

**T.C.  
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ISPARTA-YAZIR VOLKANİZMASININ OKSİJEN-18  
İZOTOPIK İNCELEMESİ**

**Behzat Gökçen DEMİR**

**Danışman: Doç. Dr. Hakan ÇOBAN**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ  
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI  
ISPARTA-2010**

## İÇİNDEKİLER

	<b>Sayfa</b>
İÇİNDEKİLER .....	i
ÖZET .....	iii
ABSTRACT .....	iv
TEŞEKKÜR .....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ .....	viii
1. GİRİŞ .....	1
1.1. Çalışmanın Amacı Ve Kapsamı .....	1
1.2. Çalışma Alanının Yeri .....	1
1.2.1. Coğrafya .....	1
1.2.1.1. Jeomorfoloji .....	1
1.2.1.2. İklim ve bitki örtüsü .....	3
1.2.1.3. Ekonomik durum ve ulaşım .....	4
2. KAYNAK ÖZETLERİ .....	5
3. MATERYAL VE YÖNTEM .....	10
4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA.....	11
4.1. Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Stratigrafisi .....	11
4.1.1. Otokton birimler .....	11
4.1.1.1. Söbütepe kireçtaşı (Krs) .....	11
4.1.1.2. Kayıköy formasyonu (Tk) .....	14
4.1.1.3. Yazır formasyonu (Ty) .....	15
4.1.1.4. Ağlasun formasyonu (Ta) .....	16
4.1.1.5. Aksu formasyonu (Tak) .....	17
4.1.1.6. Gölcük volkanikleri (Tgv) .....	18
4.1.1.7. Gölcük piroklastikleri (Tgp) .....	28
4.1.1.8. Alüvyon (Qal) .....	32
4.1.2. Allokon birimler .....	32
4.1.2.1. Isparta ofiyolit karışığı (Mı) .....	32
4.1.2.2 Akdağ kireçtaşı (Ma) .....	33
4.2. Yazır Volkanikleri .....	34
4.2.1. Yazır volkaniklerinin mineralojisi ve mineral kimyası .....	37

4.2.2. Yazır volkaniklerinin kaya kimyası .....	45
4.2.3. Yazır volkaniklerinin MELTS algoritma programında değerlendirilmesi..	53
4.2.4. Yazır volkaniklerinin tektonik sınıflaması .....	54
4.2.5. Yazır volkaniklerinin oksijen-18 izotopik incelenmesi .....	55
5. SONUÇ .....	59
6. KAYNAKLAR .....	61
ÖZGEÇMİŞ .....	69

## ÖZET

### YÜKSEK LİSANS TEZİ

#### ISPARTA-YAZIR VOLKANİZMASININ OKSİJEN-18 İZOTOPIK İNCELEMESİ

**Behzat Gökçen DEMİR**

**Süleyman Demirel Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman: Doç. Dr. Hakan ÇOBAN**

Bu tez kapsamında Isparta-Yazır yöresindeki volkaniklerin mineralojik, mineral kimyasal, jeokimyasal ve oksijen-18 izotopik incelemesi yapılarak, petrolojisi irdelenmiştir. Elde edilen veriler, Yazır volkanitlerinin silisçe-doygun trakiandezitik bileşimli olduğunu, yüksek Cr ve Ni içerdiklerini, dengesiz fenokristal topluluklarından Cr-spinel içeren olivin/klinopiroksen ile kuvarsın birlikte bulunduğunu, plajiyoklaz, klinopiroksen ve amfibollerde ters kimyasal zonlanmaların olduğunu,  $\delta^{18}\text{O}$  izotop bileşimlerinin ise geniş bir aralık (+6.08 - +8.65 ‰) sunduğunu göstermiştir.

Tüm bu petrolojik özellikler ise Yazır trakiandezitlerini üreten magmanın kimyasal dengesizliği ile ilişkili olduğunu, ve ya bazaltik magmanın yükselimi sırasında kabuksal seviyelerde kirlenmeyle oluşan magma karışımlarının bir sonucu olarak, veya kaynak bölgede bazaltik ve silikik magmalarının karışımının bir sonucu olarak oluştuklarını göstermiştir. Kıta-içi, ekstansiyon ilişkili ve şoşonitik alkalin bileşimli Yazır trakiandezitlerine ait bu petrolojik gözlemler, bu volkanitlerin jenezlerinde, zenginleşmiş bir manto türevli (bazaltik) magma ile kabuk türevli bir (silisik) magma karışımlarının etkin bir rol oynadığını ortaya koymuştur.

**Anahtar Kelimeler:** Trakiandezit, magma karışımı, kıta-içi, potassik-şoşonitik, Yazır, Isparta

**2010, 69 sayfa**

## **ABSTRACT**

**M. Sc. Thesis**

### **O-18 ISOTOPIC INVESTIGATION OF THE ISPARTA-YAZIR VOLCANISM**

**Behzat Gökçen DEMİR**

**Süleyman Demirel University  
Graduate School of Applied and Natural Sciences  
Department of Geology Engineering**

**Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Hakan ÇOBAN**

In this study, mineralogy, mineral-chemistry, geochemistry and O-18 isotopic composition of the Yazır (Isparta) volcanism have been investigated, and its petrological aspects have been interpreted. All data revealed that Yazır volcanics are silica-saturated trachyandesitic in composition, have high Cr and Ni contents, include disequibrated phenocrystal phases such as olivine/clinopyroxene and quartz, reverse chemical zoned plagioclase, amphibole and clinopyroxene and show wide range of  $\delta^{18}\text{O}$  ratios (+6.08 - + 8.65 ‰).

Overall petrological properties signify the chemical disequilibrium of magmas producing the Yazır trachyandesite, and they occurred either as mixing by crustal contamination of the rising basaltic magmas at crustal levels, or mixing of both basaltic and silicic magmas at deep source domains. The petrological observations of intra-plate, extension-related and shoshonitic alkaline Yazır trachyandesites also indicate that the mixing of both an enriched mantle derived basaltic and crust derived silicic magmas played important role on their genesis.

**Key Words:** Trachyandesite, magma mixing, intra-plate, potassic-shoshonitic, Yazır, Isparta

**2010, 69 pages**

## TEŞEKKÜR

Bu tez çalışması için beni yönlendiren, bilgi ve tecrübesi ile karşılaştığım zorlukları aşmamda yardımcı olan ve beni her zaman destekleyen değerli Danışman Hocam Doç. Dr. Hakan ÇOBAN'a teşekkürlerimi sunarım.

Tezimdaki şekillerin çiziminde büyük katkısı olan, tezimin her aşamasında desteğini aldığım ve sıkıntılı dönemlerimde hep yanımda olan değerli hocam Yrd. Doç. Dr. Şemsettin CARAN'a, ders aşamasında ve literatür çalışmalarında yardımlarını aldığım değerli hocalarım Prof. Dr. Muhittin GÖRMÜŞ'e ve Yrd. Doç. Dr. Kamil YILMAZ'a teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek lisansımı yaptığım dönemlerde her zaman yanımda olan dostlarım; Harita Teknikeri Yunus TOPRAK'a (Maden İşleri Genel Müdürlüğü), Jeoloji Mühendisi Özgün TÜRKELİ'ye (Maden İşleri Genel Müdürlüğü), Araştırma Görevlisi Sabri ERBAŞ'a (SDÜ Ziraat Fakültesi Tarla Bitkileri Bölümü) ve Jeoloji Mühendisi Osman TEKKANAT'a, ayrıca her zaman bana destek olan değerli büyüklerim; Maden Mühendisi Osman BURGAZ'a (Maden İşleri Genel Müdürlüğü), Çağatay Cem GÖKÇE'ye (Türk Ekonomi Bankası, Merzifon), Maden Mühendisi Ekrem TUNA'ya (Maden İşleri Genel Müdürlüğü), Maden Yüksek Mühendisi Akın AKBULUT'a (Maden İşleri Genel Müdürlüğü) ve Jeoloji Mühendisi Mete DOST'a (Maden İşleri Genel Müdürlüğü) teşekkürlerimi sunarım.

1662-YL-08 nolu proje ile tezimi maddi olarak destekleyen SDÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi Başkanlığı'na teşekkür ederim.

Hayatımın her döneminde yanımda olan kardeşim Merve Gözde DEMİR'e, bugünlere gelmemde büyük emeği olan ve hakkını hiçbir zaman ödeyemeyeceğim annem Rukiye Aysel AKYÜREK'e sonsuz sevgi ve saygılarımı sunarım.

Behzat Gökçen DEMİR  
ISPARTA, 2010

## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası .....	2
Şekil 1.2. Maar-tip krater ağzının çökmesi ve ilerleyen süreçte suyla dolması ile oluşan Gölcük Gölü'nden genel görünüm.....	3
Şekil 4.1. Çalışma alanı ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti.....	12
Şekil 4.2. Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeolojik haritası.....	13
Şekil 4.3. Gölcük volkaniklerinden trakitlerin arazi görünümü.....	19
Şekil 4.4. Trakitlerin el örneğinden bir görünüm.....	20
Şekil 4.5. Trakitlerin ince kesit görüntüleri.....	21
Şekil 4.6. Trakibazaltların arazi görünümü.....	22
Şekil 4.7. Trakibazaltların ince kesit görünümü.....	23
Şekil 4.8. Gölcük Gölü'nün doğusunda yer alan fonolitlerin arazi görünümü...	23
Şekil 4.9. Fonolitlerin ince kesit görüntüleri.....	24
Şekil 4.10. Tefrifonolitlerin arazi görünümü.....	25
Şekil 4.11. Tefrifonolitlerde ani soğuma sonucu gelişen soğuma çatlakları.....	25
Şekil 4.12. Tefrifonolitlerin ince kesit görüntüleri.....	26
Şekil 4.13. Kül tüflerin üzerinde bulunan pomza seviyeleri.....	29
Şekil 4.14. Pomza düzeylerinin tane boyu dağılımı.....	30
Şekil 4.15. Kaynaklanmış tüflerin arazi görünümü.....	30
Şekil 4.16. Gölcük piroklastiklerinin fonolitlerin üzerindeki konumu.....	31
Şekil 4.17. Ağlasun (Burdur) ve Isparta civarının landsat imajındaki görüntüsü ve volkanizma ile yapısal lineasyonlar arasındaki ilişki .....	35
Şekil 4.18. Yazır (Ağlasun) köyü girişindeki Ağlasun grabeni kenarında yüzeylenen Yazır trakiandezitlerinin arazi görünümü.....	35
Şekil 4.19. Trakiandezitlerin arazi görünümü.....	36
Şekil 4.20. Trakiandezitlerin el örneğinden bir görünüm.....	36
Şekil 4.21. Trakiandezitlerin ince kesit görüntüleri.....	37
Şekil 4.22. Yazır volkanikleri içerisindeki feldispatların Or-Ab-An üçgen diyagramında sınıflandırılması.....	40
Şekil 4.23. Yazır volkaniklerinde bulunan ve kenar zonları daha koyu gözlenen amfibol mineralinin bse analiz ve ince kesit görüntüsü.....	40
Şekil 4.24. Yazır volkaniklerdeki amfibollerin $TSI-Mg/(Mg+Fe_2)$ diyagramında değerlendirilmesi .....	41

Şekil 4.25. Yazır volkanikleri içerisindeki proksenlerin En-Fs-Wo üçgen diyagramında sınıflandırılması.....	43
Şekil 4.26. Yazır volkanikleri içerisinde bulunan klinoproksen mineralinin çekirdek kısmında görülen çözünmenin ince kesit görüntüsü.....	43
Şekil 4.27. Le Bas et al. (1986)'un toplam alkali-SiO <sub>2</sub> diyagramında Yazır volkaniklerinin konumu.....	48
Şekil 4.28. Yazır volkaniklerinin K <sub>2</sub> O-Na <sub>2</sub> O potasik kaya sınıflaması.....	48
Şekil 4.29. Yazır volkaniklerinin alkalin-sub-alkalin diyagramına göre sınıflaması.....	49
Şekil 4.30. Yazır volkaniklerinin harker diyagramlarına göre değerlendirilmesi.....	50
Şekil 4.31. Yazır volkaniklerine ait SiO <sub>2</sub> değerlerinin Rb, Zr, Nb ve Y iz elementlerine karşı değişim diyagramları.....	51
Şekil 4.32. Yazır volkaniklerine ait CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ile Sc/K <sub>2</sub> O oranlarının Mg# değeri ile karşılaştırılması.....	51
Şekil 4.33. Yazır volkaniklerinin örümcek diyagramında değerlendirilmesi.....	52
Şekil 4.34. Yazır volkaniklerine ait Nb-Y diyagramı.....	55
Şekil 4.35. Bazı kayaçların δ <sup>18</sup> O değerleri.....	57



## ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 4.1. Yazır volkaniklerinin modal mineralojik bileşimi.....	38
Çizelge 4.2. Yazır volkanikleri içerisindeki feldispatların temsili elektron mikroprob analiz değerleri.....	39
Çizelge 4.3. Yazır volkaniklerinin içerisindeki amfibollerin temsili elektron mikroprob analiz değerleri.....	41
Çizelge 4.4. Yazır volkaniklerinin içerisindeki proksenlerin temsili elektron mikroprob analiz değerleri.....	42
Çizelge 4.5. Yazır volkaniklerinin içerisindeki olivinlerin temsili elektron mikroprob analiz değerleri.....	44
Çizelge 4.6. Yazır volkaniklerindeki olivinlerin bünyesinde gözlenen krom-spinel inklüzyonlarına ait temsili elektron mikroprob analiz değerleri...	45
Çizelge 4.7. Yazır volkanikleri içerisindeki opak minerallerin (ilmenit-magnetit) temsili elektron mikroprob analiz değerleri.....	45
Çizelge 4.8. Yazır volkaniklerine ait temsili major oksit, iz ve nadir toprak element değerleri.....	46
Çizelge 4.9. Yazır volkaniklerinin MELTS algoritma programında değerlendirilmesi.....	54
Çizelge 4.10. Yazır volkanikleri ile bu kayaların içerdiği kuvars mineraline ait LF#, yield ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri.....	58

# 1.GİRİŞ

## 1.1. Çalışmanın Amacı Ve Kapsamı

Bu çalışma, Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır. Bu çalışma ile Gölcük (Isparta) volkanizmasıyla ilişkili olan Isparta güneyindeki Yazır köyü (Ağlasun) çevresinde oluşan volkanik kayaların mineralojik-petrografik, jeokimyasal ve oksijen-18 izotopik özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Bu kapsamda (i) Gölcük volkanizması yakın çevresinin jeolojisi literatür ve saha çalışmaları ile denştirilmiş, (ii) Yazır volkaniklerine ait örneklerin mineralojik, petrografik, kaya kimyasal, mineral kimyasal ve oksijen-18 izotopik incelemeleri gerçekleştirilmiş ve (iii) elde edilen tüm veriler değerlendirilerek Yazır volkaniklerinin oluşum özellikleri ortaya konulmuştur.

## 1.2. Çalışma Alanının Yeri

İnceleme alanı Akdeniz bölgesinde Isparta-Burdur il sınırları arasında yüzeyleyen Gölcük (Isparta) volkanizmasının bir bölümünü kapsamaktadır. Özellikle Burdur ili, Ağlasun ilçesi, Yazır köyü yakın çevresinde yüzeyleyen volkanik kayalar üzerinde odaklanılmıştır (Şekil 1.1.).

### 1.2.1. Coğrafya

#### 1.2.1.1. Jeomorfoloji

Bölge jeomorfolojisi önemli jeolojik olaylar neticesinde şekillenmiştir. Bunlardan başlıcası bindirmeli tektonizma ve volkanizmadır. Alt Miyosen öncesinde bölgede bindirmeli tektonizma etkin olmuş ve bu süreçte bindirme zonları boyunca ezilmeler ve kıvrımlı yapılar gelişmiştir. Kıvrımlı sedimanter seriler üzerine bindirmeyle gelen karbonat kayalar bölgede en sarp topografyayı (Akdağ) oluşturmaktadır. Alt Miyosen ve sonrasında ise bölgede çekme gerilmelerinin etkisiyle grabenleşme etkin



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

olmuştur. Bu süreçte oluşan derin faylar boyunca andezitik karakterli volkanizmaya bağlı lavlar yüzeye çıkmıştır. Bu dönemde oluşan volkan konileri Pilav Tepe, Kara Tepe ve Karakaya Tepe gibi yükseltileri şekillendirmiştir. Ayrıca Gölçük volkanizmasının patlamasını takip eden süreçte kraterin merkezi kesimi çökmüş ve bu çöküntünün sularla dolması ile Gölçük Gölü meydana gelmiştir (Şekil 1.2.). Grabenleşme süreci Isparta ovasının neredeyse tamamen yükseltilerle çevrenmesine neden olmuştur. Bölgedeki en belirgin drenaj ağı olan Darıdere, bu dönemde oluşan tektonik hatlara paralel gelişmiştir. Bölgede özellikle patlamalı volkanizmanın etkili olduğu dönemlerde örtü şeklinde genellikle gevşek fakat yer yer



Şekil 1.2. Maar-tip krater ağzının çökmesi ve ilerleyen süreçte suyla dolması ile oluşan Gölçük Gölü'nden genel görünüm

sıkı tutturulmuş piroklastik kayalar oluşmuştur. İlerleyen süreçte erozyona bağlı işlevlerinin etkisiyle gevşek tutturulmuş piroklastiklerin yaygın olduğu bölgelerde yayvan topografya gelişirken, sıkı tutturulmuş piroklastiklerin bulunduğu alanlarda daha sarp ve peri bacalarını andırır morfolojiler ortaya çıkmıştır. Bölgedeki akarsuların debileri mevsimlere bağlı olarak değişiklikler gösterir. Kurak ve sıcak geçen yaz aylarında derelerin birçoğu kurumakla birlikte Darıdere ve Andık dere akışını sürdürmektedir.

#### **1.2.1.2. İklim ve bitki örtüsü**

Yöre genellikle Akdeniz iklimi ile karasal iklim etkisi altındadır. Genellikle iklim koşulları serttir ancak karasal iklimden daha yumuşaktır. Kış ayları soğuk ve yağışlı, yaz ayları sıcak ve kuraktır. Yöre bitki örtüsü bakımından genel olarak Akdeniz bitki örtüsünün özelliklerini yansıtır. Arazinin yüksek kesimlerinde çam ve meşe ağaçlarına rastlanır. Özellikle Gölçük Gölü çevresinde ve diğer bazı alanlarda ağaçlandırma çalışmaları yapılmaktadır. Yerleşim alanları çevresinde meyve, gül ve sebze bitkileri yetiştirilmektedir.

### **1.2.1.3. Ekonomik durum ve ulaşım**

Çalışma alanının ve yakın çevresinin yüksek ve engebeli kısımlarında, uygun tarım Őartları mevcut olmadığı için kkbaş hayvancılık ve kümes hayvancılığı yapılır. Engebenin düşük ve toprağın verimli olduğu ovalarda ise tarıma dayalı bir bölge ekonomisi gözlenir. Glclk ve meyvecilik en önemli tarım ürünleridir. Çalışma alanı ve yakın çevresi 25 nolu Devlet karayolu ile Antalya'ya, 82 nolu Devlet karayolu ile Konya'ya, 25-80 nolu karayolları ile Afyon'a, 23-80 nolu karayolları ile Denizli'ye bağlanmaktadır. Gölcük Gölü ise Isparta merkezine yaklaşık 8 km. uzaklıktadır.

## 2. KAYNAK ÖZETLERİ

Blumenthal (1963), bölgede geniş kapsamlı çalışmalar yapmış, Isparta büklümünü ve ofiyolitik kayaçların sürekliliğini göstermiştir.

Poisson et al., (1984), Isparta büklümü ile ilgili çalışmalarında, büklümün batı kanadında Beydağları karbonat platformunun, doğu kanadında ise Anamas-Akseki platformunun bulunduğunu, Antalya naplarının orijininin bu iki platform arasında yer alan pelajik basenden kaynaklandığını ileri sürmüşlerdir.

Karaman (1986), “Isparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri” adlı çalışmasında; söz konusu bölgenin temel jeolojik sorunlarını çözümlenmeye çalışmış, bölgede yüzeylenen kayaçların stratigrafik ilişkilerini ortaya koymuş ve bölgenin tektonik özellikleri ile jeolojik evrimini aydınlatmaya çalışmıştır.

Karaman vd. (1988), Isparta ilinin 10 km. kuzeyinde yer alan inceleme alanında Kretase-Tersiyer geçişindeki kayaçların stratigrafik-paleontolojik özelliklerini incelemiştir. Bölgede yer alan birimler başlıca Kretase ve Tersiyer yaşlı olmak üzere iki ayrı grup altında toplanmıştır.

Kazancı ve Karaman (1988), tarafından yapılan çalışmada Gölcük piroklastik istifinin fasiyes özellikleri ve bunların depolanma mekanizmaları tartışılmıştır. Volkanizma tipinin birden çok patlamalı olarak geliştiğini belirtmişlerdir. Yöredeki piroklastikleri meydana getiren volkanik patlama ve püskürmelerin karasal bir volkanizmanın ürünü olduğu belirlenmiştir. Volkanizmanın merkezi Gölcük gölü olarak kabul edilmiştir.

Yalçinkaya (1989), “Batı Torosların Jeolojisi” adlı doktora tez çalışmasında Triyas yaşlı (Akdağ kireçtaşı) kireçtaşının, Burdigaliyen (Miyosen) yaşlı Ağlasun Formasyonu üzerine Miyosen’ de etkili olan basınç gerilmeleri ile bindirdiğini belirtmiştir.

Bilgin vd. (1989), Isparta Gölcük yöresi kayaçlarının mineralojisi, petrografisi ve jeokimyasına yönelik çalışmalarında yöredeki magmatik ürünlerin volkanik ve piroklastik kayaçları kapsadığını, ultramafik kayaçların harzburjit ve serpantinlerden, volkanik kayaçların trakit, andezit, trakiandezitlerden, piroklastik kayaçların ise sıkı (kaynaklanmış) tuf, kül tuf ve pumislerden oluştuğunu belirtmişlerdir.

Karaman (1990), Isparta ili ile Ağlasun ilçesi arasında kalan yaklaşık 150 km<sup>2</sup>'lik bir alanın jeolojik haritasını yapılmış ve yöredeki kayaç topluluklarını otokton ve allokton konumlu olmak üzere 2 grupta toplamıştır. Bu gruplarda yer alan birimlerin birbiriyle olan stratigrafik-tektonik ilişkileri açıklanmaya çalışılmıştır. Bölgenin jeolojik yapısını ve tektonik morfolojisini önemli ölçüde değiştiren bindirme olayının Orta Miyosen'de gerçekleştiği belirlenmiştir.

Özgür vd. (1991), Isparta ilinin güneybatısındaki Gölcük yöresindeki volkanik kayaçları incelemiştir. Bu araştırmada Isparta yöresindeki yeraltı sularındaki yüksek florün kökeninin volkanik kayaçlar içindeki fluorapatit, flourit, biyotit, hornblend, proksen gibi mineral fazlarından ve bunların dışında kayaçların içinde bulunan volkanik camdan kaynaklandığını tespit etmiştir.

Görmüş ve Özkul (1995), "Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisi" adlı çalışmasıyla Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisini incelemiştir.

Yağmurlu vd. (1997), Isparta büklümünü aktif tektonik ve alkalin volkanizma açısından inceleyerek kuzeyde Afyon'dan başlayarak güneye doğru gençleşen bir volkanizmanın olduğu vurgulamışlardır. Volkanizmanın alkalin ve hiperalkalin olarak ayrıldığını ve latitik, trakitik, lösitik ve lamproitik karakterli kayaçların bölgede yüzeylendiğini belirtmişlerdir. Ayrıca Üst Miyosen-Alt Pliyosen'de kuzey-güney yönündeki horst-graben yapılarına paralel volkanizmanın geliştiğini, Afyon bölgesindeki volkanizmanın Afrika plakasının Anadolu plakası altına dalımı ile ilgili dalma-batma prosesini ile ilişkin kompresyonel rejimle geliştiğini, Isparta'da ise daha genç volkanizmanın grabenlerin K-G yönelimli faylarla ilişkili olduğunu savunmuşlardır.

Karaman (2000), “Tectono-stratigraphic outline of the Burdur-Isparta area” adlı çalışmasıyla, Isparta-Burdur dolaylarında yer alan jeolojik birimlerin tektono-stratigrafik özelliklerini ortaya koymuştur. Çalışmada yöredeki birimler otokton ve allokton olarak 2 sınıfa ayrılmıştır.

Görmüş et al. (2001), “The Miocene sequence characteristics and its contact relation to older rocks and lamprophyric dikes in the Dereboğazı area” adlı çalışmalarında Isparta bölgesindeki lamprofirik daykların mineralojisi ve jeokimyasını ortaya koyarak, Miyosen sonrası ekstansiyon ile ilişkili olduklarını ve jeokimyasal olarak minet olarak sınıflandırılabilirliklerini belirtmişlerdir.

Çoban et al. (2001), “Origin of fluorine in Afyon-Isparta volcanic district (SW Turkey): Is fluorophlogopite the key” adlı çalışmalarında, Isparta ve Afyon bölgesindeki içme sularında gözlenen yüksek flüorürün kökeni üzerinde çalışma yapmışlar ve yaptıkları araştırma ile, yüksek flor içeriğinin volkaniklerdeki biyotitlerden kaynaklandığını ve kaya-su etkileşimi ile kolayca biyotitten ayrılan flourün sulara karıştığını ortaya koymuşlardır.

Poison et al. (2003), Isparta Büklümü’nün tektonik gelişimi ile ilgili yaptıkları jeolojik yorumda; tabandan en üste doğru önce Beydağları otoktonunun sonra Geç Kretase-Paleosen’de Antalya napının (Isparta Çay formasyonu) bölgeye yerleştiği, Erken-Orta Miyosen’de denizel tortullaşmanın Antalya napı ve Beydağları karbonat platformu üzerinde uyumsuz olarak geliştiğini belirtmiştir.

Çoban (2003), “Gölcük (Isparta) volkanitlerinin gelişiminde ultrapotasik affiniteye ilişkin yeni veriler” adlı çalışmasıyla bölgedeki lamprofirik daykları ilk kez tanımlanmış ve ekstansiyon ilişkili olduklarını belirtmiştir.

Çoban et al. (2003), “Post-Miocene tectonism, volcanism and sedimentation within Isparta region” adlı çalışmalarında Isparta bölgesindeki Post Miyosen’de tektonizma, volkanizma ve sedimantasyonun birlikte geliştiğini ortaya koymuşlardır.



Kumral vd. (2005), yaptıkları çalışma ile, Gölcük volkanik kayaçlarından ojit trakit ve porfirik trakit ile trakiandezit ve tefrifonolit dayklarını mineralojik, petrografik ve jeokimyasal olarak incelenmişlerdir. Sığ seviyeli bir magma ocağı ile ilişkili olduklarını söylemişlerdir.

Bilgin vd. (2005), “Isparta Gölcük Volkanizmasının Çevresel ve Ekonomik Değerlendirilmesi” adlı incelemede trakiandezitlerin oluşumunu ve yapıtaşı olarak kullanılabileceğini değerlendirmişlerdir.

Çoban (2005), yaptığı çalışmada Isparta volkanizmasında yaş, jeokimyasal ve izotopik çalışmalar yapmış ve volkaniklerin 6 ile 3.8 milyon yıl arasında geliştiğini, buna karşın Gölcük patlamalı ürünlerinin ve piroklastiklerinin Pliyosen-Pleyistosen döneminde türediğini belirtmiştir. Ayrıca litosferik manto ile astenosferik matonun kökenlerinde etkili olduğunu belirtmiştir.

Çoban vd. (2006, 2007), Isparta güneyindeki Bucak lamproitlerin mineralojisi ve petrolojisini incelemişler ve bu kayaçların kuvvetli olarak okyanusal yay bazaltlarına benzerlik gösterip anorojenik karakterli olduklarını vurgulamışlardır. Ayrıca flogopit içeren kıta altı litosferik manto ile astenosferik manto katkılarının kökenlerinde rol oynadıklarını belirtmişlerdir.

Çoban (2007), çarpışma sonrası bazalt mağmalarının Batı, İç ve Doğu Anadoludaki fraksiyonlaşmasını inceleyerek, Batı Anadolu bazaltlarının düşük basınç fraksiyonlaşması ile oluştuklarını belirtmiştir.

Kumral et al. (2007), “Th, U and LREE-bearing grossular, chromian ferriallanite-(Ce) and chromian cerite-(Ce) in skarn xenoliths ejected from the Gölcük maar crater” adlı çalışmalarında; Gölcük kraterindeki tefraların içindeki skarn ksenolitler ile ilgili kapsamlı çalışmalar yapılmış ve bu ksenolitlerin vezüviyanit, olivin, klinoprosken ve granat içerdiklerini ortaya koymuşlardır. Ayrıca yüksek kromlu Th ve U içeren cerit mineralini belirleyerek, bu ksenolitlerin yüksek nadir toprak element içerdiklerini ve bunu alkali magma ile karbonat yan kayaç kontağında skarn gelişimi olarak açıklamışlardır.

Sagular ve oban (2009), “Antalya Neojen Havzasındaki Volkanik Tüflü Denizel Kırıntılıların Nannofosillere Dayanan Kronostratigrafik Yorumu” adlı çalışmalarında Antalya yolu üzerindeki çamurtaşları aratabakalı bir tüf serisi belirleyerek, nanofosillere göre bu tüflerin 4-4,5 my. yaşlı olduklarını ve büyük olasılıkla Gölcük kraterinden türeyip bu volkanizmanın ilk patlama safhasının bu döneme karşılık gelebileceğini ortaya koymuşlardır.

Elitok et al. (2009), yaptıkları çalışmada Isparta-Gölcük volkanizmasının kökenini ve jeodinamik gelişimini değerlendirmişlerdir. Gölcük volkaniklerini kaldera içi ve kaldera dışı olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Kaldera dışı kayaların lamprofir özellikte, kaldera içi kayalarının bazanitik özellikte olduklarını belirtmişler ve astenosferik etkilerin gençleşme arttıkça daha etken olduğunu vurgulamışlardır.

### 3. MATERYAL VE YÖNTEM

Bu tez çalışması 2008 ve 2009 yıllarında arazi çalışmaları ve laboratuvar araştırmaları olarak iki bölüm altında gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmalarında 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalardan yararlanılmıştır. Bölgenin jeoloji haritası Gölcük volkanizmasının bütün ürünlerini kapsayacak şekilde literatürden deneştirilerek hazırlanmıştır. Gölcük volkanizmasına ait Yazır köyü çevresindeki volkaniklerde litolojik gözlemler ve numune alım çalışmaları yapılmıştır. Sahadan alınan örneklerin ince kesitleri hazırlanmış ve bu ince kesitlerden ilgili kayaç örneklerinin petrografik tanımlamaları yapılmıştır. Petrografik gözlemler dijital olarak fotoğraflanmış ve değerlendirilmiştir. Yazır volkaniklerinden alınan kaya örneklerinin ana-oksit, iz element ve REE analizleri ACME (Kanada) laboratuvarında, volkaniklerin mineral fazlarının (olivin, spinel, klinoproksen, amfibol ve feldispat) elektron mikroprob analizleri Georgia Üniversitesi (ABD) laboratuvarında, volkaniklerin tüm kaya oksijen izotop analizleri ise İskoçya Üniversitesi Çevre Araştırma Merkezi laboratuvarında yaptırılmıştır. Yapılan saha ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen jeolojik, petrografik, jeokimyasal ve izotopik veriler literatür eşliğinde değerlendirilmiş ve rapor olarak sunulmuştur.

## 4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

### 4.1. Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Stratigrafisi

Çalışma alanı ve yakın çevresinde, farklı yaş ve litolojilerle temsil edilen, farklı ortam koşulları yansıtan çökel kaya toplulukları ile magmatik kayalar yer almaktadır. Bunlar otokton ve allokton konumludurlar. Otokton birimler yaşlıdan gence doğru; Söbütepe kireçtaşı, Kayıköy formasyonu, Yazır formasyonu, Ağlasun formasyonu, Aksu formasyonu, Gölcük volkanikleri, Gölcük piroklastikleri ve alüvyondur. Allokton birimler ise Isparta ofiyolit karışığı ve Akdağ kireçtaşlarıdır (Şekil 4.1.). Ayırtlanan otokton ve allokton birimlerin stratigrafik konumları jeolojik yaş ve dokanak ilişkilerine göre literatürden denestirilerek sunulmuştur.

#### 4.1.1. Otokton birimler

##### 4.1.1.1. Söbütepe kireçtaşı (Krs)

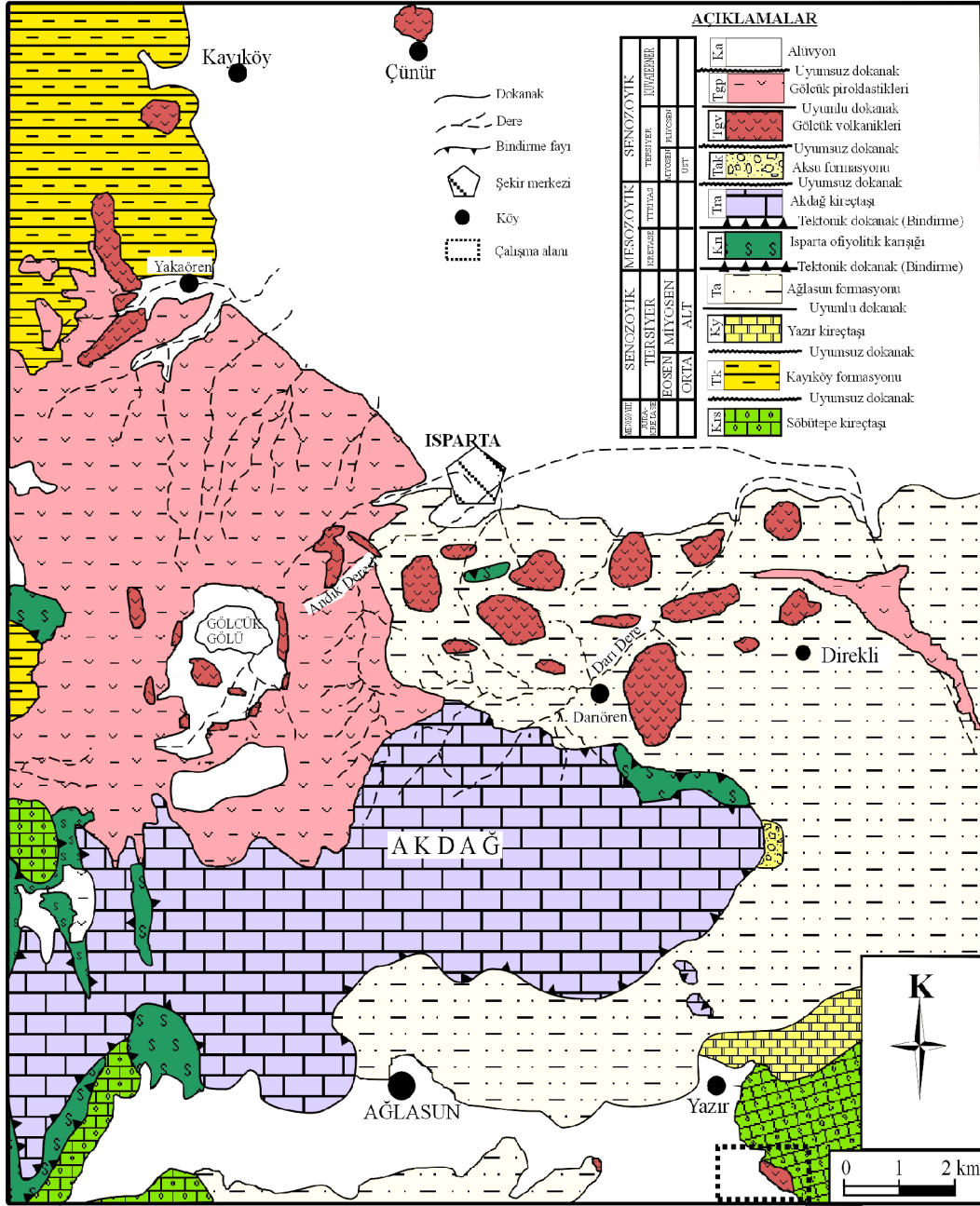
**Tanım ve yayılım:** İsmi en iyi gözleendiği yer olan Büyük Söbü Tepe'den alan birim, ilk kez Karaman vd. (1988) tarafından formasyon mertebesinde, Yalçinkaya (1989) tarafından üye mertebesinde isimlendirilmiştir. Karaman (1994) tarafından yapılan son incelemede ise Söbüdağ kireçtaşı ismi Söbüdağ formasyonu olarak kullanılmıştır. Görmüş ve Özkul (1995) yaptıkları çalışmada; birimin taban sınırının belli olmaması ve istifin Davras kireçtaşlarının üst düzeylerini oluşturması nedeniyle birimi Davras kireçtaşlarının Söbüdağ kireçtaşı üyesi olarak değerlendirmişlerdir. Gutnic et al. (1979) ve Karaman (1990) tarafından Ağlasun dolaylarında tanımlanan Erenler kireçtaşının, birimin sinonimi olabileceği düşünülmektedir (Görmüş ve Özkul, 1995). Bu çalışmada Söbütepe kireçtaşı ismi benimsenmiştir. Birim harita alanında Gölcük Gölü'nün güneybatısında ve çalışma alanının yakın çevresi olan Yazır köyünün güney ve güneydoğusunda, ayrıca Ağlasun'un güney ve güneybatısında mostra vermektedir (Şekil 4.2.).

ÜST SİSTEM		SENZOYİK		MESOZOYİK		SENZOYİK		LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SİSTEM	SERİ	TERSIYER — KUVARNER	MIYOSEN	KRETAZE	TERSIYER	MIYOSEN	TERSIYER		
KALINLIK(m)	SİMGE	FORMASYON	MIYOSEN ÜST	KRI	TRA	TAK	TA		
300 m.	Ka	Alüvyon							Alüvyon
20-400 m.	Tgp	Gölcük proklastikleri							Uyumsuz dokanak Kül tuf, pomza, kaynaklanmış tuf
10-100 m.	Tgv	Gölcük volkanikleri							Uyumlu dokanak Trakit, trakiandezit, trakibazalt, fonolit, tefrifonolit, lamprofir
	Tak	Aksu formasyonu							Uyumsuz dokanak Konglomera
	Tra	Akdağ kireçtaşı							Uyumsuz dokanak Rekristalize kireçtaşı
500 m.	Krı	Isparta ofiyolit karışığı							Tektonik dokanak (Bindirme) Serpantin, gabro, diyabaz, çört, radyolarit
500 m.	Ta	Ağlasun formasyonu							Tektonik dokanak (Bindirme) Kumtaşı-kiltaşı ardalanması
100 m.	Ky	Yazır formasyonu							Uyumlu dokanak Kireçtaşı ve yer yer kiltaşı, şeyli
700 m.	Tk	Kayıköy formasyonu							Uyumsuz dokanak Konglomera, kumtaşı, kiltaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşı, çamurtaşı
400 m.	Krs	Söbütepe kireçtaşı							Uyumsuz dokanak Kireçtaşı

Şekil 4.1. Çalışma alanı ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti

**Litoloji:** Arazi gözlemlerinde bej, krem, gri, açık kahve ve kirli sarı renklere gözlenen masif kireçtaşları 0,5 ile 4 m. arasında değişen tabakalanma sunmaktadır.

**Kalınlık:** Birimi Söbütepe formasyonu olarak değerlendiren Şenel (1997) bölgedeki aşınma nedeniyle birim kalınlığının 0-400 m. arasında değiştiğini belirtmiştir. Karaman (2000) ise birimin kalınlığı 500 m. olarak vermiştir.



Şekil 4.2. Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeolojik haritası (Poisson, 1994 ve Şenel, 1997'den değiştirilerek alınmıştır)

**Dokanak ilişkisi:** Birimin alt dokanağı çalışma alanında gözlenmemektedir. Üst dokanağı ise Yazır formasyonu ile aşılal uyumsuzluğa sahiptir (Bkz. Şekil 4.1.).

**Yaş:** Karaman vd. (1988) tarafından tespit edilen fosillerin yanı sıra Görmüş ve Özkul (1995) yaptıkları çalışmada; Cuneolina sp., Biloculina sp. ve rotaliid fosillerini

tespit etmişlerdir. Daha önceden belirtilen (Karaman vd., 1988; Yıldız ve Toker, 1991) fosillere göre birimin yaşının Senomoniyen-Turoniyen (Üst Kretase) olduğu belirtilmiştir (Görmüş ve Özkul, 1995).

**Ortam:** Litoloji ve fauna özellikleri dikkate alındığında sık, yer yer de lagüner bir ortamda çökeldiği söylenebilir. Çünkü miliolidlerin bol oranda gözlenmesinin lagüner bir ortamı gösterdiği bilinmektedir (Görmüş ve Özkul, 1995).

#### **4.1.1.2. Kayıköy formasyonu (Tk)**

**Tanım ve yayılım:** Gutnic et al. (1979) tarafından Isparta çevresindeki Eosen yaşlı filiş çökelleri için Isparta filiş ismi kullanılmıştır. Daha sonraki çalışmalarda birimin adı, özelliklerinin en iyi şekilde gözlendiği Kayıköy yerleşim merkezi dikkate alınarak Karaman vd. (1988) tarafından Kayıköy formasyonu olarak değiştirilmiştir. Bu çalışmada Karaman vd. (1988) tarafından kullanılan adlama benimsenmiştir. Birim harita alanında Kayıköy ve çevresinde mostra vermektedir (Bkz. Şekil 4.2.).

**Litoloji:** Formasyonun egemen kaya türünü kumtaşı, kumlu çakıltası, çakıltası, detritik kireçtaşı ile kıltaşı, killi kireçtaşı ve çamurtaşı oluşturur. Bu değişik kaya türleri yanal ve düşey yönde geçişler sunmaktadır. Birim genel olarak açık gri, yeşil ve kirli sarı renklerde gözlenmektedir. Genel olarak alt seviyelerde izlenen kumtaşları açık yeşil, sarımsı boz ve gri renkli olup ince tabakalı ve kaba tanelidir. Detritik kireçtaşları ise orta-kalın katmanlı olmakla birlikte açık krem ve kirli beyaz renkleri sunmaktadır. Birimin mikrofosillerce zengin orta-kalın katmanlı açık sarı, krem renkli kireçtaşlarından oluşan seviyeleri Delikarası üyesi olarak, açık sarı, krem renkli killi-kumlu kireçtaşları ile kumtaşı ve konglomeradan oluşan seviyeleri ise Havdan üyesi olarak belirtilmiştir (Karaman, 2000).

**Kalınlık:** Birimin kalınlığının genel olarak 700 m. civarında olduğu, ayrıca Delikarası üyesinin 75 m., Havdan üyesinin ise 75 ile 150 m. arasında değişen kalınlıklar sunduğu belirtilmiştir (Karaman, 2000).

**Dokanak ilişkisi:** Birimin alt dokanağı çalışma alanında gözlenememektedir. Üst dokanağı ise Yazır formasyonu ile uyumsuzdur (Bkz. Şekil 4.1.).

**Yaş:** Karaman (2000) birimin içerdiği Alveolina s.p., Nummulites s.p., Assilina s.p. ve Discocyclina s.p. gibi fosilere dayanarak Kayıköy Formasyonunun yaşını Orta Eosen olarak, Karaman vd. (1982) ile Sirel ve Acar (1982), birimin içerdiği Triloculina s.p., Rotalia s.p, Amphistegna s.p ve Discocyclina s.p. gibi mikrofosillere dayanarak Delikarası üyesinin yaşını Üst Eosen olarak, Rahaghi (1978), Sirel ve Acar (1982) birimin içerdiği Rotalia s.p., Discocyclina s.p., Lithothamnium s.p., Lithophyllum s.p, Operculina s.p ve Nummulites s.p gibi fosillere dayanarak Havdan üyesinin yaşını Üst Eosen olarak belirlemiştir.

**Ortam:** Birimin daha önce sığ ortamda çökeldiği (Karaman vd., 1988) belirtilmesine rağmen açık denizde çökeldiğini öne sürenlerde (Gutnic et al., 1979) bulunmaktadır. Geç Kretase'den süregelen deniz şartlarının Eosen'e kadar devam ettiği söylenebilir. Nitekim globigerinli çamurların derin denizi işaret ettiği bilinmektedir. Bununla beraber Nummulitli kumtaşı düzeyleri türbiditik akıntılarla havzaya taşınmışlardır (Görmüş ve Özkul, 1995).

#### **4.1.1.3. Yazır formasyonu (Ty)**

**Tanım ve yayılım:** Birimi, Poison ve Poignant (1974) ile Akay vd. (1985) Karabayır formasyonu, Yalçinkaya vd. (1986) Atabey formasyonu, Yalçinkaya (1989)İRmezi kireçtaşı, Karaman (1990) ise Yazır formasyonu olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada Karaman (1990)'ın adlaması dikkate alınmıştır. Birim ismini Isparta'nın güneydoğusunda yer alan Yazır köyünden almıştır. Çalışma alanında Yazır köyünün kuzeyi ve kuzeydoğusunda yayılım gösterir (Bkz. Şekil 4.2.).

**Litoloji:** Birim genel olarak makrofosillerce zengin koyu gri renkli resifal kireçtaşları ile temsil edilir. Bazı bölgelerde koyu gri-siyah renkli kumlu kireçtaşı, ince tabakalı ve laminalı killi kireçtaşı, kiltası ve şeyl içermektedir. Genellikle masif görümlü ve orta-kalın katmanlı olan birim tektonik süreçlerden fazlaca etkilendiğinden içerisinde kalsit damarları gelişmiştir.



**Kalınlık:** Karaman (2000) tarafından formasyonun kalınlığının 75-100 m. arasında değiştiği belirtilmiştir.

**Dokanak ilişkisi:** Yazır köyünün doğusunda, birimin alt dokanağı yaşlı birimlerle açısız uyumsuzluğa sahip olmakla birlikte üst dokanağı Ağlasun formasyonu ile uyumludur (Bkz. Şekil 4.1.).

**Yaş:** Karaman (2000), birimin içerdiği *Lepidocyclina* s.p, *Miogyopsine* s.p, *Globoratalna* s.p, *Globigerina* s.p. ve *Gypsina* s.p. gibi fosillere dayanarak birimin yaşını Akitanien (Alt Miyosen) olarak tespit etmiştir.

#### **4.1.1.4. Ağlasun formasyonu (Ta)**

**Tanım ve yayılım:** Akbulut (1980), formasyonu Isparta çayı yakınlarındaki Güneyce köyünden isimlendirerek Güneyce formasyonu olarak belirtmiştir. Şenel vd. (1981) Teke toroslarında Miyosen çökelleri için Salır formasyonu adını kullanmışlardır. Beydağları ile Susuz Dağ civarlarındaki Miyosen stratigrafisi Hayward (1982) tarafından ayrıntılı bir şekilde ortaya konmuştur. Gutnic et al. (1979) tarafından da Isparta çevresindeki Miyosen yaşlı tortullar, Burdigaliyen filisi olarak adlandırılmıştır. İstif daha sonraları Yalçinkaya vd. (1986), Yalçinkaya (1989) ve Karaman (1990) tarafından Isparta-Ağlasun arasındaki Miyosen yaşlı filişler için Ağlasun formasyonu şeklinde isimlendirilmiştir (Görmüş ve Özkul 1995). Bu çalışmada Ağlasun formasyonu ismi kullanılmıştır. Birim harita alanında Isparta ile Ağlasun arasında geniş bir alanda yayılım göstermektedir (Bkz. Şekil 4.2.).

**Litoloji:** Kumtaşı-kiltaşı ardalanması ile temsil edilen birim arazi gözlemlerinde açık sarı, kahverengi, gri ve yeşilimsi tonlarında gözlenir. Kumtaşı taneleri 0,01-0,3 mm arasında değişen boylarda hakim olarak karbonat kaya kırıntısı ve daha az oranda kuvarstan oluşur. Ayrıca kumtaşları kalsit ve kloritte içerebilir. Kumtaşları 10 cm ile 50 cm arasında değişen kalınlıklarda düzgün bir tabakalanma sunarlar. Kumtaşları şeyl ve kilttaşlarına göre daha dayanıklı olmaları sebebiyle mostrada çıkıntı oluşturan tabakalar şeklinde gözlenirler. Kumtaşlarının tabaka yüzeylerinde pek çok

sedimanter yapı gözlenmektedir. Bunlar oygu dolgu izleri, sürünme izleri, akıntı izleri ve çarpma sekme izleridir. Kumtaşlarının ana bileşenlerini kuvars çört ve karbonat kaya kırıntıları oluşturur. Kuvarlar genelde özşekilsizdir. Kaya kırıntılarını ağırlıklı olarak kireçtaşı ve çört oluşturmaktadır. Ayrıca istif içerisinde yer yer konglomera ve marn düzeyleri de görülür (Görmüş ve Özkul, 1995).

**Kalınlık:** Daha önceki çalışmalarda (Yalçınkaya, 1989; Karaman, 1990) birimin kalınlığı 500 m. civarında tahmin edilmiş olup, Ağlasun çevresinde 1.500 m. kalınlığa ulaştığı belirtilmiştir (Görmüş ve Özkul, 1995).

**Dokanak ilişkisi:** Ağlasun formasyonu, Akitanıyen yaşlı Yazır formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunmaktadır. Akdağ kireçtaşları ve Isparta ofiyolit karışığı tarafından tektonik olarak üstlenir (Bkz. Şekil 4.1.).

Darıören çevresinde, Ağlasun formasyonu Gölcük volkanik kayaları tarafından kesilmiştir. Bu nedenle volkanik kayalarla ayrımlı kaya uyumsuzluğu vardır.

**Yaş:** Karaman (2000), birimin içerdiği *Lepidocyclina* sp., *Miogyptina* cf., *Amphistegna* sp. ve *Nodosaria* sp. gibi fosillere dayanarak birimin yaşını Burdigaliyen (Alt Miyosen) olarak belirtmiştir.

**Ortam:** İstifin derin deniz içerisinde çökeldiği düşünülür. Tabanındaki resifal karakterdeki kireçtaşları, Miyosen başlangıcında belirgin sığ bir ortamın yer yer geliştiğini de işaret eder (Görmüş ve Özkul, 1995).

#### **4.1.1.5. Aksu formasyonu (Tak)**

**Tanım ve yayılım:** Birim ilk kez, Poisson (1977) tarafından Aksu formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da Aksu formasyonu ismi benimsenmiştir. Birim, Gölcük krater gölünün batısında ve Direkli köyünün güneyinde dar bir alanda mostra vermektedir (Bkz. Şekil 4.2.).

**Litoloji:** Birim masif, kalın, yerel olarak orta tabakalı, orta-iyi boylanmalı, yer yer kötü boylanmalı, yuvarlak ve yarı yuvarlak, bazen köşeli çakıllı ve yer yer bloklü konglomeralardan oluşur (Şenel, 1997).

**Kalınlık:** Birimin çalışma alanında gözlenen kalınlığı birkaç on metre ile sınırlıdır.

**Dokanak ilişkisi:** Birim, Akdağ kireçtaşlarını ve Ağlasun formasyonunu uyumsuz olarak üzerler. Üst dokanağında ise, ayrımlı kaya uyumsuzluğuyla Gölcük piroklastikleri yer alır (Bkz. Şekil 4.1.). Harita alanının batısında volkanikler tarafından kesildikleri gözlenir.

**Yaş:** Birimin yaşı Tortoniyen (Üst Miyosen) olarak belirtmiştir (Şenel, 1997).

**Ortam:** Molas karakterinde olan birim sığ ortamda çökelmiştir. Isparta kuzeyinde ise karasal girdiler söz konusudur (Şenel, 1997).

#### **4.1.1.6. Gölcük volkanikleri (Tgv)**

**Tanım ve yayılım:** Gölcük volkanizması ile ilişkili birimler volkanik kayaç ve piroklastik kayaç ayırtlaması yapılmaksızın Gölcük Kaldera Gölü'ne atfen Poisson (1977) tarafından Gölcük volkanitleri olarak tanımlanmıştır. Gölcük volkanizması patlamalı-maar tip bir volkanik merkezdir (Kazancı ve Karaman, 1988; Nemeç et al., 1998). Gölcük krater gölü ve çevreleyen alanlarda (a) lav ve dayk şeklinde yerleşim sunan volkanik kayaçlar ile (b) başlıca kül tuf, pomza, kaynaklanmış tuf, lapilli ve volkanik bomba şeklinde gözlenen piroklastik birimler geniş yayılımlar sunar. Bu çalışmada Gölcük volkanizmasına ait birimler Gölcük volkanikleri ve Gölcük piroklastikleri olarak ayırtlanarak incelenmiştir. Gölcük volkaniklerine ait litolojiler genel olarak Isparta il merkezi çevresinde yayılım sunmaktadır. Bunlar Kayıköy güneyinde trakibazalt, Gölcük Gölü çevresinde fonolit ve trakit, Darıören çevresinde trakit, Direkli köyü kuzeyinde tefrifonolit, Yazır köyü güneydoğusunda ise trakiandezit karakterde mostra vermektedir. Lamprofirler ise Darıören, Hüseyin Kışla Tepe, Direkli yolu ve Darıören çevresinde gözlenmektedir (Bkz. Şekil 4.2.).

**Litoloji petrografi:** Gölcük volkanizması genel olarak trakitik ve trakiandezitik bileşimlidir. Ancak bunlara ilave olarak kısmen farklı volkanik kayalarda bulunmaktadır. Gölcük volkanik kayalarına ait litolojiler yaygın olarak 6 (altı) farklı kaya birimini kapsar.

- Trakit
- Trakiandezit
- Trakibazalt
- Fonolit
- Tefrifonolit
- Lamprofir

**Trakit:** Çalışma alanında Dariören köyü güneydoğusunda ve Gölcük Gölü güneyindeki Pilav Tepe’de yaygın olarak gözlenirler (Şekil 4.3.). El örneklerinde beyazımsı açık gri renkte gözlenirler. Trakitlerin mineralojik bileşimi; alkali feldispat (sanidin), klinoproksen, biyotit, az miktarda amfibol (hornblend), apatit ve opak minerallerden (Fe-oksitler) oluşur. Özellikle iri sanidin fenokristallerinin yaygın olduğu porfiritik doku sunarlar (Şekil 4.4.).



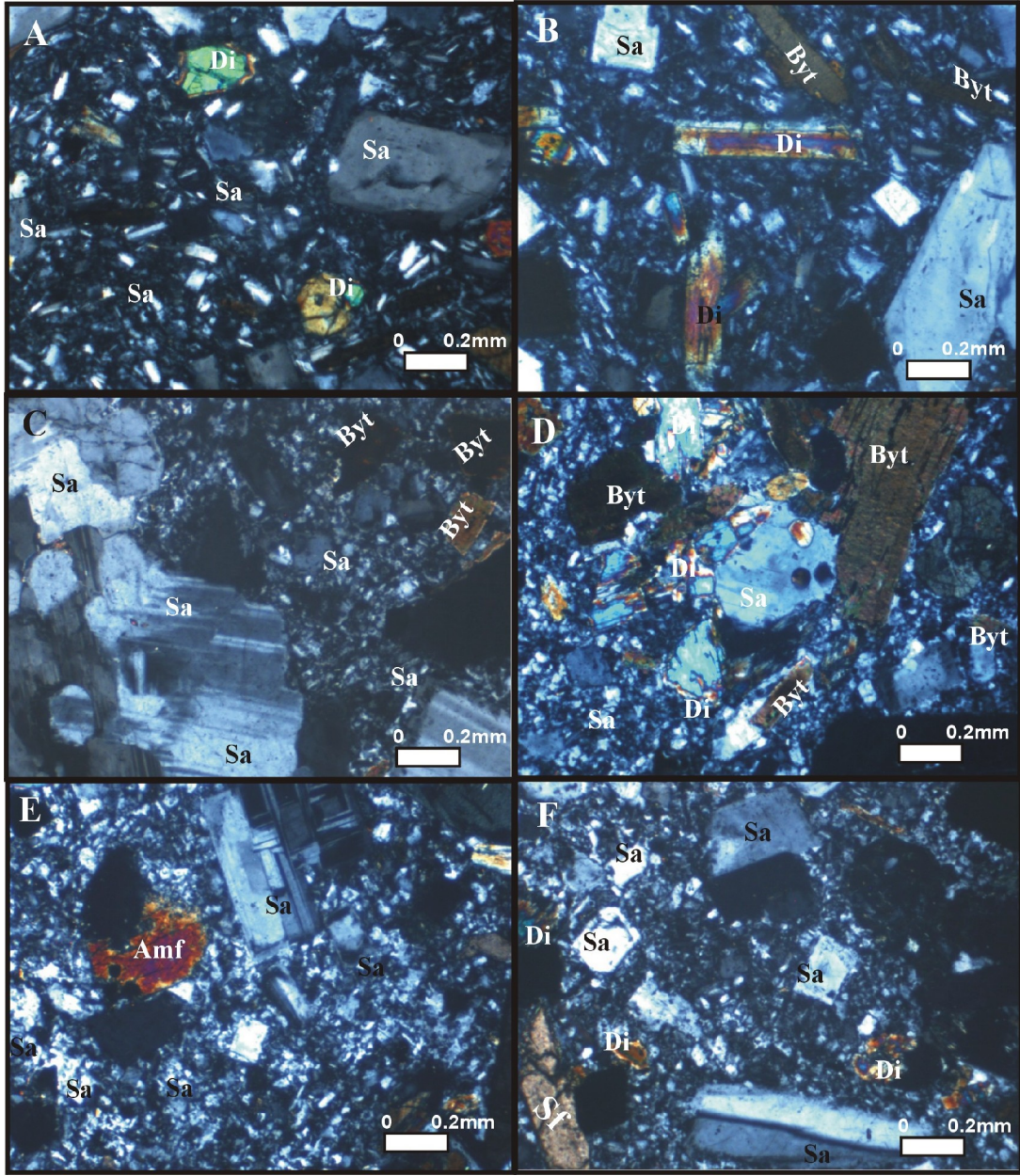
Şekil 4.3. Gölcük volkaniklerinden trakitlerin arazi görünümü (yer: Gölcük Krater Gölü güneyi - Pilav Tepe)



Şekil 4.4. Trakitlerin el örneğinden bir görünüm (örnek lokasyonu: Dartören köyü güneyi)

Kayacın hamuru genellikle mikrokristalin sanidinlerden oluşur. Ancak yer yer camsal hamurun varlığı da tespit edilmiştir. Trakitlerde gaz boşluklarına pek rastlanılmamıştır. Alkali feldispatları genellikle sanidin temsil etmektedir. Sanidinler gerek fenokristal halinde, gerekse hamur içerisinde mikrokristaller halinde bulunmaktadır. İri sanidin kristalleri yine sanidinden oluşan ince taneli sanidin hamuru içerisinde yer alırlar. İnce kesitlerde sanidin tipik olarak karlspat ikizlenmeli olarak bulunmaktadır (Şekil 4.5. a-f).

Trakitlerde en yaygın koyu renkli mineral biyotittir. Biyotitler genel olarak prizmatik şekilleri, tek yönde dilinimleri ve pleokroik olmaları ile tanınırlar. İdiyomorf bir şekle sahip olan biyotit çoğunlukla magmanın korozif etkilerini taşır. Bu etkiler nedeniyle mineralin köşelerinde yuvarlaklaşma ve kenarlarında bir koyulaşma, hatta opaklaşma gözlenmektedir. Trakitlerde bulunan proksenler ise genel olarak diyopsit bileşiminde olup, eğik sönmeleri ile kolay tanınırlar. Nadir olarak gözlenen sfenler eşkenar dörtgen formları ile kolayca ayırt edilmektedirler (Şekil 4.5. f)



Şekil 4.5. Trakitlerin ince kesit görünüşleri (mikro kristalen sanidinler içerisinde diyopsit (a-f), biyotit (b, c, d), amfibol (e), sfen (f) ve sanidin (a-f) fenokristallerinin görünüşleri (çift nikol), örnek lokasyonu: Pilav Tepe (Gölcük Gölü güneyi). Sa: sanidin, Di: diyopsit, Byt: Biyotit, Amf: amfibol, Sf: Sfen)

**Trakiandezit:** Bu tez çalışmasının asıl konusunu oluşturan ve Yazır çevresinde gözlenen birim ile ilgili olarak bölüm 4.2.'de ayrıntılı bilgiler verilmiştir.

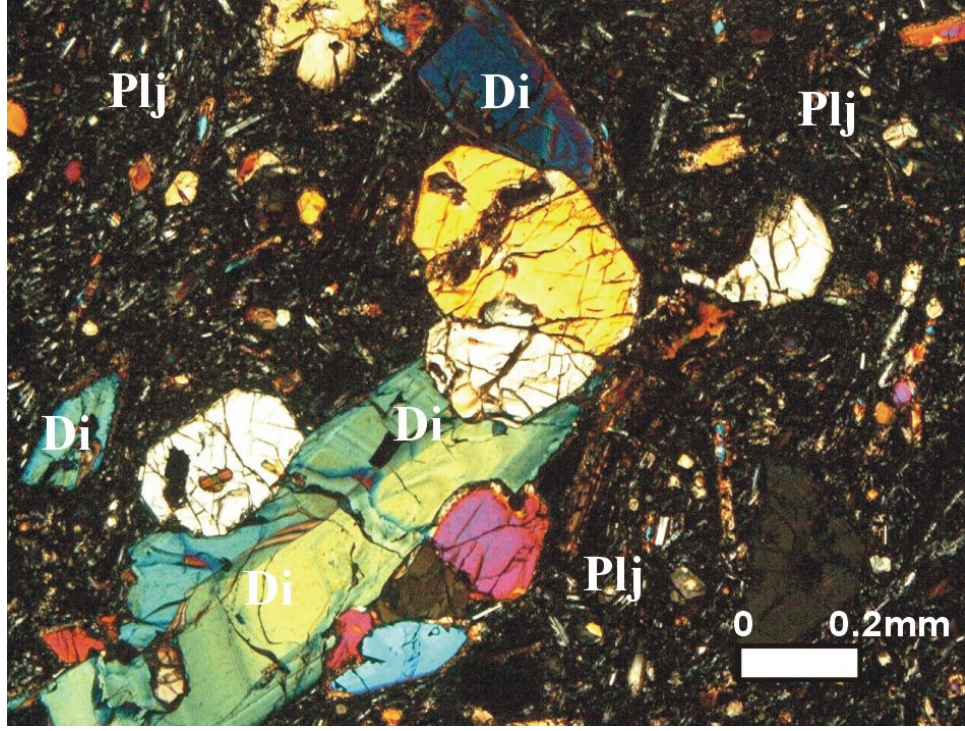
**Trakibazalt:** Trakibazaltlar Kayıköy çevresinde gözlenmektedir (Şekil 4.6). Kayaç el örneklerinde afanatik dokusu ve siyah rengi ile karakterize olur. Yoğun gaz

boşlukları içerir. Kayacın mineralojik bileşimini plajyoklaz, klinoproksen, biyotit ve opak mineraller oluşturur. Klinoproksenler diyopsit bileşiminde olup eğik sönme gösterirler ve hem fenokristal olarak hem de hamurun içinde küçük kristal olarak bulunmaktadır. Plajyoklaz mikrolitleri volkan camı ile birlikte kayacın hamurunu oluşturur (Şekil 4.7.). Biyotitler genelde küçük idiomorf kristaller halinde bulunmaktadır ve çoğunlukla opak minerallere altere olmuşlardır.

**Fonolit:** Çalışma alanında Gölcük Gölü doğusunda yaygın olarak gözlenirler (Şekil 4.8). El örneklerinde genel olarak koyu gri renkler ve porfirik doku sunmaktadırlar. Kayacın mineralojik bileşimini alkali feldispat (sanidin), plajyoklaz, klinoproksen ve volkan camı oluşturur. Plajyoklazlar genel olarak hamur içinde mikrolit olarak görülmektedir. Kayaç içindeki plajyoklazların yaklaşık paralel olarak dizilimi sonucu akma dokusu ortaya çıkmaktadır. Sanidinler tipik karlspat ikizlenmesi ile tanınırlar. Klinoproksenler ise genel olarak diyopsit bileşiminde ve idiomorf kristallere sahip olup, eğik sönme gösterirler (Şekil 4.9. a, d).



Şekil 4.6. Trakibazaltların arazi görünümü (yer: Kayköy güneyi)

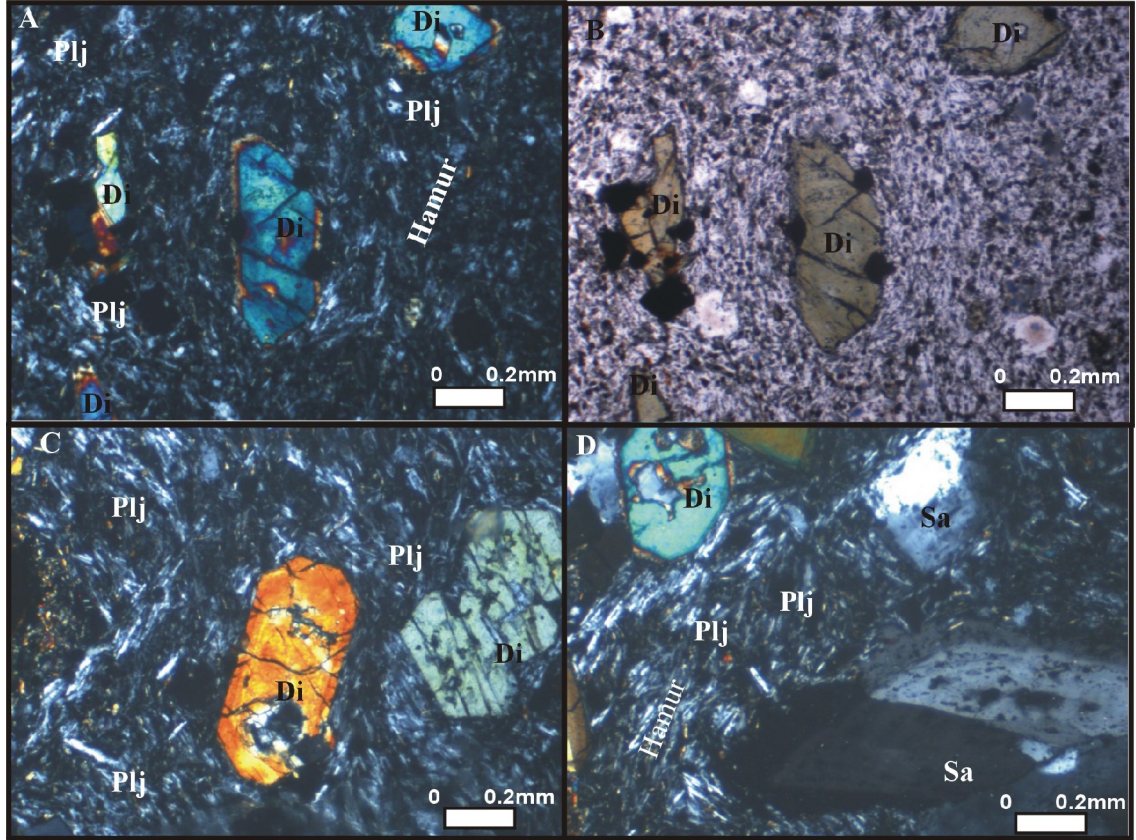


Şekil 4.7. Trakibazaltların ince kesit görünümü; plajiolaz ve diyopsit mikrokristalleri içerisindeki diyopsit (Di) fenokristalleri (çift nikol), örnek lokasyonu: Kayıköy güneyi



Şekil 4.8. Gölçük Gölü'nün doğusunda yer alan fonolitlerin arazi görünümü





Şekil 4.9. Fonoilitlerin ince kesit görünüşleri; (a) plajyoklaz mikrolitleri içerisinde diyopsit fenokristallerinin çift nikol görünümü, (b) aynı kesitin tek nikol görünümü, (c) mikrolitik hamur içerisinde bulunan öz şekilli diyopsit fenokristallerinin çift nikol görünümü, (d) kayadaki diyopsit minerallerine ek olarak gözlenen sanidin fenokristallerinin çift nikol görünümü, örnek lokasyonu: Gölcük Gölü doğusu, Sa: sanidin, Di: diyopsit, Plj: plajyoklaz

**Tefrifonolit:** Tefrifonolitler Direkli köyü kuzeyinde yaygın olarak mostra verirler. Bu kayalar genellikle masif yapıda olup, yan kayaç dokanağında hızlı soğumaya bağlı olarak bol miktarda soğuma çatlağı içermektedirler (Şekil 4.10., 4.11.). Ayrışma yüzeylerinde koyu grimsi, taze yüzeylerinde açık grimsi olarak gözlenirler. Tefrifonolitler tipik olarak porfirik doku sunarlar. Mineralojik bileşimleri sanidin, plajyoklaz, klinoprosen, amfibol, kalsit ve Fe-oksitlerden oluşur (Şekil 4.12.).

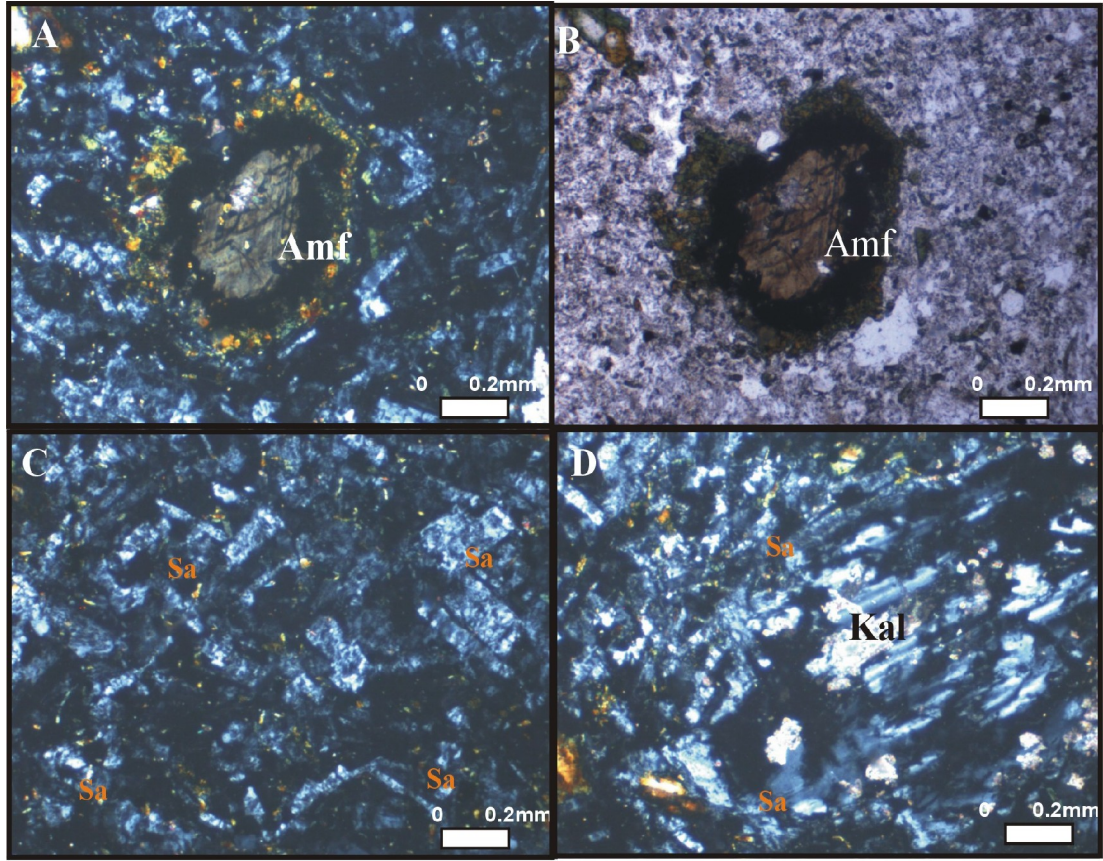
**Lamprofir:** Bu kayalar Hüseyin Kışla Tepe, Direkli yolu ve Darıören çevresinde gözlenir. Lamprofirler taze yüzeylerinde gri renkte olup, ayrılmış yüzeylerinde sarımsı yeşil renk sunarlar. Genel olarak porfirik dokuludurlar. Koyu renkli mineral



Şekil 4.10. Tefrifonolitlerin arazi görünümü (yer: Direkli köyü kuzeyi)



Şekil 4.11. Tefrifonolitlerde ani soğuma sonucu gelişen soğuma çatlakları (yer: Direkli köyü kuzeyi)



Şekil 4.12. Tefrifonolitlerin ince kesit görünüşleri (sanidin mikrolitleri içerisinde kenarları opaklaşmış amfibol fenokristalinin (a) çift nikol, (b) tek nikol görünüşü, (c) sanidinden oluşmuş mikrolitik hamur, (d) feldispatların alterasyonu sonucu oluşan kalsit mineralinin görünüşü, örnek lokasyonu: Sav kasabasının doğusu, Sa: sanidin, amf: amfibol, kal: kalsit)

bakımından zengin bir bileşime sahip olan lamprofirlerin yoğun mika içerikleri tanıtman özellikleridir. Lamprofirlerde bol olarak bulunan mika (flogopit) ve sanidin mineralleri tipik minetleri karakterize ederler ve yoğun mikalardan dolayı glimmerit olarak da tanımlanabilirler. Holo-hipokristalen dokulu bu kayaçlarda yoğun mika ve sanidin fenokristallerine, az oranda klionoproksen, apatit ve Fe-Ti oksitler eşlik eder.

**Kalınlık:** Gölcük volkaniklerine ait kayaçlar dayk şeklinde yüzeylenmekte olup, yayılım ve genişlikleri farklı lokasyonlarda birkaç metreden birkaç yüz metreye kadar değişim sunmaktadır.

**Dokanak ilişkisi:** Bölgedeki yaşlı kayaçları kesen Gölcük volkanikleri çevre kayaçlarla ayrımlı kaya uyumsuzluğu sunar.

**Yaş:** Gölcük volkanizmasına ait litolojilerin yaşları pek çok çalışmaya konu olmuştur (Nemec et al., 1998; Lefevre et al., 1983; Price ve Scott, 1989; Çoban, 2005; Kumral ve Çoban, 2007; Platevoet et al., 2008; Elitok vd., 2009). Price ve Scott (1989), volkanik merkezdeki (Gölcük Gölü) lavlardaki biyotitler üzerinde yaptıkları K-Ar analizlerine göre volkanizma yaşını  $4,6\pm 0,2$  milyon yıl olarak vermişlerdir. Çoban (2005) bölgedeki trakit ve trakiandezitlerde yaptığı K-Ar analizlerine göre birimlerin yaşınının Alt Pliyosen olduğunu belirlemiştir. Elitok vd. (2009) bütün verileri göz önüne alarak Gölcük volkaniklerini Pliyosen yaşlı kaldera dışı ürünler ve Kuvaterner yaşlı kaldera içi ürünler olarak ayırtlamıştır. Çoban (2005) piroklastikler ve volkanikler üzerinde elde ettiği K-Ar yaş verilerine göre Isparta volkanizmasına ait volkanik aktivite ve krater gelişimi 2 safhaya ayırmıştır; (1) bölgede ekstansiyonel graben sisteminin gelişimi ve Miyosen birimlerini kesen daha yaşlı lamprofir (6 my.) ile trakit-trakiandezit ve trakibazaltların (4,6-3,68 my.) oluşumu, (2) kuvvetli volkanik patlamalarla piroklastik döküntü ve akma birimlerinin (üst seviyelerde 0,36 my.) türemesi ve ilişkili Maar tip kraterin gelişimi. Platevoet et al. (2007), Gölcük maar volkanının en son patlamasının 24.000 yıl önce olduğunu belirlemiştir. Bununla birlikte piroklastiklerin alt birimlerinden yaş verileri olmadığı için patlamaların ne zaman başladığı henüz kesinlik kazanmamıştır. Tüm bu veriler göz önüne alındığında Isparta Gölcük volkanizmasının yaşı Pliyosen-Orta Pleyistosen olarak benimsenmiştir. Bu tezin asıl konusu olan Yazır volkaniklerinin yaşı ise, Lefevre et al. (1983) tarafından tüm kaya üzerinde yapılan K-Ar yaş analizine göre  $4,07\pm 0,2$  milyon yıl olarak belirlenmiştir.

**Ortam:** Gölcük volkanik bölgesi, bir kıtasal kabuk çatlak (rift) zonunda oluşmuş alkalin kayalardan meydana gelir. Afrika levhasının Avrasya levhasının altına dalmasının bir sonucu olarak Batı Anadolu tektoniği meydana gelir. İki kıtanın çarpışması Orta Eosen'de bitmiş olup bunu takiben açılma rejimi meydana gelmiştir. Isparta büklümünde meydana gelen tektonik prosesler, Anadolu plakasının yükselmesi, Asya levhasının açılması, Akdeniz levhasının Anadolu levhası altına dalmasını içerir (Fytikas et al., 1984; Şengör ve Yılmaz, 1981; Savaşçın ve Güleç, 1990; Kumral vd., 2005). Bu karmaşık jeolojik yapının sonuçları olarak geniş bir alanda nap sistemleri oluşmuş (Blumenthal, 1963; Gutnic et al., 1968, 1979; Gutnic,

1977; Yağmurlu vd., 1997; Glover ve Robertson; 1998a, b; Görmuş vd., 2001) ve bindirmeyle ofiyolitler ile Akdağ kireçtaşları bölgeye yerleşmiş ve Miyosen yaşlı neo-otokton filişler uzanmıştır (Robertson, 2000.). Bu prosesleri takiben, Geç Pliyosen ve Kuvarterner döneminde yükselme, volkanik aktivite ve oblik atımlı fay sistemleri oluşmuştur. Isparta bölgesindeki doğu-batı yönlü graben sistemi ile volkanizmanın gelişimi Erken Pliyosen'de kıtasal kabuğun açılmasının bir sonucudur (Lefevre et al., 1983; Alıcı vd., 1998; Çoban vd., 2003). Bölgedeki volkanik patlama bölgesel açılma ve yükselme ile aynı zamana rastlar (Kumral vd., 2005).

#### **4.1.1.7. Gölcük piroklastikleri (Tgp)**

**Tanım ve yayılım:** Gölcük volkanizmasının piroklastik ürünleri bazı çalışmalarda Gölcük volkanikleri içerisinde ayırtlanmadan sunulmuş olmasına karşın bu çalışmada Gölcük piroklastikleri olarak ayırtlanması yapılmıştır. Piroklastik kayalar genel olarak Gölcük Gölü çevresinde ve Dereboğazı mevkinde yer alırlar. Bununla birlikte patlamalı Gölcük maarının piroklastik ürünleri, Isparta Ovası, Ağlasun Ovası, Atabey Ovası ve hatta Burdur Gölü ile Eğirdir Gölü kenarlarında da gözlenmektedir. Bu veri, Gölcük maarının ne denli şiddetli patladığının ve tefra döküntülerinin en az 70 km.'lik bir alana yayıldığına bir göstergesidir.

**Litoloji:** Bu çalışmada Gölcük piroklastikleri 3 birim adı altında incelenmiştir.

- Kül tuf
- Pomza
- Kaynaklanmış tuf

**Kül tuf:** Mostrada gevşek bir yapıya sahip olan kül tuf, farklı lokasyonlarda ortalama 150 m. kalınlığa sahip olup açık gri ve bej renktedir. Birim içerisinde yük kalıpları, oygu-dolgu izleri ve çapraz tabakalanmalar gelişmiştir. Gölcük piroklastiklerinin ortak özelliği olan alt kısımlarda ince, üstlere doğru daha ince tanelere geçiş özelliği ise bölge içerisinde mostra veren tüm kül tüflerde gözlenmektedir. Kül tüfler çakıl ve blok boyutunda değişen yabancı elemanlar da içermektedir.

**Pomza:** Piroklastiklerden pomza düzeyleri, kül tüfler içerisinde tipik bir kılavuz seviye özelliğindedir. Yer yer üst kısımlarda kalınlıkları 0,2-4 m. arasında değişen bantlar veya örtü şeklinde pomza seviyeleri gözlenmektedir. Açık gri pomza seviyeleri yataya yakın katmanlar şeklinde yerleşmiştir (Şekil 4.13.). Pomza tanelerinin boyutu genellikle 0,5-5 cm. arasında değişir (Şekil 4.14.). Pomza seviyeleri içerisinde yer yer çakıl ve blok boyutunda yan kayaç parçaları da bulunmaktadır. Bu yabancı malzemeler bacadaki volkanik kayalardan ve sedimanter yan kayalardan türemiştir.

**Kaynaklanmış tüf:** Kaynaklanmış tüfler sıcak olan piroklastik malzemenin hızla üst üste yığılması sonucu oluşmuştur. Dış görünüşleri kahverengi olup kırıldıklarında gri bej rengini alırlar. Birim kum ve çakıl boyutundaki volkanik taneler ve bunları çimento gibi kuşatan sıkılaştırmış tüften oluşur. Özellikle Dereboğazı mevkiinde geniş yayım sunan kayaç eski vadileri doldurmuştur (Şekil 4.15.). Aşınma yüzeylerinde yer yer peri bacalarını andırır yüzey şekilleri gelişmiştir.



Şekil 4.13. Kül tüflerin üzerinde bulunan pomza seviyeleri (yer: Gölcük Gölü kuzey yamacı)



Şekil 4.14. Pomza düzeylerinin tane boyu dağılımı



Şekil 4.15. Kaynaklanmış tüflerin arazi görünümü (yer: Dereboğazı mevki)

**Kalınlık:** Dereboğazı yöresinde bulunan kaynaklanmış tüflerin kalınlığı 20-110 m. arasında değişirken, genelde 20-30 m. kalınlık sunmakta olduğu ve Gölcük Gölü çevresinde yapılan ölçülü stratigrafik kesitlerden piroklastik düzeylerin 375-400 m. civarında kalınlık sunduğu tespit edilmiştir (Karaman, 1990; Kuşçu ve Selçuk, 1993).

**Dokanak ilişkisi:** Piroklastik düzeyler birçok lokasyonda hem Gölcük volkanizmasının volkanikleri üzerine hem de yaşlı temel kayalar üzerine bir örtü olarak gelmektedir (Şekil 4.16.). Piroklastikler güncel sedimanlar tarafından üzerlenir.



Şekil 4.16. Gölcük piroklastiklerinin fonolitlerin üzerindeki konumu (yer: Gölcük Gölü doğusu)

**Ortam:** Bölgedeki piroklastik depolanması tamamen karasal koşullarda oluşmuş olup maar tipi volkanizma ürünüdür (Kazancı ve Karaman 1988).



#### **4.1.1.8. Alüvyon (Ka)**

İnceleme alanın kuzeyinde geniş bir alan kaplayan Isparta ovası yer yer 300 m. kalınlığa sahip alüvyonlarla örtülüdür (Karaman, 2000). Alüvyonlara geç sağlayan birimler kireçtaşları, ofiyolitik karışık ve Gölcük volkanikleridir.

#### **4.1.2. Allohton birimler**

##### **4.1.2.1. Isparta ofiyolit karışığı (Mı)**

**Tanım ve yayılım:** İlk kez Sarıiz (1985) tarafından Gökçebağ karışığı olarak isimlendirilen birim daha sonraki çalışmalarda Yalçınkaya (1989) ve Karaman (1994) tarafından karışık eki eklenerek Isparta ofiyolit karmaşığı şeklinde tanımlanmıştır. Bu çalışmada Isparta ofiyolit karışığı ismi benimsenmiştir. Birim harita alanında Gelincik köyünün güneyinde, Ağlasun'un batısında ve Isparta il merkezinin güneyinde gözlenir (Bkz. Şekil 4.2.).

**Litoloji:** Yörede açık-koyu yeşil ile kırmızı arası renk tonlarında gözlenen karışık; serpantin, gabro, diyabaz, çört, radyolarit ve kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Birimin en yaygın bileşenlerinden birisini oluşturan serpantinler kaygan yüzeyle, yaygın makaslama düzlemleri içermekte, açık ile koyu yeşilimsi ve ileri derecede dağılgandır. Serpantinlerdeki ince ağsal çatlaklar kalsit dolguludur. Gabro ve diyabazlar çoğunlukla dayk şeklinde gözlenmekte olup koyu yeşil-gri renklindedir. Çörtler yeşilimsi renkli, ince-orta tabakalı ve tabaka ara yüzleri kil dolguludur. Radyolarit-çörtlerle birlikte serpantinlerde gözlenmektedir. Radyolaritler açık pembe ile kırmızımsı renktedirler ve serpantinlere oranla daha seyrek olarak izlenirler.

**Kalınlık:** İnceleme alanında birimin görünür kalınlığının 500 m. kadar olduğu düşünülmektedir.

**Dokanak ilişkisi:** Ofiyolit karışığının alt dokanağı Ağlasun formasyonu ile tektonik, üst dokanağı ise Gölcük volkanikleri ve piroklastikleri ile uyumsuz olarak

bulunmaktadır. Ayrıca Isparta-Gölcük arasında volkanikler ve piroklastik seviyelerle de uyumsuz bir ilişki sunmaktadır.

**Yaş:** Birimin içerisindeki kireçtaşı bloklarında bulunan fosiller Triyas-Üst Kretase zaman aralığını gösterdiğinden, bu fosillere göre oluşum yaşının Mesozoyik olduğu belirlenmiştir (Görmüş ve Özkül, 1995). Stratigrafik konumuna göre ise Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu üzerine bindirmeli olarak geldiğinden yerleşim yaşı Miyosen sonrası olarak belirlenmiştir.

#### **4.1.2.2 Akdağ kireçtaşı (Ma)**

**Tanım ve yayılım:** Genellikle Isparta ofiyolitik karmaşığı üzerinde gözlenen kilometrelerce büyüklükteki karbonatlar Akdağ kireçtaşı olarak isimlendirilmiştir. Aynı terim Gutnic et al. (1979) ve Karaman (1990, 1994) tarafından kullanılmıştır. Karaman vd. (1989) tarafından Tınaztepe dolaylarında tanımlanan Tınaztepe kireçtaşlarına ait kireçtaşlarının da Akdağ kireçtaşlarına ait çökeller olduğu kabul edilmiştir. Çünkü litoloji, oluşum ve yerleşim yaşları benzerlik gösterir (Görmüş ve Özkül, 1995). Birim harita alanında, Ağlasun ve Isparta il merkezleri arasında geniş yayılım gösterir.

**Litoloji:** Kalın bir kireçtaşı istifi ile temsil edilen birim arazi yüzeyinde gri, taze kırılmış yüzeylerde ise açık krem ve beyaz renklindedir. Kireçtaşları üst düzeylerde büyük ölçüde mikritik, spartik dokulu; alt kesimlerde ise kristalize bir yapıya sahiptir.

Literatürde Lisiyen napları (Poisson, 1984) olarak bilinen bu kireçtaşı birliği muhtemelen Orta Miyosen'de gerçekleşen sıkışma tektoniği sonucu batı/güneybatıdan harita alanına taşınmıştır (Karaman, 1988). Bu nedenle birim içerisinde yaygın olarak kuvvetli deformasyona bağlı olarak gelişen ezilme, makaslama ve breş zonları görülür.

**Dokanak ilişkisi:** Akdağ kireçtaşlarının üst dokanağında uyumsuz olarak Gölcük volkanikleri bulunur (Bkz. Şekil 4.1.) Akdağ kireçtaşları yörede allohton konumlu

olup, Alt Miyosen (Burdugariyen) yaşı Ağlasun Formasyonu bindirmeli dokanak boyunca üstlenmektedir.

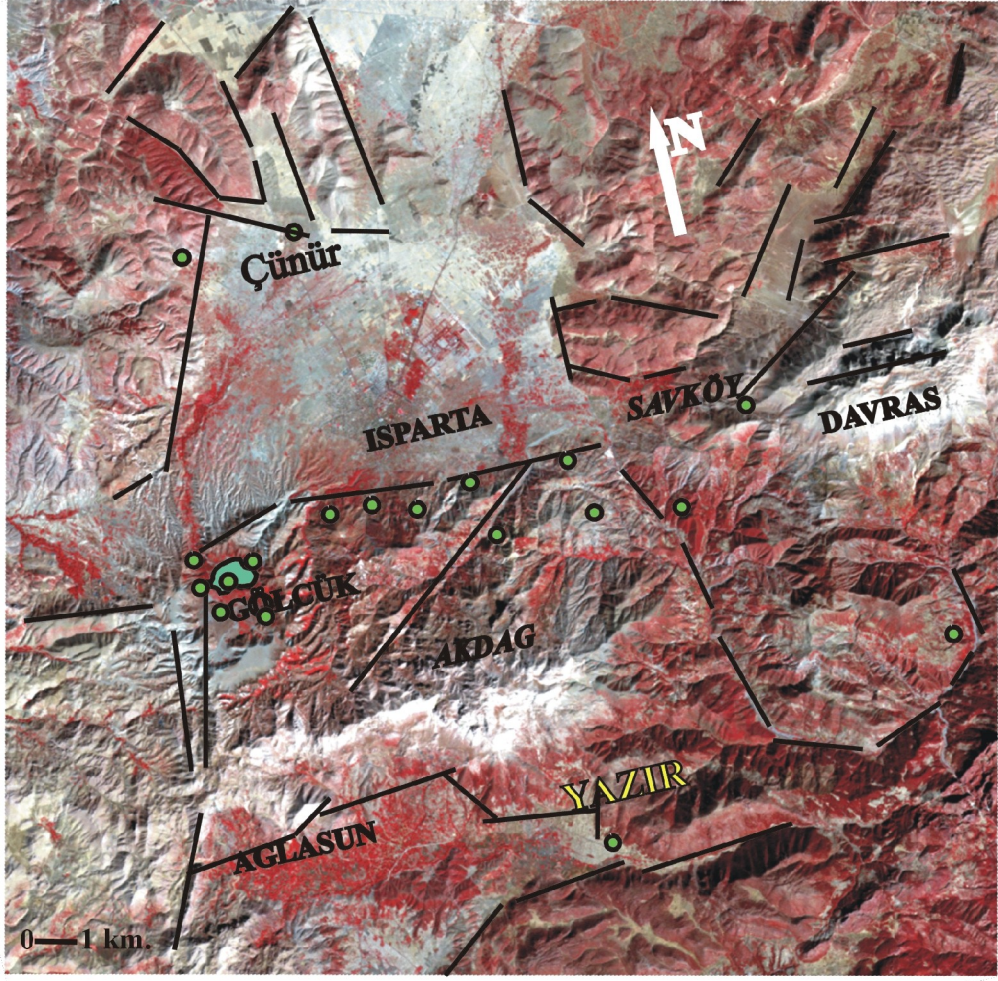
**Yaş:** Birimin içerdiği Trochginmma sp. ve Involuting sp. fosilleri Üst Triyas'ı, Trocholina sp. ve Kunubig sp. fosilleri Jura'yı, Globigerina sp. ve Heterohelix sp. fosilleri Üst Kretase'yi işaret ettiğinden birim yaşı Triyas-Jura-Kretase olarak belirlenmiştir (Karaman, 2000). Gutnic et al. (1979), kireçtaşları içerisindeki fosil içeriği ile formasyonun oluşum yaşını Üst Triyas-Üst Kretase, yerleşim yaşını ise Üst Miyosen olarak belirtmiştir. Akdağ kireçtaşlarının oluşum yaşı Mesozoyik olarak belirtmiş ancak birim, çalışma alanına Alt Miyosen sonrası yerleşmiştir (Karaman, 1990).

Akdağ kireçtaşları ofiyolitik karmaşıklar ile hareket etmiştir ve buna bağlı olarak Akdağ kireçtaşlarının irili ufaklı parçaları, ofiyolitik karmaşıkların içerisinde, onlarla yoğrulmuş bir hamur biçiminde gözlenmektedir. Ofiyolitik karışıklar ile harita alanına yerleştiği düşünülür. Literatürde Lisiyen napları (Poisson, 1984) olarak bilinen kireçtaşları muhtemelen Orta Miyosen'de gerçekleşen sıkışma tektoniği sonucu batı-güneybatıdan inceleme alanına taşınmışlardır (Karaman, 1990).

#### **4.2. Yazır Volkanikleri**

Yazır volkanikleri, Isparta, Akdağ güneyindeki Ağlasun grabeninin kenarında yüzeylenen çok genç bir volkanik çıkıştır. Kıta-içi özellikte olan bu volkanik çıkışın tamamen ekstansiyonla ilişkili olup, trakiandezitleri üreten mağmanın graben kenarlarını tercih etmesi yapısal kontrollü olduğunu göstermektedir (Şekil 4.17., 4.18.).

Çalışma alanında Yazır köyü güneydoğusunda gözlenen volkanik kayaların taze kırılma yüzeyleri koyu gri-siyahımsı renklindedir (Şekil 4.19., 4.20.). Bu kayalar renkleri ve afanitik dokuları ile bazaltı andıran görünüm sunmakta olup, çekiçle zor kırılırlar.



Şekil 4.17. Ağlasun (Burdur) ve Isparta civarının landsat imajındaki görüntüsü ve volkanizma ile yapısal lineasyonlar arasındaki ilişki (noktasal yuvarlaklar volkanik merkezleri göstermektedir)



Şekil 4.18. Yazır (Ağlasun) köyü girişindeki Ağlasun grabeni kenarında yüzeylenen Yazır trakiandezitlerinin arazi görünümü



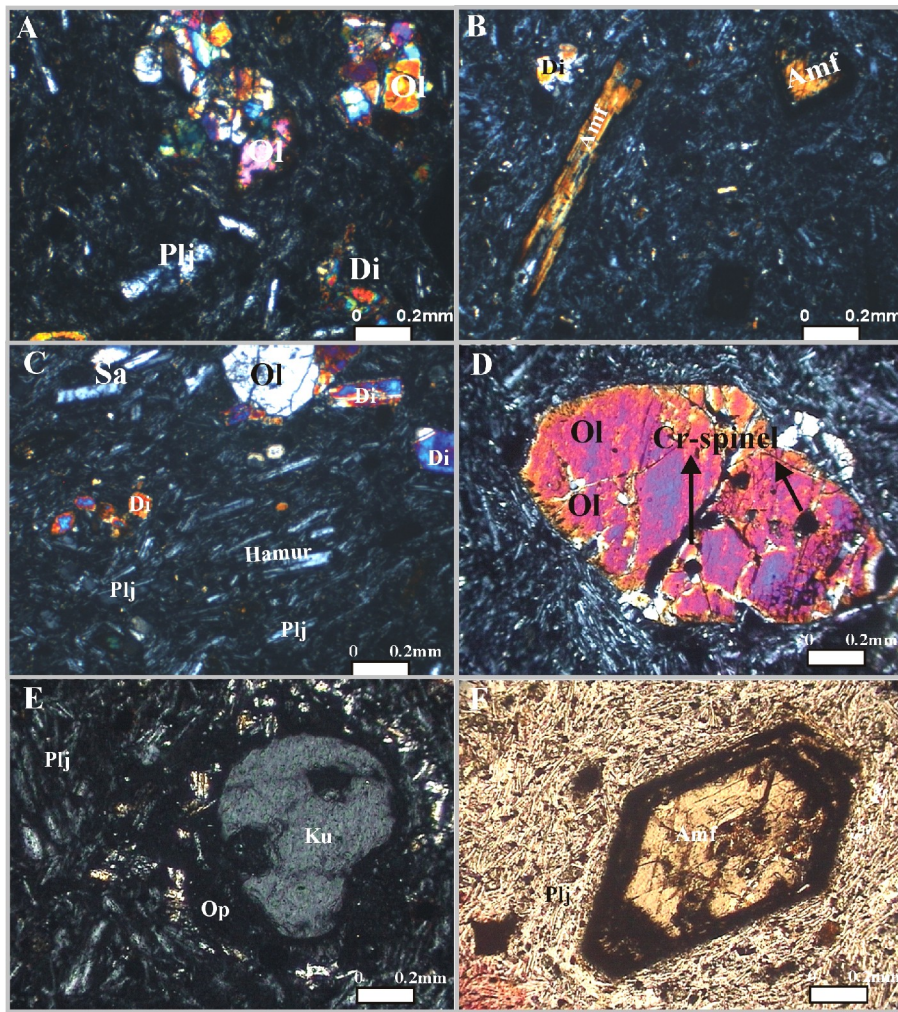
Şekil 4.19. Trakiandezitlerin arazi görünümü (yer: Yazır köyünün güneydoğusu)



Şekil 4.20. Trakiandezitlerin el örneğinden bir görünüm

#### 4.2.1. Yazır volkaniklerinin mineralojisi ve mineral kimyası

Yazır volkaniklerinin fenokristal fazını, bolluk oranına göre amfibol, klinoproksen (diyopsit), krom-spinel içeren olivin, kuvars ve opak mineraller (Fe-Ti oksit) oluşturur (Şekil 4.21. a, f). Hamur fazını ise bol oranda mikrokristalen plajiolaz ve daha az k-feldispatlar oluşturur (Çizelge 4.1.). Kayacın dokusunu, tipik feldispat mikrolitlerinin yönelimi ile belirginleşen, hamur fazında trakitik akma dokusu oluşturur.



Şekil 4.21. Trakiandezitlerin ince kesit görünüşleri (olivin (a, c, d), diyopsit (a-d), amfibol (b, f) ve kuvars (e) fenokristallerinin plajiolaz (a-f) ve sanidin (c) mikrolitleri içerisindeki görünümü (a, b, c, d, e: çift nikol, f: tek nikol), örnek lokasyonu: Yazır köyünün güneydoğusu, Ol: olivin, Plj: plajiolaz, Di: diyopsit, Ku: kuvars, Amf: amfibol, Cr-spinel: olivin minerali içerisindeki krom spinel inklüzyonları, Op: opak mineral)

Çizelge 4.1. Yazır volkaniklerinin modal mineralojik bileşimi (k-fel: potasyum feldispat, prok: klinoproksen, amf: amfibol, plj: plajyoklaz)

Mineral	kuvars	olivin	prok.	spinel	plj.	k-fel.	amf.	apatit
(%)	0,5-1	3-4	15-20	5-7	30-35	20-25	5-10	1

Yazır volkaniklerinde bulunan **plajiyoklaz**larda polisentetik ikizlenmelerle beraber zonlanmalarda gözlenmektedir. Plajiyoklazlarda gerçekleştirilen elektron mikroprob analizlerine göre (Çizelge 4.2.), plajiyoklazların ( $An_{45}-An_{57}$ ) andezin ve labradorit türünde olduğu saptanmıştır (Şekil 4.22.). Plajiyoklazların bileşimlerinin çekirdek kısımlarında andezin türü, kenar kısımlarında ise labradorit türü olarak saptanması kimyasal olarak ters bir zonlanmayı işaretlemektedir. **K-feldispat**ların ise karlspat ikizlenmeleri tipiktir. Elektron mikroprob analizlerine göre de sanidin ve anortoklaz olarak sınıflandırılmışlardır (Şekil 4.22.).

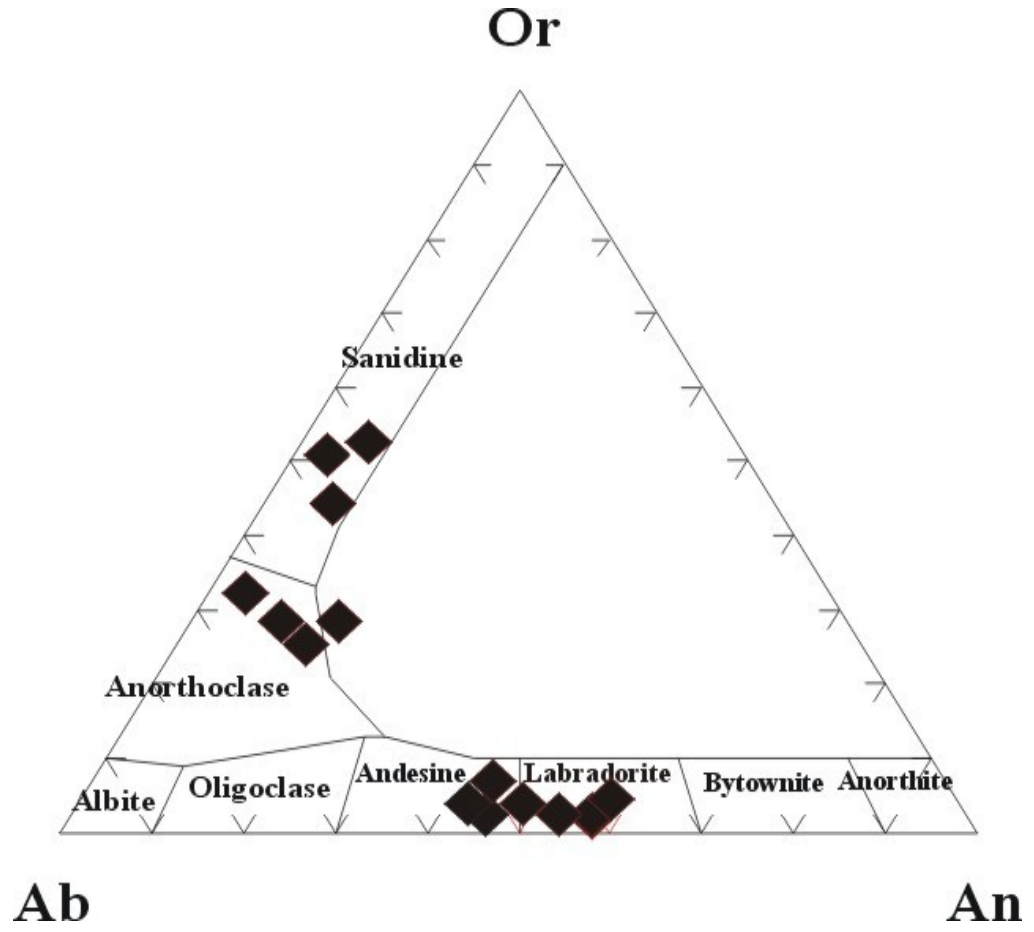
**Amfiboller**, C eksenine dik kesitlerde baklava dilinimleri ile karakteristik olup kayada bol oranda bulunurlar. Amfibollerin çekirdek kısımları daha açık renkli olup, kenar zonları koyu bir bant şeklinde gözlenir (Şekil 4.23.). Mikroanalitik yöntemle saptanan (Çizelge 4.3.) bileşimlerine göre amfibollerin çekirdek zonları yüksek Si, Al, Ti ve düşük Mg'lu, kenar zonları ise yüksek Mg ve düşük Si, Al, Ti içerikleri ile karakteristik olup tipik ters zonlanma gösterirler. Leake et al. (1983) diyagramlarına göre amfiboller; hornblend ile magnezian hastingsit olarak sınıflandırılmışlardır (Şekil 4.24.).

**Klinoproksenler**, C eksenine dik kesitlerinde sekizgen formda oluşurlar ve polisentetik ikizlenmeleri bol olarak gözlenir. Klinoproksenlerde zonlanmalar yaygındır. Elektron mikroprob analizlerine göre (Çizelge 4.4.), bileşimleri ojit ile diyopsit arasında değişim gösterir (Şekil 4.25.). Çekirdek kısımlarında çözünmeler saptanmıştır (Şekil 4.26.). Çekirdek kısımlarındaki koyu renkli zonlarda ojitik, buna karşın koyu renkli kenar zonlarında ise diyopsitik kompozisyon egemen olup, tipik ters zonlanmayı gösterirler.

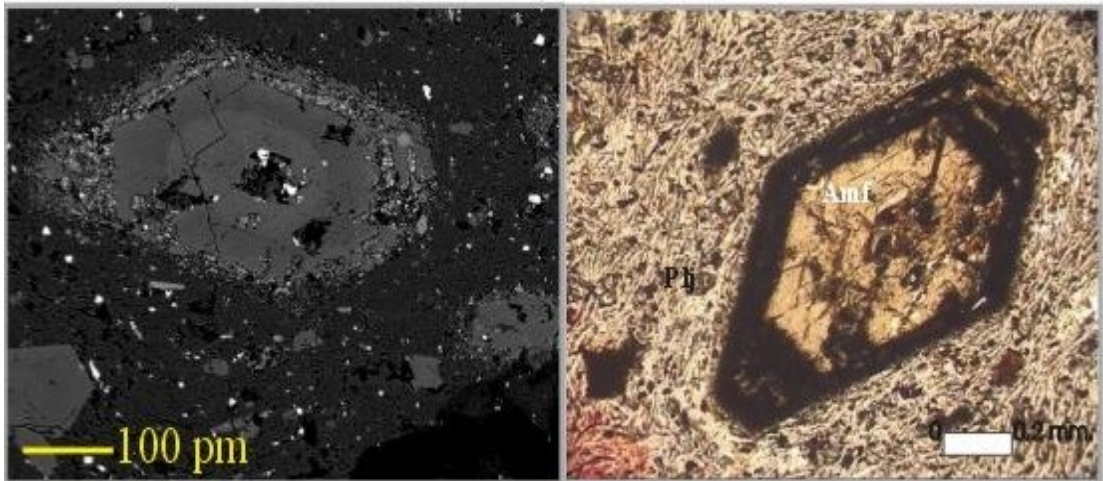
Çizelge 4.2. Yazır volkanikleri içerisindeki feldispatların temsili elektron mikroprob analiz değerleri

Örnek	5	6	7	8	9	10	11
Mineral	Sanidin	Plajiolaz	Plajiolaz	Plajiolaz	Sanidin	Plajiolaz	Sanidin
SiO <sub>2</sub>	65.99	53.13	52.63	56.05	66.26	55.31	66.32
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.09	0.04	0.09	0.23	0.05	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.12	28.66	28.68	26.89	20.27	27.17	18.45
MgO	0.01	0.01	0.05	0.02	0	0.04	0.05
FeO	0.69	0.69	0.56	0.99	0.51	0.75	0.99
MnO	0	0.07	0.01	0.11	0	0	0
CaO	0.73	11.57	11.58	9.17	2.03	9.61	2.89
K <sub>2</sub> O	8.4	0.38	0.42	0.44	4.86	0.65	4.33
Na <sub>2</sub> O	4.9	4.58	4.58	5.85	6.89	5.18	5.52
BaO	0.32	0.11	0	0.12	0.38	0.16	0.18
SrO	0.39	1.00	0.87	0.68	0.57	0.79	0.33
Toplam	100.7	100.29	99.42	100.41	102	99.71	99.39
Si	2.968	2.423	2.417	2.534	2.919	2.519	2.978
Al	1.013	1.539	1.551	1.432	1.052	1.457	0.976
Ti	0.005	0.003	0.001	0.003	0.008	0.002	0.011
Fe <sub>2</sub>	0.026	0.026	0.022	0.037	0.019	0.029	0.037
Mn	0	0.003	0	0.004	0	0	0
Mg	0.001	0.001	0.003	0.001	0	0.003	0.003
Ba	0.006	0.002	0	0.002	0.007	0.003	0.003
Ca	0.035	0.565	0.57	0.444	0.096	0.469	0.139
Na	0.427	0.405	0.408	0.513	0.589	0.457	0.481
K	0.482	0.022	0.025	0.025	0.273	0.038	0.248
Ab	45.2	40.8	40.7	52.2	61.5	47.4	55.4
An	3.7	57	56.8	45.2	10	48.7	16
Or	51.1	2.2	2.5	2.5	28.5	3.9	28.6





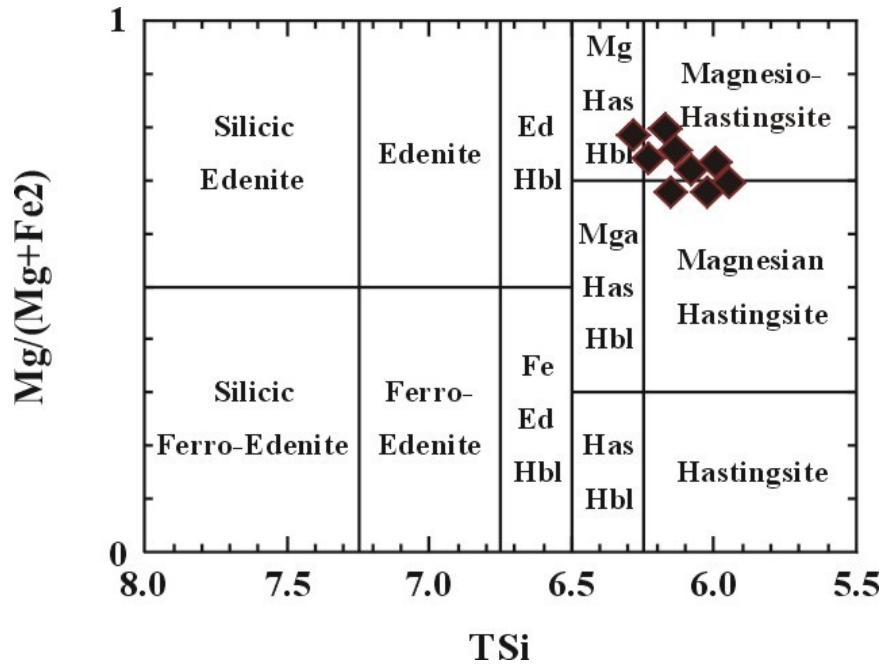
Şekil 4.22. Yazır volkanikleri içerisindeki feldispatların Or-Ab-An üçgen diyagramında sınıflandırılması



Şekil 4.23. Yazır volkaniklerinde bulunan ve kenar zonları daha koyu renkte gözlenen amfibol mineralinin bse ve ince kesit görünümü

Çizelge 4.3. Yazır volkanikleri içerisindeki amfibollerin temsili elektron mikroprob analiz değerleri (% ağırlık olarak).

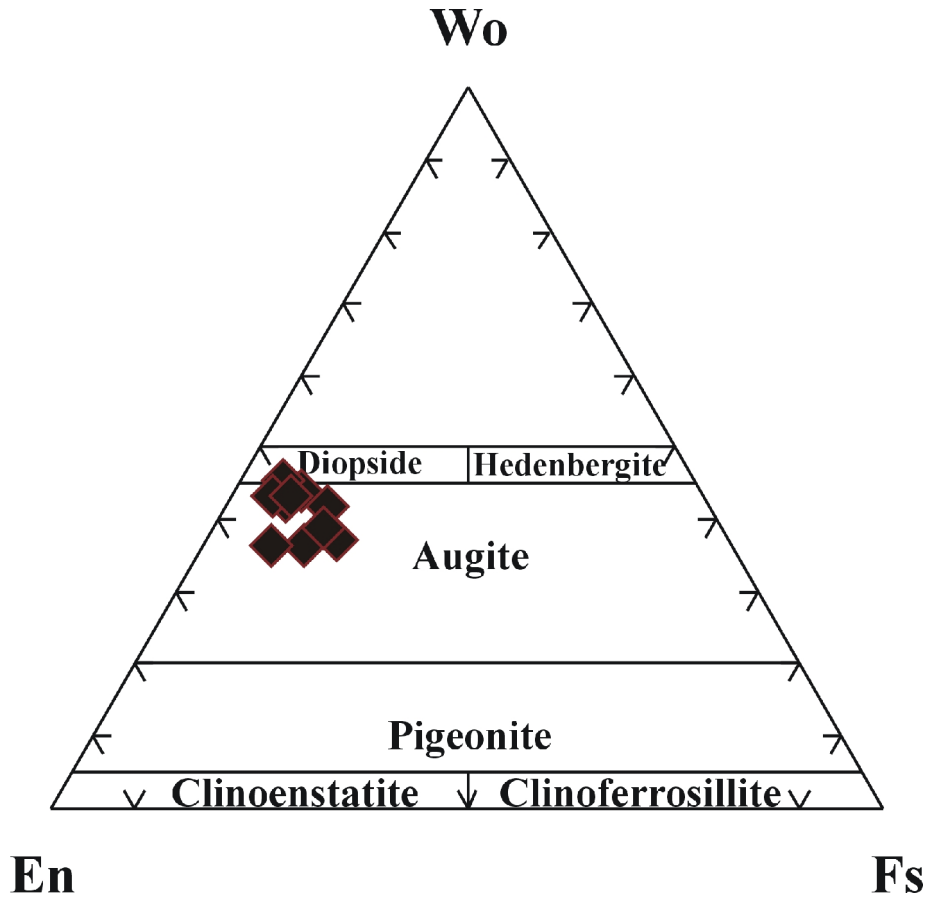
Örnek	27	28	29	38	39
Yer	Çekirdek	Kenar	Kenar	Çekirdek	Kenar
SiO <sub>2</sub>	39.92	41.98	41.48	40.53	42.30
TiO <sub>2</sub>	2.15	2.08	3.57	2.17	1.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.44	12.16	11.31	12.55	11.52
MgO	12.41	14.71	15.64	12.70	14.54
FeO	13.70	10.90	10.53	13.68	11.33
CaO	11.92	12.80	11.93	12.42	12.07
MnO	0.26	0.09	0.08	0.24	0.20
K <sub>2</sub> O	1.16	1.44	1.00	1.12	1.27
Na <sub>2</sub> O	2.22	2.19	2.38	2.49	2.35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.06	0.02	0.07
Ba	0.01	0.12	0.07	0.13	0.05
F	0.02	0.00	1.30	0.37	0.37
Cl	0.03	0.04	0.03	0.09	0.06
Toplam	97.25	98.52	99.38	98.51	98.08



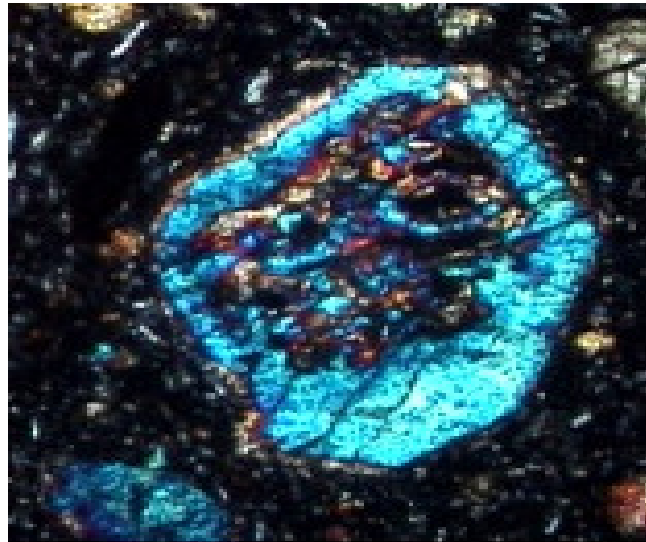
Şekil 4.24. Yazır volkaniklerindeki amfibollerin TSi-Mg/(Mg+Fe<sub>2</sub>) diyagramında sınıflandırılması (Leake et al., 1983)

Çizelge 4.4. Yazır volkanikleri içerisindeki proksenlerin temsili elektron mikroprob analiz değerleri (% ağırlık olarak)

Örnek	23	24	25	26	30	36	37	31
SiO <sub>2</sub>	53.45	53.15	53.09	50.77	52.90	52.74	51.89	52.45
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.43	0.40	0.57	0.33	0.24	0.45	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.67	1.44	2.04	3.21	2.12	1.92	2.74	1.76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.05	0.48	0.09	0.87	0.75	0.36	0.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.96	2.71	1.71	4.15	2.92	2.74	3.35	3.06
FeO	3.38	5.37	3.06	4.06	0.72	1.16	1.44	2.98
MnO	0.07	0.31	0.03	0.25	0.18	0.08	0.05	0.14
MgO	17.31	18.78	17.92	15.94	17.62	18.23	17.52	17.75
CaO	22.08	18.40	20.75	20.29	22.72	21.48	21.37	20.99
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.26	0.48	0.54	0.46	0.43	0.50	0.33
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Toplam	100.84	100.90	99.96	99.87	100.84	99.77	99.69	100.08
Si	1.9373	1.9289	1.9319	1.8747	1.9099	1.9194	1.8953	1.9161
Ti	0.0101	0.0117	0.0109	0.0158	0.0090	0.0066	0.0124	0.0143
Al	0.0713	0.0616	0.0875	0.1397	0.0902	0.0824	0.1180	0.0758
Cr	0.0054	0.0014	0.0138	0.0026	0.0248	0.0216	0.0104	0.0029
Fe <sub>3</sub>	0.0534	0.0740	0.0469	0.1153	0.0794	0.0749	0.0921	0.0840
Fe <sub>2</sub>	0.1024	0.1630	0.0931	0.1252	0.0217	0.0353	0.0441	0.0911
Mn	0.0021	0.0095	0.0009	0.0078	0.0055	0.0025	0.0015	0.0043
Mg	0.9353	1.0160	0.9721	0.8774	0.9484	0.9891	0.9540	0.9667
Ca	0.8575	0.7155	0.8090	0.8027	0.8789	0.8376	0.8363	0.8216
Na	0.0246	0.0183	0.0339	0.0387	0.0322	0.0303	0.0354	0.0234
K	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0005	0.0000
Toplam	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000
Mg#	0.901	0.862	0.913	0.875	0.978	0.966	0.956	0.914



Şekil 4.25. Yazır volkanikleri içerisindeki proksenlerin En-Fs-Wo üçgen diyagramında sınıflandırılması



Şekil 4.26. Yazır volkanikleri içerisinde bulunan klinoproksen mineralinin çekirdek kısmında görülen çözünmenin ince kesit görüntüsü

**Olivinler** genelde otomorf fenokristaller şeklinde (Bkz. Şekil 4.21. d) veya ksenomorf olarak hamur fazında gözlenmiştir (Bkz. Şekil 4.21. a, c). Kimyasal elektron mikroprob analizlerine göre (Çizelge 4.5.) forsterit oranları Fo<sub>82</sub> ile Fo<sub>86</sub> arasında değişmektedir.

Ayrıca olivinler içerisinde **krom-spinel** inklüzyonları saptanmıştır (Bkz. Şekil 4.21. d). Krom-spinellerin krom içerikleri %53,1 ile %54,2 arasında değişim gösterir (Çizelge 4.6.). Kayaçlarda gözlenen kuvarslar ise özşekilsiz olup hamurla belirgin bir reaksiyon ilişkisi gösterirler (Bkz. Şekil 4.21. e). Yazır volkanikleri içerisindeki **opak mineraller** ilmenit-manyetit olarak belirlenmiş olup bu minerallere ait elektron mikroprob analiz değerleri Çizelge 4.7.'de verilmiştir.

Çizelge 4.5. Yazır volkanikleri içerisindeki olivinlerin temsili elektron mikroprob analiz değerleri (% ağırlık olarak)

Örnek	32	33	34	35	40	41
SiO <sub>2</sub>	39.8	39.29	39.84	39.39	39.15	39.37
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.05	0.01	0.01	0.04	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.02	0.02	0	0.03	0.02
MgO	45.39	43.32	46.23	42.78	42.89	42.85
FeO	13.52	16.21	13.39	16.92	16.13	16.16
CaO	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.16
MnO	0.21	0.14	0.23	0.22	0.17	0.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.1	0	0.1	0.04	0.07
NiO	0.18	0.04	0.19	0.14	0.17	0.1
Toplam	99.3	99.31	100.04	99.69	98.75	99
Si	1	0.999	0.994	1.002	1.002	1.005
Al	0.001	0.001	0.001	0	0.001	0.001
Ti	0	0.001	0	0	0.001	0.001
Fe <sub>2</sub>	0.284	0.345	0.279	0.36	0.345	0.345
Mn	0.004	0.003	0.005	0.005	0.004	0.005
Mg	1.701	1.643	1.719	1.622	1.636	1.63
Ca	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004
Ni	0.004	0.001	0.004	0.003	0.004	0.002
Fe_FeMg	0.14	0.17	0.14	0.18	0.17	0.17
Mg_FeMg	0.86	0.83	0.86	0.82	0.83	0.83

Çizelge 4.6. Yazır volkaniklerindeki olivinlerin bünyesinde gözlenen krom-spinel inklüzyonlarına ait temsili elektron mikroprob analiz değerleri (% ağırlık olarak)

Örnek	A	B	C	D
MgO	7.312	7.758	8.235	8.097
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.917	10.276	9.949	9.481
TiO <sub>2</sub>	0.574	0.625	0.366	0.474
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54.086	53.193	53.964	54.112
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.111	28.147	27.485	27.836
Toplam	100	100	100	100

Çizelge 4.7. Yazır volkanikleri içerisindeki opak minerallerin (ilmenit-magnetit) temsili elektron mikroprob analiz değerleri (% ağırlık olarak)

Örnek	2	3	5	6	7	8	9
Mineral	Magnetit	İlmenit	İlmenit	Magnetit	Magnetit	İlmenit	Magnetit
SiO <sub>2</sub>	0.24	0.07	0.08	0.06	0.10	0.09	0.08
TiO <sub>2</sub>	7.54	44.60	33.27	7.70	4.96	42.21	5.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.49	0.21	0.16	2.37	1.97	0.17	2.04
MgO	1.84	5.59	0.75	1.51	0.62	2.80	1.45
FeO	77.58	44.43	57.85	78.13	84.52	46.63	84.61
CaO	0.01	0.07	0.04	0.05	0.08	0.09	0.11
MnO	0.33	0.64	0.20	0.47	0.11	0.93	0.22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02
Ni	0.01	0.01	0.00	0.02	0.07	0.00	0.06
ZnO	0.14	0.00	0.00	0.20	0.22	0.07	0.24
Toplam	90,18	95,62	92,38	90,51	92,65	92,99	94,01

#### 4.2.2. Yazır volkaniklerinin kaya kimyası

Yazır volkaniklerinden derlenen 7 adet kayacın ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri Çizelge 4.8.'de verilmiştir. Yazır volkanikleri silisçe doymun olup, SiO<sub>2</sub> içerikleri 57.38-58.09 ağırlık arasında değişim gösterir. KO<sub>2</sub> içerikleri ise 3.18-3.51 ağırlık arasında değişim gösterir.

Çizelge 4.8. Yazır volkaniklerine ait temsili major oksit (% ağırlık), iz (ppm) ve nadir toprak element (ppm) analiz değerleri

Örnek	YZ-1	YZ-11	YZ-12	YZ-1a	YZ-2	YZ-2aa	YZ-4
SiO <sub>2</sub>	57.88	57.80	58.07	57.74	58.09	57.64	57.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.94	14.93	15.13	15.01	15.07	14.98	15.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.80	5.70	5.79	6.26	5.95	6.41	6.20
MgO	4.27	4.41	4.34	4.13	4.15	4.23	3.67
CaO	6.63	6.69	6.44	6.77	6.38	6.56	6.37
Na <sub>2</sub> O	4.03	4.10	4.13	3.99	4.12	3.96	3.94
K <sub>2</sub> O	3.48	3.51	3.55	3.19	3.46	3.24	3.18
TiO <sub>2</sub>	0.91	0.92	0.91	0.96	0.95	0.95	0.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.54	0.57	0.54	0.54	0.57	0.56	0.55
MnO	0.10	0.09	0.10	0.08	0.08	0.09	0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.024	0.027	0.026	0.022	0.027	0.023	0.025
LOI	1.00	0.80	0.50	1.00	0.70	0.60	1.70
Toplam	98.60	98.75	99.03	98.69	98.85	98.64	97.84
Cr	164	184	178	150	184	157	171
Ni	69.00	58.00	74.00	25.00	70.00	68.00	39.00
Sc	16.00	16.00	16.00	13.00	16.00	18.00	15.00
Ba	1326	1342	1291	1430	1368	1485	1363
Co	23.80	20.00	21.60	22.60	19.30	24.00	15.90
Cs	1.60	1.60	1.60	1.50	2.00	1.50	1.70
Ga	18.10	17.30	18.30	21.60	18.00	22.50	22.10
Hf	6.00	6.00	6.00	6.50	5.70	6.30	5.70
Nb	39.60	37.10	38.70	42.50	38.40	41.50	38.60
Rb	100.60	94.70	91.90	107.80	94.40	112.30	96.00
Sn	2.00	2.00	2.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Sr	1398	1266	1288	1443	1232	1399.50	1201.70
Ta	2.40	2.30	2.40	2.40	2.30	2.30	2.50
Th	27.50	25.30	25.70	31.70	24.20	33.30	28.60
U	9.40	7.80	8.60	9.30	8.00	8.90	9.10
V	122.00	116.00	121.00	116.00	117.00	120.00	117.00
W	2.20	2.20	2.30	1.90	2.20	1.90	1.60

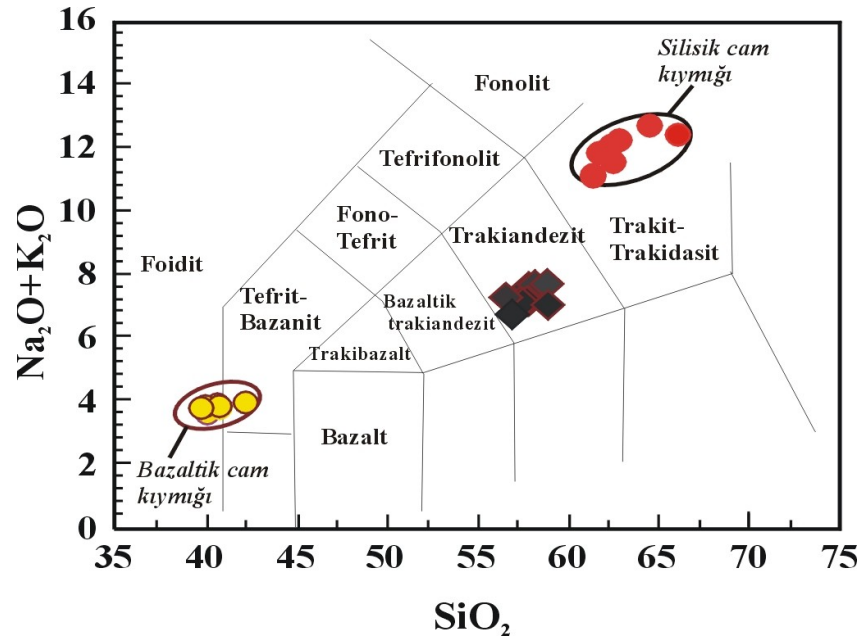
Çizelge 4.8. (devam)

Zr	250.20	221.50	235.50	244.50	223.00	246.40	228.10
Y	33.00	31.20	31.90	33.70	27.40	39.20	34.80
La	97.00	95.90	102.00	97.70	85.10	101.90	79.20
Ce	159.10	148.30	160.20	181.70	150.20	185.90	158.90
Pr	18.10	17.16	19.32	19.51	16.98	19.56	16.55
Nd	66.90	60.70	70.60	71.00	61.80	69.60	62.60
Sm	10.03	9.27	10.69	10.40	9.37	9.90	9.90
Eu	2.46	2.22	2.52	2.69	2.20	2.68	2.52
Gd	8.71	6.73	7.61	8.40	6.48	7.79	7.35
Tb	0.98	0.99	1.14	0.99	0.97	1.19	1.09
Dy	6.07	5.50	5.89	5.90	4.92	6.25	5.85
Ho	1.14	0.99	1.14	1.06	0.91	1.15	1.06
Er	3.15	2.78	3.03	3.04	2.47	3.15	2.85
Tm	0.49	0.43	0.49	0.38	0.41	0.43	0.44
Yb	3.16	2.62	3.10	2.63	2.54	2.92	2.96
Lu	0.48	0.40	0.44	0.43	0.37	0.46	0.46

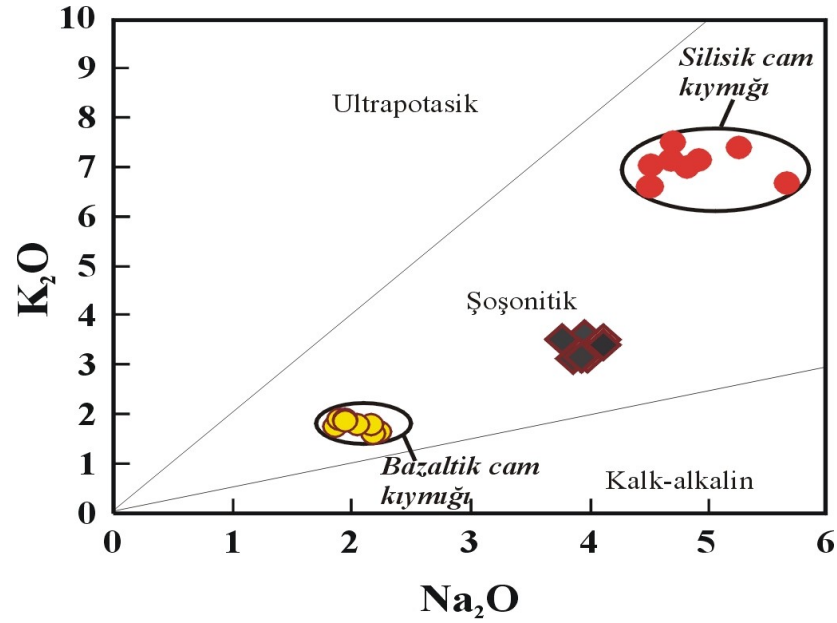
Le bas et al. (1986)'nin toplam alkali-SiO<sub>2</sub> sınıflamasına göre, Yazır volkanikleri trakiandezit olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 4.27). Yazır volkanikleri, K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O potasik kaya sınıflamasına göre de şoşonitik olarak tanımlanmışlardır (Şekil 4.28.). Irvine ve Baragar (1971)'in alkali-subalkali sınıflamasına göre Yazır volkanikleri hafif kalk-alkalin özellikte olup, egemen olarak alkalin karakterlidirler (Şekil 4.29.).

Yazır trakiandezitleri silisçe doygun olmasına karşın diğer bir karakteristik özellikleri de yüksek Cr (150-184 ppm.) ve Ni (25-74 ppm.) içerikleridir. Bununla uyumlu olarak V değerleri 117-122 ppm., Sc değerleri ise 13-18 ppm. arasındadır. MgO oranları %3.67-4.41 arasında değişir. Yazır volkaniklerinin yüksek Ba (1291-1485 ppm.), Sr (1201-1443 ppm.) ve Zr (221,5-250,2 ppm) içerikleri de tipiktir. Bu veriler Yazır volkaniklerini türeten magmaların dengesiz ve zenginleşmiş bir kimyasal bileşime sahip olduğunu işaretlemektedir. Özellikle magma karışımlarının (kabuksal kontaminasyon ile) Yazır volkaniklerinin gelişimlerinde rol oynadığını düşündürür.

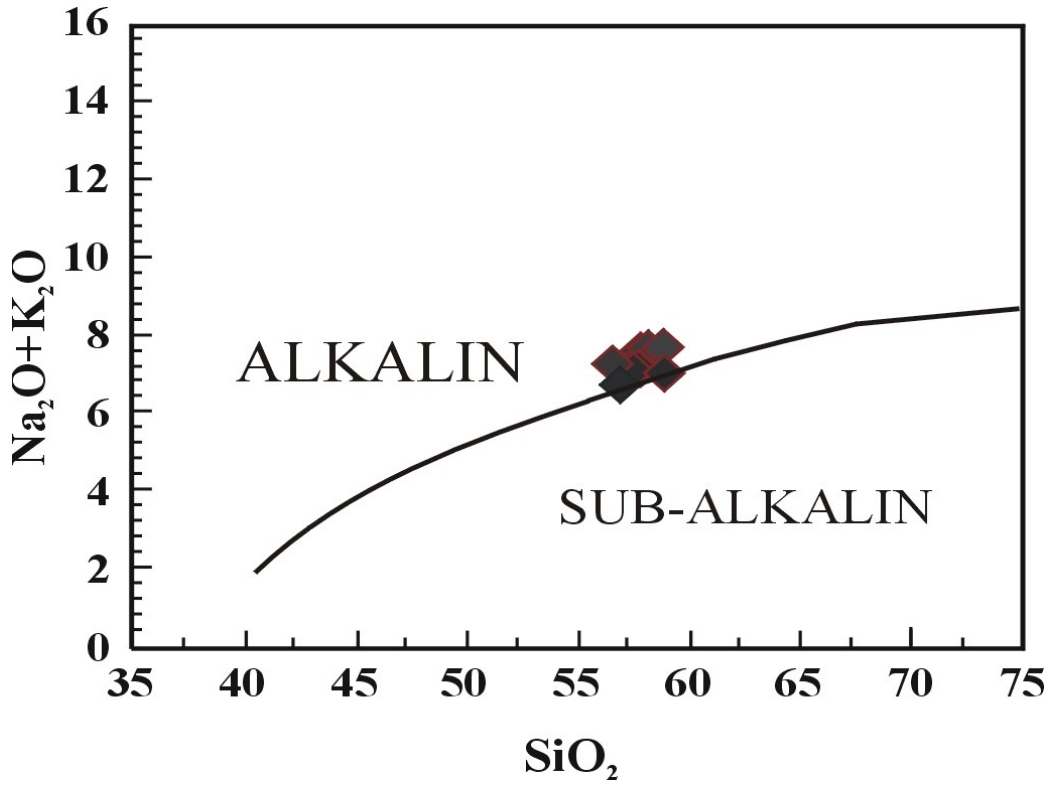




Şekil 4.27. Le Bas et al. (1986)'nin toplam alkali-SiO<sub>2</sub> diyagramında Yazır volkaniklerinin konumu (karşılaştırma amacıyla Nemec et al. (1998) tarafından Eğirdir gölü kenarındaki tüfler içinde saptanan bimodal silisik ve bazaltik cam kıymıkları da diyagrama düşürülmüştür)



Şekil 4.28. Yazır volkaniklerinin K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O potasik kaya sınıflaması (karşılaştırma amacıyla Nemec et al. (1998) tarafından Eğirdir gölü kenarındaki tüfler içinde saptanan bimodal silisik ve bazaltik cam kıymıkları da diyagrama düşürülmüştür)

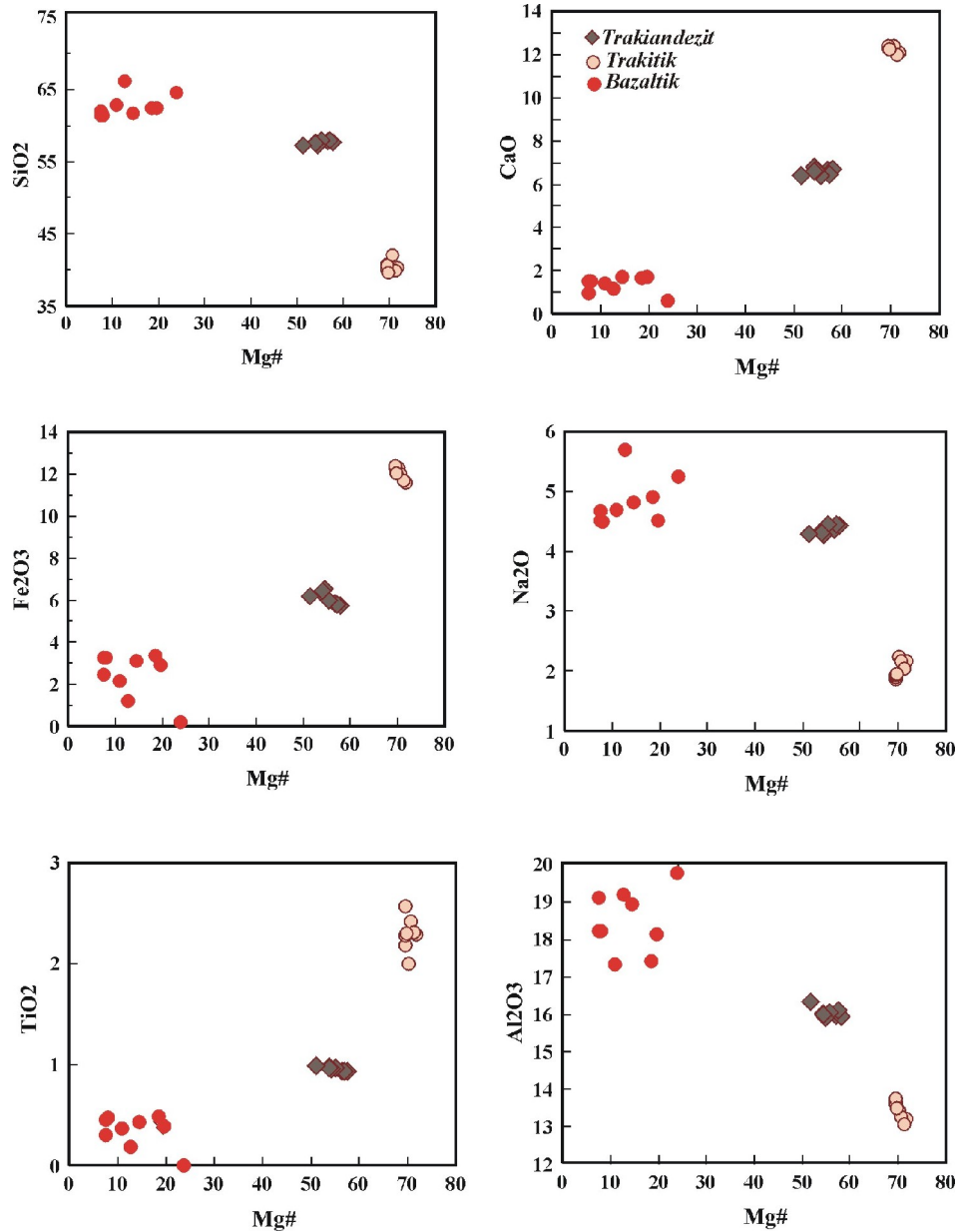


Şekil 4.29. Yazır volkaniklerinin alkalin-subalkalin diyagramına göre sınıflaması (Irvine and Baragar, 1971)

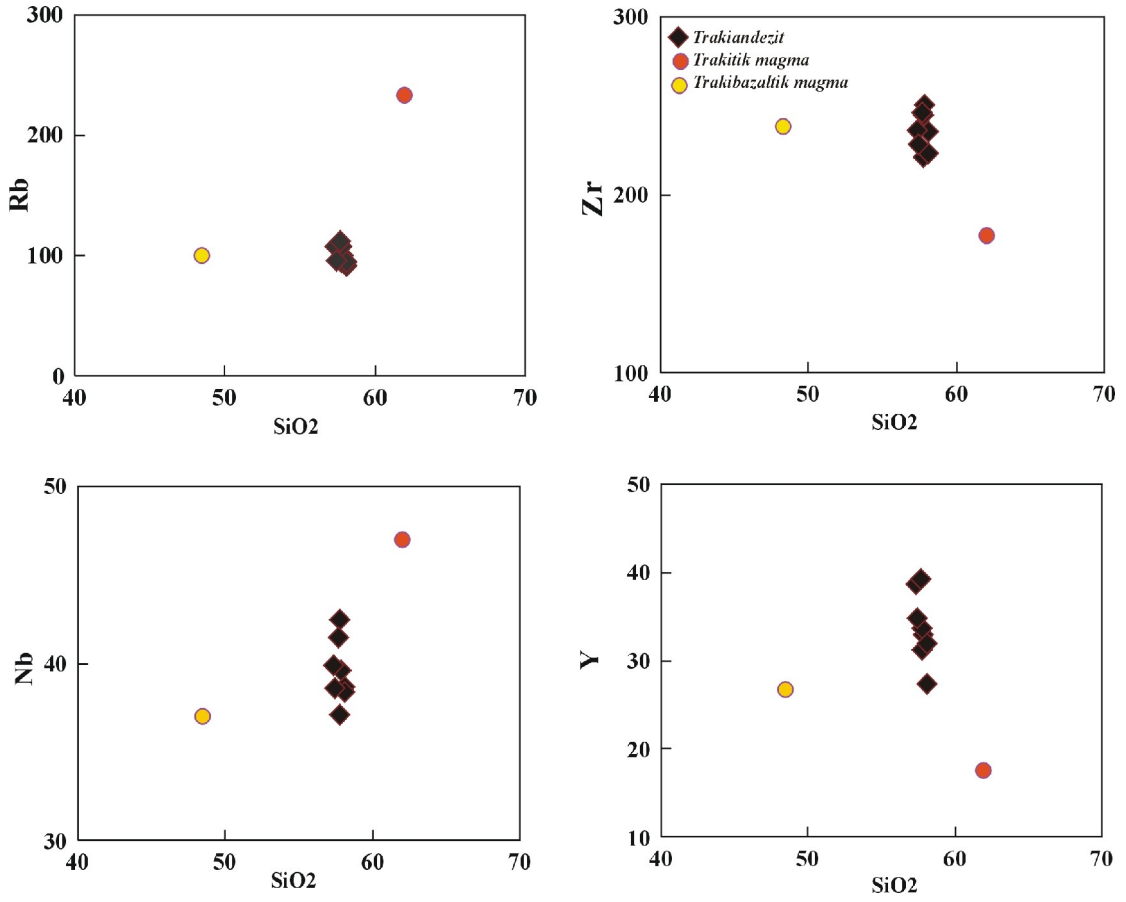
Nemec et al. (1998), Eğirdir kenarındaki Gölcük kökenli tüfler içerisinde 2 tip cam kıymığı tanımlamıştır. Birisi silişçe zengin, diğeri ise bazanitik cam kıymığıdır. Gölcük volkanizmasının ürettiği şoşonitik seri içerisinde de silişçe doymun (trakitik) ve magnezyumca doymun (bazaltik) birimler tanımlanmıştır. İki ayrı magmanın uç üyeleri olarak tanımlanabilecek bu seviyeler baz alınarak Yazır volkanikleri harker diyagramlarında değerlendirilmiştir (Şekil 4.30.).

Aşağıda gösterilen harker diyagramlardan da açıkça görüleceği gibi Yazır volkaniklerinin bazaltik ve silisik bileşimli iki şoşonitik magmanın karışım ürünleri olarak oluşabilecekleri düşünülmektedir. Bu diyagramlarda, Yazır trakiandezitleri iki uç üye olan bazaltik ve silisik magma bileşimi arasına düşmektedir. Bununla uyumlu olarak SiO<sub>2</sub> ye karşı bazı iz elementlerden Nb, Zr, Rb ve Y değişim varyasyonları da bölgede yüzeylenen en az ve en fazla diferansiye olmuş trakibazaltik ve trakitik iki magmanın karışımlarını doğrulayıcı yönelim sunarlar (Şekil 4.31.).

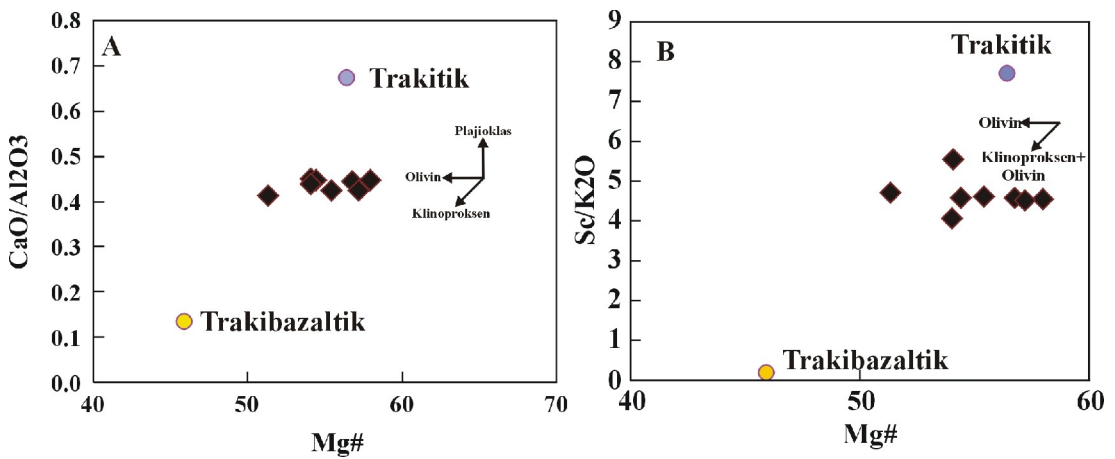
Harker diyagramlarındaki elementel değişimler Yazır trakiandezitlerinin ilksel bazaltik bir magmadan fraksiyonel kristalizasyonla oluşamayacaklarını da işaretlemektedir. Yazır volkanikleri  $Mg\#$ 'a karşı  $CaO/Al_2O_3$  ve  $Sc/K_2O$  diyagramlarında (Albarede et al., 1997) değerlendirildiğinde, olivin  $\pm$  klinoprosken fraksiyonlaşmasının evolusyonlarında önemli rol oynadığını işaretlemektedir (Şekil 4.32. a,b).



Şekil 4.30. Yazır volkaniklerinin harker diyagramlarına göre değerlendirilmesi; karşılaştırma amacıyla Nemec et al. (1998) tarafından Eğirdir gölü kenarındaki tüfler içinde saptanan silisik ve bazaltik cam kıymıkları da diyagrama düşürülmüştür

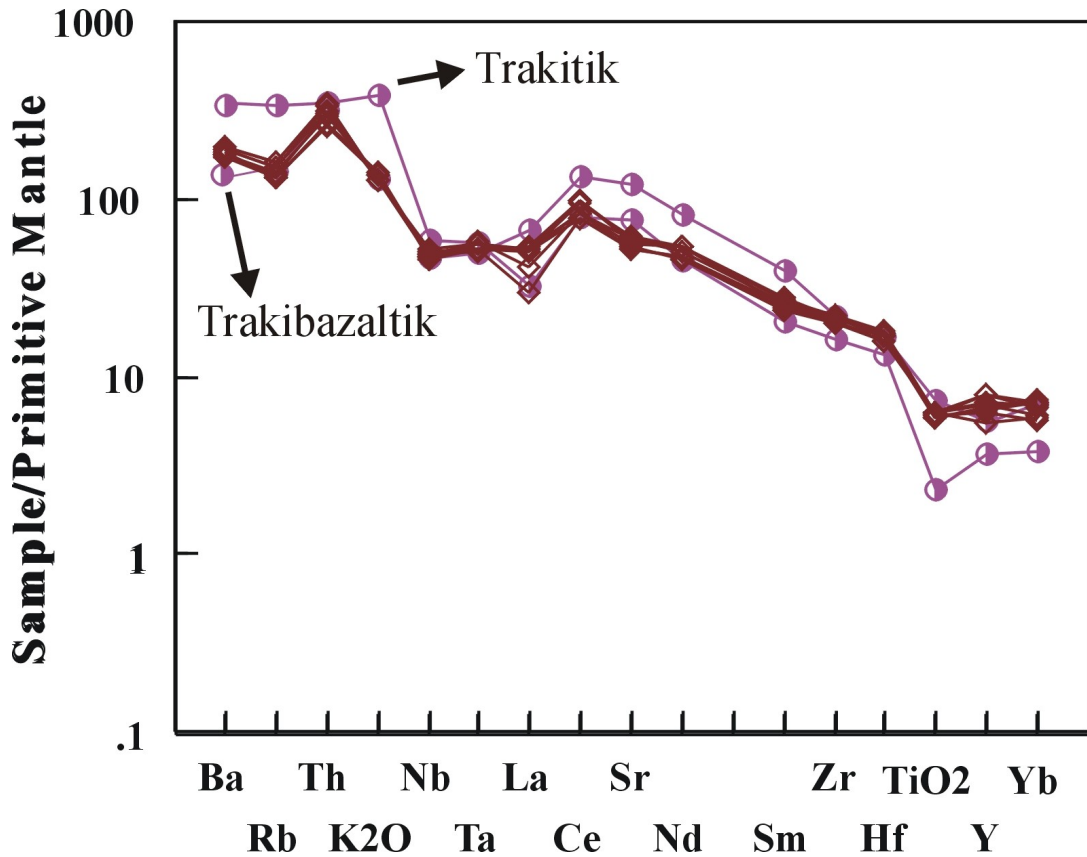


Şekil 4.31. Yazır volkaniklerine ait SiO<sub>2</sub> değerlerinin Rb, Zr, Nb ve Y iz elementlerine karşı değişim diyagramları (trakit ve trakibazalt uç üyelerinin verileri Çoban, 2005'ten alınmıştır)



Şekil 4.32. Yazır volkaniklerine ait (a) CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ile (b) Sc/K<sub>2</sub>O oranlarının Mg# değeri ile karşılaştırılması (Albarede et al., 1997); (trakit ve trakibazalt uç üyelerinin verileri Çoban, 2005'ten alınmıştır)

Yazır volkanikleri örümcek diyagramlarında da değerlendirilmiş ve Yazır trakiandezitlerinin trakitik ve trakibazaltik uç üye eğilimlerinin arasında yer aldığı görülmüştür (Şekil 4.33.). Nadir toprak element örgülerine bakıldığında, hafif nadir toprak elementlerinin iki uç üye arasında yer aldığı buna karşın ağır nadir toprak elementlerinin ise bir miktar zenginleşme gösterdiği dikkati çekmektedir. Ağır nadir toprak elementlerinin yaklaşık düz trend sunması ve zenginleşmesi, büyük bir olasılıkla granat içeren bir manto kaynağı ile ilişkilidir. Ayrıca nadir toprak elementleri apatitlerle ilişkili olabilir. Trakiandezitlerin potasyum içerikleri, kökenlerinde flogopit içeren bir manto kaynağının rolü olabileceğini göstermektedir. MgO değerine karşı toplam nadir toprak elementler değerlendirildiğinde de bu elementlerce zenginleşmiş manto türevli bir magmanın, Yazır volkaniklerinin kökenlerinde rol oynadığını işaretlemektedir.



Şekil 4.33. Yazır volkaniklerinin örümcek diyagramında değerlendirilmesi (trakit ve trakibazalt uç üyelerinin verileri Çoban, 2005'ten alınmıştır)

Yukarıda tanımlanan tüm bu veriler; büyük bir olasılıkla zenginleşmiş bir manto türevli bazaltik bir magma ile kabuk türevli silisik bir magmanın Yazır trakiandezitlerinin gelişiminde rol oynadığını işaretlemektedir.

#### **4.2.3. Yazır volkaniklerinin MELTS algoritma programında değerlendirilmesi**

MELTS algoritma programı; magmalarda dengelenmeli kristalizasyonu, fraksiyonel kristallanma ve magma karışımları gibi değişik petrojenetik hipotezleri test etmek için kullanılan algoritmaya dayalı bir termodinamik programdır (Ghiorso ve Sack, 1995).

Yazır trakiandezitlerinde MELTS paketinin değerlendirilmesinde en az differansiyasyona uğrayan kayaç olarak Y-11 numaralı örnek kullanılmıştır (Çizelge 4.9.). Hesaplamalarda 1 kbar toplam basınç,  $f_{O_2}=QFM+2$  ve 3 birim ağırlık su içeriği dikkate alınmıştır. 1 kbar toplam basınçta bu bileşim için liquid sıcaklığı 1120 °C'dir. 1116 °C'de az miktarda olivin kristallenmeye başlar ve 1036 °C'ye kadar olivin kristallenmesi devam eder. 1036-996 °C arasında yaklaşık 1016 °C'de olivin eriyik ile reaksiyona girer. Klinoproksen 1016 °C'de kristallenmeye başlar ve 976 °C'ye kadar klinoproksen kristallenmesi devam eder. 956 °C'de spinel kristalizasyonu başlar, sıcaklık düşümü ile plajioklazlarla birlikte 896 °C'ye kadar kristalizasyon devam eder. 876 °C'de olivin kristalizasyonu tekrar başlar ve spinel ile plajioklazla devam eder. 856 °C'de alkali feldispatlar görünür. 836 °C'de ise olivin tekrar eriyik ile reaksiyona geçer ve klinoproksen fraksiyonlaşması ile birlikte spinel, plajioklas, sanidin ve apatit kristallenmesi başlar. Bu kristalizasyon sıcaklık düşümü ile 716 °C'ye kadar gider. Plajioklazların anortit oranı artar, alkali feldispatların ortoklaz oranı yükselir. 696 °C'de amfibol ve kuvars kristalizasyonu gözlenmeye başlar. Bu algoritma, olivin ve klinoproksen fraksiyonlaşmasının trakiandezitik magmanın gelişiminde rol oynadığını göstermektedir. Olivin ve piroksenin farklı iki sıcaklıkta ortaya çıkması, olivin ve klinoproksenin kristalizasyona başlaması, daha önceden saptanmış olan klinopiroksenin ters kimyasal zonlanmasıyla uyumludur. Bu gelişim, Yazır trakiandezitlerinin fraksiyonel kristalizasyondan ziyade dengesiz bir magmadan türediklerini ve büyük bir olasılıkla magma karışımlarının Yazır

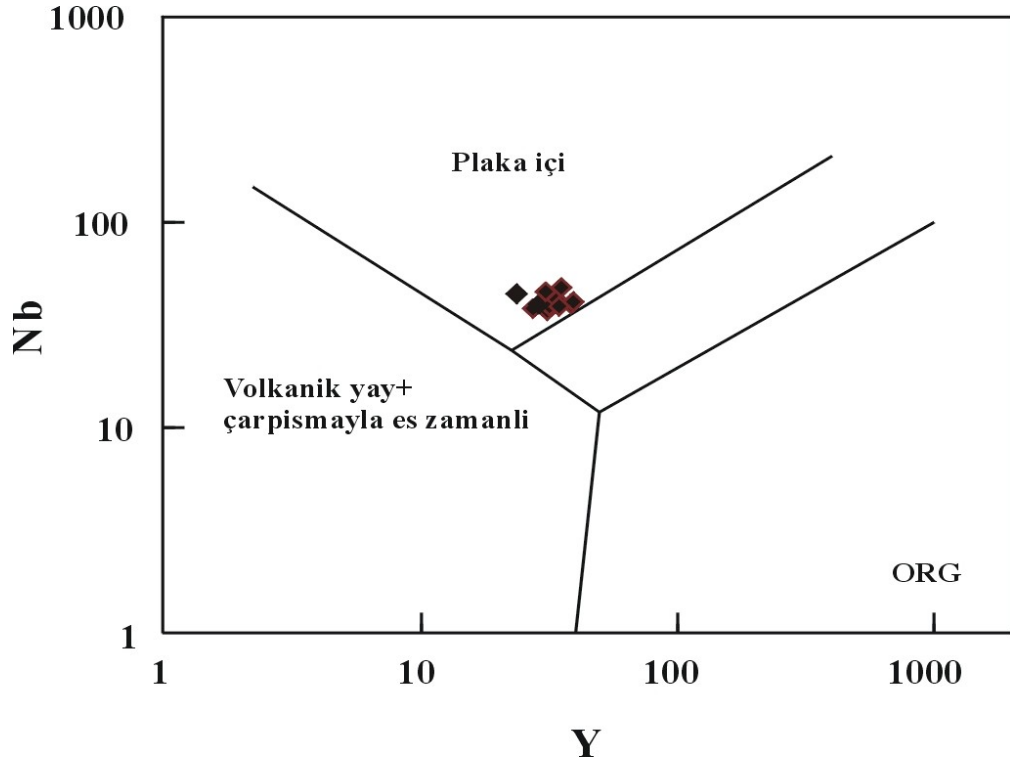
Çizelge 4.9. Yazır volkaniklerinin MELTS algoritma programında değerlendirilmesi (prok: klinoproksen, plj: plajioklas -an-, k-fel: potasyum feldispat -or-, amf: amfibol, t: sıcaklık)

t	olivin	prok.	spinel	Plj.	k-fel.	amf.	apatit	Rutil	kuvars
1116	0.23	-	-	-	-	-	-	-	-
1096	1.04	-	-	-	-	-	-	-	-
1076	1.27	-	-	-	-	-	-	-	-
1056	2.23	-	-	-	-	-	-	-	-
1036	3.13	-	-	-	-	-	-	-	-
1016	-	4.14	-	-	-	-	-	-	-
996	-	7.22	-	-	-	-	-	-	-
976	-	9.98	-	-	-	-	-	-	-
956	-	12.09	0.54	-	-	-	-	-	-
936	-	13.62	1.13	1.27	-	-	-	-	-
916	-	14.40	1.86	5.66	-	-	-	-	-
896	-	14.96	2.53	11.07	-	-	-	-	-
876	3.6	-	2.97	17.34	-	-	-	-	-
856	4.13	-	3.39	24.06	5.92	-	0.33	-	-
836	-	15.73	3.61	28.25	13.18	-	0.59	-	-
816	-	16	3.74	30.4	16.55	-	0.70	-	-
796	-	16.17	3.83	31.77	18.56	-	0.77	-	-
776	-	16.28	3.88	32.74	19.90	-	0.81	-	-
756	-	16.36	3.91	33.42	20.91	-	0.84	0.01	-
736	-	16.36	3.93	33.90	21.74	-	0.85	0.02	-
716	-	16.37	3.94	34.28	22.38	-	0.86	0.04	-
696	-	16.45	3.95	34.72	23.25	0.01	0.89	0.05	0.64

trakiandezitlerin magmasının gelişiminde rol oynadığını göstermektedir. Amfibolün düşük sıcaklıkta görülmesi geç faz oluşumları bileşimlerinde görülen kimyasal dengesizliğin ana magmada da devam ettiğini göstermektedir.

#### 4.2.4. Yazır volkaniklerinin tektonik sınıflaması

Yazır trakiandezitlerinin tektonik olarak sınıflamasını belirlemek amacıyla, Nb ve Y element değerleri, Pearce (1986) tarafından tanımlanan diyagramda düşürülmüş ve plaka-içi karakterleri açıkça belirlenmiştir (Şekil 4.34.).



Şekil 4.34. Yazır volkaniklerine ait Nb-Y diyagramı (Pearce, 1986)

#### 4.2.5. Yazır volkaniklerinin oksijen-18 izotopik bileşimleri

İzotop; atom numarası aynı, kütle numarası farklı olan atomlardır. Diğer bir deyişle proton sayıları aynı, nötron sayıları farklı atomlar birbirinin izotopudur. İzotoplar genel olarak iki gruba ayrılırlar. Bunlar radyoaktif izotoplar ve duraylı izotoplardır. Radyoaktif izotoplara; Rb, Sr, Sm ve Nd elementleri, duraylı izotoplara ise H, O, C ve S elementleri örnek verilebilir. Hidrojen elementinin  $^1\text{H}$  ve  $^2\text{H}$  olmak üzere iki tane, kükürt elementinin  $^{32}\text{S}$ ,  $^{33}\text{S}$ ,  $^{34}\text{S}$  ve  $^{35}\text{S}$  olmak üzere dört tane, karbon elementinin  $^{12}\text{C}$  ve  $^{13}\text{C}$  olmak üzere üç tane, oksijen elementinin ise  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  ve  $^{18}\text{O}$  olmak üzere üç tane duraylı izotopu vardır.

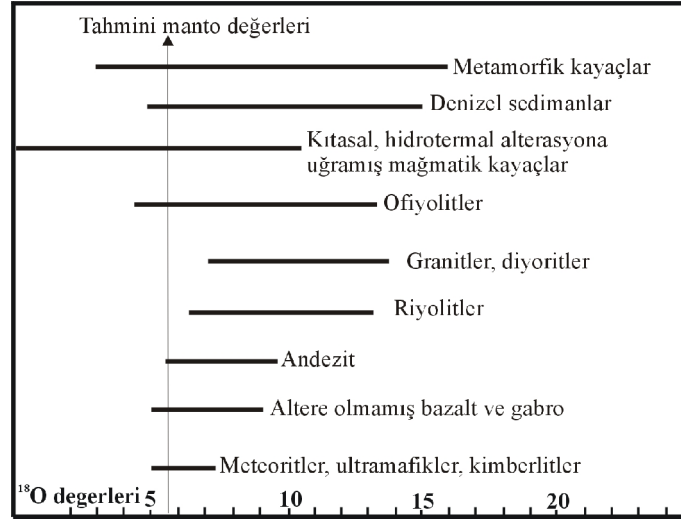
Atomik kütlesi kırktan küçük olan atomların farklı izotopları, jeolojik süreçler sırasında, fiziksel olarak birbirlerinden ayrılabilirlerdir. Bu ayrılmaya izotop ayrışması (isotope fractionation) denir. Bu ayrılmanın nedeni ağır ve hafif atomların titreşim frekanslarının farkıdır. Ağır atomların titreşim frekansları hafif atomların titreşim frekansından daha düşüktür.



Oksijen, atmosferde ağırlıkça %20,9 oranında, suda ise ağırlıkça %88,8 oranında bulunur. Yerkabuğunun ise %50'sini teşkil eder. Oksijen, serbest halde, havada, suda, çözülmüş olarak ve toprak içinde en çok nitrat, fosfat ve karbonat halinde yerkabuğunun içinde bulunmaktadır. Oksijenin çekirdeğinde 8 proton bulunmaktadır. Kimyasal tepkimelerin hemen hemen hepsinde iki elektron alarak eksi hale geçer. Kütle numarası 16, 17 ve 18 olan izotopları vardır. Bunların doğada bolluk oranları %99,76 ( $^{16}\text{O}$ ), %0,04 ( $^{17}\text{O}$ ) ve %0,20 ( $^{18}\text{O}$ )'dir (Hoefs, 1987).  $^{17}\text{O}$  izotopunun doğadaki derişimi küçük olduğundan jeokimyada  $^{16}\text{O}$  ve  $^{18}\text{O}$  izotopları kullanılır. Kütle numaraları 14, 15 ve 19 olan izotopları radyoaktiftir. Fakat bu radyoaktiflerin ömrü oldukça kısadır.

İzotop jeokimyası incelemelerinde  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  oranları analiz edilmekte ve analiz sonuçları  $\delta^{18}\text{O}$  değeri şeklinde ifade edilmektedir. Oksijen izotopları analizlerde SNOW değerine göre değerlendirilmektedir. SNOW referans olarak kullanılan standart ortalama okyanus suyudur. (Standart Mean Ocean Water=SNOW). Oksijen-18 izotopu magmatik ayrışma sürecinin, fiziko kimyasal koşulların, magmanın orijinal bileşiminin yorumlanmasında ve petrolojide kullanılmaktadır.

Şekil 4.35'de görüldüğü gibi genel olarak magmatik kayaçların  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri  $\text{SiO}_2$  içerikleri ile artma eğilimindedir. Ultramafik kayaçlar en düşük  $\delta^{18}\text{O}$  değerine sahiptir (% +5,4 - +6,6). Çünkü olivin, proksen ve magnetitten oluşurlar. Aynı şekilde granitik kayaçlar en yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerine sahiptirler (% +7 - +13), çünkü kuvars ve alkali feldispattan oluşurlar. Gabro, bazalt ve anorthosisin  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri benzer olup % + 5,5 - +7,4 arasındadır ve andezit, trakit ve siyenitlerden ayırt edilemez. Spooner ve Fyte (1973) tarafından, ofiyolitlerdeki yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinin deniz suyu ile etkileşim sonucu meydana çıktığı ileri sürülmüştür. Criss (1999) okyanusal magmanın  $\delta^{18}\text{O}$  değerini yaklaşık % +6 olarak vermiş, kıtasal magmanın  $\delta^{18}\text{O}$  değerini % +2 - +16 aralığında, andezitlerin  $\delta^{18}\text{O}$  değerini % +6 - +9 aralığında, granitik plütonların  $\delta^{18}\text{O}$  değerini ise % +7 - +15 aralığında tanımlamıştır. Metamorfik kayaçların  $\delta^{18}\text{O}$  değerinin % +5 - +30 aralığında değiştiğini, sedimanter kayaçların  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinin volkanik kayaçlardan yüksek olduğunu söylemiş ve güncel kireçtaşlarının  $\delta^{18}\text{O}$  değerini yaklaşık % +30 olarak belirtmiştir.



Şekil 4.35. Bazı kayaçların  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri (Cox et al., 1979'dan değiştirilerek alınmıştır.)

Kirlenmemiş manto kayalarının (okyanusal bazalt ve peridotit)  $\delta^{18}\text{O}$  olivin değerleri  $\text{‰} +5,2$ , proksen  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri ise  $\text{‰} +5,6$  olarak bilinmektedir (Matteini et al., 1994; Eiler 2001.). Yine Romen provens tip şösonitik magmalarda potasik kayaçlardaki proksenlerde  $\delta^{18}\text{O}$  değeri  $\text{‰} +6,27 - +6,45$  arasında belirlenmiş olup, bu sedimanter kayaçlarla orta derece bir kontaminasyonla yorumlanmıştır (Dallai et al., 2004).

Yazır volkaniklerinden derlenen taze kaya örneklerinden (dört adet tüm kaya ve bir adet kuvars kristali) elde edilen  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri Çizelge 4.10'da verilmiştir. Yazır trakiandezitlerinde, tüm kayadan yapılan  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri  $\text{‰} 6,08$  ile  $8,65$  arasında değişmektedir. Romen tip şösonitik kayaların klinoproksenlerinde saptanan değerlere göre ( $\text{‰} +6,27 - +6,45$ ) Yazır volkaniklerinin tüm kayalarında belirlenen  $\text{‰} +6,08$ 'lik  $\delta^{18}\text{O}$  değeri altere olmamış manto kayalarına (örneğin MORB ( $\delta^{18}\text{O}$ ) =  $\text{‰} +5,2$  ile  $+6,1$ ) benzerdir. Buna karşın saptanan  $\text{‰} +8,65$ 'lik yüksek değer ve  $\text{‰} +6,08$  ile  $+8,65$  arasındaki geniş dağılım, Yazır trakiandezitlerinin kökeninde manto türevli bir magma ile kabuksal silisik bir magmanın karışımı ile oluşmuş dengesiz bir magmanın rol oynadığını işaretlemektedir. Trakiandezitler içerisindeki manual sperasyonla ayrılmış kuvars kristalinde elde edilen  $\text{‰} +7,86$ 'lık  $\delta^{18}\text{O}$  değeri de kabuksal kökenli bir karışımın Yazır trakiandezitlerinin gelişiminde rol oynadığını gösterir.

Çizelge 4.10. Yazır volkanikleri ile bu kayaların içerdikleri kuvars mineraline ait LF#, yield ve  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri

Örnek	YZ-11	YZ-12	GYZ-3	1	27
Kayaç/Mineral	Trakiandezit	Trakiandezit	Trakiandezit	Trakiandezit	Kuvars
LF#	15298	15299	15300	15278	-
yield	5,24	4,55	4,38	4,92	-
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	6,23	8,65	6,20	6,08	7,86

## 5. SONUÇ

Bu tez çalışması kapsamında, Isparta güneyindeki Ağlasun grabeni kenarında çıkış yapmış olan Yazır volkaniklerinin mineralojik, mineral kimyasal, jeokimyasal ve oksijen-18 izotopik araştırmaları yapılmıştır. Daha önceki bölümlerde de verildiği gibi Yazır trakiandezitleri petrolojik olarak ilginç ve önemli mineralojik ve jeokimyasal bir bileşime sahiptir. Yazır trakiandezitleri içerisinde krom spinel içeren olvin ve kuvarsın birlikte bulunması, amfibol, plajyoklaz ve klinoproksenlerde gözlenen ters zonlanmalar, silisçe doymun bir kaya olmasına karşın yüksek Cr ve Ni içerikleri,  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinin geniş bir aralıkta ( $\text{‰} +6,08 - +8,65$ ) değerler sunması, bu trakiandezitleri türeten magmanın kimyasal olarak dengesiz bir magma olduğunu açıkça göstermektedir. Peridotitik bir manto ile uyumlu yüksek Cr içeren krom spinellerin varlığı, tüm kaya içerisindeki yüksek Cr ve Ni değerleri, manto bileşimine yakın düşük  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri, jeokimyasal trendlerde Isparta şoşonitik volkaniklerinin silisik ve bazaltik iki uç üyesi arasında geçişli bir trend sunması Yazır trakiandezitlerini üreten manto türevli bir bazaltik magmayı açıkça göstermektedir. Yine Yazır trakiandezitlerinin yüksek  $\text{SiO}_2$  içerikleri, kuvarsın varlığı ve kabuksal değerlere yakın yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinin varlığı silisik bir magmanın tanımlayıcısıdır. Gerçekleşen MELTS algoritmasında da Yazır trakiandezitlerini üreten magmanın kimyasal dengesizliği belirlenmiştir.

Magmaların evolusyonunu değerlendirmede fenokristal fazlarının kimyası önemli petrolojik ipuçları sağlar. Önceki petrolojik çalışmalarda da bimodal bileşimli plajyoklaslarda kenarlarında kalsiyumca, çekirdeklerinde ise sodyumca zenginleşme ile gözlenen ters zonlanmalar (Kuno, 1950; Anderson 1940, 1976; Eichelberger, 1979; Sakuyama, 1981), dengesiz fenokristal (kuvars ile klinoproksen ve olivin ile kuvars) birlikteliği (Sakuyama, 1981; Grove ve Gerlach, 1982), intergranüler ve trakitik dokunun gelişimi (Nabelek et al., 1978) magma karışım olayları için bir veri olarak değerlendirilmiştir ve birçok araştırmacı tarafından bu veriler kalk-alkalin yitim zonlarında oluşan andezitik magmaların oluşumlarında kullanılmıştır.

Yazır trakiandezitleri ise, tipik bir magma karışımı proseslerini işaretleyen veriler sunmakla birlikte kıta içi alkalın karakterlidir. Daha önceki bölümde de verildiği gibi zenginleşmiş ve büyük bir olasılıkla potasyumun kaynağı olarak flogopit içeren litosferik manto türevli bazaltik bir magmanın gelişimi Yazır trakiandezitlerinin kökeninde rol oynamıştır. Magma karışım prosesi, ya magmanın kıta kabuğundan yükselirken kabuksal kirlenmeyle bileşiminin değişimi sonucu oluşur ya da alt kabukta bazaltik magmanın alttan plakalanmayla ergimesi sonucu silisik bir magmayla karışımı sonucu oluşabilir. Yazır volkanikleri içerisinde kabuksal kirlenmeye ait herhangi bir kabuksal ksenolit bulunamamıştır. Bu olay ret edilmemekle birlikte, mafik ve felsik iki magma kaynak bölgelerinde karışarak bu magma karışımının bileşimini sunabilir.

Sonuç olarak; Pliyosen yaşlı kıta içi ekstansiyonel rejimle yerleşmiş Yazır volkanikleri, zenginleşmiş ve manto türevli bir bazaltik magma ile ya sığ odaklı kabuksal bir kirlenme ya da kaynak bölgesinde karışmış magmaların bir sonucu olarak türemişlerdir.

## 6. KAYNAKLAR

- Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravatte, J., Müller, C., 1985. Antalya Neojen Havzasının stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28, 105-119.
- Akbulut, A., 1980. Eğirdir Gölü güneyinde Çandır (Sütçüler–Isparta) yöresindeki Batı Toroslarda jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23 (1), 1-9.
- Albarede, F., Luyssens, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B.J.G., Bachelery, P., Cheminee, J.L., 1997. The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Reunion) during last 530.000 years. Journal of Petrology, 38, 171-201.
- Alıcı, P., Temel, A., Gourgaud, A., Gündoğdu, M.N., 1998. Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas. Journal of Volcanology Geothermal Research, 85, 423-446.
- Anderson, A.T., 1940., Hat creek lava flow. American Journal Science, 238, 477-492.
- Anderson, A.T., 1976. Magma mixing: Petrological process and volcanological tool. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1, 3-33
- Bilgin, A., Köseoğlu, M., Özkan, G., 1990. Isparta-Gölcük yöresi kayaların mineralojisi, petrografisi ve jeokimyası. Doga-Turkey Journal of Engineering and Environmental Science, 14, 342-361.
- Bozcu, M., Çoban, H., Yılmaz, K., 2003. Karacahisar otoktonu ve Antalya napları içerisindeki volkaniklerin petrolojik incelemesi. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü dergisi özel sayı, 7 (2), 107-123.
- Blumental, M. M., 1963. In fallot le systeme structural du Taurus sud Anatolies. Memorie de la Societe Geologique de France, 12, 611-662.
- Caran, Ş., Bilgin, A., Çoban, H., 2003. Gölcük (Isparta) volkanizması ile ilişkili zeolit içeren kaynaklaşmış tüflerin mineralojisi. Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu (özet), 132-133.
- Coulon, C., Clocchiatti, R., Maury, R.C., Westercamp, D., 1984. Petrology of basaltic xenoliths in andesitic to dacitic host lavas from Martinique (lesser antilles): Evidence for magma mixing. Bulletin Volcanology, 47 (4), 705-734.
- Cox, K.G, Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, Londra, 450.

- Criss, R.E., 1999. Principles of stable isotope distribution, Oxford University press, New York, 264 s.
- Çoban, H., Yılmaz, K., Bozcu, M. 1999. Sandıklı-Şuhut-Senirkent-Gölcük ve Bucak yöresi ultrapotasik volkanitlerin karşılaştırmalı petrografisi. Süleyman Demirel Üniversitesi, 11. Mühendislik Haftası Yerbilimleri Sempozyumu (özet), 42.
- Çoban, H., Bozcu, M., Yılmaz, K., 2000. Petrogenesis of the ultrapotassic rocks from Afyon-Isparta volcanic suture (SW TURKEY). International Earth Science Colloquium (IESCA) on the Aegean (abstract), 96.
- Çoban, H., Caran, Ş. and Görmüş, M. 2001. Origin of Fluorine in Afyon-Isparta volcanic district, (SW Turkey): is fluorphlogopite the key?. International 10<sup>th</sup> Water-Rock Interaction Symposium, Villasimius, Italy, 1, 477-481.
- Çoban, H., Yılmaz, K., Bozcu, M., 2001. Geochemistry of mineral phases in ultrapotassic rocks and it's petrogenetic implication, from Isparta Angle, SW Turkey. Fourth International East Mediterranean Geology, Turkish Symposium, Isparta (abstract), 82.
- Çoban, H., Yılmaz, K., Caran, Ş., Görmüş, M., 2003. Isparta bölgesinde Miyosen sonrası tektonizma, volkanizma ve sedimantasyon (özet). Mersin Üniversitesi 10. Yıl Jeoloji Sempozyumu, 2.
- Çoban, H., 2003. Gölcük (Isparta) volkanitlerinin gelişiminde ultrapotasik affiniteye ilişkin yeni veriler. Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu (özet), 116-117.
- Çoban, H., 2005. Gölcük (Isparta) yöresi, maar tip patlamalı volkanizmasının gelişim mekanizmasında sulu minerallerin etkisi. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, 40. Yıl Jeoloji Sempozyumu (özet), 43.
- Çoban, H., 2005. New geochronologic, geochemical and isotopic constraints on the evolution of Plio-Quaternary alkaline volcanism from Isparta district, SW Turkey. International Symposium On the Geodynamics of Eastern Mediterranean: Active Tectonics of the Aegean Region. Kadir Has Üniversitesi (abstract), 253.
- Çoban, H., Flower, M.F.J., 2006. Mineral phase compositions in silica-undersaturated leucite lamproites from Bucak area, Isparta, SW Turkey. Lithos, 89, 275-299.
- Çoban, H., Kumral, M., Karsli, O., Baran, A., İmamoglu, Ş., Caran, Ş., 2007. Adakite-like, A-type and OIB-like Magmas from the Eastern Anatolia-Arabian post collisional setting. AGOS 2007 (özet), 253.

- Çoban, H., Flower, M.F.J., 2007. Late Pliocene lamproites from Bucak, Isparta (southwestern Turkey): implications for mantle. Wedge. Evolution during Africa, Anatolian plate convergence. *Journal of Asian Earth Science*, 29, 160-176.
- Çoban, H., 2007. Basalt Magma Genesis and Fractionation in Collision and Extension related Provinces: A Comparison between Eastern, Central and Western Anatolia. *Earth Science Reviews*, 80, 219-238.
- Dallai, L., Freda, C., Gaeta, M., 2004. Oxygen isotope geochemistry of pyroclastic clinopyroxene monitors carbonate contributions to Roman-type ultrapotassic magmas. *Contributions Mineral and Petrology*, 148, 247-263.
- Eichelberger, J.C., 1975. Origin of andesite and dacite: Evidence of mixing at glass mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes. *Geology Society of American Bulletin*, 86, (1381-1391).
- Elitok, Ö., Özgür, N., Drüppel, K., Yıldırım, D., Platevoet, B., Guillou, H., Poisson, A., Scaillet, S., Satr, M., Siebel, W. , Bardintzeff, J.M., Deniel, C., Yılmaz, K., 2009. Origin and geodynamic evolution of late Cenozoic potassium-rich volcanism in the Isparta area, southwestern Turkey. *International Geology Review*, 1072954, 37-41.
- Flower, M.F.J., Çoban, H., 2002. Clues for collision-induced mantle flow from igneous activity in Anatolia and Indochina. In: IGCP 430 second Annual Workshop 'Mantle Responses to Tethyan Closure (abstract). Halong Bay City, Vietnam, 23.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Pecerrillo, A., Villari, L., 1894. Ternary and Quaternary evolution of volcanism in the Aegean area region. *Geological Society Special Publications*, 17, 687-699.
- Garlick, G.D., 1969. The stable isotopes of oxygen, in: wedepohl, K.H. (ed.) *Handbook of chemistry*. 8B, Berlin-Heidelberg-New York, Springer.
- Ghiorso, M., Sack, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. a revised internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197-212.
- Glover, C.P., Robertson, A.H.F., 1988a. Role of regional extension and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey, *Journal of Geological Society of London*. 155, 365-387.
- Glover, C.P., Robertson, A.H.F., 1988b. Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298, 103-132.



- Görmüş, M., Özkul, M., 1995. Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisi. SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 1, 43-64.
- Görmüş, M. Sagular., E.K., Çoban, H., 2001. The Miocene sequence characteristics and its contact relation to older rocks and lamprophyric dikes in the Dereboğazı area (Southern Isparta, Turkey). In: Görmüş, M., Kuşçu, M. Karagüzel, R. Bozcu, M. (Eds), Proceedings of the Fourth International East Mediterranean Geology Symposium, Süleyman Demirel Üniversitesi, 69-90.
- Grove L.T., Gearlach, D.C., Petrology of medicine lake highland volcanics: Characterization of endmembers of magma of magma mixing. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80, 147-159.
- Gutnic, M., Ketler, D., Monod, O., 1968. Decouverte de nappes de charriage dans le nord du Tarsus occidental (Turquie meridionale). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, 266, 998-991.
- Gutnic, M., 1977. Geologie du Taurus du Psidien Au nord d Isparta (Turquie). Academie de Versallies Universite de Paris-Sud Faculte des Sciences d'Orsay, 130.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J. F., 1979. Geologie des Taurides occidentales (Turquie). Memorie de la Societe Geologique de France, 137, 1-112.
- Hoefs, J., 1987. Stable isotope geochemistry. Springer Verlag, 241 s.
- Hayward, A.B., 1982. Türkiye'nin güneybatısındaki Beydağları ve Susuz Dağ masiflerinde Miyosen yaşlı kırıntılı tortulların stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 25 (2), 81-89.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8, 523-548
- Karaman, M.E., 1986. Isparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 37 (2), 119-134.
- Karaman, M.E., 1988. Isparta Gölcük volkanizması. Türkiye 12. Jeomorfoloji Bilim ve Teknik Kurultayı (özet), 15.
- Karaman, M.E., Meriç, E. ve Tansel, İ., 1988. Çünür (Isparta) dolaylarında Kretase-Tersiyer geçişi. Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi dergisi, 4, 80-100.
- Karaman., M.E., Meriç, E., Tansel, İ., 1989. Gönen-Atabey arasındaki bölgenin jeolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, 1-2, 129-143.

- Karaman, M.E., 1990. Isparta güneyinin temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 33, 57-67.
- Karaman, M.E., 1994. Isparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 37 (2), 119-134.
- Karaman, M.E., 2000. Tectono-stratigraphic outline of the Burdur-Isparta area (Western Taurides, Turkey). Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 43 (2), 71-81.
- Kazancı, N., Karaman, M.E., 1988. Gölcük (Isparta) Pliyosen volkanoklastik istifinin sedimentolojik özellikleri ve depolanma mekanizmaları. Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi dergisi 4., 16-35.
- Koçyiğit, A., 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi tektonik gelişim. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27 (1), 1-16.
- Kumral, M., Gedikoğlu, A., Celenli, A., Budakoğlu, M., Çoban, H., Suner, F., 1999. Petrological and geochemical investigation of Kepecitepe (Isparta-Turkey) volcanics related to their genesis. European Union of Geosciences (abstract), 786.
- Kumral, M., Çoban, H., Gediklioğlu, A., Kılınç, A., 2005. Petrology and geochemistry of augite tracytes and porphyritic trachytes from Gölcük volcanic region., Isparta, SW Turkey: A case study. Journal of Asian Earth Science, 27, 707-716.
- Kumral, M., Çoban, H., Caran, Ş., 2007. Th, U and LREE-bearing grossular, chromian ferriallanite-(Ce) and chromian cerite-(Ce) in skarn xenoliths ejected from the Gölcük maar crater, Isparta, Anatolia, Turkey. Canadian Mineralogist, 45 (5) 1115-1129.
- Kuno, H., 1950. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas. Japan Geology Society American Bulletin, 61, 957-1019.
- Kuşçu, M., Selçuk, G., 1993. Isparta yöresi ignimbitlerinin tras olarak kullanılabilirliğinin araştırılması. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 43, 15-23.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kaito, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laurd, J., Mandaring, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephensen, N.C.N., Uggaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997., Nomenclature of amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. European Journal of Mineralogy, 9 (3), 623-651.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckheisen, A., Zanetti, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750.

- Lefevre, C., Bellon, M., Poisson, A., 1983. Presence de Leucities dans le volcanisme Pliocene de la region d'Isparta (Tauridies occidentales, Turquie). Comptes Rendus de l'academie des sciences, 297, 368-372.
- McBirney, A.R., 1980. Mixing and unmixing of magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 7, 357-371.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gotterdi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. American Mineral, 73, 1123-1133.
- Nabelek, P.I., Taylor, L.T., 1978. Nucleation and growth of plagioclase and the development of textures in a high-alumina basaltic melt. Proceedings Lunar Planet Science Conference, America, 725-771.
- Nemec, W., Kazancı, N., Mitchell, J.G., 1998. Pleistocene explosions and pyroclastic currents in west-central Anatolia. BOREAS, 27, 311-332.
- Özgür, N., Pekdeğer, A., Schneider, H.J., Bilgin, A., 1990. Pliocene volcanism in the Gölcük area, Isparta/Western-Taurides. Internal Earth Science Congress on the Aegean Regions, 411-419.
- Özgür, N., Pekdeğer, A., Schneider, H.J., 1992. Fluorine in Pliocene volcanic rocks of the Gölcük area, SW Turkey. 1st International Symposium On Eastern Mediterranean Geology, Adana Turkey, 49-55.
- Pearce, J.A., 1996., A user's guide to basalt discrimination diagrams. In Wyman, D.A. (ed.) trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, 12, 79-113.
- Platevoet, B., Scaillet, B., Guillou, H., Nomade, S., Blamart, D., Poisson, A., Elitok, Ö., Özgür, N., Yılmaz, K., Yağmurlu, Y., 2007. Pleistocene explosive activity of Gölcük volcano, Isparta angle, Turkey. Geophys. Research (abstract), 9.
- Poisson, A., Poignont, A.F., 1974. Korkuteli bölgesindeki Miyosen transgressiyonunun yeni bir kırmızı alg türü: Lithothamnium pseudora mossissimum. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 82, 65-69.
- Poisson, A., 1977. Evolution paleogeographique des massifs des Beydağları at du Susuz da. In VI. Coll. On geology Of Aegean Region (İzdar, E. and Nakoman, E.), 529-553.
- Poisson, A., 1984. The extension of the Ionian through into southwestern Turkey. In: Geological evolution of the Eastern Mediterranean (Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F. eds.), 53-68, special publication Geology Society London, 17, 241-250.

- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J.F., Uysal, Ş., 1984. The Isparta angle A Mesozoic paleorift in the western taurides, in geology of taurus belt proceed. International Symposium (Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C. eds.), 1–27.
- Price, S., Scott, B., 1989. A revised lithostratigraphy and sedimentology of the Pliocene Burdur Formation, SW Turkey. Bulletin of the Technical University of İstanbul, 42 (1), 1-27.
- Rahaghi, A., 1978. Paleocene biostratigraphy of some parts of Iran, National Iranian oil company. Geological Laboratories Publication, 7, 1-65, 1-41.
- Robertson, A.H.F., 2000., Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a South Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In:Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society of London, special publications, 173, 97-138.
- Sagular, E., Çoban, H., 2009. Antalya Neojen Havzasındaki Volkanik Tüflü Denizel Kırıntılıların Nannofosillere Dayanan Kronostratigrafik Yorumu. Yerbilimleri Dergisi, 30 (2), 145-167.
- Sakuyama, M., 1981. Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: Crystallization sequence and evidence for magma mixing. Journal of Petrology, 22, 533-583.
- Sarız, K., 1985. Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yörenin jeolojisi. Anadolu Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Yayınları, Doktora Tezi, 91.
- Savaşçın, M.Y., Güleç, N., 1990. Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey. International Earth Science Congress on Aegean Regions, 2, 300-314.
- Sirel., E., Acar Ş., 1982. Praebullalveolina, a new foraminiferal genus the Upper Eocene of the Afyon and Çanakkale region (west of Turkey). Eclogae Geology, 75 (3). 821-879.
- Spooner, E.T.C., Fyfe, W.S., 1973. Sub-seafloor metamorphism, heat and mass transfer. Contributions Mineralogy and Petrology, 42, 287-304.
- Şenel, M., Serdaroğlu, M., Kangil, R. Ünverdi, M., Gözler, Z., 1981. Teke Toroslarının güneydoğusunun jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 95/96, 13- 43.
- Şenel, M., 1997. 1/100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Isparta J–11 paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, 14.

- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241
- Taylor, H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economical Geology*, 69, 843-883.
- Taylor, H.P., 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet Science Letter*, 38, 177-210.
- Yağmurlu, F., Savaşçın, M.Y., Ergun, M., 1997. Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of Isparta Angle, SW Turkey. *Journal of Geology*, 105, 717-728.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afşar, P. Ö., Taner, K., 1986. Batı Torosların jeolojisi, Isparta projesi raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Raporları (yayınlanmamış)
- Yalçınkaya, S., 1989. Isparta-Ağlasun (Burdur) dolaylarının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, doktora tezi, 176 s.
- Yıldız, A., Toker, V., 1991. Çünür köyü kuzeyindeki (Isparta kuzeyi) Üst Kretase-Eosen yaşlı birimlerin plantik foraminiferler ile biyostratigrafik incelemesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 34 (2), 43-58

## ÖZGEÇMİŞ

**Adı Soyadı** : Behzat Gökçen DEMİR

**Doğum Yeri ve Yılı:** Antalya-1982

**Medeni Hali** : Bekar

**Yabancı Dili** : İngilizce

**Eğitim Durumu:**

**Lise** : Antalya Lisesi (1996-1999)

**Lisans:** Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi,  
Jeoloji Mühendisliği (1999-2003)

**Çalıştığı Kurum ve Yıl:**

Maden İşleri Genel Müdürlüğü (2007-...)



This document was created with Win2PDF available at <http://www.win2pdf.com>.  
The unregistered version of Win2PDF is for evaluation or non-commercial use only.  
This page will not be added after purchasing Win2PDF.