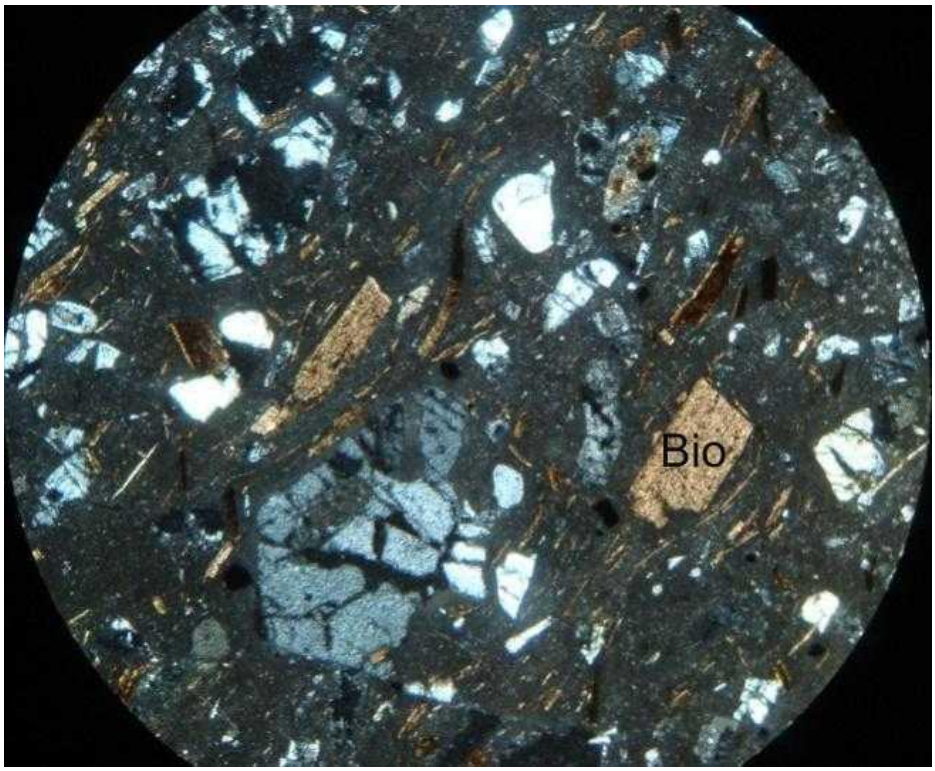
Şekil 3.8.b: Dasitlerde görülen hemikristalen, porfirik ve vitrofirik doku (4X, TN, Kesit No:278, Snd: Sanidin, Bio:Biyotit, Plj:plajioklas, Zr:Zirkon)



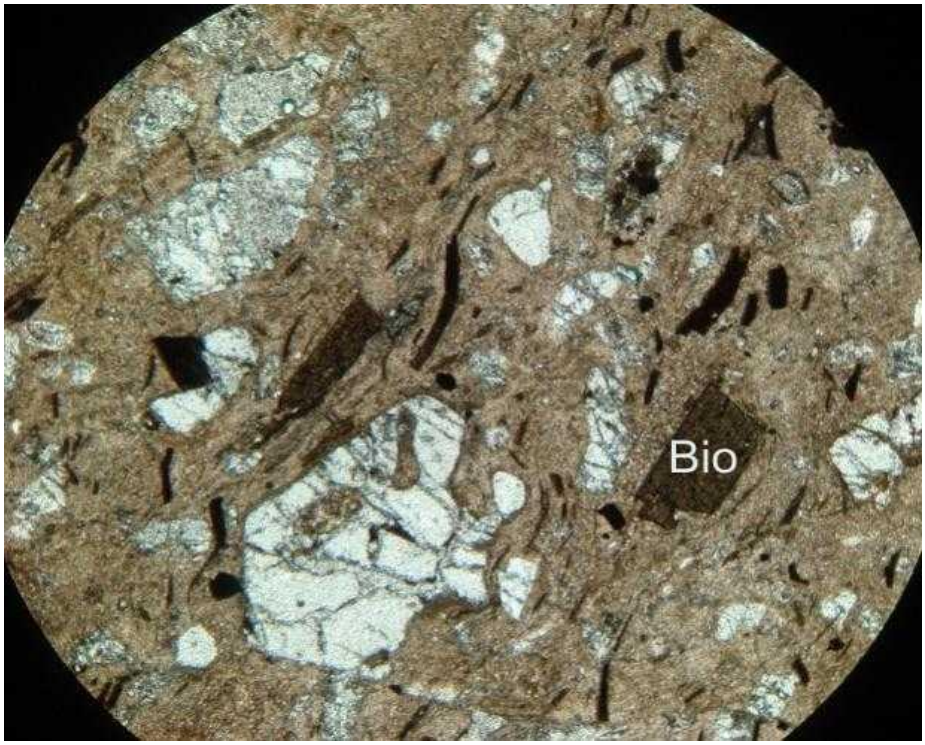
Şekil 3.9.a: Dasit-Riyolit lavlarında görülen sferulitik doku (4X, ÇN, Kesit No: 257, Sfe: Sferulitik doku, Plj:Plajioklas)



Şekil 3.9.b: Dasit-Riyolit lavlarında görülen sferulitik doku (4X, TN, Kesit No: 257, Sfe: Sferulitik doku, Plj:Plajioklas)



Şekil 3.10.a: Dasit-Riyolit grubunda akma yönünde dizilim gösteren levhamsı biyotitler(Bio). (Örnek no: 21, ÇN, 4x).

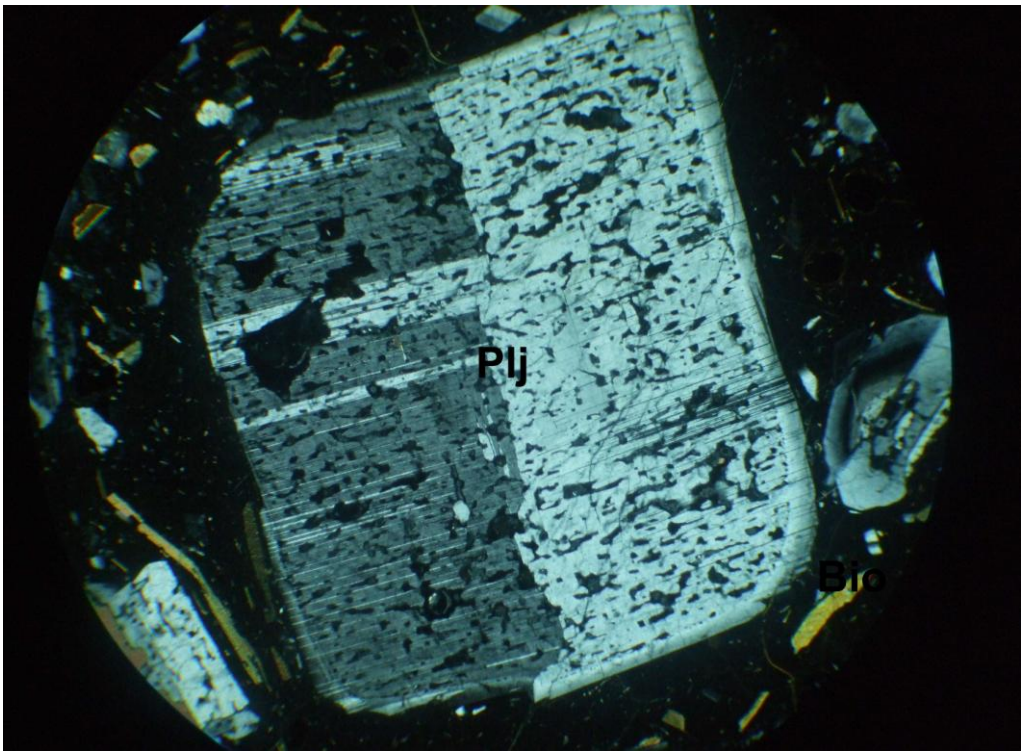


Şekil 3.10.b: Dasit-Riyolit grubunda akma yönünde dizilim gösteren levhamsı biyotitler(Bio). (Örnek no: 21, TN, 4x).

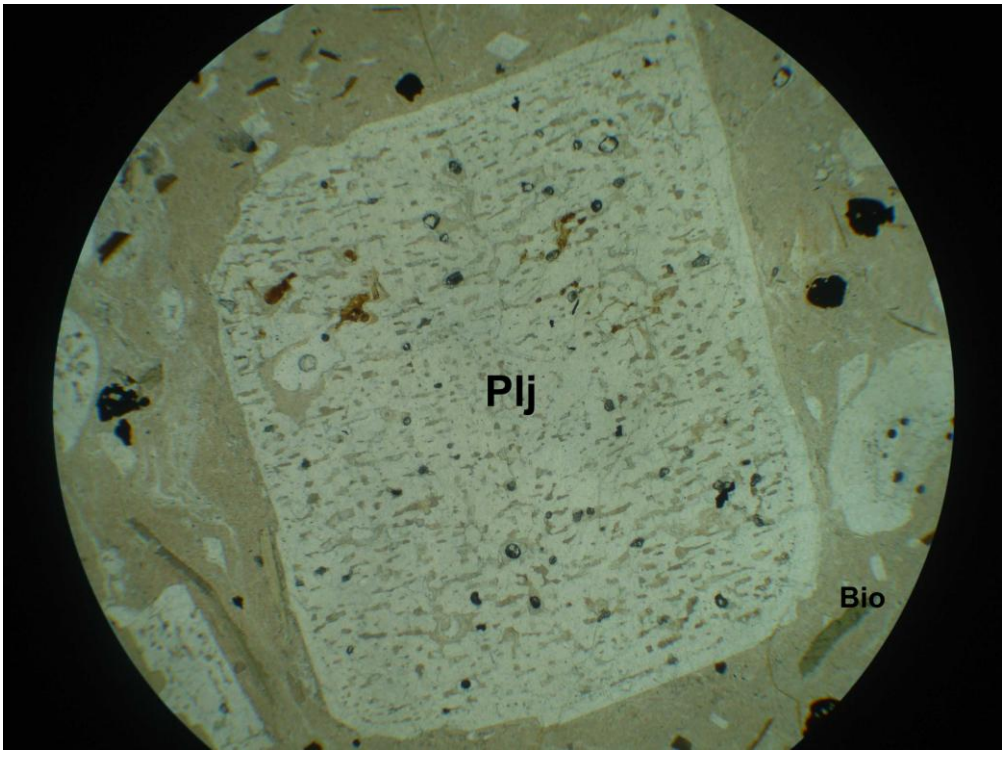
Dasit-riyolitler ileri derecede altere olduklarından temsilci örnekleri derleyebilmek çoğunlukla zordur. Az sayıdaki taze örneklerde gözlenen petrografik özellikleri aşağıda tanıtılmaktadır.

Plajioklas: Hem fenokristaller, hem de cam hamur içinde dağılmış, ince iğnemsi mikrolitler halinde bulunur. İkizlenme, ve zonlanma yaygındır (Şekil 3.12). Albit, albit-karlsbat ikizli plajioklaslarda (alterasyon sebebiyle) ölçülebilen seyrek sayıdaki plajioklas kristalinin anortit yüzdesi An_{25-30} (oligoklas) olarak saptanmıştır. Biyotit ve volkanik cam kapantıları içerirler. Bol volkanik cam kapantıları içermeleri nedeni ile bazı plajioklas kristalleri güve yeniğine benzer görünümleri ile belirgin "Sieve dokusu" (elek dokusu) kazanmıştır (Gill, 1972) (Şekil 3.11 a,b). Plajioklaslarda kaolenleşme ve serisitleşme oldukça yaygındır.

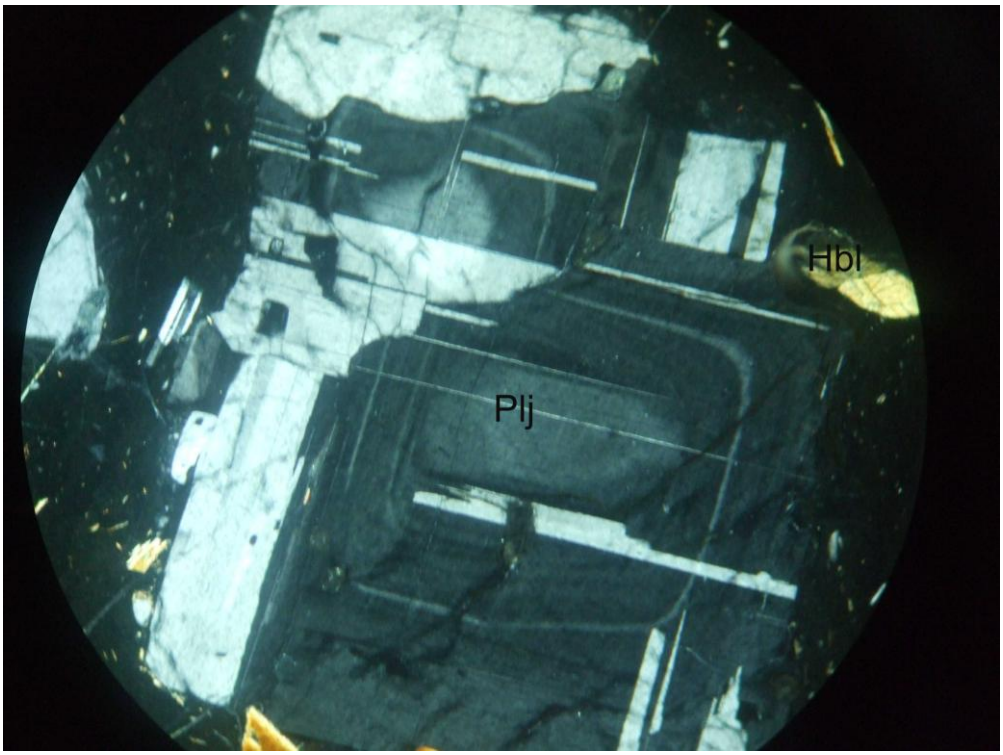
Kuvars: Dasit-riyolit topluluğunda yaygın olarak görülmektedir. Kayada %20-25 civarında bulunmaktadır. Genellikle öhedral kristaller halinde bulunup, yer yer hamur tarafından korozyona uğratılmış ve yer yer yuvarlatılmıştır(Şekil 3.13).



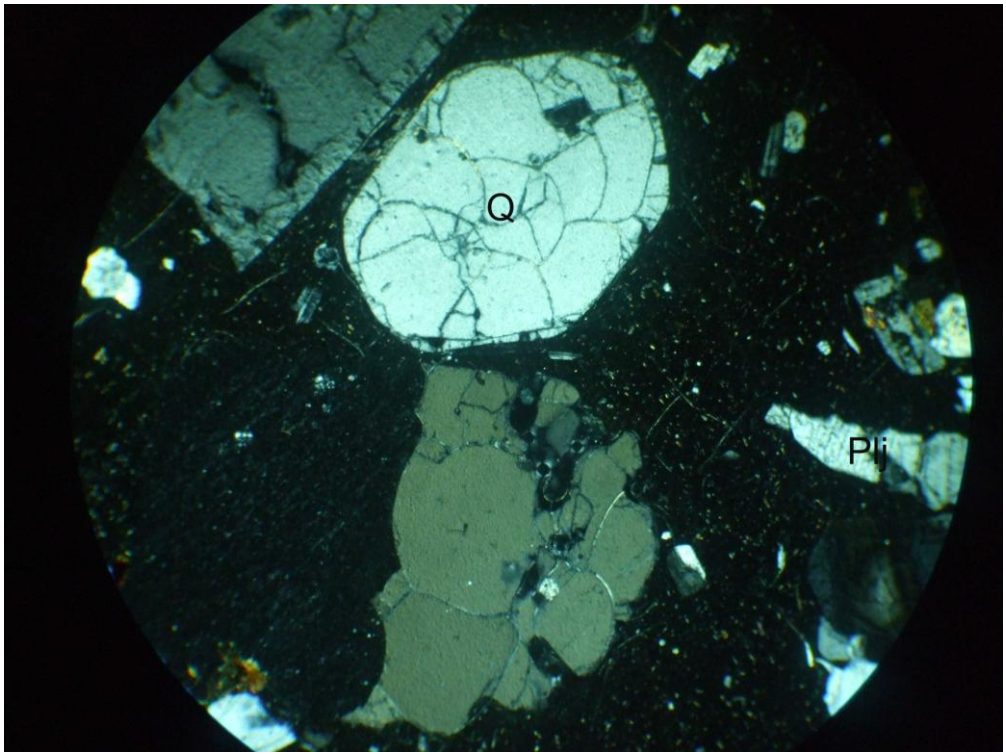
Şekil 3.11.a: Dasitlere ait plajioklas(Plj) fenokristallerinde görülen elek doku (4X, ÇN, Kesit No: 278)



Şekil 3.11.b: Dasitlere ait plajioklas (Plj) fenokristallerinde görülen elek doku (4X, TN, Kesit No: 278, Bio: Biyotit)



Şekil 3.12: Dasitlerde zonlanma gösteren plajioklas(Plj) fenokristali (4X, ÇN, Kesit No:278, Hbl: Hornblend)

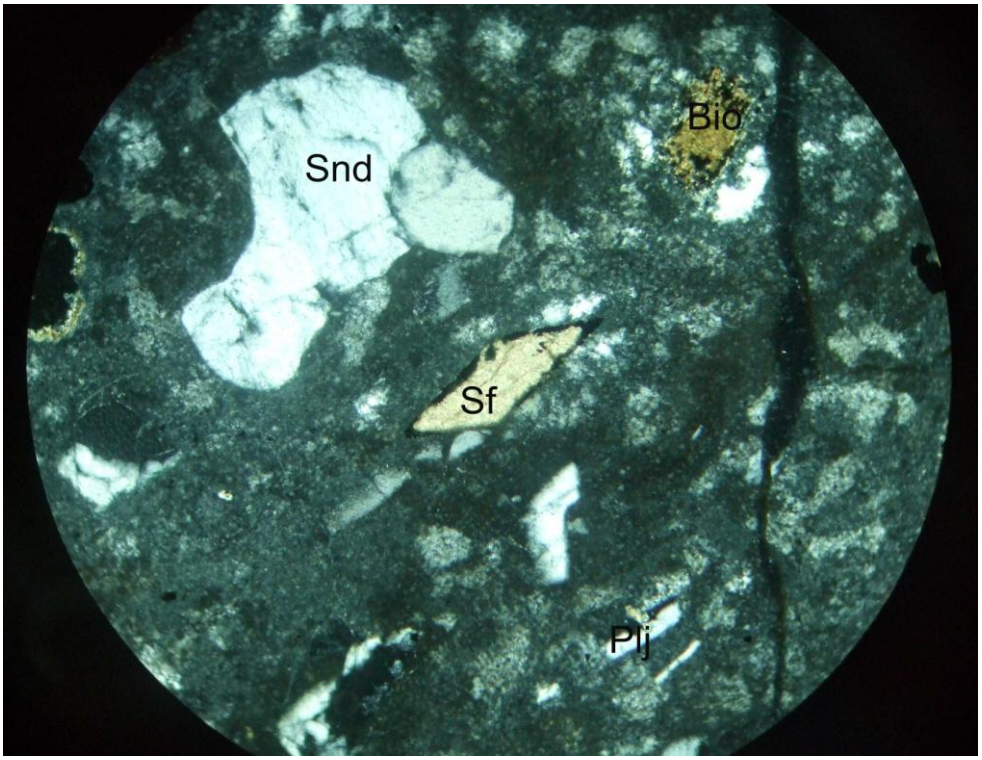


Şekil 3.13: Dasitlerde görülen korozyona uğramış ve çatlaklı kuvars (Q)(4X, ÇN, Kesit No:291, Bio:Biyotit, Plj:Plajioklas)

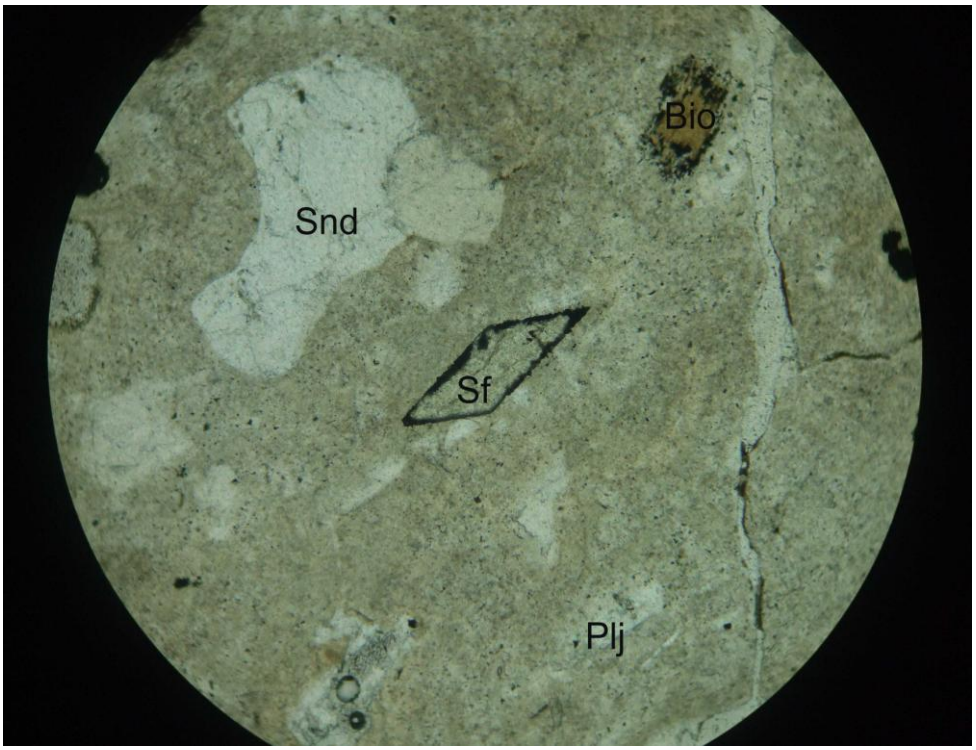
Sanidin: Riyolitlerde %35'e varan oranlarda bulunur. Çoğu serisitleşmiştir (damuritleşme). Basit ikizli (karlsbad), hipidiyomorf kristaller halinde kayada bulunurlar. Karlsbad ikizlenmesi göstermeleri ve ikiz duzlemine dik çatlaklı yapısı ile kuvars kristallerinden ayırt edilmesi kolaylaşır. Kuvars gibi bunlar da yer yer hamur tarafından korozyona uğratılmışlardır(Şekil 3.14 a,b).

Biyotit: Kayada mafik mineral olarak biyotit, daha az olarak da hornblend görülmektedir. Biyotitlerde kloritleşme ve dilinimleri boyunca serisite dönüşüm yaygın olarak görülmektedir. Plajioklas, zirkon, rutil ve opak mineral inklüzyonları içerirler(Şekil 3.5 a,b, Şekil 3.16 a,b). Bunlar kayada fenokristaller halinde bulundukları gibi, feldspatların içinde inklüzyon olarak da bulunurlar. Şekil 3.15 a,b'de plajioklas içersinde kapanım olarak bulunan biyotitin kapanım olarak yine plajioklas içerdiği görülmektedir.Bu durum plajioklas ve biyotitlerin birden fazla evrede kristallendiğini gösterir. Fenokristalleri çoğun, hipidiyomorfik, yer yer idiyomorfiktir.

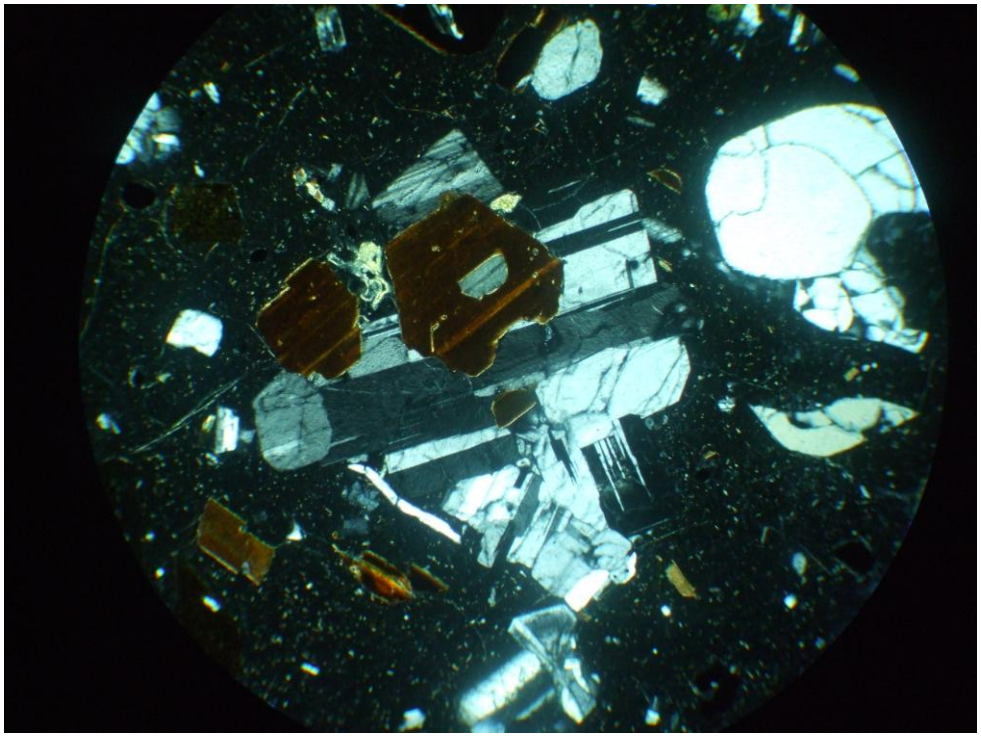
Hornblend: İdiyomorfik-hipidiyomorfik kristaller halinde kayada mevcutturlar. Yer yer basit ikiz gösterirler. Biyotit, plajioklas ve opak mineralleri kapantı olarak içerdikleri gözlemlenmiştir (Şekil 3.17 a,b ve Şekil 3.18 a,b). Kenar kesimlerinden itibaren klorite dönüşmeye başlamış, bazen tümüyle kloritleşmiştir.



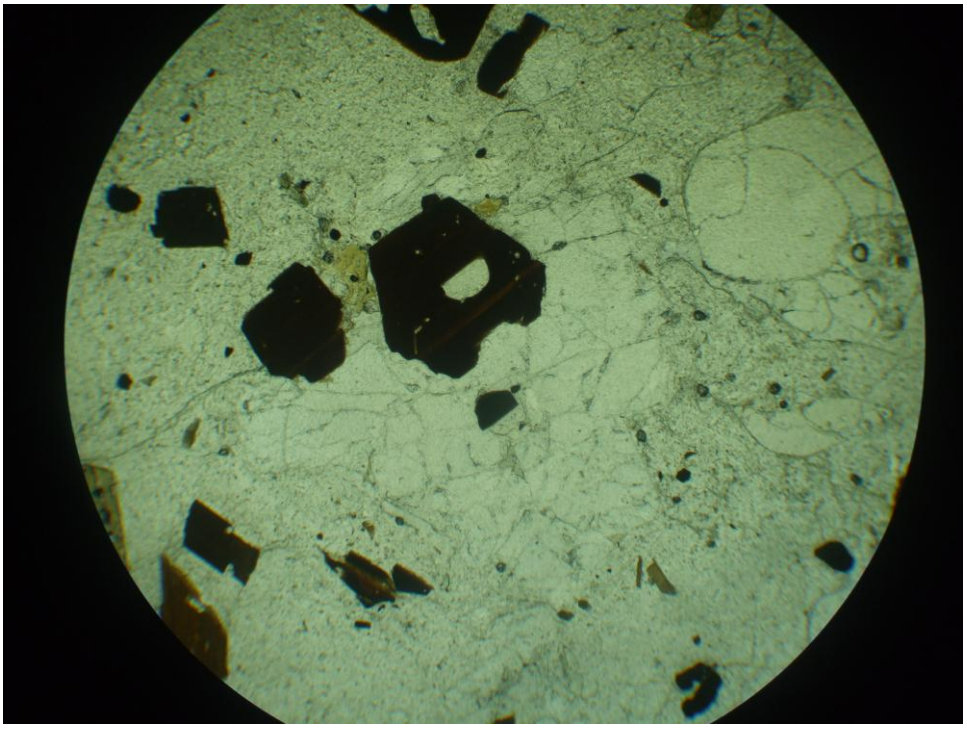
Şekil 3.14.a: Dasitlerde görülen korozyona uğramış sanidin(Snd) kristali (4X, ÇN, Kesit No: 272, Sf: Sfen, Plj:Plajioklas, Bio: Biyotit)



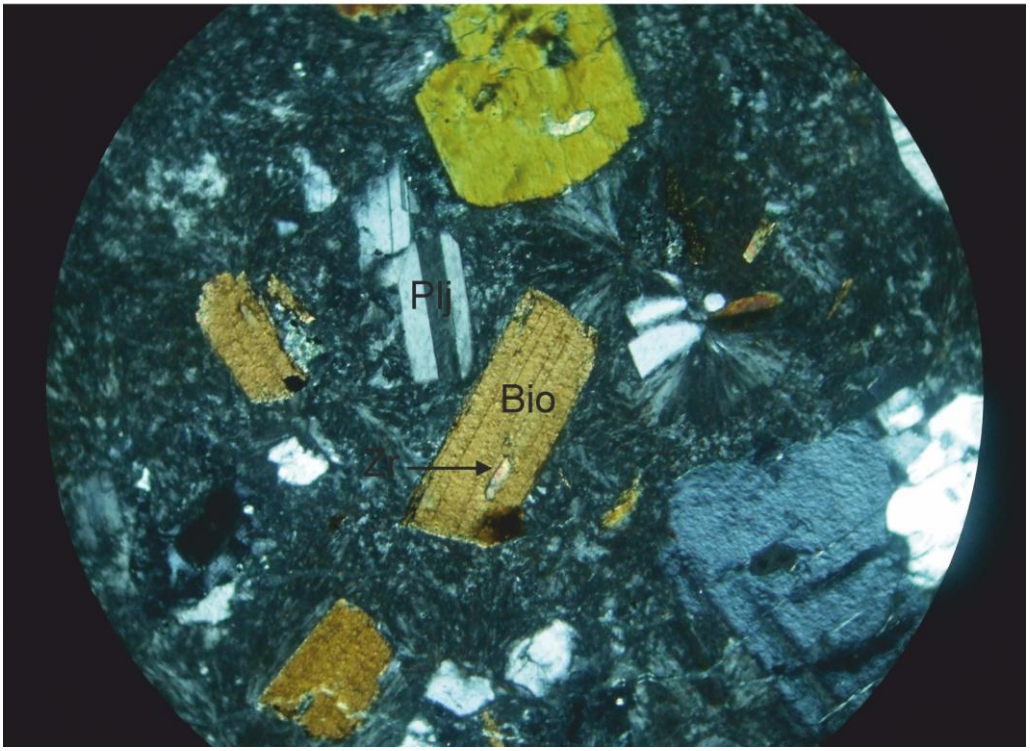
Şekil 3.14.b: Dasitlerde görülen korozyona uğramış sanidin(Snd) kristali (4X, ÇN, Kesit No: 272, Sf: Sfen, Plj:Plajioklas, Bio: Biyotit)



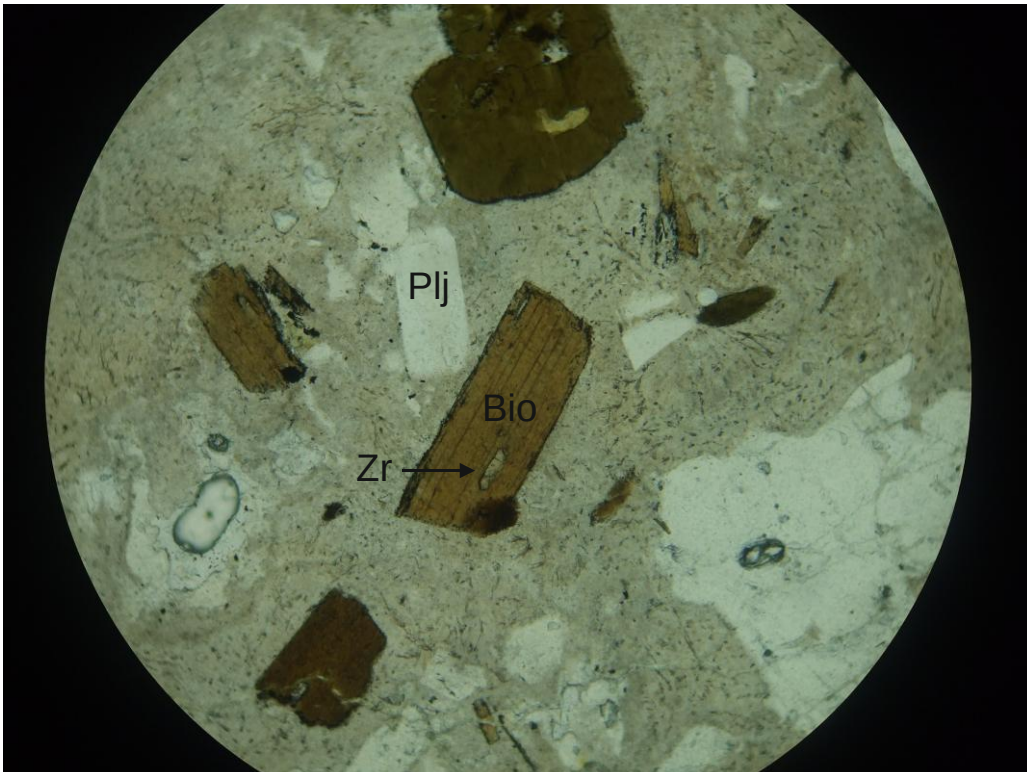
Şekil 3.15.a: Dasitlere ait plajioklas ve biyotitlerin bir araya gelerek oluşturduğu kümülofirik doku (4X, ÇN, Kesit No: 291, Bio:Biyotit, Plj:Plajioklas, Q:Kuvars)



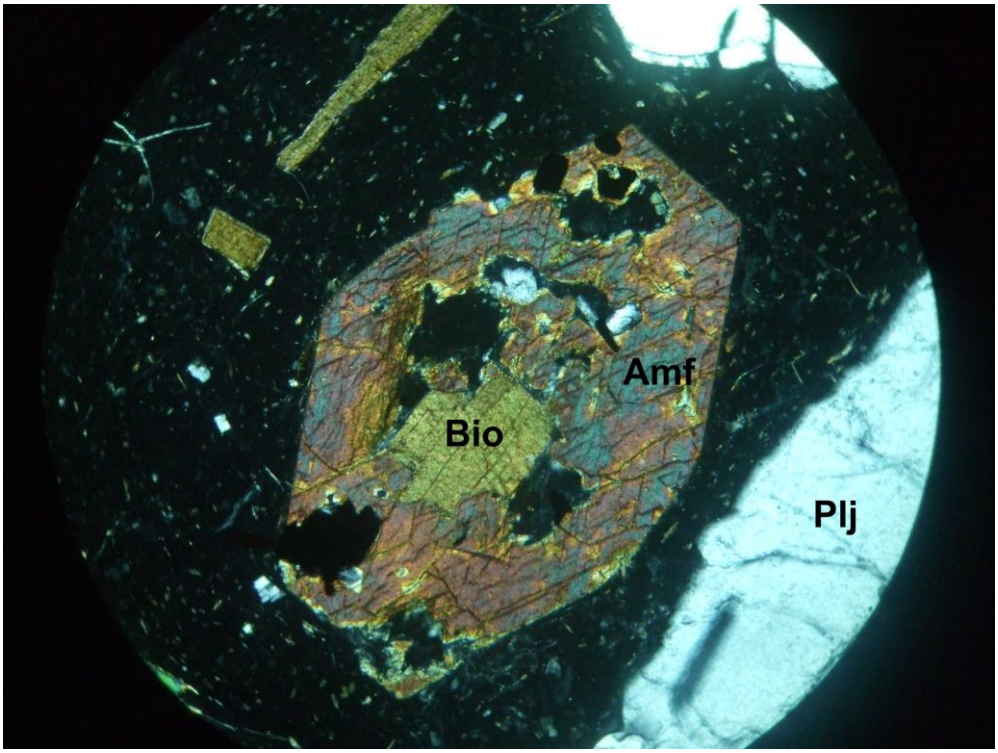
Şekil 3.15.b: Dasitlere ait plajioklas ve biyotitlerin bir araya gelerek oluşturduğu kümülofirik doku (4X, TN, Kesit No: 291, Bio:Biyotit, Plj:Plajioklas, Q:Kuvars)



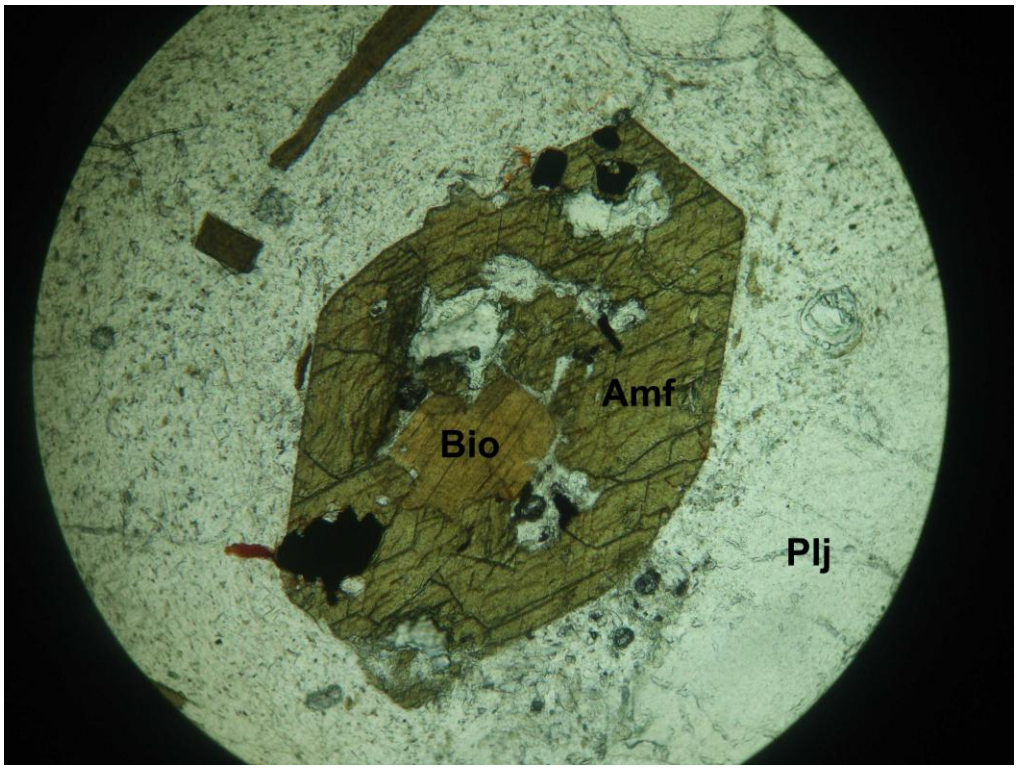
Şekil 3.16.a: Riyolitlerde Zirkon kapantısı içeren Biyotit (10X, ÇN, Kesit No:268, Bio:Biyotit, Zr: Zirkon, Plj:Plajioklas)



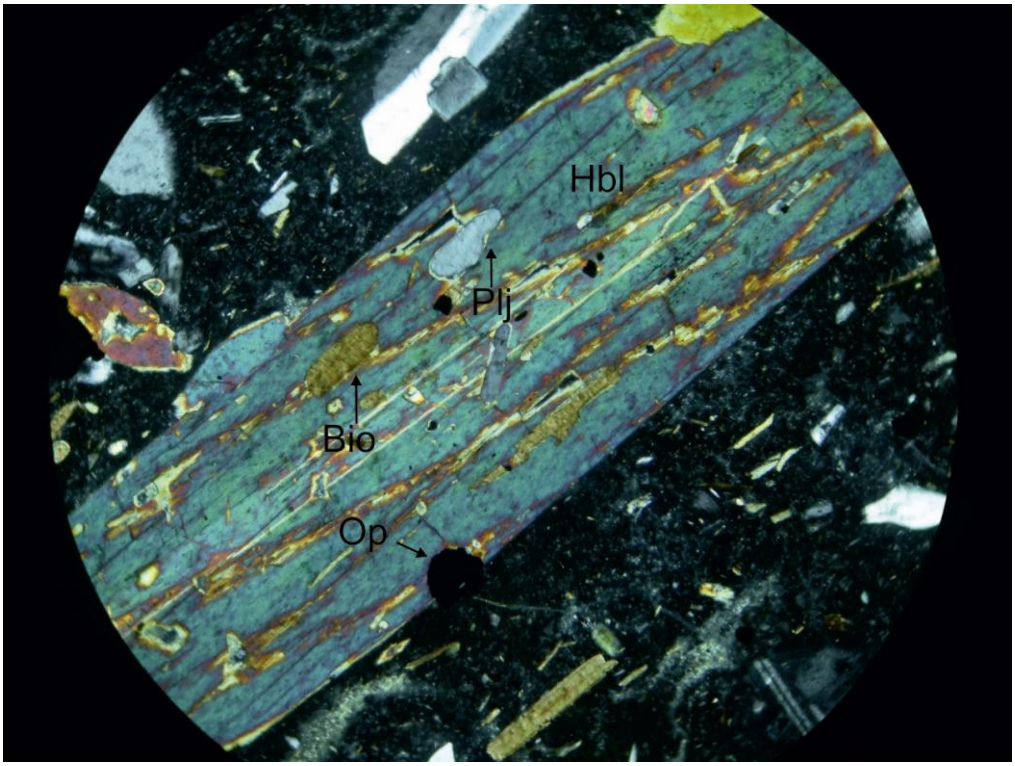
Şekil 3.16.b: Riyolitlerde Zirkon kapantısı içeren Biyotit (10X, TN, Kesit No:268, Bio:Biyotit, Zr: Zirkon, Plj:Plajioklas



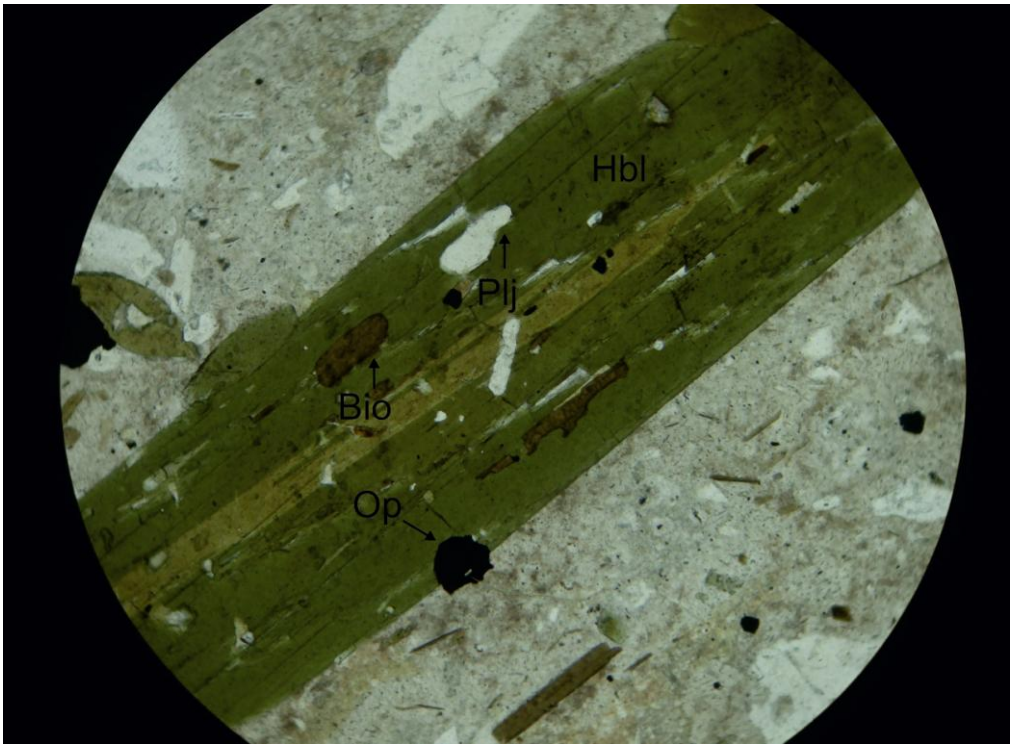
Şekil 3.17.a: Dasitlerde Biyotit inklüzyonu içeren Amfibol (10X, ÇN, Kesit No: 291, Bio: Biyotit, Amf:Amfibol, Plj:Plajioklas)



Şekil 3.17.b: Dasitlerde Biyotit inklüzyonu içeren Amfibol (10X, TN, Kesit No: 291, Bio: Biyotit, Amf:Amfibol, Plj:Plajioklas)



Şekil 3.18.a: Dasitlerde biyotit, plajioklas ve opak mineral kapantısı içeren hornblend (10 X, ÇN, Kesit No:269, Hbl:Hornblend, Plj: plajioklas, Bio:Biyotit, Op:Opak Mineral)



Şekil 3.18.b: Dasitlerde Biyotit, plajioklas ve opak mineral kapantısı içeren hornblend (10 X, TN, Kesit No:269, Hbl:Hornblend, Plj: Plajioklas, Bio:Biyotit, Op:Opak Mineral)

Opak mineraller: Genellikle idiyomorfik kristaller halinde kayada dağılmış olarak bulunurlar. Gerek volkanik cam ve mikrolitlerle birlikte hamuru oluşturmakta, gerekse fenokristaller içinde inklüzyon olarak bulunmaktadır.

3.3 Piroklastik Kayalar

Volkanizmanın ilk ürünleri olan ve çalışma alanında geniş bir yayılıma sahip olan piroklastik kayaçlar genel olarak akma breşi ve kül-blok akıntıları ve piroklastik yağış birimleri ile temsil edilir. Akma breşi ve kül-blok akıntıları makro ölçekte tanımlanabilecek birimler oldukları için bu bölümde sadece piroklastik yağış birimleri anlatılacaktır.

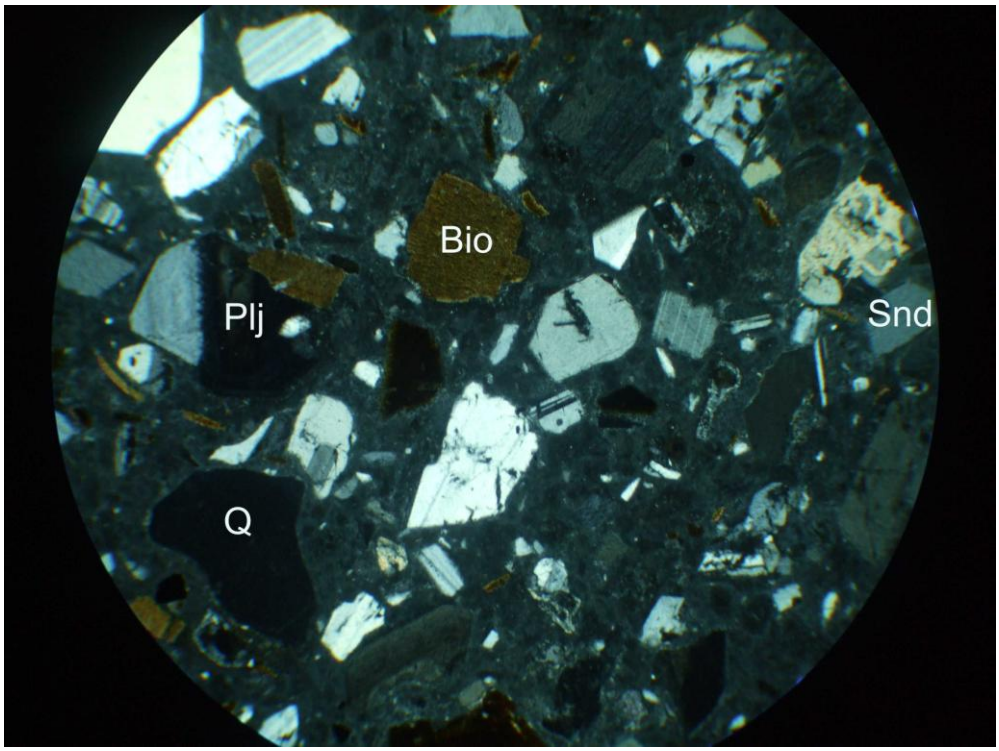
Çalışma alanındaki piroklastik yağış birimleri tüflerle temsil olunur. Kül boyutlu malzeme ana bileşeni teşkil eder. Ayrıca volkanik cam, litik parçalar, kuvars, plajioklas(oligoklas), sanidin, biyotit fenokristalleri içerirler. Fenokristallerin büyük kısmı kırıklı ve altere durumdadır.

Kuvars; genellikle özşekilsiz olarak bulunurlar. Yer yer 4 mm'ye ulaşan boyutlara sahiptirler. Beyaz renkte, dilinimsiz ve düşük röliyeflidirler. Hamur tarafından korozyona uğrayan kuvarslarda körfezlenme yapıları tipiktir.

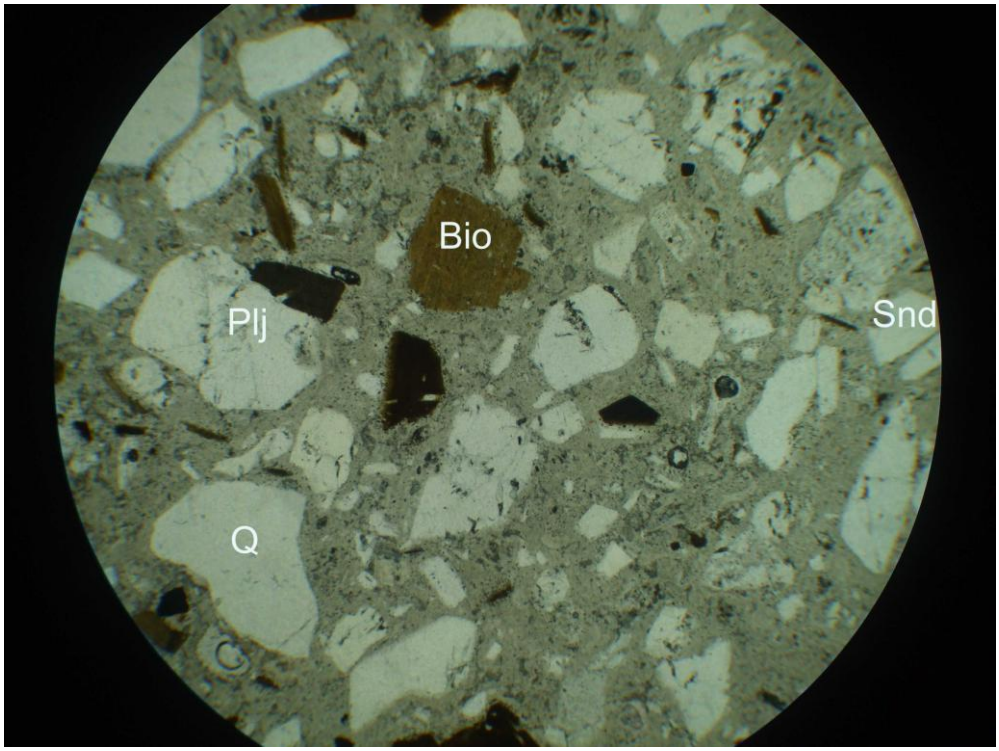
Plajioklaslarda; polisentetik ikizlenme yaygındır. Genellikle yarı özşekilli-özşekilsiz olarak bulunurlar. Sönme açısı esas alınarak yapılan anortit içeriği tayinine göre oligoklas bileşimindedirler(%An=15-25). Tüflerdeki plajioklas kristallerinde kalsitleşme sık görülür.

Sanidin; genellikle koyu gri renkte ve yarı özşekilli olarak bulunurlar. Basit ikizlenme gösterirler. Nadiren plajioklas kapanımı içerdikleri görülmüştür.

Biyotitler genelde prizmatik veya iğnemsi kristaller halinde, yarı özşekilli-özşekilli olarak görülürler. Koyu sarı ve kahverengi renkler sergilerler. Tek yöndeki paralel dilinimleri belirgindir. Yer yer plajioklaslarla birlikte içiçe geçmiş şekilde bulunurlar. Diğer gruplarda olduğu gibi biyotitlerde opasitleşme yaygın olarak görülmektedir.



Şekil 3.19.a: Tüflerde cam matriks içinde dağılmış kuvars,plajioklas, biyotit ve sanidin fenokristalleri (4X, ÇN, Kesit No:252, Bio:Biyotit, Snd:Sanidin, Q:Kuvars, Plj:Plajioklas)



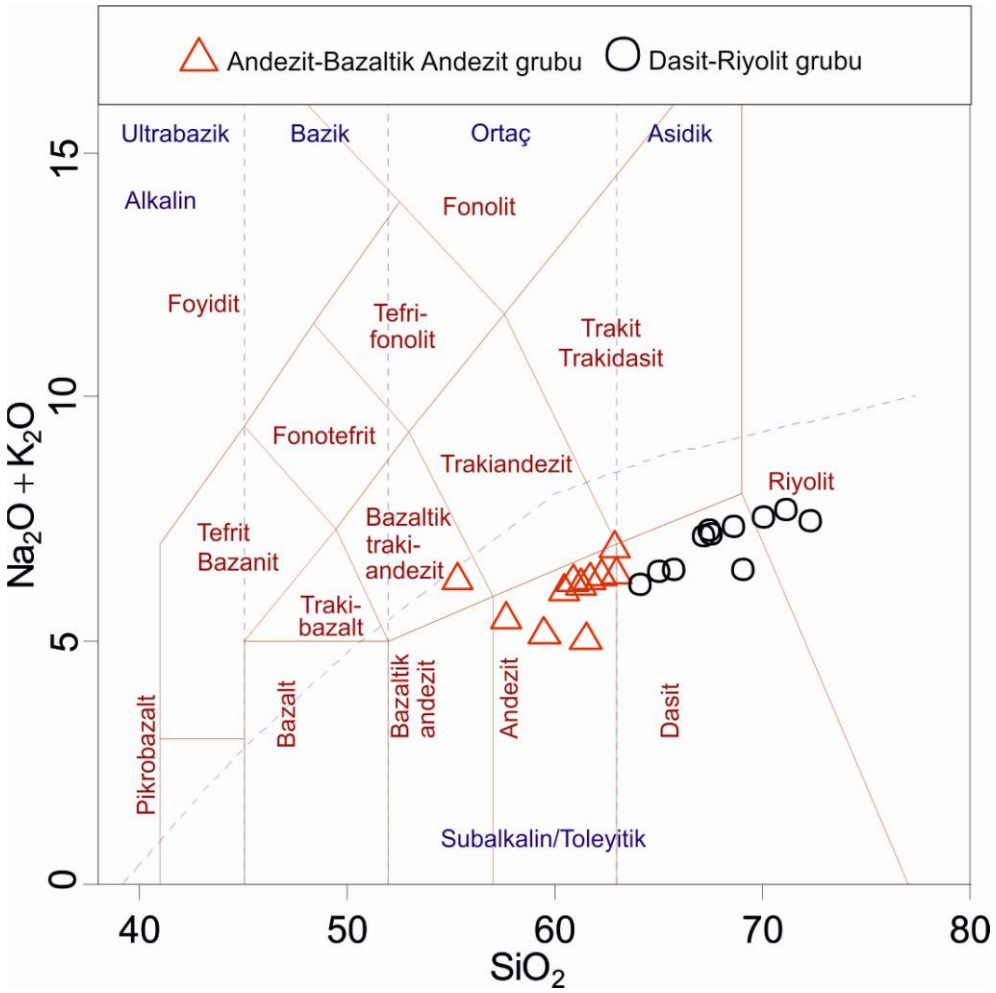
Şekil 3.19.b: Tüflerde cam matriks içinde dağılmış kuvars,plajioklas, biyotit ve sanidin fenokristalleri (4X, TN, Kesit No:252, Bio:Biyotit, Snd:Sanidin, Q:Kuvars, Plj:Plajioklas)

4. JEOKİMYA

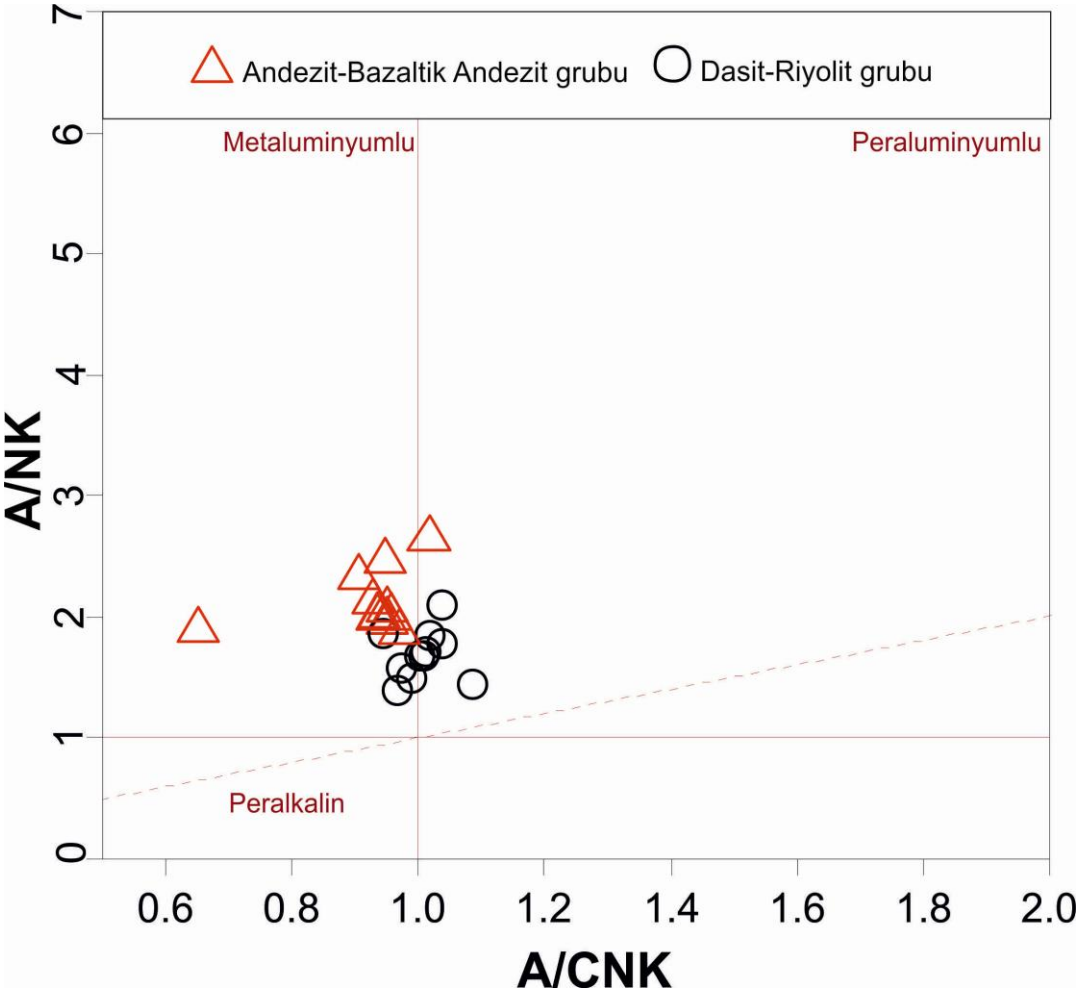
4.1 Ana ve İz Element Jeokimyası

Kepsut volkanitlerini oluşturan kayaların jeokimyasal niteliklerini belirlemek ve Kepsut volkanitlerini oluşturan magmanın köken ve evrimini anlamak amacıyla farklı bileşimdeki lavlardan derlenen toplam 22 örneğin ana element ve iz element analizleri yapılmıştır (Tablo EK 3). Bunlardan 15 tanesinin ise Sr-Nd izotop analizleri yapılmıştır (Tablo EK 3).

Kepsut volkanitlerini oluşturan kayaların sınıflandırılması için örnekler önce SiO_2'ye karşı Na_2O+K_2O (Le Bas vd., 1986) diyagramına izdüşürülmüştür (Şekil 4.1.). Diyagramda volkanik kayalar bazaltik traki andezit'ten andezite, riyolit'e değişen bileşimler sergiler. Bu sonuçlar saha ve petrografi gözleriyle büyük ölçüde uyumludur. Diyagrama ayrıca Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen alkali-sub alkali ayırım sınırı da eklenmiştir. Şekil 4.1' den görüleceği üzere tüm örnekler subalkalen alanında yoğunlaşmaktadır. Sadece bir bazaltik trakiandezit örneği alkali-subalkali sınırına izdüşmüştür. Subalkalen nitelikleri saptanan örneklerin aynı yazarlar tarafından önerilen AFM üçgen diyagramında, kalkalkalen alanında toplandıkları ve topluca kalkalkalen bir trend sergiledikleri belirlenmiştir (Şekil 4.3.).

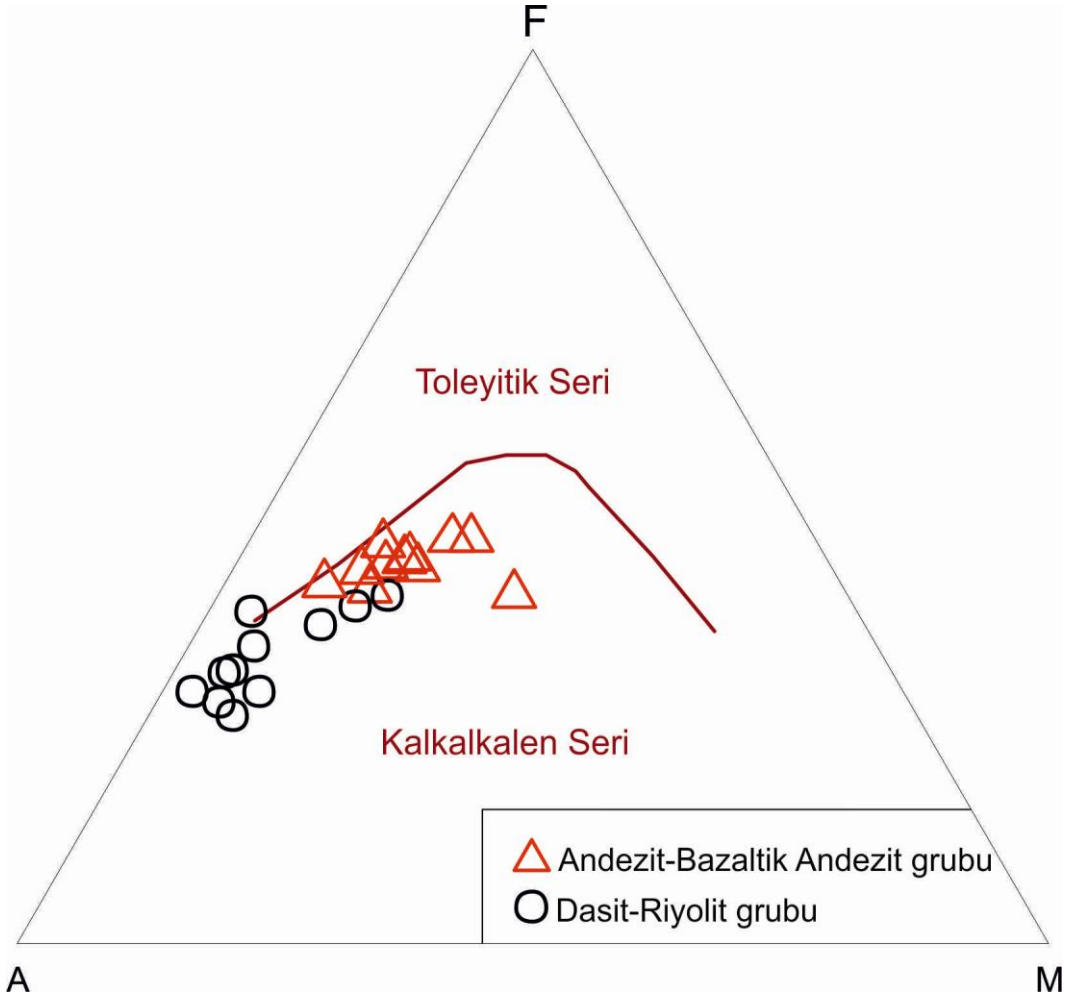


Şekil 4.1: Kepsut Volkanitlerine ait örneklerin Le Bas (1986) diyagramındaki konumu



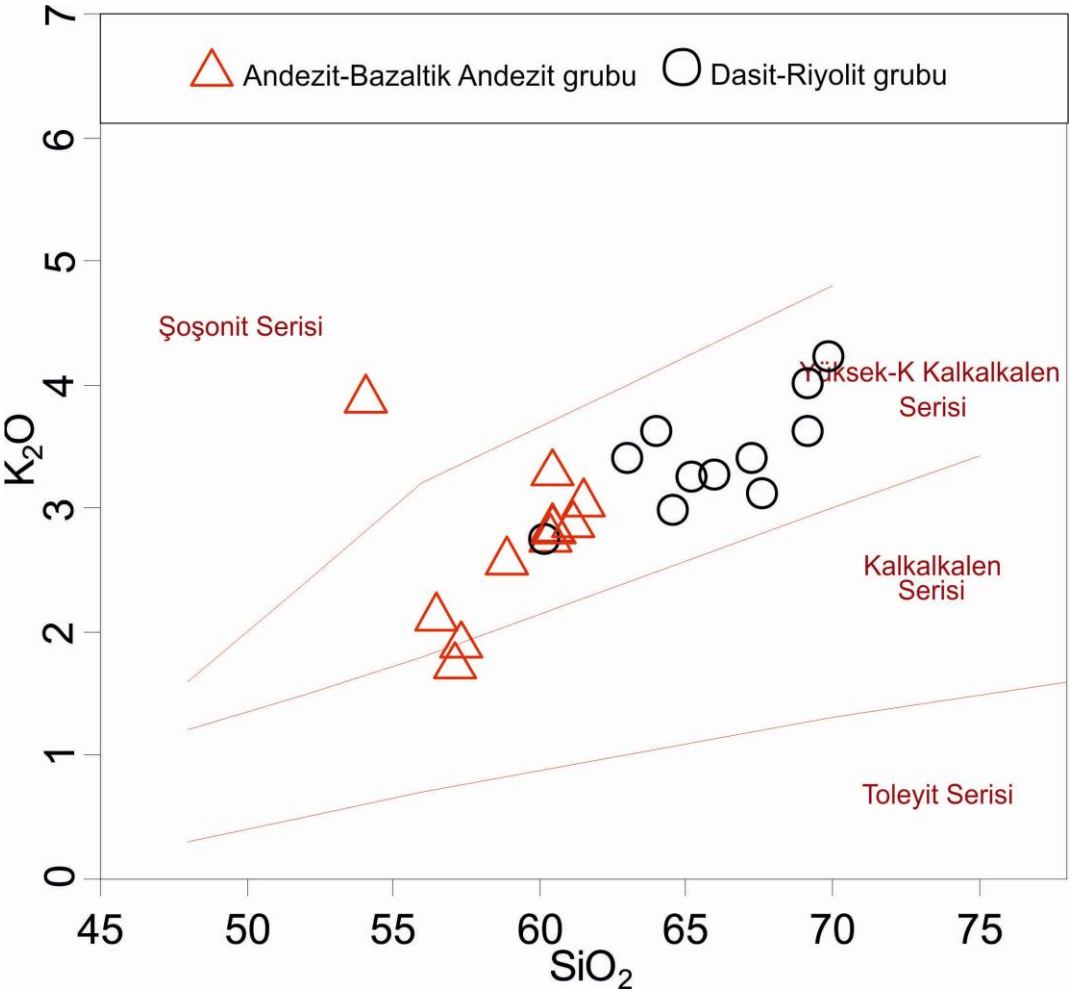
Şekil 4.2: A/CNK – A/NK diyagramı (Shand,1943)

Shand (1943) indeksine göre yapılan sınıflamada Andezit-Bazaltik Andezit grubunun neredeyse tümü metaluminyumlu, Dasit-Riyolit grubuna ait örnekler ise metalüminyumlu-peralüminyumlu sınırında kümelenirler ve zayıf peralüminyumlu (A/CNK: 0.95 – 1.10) özellik gösterirler (Şekil 4. 2.).



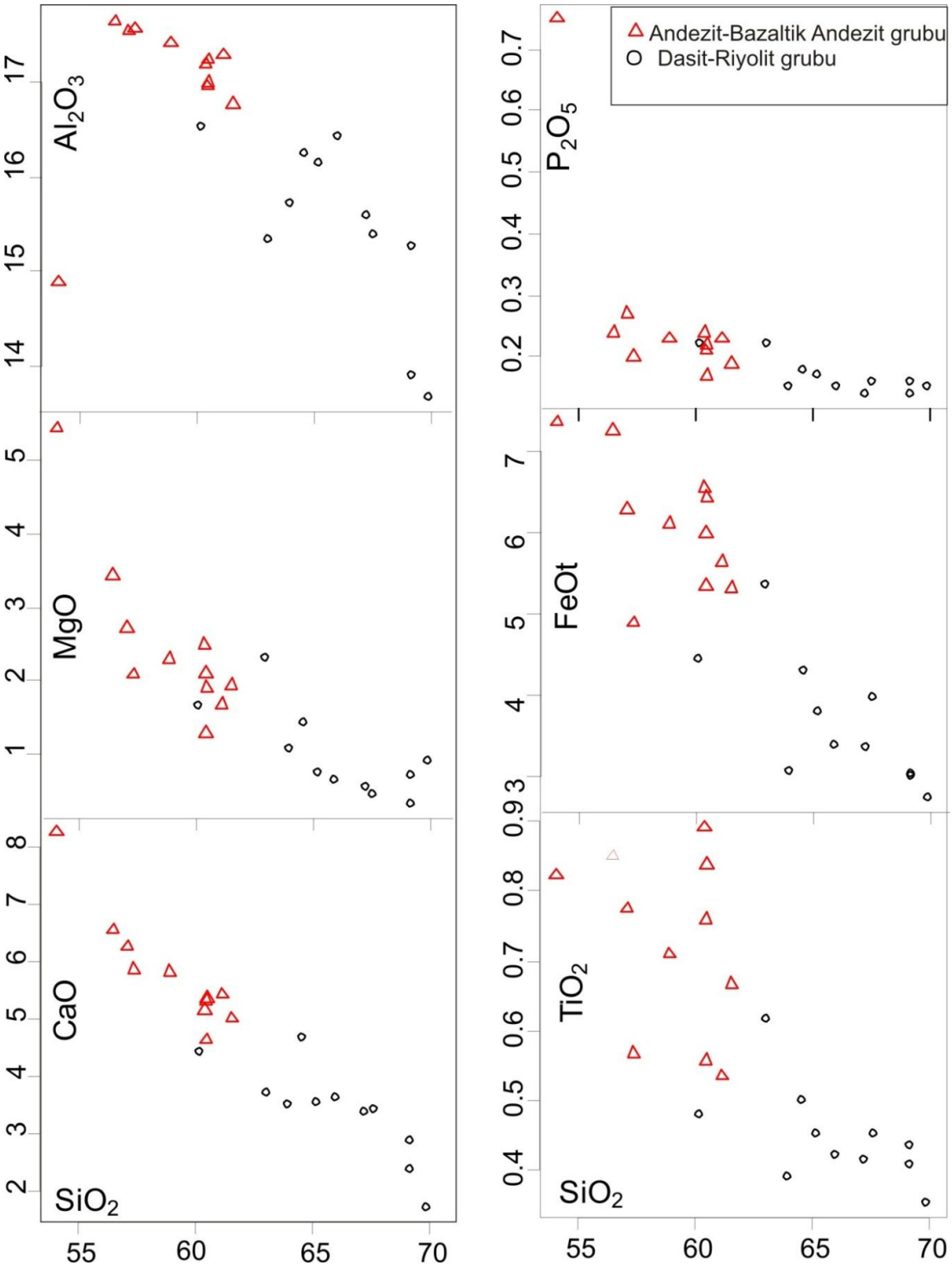
Şekil 4.3: Kepsut Volkanitleri ait örneklerin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki konumları

Volkanik kayalar silise karşı K_2O'nun kullanıldığı Peccerillo ve Taylor (1976) diyagramına iz düşürüldüğünde 3 örnek dışındaki tüm örneklerin yüksek potasyumlu (High-K) alanında yoğunlaştıkları görülmektedir (Şekil 4.4). Bu 3 örnekten bir bazaltik trakiandezit örneği şoşonit, diğer ikisi ise orta-K'lı kalkalkali seri alanına izdüşmektedir.



Şekil 4.4: Kepsut volkanitlerine ait örneklerin Peccerillo ve Taylor (1976) diyagramındaki konumu.

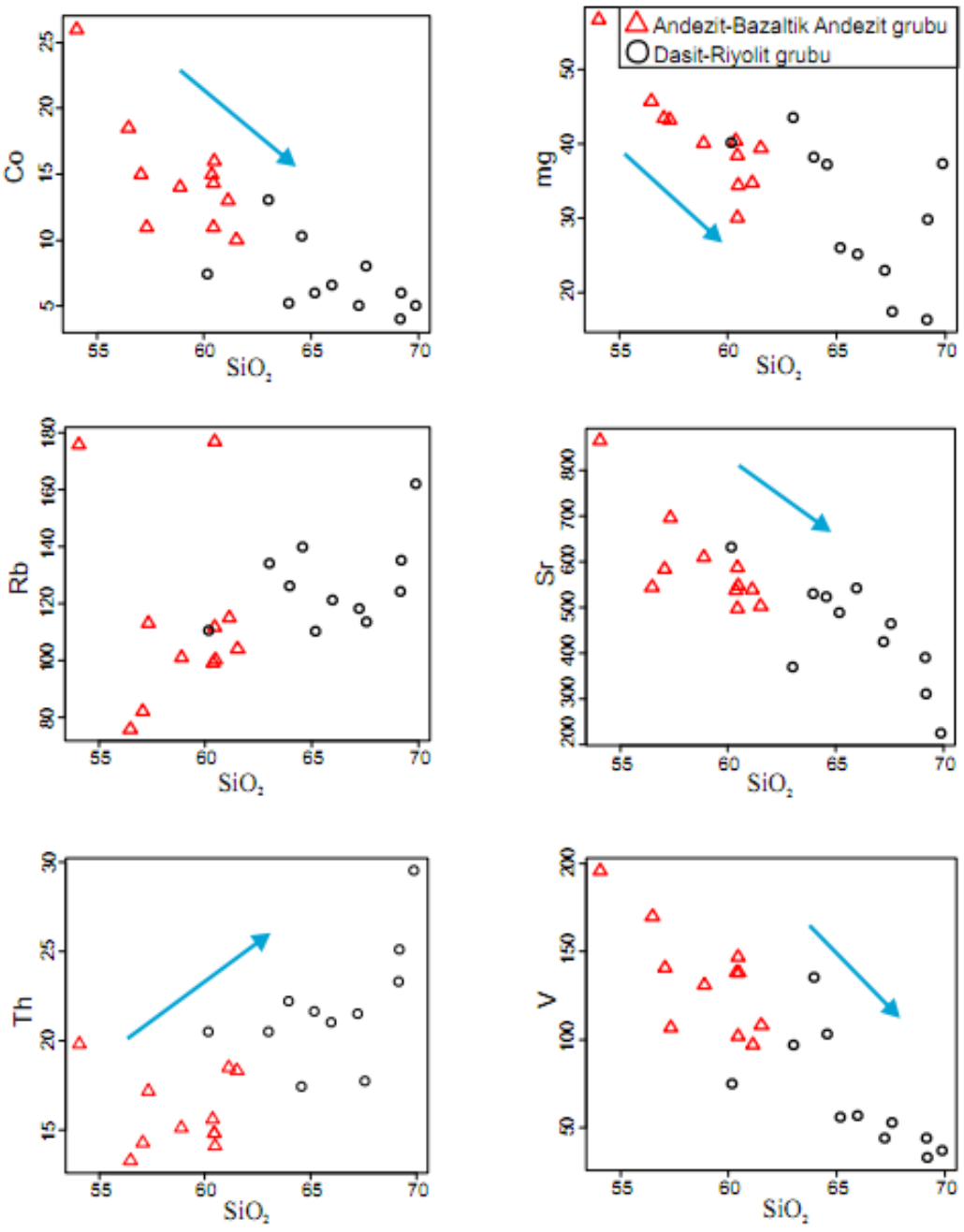
Kepsut volkanitleri ana element oksitlerinin SiO_2'ye karşı davranışları Harker diyagramlarında incelenince şu özellikler görülmektedir. SiO_2'ye karşı TiO_2, Al_2O_3, CaO, ve FeO negatif korelasyon göstermektedir (Şekil 4.5.). P_2O_5 zayıf bir negatif korelasyon sergilemektedir. K_2O ise artan SiO_2 ile birlikte artmakta ve neredeyse kesiksiz ve çizgisel bir yönelim sergilemektedir (Şekil 4.4). Harker diyagramlarında gözlenen bu özellikler analizi yapılan tüm örneklerin ortak bir magmadan türediklerini ortaya koymaktadır.



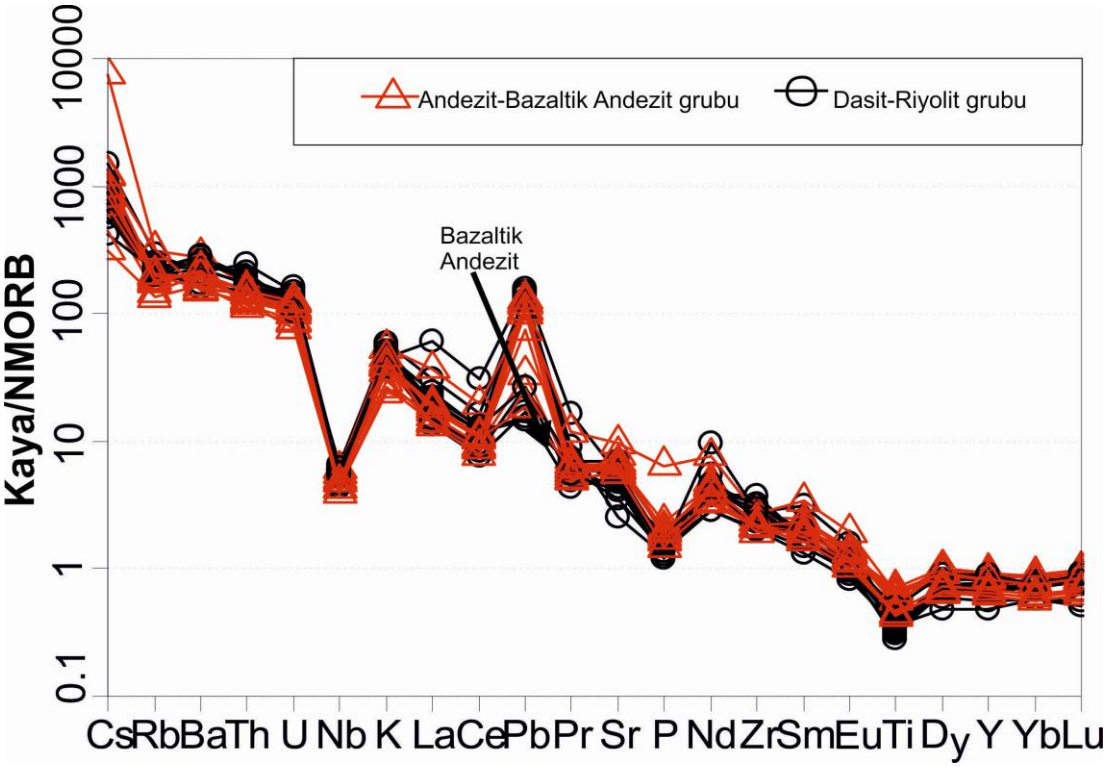
Şekil 4.5: SiO_2'ye karşı ana element oksitlerinin davranışlarının izlendiği Harker diyagramları

SiO_2'ye karşılık iz element değişimlerinin incelendiği Harker diyagramlarında (Şekil 4.6.) Co, Mg-numarası, Sr ve V iz elementlerinde negatif korelasyon görülmekte, Th ve Rb elementlerinde ise pozitif korelasyon göze çarpmaktadır. Artan SiO_2'ye karşı iz elementlerde gözlenen bu sistematik değişiklikler, ana element oksitleri ile elde

edilen sonucu destekler niteliktedir ve Kepsut volkanitlerini oluşturan farklı bileşimdeki volkanik grupların ortak bir magmadan evrimleşerek oluştuklarını ortaya koymaktadır.

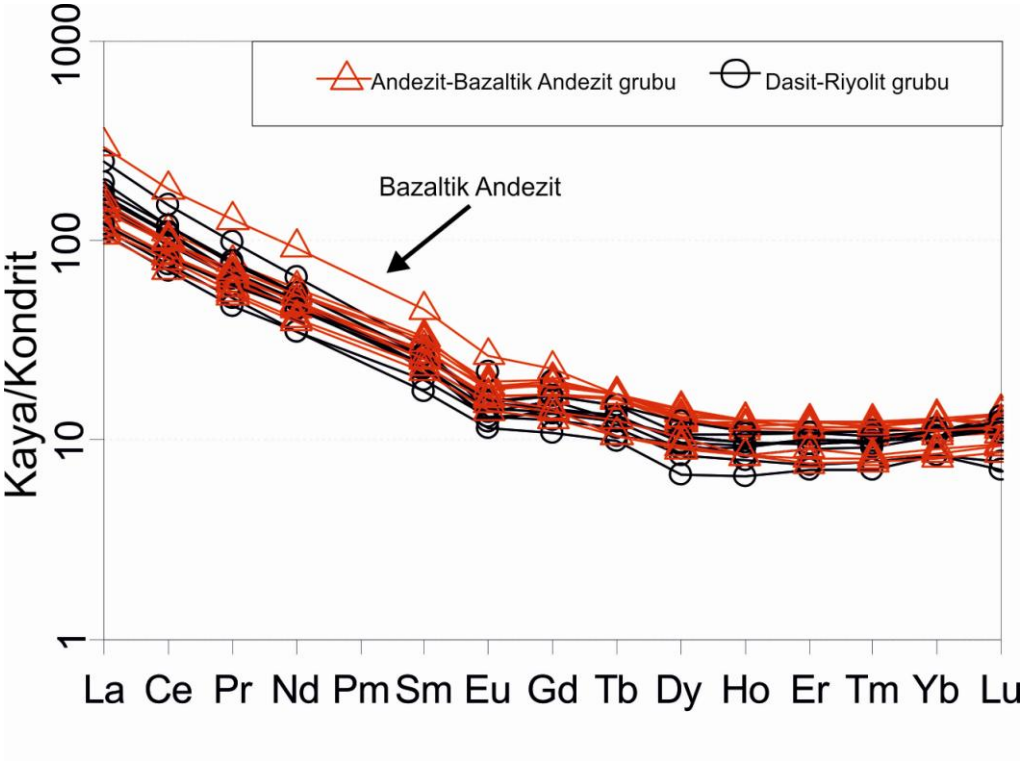


Şekil 4.6: SiO_2'ye karşı iz elementlerin davranışlarının izlendiği Harker diyagramları.



Şekil 4.7: N-MORB'a normalize edilmiş örümcek diyagramında Kepsut volkanitlerine ait örneklerin element dağılım paternlerinin karşılaştırılması

N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında (Şekil 4.7.) volkanik kayaların sergiledikleri çoklu element dağılım örneklerine bakıldığında LILE elementlerde (K, Rb, Ba, Th, Sr) belirgin bir zenginleşme olduğu görülür. Buna bağlı olarak, bu kayalarda oldukça yüksek Ba/La_n , K/La_n ve Th/La_n oranları elde edilmektedir. Zr, Nb, Y ve Yb ise komşu oldukları LILE ve REE'lere göre fakirleşme göstermektedir. Ayrıca Nb'den La ve Ce elementlerine doğru belirgin bir artış gözlenir. Diyagramda ayrıca Kepsut volkanitlerinin gerek ortaç-mafik üyelerinin (Andezit-Bazaltik Andezit grubu) gerekse felsik üyelerinin (Dasit-Riyolit grubu) homojen ve benzer iz element paternleri sergiledikleri de gözlenmektedir.



Şekil 4.8: Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım örnekleri (normalleştirme değerleri Boynton 1984'den alınmıştır).

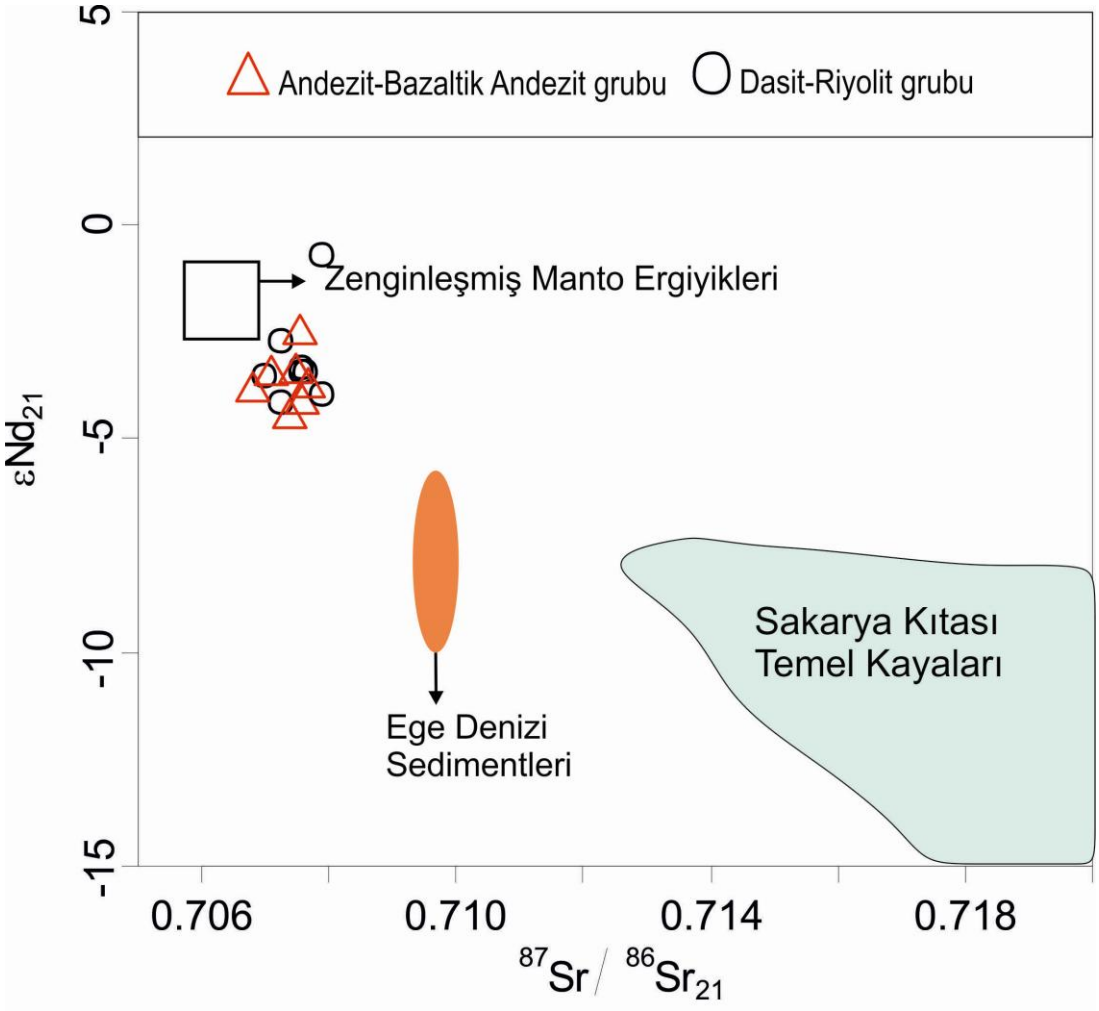
Kepsut volkanitlerine ait örnekler kondrite normalize edilmiş diyagramda da (Şekil 4.8.) benzer paternler sergilerler. Topluluğunun kondrite normalize edilmiş örümcek diyagramındaki dağılımlarına bakıldığında şu özelliklere sahip oldukları anlaşılmaktadır. LREE'lerde belirgin bir zenginleşme, MREE'lerde belirgin bir tüketilmenin varlığıdır. HREE'lerde ise, MREE'lere oranda bir miktar zenginleşme söz konusudur (Şekil 4.8). Eu anomalisi sadece Kepsut volkanitlerinin en mafik üyesini temsil eden bazaltik-trakiandezit örneğinde yok denecek kadar azdır, Dasit-Riyolit grubunda ise Andezit-Bazaltik andezit grubuna göre daha şiddetlidir.

4.2 İzotop Jeokimyası

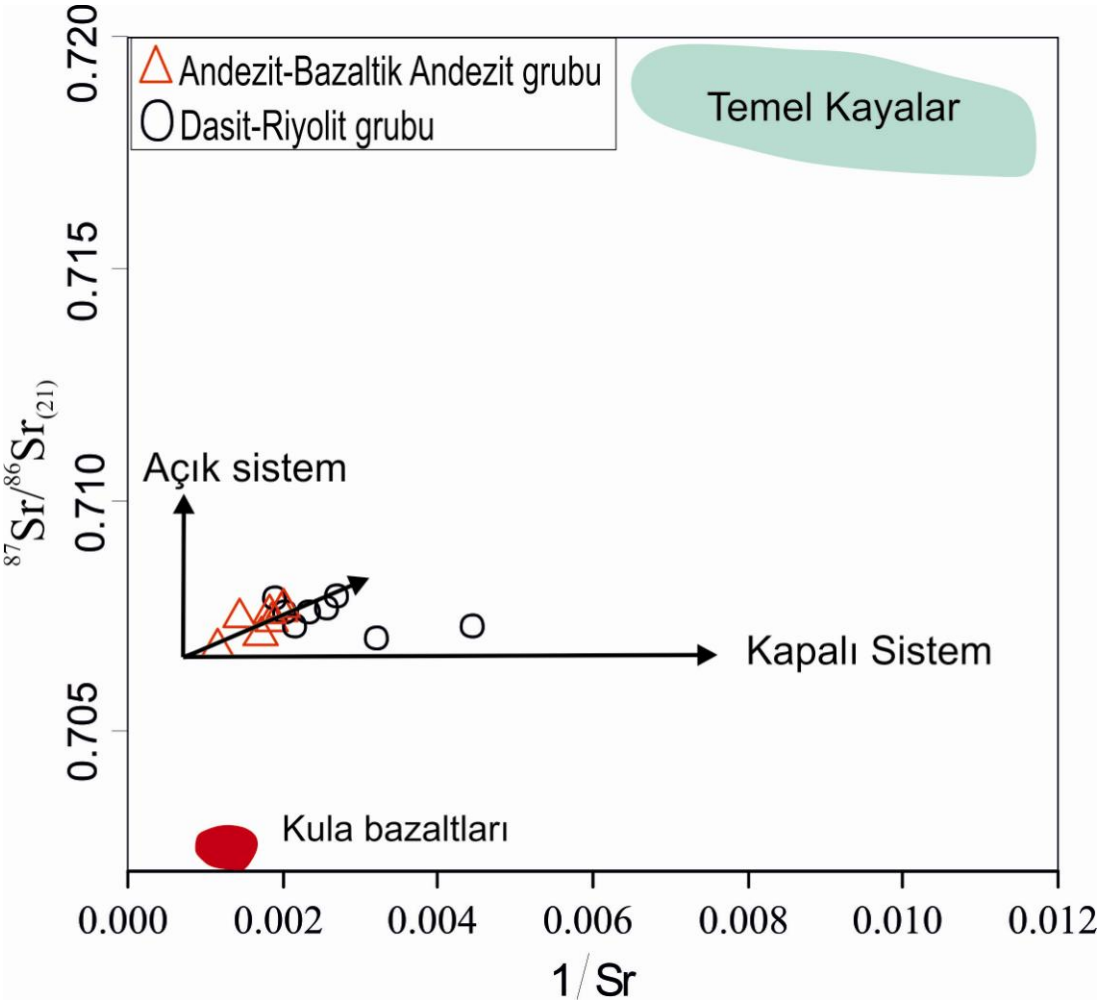
Kepsut volkanitlerine ait 15 örnek üzerinde $^{143}Nd/Nd^{144}$ ve $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop analizleri yapılmıştır (Tablo EK-C). Ölçülen $^{87}Sr/^{86}Sr$ (m) değerleri 0.70697-0.70820, $^{143}Nd/^{144}Nd$ (m) oranı riyolitler için 0.51239-0.51244 arasında değişmektedir. Her iki grubunda Sr-Nd izotop oranları dar bir aralıkta değişmekte ve birbirine benzemektedir. İlksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ (i) değerleri ise felsik volkaniklerde (Dasit-Riyolit grubu) 0.70789-0,70726, ortaç-mafik lavlarda (Andezit-Bazaltik andezit grubu) ise 0,70680-0.70767'dir. $^{143}Nd/^{144}Nd$ (i) değerleri ise dasit-riyolitler için 0.51239-

0.51257, andezit-bazaltik andezit grubunda 0.51238-0.5124e aralığındadır. (Örneklerin ilksel oranları literatürden elde edilen yaş olan 21 My'ye göre hesaplanmıştır). Her iki grubunda ∑Nd(i) değerleri benzer aralıkta değişmektedir (∑Nd(i): -2.5 -4.4; Şekil 4.9.). Benzer izotop bileşimleri her iki grubunun da ortak bir kökene sahip olduğuna işaret etmektedir.

εNd'a karşı $^{87}Sr/^{86}Sr$ (i) nin kullanıldığı diyagramda (Şekil 4.9.a) gerek felsik volkanikler gerekse ortaç-mafik volkanikler zenginleşmiş manto ergiyikleri ile Ege denizi sedimentleri arasındaki alana izdüşmektedir. Aynı diyagrama izdüşürülen Sakarya kıtası temel kayalarının izotopik özelliklerine (Altunkaynak vd., baskıda ve oradaki referanslar) bakıldığında ise bunların Kepsut volkanitlerine oranla εNd değerlerinin çok düşük, $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranlarının ise oldukça yüksek olduğu görülür. Diyagramda, her bir volkanik grup zenginleşmiş manto eriyikleri ile kabuk kayaları arasında zayıf bir negatif trend göstermektetir. Bu durum manto ile kabuk etkileşiminin olduğuna ve zenginleşmiş manto kökenli eriyiklerin kıta kabuğu ile kirlenerek melez bir özellik kazandığına işaret edebilir. $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranlarının 1/Sr değerlerine karşı izdüşürüldüğü diyagramda, (Şekil 4.9.b) Kepsut volkanitlerine ait her iki grubun da ilksel $^{87}Sr/^{86}Sr_{(21)}$ değerlerinin 1/Sr'ye karşı pozitif bir trend sergiledikleri gözlenmektedir. Bu ilişki gerek felsik gerekse ortaç-mafik volkanitleri oluşturan magmanın evriminde açık sistem işlemlerinin (AFC) önemli bir rol oynadığını göstermektedir (Şekil 4.9. a,b). İzotop verileri ile elde edilen bu sonuçlar ana-iz element özelliklerinin değerlendirilmesi ile elde edilen sonuçları desteklemektedir.



Şekil 4.9. a: Volkanik topluluğa ait örneklerin εNd-$^{87}Sr/^{86}Sr$(i) ve diyagramındaki konumu. (Ege denizi sedimentleri; Alther vd., 1988; Zenginleşmiş manto ergiyikleri: Yang vd., 2004; Kula B: Aldanmaz vd., 2000, Alıcı vd. 2002; Temel kayaları: Altunkaynak vd., 2012 ve oradaki referanslar'dan alınmıştır).

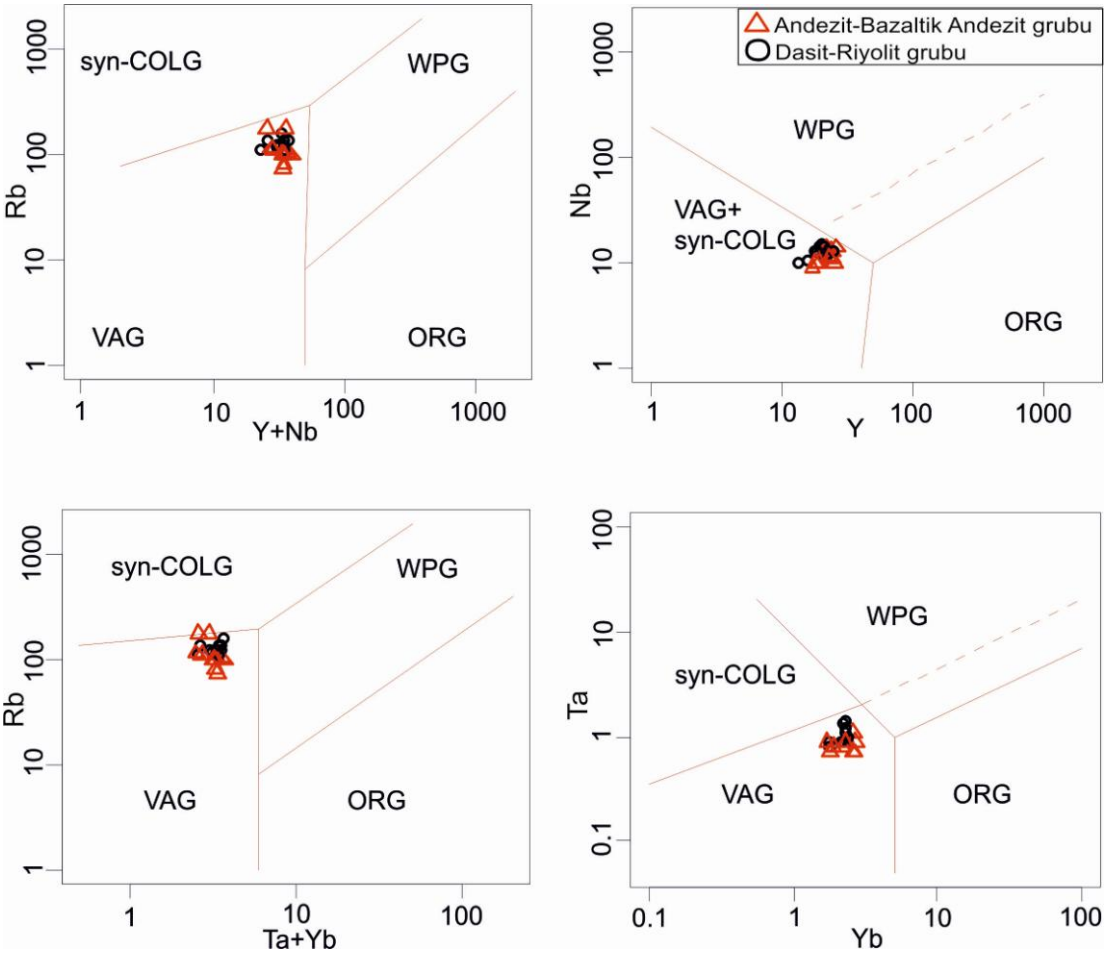


Şekil 4.9. b: Volkanik topluluğa ait örneklerin $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$-1/Sr diyagramındaki konumu. (Ege denizi sedimentleri; Alther vd.,1988; Zenginleşmiş manto ergiyikleri: Yang vd., 2004; Kula B:Aldanmaz vd., 2000, Alıcı vd. 2002; Temel kayaları: Altunkaynakvd.,2012 ve oradaki referanslar'dan alınmıştır).

4.3. Volkanik Kayaçların Tektonik Ortamı

Kepsut volkanitlerinin oluştuğu tektonik ortamı belirlemek amacı ile Pearce vd. (1984) tarafından önerilen tektonik sınıflandırma diyagramları kullanılmıştır. Yazarlar iz elementlerin kullanıldığı bir grup diyagramla granitleri oluşum ortamlarına göre 4 ana gruba ayırmıştır. Bu ana gruplar, Okyanus sırtı granitoidleri (ORG), Volkanik yay granitoidleri (VAG), Levha içi granitoidleri (WPG), Çarpışma ürünü granitoidler (COLG)'dir. Kepsut volkanitlerinin bu ana gruplardan hangisinde oluştuğunu saptamak amacı ile örnekler sırası ile Y+Nb-Rb, Ta+Yb-Rb, Nb-Y ve Ta-Yb diyagramlarına iz düşürülmüştür. Bu diyagramlarda tüm örnekler VAG, VAG+SynCOLG alanlarında ya da VAG-SynCOLG-WPG arasındaki sınırda

yoğunlaşmıştır (Şekil 4.10). Bu üçlü sınırda kümelenmeler çarpışma sonrası (post collisional) volkanik topluluklarında yaygın olarak izlenen bir özelliktir.



Şekil 4.10: Kepsut volkanitlerinin Y+Nb – Rb, Y-Nb, Ta+Yb – Rb, Yb-Ta diyagramları. (Syn-COLG:Çarpışma granitoyidleri VAG:Volkanik ark granitoyidi WPG: Plaka içi granitoyidi ORG: Okyanusal sırt granitoyidi)

5. PETROJENEZ

Volkanik topluluğu oluşturan kayalar kalkalkalen nitelikli ve yüksek potasyumlu dasit, riyolit bileşimindeki felsik lavlar ve andezit ve bazaltik andezitlerden oluşmaktadır. Andezit-Bazaltik andezit ve Dasit-Riyolit grupları benzer Sr-Nd izotop bileşimleri sergilemektedir. Her iki grupta SiO_2'ye karşı sistematik ve çizgisel değişimler sergilemektedir. İz element dağılımları ve elementler arası ilişkileri birbirine benzemektedir. Benzer izotop bileşimleri, harker ve örümcek diyagramlarından elde edilen verilerle birlikte değerlendirildiğinde her iki grubunun da ortak bir kökene sahip olduğu ve benzer evrim geçirdiği söylenebilir (Şekil 4.6, Şekil 4.7, Şekil 4.8, Şekil 4.9 a,b, Şekil 4.10).

Her iki grubun iz element dağılımları gerek felsik, gerekse ortaç-bazik volkanitlerin belirgin bir dalma-batma olayı ile ilişkili magmatizma (subduction-related) izleri taşıdıklarını göstermektedir. N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramda (Şekil 4.7). LILE elementlerde zenginleşme ve bunlara göre Ta ve Nb'da gözlenen ani düşüş ve K, La, Ce'daki pikler dalma-batma ve bununla ilişkili magmatizmanın işaretçileri olarak kabul edilmektedir. LILE elementlerdeki zenginleşme, dalan levhadan kaynaklanan akışkanlar veya ergiyiklerin yukarı (dalan levhanın üstündeki manto kamasına doğru) taşınması ve manto kamasını metasomatize etmesinin bir sonucu olduğu belirtilmektedir (Pearce, 1982, McCulloch and Gamble, 1991; McDonough, 1991; Thrilwall et al., 1994; Pearce and Peate, 1995). HFS elementlerdeki fakirleşme ise, bu elementlerin dalan levhadaki mineral fazlarında tutulması ile gerçekleşmektedir (McDonough, 1991).

Dalma-batma olayını izleyen kıtasal çarpışma sırasında veya sonrasında gelişen ve kıta kabuğu ile kirlenmiş manto kaynaklı magmalarda da aynı özellikler gözlenmektedir (Pearce, 1982; Cox and Hawkesworth, 1985; Pearce et al., 1990). Nitekim,Yılmaz (1989), Mc Kenzie ve Yılmaz (1991), Güleç (1991), Seyitoğlu ve Scott (1992) ve Ercan vd.(1985, 1990, 1995), Altunkaynak ve Yılmaz (1998, 1999), Aldanmaz vd., (2000) ve Altunkaynak ve Dilek (2006) Batı Anadolu genç volkanitlerinin benzeri özellikleri sergilediğini belirtmişlerdir. Aldanmaz vd., (2000

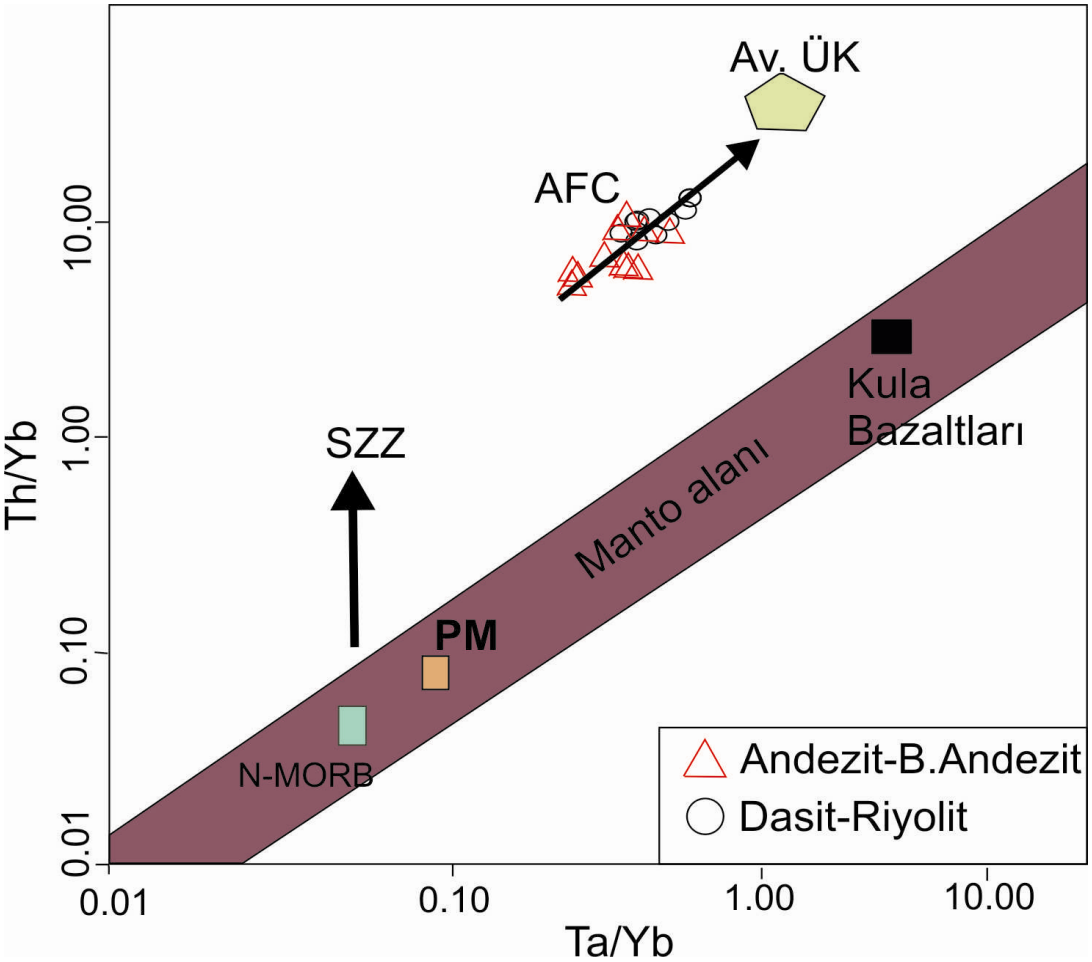
ve oradaki referanslar) ayrıca dalma batmaya işaret eden iz element özelliklerinin daha önceki dalma–batma işlemleri ile ilişkili olarak gelişmiş olabileceğini belirtmektedir. Literatürde Kepsut volkanitlerinin geliştiği dönemde, Batı Anadolu'da Erken Miyosen döneminde, dalma-batma verileri olarak değerlendirilebilecek jeolojik kayıtların olmaması bu görüşü desteklemektedir.

İlksel $^{87}Sr/^{86}Sr$ (i) değerleri Dasit-Riyolit grubunda 0.70789-0,70726, Andezit-Bazaltik andezit grubunda ise 0,70680-0.70767'dir (Şekil 93). $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop değerleri volkanik yay magmatik topluluklarda 0.703-706 arasında değişirken, kıta kabuğundan türeyen magmatik topluluklarda 0.710-0.720'dir (Yılmaz 1989 ve oradaki referanslar). Sr-Nd izotop değerleri Kepsut volkanitlerinin tek başına manto ya da tek başına kabuk kökeni olmaksızın (daha önceki dalma batma olayları nedeniyle) zenginleşmiş mantodan kaynaklanan magmanın kıtasal kabuk gereciyle kirlenmesi sonucunda gelişen melez nitelikli bir magmadan geliştiklerine işaret etmektedir. Bu durum Kepsut volkanitlerinin ana element verileri ile ortaya koyulan metalüminyumlu karakteri ile de uyum göstermektedir.

Pearce (1983) tarafından önerilen X ekseninde Ta/Yb'a karşı Y ekseninde Th/Yb 'un kullanıldığı diyagramda Kepsut volkanitlerine ait Andezit-Bazaltik andezit grubu, Dasit-Riyolit grubu volkanikler hep birlikte ortalama üst kabuk değerleri ile dalma batma olayları ile zenginleşmiş manto ergiyikleri arasında çizgisel bir trend sergiler. Şekil 5.1.' de gözlenen kabuk kayalarına doğru olan bu çizgisel trend zenginleşmiş mantodan türeyen magmanın kabuk kayalarını özümsemesi ve buna eşlik eden fraksiyonel kristallenme (AFC işlemleri) yolu ile evrimleşerek farklı bileşimdeki volkanik kayaları oluşturduğunu göstermektedir.

Ayrıca, bazı ana ve iz element özellikleri Kepsut volkanitlerini oluşturan magmanın evriminde fraksiyonel kristallenmenin de rolü olduğuna işaret etmektedir. Örneğin, Horblend ayrımlaşması Harker diyagramlarında gözlenen SiO_2 ile Al_2O_3 arasında negatif korelasyon oluşmasına neden olmuş olmalıdır. (Şekil 4.5) SiO_2 ile Al_2O_3,CaO ve MgO arasında görülen negatif korelasyon ise plajioklas ve klinopiroksen fraksiyonlaşmasını işaret eder. MORB'a normalize edilmiş örümcek diyagramlarında tüm örneklerde gözlenen yukarı doğru konveks, kaşık şekilli iz element deseni amfibol ayrımlaşmasını, Kondrite normalize edilmiş örümcek diyagramında gerek

Andezit-Bazaltik andezit grubunda gerekse Dasit–Riyolit grubunda gözlenen negatif Eu anomalileri ise plajiyoklas ayrımlaşmasını destekleyen diğer verilerdir.



Şekil 5.1: Çalışma alanındaki volkanik kayaların Ta/Yb-Th/Yb diyagramındaki (Pearce 1983) konumu. (Kula bazaltları: Aldanmaz vd., 2000, Alıcı vd. 2002; Av. ÜK: Ortalama Üst Kıta Kabuğu, Taylor ve McLennan (1985); N-MORB, Sun ve McDonough, 1989.SZZ: Dalma batma zonu zenginleşmesi, AFC: Asimilasyon ve eşlik eden fraksiyonel kristallenme.)

6. YAPISAL JEOLOJİ

Bölgede bulunan yapısal öğeler “Tabaka ve Kıvrımlar”, “Diskordanslar” ve ”Faylar” başlıkları altında tanıtılacaktır.

6.1 Tabakalar ve Kıvrımlar

İnceleme alanında tabakalanma gösteren kaya grupları egemen olarak “Çökel topluluk” ve Kepsut volkanitlerine ait piroklastik yağış ürünleridir. Çökel topluluk mostra verdiği her alanda (faylı kesimler hariç) ölçülebilen tabakalara sahiptir (Şekil 6.1). Bunların tabaka kalınlıkları 5-30 cm arasında değişmektedir. Tabakaların doğrultu eğim yönleri Ek-A’da sunulan jeoloji haritasında gösterilmektedir. Çökel topluluk içindeki birimlerin ve ilişkili epiklastik kayaçların katman eğimleri genellikle yataya yakın düşük açılıdır. Birimin normal faylarla kesildiği alanlarda ise katman eğimleri yüksek açılı hale gelmekte, yer yer terslenmekte ve bazen izlenemez hale gelmektedir.



Şekil 6.1: Piroklastik yağış ürünlerinde izlenen yaklaşık 25-30 cm kalınlığındaki tabakalar (Bakış yönü: KD-GD)

İnceleme alanında yer alan kıvrımlar çökel topluluk ve temel kayalarına ait Nilüfer birimi içinde gözlenir (Şekil 6.4, Şekil 6.5). Çökel topluluk içerisinde, lokal kıvrımlar mevcuttur. Faylı dokanaklara yakın alanlarda çökel topluluk yüksek eğimler (50-60°) kazanmıştır. Faylardan uzaklaştıkça çökel topluluğun eğim açıları düşer ve genellikle 20-30 °'dir. Bu kıvrımlardan inceleme alanında fazla miktarda gözlemlense de topluluk genelini bu kıvrımlarla ifade etmek doğru değildir.



Şekil 6.2: Çökel toplulukta izlenen yaklaşık 15 cm kalınlığındaki tabakalar (Bakış yönü: D-B).



Şekil 6.3: Çökel toplulukta izlenen yaklaşık 25-30 cm kalınlığındaki tabakalar (Bakış yönü: K-G).



Şekil 6.4: Çökel topluluk içinde gözlenen lokal bir antiklinal (Bakış yönü: KD-GB)



Şekil 6.5: Çökel topluluk içinde gözlenen lokal bir antiklinal (GB-KD)

6.2 Diskordanslar

İnceleme alanında 2 önemli diskordans izlenmiştir. Birisi (D1) Alt-Orta Miyosen yaşlı Çökel topluluk ile temel kayaları arasındaki diskordanstır (Şekil 2.1). Bu diskordans Alt Miyosen döneminde gelişmiştir. Diğeri ise (D2) bölgede Kuzey-Güney yönlü uzanmakta olan ve yer yer geniş menderesler yapan Simav Çayı alüvyonları ile diğer birimler arasındadır (Şekil 2.1).

6.3 Faylar

İnceleme alanında, Ek-A'da sunulan jeoloji haritasından da izlenebileceği gibi bir çok fay vardır. Bunlar genellikle birbirine az çok paralel gelişmiş fay takımları ile temsil edilirler. Bu faylar bölgedeki tüm birimleri (Temel kayaları, Kepsut volkanitleri ve Çökel topluluk) kesen genç faylardır (Şekil EK-A). Bu nedenle bu fayların erken-orta Miyosen'den sonra geliştiği kabul edilmiştir. İnceleme alanının genelinde yaklaşık D-B gidişli bir konum sergileyen bu faylar inceleme alanının kuzeydoğusunda ise KD-GB ve KB-GD gidişli fay takımları ile temsil edilir. Bu faylar normal faylardır. Fayların düzlemleri, hemen hemen her yerde bitki örtüsü

tarafından örtülmektedir. Bu sebep ile bunlardan sadece bir kaç tanesi gözlenebilmiş olup, genelde D-B gidişli fayların eğim açıları 25-35 °G arasında değişmektedir (Şekil 6.6).



Şekil 6.6: Çökel topluğu kesen bir normal fay (Bakış yönü: G-K)

7. KEPSUT VOLKANİTLERİNİN KÖKENİ VE OLUŞUM MEKANİZMASI HAKKINDA TARTIŞMA

KB Anadolu'da, geç Kretase-Erken Tersiyer dönemi içerisinde NeoTetis okyanusunun kuzeye, Sakarya kıtasının altına doğru dalıp-batarak tüketilmesi ile güneydeki Anatolid-Torid platformu ile kuzeydeki Sakarya kıtası birbirleriyle çarpışmış ve literatürde "İzmir-Ankara sütur kuşağı" olarak bilinen kenedi oluşturmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu kıta-kıta çarpışmasının zamanı hakkında çok kesin veriler mevcut değildir. Ancak hem sütur kuşağı birimleri hem de Sakarya kıtasına ait temel kayaları orta Eosen yaşlı çökel kayaçlar (Gebeler formasyonu, Akyürek ve Soysal, 1983; Başlamış formasyonu, Akdeniz, 1980) ile uyumsuz olarak örtülmüştür. Bu veri, kıta-kıta çarpışmasının en azından orta Eosen döneminden önce gelişmiş olduğunun bir göstergesidir.

Kepsut volkanitleri Batı Anadolu Miyosen magmatik kuşağının bir parçasını oluşturur. Bu çalışma ile elde edilen stratigrafik veriler, bölgesel korelasyonlar ve literatürde (Ercan vd., 1985) Kepsut volkanitleri üzerinde yapilan K/Ar yaşları inceleme alanındaki volkanik faaliyetin Erken Miyosen'de geliştiğini belgelemektedir. Kepsut volkanitlerine ait örneklerin ana-iz element özellikleri ve Sr-Nd izotop içerikleri birlikte değerlendirildiğinde, zenginleşmiş manto kaynağından türemiş, kıta kabuğundan kirlenmiş melez bir bileşime sahip oldukları görünmektedir. Melez bileşimli bu magma AFC ve fraksiyonel kristallenmenin de etkisi ile bazaltik trakiandezitten riyolite değişen bileşimdeki lavları oluşturmuştur. Kepsut volkanitlerinin jeokimyasal özellikleri volkanik yay ve çarpışma sonrası (post-collisional) magmatik topluluklara benzerlik gösterir.

Kuzeybatı Anadolu'da gözlenen benzer yaştaki (erken-orta Miyosen) volkanik kayaların tümü kalkalkalen karakterde ve melez özelliktedir. İzotop içerikleri manto ile kabuk değerleri arasındadır. Jeokimyasal olarak volkanik yay ve çarpışma sonrası magmatik topluluklarına benzer özellikler sergilerler (Bingöl vd, 1982, 1992; Güleç, 1991; Yılmaz, 1989, 1990; Aldanmaz vd., 2000;Yılmaz vd., 2001; Altunkaynak ve Dilek 2006, Altunkaynak vd., 2012 ve oradaki referanslar). Bir çok araştırıcı, Batı Anadolu magmatik kayalarında gözlenen ve dalma-batma olayları ile

ilişkilendirilebilen jeokimyasal özellikleri (LILE elementlerdeki zenginleşme ve Nb ve Ta'da fakirleşme gibi) göz önünde bulundurarak, bölge magmatizmasını yay magmatizması olarak değerlendirmiştir (Fytikas vd., 1984; Pe Piper ve Piper, 1989; Gülen 1990; Ercan, 1979; Delaloye ve Bingöl, 2000). Ancak, Batı Anadolu'nun jeolojisine bakıldığında erken Miyosen döneminde aktif bir yayın varlığına işaret eden jeolojik verilere (erken Miyosen yaşlı ofiyolitik melanj gelişimi, yığışım prizması yada mavi şist gelişimi gibi) rastlanmamaktadır. Bu nedenle incelenen örneklerde saptanan jeokimyasal özellikler daha önceki dalma batma olaylarının kayıtları olarak değerlendirilmelidir (Aldanmaz vd., 2000; Yılmaz vd., 2001) Bölge jeolojisi ve daha önceki bölümlerde tanıtılan özellikleri bir arada değerlendirildiğinde Kepsut volkanitlerinin kıta-kıta çarpışması sonrasında (post-collisional) gelişen kalkalkalen nitelikli, melez bileşimli magmatik topluluklara güzel bir örnek oluşturduğu söylenebilir.

Kepsut volkanitleri, çökel topluluk ile girik ilişkiler sergiler. Çökel topluluk (Soma Formasyonu) düşük enerjili bir göl ortamını temsil eder. Kepsut volkanitlerini oluşturan erken Miyosen volkanizmasını bu göl ortamı içine zaman zaman malzeme verdiği yaygın epiklastik kayaların varlığı ile anlaşılmaktadır. Bu da volkanizma başladığında, Erken-Orta Miyosen döneminde bölgenin göllerle kaplı olduğunu ve başlangıç döneminde volkanik ürünlerin bu göl ortamında yeniden işlenerek epiklastik çökelleri oluşturduğunu gösterir. Soma Formasyonu'nun üst seviyelerinde epiklastiklerin göreli olarak artması ve giderek karasal volkanik ürünlere (lavlar ve piroklastik kayalar) geçilmesi, inceleme alanının bir süre sonra volkanizma ile engebelenerek kara haline geldiğini göstermektedir. Ortaç-mafik andezit-bazaltik andezitik lavlar ve bunlarla ilişkili piroklastiklerle başlayan volkanik istif, üste doğru asidik bileşimli (dasit-riyolit) volkanik kayalarla temsil edilir. Piroklastik kayalar gelişim mekanizmaları bakımından iki ana grupla temsil edilir. Bunlar; piroklastik yağış ve piroklastik akma birimleridir. Volkanik istifteki lav ve piroklastik ve kayalar yanal ve düşey yönde sık sık ardalanmakta ve uzun mesafelerde izlenememektedir. Volkanik istifteki bu özellikler nedeni ile bölgede strato tipi volkanların gelişmiş olduğu anlaşılmaktadır. Bu strato volkanlardan biri inceleme alanında yeralan Eyüpbükü köyü civarında saptanan bir strato-volkandır. Eyüpbükü strato-volkanı inceleme alanındaki Andezit–bazaltik andezit grubu lavların çıkış merkezini temsil eder. Dasit-Riyolit domları ise bu strato-volkanın

çevresinde KB-GD ve KD-GB yönünde dizilmiş (kırık erüpsiyonları) domlarla ilişkilidir.

Volkanik istif içinde yeralan piroklastik kayaların inceleme alanında yeralan lavlarla ardalanması ve ilişkili olduğu lavlardan derlenmiş volkanik kaya parçaları, pumis(sünger taşı), volkanik cam parçası içermesi bu kayaların volkanizma ile doğrudan ilişkili olduğuna işaret etmektedir. Bu piroklastik kayaların nitelikleri, inceleme alanı ve çevresindeki volkanik istif içinde piroklastik kayaçların yaygın olarak bulunması ve bunların ortaç-asidik bileşimli lavlarla ilişkileri bölgedeki volkanik kayaların güçlü patlama erüpsiyonlarından (pliniyen-sub pliniyen türü patlamalarla) geliştiğini göstermektedir.

7. SONUÇLAR

Kepsut (Balıkesir) civarında yüzeyleyen volkanik kayaların jeolojik ve petrolojik incelemesini konu alan bu çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibidir.

1-Yaklaşık 160 km^2'lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası üretilmiş ve inceleme alnının ve volkanik istifin (Kepsut volkanitleri) genelleştirilmiş stratigrafik kesiti oluşturulmuştur.

2- İnceleme alanında mostra veren birimler başlıca 4 kaya grubu ile temsil edilir. Bunlar yaşlıdan gence doğru: a)Temel Kayaları b) Kepsut volkanitleri c) Çökel Topluluk d)Alüvyon'dur. Temel kayaları Sakarya kıtasınının temelini oluşturan Karakaya Kompleksi'ne ait Nilüfer birimi (Okay vd., 1990) ile temsil edilir. Temel kayaları, Kepsut volkanitleri ve çökel topluluk tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

3- Kepsut Volkanitleri Erken Miyosen yaşlı andezit-bazaltik andezit ve dasit-riyolit grubu lavlar ve bunlarla ilişkili piroklastik kayaçlardan oluşur.

4- Andezit–bazaltik andezit grubu lavların çıkış merkezi Eyüpbükü civarında saptanan bir strato-volkandır. Dasit-Riyolit domları ise bu strato-volkanın çevresinde KB-GD ve KD-GB yönünde dizilmiş (kırık erüpsiyonları) domlarla ilişkilidir. Kepsut volkanitleri pliniyen-sub pliniyen türü patlamalarla üretilmiştir.

5- Ana-iz element jeokimyası ve Sr-Nd izotop bileşimlerine göre, volkanik topluluk zenginleşmiş manto kaynağından türemiş, kıta kabuğundan kirlenmiş melez bir bileşime sahip görünmektedir. Melez bileşimli bu magma AFC ve fraksiyonel kristallenmenin de etkisi ile bazaltik trakiandezitten riyolite değişen bileşimdeki lavları oluşturmuştur.

6-Kepsut volkanitleri jeokimyasal açıdan çarpışma sonrası (post collisional) ve volkanik yay magmatik topluluklarına benzerlikler göstermektedir.

7- İnceleme alanından elde edilen saha ve jeokimya verileri ile bölgesel korelasyonlara göre, Kepsut volkanitlerinin kıta-kıta çarpışması sonrasında (post-collisional) gelişen kalkalkalen nitelikli, melez bileşimli volkanik toplulukları temsil edebilirler.

KAYNAKLAR

Akyüz, S. (1996). Manyas-Susurluk-Kepsut (Balıkesir) Civarının Jeolojisi, (Doktora Tezi), İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi.

Akyüz H.S., Okay A.I. (1996). A section across a Tethyan suture. International Geology Review, v.38, 405-418.

Akyüz H.S., Okay A.I. (1998). The geology of the south of Manyas (Balıkesir) and tectonic significance of blueschists, Bull. Min. Res. Exp., Vol. 120, s. 81-95.

Akyürek B., Soysal Y. (1983) Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri, MTA Dergisi, 95-96.

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchel, J.G. (2000). Petrogenetic Evolution of Late Cenozoic, Post-collision Volcanism in Western Anatolia Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102, 67-95.

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

Altunkaynak, Ş., Dilek, Y. (1989). Timing and nature of post collisional volcanism in Western Anatolia and Geodynamic Implications, Geological Society of America Special Paper, Post-Collisional Tectonics and Magmatism of the Eastern Mediterranean Region, ed. Dilek Y., Pavlides S., v. 409, pp: 321-51.

Bingöl E. (1976). Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi, MTA Dergisi, v.86, 14-35, Ankara.

Boynton W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, Rare Earth Element Geochemistry, ed: Henderson P., Elsevier, Amsterdam, pp: 63-114.

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1989). The interpretation of igneous rocks, London, Allen and Unwin, Pp:450.

Cox K.G., Hawkeswort C.J. (1985). Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps, at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes, J. Petrol., 26, 77-355.

Ercan T., Satir M., Steinitz G., Dora A., Sarifakioglu E., Adis C., Walter H-J., Yildirim T. (1995). Biga yarimadasi ile Gokceada, Bozcaada ve Tavsan adalarindaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasinin özellikleri, MTA Dergisi, 117, 55-86.

Ercan T., Satır M., Kreuzer H., Türkecan A., Günay E., Çevikbaş A., Ateş M., Can B. (1985). Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu, TJK Bülteni, 28, 121-36.

Ercan T, Ergül E., Akçören F., Çetin A., Granit S., Asutay J. (1990). Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi, MTA Derg. 110, 113-30.

Erdağ A. (1980). Balıkesir Çataldağ granodiyoritinin (güney alanı) jeolojisi ve petrolojisi, İst. Ün. Fen Fak. Yay., 3, 72.

Erdinç H. (1978). Kepsut-Serçören köyü çevresinde yeralan vollastonit zuhurlarının ön etüdü, MTA. Rapor No., 6458.

Ergül E., Gözler M.Z., Akçören F. (1986). Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi; Balıkesir-F6 paftası, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.

Gill J.B. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics, Berlin Springer-Verlag**,** Pp: 390.

Güleç N. (1991). Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd ısotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics, Geol. Mag.123, 417-35,

Harris, N. B. W.; Pearce, J. A.; and Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, Collision Tectonics, eds: Coward M. P., Reis A. C., Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., pp:6781.

Harris N.B.W., Kelley S., Okay A.I. (1994). Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia, Contributions to Mineralogy and Petrology, 117, 241-52.

Hatch F.H., Wells A.K., Wells M.K. (1972). Petrology of the igneous rocks, Thomas Murby Co. London. Pp: 551.

Hibbard, M.J. (1995). Petrography to Petrogenesis, Prentice Hall.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Science, 8, 523-48.

Le Bas M.J., Le maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, Journal of Petrology, 27, 745-750.

Mc Culloch M.T., Gamble J.A. (1991). Geochemical and geodynamical constrains on subduction zone magmatism, Earth. Planet. Sci. Lett., 102, 358-74.

Mc Donough W.F. (1991). Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology, Phill. Trans. R. Soc. London., 335 A, 407-18.

McKenzie D., Yilmaz Y. (1991). Deformation and volcanism in Western Turkey and the Aegean, Bulletin of the Technical Univ. of Istanbul 44, 345-73.

Okay A.İ., Siyako M., Bürkan K.A. (1990). Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, TPJD Bülteni, c. 2/1, 83-121.

Okay A.İ., Siyako M. (1993). İzmir Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis kenedinin yeni konumu. Anadolu ve çevre bölgelerin tektoniği ve hidrokarbon potansiyeli, ed: Turgut S., Ozan Sungurlu Simpozyumu, Tebliğler, Ankara, pp:333-55.

Pearce J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, Andesites, ed: Thorpe R.S., John Wiley & Sons,pp: 248-525.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology, 25, 956-83.

Pearce J.A., Bender J.F., DeLong S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.J. (1990). Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44, 189-229.

Pearce J.A., Peate D.W. (1995).Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23, 113-34.

Peccerillo A., Taylor S.R. (1976). Geochemisty of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in the Kastamonu area, Northern Turkey, Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.

Seyitoglu G., Scott B.C. (1992) Late Cenozoic volcanic evolution of the norheastern Aegean region, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 54, 157-76.

Shand S.J. (1943). Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite, New York, John Wiley & Sons.

Thrilwall M.F., Smith T.E., Graham A.M., Theodoru N., Hollings P., Davidson J.P., Arculus R.D. (1994). High field strength element anomalies in arc lavas: source or processes, J. Petrol., 35, 819-838.

Yılmaz Y. (1989). An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey, Tectonic evolution of the Tethyan region, ed: Sengör, A.M.C., Kluwer Academics, Hague – The Netherlands, pp: 159-89.

Yılmaz Y. (1990). Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia under compressional regime; a review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44, 69-87.

EKLER

EK-A : Çalışma Alanının Genel Jeoloji Haritası
EK-B: Kepsut ve Civarının Jeolojik En Kesitleri
EK-C : Majör-İz Element ve İzotop Analiz Sonuçları Tablosu

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Orhun Serhat YARAR

Doğum Yeri ve Tarihi: Karamürsel / 31.08.1986

Adres: Emniyetevleri Mah., Eti Sok., No: 2, D:1, 4. Levent/İstanbul

E-Posta: yararor@itu.edu.tr

Lisans: İstanbul Teknik Üniversitesi - Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Mesleki Deneyim ve Ödüller:

Proje Asistanı - TÜBİTAK-İTÜ (Ağustos 2010-Ocak 2012)

Şantiye Şefi - Zetaş Zemin Teknolojisi A.Ş. (Ocak 2012-Devam ediyor)