

T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

SENİRKENT (ISPARTA) KUZEYİNDE YER ALAN VOLKANİK
KÖKENLİ KAYAÇLARIN JEOLJİSİ VE PETROLOJİSİ

HALİL İBRAHİM CESUR

Danışman: Yrd.Doç.Dr. ÖMER ELİTOK

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA-2011

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER	i
ÖZET	iii
ABSTRACT	v
TEŞEKKÜR	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ	xi
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç	2
1.2. Coğrafi Durum	3
1.2.1. Morfoloji	3
1.2.2. İklim ve bitki örtüsü	4
1.2.3. Ulaşım, yerleşim ve ekonomik gelişim	4
2. KAYNAK ÖZETLERİ	5
3. MATERYAL VE YÖNTEM	11
4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA	12
4.1. Bölgenin Jeolojisi	12
4.1.1. Ayrılmamış karbonatlar	13
4.1.1.1. Tanım ve adlama	13
4.1.1.2. Litoloji	13
4.1.1.3. Alt ve üst dokanak	15
4.1.1.4. Yaş	15
4.1.2. Dereköy Formasyonu	16
4.1.2.1. Tanım ve adlama	16
4.1.2.2. Litoloji	16
4.1.2.3. Yaş	17
4.1.3. İncesu Formasyonu	17
4.1.3.1. Tanım ve adlama	17
4.1.3.2. Litoloji	18
4.1.3.3. Alt ve üst dokanak	19
4.1.3.4. Yaş	19

4.1.4. Kızılıcık Formasyonu	20
4.1.4.1. Tanım ve adlama	20
4.1.4.2. Litoloji	20
4.1.4.3. Alt ve üst dokanak	22
4.1.4.4. Yaş	24
4.1.4.5. Petrografi	25
4.1.5. Zendeviden volkanitleri	30
4.1.5.1. Tanım ve adlama	30
4.1.5.2 Litoloji	31
4.1.5.3. Petrografi	32
4.2. Jeokimya	37
4.3. Tartışma	44
5. SONUÇLAR	47
6. KAYNAKLAR	49
EKLER	53
ÖZGEÇMİŞ	54

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

SENİRKENT (ISPARTA) KUZEYİNDE YER ALAN VOLKANİK KÖKENLİ KAYAÇLARIN JEOLJİSİ VE PETROLOJİSİ

Halil İbrahim Cesur

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç Dr. Ömer Elitok

Bu çalışma kapsamında Senirkent (Isparta) kuzeyinde yer alan yaklaşık olarak 350 km²'lik bir alanın jeolojisi ve bölgede yer alan volkanik kökenli kayaçların petrolojisi incelenmiştir. Bölgede yer alan kayaçlar ayrılmamış karbonatlar, Dereköy formasyonu, İncesu Formasyonu, Kızılcık Formasyonu, Alüvyon ve yamaç molozundan oluşmaktadır. Üst Kretase-Orta Eosen aralığını kapsayan ayrılmamış karbonatlar farklı renk tonu ve yapıda ve farklı karbonat fasiyesleri ile temsil edilmektedir. Üst Eosen yaşlı fliş karakterli Dereköy Formasyonu ayrılmamış karbonatlar üzerine uyumlu olarak gelmekte ve Orta yaşlı İncesu Konglomeraları tarafından yine uyumlu olarak üzerlenmektedir. Tüf, tüf breşi, aglomera gibi volkanik kökenli kayaçlardan oluşan ve içerisinde yer yer değişik tane boyulu kireçtaşı kırıntılarında oluşan, genel olarak orta-kalın katmanlanma sunan birim Kızılcık Formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Yine tüm birimleri keserek çıkan volkanik boyun, lav domu şeklinde yüzeyleme veren volkanik kayaçlar Zendevi volkanitleri olarak ayırtlanmıştır. Volkanik kökenli kayaçlar genel olarak trakit, lösit fonolit, fonotefrit bileşimlidir. Tüm volkanik kayaçların K₂O içerikleri Na₂O'den daha yüksek olup potasik karakter taşımaktadırlar. Volkanitler iri katyonlu litofil element (LILE) ve hafif nadir toprak element (LREE) açısından zenginleşme göstermektedirler (trakitlerde Ba:1826-2104 ppm; Sr:1292-1376 ppm; Rb:228-275 ppm ve (La/Sm)_n: 3.71-5.86; (La/Yb)_n:7.17-15.78; fonotefritlerde Ba:6374-64.39 ppm; Sr: 1558-1812 ppm; Rb:708-731 ppm ve (La/Sm)_n:3.71-3.88; (La/Yb)_n: 4.12-4.31); lösit fonolitlerde (Ba:5077-5321 ppm; Sr:2146-2354 ppm; Rb:370-948 ve

(La/Sm)_n:5.48-5.86; (La/Yb)_n:25.29-27.09). Primitiv mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramlarında tüm kayaç örnekleri negatif Nb-Ta-Ti anomalisi göstermektedirler. Tüm petrolojik veriler Senirkent kuzeyinde yer alan potasik karakterli volkanik kökenli kayaçların yitim zonundan etkilenmiş metasomatize mantodan türediklerine işaret etmektedir.

Anahtar kelimeler: Senirkent, Isparta Büklümü, potasik, trakit, volkanik

2011, 56 sayfa

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

GEOLOGY AND PETROLOGY OF VOLCANIC ROCKS BASED NORTH OF SENIRKENT (ISPARTA)

Halil İbrahim Cesur

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

Supervisor: Yrd. Doç. Dr. Ömer ELİTOK

In this study, petrology of volcanogenic rocks and geology of an area in the North of Senirkent (Isparta). Rock units in the study area are grouped in to: undifferentiated carbonate rocks, Dereköy Formation, İncesu Formation, Kızılcık Formation, Quaternary and slope basin deposits. Upper Cretaceous-Middle Eocene aged undifferentiated carbonate rocks are represented by different color, structure and carbonate facies. Upper Eocene Dereköy Formation in flysch character overlies conformably the undifferentiated carbonate rocks and overlain overlies conformably by the İncesu conglomerates. The Kızılcık Formation consists mainly of tuff, tuff breccia, agglomerates, in places carbonate pebbles dominated layers and display moderate bedding in the field. The Zendevi volcanites in the composition of trachyte, leucite phonolite and phonotephrite are observed lava flow domes and volcanic necks. Volcanogenic rocks have higher K_2O than Na_2O and reflect potassic character. They are enriched in LILEs and LREEs (in trachytes Ba:1826-2104 ppm; Sr:1292-1376 ppm; Rb:228-275 ppm and $(La/Sm)_n$: 3.71-5.86; $(La/Yb)_n$:7.17-15.78; in phonotephrites Ba:6374-64.39 ppm; Sr: 1558-1812 ppm; Rb:708-731 ppm ve $(La/Sm)_n$: 3.71-3.88; $(La/Yb)_n$: 4.12-4.31); lösit fonolitlerde (Ba:5077-5321 ppm; Sr:2146-2354 ppm; Rb:370-948 and $(La/Sm)_n$:5.48-5.86; $(La/Yb)_n$:25.29-27.09). On the primitive mantle-normalized spider diagram, they are characterized by negative Nb-Ta-Ti anomaly. All petrological data indicate that the volcanogenic rocks in the North of Senirkent (Isparta) have been derived from the subduction-related metasomatic mantle source.

Key words: Senirkent, Isparta Angle, potassic, trachyte, volcanic

2010, 56 pages

TEŞEKKÜR

Bu tez Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Koordinasyon Birimi tarafından desteklenen 1994-YL-09 nolu proje tarafından desteklenmiştir.

Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda gerçekleştirilen bu tez çalışması değişik aşamalardaki destek ve katkıların bir sonucudur. Öncelikle proje kapsamındaki desteklerinden dolayı Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Koordinasyon Birimi'ne teşekkürü bir borç bilirim. Tez konusunun seçiminden, bitimine kadar her aşamada araştırmalarımı yönlendiren, gerek arazi çalışmaları gerekse laboratuvar çalışmaları esnasında, ayrıca petrografik incelemelerde ve dataların yorumlanmasında bilimsel yardımlarını esirgemeyen danışmanım Yrd.Doç.Dr. Ömer ELİTOK'a teşekkürlerimi sunarım. Haritaların hazırlanmasında ve tez yazım çalışmaları sırasında yardımlarını gördüğüm H. Rifat ÖZSOY'a teşekkürlerimi sunarım.

Halil İbrahim CESUR

ISPARTA, 2011

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. İnceleme alanının da içerisinde yer aldığı güneybatı Türkiye'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası	2
Şekil 1.2. Kırka-Afyon-Isparta Volkanik Provensi	3
Şekil 1.3. İnceleme alanı güneyinde yer alan Senirkent Grabeni'nin görünümü	4
Şekil 4.1. İncelee alanına ait stratigrafik sütun kesit	12
Şekil 4.2. Ayrılmamış Karbonatlarda gözlenen kırık ve çatlaklar (Başköy doğusu)	14
Şekil 4.3. Ayrılmamış Karbonatlarda gözlenen kırmızı pembemsi ince katmanlı ve mikro kıvrımlı kireçtaşları (Çiğdemtepe).....	14
Şekil 4.4. Başköy kuzeyinde Ayrılmamış Karbonatlar üzerine gelen Dereköy Formasyonu ve Kızılıcak Formasyonu... ..	15
Şekil 4.5. (a) Dereköy kuzeyinde ve (b) Uluğbey civarında gözlenen Dereköy Formasyonu	17
Şekil 4.6. Dereköy kuzeyinde orta-iyi yuvarlaklaşmış İncesu Formasyonu'na ait konglomeralar	18
Şekil 4.7. Dereköy Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen orta-kalın katmanlı İnce Formasyonu konglomeraları... ..	19

Şekil 4.8. Kızılıcak Formasyonunu oluşturan tüfitlerde dikey yönde gözlenen hem renk hem de tane boyutu açısından değişimler	22
Şekil 4.9. a) Kızılıcak Formasyonunda tüfitler içerisinde yuvarlaklaşmış çamur topçukları, b,c,d) tüfitler içerisinde dairesel ya da elipsoidal yapıda iri kalsit dolguları,e,f) kireçtaşı kırıntıları	23
Şekil 4.10. Dereköy Formasyonu üzerine gelen Kızılıcak Formasyonu, a)Uluğbey kuzeyi, b) Başköy kuzeyi	24
Şekil 4.11. Piroklastikler içinde lösit fonolitlerde yer alan lösit kristalleri ...	27
Şekil 4.12. Piroklastikler içinde lösit fonolitlerde korozyona uğramış flogopit kristalleri	27
Şekil 4.13. Piroklastikler içinde lösit fonolitlerde lösit, apatit, klinopiroksen kristalleri	28
Şekil 4.14. Piroklastikler içinde lösit fonolitlerde lösit, kenarlarından itibaren korozyona uğramış klinopiroksen kristalleri	28
Şekil 4.15. Küçük Kabaca kuzeyinde Dereköy Formasyonu'nu kesen trakitik lav çıkışı	31
Şekil 4.16. Lösit fonolitlerde lösit ve piroksen kristalleri ...	33
Şekil 4.17. Lösit fonolitlerde piroksen ve lösit kristalleri ...	33
Şekil 4.18. Akma dokusu sunan trakit	34
Şekil 4.19. Trakit içerisinde sanidin fenokristalleri ve akma dokusu	34

Şekil 4.20. Trakit içerisinde klinopiroksen ve sanidin fenokristalleri	35
Şekil 4.21. Trakit içerisinde sanidin fenokristali	35
Şekil 4.22. Trakit içerisinde klinopiroksen fenokristali ve matriksde gözlenen akma dokusu	36
Şekil 4.23. Lössit fonolitlerde yer alan lösit ve sanidin fenokristalleri	37
Şekil 5.1. İnceleme alanında yer alan volkanik kökenli kayaçların TAS (Toplam Alkali-Silika) diyagramındaki konumları	40
Şekil 5.2. İnceleme alanında yer alan volkaniklerin Na_2O+K_2O/SiO_2 (İrvine ve Baragar,1971) diyagramında konumları	40
Şekil 5.3. K_2O/Na_2O diyagramında (Middlemost, 1975) inceleme alanında yer alan volkaniklerin konumları	41
Şekil 5.4. İnceleme alanında yer alan volkanik kökenli kayaçların Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementlerinin dağılımı.....	42
Şekil 5.5. İnceleme alanında yer alan volkanik kökenli kayaçların Primitiv mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramındaki konumları .	43

ÇİZELGELER DİZİNİ

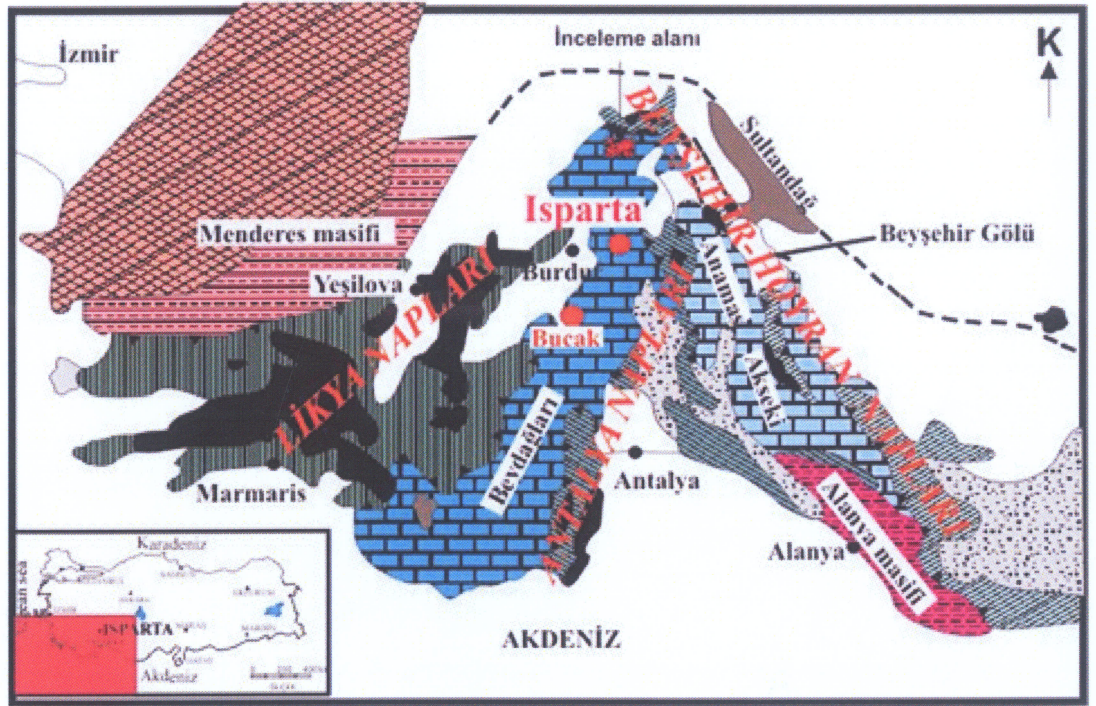
Çizelge 5.1. Kızılıçık Formasyonu içerisinde yer alan volkanik kökenli bileşenlerin ve Zendeviden volkanitlerinin major, minör ve iz element içerikleri	38
--	----

1. GİRİŞ

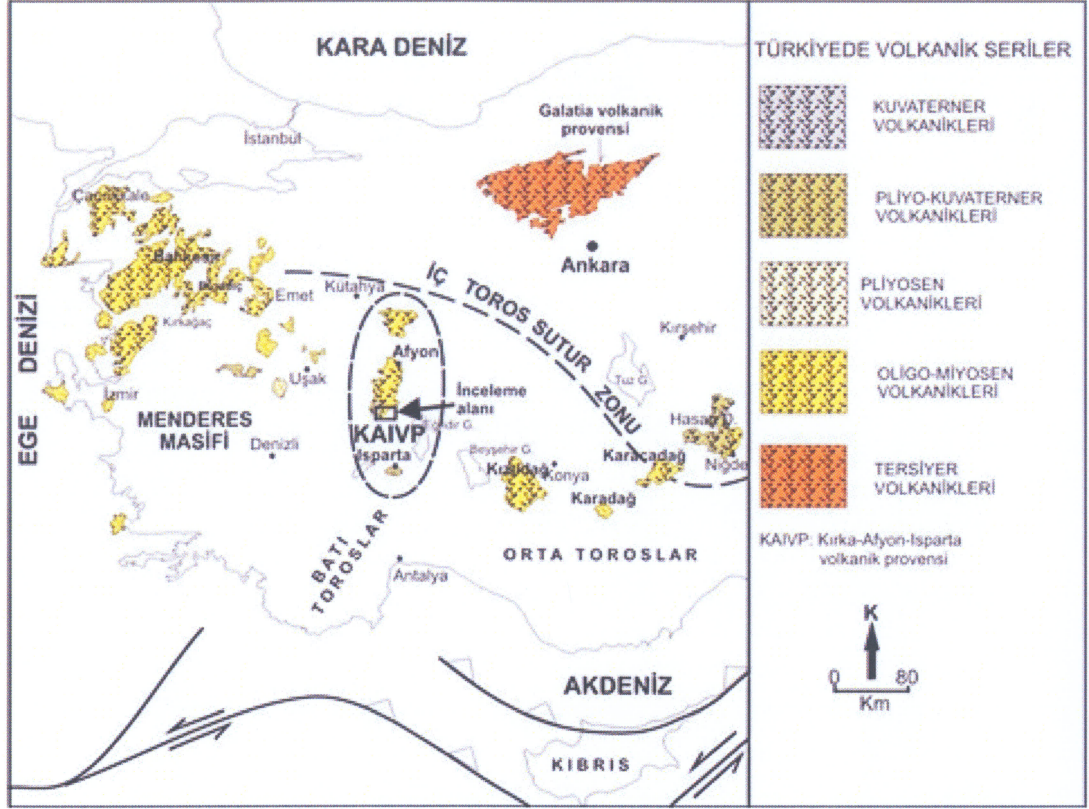
Güneybatı Türkiye’de KD-GB doğrultulu Beydağları otoktonu ile KB-GD doğrultulu Anamas-Akseki otoktonu Isparta civarında birleşerek ters 'V' şeklinde bir yapı oluşturmakta ve bu yapı Isparta Büklümü olarak adlandırılmaktadır. Bu çalışmanın konusunu oluşturan Senirkent (Isparta) kuzeyinde yer alan volkanikler Beydağları otoktonu ile Anamas-Akseki otoktonunun birleştiği büklüm bölgesinin hemen kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 1.1). Gölcük volkaniklerinin de (Isparta) içerisinde yer aldığı Isparta Büklümü’nün kuzey kısmı ile Afyon arasında yer alan volkanikler Kırka-Afyon-Isparta (KAI) Volkanik Provensi olarak tanımlanmıştır (Francalanci vd., 2000). Senirkent (Isparta) kuzeyinde yer alan inceleme alanı Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi içerisinde kalmaktadır (Şekil 1.2). Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi genel olarak potasik-ultrapotasik kayalarla temsil edilmektedir (Francalanci vd., 2000; Alıcı vd., 1998). K_2O içeriği Na_2O ’den fazla olan ya da K_2O/Na_2O oranı ≥ 1 olan magmatik kayalar genel olarak potasik kayalar olarak tanımlanmaktadır. Hem K_2O içeriği hem de MgO içeriği 3’ ün üzerinde olan ve K_2O/Na_2O oranı 2’ nin üzerinde olan kayalar ultrapotasik kayalar olarak sınıflandırılmıştır (Foley vd., 1987). Potasik magmatik kayalar konverjan levha kenarlarında (orojenik) ya da çarpışma sonrası gerilme tektoniğinin hakim olduğu bölgeler ile gerilme rejiminin etkin olduğu stabil kıta içi ortamlarda (anorojenik) gelişebilmektedir (Pecerillo vd., 1984; Poli vd., 1984; Beccaluva vd., 1991; Van Bergen vd., 1992; Nelson, 1992). Batı Akdenizden başlayarak doğu Asya’ya kadar uzanan ve Türkiye’nin de içerisinde yer aldığı tüm Alp-Himalaya kuşağı boyunca orojenik ve anorojenik potasik-ultrapotasik volkanik kayalara rastlanmaktadır (Ding vd., 2003; Pecerrillo ve Martinotti, 2006; Lustrino vd., 2007). İnceleme alanı içerisinde yer alan volkanik kökenli kayalar genel olarak potasik karakterli volkanik kayalardır. Dolayısı ile bölgenin söz konusu potasik karakterli volkanik kayaların bölgenin tektonomagmatik evrimi içerisinde incelenmesi önem taşımaktadır.

1.1. Amaç

İnceleme alanı Isparta Büklümü kuzey kesiminde ve Kırka-Afyon-Isparta Volkanik Provensi İçerisinde yer almaktadır (Şekil1.2). Bölgede akarsu ve göl ortamında çökelmiş piroklastikler ve potasik-ultrapotasik karakterde volkanik kayalar da yer almaktadır. Senirkent (Isparta) kuzeyinde yer alan piroklastik kayaların ve bunlar içerisinde yer alan potasik-ultrapotasik karakterde volkanik kayaların jeoloji, mineraloji, petrografisinin incelenmesi ve bölgenin tektonik gelişimi içerisinde volkanik kayaların tektonomagmatik ortam açısından yorumlanması bu çalışmanın amacını oluşturmaktadır.



Şekil 1.1. İnceleme alanının da içerisinde yer aldığı güneybatı Türkiye'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Juteau'dan 1980)



Şekil 1.2. Kırka-Afyon-Isparta Volkanik Provensi (Elitok vd.,‘den 2010)

1.2. Coğrafi Durum

1.2.1. Morfoloji

İnceleme alanı Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminde ve Hoyran Gölü'nün kuzeybatısında yer almaktadır. Güneyde Senirkent grabeni (Şekil 1.3) ve kuzeyde Karadilli grabeni arasında kalan yükselteleri kapsamaktadır. Bölgedeki önemli yükselteleri Kale T. (1222 m.), Dedemoyu T.(1206 m.), Oyuklusenir T. (1393 m.), Sinanseki T. (1557 m.), Almacık T. (1681 m.), Velibaba T. (1656 m.), Çalı T. (1381 m.), Doluluyurt T.)(1663 m.), Kara T. (1298 m.), Nerzele T. (1256 m.), Karağuz T. (1343 m.), Başbüyük T. (1307 m.), Karşıyaka T. (1276 m.), Çalbalı T. (1956 m.), Gök T. (1992 m.), Terzikayası (1702 m.), Karaağıl T. (1889 m.), Yeşilce T. (1492 m.), Çalcıyakası T. (1781 m.), Bostanseki T. (1521 m.), Üçtepelere (1304 m.),Takka T. (1317 m.).



Şekil 1.3. İnceleme alanı güneyinde yer alan Senirkent Grabeni'nin görünümü

1.2.2. İklim ve bitki örtüsü

İnceleme alanı, coğrafi açıdan Akdeniz Bölgesinde bulunmasına rağmen, deniz seviyesinden olan yüksekliği ve Batı Torosların konumu nedeniyle İç Anadolu'nun karasal iklimi ile Akdeniz iklimi arasında geçiş iklimine sahip olup Göller bölgesinin karakteristik özelliğini taşımaktadır. Bölgede yaz ayları sıcak ve az yağışlı, kış ayları soğuk ve yağışlı geçmektedir. İlkbahar ve sonbahar ayları ise ılıman ve yağışlı bir iklim karakterindedir. Bölgenin büyük bir kesimi çıplaktır. Senirkent ovası alüvyon düzlüğü teşkil etmekte ve önemli ölçüde tarım alanı olarak kullanılmaktadır.

1.2.3. Ulaşım, yerleşim ve ekonomik gelişim

İnceleme alanı Senirkent ve Uluborlu kuzey kesimlerini kapsamaktadır. Ulaşım Isparta-Eğridir, Isparta-Uluborlu yolu ile sağlanmaktadır. Ayrıca Uluğbey ile Tatarlı arasında yer alan karayolu ile sağlanmaktadır. İnceleme alanında en önemli yerleşim birimleri Küçükkabaca, Uluğbey, Büyükkabaca köyleridir. Ortalama nüfus yoğunluğu düşük olup çoğu mahalleler ekonomik yetersizlikten boşalmıştır. Bölgenin ekonomisi büyük ölçüde hayvancılık ve tarıma bağlıdır. Meyvecilik ve özellikle üzümçülük gelişmiştir. Endüstri ise şu ana kadar buralara girmemiştir.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Çalışma alanı ve çevresinde bugüne kadar birçok yerli ve yabancı araştırmacı jeolojik, mineralojik, tektonik, jeokimya ile ilgili araştırmalar yapmıştır. Bunlardan ilgili olanlar aşağıda sunulmuştur.

Ronner (1962), Neojen çökellerden oluşan Sandıklı ovasının normal fay sistemleri ile sınırlandıklarını ve oluşan kırık sistemlerinden lavların çıkarak göl içinde aktıklarını ifade etmiştir. Bu lav akışlarına piroklastik çökellerin eşlik ettiklerini ve daha sonra yeniden çatlaklar boyunca bol silisli eriyiklerin çıkarak çökel kayaçları silisleştirdiklerini belirtmiştir.

Öngür (1973), Sandıklı (Afyon güneyi) çevresinde yer alan volkanik kayaçların jeolojisi ile ilgili çalışmalar yapmıştır. Bu bölgedeki volkanik ürünlerin yaygın olarak piroklastiklerden meydana geldiğini ve bu piroklastiklerin de genel olarak lapilli, süngertaşı, tüf breşlerinden oluştuğunu belirtmiştir. Piroklastiklerin oluşumları bakımından ignimbritik bileşimde piroklastik akma çökellerinden oluştuğunu ortaya koymuştur. Ayrıca volkaniklerin toleyitik bazaltik bir mağmanın farklılaşması ve yan kayaç (kireçtaşı) asimilasyonu ürünü olduklarını ileri sürmüştür.

Besang (1977), Afyon bölgesindeki volkanikler üzerinde K-Ar yöntemi ile yaş tayini çalışmaları yapmıştır. Bölgedeki volkaniklerin 14,7 ile 8,6 my arasında değiştiğini ve volkanizmanın Orta Miyosen'in sonlarına doğru başlayıp tüm üst Miyosen boyunca devam ettiğini belirlemiştir.

Koçyiğit (1980), Hoyran Gölü yöresinin (Afyon - Isparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri konulu doçentlik tezinde, Geç Miyosen - Pliyosen boyunca akarsu yatağı ve göl ortamlarından bir taraftan karasal sedimanlar çökelirken, diğer taraftan volkanizmanın oluştuğunu belirtmiştir. Daha yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla üstleyen, birbirleriyle yanal ve düşey geçişli, diklik eteği deposu, akarsu yatağı, delta ve göl oluşuğu özelliğindeki sedimanlarla; trakit, lösitit, tüf ve aglomeralarla temsil edilen bu volkanik birimi Kızılıçık formasyonu olarak adlandırmıştır.

Başarır ve Kun (1982), Afyon il merkezi ve çevresinde yer alan volkanik kayaçların petrolojisini incelemiş ve bu volkaniklerin alkalin karakterde olduklarını ortaya koymuştur.

Keller (1983), Afyon, Sandıklı, Şuhut ve Isparta volkaniklerinde Sr izotop ve kayaç kimyasal analizleri gerçekleştirilerek volkanitlerin potasik ve yüksek potasik (çoğunlukla lösit içeren) karakterli olduklarını ifade etmiştir

Koçyiğit (1983), Hoyran Gölü dolayının tektonik gelişimini üç ayrı tektonizma dönemine ayırmıştır: i) Eski tektonik dönem: Lias-Maastrichtiyen aralığında duraylı uzun bir dönem ve Hoyran karbonat platformunun gelişimi, Maastrichtiyen-Lütasyen aralığında etkisi gittikçe artan ve karbonat platformunun parçalanması ile karakterize olan çekme tektoniği evresi, ii) Geçiş dönemi: Üst Lütasyen sonu ile Orta Oligosen sonu aralığında molas oluşumu ile karakterize olmakta, iii) Yeni tektonik dönem: Orta Oligosen sonu ile günümüz aralığını kapsayan dönemde bölgesel kabarma, blok faylanma, alkalin volkanizma faaliyetleri ile temsil edilmektedir.

Keller (1983), Anadolu'daki volkaniklerin genel olarak silisik ignimbritlerle birlikte yüksek potasyum (HK) kalkalkalen andezit ve dasit bileşimli olduklarını, Konya yöresindeki volkaniklerin kıtasal kalkalkalen ya da "And tipi" volkaniklere tipik bir örnek oluşturduğunu, Afyon volkaniklerini de içerisine alan Anadolu'nun büyük bir kesimindeki volkaniklerin kaynağının dalan litosferden türeyen LIL elementlerce zenginleşmiş manto kaynağı olduğunu ifade etmiştir.

Koçyiğit (1984a), Güneybatı Türkiye'nin tektoniği ile ilgili yaptığı çalışmada güneybatı Türkiye'nin Tortoniyen sonunda tümüyle yükselmeye başladığını ve günümüzde de etkinliğini sürdürmekte olan çekme tektoniği rejimine girdiğini belirtmiştir. Gerilme tektoniğine bağlı olarak bölgenin blok faylanmaya uğradığını ve değişik doğrultularda birbirlerini kesen normal fayların geliştiğini belirtmiştir. Ayrıca bölgenin eski, geçiş ve yeni tektonik dönem olmak üzere üç döneme ayrıldığını, yeni tektonik dönemin Üst Miyosen-Alt Pliyosen'de geliştiğini ve bu dönemde çekme tektoniğine de bağlı olarak karasal tortullaşma ile yaşıt kıta içi volkanizma ve blok

faylanmalarının belirginlik kazandığını belirtmiştir. Araştırmacı Senirkent kuzeyinde karasal volkanizmanın lösitik, trakitik bileşimde ve potasik karakterde olduğunu, bunların bacalar şeklinde horst-graben sistemine bağlı bir basende gölsel sedimanlarla birlikte bulunduğunu vurgulamıştır.

Koçyiğit (1984b), Isparta Büklümü kuzeyinde Hoyran Gölü civarında yüzeyleyen kayaçların tektonostratigrafik özelliklerini incelemiştir. Bölgedeki kaya birimlerini 11 formasyon ve 15 üyeye ayırmıştır. Bunlardan Kızılcık formasyonu içerisinde ayırtlanmış olduğu Zendevi üyesi genel olarak tuf, aglomera, lösit, lösit içeren trakit, egirin içeren trakit, trakit gibi volkanik kayaçlardan oluşmaktadır.

Çevikbaş vd., (1988), Afyon-Şuhut arasında kalan Neojen volkaniklerinin dağılımı ve jeolojisine yönelik yaptıkları çalışmalarında, volkaniklerin jeokimyasal analizlerine dayalı olarak alkalin ve kalkalkalin karakterde olduğunu ve heterojen bileşimli kabuk ve manto türevli olduklarını vurgulamışlardır.

Öztürk (1989), Balçıkhisar-Karaadilli (Afyon) Dereköy (Isparta) dolayının Jeolojisine yönelik yaptığı çalışmada kaya topluluklarını Balçıkhisar Grubu, Çölovası Allohton Grubu, Hoyran Grubu ve Şuhut Grubu olmak üzere dört ana grup altında toplamıştır.

Savaşçın (1990), Batı Anadolu'da yer alan mağmatikleri, kompresyonla ilişkili kalkalkalin mağmatikler ve ekstansiyonla ilişkili alkalin mağmatikler olarak iki gruba ayırmıştır. Kalkalkalin grubu oluşturan mağmatiklerin strato tip komplekslerle karakterize edildiğini ve bunların dalma-batma zonuyla ilişkili olduğunu, buna karşın ekstansiyonel volkanizmanın olası bir Neojen yaygerisi baseni temsil edebileceğini belirtmiştir.

Francalanci vd., (1990), Ege ve Batı Anadolu bölgesindeki Tersiyer-Kuvaterner yaşlı alkalin mağmatizmanın petrolojisi ile ilgili jeokimyasal ve izotop çalışmalarına dayalı araştırmasında, bölgede Na-alkalin, potasik ve ultrapotasik olarak üç grup volkanik sınıflandırılarak, Afyon bölgesinin orojenik affinite gösterdiğini belirtmiştir.

Afyon ultrapotasiklerinin RPT tip olduğunu vurguladığı çalışmasında orojenik affiniteli, şoşonitik, potasik ve ultrapotasik mağmaların heterojen üst manto kaynağından türediklerini, metasomatizmanın dalan levhadan gelen akışkanlarla ilgili olduğunu belirtmiştir.

Aydar vd., (1996), Afyon volkanizmasının bir strato tip volkanizma olduğunu, iki evrede geliştiğini, ikinci evrenin lamproitik lamprofir ve alkali lamprofirler olduğunu belirtmişlerdir. Oluşumlarında fraksiyonel kristalizasyon ve magma karışımlarının egemen olduğunu, potasik ve ultrapotasik lavlarda iri katyonlu litofil (LIL) elementlerce zenginleşmelerin manto metasomatizması ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Yağmurlu vd., (1997), Isparta büklümünü aktif tektonik ve alkalin volkanizma açısından incelemiş ve volkanizmayı alkalin ve hiperalkalin olarak ayırmışlardır. Bölgede latitik, trakitik, lösitik ve lamproitik karakterli kayaçların yüzeylendiğini belirtmişlerdir. Kuzeyde Afyon'dan güneye doğru gençleşen bir volkanizmanın olduğunu vurgulamışlardır. Ayrıca Üst Miyosen-Alt Pliyosen'de K-G yönündeki horst-graben yapılarına paralel volkanizmanın geliştiğini, Afyon bölgesindeki volkanizmanın Afrika plakasının Anadolu plakası altına dalımı ile ilgili dalma-batma prosesi ile ilişkin kompresyonel rejimle geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Francalanci vd., (2000), Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi (KAIV) içerisindeki volkaniklerin Isparta Büklümü'nü ortadan kuzey-güney yönünde bölen bir tektonik hat boyunca dizildiklerini, bu volkaniklerin kökensel olarak Afrika plakasının Avrasya altına dalmasıyla ilişkili olduğunu ve orojenik afinite gösterdiklerini, bunun yanında Bucak (Burdur) dolayındaki ultrapotasik volkaniklerin levha içi (within-plate) afinite gösterdiklerini belirtmişlerdir. Yazarlar Isparta yöresindeki potasik volkaniklerin yüksek Sr düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerine sahip olup bunda dalan okyanusal litosferden kaynaklanan sıvıların rol oynadığını, Kırka yöresindeki volkaniklerin yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerine sahip olup bunun da manto içerisine dalan silisli sedimanlardan kaynaklandığını ifade etmişlerdir.

Akal ve Helvacı (2002), Afyon volkanik kompleksi içerisinde ve Sandıklı-Şuhut hattının güneyinde stratigrafik konumlarına göre üç evreden oluşan potasik-ultrapotasik karakterde volkanik aktivite ürünleri belirlemişlerdir: i) melilit-lösitit, tefrifonolit ve benekli trakiandezit lavları, ii) Başören trakiandeziti, Başören piroklastik serisi ve bunları kesen lamproitler, iii) Balçıkhisar volkanoklastik serisi, gölsel sedimanlar ve Tokluk volkanosedimanter serisi, fonotefrit, fonolit, bazanitik trakiandezit, nozean içeren trakiandezitik lav domları, daykları ve akmaları.

Aydar vd., (2003), Afyon stratovolkamı içerisinde yer alan lamprofirlerin volkanik aktivitenin son safhasında hidrovulkanik ürünler, afanitik lav akıntıları ve dayk intrüzyonları şeklinde yerleştiklerini, bu lamprofirlerin manto metasomatizması ile ilişkili olarak LILE ve Zr açısından zenginleşme gösterdiklerini belirtmişler, küçük miktardaki lamprofirik magmanın yerleşmesi için gerilme rejimi altında oluşmuş çıkış kanallarının olması gerektiği üzerinde durmuşlardır.

Gürsu ve Göncüoğlu (2005), Sandıklı (Afyon) bölgesinde mostra veren Sandıklı temel kompleksinin metasedimenter kayaçlarını Güvercinoluk Formasyonu olarak, meta-magmatik kayaçları ise Kestel çayı porfiroid birliği olarak tanımlamışlardır. Kestel çayı porfiroid birliğinin meta-riyolit/meta-dasitler ile meta-kuvars porfir dayklarından oluştuğunu ve bunların Sandıklı temel kompleksinin metasedimenter kayaçlarını (Güvercinoluk formasyonu) ve çekirdeği oluşturan meta-riyolit/meta-dasitleri kestiğini ifade etmişlerdir.

Koçyiğit ve Deveci (2007), inceleme alanı kuzeyinde yer alan Şuhut (Afyon) grabeninin DKD-BGB yönelimli bir genişlemenin denetiminde, en geç Pliyosen'den beri genişlemekte olduğunu, genişleme türündeki neotektonik dönemin Isparta Açısı ve özellikle Şuhut bölgesinde, Geç Pliyosen'de başladığını ifade etmişlerdir.

Çoban ve Flower (2007), Isparta Büklümü ve kuzeyini kapsayan Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi içerisinde hem orojenik şoşonitlerin hem de orojenik olmayan levha içi karakter taşıyan lamproitik kayaçların birlikte yer aldıklarını, Üst Pliyosen ultrapotasik Buca lamproitlerinin OIB karakteri sunduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar bu volkanik provens içerisinde bulunan orojenik ve orojenik olmayan

magmaların hem litosferik manto hem de kabuksal malzemedan kirlenmiş konvektif hareket sunan bir astenosferik manto kaynağından farklı basınçlar altında oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

Özpinar (2008), Sandıklı (Afyon) yöresindeki volkanitleri Sandıklı volkanitleri olarak tanımlamıştır. Volkanitlerin Orta ve Geç Miyosen yaşlı lavlar ve piroklastikler ile temsil edildiklerini, lavların trakiandezit, fonolitik tefrit, bazaltik andezit, bazaltik traki-nefelinit, andezit ve dasit bileşimli olduklarını ifade etmiştir. Ayrıca piroklastik kayaların lapillitaşı, tüflü çakıltası, tüflü kumtaşı, tüflü çamurtaşı ve ayrıca trakiandezit, andezit, ve fonolitik tefrit bileşimli vitrik tuf ve kristal tuf ile temsil edildiklerini belirtmiştir.

Prelević vd., (2010), inceleme alanını da içerisine alan güneybatı Türkiye’de lamproitlerin aşırı tüketilmiş flogopit içeren harzburjitik mantodan türediklerini belirtmişlerdir. Tüketilmiş harzburjitik mantonun da Tetisin güney kolu içerisinde okyanus içi dalma zonlarında ve yitim üstü zonlarda gelişen kısmi ergimelerle oluştuğunu, yoğunluğu daha az olan tüketilmiş litosferik mantonun Tetisin kapanma sürecinde Anadolu levhası altında yükseldiğini ve yine dalan levhadan kaynaklanan sedimanların katkısı ile potasyum içeren flogopitlerin oluşumuyla Anadolu levhası altında flogopit içeren aşırı tüketilmiş harzburjitik mantonun geliştiğini belirtmişlerdir. Dolayısıyla lamproitlerin bu flogopit içeren tüketilmiş mantodan türediklerini ileri sürmüşlerdir.

Günen ve Varol (2010), Afyon-Sandıklı Neojen havzasının potasik-ultrapotasik volkanik birimler ve gölssel sedimanter kayalardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Afyon volkanizmasının Orta-Üst Miyosen döneminde (14.8-8 my) gölssel sedimantasyon eşliğinde stratovolkan tipinde geliştiğini belirtmişlerdir. Volkanik tanelerin genellikle riyolit ve latitlerden türediklerini, yüksek volkanik alanlardan daha alçak topoğrafik alanlara, gölssel havza içlerine doğru taşındıklarını ve hatta onlarca metre boyunda volkanik blokların dahi taşınabildiklerini ifade etmişlerdir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Bu inceleme 2009 - 2011 tarihleri arasında gerçekleştirilmiş olup, saha incelemeleri ve laboratuvar araştırmaları şeklinde iki bölümde yürütülmüştür. Saha alışmaları esnasında 300 km²'lik bir alanı kapsayan inceleme alanının 1/25 000 ölçekli jeolojik haritası çizilmiştir. Harita alanı içerisinde mostra veren volkanik ve piroklastik kayalardan yaklaşık 50 adet örnek alınmıştır. Bu örneklerin tümünün ince kesitleri Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne bağlı incekesit laboratuvarında yapılmıştır. Örneklerin petrografik incelemeleri Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bünyesinde bulunan Olympus model polarizan mikroskop altında gerçekleştirilmiştir. İncekesit fotoğrafları ise Leica Görüntü Analiz Sistemi kullanılarak çekilmiştir. Tüm örneklerin petrografik incelemeleri yapıldıktan sonra gerek arazideki konumları gerekse petrografik özellikleri dikkate alınarak tüm bölgeyi temsil edecek 19 adet volkanik kayaç rneği belirlenmiştir. Kayaç rnekleri belirlenirken özellikle mikroskop altında mümkün olduğu kadar az altere olmuş örneklerin seçilmesine dikkat edilmiştir. Belirlenen rnekler petrokimyası ve petrojenezinin yorumlanması amacı ile ACME Analiz Laboratuvarı'na (Kanada) gönderilerek, ICP-MS metodu ile tüm kayaç ana oksit-iz element ve nadir toprak element (REE) analizleri gerçekleştirilmiştir.

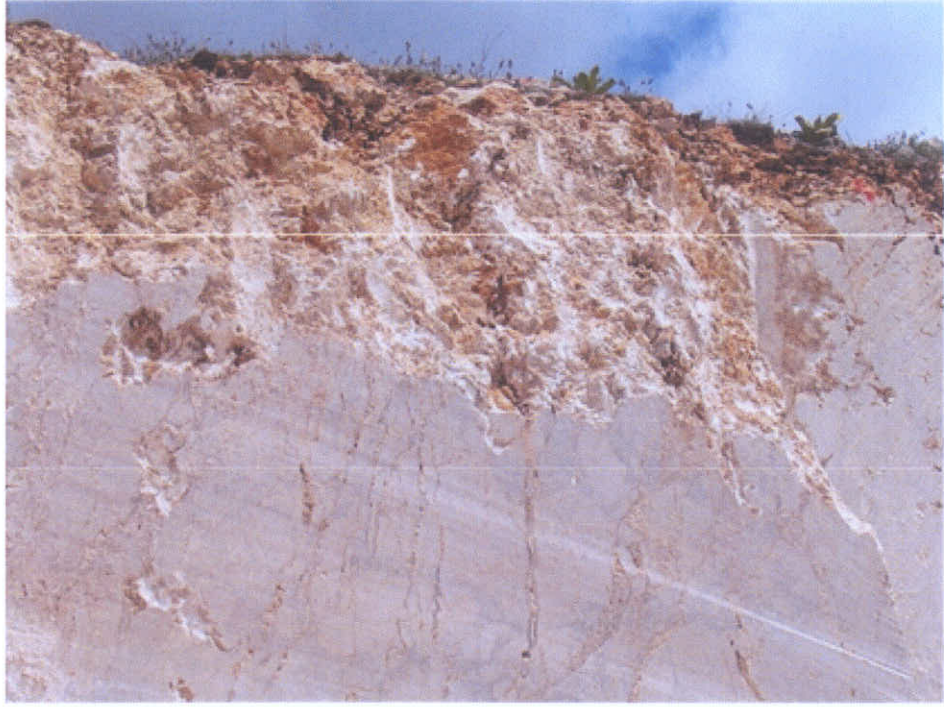
4.1.1. Ayrılmamış karbonatlar

4.1.1.1. Tanım ve adlama

İnceleme alanının güneyinde özellikle Uluğbey ile Büyük Kabaca arasında, Başköy, Çiğdemtepe civarlarında ve bölgenin kuzey kesimlerinde yaygın olarak farklı renk ve yapıda karbonatlı kayaçlar mostra vermektedir. Koçyiğit (1984b), Toklutepe civarında yüzeylenen ve koyu gri, siyahımsı karbonatları Toklutepe Formasyonu olarak tanımlamış ve üst kısımlarının yanal yönde Çiğdemtepe Formasyonuna geçiş yaptığını, ancak geçiş sınırlarının genelde faylı olduğunu belirtmiştir. Yazar inceleme alanı içerisinde, Çiğdemtepe civarında mostra veren kırmızı-pembe renkli, ince tabakalı ve disharmonik kıvrımlı karbonatları Çiğdemtepe Formasyonu olarak adlandırmıştır. Yine Çiğdemtepe Formasyonu'nun tip kesiti Yukarıturtar civarında gözlenen ve inceleme alanı içerisinde Başköy civarında yüzeylenen sığ ve pelajik karbonatlarla temsil edilen Yukarıturtar Formasyonu'na uyumlu geçiş gösterdiğini belirtmiştir. Ancak tüm inceleme alanı içerisinde gözlenen karbonatlar ayrıntılı paleontolojik çalışma olmamasından dolayı bu çalışmada ayrılmamıştır.

4.1.1.2. Litoloji

Ayrılmamış karbonatlar inceleme alanı içerisinde farklı renk ve yapıda gözlenmektedirler. Uluğbey ile Büyükkabaca arasında yüzeylenen karbonatlar genelde bozunma rengi gri, koyu gri, beyazımsı gri, taze kırık yüzey rengi gri, bej gri, açık yeşilimsi renklindedir. Alt kesimlerde genel olarak masif yapıda gözlenmekte üst kesimlere doğru orta derecede yer yer ince-orta katmanlı göstermektedirler. Yüzeyde bol kırık çatlaklı olup yer yer erime boşlukları gelişmiş ve bu erime boşlukları laterit oluşumları ile dolmuştur. Hatta mermer elde etmek amacıyla açılan mermer ocakları, kireçtaşların bol kırık ve çatlaklı olmalarından dolayı terk edilmiştir (Şekil 4.2). Başköy kuzeyinde Çiğdemtepe civarında kırmızı pembemsi renklerde, ince katmanlı ve mikro kıvrımlı olarak gözlenmektedirler (Şekil 4.3).



Şekil 4.2. Ayrılmamış karbonatlarda gözlenen kırık ve çatlaklar (Başköy doğusu)



Şekil 4.3. Ayrılmamış karbonatlarda gözlenen kırmızı pembemsi ince katmanlı ve mikro Kıvrımlı kireçtaşları (Çiğdemtepe)

4.1.1.3. Alt ve üst dokanak

Ayrılmamış karbonatların tabanında yer alan birimler inceleme alanı içerisinde gözlenmemektedir. Üzerine ise uyumlu olarak gelen Dereköy Formasyonu ile olan dokanak ilişkileri Başköy kuzeyinde ve Çiğdemtepe civarlarında gözlenmektedir. Ayrıca aynı bölgede, hem ayrılmamış karbonatlar hem de Dereköy Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Kızılcık Formasyonu gözlenmektedir (Şekil 4.4).



Şekil 4.4. Başköy kuzeyinde ayrılmamış karbonatlar üzerine gelen Dereköy Formasyonu ve Kızılcık Formasyonu

4.1.1.4. Yaş

İnceleme alanı içerisinde yer alan ayrılmamış karbonatların Koçyiğit (1984), tarafından tanımlanan Toklutepe Formasyonu, Çiğdemtepe Formasyonu, Yukarıtirtar Formasyonu'ndan oluştuğu yukarıda belirtilmiştir. Yazar tip lokalitesi olan Toklutepe'de mostra veren karbonatların alt, orta ve üst düzeylerinde elde ettiği fosil

bulgularına göre Senomaniyen-Alt Senoniyen, Santoniyen-Kampaniyen ve Maastrichtiyen yaşlarını vermiştir. Yazar Çiğdemtepe civarında yüzeylenen karbonatlı kayalardan elde ettiği fosil bulgularına göre Çiğdemtepe Formasyonunun yaşını Maastrichtiyen olarak belirlemiştir. Yukarıtirtar Formasyonu'nun alt, orta ve üst düzeylerinden alınan paleontolojik bulguların Alt Paleosen (Daniyen-Monsiyen), Orta-Üst Paleosen, Alt-Orta Eosen (Küziyen-Lütesyen) olduğu belirtilmektedir. Dolayısıyla ayrılmamış karbonatlar Üst Kretase-Orta Eosen arası olarak kabul edilebilir.

4.1.2. Dereköy Formasyonu

4.1.2.1. Tanım ve adlama

Birimde hakim litoloji genellikle çeşitli boyutlarda çakıl içeren türbiditik kumtaşlarıdır. Genel olarak killi kumlu kireçtaşı ara seviyeli kumtaşı, kiltası, silttaşı ve konglomeralardan oluşmaktadır. Farklı çalışmalarda Garipçe Formasyonu (Yalçinkaya vd., 1986), Isparta Flişi (Sarız, 1985), Kurttepe Formasyonu (Yalçinkaya, 1989), Kazanpınarı Formasyonu (Özgül vd., 1991), Dereköy Formasyonu (Koçyiğit, 1984b), olarak tanımlanmıştır.

4.1.2.2. Litoloji

Bu çalışmada Dereköy Formasyonu benimsenmiştir. İnceleme alanı içerisinde Başköy kuzeydoğusunda, Uluborlu kuzeyinde, Dereköy ve Uluğbey civarlarında gözlenmektedir (Şekil 4.5). Genel olarak ince-orta-kalın tabakalı, yeşil, gri, bej renklerde kalkarenit, mikrit, killi kumlu kireçtaşı ara seviyeli kumtaşı, kiltası, silttaşı ve konglomeralardan oluşmaktadır. Birim genel olarak fliş fasiyesini yansıtmaktadır. Birim genel olarak Alpin hareketlerde etkilenmiş olup yer yer tabakalar dike yaklaşmıştır.



Şekil 4.5. (a) Dereköy kuzeyinde ve (b) Uluğbey civarında gözlenen Dereköy Formasyonu

4.1.2.3. Yaş

Koçyiğit (1984b), yakınsak türbiditlerde gözlemlemiş olduğu *Nummulites millecaput*, *Assilina exponens*, *Rotalia trachidiformis*, *Alveolina* sp., *Actinocyclus* sp., ve *Discocyclus* sp. Fosillerini belirlemiştir. Yine türbiditlerle ardalanmalı pelajik biyomikritlerde *Globorotalia bullbrooki*, *Orbulinoides* sp. Ve *Globigerina* sp. Fosillerini belirlemiştir. Birimin yaşını tüm fosil bulgularına göre Lütseyen olarak belirlemiştir.

4.1.3. İncesu Formasyonu

4.1.3.1. Tanım ve adlama

Birim ilk kez Gutnic (1977), Keçiborlu'nun güneybatısındaki İncesu mevkiine atfen İncesu Konglomeraları olarak adlandırılmıştır. Senirkent dolaylarında ise Koçyiğit (1984a), tarafından İncesu Formasyonu olarak önerilmiştir. Isparta güneybatısında ve

Gölcük volkanının batısında yer alan ve ofiyolitler üzerinde yer alan konglomeratik birim için Karaman (1990), Gönen Çakıltası olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada Koçyiğit (1984a)'nın tanımlaması benimsenerek İncesu Formasyonu olarak isimlendirilmiştir.

4.1.3.2. Litoloji

Birim Küçükcabaca ve Dereköy kuzey kesimlerinde yüzeyleme vermektedir. Birim yer yer kötü katmanlanma, bazı alanlarda orta-kalın katmanlı sunmaktadır. Birimi oluşturan konglomera çakılları genel olarak heterojen tane boyutu dağılımı sunmaktadır. Taneler genelde orta-iyi yuvarlaklaşmış çoğunlukla gri, bej, pembe kireçtaşı taneleri, çört, kumtaşı çakılları, breşik çakıltası, puding yapısı sunan konglomeratik kireçtaşı blokları, metre boyutuna kadar varan kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır (Şekil 4.6). Konglomeralar orta-iyi pekleşme göstermektedir.



Şekil 4.6. Dereköy kuzeyinde orta-iyi yuvarlaklaşmış İncesu Formasyonu'na ait konglomeralar

4.1.3.3. Alt ve üst dokanak

İncesu konglomeraları altta Dereköy Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 4.7). Üstte ise Kızılıçık Formasyonu'nun piroklastikleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.



Şekil 4.7. Dereköy Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen orta-kalın katmanlı İnce Formasyonu konglomeraları

4.1.3.4. Yaş

Koçyiğit (1984a), Senirkent dolaylarında yer alan İncesu Formasyonu içerisinde gözlemlendiği Nummulites fichteli, Nummulites intermedius and Amphistegina sp. fosil bulgularına göre birimin yaşını Alt-Orta Oligosen olarak belirlemiştir. Yazar birimin genel olarak kireçtaşı, dolomit, radyolarit-çört, serpantin, gabro, diyabaz, peridotit, bazaltik tuf, şist, amfibolit, granit kırıntı ve bloklarından yapıldığını, Lütesyen yaşlı fliş karakterindeki Dereköy Formasyonu ve bunu tektonik olarak üzerleyen ofiyolitik melanj üzerine uyumsuz olarak geldiğini belirtmiştir. Üst Lütesyen sonlarında Toros ofiyolitlerinin yerleşimine bağlı olarak bölgenin sıkışma rejimi altına girdiğini, bu nedenle bölgenin kuzey-kuzeydoğu kesimlerinin yükseldiğini ve aşındığını diğer taraftan güney-güneybatı kesimlerinin ise sığ denizel ortam koşullarına maruz kaldığını ve Priabonian boyunca sedimantasyonun devam ettiğini ifade etmiştir. Alt Oligosen'den itibaren bölgenin yeni bir gerilme rejimine maruz kaldığını ve bu gerilme neticesinde bölgede çökme ve yükselme alanlarının oluştuğunu belirtmiştir. Yükselen alanların aşınması ve aşınan malzemenin çöküntü

alanlarında birikmesiyle İncesu Formasyonu olarak tanımlanan konglomeratik birimin oluştuğunu ileri sürmüş ve birimi post-orojenik molas olarak tanımlamıştır.

4.1.4. Kızılıçık Formasyonu

4.1.4.1. Tanım ve adlama

Tüf, tüf breşi, aglomera gibi volkanik kökenli kayalardan oluşan ve içerisinde yer yer değişik tane boyulu kireçtaşı kırıntılarında oluşan birim Kumalar Formasyonu olarak ayrılmıştır. İnceleme alanı içerisinde Büyük Kabaca, Uluğbey ve Küçük Kabaca kuzey kesimlerinde Takka Tepe, Meşeli Tepe, Küllük Tepe, Türkmen Tepe, Bostaneki Tepe, Yeşilce Tepe, Karaağıl Tepe, Ekmeksivri Tepe, Başköy, Kaklıkkaya sırtı, Düzyayla mevki, Kale Tepe, Akseki mevki, Kaplan Sırtı civarlarında mostra vermektedir ve yaklaşık olarak 300 km²lik bir alanı kaplamaktadır. Tüfit üyesini meydana getiren kayaç birimleri tek bir kesitte görülmez ve inceleme alanının farklı kesimlerinde içerik bakımından farklılık gösterebilir. Koçyiğit (1984b), birimi en iyi gözlendiği Hoyran Gölü kuzeybatısında bulunan Kızılıçık civarındaki tip lokalitesine atfen Kızılıçık Formasyonu olarak tanımlamıştır. Bu çalışmada da bu isimlendirme kullanılmıştır. Kızılıçık civarında mostra veren formasyon pekişmemiş konglomeratik çökeller, gölsel kireçtaşları ve alkali volkanikler ile temsil edilmektedir Koçyiğit (1984b). Yazar, Kızılıçık Formasyonun baskın litoloji türüne göre Karacaören, Gedikyurt, Tepesidelik üyelerine ayırmıştır. Ayrıca birim içerisinde dayk ve volkanik boyun şeklinde gözlenen ve aşınma sonucu ortaya çıkmış olan lösitit, lösit-trakit, egirin-trakit, ve trakitik bileşimdeki volkanikleri Zendevi volkanikleri olarak ayırmıştır.

4.1.4.2. Litoloji

Uluğbey-Tatarlı yol üzerinde alt kısımlarda tüfler ince taneli, gri, sarımsı yeşil renk tonlarında gözleniyor ve hemen kireçtaşları üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Kireçtaşları gri, koyu gri renk tonlarında ve dere boyunca breşik yapıda gözleniyorlar. Breşik kireçtaşlarının tabanı görülmemekle birlikte üzerine Dereköy

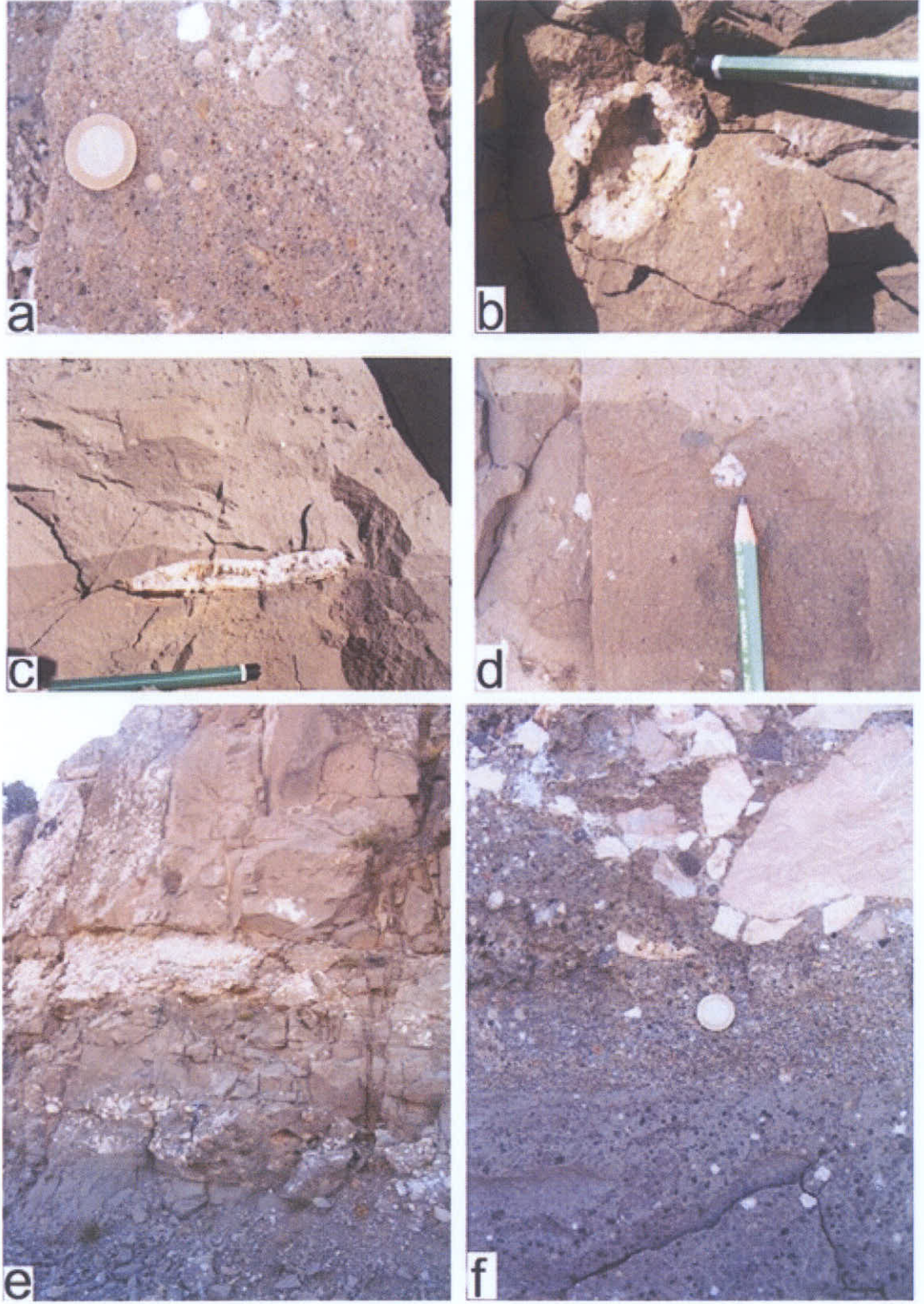
Formasyonu gelmektedir. Koçyiğit (1984b), altta sığ deniz karbonatları ile üstte fliş fasiyesi arasında yer alan 3-5 kalınlığındaki breşik kireçtaşlarının sığ deniz ortamının ani derin deniz ortamına geçişi karakterize ettiğini ve düşey faylanma ve platform karbonatlarında ani derinleşmenin işaretçisi olduğunu belirtmiştir. Tüflerin taban kesimlerinde genelde köşeli kireçtaşı çakılları açısından zengin seviyeler gözlenmekte ve çakıllarda yönelmeler belirgindir. Konglomeratik kireçtaşları üste doğru çok zayıf pekleşmiş konglomeratik kireçtaşlarına geçiş göstermektedir. Bu zayıf pekleşmiş kısımda çakıllar ince taneli sarımsı, kırmızımsı kahve matriks ile tutturulmuştur. Dolayısıyla tabanda zayıf pekleşmiş konglomeratik kireçtaşı seviyesi Kızılcık Formasyonu'nun taban seviyesi olarak kabul edilmektedir. Kireçtaşları üzerine gelen tüflerde hem felsik hem de mafik mineraller gözlenmektedir. Dere içerisinde aglomeratik bloklara da rastlanmaktadır. Uluğbey kuzeyinde Tatarlı yolu üzerinde koyu gri iyi pekleşmiş tüfler gözlenmektedir. Bu civarda tüfler tabakalı yapı sunmaktadırlar. Tüflerin içerisinde volkanik ve sedimanter kaya kırıntıları mevcuttur. Tüf katmanları içerisinde yatay ve dikey yönde cm ve dm boyutunda genelde köşeli kireçtaşı çakılları gözlenmektedir. Tüf katmanları dikey yönde hem renk açısından hem de tanelerin boyutunda değişimler olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.8). Tüfler içerisinde yuvarlaklaşmış çamur topçukları gözlenmekte ve bunlar sedimantasyona işaret etmektedirler (Şekil 4.9a). Yine tüfler içerisinde kuş gözü yapısı sunan ya da elipsoidal formlarda gelişmiş iri kalsit dolguları da gözlenmektedir (Şekil 4.9b,c,d). Tüfler yer yer gri, koyu gri, silt, kil, kum boyu malzemedan oluşmaktadır. Genelde gri, bej, siyahımsı, kül, açık pembe renklerin hakim olduğu genel olarak tüf karakterli piroklastikler yer yer karbonatlı çakıllardan oluşan çakıl mercekleri içermekte ve tüf seviyeleri kendi içerisinde farklı renk ve tane boyu bileşenlerinden oluşan ince-orta katmanlanma sunabilmektedir (Şekil 4.9,e,f). Geniş ölçekte bakıldığında piroklastikler orta-kalın katmanlanma sunmaktadırlar.



Şekil 4.8. Kızılcık Formasyonunu oluşturan tüfitlerde dikey yönde gözlenen hem renk hem de tane boyutu açısından değişimler

4.1.4.3. Alt ve üst dokanak

Tüfitler tabanda silikaklastik sedimanter kayalar ve genelde tutturulmuş konglomeratik kireçtaşı seviyesi üzerine gelmektedirler (Şekil 4.10.). Tüfitlerin temelinde yer alan kireçtaşları bol kırık çatlaklı, masif yapıda, bozunma rengi gri, beyaz gri, taze kırık yüzey rengi beyaz, bej beyaz renklerde gözlenmekte ve oldukça sert yapıdadır. Öztürk (1989), İnceleme alanı dışında ve kuzey kesimlerde Kumalar Formasyonunun nehir ve göl çökelleri ile karasal çökellerden meydana gelen Güzelyayla Formasyonunun üst seviyelerinin yer yer volkanik kırıntı içerdiğini ve yanal ve düşey geçişli bulunduğu volkanik kökenli kayalardan oluşan Kumalar Formasyonu ile ayrılmasının güç olduğunu belirtmiştir. Ancak Formasyonun piroklastik kayaların yoğunlaşması ile Kumalar Formasyonuna geçildiğini ve volkanik malzeme içeren Güzelyayla Formasyonunun üst düzeylerinin Kumalar Formasyonunun taban kısmına karşılık gelebileceğini belirtmiştir.



Şekil 4.9. a) Kızılıcık Formasyonunda tüfitler içerisinde yuvarlaklaşmış çamur topçukları, b,c,d) tüfitler içerisinde dairesel ya da elipsoidal yapıda iri kalsit dolguları, e,f) kireçtaşı kırıntıları



Şekil 4.10. Dereköy Formasyonu üzerine gelen Kızılıcık Formasyonu, a) Uluğbey kuzeyi, b) Başköy kuzeyi

4.1.4.4. Yaş

Koçyiğit (1984b), birimin en üst seviyesini oluşturan ve killi gölsel kireçtaşları ile temsil edilen Tepesidelik üyesinde Gastropoda, Chara sp. ve Ostracoda fosilleri elde

etmiş ancak bu fosil bulgularına göre herhangi bir yaş verememiştir. Fakat İnal (1975), tarafından Yukarıkaşıkara köyünün 5 km kuzeybatısında yer alan Gürleyi civarında konglomeralarla ardalanmalı killi ve marnlı seviyelerde Alt Pliyosen'in üst seviyelerini temsil eden Pyrgula türü ve Üst Pliyosen'in alt seviyelerinin temsil eden Corymbina türünün saptandığını belirtmiştir. Buna ilaveten Tepesidelik üyesine ait gösel kireçtaşlarında Erişen (1972), tarafından Orta ve Üst Pliyosen fosillerinin saptandığını belirtmiştir. Yazar diğer taraftan Akçaköy'ün 10 km kuzeybatısında yer alan Afşar köyü civarında mostra veren Karacaören üyesinin eşleniği olarak düşünülen tüflerde Becker-Platen vd., (1977), tarafından 11 milyon gibi değerler elde edildiğini belirtmiştir. Dolayısı ile yazar tüm verilere dayanarak Kızılıcak Formasyonu'nun yaşını Üst Miyosen-Pliyosen olarak kabul etmiştir. Diğer taraftan Becker-Platen vd., (1977), inceleme alanı dışında ve kuzey kesiminde yer alan Kınık Köyü civarlarında mostra veren fonolitik lavlardaki biyotitlerde 11.6 ± 0.2 , Kocaçal tepe dolayında kristal tüflerdeki biyotitlerde 11.5 ± 0.1 , 12.2 ± 0.2 milyon yıl, Sandıklı ilçesi içinde bir latit bombasındaki biyotitte 10.3 ± 0.2 milyon yıl, yine Sandıklı ilçesi içindeki fonolitik lavlardaki biyotit ve öjite 8.6 ± 0.2 milyon yıl yaş aralığı elde etmiştir (in Öztürk, 1989). Yine bu yaşlar Üst Miyosen-Pliyosen'e karşılık gelmektedir.

4.1.4.5. Petrografi

Tüfitlerde volkanik kaya kırıntıları:

Lösit fonolit (us-2-A): Kayaç porfirik dokulu olup çoğunlukla lösit, sanidin, klinopiroksen, bunun yanında daha az miktarda flogopit, apatit, titan mineralleri ve yaygın küçük yarı özşekilli, özşekilsiz taneseli opak minerallerden meydana gelmektedir.

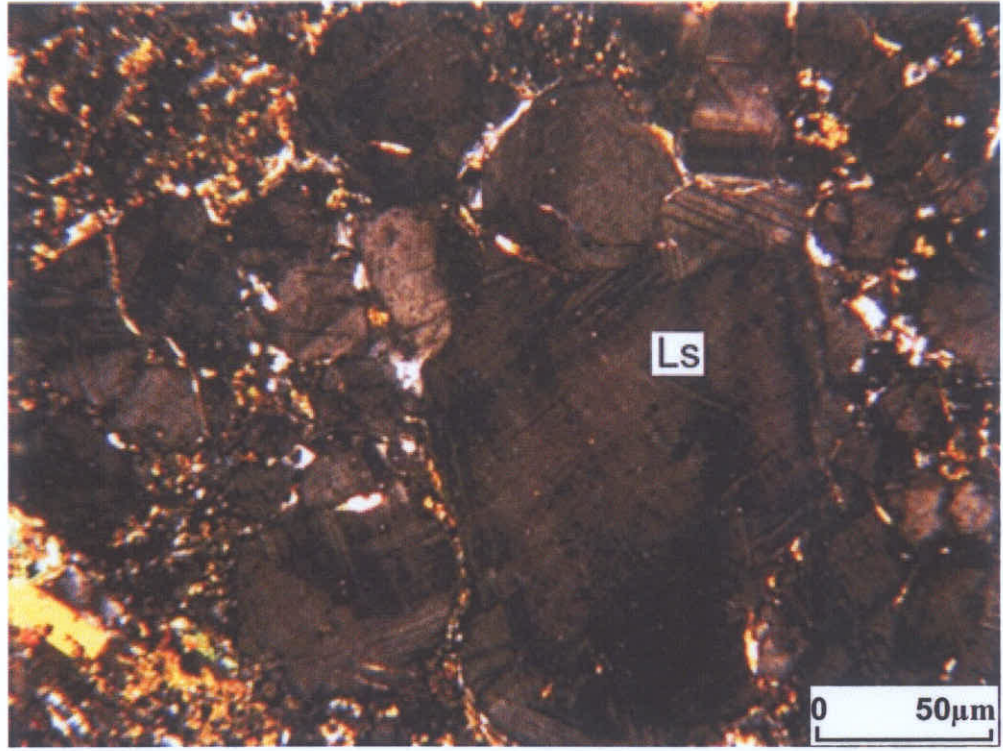
Lösitler heterojen tane boyutuna sahip ve genelde fenokristaller halinde yuvarlak ve özşekilsiz kristaller halinde gözlenmektedir (Şekil 4.11). Farklı yönlerde gelişen polisentetik ikizlenmeleri ile karakteristiktirler. Dalgalı sönme gösterebilmektedirler. Kristallerde düzensiz gelişmiş çatlaklar mevcuttur.

Sanidinler genelde yarıözşekilli, özşekilsiz formlarda, küçük-orta boyutlarda ve genel olarak mikrolitik boyutlarda matriks fazda yer almaktadırlar. Flogopitler içinde yarı gömülü olarak ya da inklüzyonlar halinde yer almaktadır.

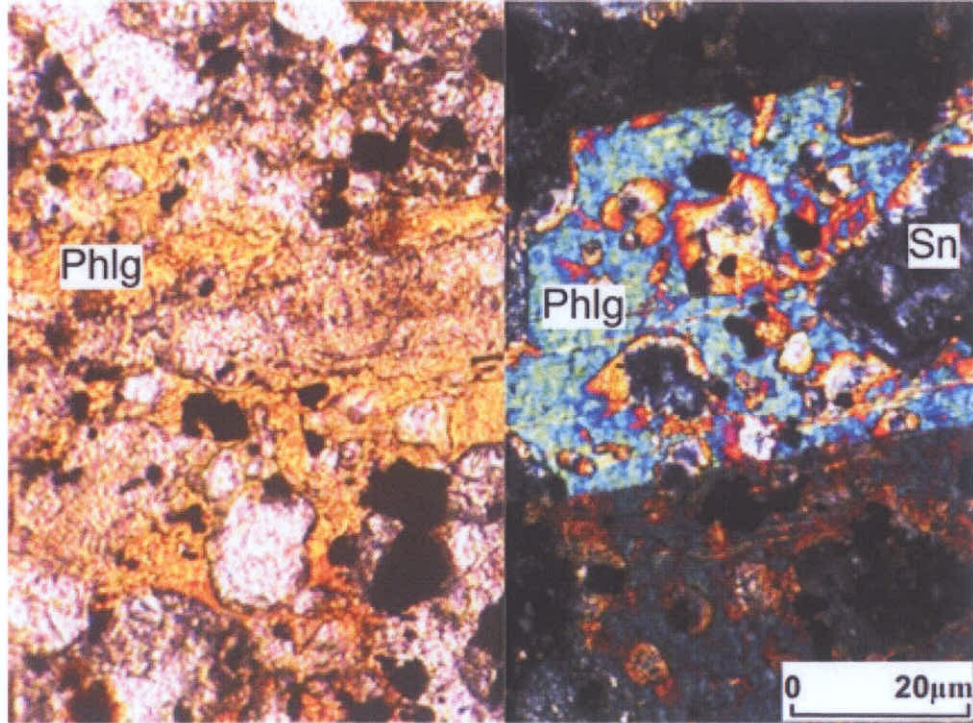
Flogopitler yüksek girişim renkleri sunmakta ve bazıları anormal mavi ve yeşil girişim rengi göstermektedirler. Tek nikolde ise açık kahve, kırmızımsı kahve pleokroizma sunmaktadırlar. Yer yer elek dokusu göstermekte ve elek dokusu sunanlarda sanidin ve lösit inklüzyonları gözlenmektedir. Kristal içinde özşekilsiz küçük opak mineraller de yer almaktadır. Sanidinler bazı flogopitler içerisinde yarı gömülü ya da inklüzyon şeklinde yer almaktadır (Şekil 4.12).

Apatit kristalleri küçük prizmatik ve iğnemsî kristaller halinde yer almaktadır (Şekil 4.13). Çift kırma zayıf olup I. Dizinin gri-beyaz renkleri arasında değişen renkler göstermektedir.

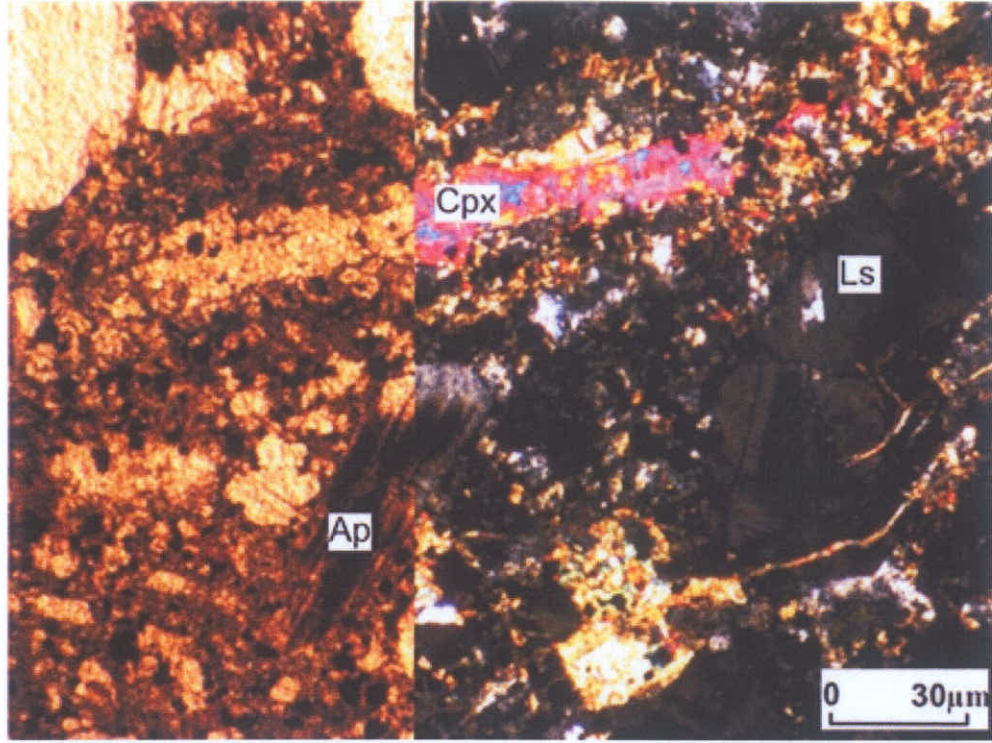
Klinopiroksenler çift nikolde ikinci ve üçüncü dizi girişim renklerini sunmaktadırlar. Tek nikolde renksiz ya da çok açık yeşilimsi renk göstermektedirler. Genelde özşekilsiz formlarda olup kenarlarından itibaren korozyona uğramışlardır (Şekil 4.14). Özellikle kristallerin kenar kesimlerinde tanesî gelişmiş opak mineraller mevcut olup feldspatlar inklüzyon olarak yer alabilmektedirler. Bazı klinopiroksen kristalleri feldspatlarla girift büyüme göstermektedirler.



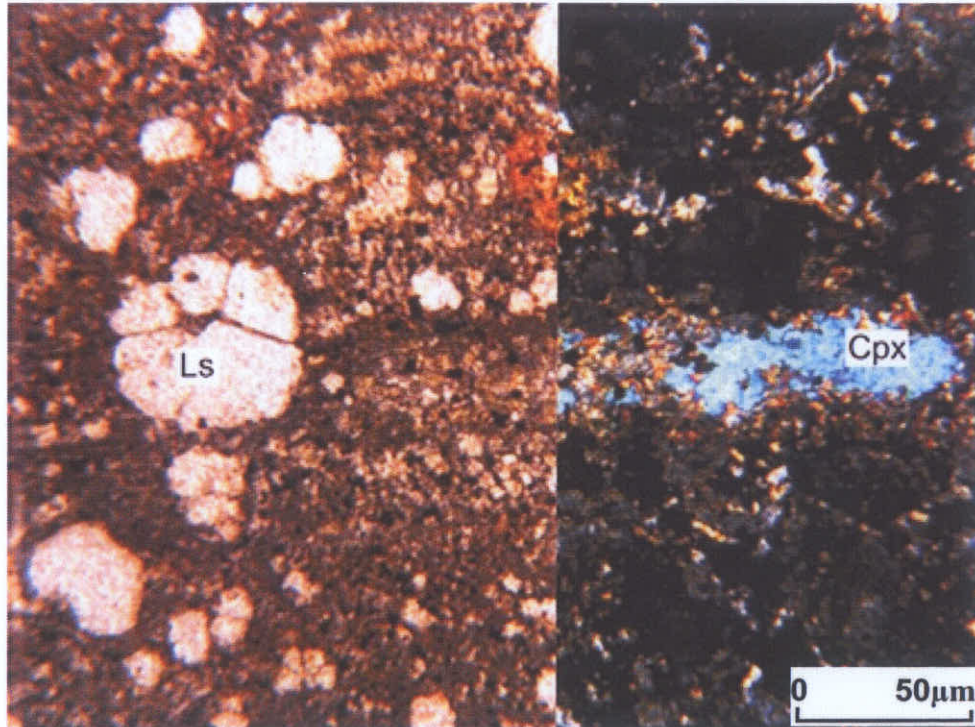
Şekil 4.11. Piroklastikler içinde lösit fonolitlerde yer alan lösit kristalleri. Ls:Lösit



Şekil 4.12. Piroklastikler içinde lösit fonolitlerde korozyona uğramış flogopit kristalleri. Phlg: flogopit, Sn:sanidin



Şekil 4.13. Piroklastikler içinde lösit fonolitlerde lösit, apatit, klinopiroksen kristalleri. Cpx:klinopiroksen, Ls:Lössit, Ap:apatit



Şekil 4.14. Piroklastikler içinde lösit fonolitlerde lösit, kenarlarından itibaren korozyona uğramış klinopiroksen kristalleri

Plutonik (us-13): Kayaç genel olarak flogopit, piroksen, granat, apatit kristallerinden oluşmaktadır. Flogopitler ÇN'de genelde koyu grimsi, mavimsi, yaklaşık altıgen formu, yarıözşekilli, TN'de açık yeşilimsi, kahvemsî sarımsî pleokroizma sunuyorlar. İri granatlar içinde flogopitler inklüzyonlar şeklinde gözleniyor. Kristal aralarında kalsitler yer alıyor. Flogopitlerin karbonatlar tarafından ornatıldığı, korozyona uğradığı gözlenmektedir. Flogopitler içinde iğnemsî apatitler gözlenmektedir. Granatlar içerisinde kalsitler de gözlenmektedir. Granatlar genelde özşekilsiz, izotrop ve TN'de açık sarımsî kahvemsî renk, rölyef yüksek, kalsit ve iğnemsî apatit ve flogopitleri kapanımlar şeklinde içermektedir.

Plütonik (us-7): Kayaç fanaritik dokulu, flogopit, yer yer karbonatlaşmış sodalit (?), granat minerallerinden oluşuyor. Granatlar genel olarak altıgen-sekizgen formlarda ve yer yer karbonatlaşmış durumda. Kayaçta döyterik reaksiyon izlerine rastlanmaktadır.

Analsimit (Us-14-1): kayaç heterojen boyutlarda analsim ve klinopiroksen minerallerinden meydana gelmektedir. Piroksenler genelde yüksek girişim renkleri ve zonlu sönme göstermektedirler. Tek nikolde renksiz ya da çok açık yeşilimsî renk sunmaktadırlar. Bazı analsim kristalleri içerisinde inklüzyon şeklinde de yer alabilmektedirler. Yine piroksenler içerisinde apatit kristalleri inklüzyon şeklinde yer alabilmektedir. Analsim mineralleri çift nikolde birinci dizi girişim renkleri sunmakta ve bazen izotrop özellikte gözlenmektedir. Tek nikolde renksizdirler. Özşekilsiz taneler veya sekiz köşeliden yuvarlağa kadar değişen fenokristaller halinde gözlenmektedirler. Kayaç içerisinde yarıözşekilli, özşekilsiz opak mineraller yer almakta ve bazıları analsim kristalleri içerisinde de gözlenmektedir. Luhr ve Kyser (1989) analsim oluşumlarını birincil (P-type), hidrotermal tip (H-type) ve lösit tip (L-type) olmak üzere üçe ayırmıştır. Söz konusu bu kayaçta yer alan analsimlerin birincil tipte olduğu düşünülmektedir.

Fonolit (us-15): Kayaç porfirik doku sunmaktadır. Matriks genel olarak mikrolitik sanidinlerden meydana gelmektedir. Mineral bileşenleri genel olarak klinopiroksen, apatit, opak kristallerden oluşmaktadır. Klinopiroksenler tek nikolde açık yeşilimsî

pleokroizma sunmaktadırlar. Apatitler orta-iri kristalli ve prizmatik formlarda gözlenmektedir. Nefelinler zayıf girişim rengi sunmakta ve tek nikolde renksizler. Bazıları yaklaşık altıgen form sunmaktadırlar.

Tüfitler

Tüfit (us-4): Tüfitlerde genelde karbonat kaya kırıntıları, mikrolitik sanidinlerden oluşan volkanik kaya kırıntıları, piroksen kristalleri, flogopit kristalleri, apatit kristalleri, yuvarlaklaşmış sodalit kristalleri, mikrolitik feldspat ve piroksen fenokristallerinden oluşan lamprofirik kaya kırıntıları gözlenmektedir. Bazı piroksen kristallerinde de karbonatlaşma gözlenmektedir.

Tüfit (us-4a): Matriks genelde karbonat çimentolu. Tane bileşenlerini lamprofirik kayaç kırıntıları, piroksen kristalleri, yuvarlak formlarda özşekilsiz sodalit kristalleri, flogopit kristalleri, mikrolitik feldspat ve piroksen fenokristalleri, volkanik kayaç kırıntıları, apatit kristalleri içeren volkanik kayaç kırıntıları, bazen sekizgen form sunan granat (melanit) kristaller, opak taneler, mikritik karakterde yuvarlak karbonat kırıntıları gözlenmektedir

Tüfit (us-4-b/us-6/us-19): Matriks genelde karbonat çimentolu. İzotrop özellikte sodalit grubu mineraller gözleniyor. Tane bileşenlerini piroksen, granat, flogopit, feldspat kristalleri, karbonatlaşmış kayaç kırıntıları, mikrolitik feldspatlardan oluşan kayaç kırıntıları, yine mikrolitik sanidin içerisinde ve piroksen fenokristallerinden oluşan volkanik kayaç kırıntılarında oluşmaktadır.

4.1.5. Zendeviden volkanitleri

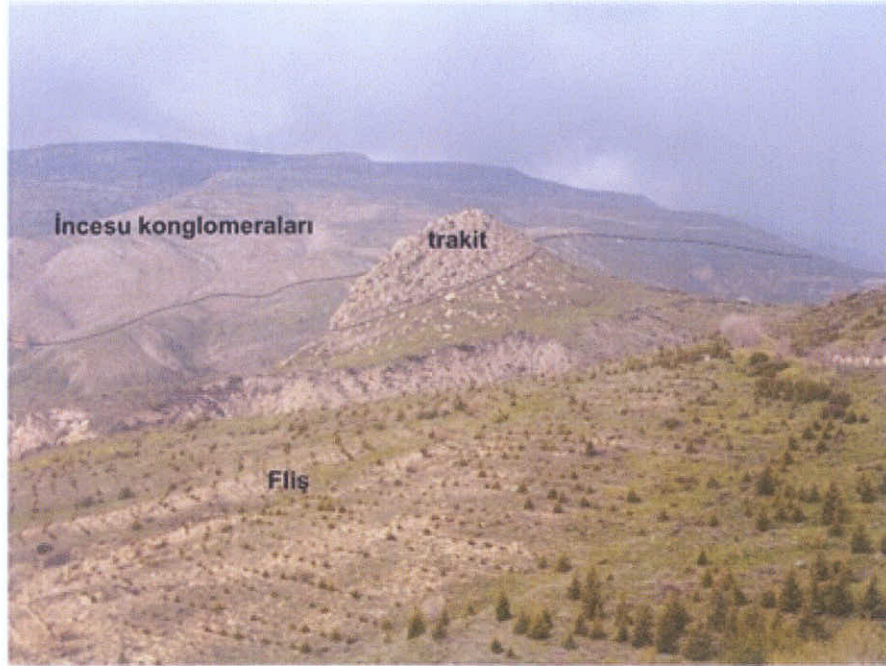
4.1.5.1. Tanım ve adlandırma

Karasal (akarsu ve göl) çökeller ve bu çökellerle içerisinde lav domları şeklinde gözlenen ve kubbemsi rölyefleri ile dikkati çeken Zendeviden volkanitleri inceleme alanı içerisinde Küçük Kabaca kuzeyinde, Almacık Tepe civarında mostra vermektedir.

Koçyiğit (1984b), Kızılcık Formasyonu içerisinde dayk ve volkanik boyun şeklinde gözlenen ve aşınma sonucu ortaya çıkmış olan lösit, lösit-trakit, egirin-trakit, ve trakitik bileşimdeki volkanikleri Zendevi volkanikleri olarak ayırtlamıştır.

4.1.5.2 Litoloji

Küçük Kabaca kuzeyinde volkanitler bozunma rengi gri, kahvems gri ve taze kırık yüzey rengi gri, koyu gri, yeşilimsi gri renklerde gözlenmektedir. Kayaç oldukça sert ve kıymıgımsı kırılğan özelliklerdedir. İçerisinde prizmatik siyah küçük fenokristaller gözleniyor. Almacık Tepe civarında volkanikler dom ya da volkanik boyun şekilli mostra vermektedirler (Şekil 4.15). Burada volkanikler oldukça altere olmuşlardır. Bozunma rengi gri, yeşilimsi gri, kırmızımsı kahve, siyah, koyu gri, kahvems gri, sarımsı yeşil ve taze kırık yüzey rengi gri, yeşilimsi gri renklerde gözlenmektedir. Afanitik, afanitik porfirik dokulu olup sanidin fenokristalleri gözlenebilmektedir. Arazide ince lav akışları şeklinde gelişmiş masif dom yapısı sunmaktadır. Kayaçta siyah prizmatik mafik minerallerde gözlenmektedir. Lav çıkışının kenar kesimleri oldukça parçalı ve breşik yapıda gözlenmektedir.



Şekil 4.15. Küçük Kabaca kuzeyinde Dereköy Formasyonu'nu kesen trakitik lav çıkışı

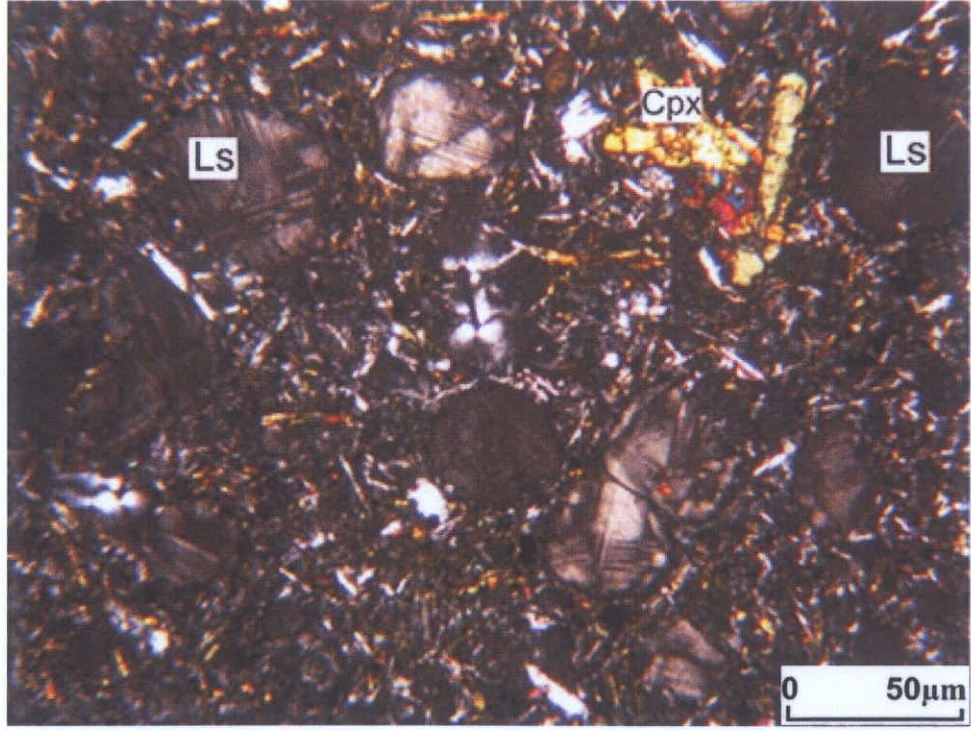
4.1.5.3. Petrografi

Lösit fonolit: Kayaç porfirik doku göstermektedir. Genel olarak lösit (yaklaşık %80), sanidin, klinopiroksen, opak minerallerden oluşmakta ve porfirik doku sunmaktadır. Matriks genel olarak mikrolitik sanidinlerden ve daha az oranda iğnemsî, prizmatik piroksenlerden oluşmaktadır. Mikrolitik matriks yer yer akma dokusu sunmaktadır. Feldspatların olduğu kesimlerde yer yer karbonatlaşma gözlenmektedir.

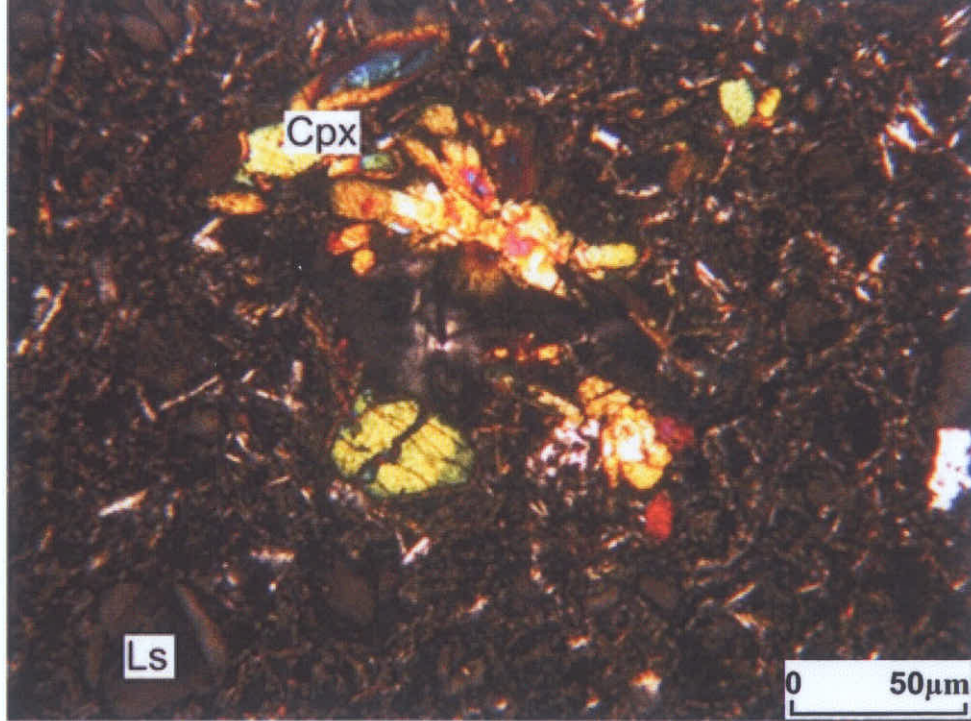
Lösit kristalleri genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramış durumda ve yuvarlaklaşmış durumdadır (Şekil 4.16). ÇN'de I. Dizi alt girişim renklerini sunmakta ve polisentetik ikizlenmeleri ile karakterize olmaktadır.

Klinopiroksenler genelde yarıözşekilli, özşekilsiz olup ÇN'de II-III. dizi girişim renklerini sunmaktadır (Şekil 4.17). Bazı kristaller TN'de kenar zonlarında yeşilimsi renk sunmakta ve orta kesimleri renksizdir.

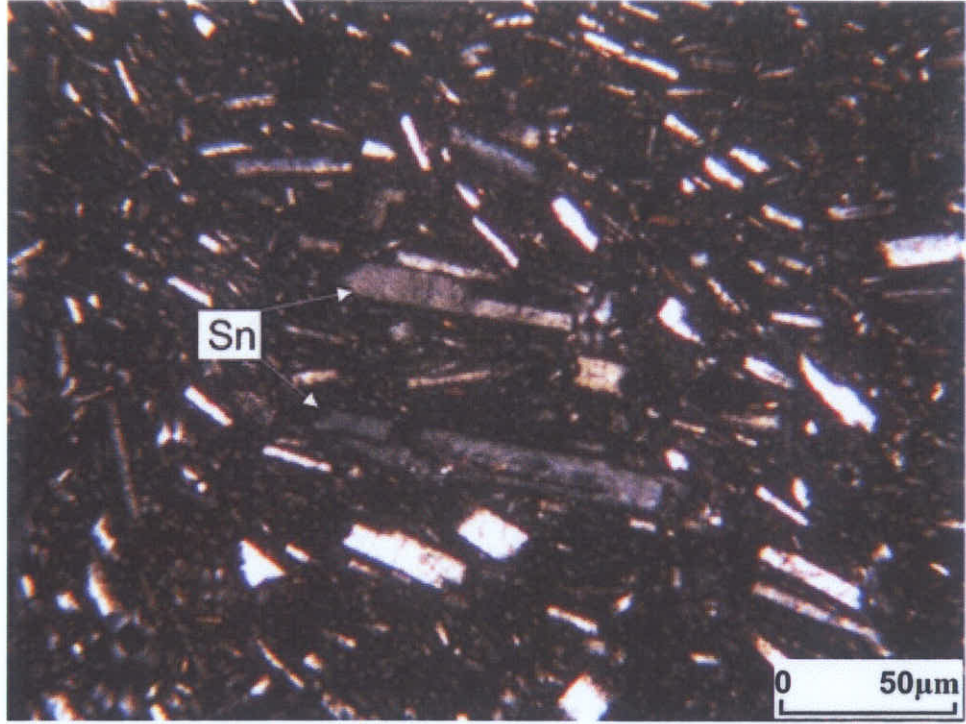
Trakit: Kayaç porfirik dokulu. Mikrolitik sanidinler içerisinde karlspat ikizlenmesi sunan sanidin fenokristallerinden oluşmakta ve akma dokusu sunmaktadır (Şekil 4.18,19,20,21,22). Daha az oranda yarı özşekilli-özşekilsiz klinopiroksen fenokristalleri, sfen, opak minerallerinden oluşmaktadır. Yer yer hematitleşmelere rastlanmaktadır.



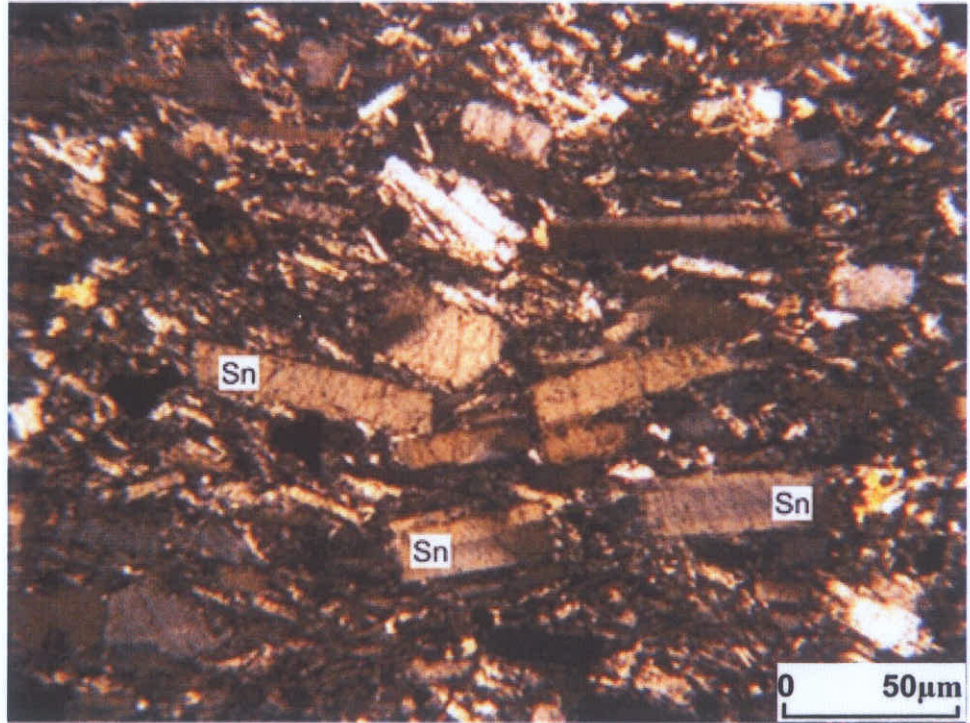
Şekil 4.16. Lössit fonolitlerde lössit ve piroksen kristalleri



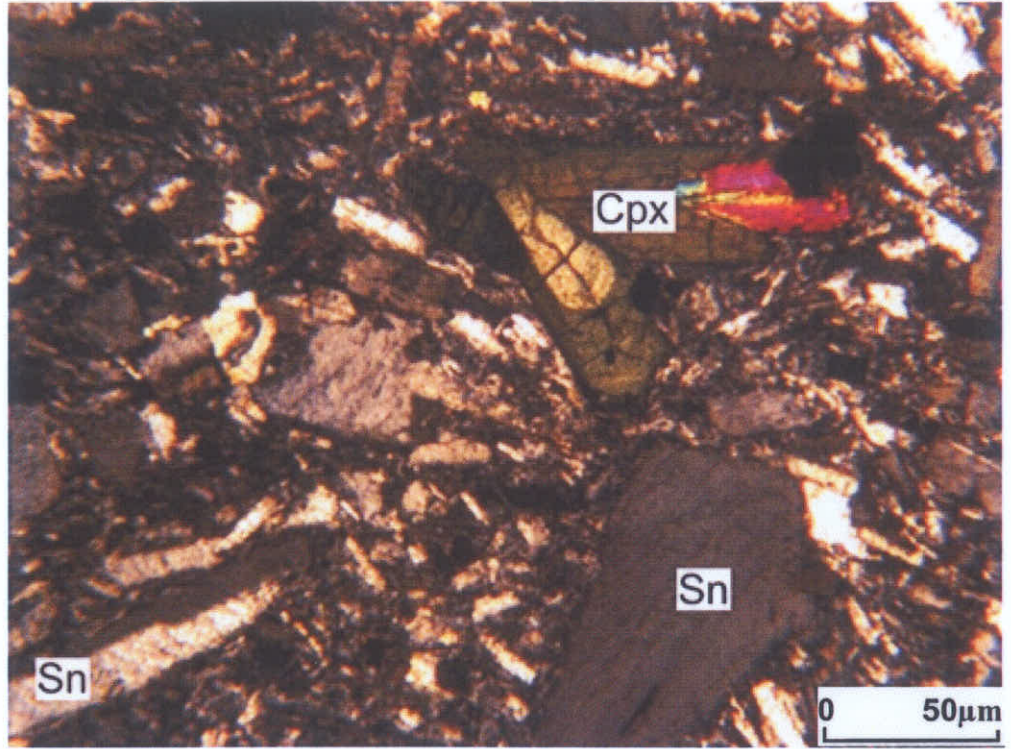
Şekil 4.17. Lössit fonolitlerde piroksen ve lössit kristalleri



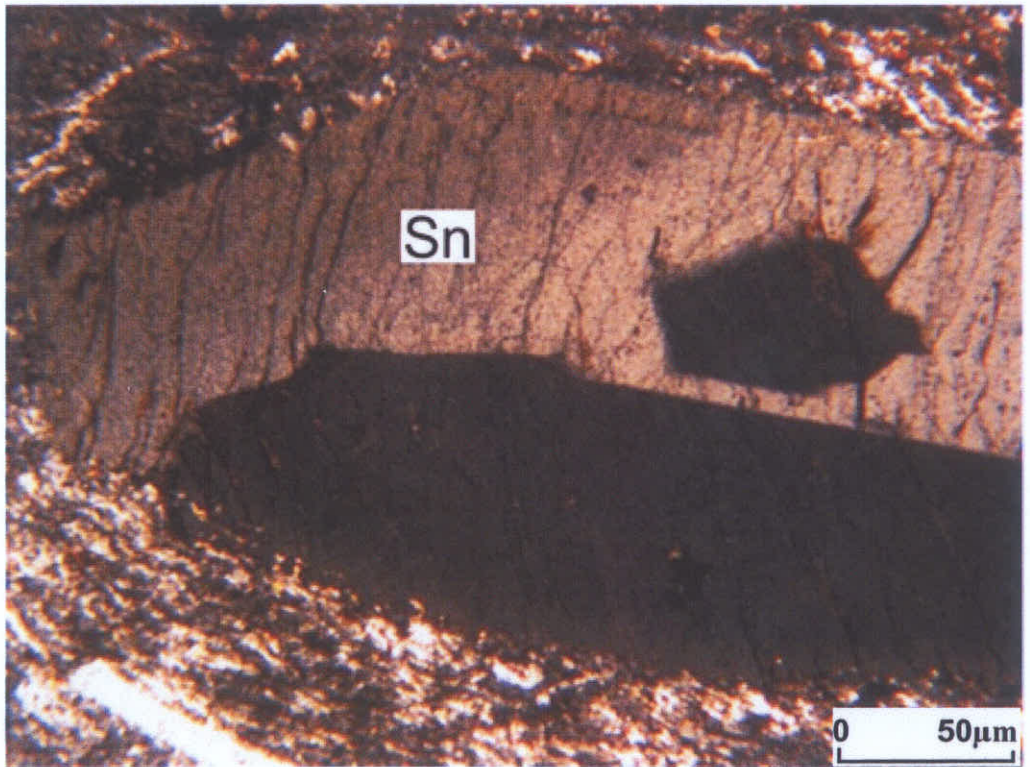
Şekil 4.18. Akma dokusu sunan trakit



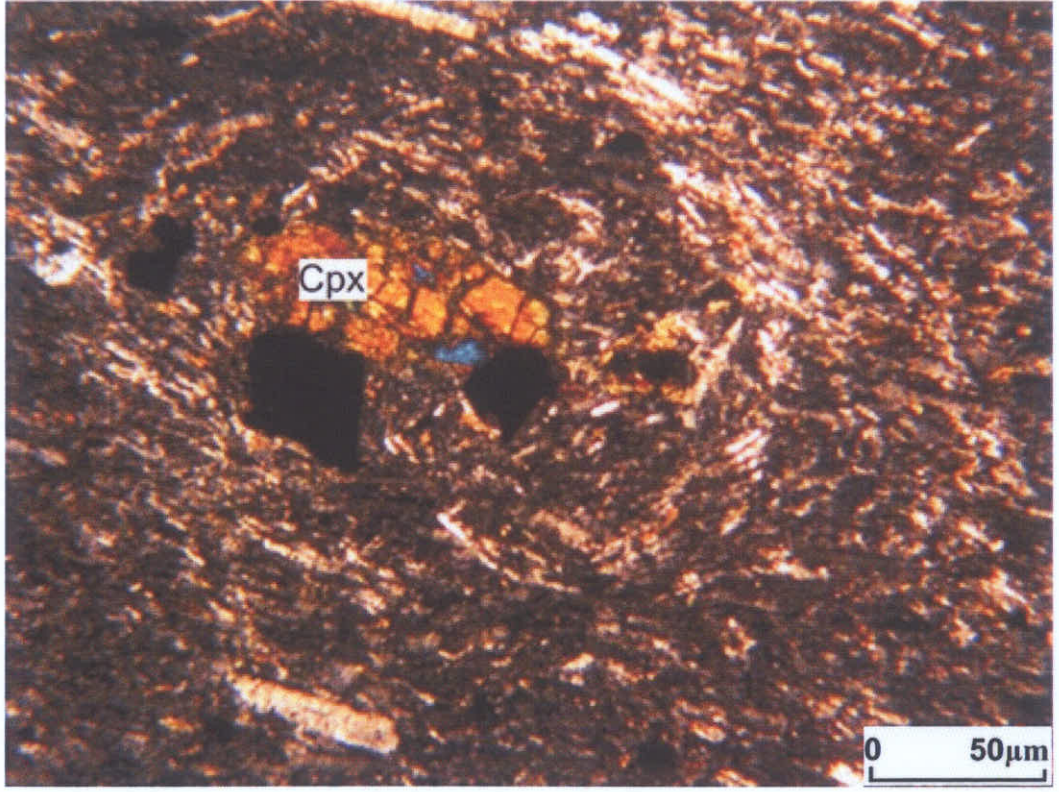
Şekil 4.19. Trakit içerisinde sanidin fenokristalleri ve akma dokusu



Şekil 4.20. Trakit içerisinde klinopiroksen ve sanidin fenokristalleri

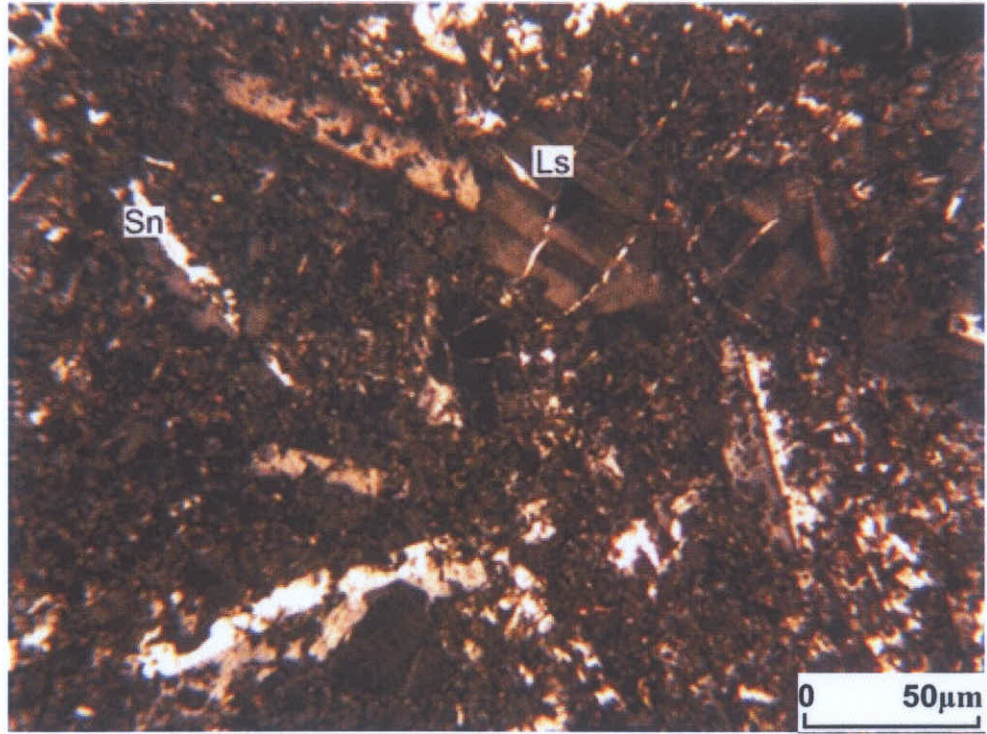


Şekil 4.21. Trakit içerisinde sanidin fenokristali



Şekil 4.22. Trakit içerisinde klinopiroksen fenokristali ve matriksde akma dokusu

Lösit fonolit: Kayaç genel olarak lösit ve sanidin fenokristalleri, bunun yanında daha az miktarda klinopiroksen, apatit ve opak kristaller içermektedir (Şekil 4.23). Tüm kristaller genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramış durumdadır. Sanidinler karlspat ikizlenmesi ile belirgindir.



Şekil 4.23. Lüsit fonolitlerde yer alan lüsit ve sanidin fenokristalleri (x2)

4.2. Jeokimya

İnceleme alanında mostra veren volkanik kökenli kayalardan 10 adet örneğinin jeokimyasal analizleri yapılmış ve analiz sonuçları Çizelge 1’de sunulmuştur. Jeokimyasal analiz yöntemleri “Materyal ve Yöntemler” bölümünde tanımlanmıştır. Jeokimyasal analizler, volkanik kayaların sınıflaması amacı ile Le Bas vd., (1986), tarafında geliştirilmiş TAS ($K_2O+Na_2O-SiO_2$) diyagramında değerlendirilmiştir. Söz konusu diyagramda 4 adet volkanik kayaç örneği trakit alanında, tüfler içerisinde yer alan 2 adet volkanik kayaç örneği fonotefrit alanında, 3 adet volkanik kayaç örneği ise fonolit alanında yer almaktadır (Şekil 5.1). Alkali karakterdeki tüm volkanik kayaç örneklerinde K_2O/Na_2O oranı 2’ nin üzerinde olup ultrapotasik karakter taşımaktadırlar (Şekil 5.2 ve 5.3).

Trakitlerde major oksit değerleri, SiO_2 (63.5-65 wt%), TiO_2 (0.38-0.4 wt%), Al_2O_3 (16.77-17.17 wt%), Fe_2O_3 (2.94-3.14 wt%), MgO (0.17-0.47 wt%), CaO (1.22-2.51 wt%), Na_2O (3.4-3.76 wt%), K_2O (8.46-8.68 wt%) arasında değişmektedir. Trakitler

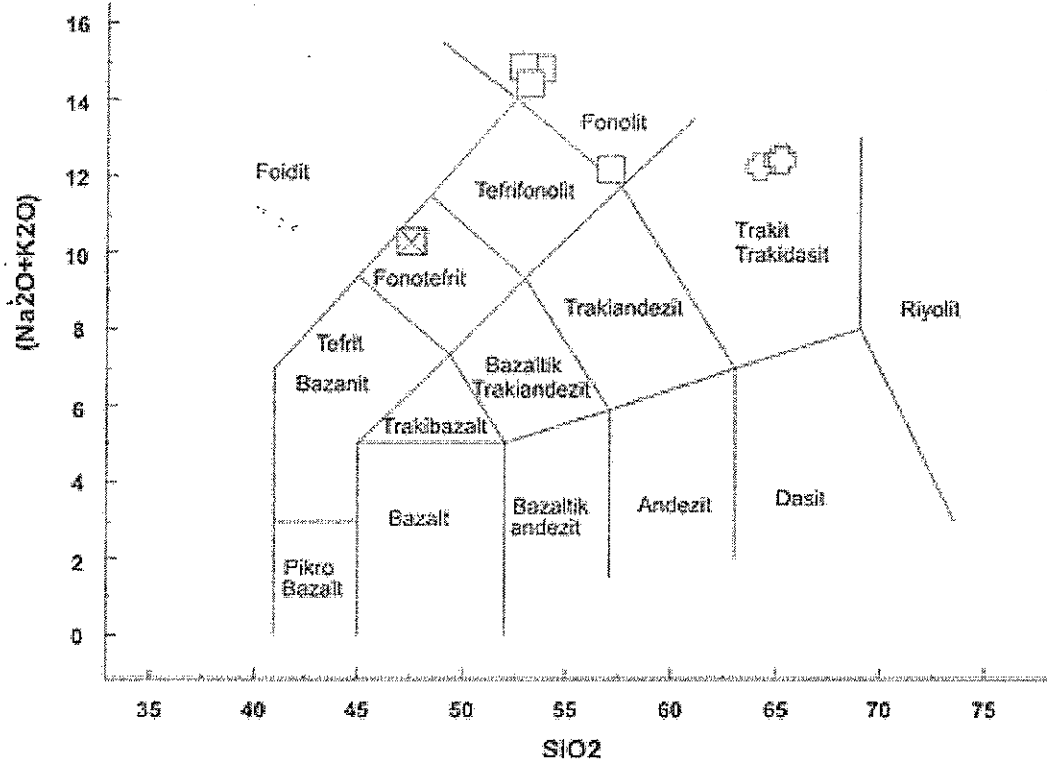
LIL elementler (Ba:1826-2104 ppm; Sr:1292-1376 ppm; Rb:228-275 ppm) ve LREE açısından zenginleşme göstermektedirler ((La/Sm)_n: 3.71-5.86; (La/Yb)_n: 7.17-15.78)) (Şekil 5.4a). Fonotefritlerde major oksit değerleri, SiO₂ (45.9 wt%), TiO₂ (1.82-1.85 wt%), Al₂O₃ (13.5 wt%), Fe₂O₃ (11.23-11.58 wt%), MgO (4.09-4.15 wt%), CaO (8.2-9.29 wt%), Na₂O (1.9-2.72 wt%), K₂O (7.19-7.96 wt%) arasında değişmektedir. LIL elementler (Ba:6374-64.39 ppm; Sr: 1558-1812 ppm; Rb:708-731 ppm) ve LREE açısından zenginleşme göstermektedirler ((La/Sm)_n:3.71-3.88; (La/Yb)_n: 4.12-4.31)) (Şekil 5.4b). Lösit fonolitlerde SiO₂ (51.9-55.79 wt%), TiO₂ (0.74-0.82 wt%), Al₂O₃ (18.46-18.73 wt%), Fe₂O₃ (5.01-5.57 wt%), MgO (0.79-1.06 wt%), CaO (3.77-5.7 wt%), Na₂O (0.92-3.45 wt%), K₂O (10.95-12 wt%) arasında değişmektedir. LIL elementler (Ba:5077-5321 ppm; Sr:2146-2354 ppm; Rb:370-948) ve LREE açısından zenginleşme göstermektedirler ((La/Sm)_n: 5.48-5.86; (La/Yb)_n:25.29-27.09)) (Şekil 5.4c). Primitif mantle normalize edilmiş spider diyagramlarında tüm kayaç örnekleri negatif Nb-Ta-Ti anomalisi göstermektedirler (Şekil 5.5a,b,c).

Çizelge 5.1. Kızılcık Formasyonu içerisinde yer alan volkanik kökenli bileşenlerin ve Zendeği volkanitlerinin major, minör ve iz element içerikleri.

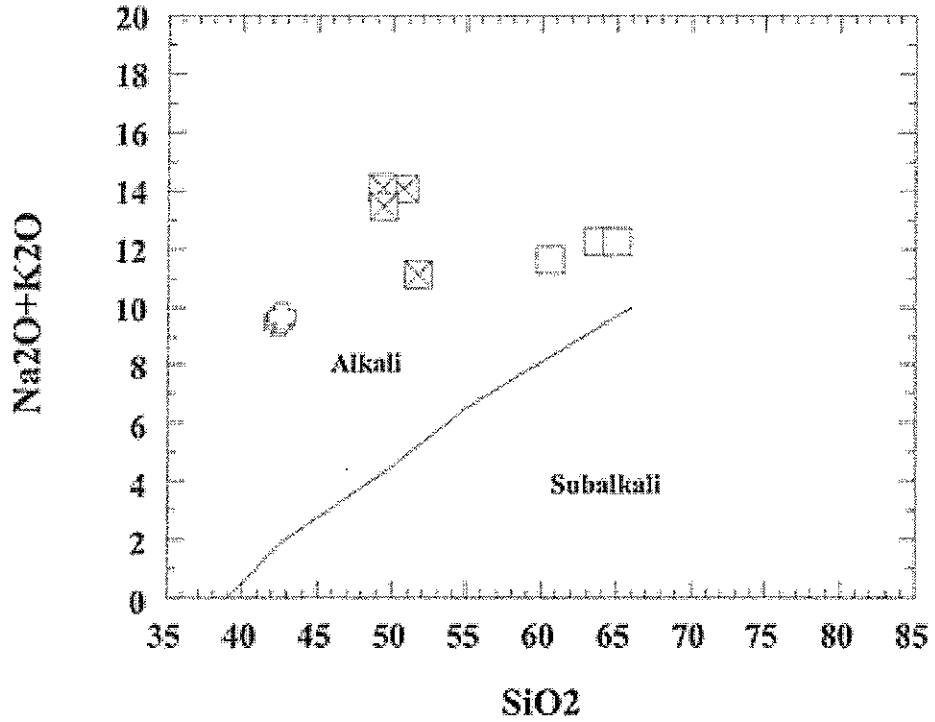
Örnek	US-20	US-21	US-22	US-23	US-2 Tuf	US-2A Tuf	US-17	US-18	US-24	US-25
Major oksit wt %	Trakit				Fonotefrit		Lösit Fonolit			
SiO ₂	63.5	64.8	65	64.46	45.9	45.9	55.79	53	51.9	52.3
TiO ₂	0.38	0.4	0.4	0.38	1.85	1.82	0.76	0.74	0.82	0.8
Al ₂ O ₃	16.77	16.97	17.17	17.05	13.5	13.15	18.94	18.46	18.58	18.73
Fe ₂ O ₃	3.02	3.02	3.14	2.94	11.58	11.23	5.36	5.01	5.57	5.54
MnO	0.07	0.04	0.04	0.06	0.2	0.2	0.1	0.11	0.11	0.11
MgO	0.47	0.29	0.17	0.21	4.15	4.09	0.9	1.39	0.79	1.06
CaO	2.51	1.63	1.22	1.38	8.2	9.29	3.77	5.15	5.7	5.41
Na ₂ O	3.4	3.8	3.73	3.76	1.9	2.72	0.92	3.45	2.64	2.1
K ₂ O	8.68	8.54	8.64	8.46	7.96	7.19	10.95	11.14	11.9	12
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.05	0.05	1	1	0.16	0.15	0.13	0.13
LOI	4.1	1	1.1	0.8	7.1	6.4	6.2	3.2	3.9	4.2
SUM	99.48	99.5	99.5	99.5	98.75	98.71	98.98	98.95	98.81	98.96
İz element ppm										
Ba	2081	1826	2104	1924	6374	6438	5077	5082	5321	5234
Sr	1376	1336	1292	1334	1558	1812	2146	2354	3509	2245
Rb	228	275	264	263	709	831	948	370	469	400
Cs	13.4	8.7	8.3	11.2	178	249	38.1	19.3	19.7	17.8
Th	51.4	50.9	52.2	56.8	43.6	43.8	72.3	71.1	63.7	63.9
U	12.7	11.9	14.5	11.8	16.4	16.6	6.7	28.6	19.8	28.5
Co	1.9	1.9	2.1	1.7	33.5	33.8	6.1	6.1	7.9	8.5

Çizelge 5.1.(Devam)

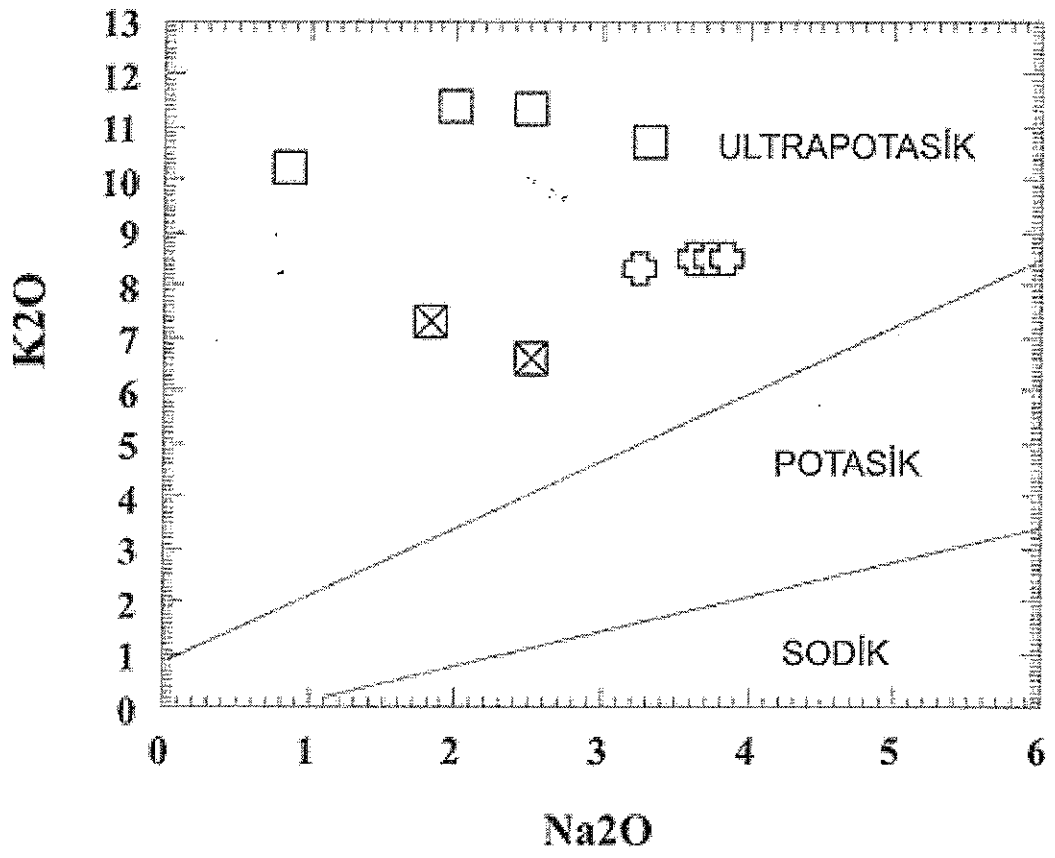
Zr	540	544	542	533	734	774	575	560	563	566
Y	21.6	25.7	27	23.3	30.1	32.4	30.4	28.1	23.1	22.7
V	41	45	42	41	334	306	108	122	149	157
Ga	17.8	17.6	18.3	18	18.6	18.2	20.2	21.1	19.2	17.9
Hf	15.2	16	16.6	15.7	20.2	21.1	13.9	14.7	15.5	14.5
Nb	29.5	28.6	29.7	29.3	37.9	41.1	38.6	37.7	36.6	36.5
Ta	1.8	2.1	1.9	1.8	2.5	2.5	2.7	2.6	2.3	2.2
Zn	19	65	37	54	95	92	25	47	42	40
Cu	7.1	11	8.1	6.9	178	163	10.3	19	19.4	20.2
Pb	13.7	117	14.1	17.3	92.3	103	48.5	103	109	108
Sn	5	5	5	4	8	9	5	5	4	4
Ni	2.1	1.2	0.6	0.6	15.8	14.2	0.5	1.2	0.5	0.2
Sc	3	3	3	3	15	15	2	2	2	2
Nadir Topral Element ppm										
La	60.3	69.4	68.2	59.5	89.3	94.9	108	101.3	81.9	80.4
Ce	114.2	126.5	119.8	111.1	192.2	199.2	200.2	195.7	150.8	151.5
Pr	12.14	13.09	13.47	12.1	22.31	23.3	21.84	20.95	15.4	15.53
Nd	43.6	49	50.4	45.6	90.3	92.9	82.1	79.1	56.4	59.9
Sm	7.17	7.68	8.09	7.32	15.53	15.78	12.51	11.93	9.12	8.85
Eu	1.78	1.8	1.93	1.7	3.73	3.93	2.98	2.83	2.23	2.17
Gd	5.87	6.37	6.83	5.9	12.21	12.94	9.87	9.32	7.43	7.05
Tb	0.78	0.85	0.9	0.77	1.44	1.5	1.14	1.11	0.89	0.89
Dy	3.65	4.23	4.6	4	6.35	6.92	5.39	5.5	4.2	4.45
Ho	0.7	0.81	0.92	0.77	1.02	1.07	0.97	0.92	0.83	0.79
Er	2	2.53	2.82	2.23	2.7	2.93	2.94	2.75	2.37	2.21
Tm	0.32	0.37	0.43	0.35	0.37	0.39	0.44	0.41	0.38	0.35
Yb	2.2	2.54	2.92	2.35	2.38	2.54	2.86	2.69	2.23	2.28
Lu	0.32	0.41	0.44	0.35	0.34	0.36	0.39	0.38	0.34	0.34



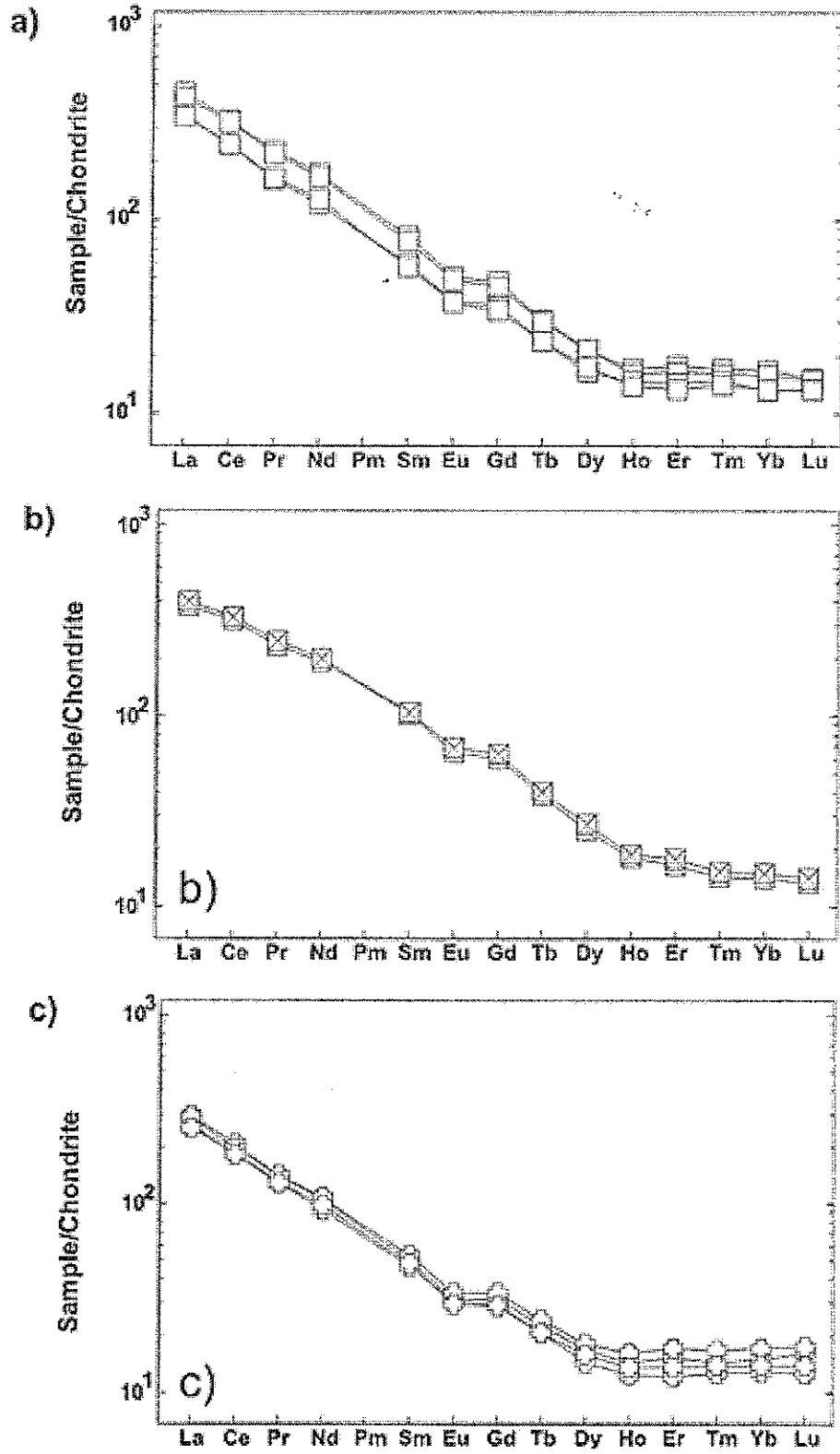
Şekil 5.1. İnceleme alanında yer alan volkanik kökenli kayaçların TAS (Toplam Alkali-Silika) diyagramındaki konumları (Diyagram Le Bas vd.,1986'dan alınmıştır)



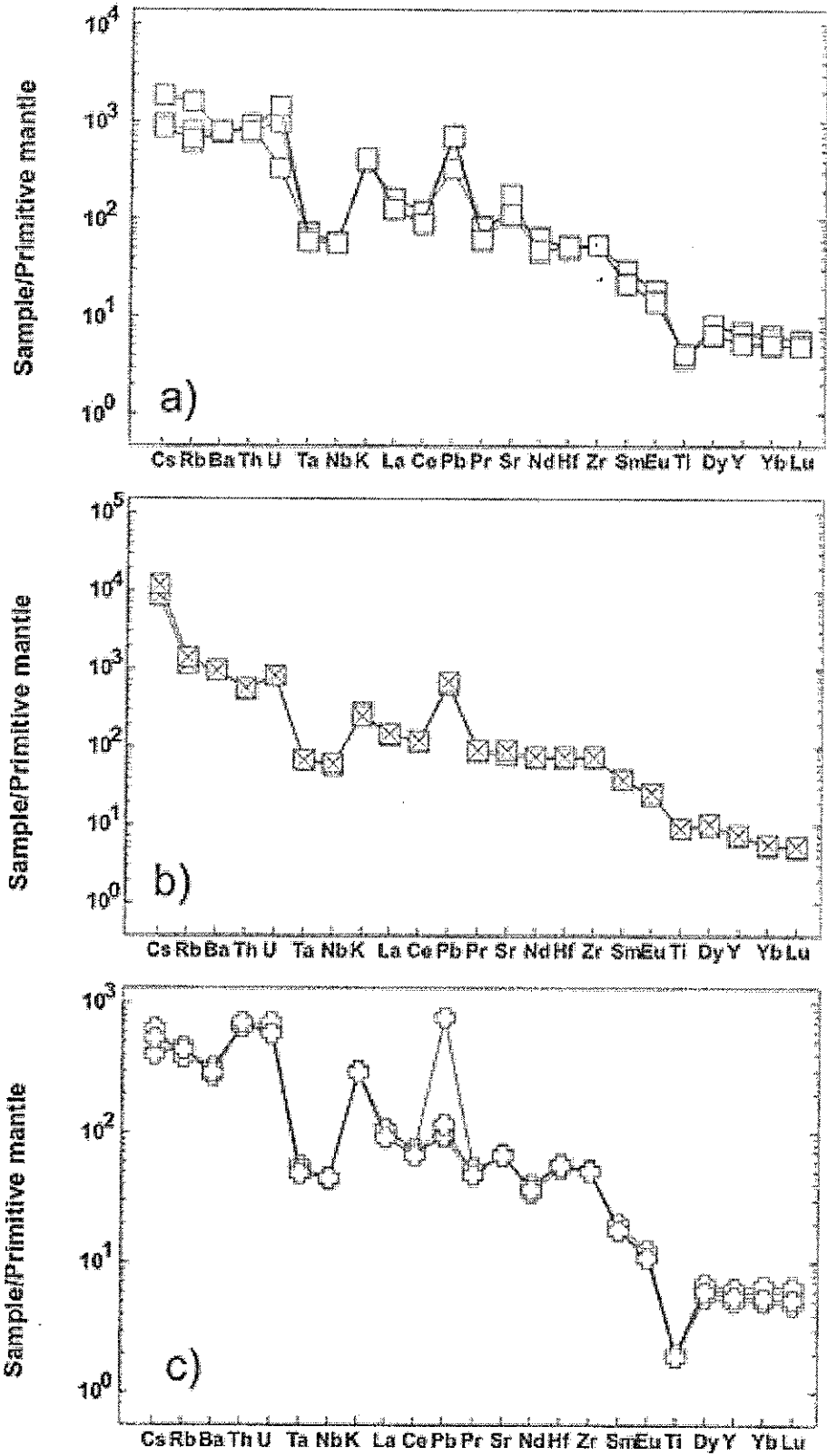
Şekil 5.2. İnceleme alanında yer alan volkaniklerin Na₂O+K₂O/SiO₂ (İrvine ve Baragar, 1971), diyagramında konumları



Şekil 5.3. K₂O/Na₂O diyagramında (Middlemost, 1975), inceleme alanında yer alan volkaniklerin konumları



Şekil 5.4. İnceleme alanında yer alan volkanik kökenli kayaların Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementlerinin dağılımı. Normalize değerler Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır



Şekil 5.5. İnceleme alanında yer alan volkanik kökenli kayaların Primitiv mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramındaki konumları. Normalize değerler Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır

4.3. Tartışma

Güneybatı Türkiye’de KD-GB doğrultulu Beydağları otoktonu ile KB-GD doğrultulu Anamas-Akseki otoktonu Isparta civarında birleşerek ters 'V' şeklinde bir yapı oluşturmakta ve bu yapı Isparta Büklümü olarak adlandırılmaktadır. Bu çalışmanın konusunu oluşturan Senirkent (Isparta) kuzeyinde yer alan volkanikler Beydağları otoktonu ile Anamas-Akseki otoktonunun birleştiği büklüm bölgesinin hemen kuzeyinde yer almaktadır. Isparta Büklümü aynı zamanda Orta Anadolu ‘Ova’ ile Batı Anadolu Gerilme Provensi arasında bir geçiş bölgesini temsil etmektedir. Isparta Büklümünün hemen kuzeyinde Afyon ve civarında yer alan volkanikler ile güneye doğru Gölcük volkaniklerinin de (Isparta) içerisinde yer aldığı Isparta Büklümü içerisindeki volkaniklerin oluşturduğu alan Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi olarak tanımlanmıştır (Francalanci vd., 2000) ve inceleme alanı bu volkanik provens içerisinde yer almaktadır. İnceleme alanı içerisinde yer alan volkanik kökenli kayalarda K_2O 'nin Na_2O 'ye oranı daha yüksektir. K_2O içeriği Na_2O 'den fazla olan yada K_2O/Na_2O oranı ≥ 1 olan magmatik kayalar genel olarak potasik kayalar olarak tanımlanmaktadır. Hem K_2O içeriği hemde MgO içeriği 3' ün üzerinde olan ve K_2O/Na_2O oranı 2' nin üzerinde olan kayalar ultrapotasik kayalar olarak sınıflandırılmıştır (Foley vd., 1987). Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi genel olarak potasik-ultrapotasik kayalarla temsil edilmektedir (Francalanci vd., 2000; Alıcı vd., 1998). Aynı şekilde inceleme alanı içerisinde yer alan volkanik kökenli kayalar da potasik karakterli kayalar olarak tanımlanabilir. Potasik magmatik kayalar potasyumca zengin kalk-alkaline magmatik kayalar, yitimle ilişkili şoşonitler, levha içi potasik kayaları, orojenik ultrapotasik kayalar, şoşonitik ve alkali lamprofirler şeklinde gruplandırılmıştır (Morrison, 1980; Müller ve Groves, 1997). Dolayısıyla geliştikleri jeotektonik ortam açısından da konverjan levha kenarlarında (orojenik) ya da çarpışma sonrası gerilme tektoniğinin hakim olduğu bölgeler ile gerilme rejiminin etkin olduğu stabil kıta içi ortamlarda (anorojenik) geliştikleri ileri sürülmektedir (Pecerillo vd., 1984; Poli vd., 1984; Beccaluva vd., 1991; Van Bergen vd., 1992; Nelson, 1992). Batı Akdeniz'den başlayarak doğu Asya'ya kadar uzanan ve Türkiye'nin de içerisinde yer aldığı tüm Alp-Himalaya kuşağı boyunca orojenik ve anorojenik potasik-ultrapotasik volkanik

kayaçlara rastlanmaktadır (Ding vd., 2003; Pecерillo ve Martinotti, 2006; Lustrino vd., 2007). Orta ve güney İtalya bölgelerinde olduğu gibi bazı yitimle ilişkili bölgelerde gelişen potasik volkanizmanın yitimin son safhasında mı yoksa yitim sonrası oluşan gerilme tektoniğine bağlı olarak bir rift ortamında mı geliştiği de tartışılmaktadır (Pecерillo vd., 1984).

Alp-Himalaya kuşağı üzerinde ve doğu Akdeniz bölgesinde yer alan Türkiye’de Paleotetis ve Neotetis okyanus havzalarının kapanması ve buna bağlı yitimle ilişkili magmatik olaylar, yine çarpışma ve çarpışma sonrası gerilme tektoniğine bağlı magmatik faaliyetler özellikle Senozoyik döneminin farklı devirlerinde ortaya çıkmıştır. Yine güneybatı Türkiye’de, Isparta Büklümü ve çevresinde potasik-ultrapotasik karakterde söz konusu volkanik faaliyetlerin yoğun olarak geliştiği bilinmektedir. Koçyiğit (1983), Hoyran Gölü dolayının tektonik gelişimini; eski tektonik dönem (Liyas-Maastrichtiyen aralığında), geçiş dönemi (Üst Lütesyen sonu ile Orta Oligosen arası dönem) ve yeni tektonik dönem olmak üzere üç ayrı tektonizma dönemine ayırmıştır. Orta Oligosen sonu ile günümüz arasını kapsayan yeni tektonik dönemde Isparta Büklümü kuzey kesiminin bölgesel kabarma, blok faylanma, alkalin volkanizma faaliyetleri ile temsil edildiğini ve bölgenin günümüzdeki görünümünü kazandığını ifade etmiştir. Özellikle Üst Miyosen günümüz aralığının blok faylanma ile karakterize olduğunu ileri sürmüştür. Ayrıca akarsu yatağı, delta ve göl ortamlarında oluşmuş tortullar, bunlarla yanal-düşey geçişli ve eş yaşlı alkalin volkanizma ürünleriyle, bunları denetleyen blok faylanma türündeki tektonik rejim yeni tektonik dönemin ürünleri olduğunu ifade etmiştir. Yine Koçyiğit (1984), Afyon-Isparta civarını kapsayan Isparta Büklümü’nün kuzey iç kesiminde Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı potasyumca zengin alkalin özellikli levha içi volkanizma ürünü volkaniklerin (örneğin trakit, lösit-trakit, lösit-egirin trakit, lösitit, lösitli tuf, tuf, tüfit, aglomera) bir taraftan karasal tortullarla yanal ve düşey geçişli olduğunu, diğer taraftan da daha yaşlı birimleri kesen dayk ve yan koniler biçiminde hem grabenlerin içinde hem de onları sınırlayan faylar boyunca dizilmiş olduklarını, dolayısıyla çekme tektoniğine bağlı blok faylanmalar ile volkanizma arasında sıkı bir ilişki olduğunu belirtmiştir. Francalanci vd., (2000), Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi (KAIV) içerisindeki volkaniklerin Isparta Büklümü’nü ortadan kuzey-

güney yönünde bölen bir tektonik hat boyunca dizildiklerini, bu volkaniklerin kökensel olarak Afrika plakasının Avrasya altına dalmasıyla ilişkili olduğunu ve orojenik afinite gösterdiklerini, bunun yanında Bucak (Burdur) dolayındaki ultrapotasik volkaniklerin levha içi (within-plate) afinite gösterdiklerini belirtmişlerdir. Keller (1983), Anadolu'daki volkaniklerin genel olarak silisik ignimbritlerle birlikte yüksek potasyum (HK) kalkalkalen andezit ve dasit bileşimli olduklarını, Konya yöresindeki volkaniklerin kıtasal kalkalkalen yada "And tipi" volkaniklere tipik bir örnek oluşturduğunu, Afyon volkaniklerini de içerisine alan Anadolu'nun büyük bir kesimindeki volkaniklerin kaynağının dahan litosferden türeyen LIL elementlerce zenginleşmiş manto kaynağı olduğunu ifade etmiştir. Aydar vd., (2003), Afyon stratovolkanı içerisinde yer alan lamprofirlerin volkanik aktivitenin son safhasında hidrovulkanik ürünler, afanitik lav akıntıları ve dayk intrüzyonları şeklinde yerleştiklerini, bu lamprofirlerin manto metasomatizması ile ilişkili olarak LILE ve Zr açısından zenginleşme gösterdiklerini belirtmişler, küçük miktardaki lamprofirik magmanın yerleşmesi için gerilme rejimi altında oluşmuş çıkış kanallarının olması gerektiği üzerinde durmuşlardır. Çoban ve Flower (2007), Isparta Büklümü ve kuzeyini kapsayan Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi içerisinde hem orojenik şoşonitlerin hem de orojenik olmayan levha içi karakter taşıyan lamproitik kayaçların birlikte yer aldıklarını, Üst Pliyosen ultrapotasik Buca lamproitlerinin OIB karakteri sunduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar bu volkanik provens içerisinde bulunan orojenik ve orojenik olmayan magmaların hem litosferik manto hem de kabuksal malzemedan kirlenmiş konvektif hareket sunan bir astenosferik manto kaynağından farklı basınçlar altında oluştuklarını ileri sürmüşlerdir. Yine Çoban (2006), Bucak yöresinde yer alan silika açısından fakir lösit lamproitlerin muhtemelen flogopit içeren refrakter peridotitin 1.5-2 GPa basınç altında kısmi ergimesiyle oluştuklarını açıklamıştır. İnceleme alanı içerisinde yer alan volkanik kökenli kayaçlarda primitiv mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramlarında birbirlerine paralellik sunmaktadırlar. Bu diyagramda volkanik kökenli kayaçlar iri katyonlu litofil (LIL) elementler açısından zenginleşme ve negatif Nb-Ta-Ti anomalisi sunmaktadır. Tüm bu veriler yitimle ilişkili gelişmiş magmatik kayaçların özelliklerini yansıtmaktadır.

5. SONUÇLAR

Senirkent (Isparta) kuzeyinde yer alan yaklaşık olarak 350 km²'lik bir alanın jeolojisi ve petrografisinin ortaya konulması amacıyla hazırlanan bu çalışmada aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

Çalışma alanının 1/25000'lik haritası çıkarılarak yüzeylenen kayaçlar Formasyon mertebesinde ayırtlanmıştır.

Bölgenin stratigrafisi çıkarılmıştır. Buna göre kaya toplulukları ayrılmamış karbonatlar, Dereköy Formasyonu, İncesu Formasyonu, Kızılcık Formasyonu, Alüvyon ve yamaç molozundan oluşur.

Ayrılmamış karbonatlar farklı renk tonları ile karakterize edilmekte, yer yer masif yapılı, ince-orta-kalın katmanlı, farklı karbonat fasiyesleri ile temsil edilen genel olarak Üst Kretase-Orta Eosen aralığında çökelmiş karbonatları kapsamaktadır. Üst Eosen yaşlı fliş karakterli Dereköy Formasyonu ayrılmamış karbonatlar üzerine uyumlu olarak gelmekte ve Orta yaşlı İncesu Konglomeraları tarafından yine uyumlu olarak üzerlenmektedir.

Tüf, tüf breşi, aglomera gibi volkanik kökenli kayaçlardan oluşan ve içerisinde yer yer değişik tane boyulu kireçtaşı kırıntılarından oluşan, genel olarak orta-kalın katmanlanma sunan birim Kızılcık Formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Yine tüm birimleri keserek çıkan volkanik boyun, lav domu şeklinde yüzeyleme veren volkanik kayaçlar Zendevi volkanitleri olarak ayırtlanmıştır. Volkanikler genel olarak trakit, lösit fonolit, fonotefrit bileşimlidir.

Tüm volkanik kayaçlar LIL elementler ve LREE açısından zenginleşme sunmakta (trakitlerde Ba:1826-2104 ppm; Sr:1292-1376 ppm; Rb:228-275 ppm ve (La/Sm)_n: 3.71-5.86; (La/Yb)_n:7.17-15.78; fonotefritlerde Ba:6374-64.39 ppm; Sr: 1558-1812 ppm; Rb:708-731 ppm ve (La/Sm)_n: 3.71-3.88; (La/Yb)_n: 4.12-4.31); lösit fonolitlerde (Ba:5077-5321 ppm; Sr:2146-2354 ppm; Rb:370-948 ve (La/Sm)_n:5.48-

5.86; $(La/Yb)_n$:25.29-27.09) arasında değişmektedir. Primitif mantle normalize edilmiş spider diyagramlarında tüm kayaç örnekleri negatif Nb-Ta-Ti anomalisi göstermektedirler.

Tüm petrolojik veriler Senirkent kuzeyinde yer alan potasik karakterli volkanik kökenli kayaçların yitim zonundan etkilenmiş metasomatize mantodan türediklerine işaret etmektedir.

6. KAYNAKÇA

- Akal, C., Helvacı, C., 2002. Melilit-lösititlerin mineralojisi ve jeokimyası, Balçıkhisar - Afyon. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı (Ankara), Bildiri Özleri, 6-8.
- Alicı, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G., Gündoğdu, M.N., 1998: Petrology and geochemistry in the Gölcük area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 423-446.
- Aydar, E., Bayhan, H., Zimitoğlu, O., 1996. Investigation of volkanologikal and petrological evolution of Afyon stratovolcano, *Bulletin of Earth Science App. And Res. Cent. Of Hacettepe Univ.*, 18, 87-107
- Aydar, E., Bayhan, H., Gourgaud, A., 2003. The lamprophyres of Afyon stratovolcano, western Anatolia Turkey: description and genesis, *C.R. Geoscience*, 335, 279-288.
- Başarı, E. ve Kun, N., 1982, Afyon kalesi çevresindeki volkanik kayaların petrografik incelemesi; *KTÜ Yerbilimleri Derg.*, 2/1-2, 87-96.
- Beccaluva, L., Di Girolama, P., Serri, G., 1991. Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy, *Lithos*, 26, 191-221.
- Becker-Platen, J.D., Benda, L., Steffens, P., 1977. Litho und biostratigraphische Deutung radiometrischer Altersbestimmungen au dem jungtertiar der Turkei (Kanozoikum und Braunkohlen edr Turkei, 18). *Geol. Jb. B25*, 139-167.
- Besang, C., Eckhardt, F.J., Harre, W., Kreuzer, H., and Müller, P., 1977. Radiometrische Alterbestimmungen and Neogenen Eruptivgesteinen der Türkei. *Geol. Jb. 25*: 3-36.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, 3-30
- Çevikbaş, A., Ercan, T., Metin, N., 1988. Geology and Regional distiribution of Neogene volcanicks between Afyon-Şuhut, *METU journal of pure and applied sciennnnnces*. 21, 479-499.
- 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 Sciences*, 29, 160-176.
- Ding, L., Kapp, P., Zhong, D., Deng, W., 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction, *Journal of Petrology*, 44(10), 1833-1865.
- Elitok, Ö., Özgür, N., Drüppel, K., Dilek, Y., Platevoet, B., Guillou, H., Poisson, A., Scaillet, S., Satır, M., Siebel, W., Bardintzeff, J-M., Deniel, C., Yılmaz, K., 2010. Origin and geodynamic evolution of late Cenozoic alkali potassium-rich volcanism in Isparta area, SW Turkey. *International Geology Review*, Vol. 52, (4-6), 454-504.

- Erişen, B., 1972. Afyon-Heybeli (Kızılkilise) jeotermal araştırma sahasının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. MTA Enstitüsü Derleme Raporu, Rapor No:3107 (Yayınlanmamış).
- Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models, *Earth Science Reviews*, 24, 81-134.
- Francalanci, L., Civetta, L., Innocenti, F., and Manetti, P., 1990. Tertiary-Quaternary alkaline magmatism of the Aegean-Western Anatolian area: a petrological study in the light of new geochemical and isotopic data. *IESCA-1990 Proceedings vol. II*, 385-389, İzmir-Türkey
- Francalanci, L., Innocenti, F., Manetti, P., Savasçın, M.Y., 2000. Neogene alkaline volcanism of the Afyon-Isparta area, Turkey : petrogenesis and geodynamic implications, *Mineralogy and Petrology*, 70, 285-312.
- Gutnic, M., 1979. Geologie du Taurus Psidien au nord d'Isparta, Turquie : Principaux resultats extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, *Universite du Paris-Sud Orsay*, pp.130.
- Günen, E., Varol, B., 2010. Volcaniclastic-dominated lake deposits, Afyon-Sandıklı region, central-western Anatolia Turkey. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, EGU2010-2731.
- Gürsu ve Göncüoğlu(2005). Batı torosların (Sandıklı GB'sı Afyon) Geç Neopreterozoyik ve Erken Paleozoyik yaşlı birimlerinin jeolojisi ve petrografisi. *MTA Dergisi* 130, 29-55, 2005.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can-Jour. Earth Sci.* 8: 523-548.
- İnal, A., 1975. Afyon bölgesi gölsel Neojen'inde bulunmuş yeni iki Gastropod türü ve bir alt türün tanımı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18(2), 161-164
- Juteau, T., 1980. Ophiolites of Turkey. *Ofioliti*, 2, 199-237.
- Karaman, E., Isparta güneyinin temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 33, 57-67, (1990).
- Keller, J., 1983. Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18, 321-335.
- Koçyiğit, A., 1980, Hoyran gölü yöresinin (Afyon - Isparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri: Ankara Üniv. Fen Fakültesi, Genel Jeol. Kurs., Doçentlik tezi, 172 s. (Yayınlanmamış).
- Koçyiğit, A., 1983. Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) dolayının tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 1-10.
- Koçyiğit, A., 1984a. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27, 1-16.
- Koçyiğit, A., 1984b. Tectono-stratigraphic characteristics of Hoyran Lake region (Isparta Bend). 53-67.

- Koçyiğit, A., Deveci, Ş., 2007. A N-S-trending active extensional structure, the Şuhut (Afyon) Graben: commencement age of the extensional neotectonic period in the Isparta Angle, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 391-416.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27(3), p. 745-750.
- Luhr, J.F., Kyser, T.K., 1989. Primary igneous analcime: The Colima minettes. *American Mineralogist*, 74, 216-223.
- Lustrino, M., Morra, V., Fedele, L., Serracino, M., 2007. The transition between 'orogenic' and 'anorogenic' magmatism in the western Mediterranean area: the Middle Miocene volcanic rocks of Isola del Toro (SW Sardinia, Italy), *Terra Nova*, 19, 148-159.
- Middlemost, E.A.K., 1975. *Magmas and magmatic rocks*. Longman, London.
- Morrison, G.W., 1980. Characteristic and tectonic setting of the shoshonitic rock association, *Lithos* 13, 97-108.
- Muller, D., Groves, D.L., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization; Sec.Updated. Springer-Verlag, 242pp.
- Nelson, D.R., 1992. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis, *Lithos*, 28, 403-420.
- Öngür, T., 1973. Sandıklı (Afyon) jeotermal araştırma bölgesine ilişkin jeolojik durum ve jeotermal enerji olanakları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No:5520, Ankara, (yayımlanmamış).
- Özpinar, Y., 2008. Sandıklı (Afyon) yöresinde, şabazit ve fillipsit minerali içeren tüflerin mineralojik, petrografik ve iyon değiştirme özellikleri ve tarımda kullanılması (güneybatı Anadolu, Türkiye). *MTA Dergisi*, 137, 27-47.
- Öztürk, E.M., 1989. Balçıkhisar-Karadilli (Afyon) Dereköy (Isparta) dolaylarının jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 319 s (Yayımlanmamış).
- Pecerillo, A., Poli, G., Tolomeo, L., 1984. Genesis, evolution and tectonic significance of K-rich volcanics from the Alban Hills (Roman comagmatic region) as inferred from trace element geochemistry, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 230-240.
- Pecerillo, A., Martinotti, G., 2006. The Western Mediterranean lamproitic magmatism: origin and geodynamic significance, *Terra Nova*, 18, 109-117.
- Poli, G., Frey, F.A., Ferrara, G., 1984. Geochemical characteristics of the south Tuscany (Italy) volcanic province: constraints on lava petrogenesis, *Chemical Geology*, 43, 203-221.
- Prelević, D., Akal, C., Romer, R.L., Foley, S.F., 2010. Lamproites as indicators of accretion and/or shallow subduction in the assembly of South-western Anatolia, Turkey. *Terra Nova*, 22, 443-452.

- Ronner, F., 1962, Sandıklı ovası çöküntüsü, genç tektonik ve volkanik durumlar: MTA Derg., 59, 69-88, Ankara.
- Savaşçın, M.Y., 1990. Magmatic activities of Cenozoic Compressional and Extensional Tectonic in Western Anatolia, IESCA, İzmir-Turkey, 420-435.
- Sun, S.S., ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in Saunders, A.D., Norry, M.J., Eds., Magmatism in ocean basins, Journal of the Geological Society, London, 42, p. 313-347.
- Van Bergen, M.J., Vroon, P.Z., Varekamp, J.C., Poorter, R.P.E., 1992. The origin of the potassic rock suite from Batu Tara volcano (East Sunda Arc, Indonesia), Lithos, 28, 261-282.
- 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

EKLER

EK-1. İnceleme alanının jeolojik haritası

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Halil İbrahim CESUR
Doğum Yeri ve Yılı: ISPARTA 1983
Medeni Hali : Evli
Yabancı Dili : İngilizce



Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Milli Piyango Anadolu Lisesi (1998-2001)
Lisans : Süleyman Demirel Üniversitesi
Mühendislik-Mimarlık Fakültesi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2001-2005)
Yüksek Lisans : Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı (2008-2011)

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl:

Mardin Emniyet Müdürlüğü

SENİRKENT (ISPARTA) KUZEYİNİN JEOLJİ HARİTASI

