

**T.C
TUNCELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**TUNCELİ GÜNEYİNDEKİ TERSİYER VOLKANİTLERİNİN PETROGRAFİSİ VE
JEOKİMYASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Alican AKTAĞ

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

**DANIŞMAN
Doç. Dr. Ayten ÖZTÜFEKÇİ ÖNAL**

OCAK-2014

**T.C
TUNCELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**TUNCELİ GÜNEYİNDEKİ TERSİYER VOLKANİTLERİNİN PETROGRAFİSİ VE
JEOKİMYASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Alican AKTAĞ

(102105104)

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 27.12.2013
Tezin Savunulduğu Tarih : 23.01.2014**

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Ayten ÖZTÜFEKÇİ ÖNAL (T.Ü)
Diğer Jüri Üyeleri: Yrd. Doç. Dr. Sevcan KÜRÜM (F.Ü)
Yrd. Doç. Dr. Özlem ERDEM (T.Ü)

OCAK-2014

Alican AKTAĞ tarafından hazırlanan TUNCELİ GÜNEYİNDEKİ TERSİYER VOLKANİTLERİNİN PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI adlı bu tezin Yüksek Lisans tezi olarak uygun olduğunu onaylarım.


Doç. Dr. Ayten ÖZTÜFEKÇİ ÖNAL

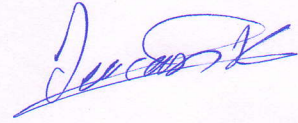
Tez Yöneticisi

Bu çalışma, jürimiz tarafından oy birliği ile Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir. Bu tez, Tunceli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygundur.

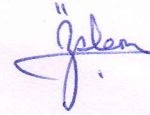
Başkan : Doç. Dr. Ayten ÖZTÜFEKÇİ ÖNAL (T.Ü)



Üye : Yrd. Doç. Dr. Sevcan KÜRÜM (F.Ü)



Üye : Yrd. Doç. Dr. Özlem ERDEM (T.Ü)



Tarih : 23.01.2014

ÖNSÖZ

Doğu Anadolu Bölgesi'nde, özellikle Arabistan ve Anadolu kıtalarının çarpışmasını izleyen dönemden sonra meydana gelen volkanik faaliyet, Türkiye'nin jeolojik evrimi içerisinde önemli bir unsur olarak yer almaktadır.

Doğu Anadolu Bölgesi'nde gelişmiş bu genç dönem volkanizmanın özellikleri, birçok araştırma konusunu oluşturmuş olsa da, halen kendi içerisinde çeşitli tartışmalar barındırmaktadır.

Tunceli güneyinde yer alan genç dönem volkanitleri, Doğu Anadolu Bölgesi'nde çarpışma sonrası meydana gelen volkanik aktivite ürünlerinin bir parçası niteliğindedir. Bu tez çalışması kapsamında, Tunceli güneyindeki volkanitlerin, petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Bu çalışma ile birlikte, bölgede geniş bir alanda yer alan genç dönem volkanitleri ile ilgili tartışmalara katkı sağlanacağı düşünülmektedir.

“Tunceli Güneyindeki Tersiyer Volkanitlerinin Petrografisi ve Jeokimyası” konulu bu çalışma, T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü'nde 2011-2014 yılları arasında yürütülen Yüksek Lisans öğrenimi kapsamında yapılmıştır.

Tez çalışmam süresince, öncelikle benden her türlü yardım ve desteğini esirgemeyen, bana kısıtlı imkânlara rağmen birçok seçenek yaratan tez danışmanım sayın Doç. Dr. Ayten ÖZTÜFEKÇİ ÖNAL'a içtenlikle teşekkür ederim.

Tez çalışmamı YLTUB011-18 no'lu proje ile destekleyen, Tunceli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (TUNİBAP) birimine teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarımda bana yardımcı olan Öğr. Grv. Ali ÖNAL'a ve Arş. Grv. Okay ÇİMEN'e, tecrübeleriyle bana ışık tutan Arş. Gör. Taylan SANÇAR'a ve Arş. Gör. Işıl GÜRSUL'a, her zaman moral desteğiyle yanımda olan aileme teşekkür ederim.

Alican AKTAĞ

TUNCELİ-2014

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	I
İÇİNDEKİLER.....	II
ÖZET.....	IV
SUMMARY.....	V
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	VI
TABLolar LİSTESİ.....	XII
KISALTMALAR.....	XIII
SEMBOLLER LİSTESİ.....	XIV
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Alanının Yeri ve Coğrafik Özellikleri.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	4
1.3. Önceki Çalışmalar.....	4
1.3.1. Doğu Anadolu Bölgesi Volkanizmasının Evrimi ve Jeodinamik Modeli ile İlişkili Önceki Çalışmalar.....	4
1.3.2. Tunceli İli ve Yakın Çevresinin Volkanizması ile İlişkili Önceki Çalışmalar.....	9
2. MATERYAL ve METOT.....	14
3. BULGULAR.....	15
3.1. Genel Jeoloji.....	15
3.1.1. Keban Metamorfitleri (Pzkm).....	17
3.1.2. Kırkgeçit Formasyonu (Teok).....	19
3.1.3. Çaybağı Formasyonu (Tmplç).....	23
3.1.4. Solhan Volkanitleri (Tmpls).....	29
3.1.5. Kuvaterner Alüvyonları (Qal).....	41
3.2. Volkanitlerin Petrografik Özellikleri.....	42
3.2.1. Çaybağı Formasyonu'na Ait Andezitik Tüfler.....	43
3.2.2. Solhan Volkanitleri'ne Ait Bazaltlar.....	46
3.3. Volkanitlerin Jeokimyasal Özellikleri.....	60
3.3.1. Volkanitlerin Adlandırılması ve Sınıflaması.....	65

3.3.2.	Çaybağı Formasyonu'na Ait Andezitik Tüfler.....	69
3.3.2.1.	Ana Oksit ve İz Elementler.....	69
3.3.2.2.	Nadir Toprak Elementler.....	77
3.3.2.3.	Jeotektonik Ortam.....	78
3.3.3.	Solhan Volkanitleri'ne Ait Bazaltlar.....	80
3.3.3.1.	Ana Oksit ve İz Elementler.....	80
3.3.3.2.	Nadir Toprak Elementler.....	89
3.3.3.3.	Jeotektonik Ortam.....	92
4.	SONUÇLAR.....	94
5.	TARTIŞMA.....	97
6.	ÖNERİLER.....	101
	KAYNAKLAR.....	102
	ÖZGEÇMİŞ.....	109

ÖZET

İnceleme alanı, Doğu Toros kuşağında, Tunceli ili güneyinde yer almaktadır. Bu alanda yaşlıdan gence doğru; Rekristalize kireçtaşlarından oluşan Permo-Karbonifer yaşlı Keban Metamorfitleri, marn, kumtaşı, konglomera ve kumlu kireçtaşı birimlerinden oluşan Üst Eosen-Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu, kumtaşı, marn, tuf birimlerinden oluşan Üst Miyosen-Pliyosen? yaşlı Çaybağı Formasyonu, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Solhan Volkanitleri ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer almaktadır.

Çalışma kapsamında, Çaybağı Formasyonu'na ait tuf seviyelerinin ve Solhan Volkanitleri'ne ait lav akıntılarının petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir.

Yapılan petrografik ve jeokimyasal değerlendirmeler neticesinde, Çaybağı Formasyonu'na ait tüflerin, plajiyoklaz, amfibol, biyotit ve opak minerallerden oluştuğu ve andezitik bileşimde oldukları saptanmıştır. Tuf birimlerinin tümü kalkalkalen jeokimyasal karakterdedir ve bunlar yay magmatizması özelliklerini göstermektedirler.

Çalışmanın asıl konusunu oluşturan Solhan Volkanitleri'ne ait lav akıntılarının, petrografik ve jeokimyasal değerlendirmeler sonucunda, tümü ile bazaltlardan oluştuğu belirlenmiştir. Bazaltlar, plajiyoklaz, olivin, klinopiroksen ve nefelin gibi ana minerallerin yanında, opak ve ikincil olarak oluşmuş kalsit ve serpantin gibi minerallerden oluşmaktadır. Bazaltların çoğunluğu alkalen, daha azı subalkalen karakterdedir. Subalkalen örnekler ise kalkalkalen-toleyitik geçiş özelliği göstermektedirler. Tümü ile aynı köken özellikleri gösteren alkalen ve subalkalen bazaltların, spinel lerzolitik bir kaynaktan yaklaşık %5-35 arasında bir kısmi ergime ile oluştuğu düşünülmektedir. Solhan Volkanitleri'nin levha içi bazalt özelliğinde olduğu jeotektonik sınıflama diagramları kullanılarak ortaya çıkarılmıştır.

Solhan Volkanitleri Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi içerisinde yer alır. Bu bölgede doğrultu atımlı faylar önemli miktarda deformasyonu üzerinde toplar. Bu fayların denetiminde lokal gerilme alanları oluşmuştur. Üst Miyosen-Pliyosen süresince, Solhan Volkanitleri'nin bu lokal gerilme alanları içerisinde yer alan derin kırık sistemleri boyunca yüzeye çıktıkları düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Solhan Volkanitleri, Jeokimya, Petrografi, Levha İçi Bazalt, Tunceli.

SUMMARY

The study area is located at the south part of Tunceli in the Eastern Taurus Belt. The lithological units of the area are in chronological order; Permo- Carboniferous aged Keban Metamorphite consisting of recrystallized limestone, Upper Eocene-Upper Oligocene aged Kırkgeçit Formation consisting of marl, sandstone, conglomerate and arenaceous limestone units, Upper Miocene – Pliocene? aged Çaybağı Formation consisting of sandstone, marl, tuff units, Upper Miocene-Pliocene aged Solhan Volcanics and Quaternary alluviums.

Within the scope of the study, petrographical and geochemical properties of tuff levels related to Çaybağı Formation and the lava flows of Solhan Volcanics were examined.

As a result of the petrographical and geochemical studies, it is determined that the tuff units of the Çaybağı Formation are composed of plagioclase, amphibole, biotite and opaque minerals and they have andesitic compound. The tuff units are in calc-alkaline character and indicate to arc magmatism properties.

Petrographical and geochemical data reveal the lava flows of the Solhan Volcanics, which is the main issue of the study, in basaltic composition. The main minerals of the basalts are plagioclase, olivine, clinopyroxene and nepheline. Beside the main one the opaque minerals and secondary minerals such as calcite and serpentine, are the constituents of the basalts. The majority of basalts are in alkaline and less amount of it shows subalkaline character. The latter one is in calc-alkaline-tholeiite transition character. It is thought that, the alkaline and subalkaline basalts, which have same origin, are produced by approximately %5-35 of partial melting of a spinel lherzolitic source. Within plate basalt character of the Solhan Volcanics is determined by geotectonic discrimination diagrams.

The household of Solhan Volcanics is East Anatolian Compressional Region where strike-slip faults are take on important amount of deformation. These strike-slip faults create the local tension region. Solhan Volcanics, highly possible, come to surface through deep fracture systems, which are formed in local tension region during the Upper Miocene-Pliocene.

Key Words: Solhan Volcanics, Geochemistry, Petrography, Within Plate Basalt, Tunceli.

ŞEKİLLER LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1. Tunceli ilinin Türkiye sınırları içindeki konumu ve yer aldığı enlem boylam aralıkları.....	1
Şekil 1.2. Çalışma alanının yerbulduru haritası.....	3
Şekil 3.1. Çalışma sahasının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	15
Şekil 3.2. Çalışma sahasının jeolojik haritası.....	16
Şekil 3.3. Tunceli Pertek karayolunda yer alan Keban Metamorfitleri'ne ait rekristalize kireçtaşlarının araziden görünümü.....	17
Şekil 3.4. Tozkoparan köyü civarında yüzeyleyen Keban Metamorfitleri'nin görünümü.....	18
Şekil 3.5. Biçmekaya köyü kuzeyinde yüzeyleyen Kırkgeçit Formasyonu'na ait marn seviyeleri.	21
Şekil 3.6. Kırkgeçit Formasyonu'na ait kireçtaşı seviyelerinin, volkanitlerce (Solhan Volkanitleri) üzerlenmesi.	22
Şekil 3.7. Pınarlar köyü batısında dere içerisinde yüzeyleyen Kırkgeçit Formasyonu'na ait kireçtaşı seviyelerinin, Solhan Volkanitleri ile dokanağı.....	22
Şekil 3.8. Kırkgeçit Formasyonu'na ait tüm litolojik seviyelerin bir arada görünümü.	23
Şekil 3.9. Kaçarlar köyü güneydoğusunda yer alan Çaybağı Formasyonu'nun Solhan Volkanitleri ile dokanağı.....	24
Şekil 3.10. Kaçarlar köyü güneydoğusunda yer alan Çaybağı Formasyonu'na ait konglomera seviyeleri.	26
Şekil 3.11. Beydamı köyü içinde yüzeyleyen Çaybağı Formasyonu'na ait kumtaşı seviyeleri.....	26
Şekil 3.12. Tozkoparan köyü kuzeyinde yüzeyleyen volkanitlerce (Solhan Volkanitleri) pişirilmiş Çaybağı Formasyonu'na ait kumtaşı seviyeleri.....	27
Şekil 3.13. Karyemez köyü doğusunda yer alan Çaybağı Formasyonu'na ait marn ve kumtaşı seviyeleri.....	27

Şekil 3.14. Kanoğlu köyü kuzeyinde yer alan Çaybağı Formasyonu'na ait marn tuf ar dalanması.....	28
Şekil 3.15. Kanoğlu köyü kuzeyinde yol kenarında yer alan Çaybağı Formasyonu'na ait breşik tufün görünümü.....	29
Şekil 3.16. Çalışma sahasında yer alan volkanitlerin doğu sınırının Mazgirt tarafından görünümü.....	35
Şekil 3.17. Mazgirt volkanitlerinden görünüm.....	36
Şekil 3.18. Beydamı ve Günboğazı köyleri arasında bulunan volkanik çıkış merkezinin uydu görüntüsü.	37
Şekil 3.19. Veziküler yapı gösteren bir bazalt örneği.....	38
Şekil 3.20. Pirinççi kuzeyinde yer alan lav akıntılarının Çaybağı Formasyonu'na ait sedimanter birimler ile dokanağı.	39
Şekil 3.21. Bloklaşmış ince bazaltik örtü altında görülen Çaybağı Formasyonu'na ait sedimanter birimler.....	40
Şekil 3.22. Göztepe köyü girişinde, volkanik örtünün kalın olduğu bölgelerde görülen, soğuma çatlaklı koyu renkli masif bazaltlar.....	40
Şekil 3.23. Çevirme köyü civarında yer alan, açık renkli veziküler yapıli olivinli bazaltlardan bir blok görünümü.....	41
Şekil 3.24. Burmageçit civarında, Keban Baraj Gölü kıyılarında görülen Kuvaterner yaşlı çökellerin uzaktan görünümü.....	42
Şekil 3.25. Vitrofirik doku gösteren andezitik tüflerin genel mikroskop görüntüsü. Plg: Plajiyoklaz. Amp: Amfibol. Bio: Biyotit. Ç.N. x4.....	44
Şekil 3.26. Vitrofirik doku gösteren andezitik tüflerin genel mikroskop görüntüsü. Plg: Plajiyoklaz. Amp: Amfibol. Bio: Biyotit. Ç.N. x4.....	45
Şekil 3.27. Andezitik tuf örneklerinde yer alan özşekilli amfibol ve yarı özşekilli biyotit minerallerinin mikroskop görüntüsü. Amp: Amfibol. Bio: Biyotit. Ç.N. x10.....	45
Şekil 3.28. Andezitik tuf örneklerinde yer alan özşekilli amfibol ve yarı özşekilli biyotit minerallerinin mikroskop görüntüsü. Amp: Amfibol. Bio: Biyotit. T.N. x10.....	46

Şekil 3.29. Bazaltlarda izlenen intergranüler dokunun mikroskop görüntüsü. Olv:	
Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4.....	48
Şekil 3.30. Bazaltlarda izlenen glomeroporfiritik dokunun mikroskop görüntüsü.	
Olv: Olivin, Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4	48
Şekil 3.31. Bazaltlarda izlenen veziküler dokunun mikroskop görüntüsü. T.N. x4	49
Şekil 3.32. Bazaltlarda izlenen, ikincil kalsit mineralinin boşluğa dolması ile oluşmuş amigdüllü dokunun mikroskop görüntüsü. Ca: Kalsit. Ç.N. x4 ...	49
Şekil 3.33. Bazaltlarda izlenen trakitik dokunun mikroskop görüntüsü. Olv: Olivin.	
Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4	50
Şekil 3.34. Bazaltlarda izlenen subofitik dokunun mikroskop görüntüsü. Cpx:	
Klinopiroksen. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4	50
Şekil 3.35. Bazaltlardaki olivin ve plajiyoklaz fenokristalleri ile matriksi oluşturan plajiyoklaz mikrokristallerinin mikroskop görüntüsü. Plg: Plajiyoklaz.	
Olv: Olivin. Ç.N. x4.....	51
Şekil 3.36. Bazaltlarda gelişmiş olan zonlu plajiyoklaz kristalinin mikroskop görüntüsü. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4.....	52
Şekil 3.37. Bazaltlarda gelişmiş klinopiroksen mineralleri içerisinde kapanım halinde bulunan plajiyoklaz kristallerinin mikroskop görüntüsü. Plg: Plajiyoklaz. Cpx: Klinopiroksen. Ç.N. x4.....	52
Şekil 3.38. Bazaltlarda gelişmiş özşekilli ve özşekilsiz olivin minerallerinin mikroskop görüntüsü. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4.....	53
Şekil 3.39a. Bazaltlarda bulunan tamamı iddingsitleşmiş olivin fenokristallerinin mikroskop görüntüsü. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4.....	54
Şekil 3.39b. Bazaltlarda bulunan tamamı iddingsitleşmiş olivin fenokristallerinin mikroskop görüntüsü. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. T.N. x4.....	54
Şekil 3.40a. Bazaltlarda bulunan özşekilsiz klinopiroksen mineralinin görüntüsü.	
Cpx: Klinopiroksen. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4.....	56
Şekil 3.40b. Bazaltlarda bulunan özşekilsiz klinopiroksen mineralinin görüntüsü.	
Cpx: Klinopiroksen. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. T.N. x4.....	56

Şekil 3.41a. Bazaltlarda bulunan orta derecede belirgin dilinimli özşekilsiz klinopiroksen mineralinin çift nikol mikroskop görüntüsü. Cpx: Klinopiroksen. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x10.....	57
Şekil 3.41b. Bazaltlarda bulunan orta derecede belirgin dilinimli özşekilsiz klinopiroksen mineralinin çift nikol mikroskop görüntüsü. Cpx: Klinopiroksen. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. T.N. x10.....	57
Şekil 3.42. Alkali bazaltlarda bulunan özşekilsiz nefelin kristallerinin BSE görüntüsü.....	58
Şekil 3.43. Bazaltlarda bulunan gaz boşluklarında ikincil olarak gelişmiş kalsit mineralleri. Ca: Kalsit. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4.....	58
Şekil 3.44a. Bazaltlarda bulunan olivin minerallerinin çatlak sistemlerinde ikincil olarak gelişmiş serpantin minerallerinin çift nikol mikroskop görüntüsü. Srp: Serpantin. Plg: Plajiyoklaz. Olv: Olivin. Ç.N. x4.....	59
Şekil 3.44b. Bazaltlarda bulunan olivin minerallerinin çatlak sistemlerinde ikincil olarak gelişmiş serpantin minerallerinin çift nikol mikroskop görüntüsü. Srp: Serpantin. Plg: Plajiyoklaz. Olv: Olivin. T.N. x4.....	59
Şekil 3.45. Çalışma alanında yer alan tüf örneklerinin SiO ₂ - Na ₂ O+K ₂ O diyagramında dağılımı	65
Şekil 3.46. Çalışma alanında yer alan tüf örneklerinin Zr/TiO ₂ - SiO ₂ diyagramında dağılımı	66
Şekil 3.47. Çalışma alanında yer alan lav akıntısı örneklerinin SiO ₂ - Na ₂ O+K ₂ O diyagramında dağılımı	67
Şekil 3.48. Çalışma alanında yer alan lav akıntısı örneklerinin Nb/Y -Zr/TiO ₂ diyagramında dağılımı	67
Şekil 3.49. Çalışma alanında yer alan subalkalen kayaçların AFM üçgen diyagramda dağılımları	68
Şekil 3.50. Çalışma alanında yer alan subalkalen kayaçların SiO ₂ – K ₂ O diyagramında dağılımı	69
Şekil 3.51. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tüf örneklerinin SiO ₂ (%)'ye karşı seçilmiş ana oksit element (%) değişim diyagramları.....	71

Şekil 3.52. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin SiO ₂ (%)'ye karşı seçilmiş iz element (ppm) değişim diyagramları.....	73
Şekil 3.53. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin Zr (ppm)'ye karşı Y (ppm) değişim diyagramı.....	74
Şekil 3.54. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin Zr (ppm)'ye karşı TiO ₂ (%) değişim diyagramı.....	75
Şekil 3.55. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin Y (ppm)'ye karşı CaO (%) değişim diyagramı	76
Şekil 3.56. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı	77
Şekil 3.57. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin Kondrite'e göre normalize edilmiş NTE desenleri	78
Şekil 3.58. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örnekleri için La/10-Y/15-Nb/8 jeotektonik ayırtman diyagramı.....	79
Şekil 3.59. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örnekleri için Zr-Ti jeotektonik ayırtman diyagramı	79
Şekil 3.60. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin SiO ₂ (%)'ye karşı seçilmiş ana oksit (%) değişim diyagramları.....	81
Şekil 3.61. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin SiO ₂ (%)'ye karşı seçilmiş iz element (ppm) değişim diyagramları.....	82
Şekil 3.62. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin La+Ce (ppm)'ye karşı Ba (ppm) ve Nb (ppm) değişim diyagramı.....	83
Şekil 3.63. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin Nb (ppm)'ye karşı Nb/Y (ppm) değişim diyagramı.....	84
Şekil 3.64. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin Nb (ppm)'ye karşı Nb/Zr (ppm) değişim diyagramı.....	86
Şekil 3.65. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin Fe ₂ O ₃ /MgO (%)'ya karşı CaO/Al ₂ O ₃ (%) değişim diyagramı.....	86
Şekil 3.66. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin CaO/Na ₂ O (%)'ya karşı Al ₂ O ₃ (%) değişim diyagramı.....	87

Şekil 3.67. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı.....	88
Şekil 3.68. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı.....	89
Şekil 3.69. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin Kondrite'e göre normalize edilmiş NTE desenleri.....	90
Şekil 3.70. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin, Shaw (1970) tarafından önerilen, yığın ve fraksiyonel ergime denklemleri ile oluşturulmuş ergime eğrilerini gösteren La-Ce diyagramı.....	91
Şekil 3.71. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin, Shaw (1970) tarafından önerilen, yığın ve fraksiyonel ergime denklemleri ile oluşturulmuş ergime eğrilerini gösteren La-La/Nd diyagramı.....	92
Şekil 3.72. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örnekleri için Ti-Zr-Y jeotektonik ayırtman diyagramı.....	93
Şekil 3.73. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örnekleri için Zr-Zr/Y jeotektonik ayırtman diyagramı.....	93
Şekil 5.1. Doğu Anadolu deformasyon modeli. Volkanik çıkış mekanizmasını yaratan sıkışma rejimi altında gelişmiş K-G yönlü tansiyon çatlakları.....	98
Şekil 5.2. Çalışma alanında yer alan bazalt örneklerinin ve bölgedeki diğer genç volkanitlerin SiO ₂ - Na ₂ O+K ₂ O diyagramında dağılımı.....	100
Şekil 5.3. Çalışma alanında yer alan bazalt örneklerinin ve bölgedeki diğer genç volkanitlerin Zr-Zr/Y jeotektonik diyagramında dağılımı.....	100

TABLÖLAR LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 3.1. Volkanitlerin ana oksit element (%) analizleri. A; Alkalen, SA; Subalkalen	61
Tablo 3.2. Volkanitlerin iz element (ppm) analizleri. A; Alkalen, SA; Subalkalen	62
Tablo 3.3. Volkanitlerin nadir toprak element (ppm) analizleri. A; Alkalen, SA; Subalkalen	64

KISALTMALAR

A	: Alkalen
AFM	: Alkali-Fe Oxide-Mg Oxide
Amp	: Amfibol
ANTE	: Ağır Nadir Toprak Elementleri
Bio	: Biyotit
BSE	: Backscattered Scanning Electron
Ca	: Kalsit
CAB	: Calc-alkaline Basalt
Cpx	: Klinopiroksen
Ç.N.	: Çift Nikol
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DAYK	: Doğu Anadolu Yığılım Karmaşığı
DAYP	: Doğu Anadolu Yüksek Platosu
D-B	: Doğu-Batı
E-MORB	: United States Department of Agriculture
HNTE	: Hafif Nadir Toprak Elementleri
IAT	: Island Arc Tholeiite
ICP-MS	: Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer
K-G	: Kuzey-Güney
MORB	: Mid Ocean Ridge Basalt
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
My.	: Milyon Yıl
NASA	: National Aeronautics and Space Administration
Ne	: Nefelin
N-MORB	: Normal-Mid Ocean Ridge Basalt
NTE	: Nadir Toprak Elementleri
Olv	: Olivin
Plg	: Plajiyoklaz
ppm	: Part Per Million
SA	: Subalkalen
Srp	: Serpantin
SRTM	: Shuttle Radar Topography Mission
T.N.	: Tek Nikol
TAS	: Total Alkali Silica
WPB	: Within-Plate Basalt

SEMBOLLER LİSTESİ

C₀	: Elementin İlksel Katı Kaynak Malzemedeki Konsantrasyonu
C_L	: Elementin Karışım Ergiyikteki Ortalama Konsantrasyonu
cm	: Santimetre
D₀	: Ergime Başlamadan Önceki Toplam Ayrılma Katsayısı
dk	: Dakika
F	: Kısmi Ergime Miktarı (%)
km	: Kilometre
km²	: Kilometre Kare
m	: Metre
Pzkm	: Keban Metamorfikleri
Teok	: Kırkgeçit Formasyonu
Tmplç	: Çaybağı Formasyonu
Tmpls	: Solhan Volkanitleri

1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanının Yeri ve Coğrafik Özellikleri

Tunceli ili; doğusunda Bingöl, batısında Malatya, güneyinde Elazığ ve kuzeyinde Erzincan illeri arasında, tümüyle Yukarı Fırat Havzası içerisinde, 38°, 19dk. ve 40°, 26 dk. doğu boylamları ile 39°, 36 dk. ve 38°, 46 dk. kuzey enlemleri arasında yer almaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Tunceli ilinin Türkiye sınırları içindeki konumunu ve yer aldığı enlem boylam aralıkları (Harita altlığı NASA-SRTM verisinden üretilmiştir).

Tunceli ili iklimi, Doğu Anadolu iklim özelliklerini taşımaktadır. Yazları genelde kurak ve sıcak geçerken kış ayları ise soğuk ve yoğun yağışlı geçmektedir. Zorlu kış şartlarının

varlığı dolayısı ile jeolojik arazi çalışmaları etkilenmektedir. Bu nedenle arazi çalışmaları genellikle Nisan ve Aralık ayları arasında yapılabilmektedir.

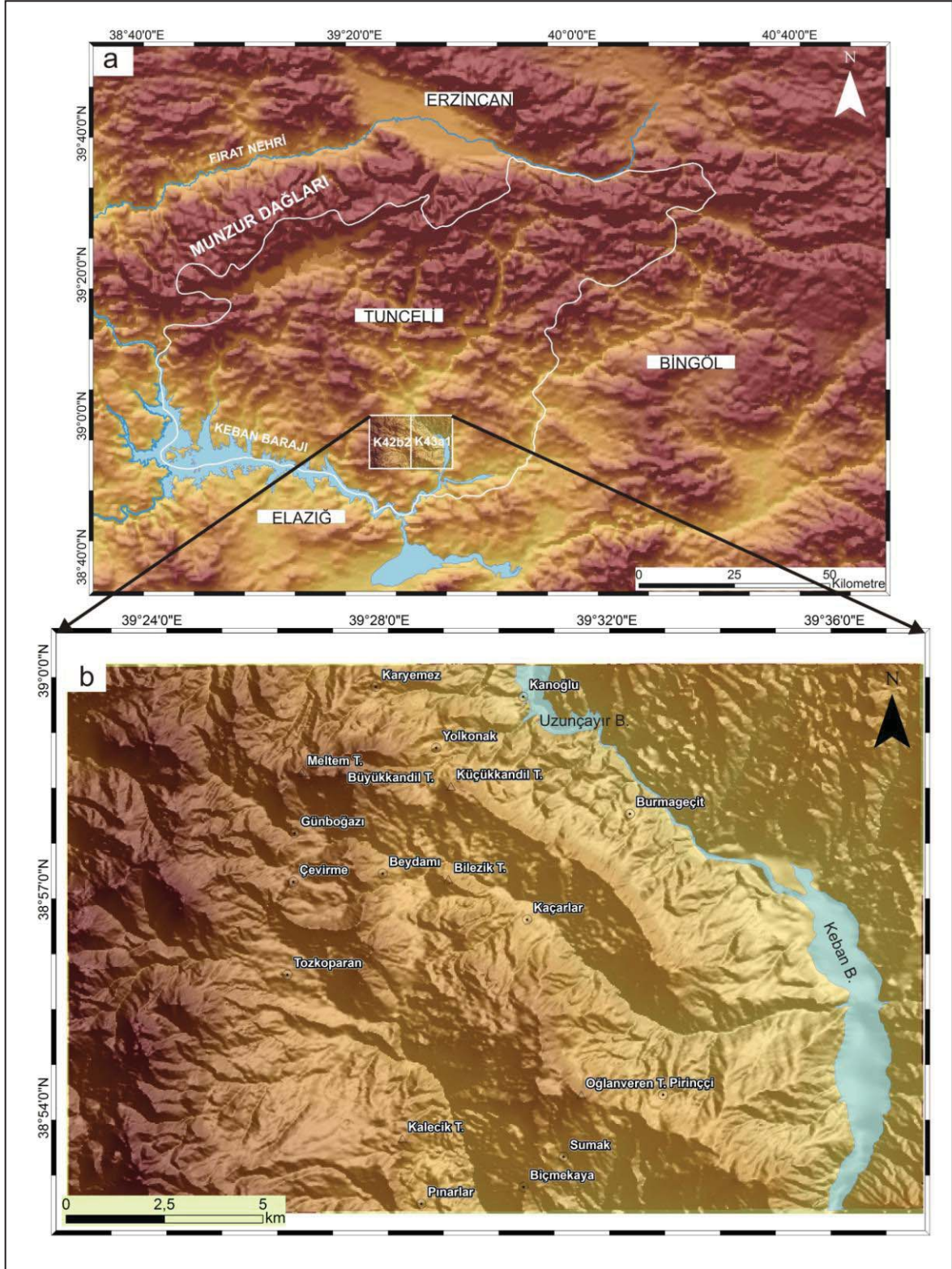
Tunceli ili yüksek dağ sınırları ile kuşatılmıştır. Bu yükseltiler, il için doğal sınırlar niteliğindedir. Doğu Toros Dağları'nın uzantıları doğu-batı yönünde uzanarak ilin kuzeybatısını, kuzeyini ve kuzeydoğusunu hemen hemen bütünüyle kaplamaktadır. İlin en önemli yükseltisi ortalama 3000 m yüksekliği ile Munzur Sıra Dağları'dır. Yüzeysel sularının ve akarsuların bu dağ sistemlerini aşındırması sonucu bölgede dik vadiler ve yüksek platolar meydana gelmiştir (Şekil 1.2a).

Çalışma alanı, 1/25.000 ölçekli Elazığ-K42-b2 ve Elazığ-K43-a1 paftaları kapsamında bulunmaktadır (Şekil 1.2a). Söz konusu paftalar içerisinde, volkanitler, yaklaşık olarak 100 km²'lik bir alanda yayılım göstermektedirler. Bu tez çalışması kapsamında, petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenen volkanik kayalar, doğuda Uzunçayır ve Keban Baraj gölleri, batıda Tozkoparan ve Günboğazi köyleri, güneyde Pirinçi ve Pınarlar köyleri, kuzeyde ise Karyemez köyü ile sınırlandırılmıştır (Şekil 1.2b).

Çalışma alanı içerisinde çeşitli yüksekliklerde tepeler mevcuttur. Bu tepelerden en yüksek noktayı temsil eden tepe, 1613 m yükseklikteki Büyükkandil Tepe'dir. Çalışma alanı içerisinde bulunan hakim tepelerden bazıları; Küçükandil Tepe (1374 m), Bilezik Tepe (1291 m), Kalecik Tepe (1339 m), Oğlanveren Tepe (1387 m) dir (Şekil 1.2b).

Çalışma alanı içerisinde çok sayıda akaçlama alanları ve dereler mevcuttur. Bu dereler mevsimsel yağışlara bağlı olarak su taşımaktadır. Yazları genellikle kuruyan dereler bahar aylarında akmaktadırlar. Bu derelerden bazıları; Hoşur, Bilezik, Burda, Yatak, Değirmen ve Kuru Deresi' dir.

Tunceli ili diğer komşu illere karayolu ile bağlantı sağlamaktadır. Havayolu ile ulaşım en yakın, Elazığ Havalimanı aracılığı ile yapılmaktadır.



Şekil 1.2. Çalışma alanının yerbulduru haritası. a) Tunceli ilinin komşu illerle olan sınırları ve çalışma alanının Tunceli sınırları içerisindeki konumu. b) Çalışma alanının ayrıntılı haritası (Harita altlıkları 1/25000 ölçekli sayısal yükseklik modellerinden üretilmiştir).

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmanın amacı; Tunceli ve yakın çevresinde Tersiyer’de, değişik evrelerde, farklı jeodinamik faktörlerin etkisi ile ortaya çıkan volkanik kayaların özelliklerinin, petrografik ve jeokimyasal yöntemler yardımıyla belirlenmesidir. Bu tez kapsamında elde edilecek veriler, incelenecek alanın doğusunda ve batısında daha önceden yapılmış çalışmalar ile birlikte değerlendirildiğinde neo-tektonik dönem başlangıcından sonra Tunceli ve yakın çevresinde yer alan volkanik kayaların, bölgenin jeodinamik evrimi içerisindeki yerinin ve ilişkisinin anlaşılmasına önemli katkılar sağlayacaktır.

1.3. Önceki Çalışmalar

Türkiye jeolojisi ile ilgili ilk çalışmalar 1950’li yıllardan itibaren hız kazanmıştır. Türkiye jeolojisindeki ilk jeolojik birlik tanımlamalarının yapılması da bu yıllara denk gelmektedir. Bu yıllarda yapılan ilk çalışmalar genel olarak Türkiye tektoniği ile alakalı olmasına rağmen daha sonra bu tez çalışması alanını ve konusunu kapsayan Doğu Anadolu volkanizması ile ilgili çalışmalar artarak devam etmiştir. Doğu Anadolu Bölgesi volkanizmasının Türkiye jeolojisi içerisindeki yerinin iyi anlaşılması ve söz konusu tez çalışması kapsamında yer alan Tunceli güneyindeki volkanitlerin bölgesel jeodinamik evrimi içindeki öneminin vurgulanması açısından, öncelikle Doğu Anadolu Bölgesi volkanizmasının evrimi ve jeodinamik modeli ile ilgili daha önce yapılmış jeolojik çalışmalara daha sonra ise Tunceli ve yakın çevresi volkanizması ile ilgili yapılmış önceki çalışmalara değinilmiştir.

1.3.1. Doğu Anadolu Bölgesi Volkanizmasının Evrimi ve Jeodinamik Modeli ile İlişkili Önceki Çalışmalar

Ketin (1966), tarafından yapılan çalışmada, Türkiye’nin orojenik gelişimi hakkında ilk bulgular yer almaktadır. Araştırmacı, Türkiye’nin esas olarak Alp orojenik sistemine dahil olduğunu söylemiştir. Bu çalışmada araştırmacı; Türkiye 1/500.000’lik Türkiye Jeolojisi Haritası’nın henüz tamamlanmasına istinaden daha önce yaptığı çalışmalarda revizyona giderek bugün de halen geçerliliğini koruyan Anadolu Tektonik Birlikler ayrımını

yapmıştır. Bu ayırında ise kuzeyden güneye; Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu sıradağları veya geniş anlamda Pontidler, İç Anadolu sıradağları veya dar anlamı ile Anatolidler, Güney ve Doğu Anadolu sıradağları veya geniş anlamı ile Toroslar, Güneydoğu Anadolu sıradağları veya Kenar Kıvrımları Bölgesi. Çalışma alanı, Ketin (1966) tarafından yapılan çalışmada, söz edilen Toroslar ünitesinin doğu kolunda yer almaktadır.

Ketin (1966), tarafından yapılan çalışmadan sonra, Türkiye'nin tektonik evrimi ve ilişkili olduğu jeodinamik modeller hakkındaki fikirler bu yıllardan itibaren artarak devam etmiştir. Özellikle Doğu Anadolu Bölgesi'nin jeodinamik evrimi ve volkanizma özellikleri ile ilgili tartışmalar günümüzde de halen sürmektedir.

Miyosen'de, Arabistan plakasının Anadolu plakası ile çarpışması; Neotetis Okyanusu'nun güney kolunun, Bitlis Sütur Zonu boyunca kapanmasına yol açmıştır. (Dewey vd., 1973; Şengör ve Kidd., 1979). Miyosen'den itibaren başlayan bu aktivite, kıtasal çarpışma süreciyle günümüze kadar devam ederek Doğu Anadolu Bölgesi üzerinde K-G yönlü bir sıkışmaya sebep olmuştur. Bu sıkışmanın sonucu olarak Doğu Anadolu Bölgesi üzerinde yaklaşık 1.5 - 2.5 km'lik bir yükselimin gerçekleştiği öngörülmektedir (Şengör ve Kidd, 1979). Kıtasal çarpışmayı temsil eden dönemde aynı zamanda çarpışma sonrası volkanik aktivite başlamıştır ve kıtasal çarpışma sonrası, Doğu Anadolu Bölgesi'nde D-B yönlü bindirme kuşakları ve konjugat doğrultu atımlı faylar gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Doğu Anadolu Bölgesi'nde yer alan Ağrı Dağı volkanitleri ile ilgili olarak Lambert vd. (1974), yaptıkları jeokimyasal ve izotop analizlerinin sonucunda, bu volkanitlerin oluşum mekanizmasının dalma-batma yitim zonu ile açıklanamayacağını, daha çok kabukta meydana gelen makaslama deformasyonları ile meydana gelmiş olabileceğini önermişlerdir.

Innocenti vd. (1976), Doğu Anadolu Bölgesi'nde iki aşamalı bir volkanizma sürecinden bahsetmenin mümkün olduğunu ve volkanik aktivitenin dalma-batma mekanizması ile ilgili olduğunu belirtmişlerdir. İlk aşama; Erken Miyosen'de başlayan ve genel olarak Doğu Anadolu Bölgesi'ne hakim olan kalkalkalen volkanizmadır. İkinci aşama ise; Üst Miyosen- Alt Pliyosen'de meydana gelmiş alkalin karakterli volkanizmadır. Kalkalkalen volkanizma, büyük lav domları, piroklastik yerleşimler ve Süphan Dağı, Ağrı Dağı gibi merkezi volkanlarla kendisini gösterirken, alkalin volkanizma, küçük bazalt platoları ve Tendürek Dağı, Nemrut Dağı gibi merkezi volkan oluşumları ile ayırt edilmiştir.

Innocenti vd. (1982), Erzurum ve Kars bölgesi Tersiyer-Kuvaterner volkanizmasının jeokronolojik ve jeodinamik özelliklerini inceledikleri çalışmalarında; Türkiye'nin doğusunda Malatya Erzurum üzerinden İran'a uzanan Erken Miyosen'de ilk ürünlerini vermiş bir volkanik kuşağın varlığından bahsederler. Bu volkanik kuşağın genel olarak kalkalkalen karakterli olduğunu belirten araştırmacılar, zamanla kalkalkalen volkanizmanın Doğu Anadolu'nun kuzeyine doğru kaydığını vurgulamışlardır. Araştırmacılar, Erken Miyosen'de başlamış olan bu kalkalkalen volkanizmanın 6 My. önce son ürünlerini verdiğini ve bu zaman diliminden Kuvaterner'e kadar sodik-alkalen bir volkanizmanın kuşak boyunca hakim olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, araştırmacılar, Doğu Anadolu Bölgesi'nde yayılım sunan kalkalkalen volkanik ürünlerin kaynağının muhtemel dalma-batma süreçleri ile litosferik kirlenmeden kaynaklanabileceğini belirterek önerdikleri jeodinamik modelle, Arabistan plakasının kuzeye doğru Anadolu plakasının altına dalmasından sonra, dalan litosferden parça ayrıldığını ve bu kopan parçanın, ergimesi ve zamanla kuzeye doğru hareketi ile Doğu Anadolu Bölgesi'nin kuzeyindeki kalkalkalen karakterli volkanizmanın da kaynağı olabileceğini vurgulamışlardır.

Şaroğlu ve Yılmaz (1984), Doğu Anadolu Bölgesi'nde, Arabistan plakasının Anadolu plakası ile çarpışmasından sonra gelişen sıkışmanın K-G yönlü derin çatlak sistemlerini oluşturduğunu ve bu çatlak sistemlerinin volkanizma çıkışına sebep olabileceğini belirtmişlerdir. Ayrıca, araştırmacılar, bölgedeki Solhan Volkanitleri'nin bu volkanizmanın ilk ürünleri olduğunu ve zayıf alkalen karakter özelliği gösterdiklerini vurgulamışlardır.

Yılmaz vd. (1987), kıtasal çarpışmayı izleyen süreçte, Doğu Anadolu Bölgesi'nde üç aşamalı volkanizmanın geliştiğini belirtmişlerdir. Birinci aşamanın; Solhan Volkanitleri ile temsil edilen, mantonun sığ kesimlerinin ergimesi ile oluşmuş olan zayıf alkalen karakterli volkanizma. İkinci aşamanın; Geç Miyosen-Erken Pliyosen' de başlayan ve Doğu Anadolu Bölgesi'nde yaygın olan, alt kabuk katkılarıyla yüzeye çıkmış yüksek Ca içerikli volkanizma. Üçüncü aşamanın ise; Pleyistosen - Kuvaterner'de başlayan alkalen karakterli volkanizma olduğu araştırmacılar tarafından belirtilmiştir.

Doğu Anadolu Bölgesi volkanizma süreçlerini, araştırmacılar, belli başlı jeodinamik evrim modelleri ile açıklamaya çalışmışlardır. Pearce vd. (1990), Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki volkanizma süreçlerine delaminasyon modeli ile yaklaşım sunmuşlardır. Araştırmacılar, Bitlis Sütur Zonu'nun kuzeyindeki kalınlaşan bölgede düzenli yaş dağılımları tespit edemediklerinden dolayı, manto litosferinin olası bir delaminasyon süreçlerine maruz kalmış olabileceğini öne sürmüşlerdir. Ayrıca araştırmacılar, Innocenti

vd. (1976)'nin bahsettiği; önce kalkalkalen volkanizma ile başlayan sürecin daha sonra alkalen bir volkanizma ile devam ettiği yönündeki yaklaşımların elde edilen yeni verilerle uyuşmadığını belirtmişlerdir. Şöyle ki, Kars Platosu (7 - 1,5 My.) ve Ağrı Dağı (1,51 - 0,5 My.) volkanitlerinin, kalkalkalen karakterde bir volkanizma sürecinin ürünleri olmasına rağmen aralarındaki yaş uyumsuzluklarına dikkat çekmektedirler. Ayrıca, Muş volkanitleri (6 - 4.4 My.) ve Nemrut (1.18 - < 0.7 My.) volkanitleri de kendi aralarında benzer alkalen karakter, Bingöl (3,6 - 2,6 My) ve Süphan (0,36 - 0,23 My) volkanitleri de kendi aralarında benzer geçiş karakterleri gösteriyor iken aralarında bir yaş uyumsuzluğunun mevcut olduğu araştırmacılar tarafından vurgulanmıştır.

Ercan vd. (1990), yaptıkları çalışmada, Doğu ve Güney Anadolu Bölgesi'nde Orta Miyosen'de etkili olmaya başlayan çarpışma zonu volkanizmasını, jeokimyasal, izotop ve radyometrik yaş (K-Ar) analizlerinden yola çıkarak değerlendirmişlerdir. Araştırmacılar, Doğu Anadolu Bölgesi'nde yer alan volkanitlerin genel olarak alkalen, kalkalkalen ve kısmen de toleyitik jeokimyasal karakter özelliği gösterdiklerini belirtmişlerdir. Ayrıca bu araştırmacılar, bölgedeki volkanitlerle ilgili olarak; toleyitik lavların, tüketilmiş mantodan türemiş toleyitik lav özellikleri ile benzerlik gösterdiğini, alkalen lavların tüketilmiş kıta altı litosferden türemiş olabileceklerini ve kalkalkalen lavların ise, kıta altı mantodan bölümsel ergime ile yükselirken kabuktan özümleme göstermiş olabileceklerini vurgulamışlardır. Yapılan radyometrik yaş analizleri (K-Ar) sonucunda bölgede çarpışma sonrası volkanizmanın en eski üyesinin $11,4 \pm 0,9$ My. yaş ile Köseadağ volkanitleri olduğu araştırmacılarca belirtilmiştir.

Notsu vd. (1995), $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ izotop analizlerinden yola çıkarak, Doğu Anadolu ve İç Anadolu volkanitlerini karşılaştırdıkları çalışmalarında; Ağrı Dağı ve Kars kalkalkalen volkanitlerinin kıtasal çarpışma öncesi dalma-batma süreçlerinin izlerini taşıdıklarını vurgulamışlardır.

Yılmaz vd. (1998), Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki genç volkanizmanın dalma batma süreçlerinden çok sonra geliştiğini, dolayısı ile dalma-batma sistemi ile bu bölgedeki genç volkanizmanın oluşumunun açıklanamayacağını belirtmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar, jeokimyasal ve izotop analizlerinden yola çıkarak, Doğu Anadolu Bölgesi Kuvaterner volkanizmasının manto kökenli olduğunu, kimyasal farklılıklarının ise bölgenin kalıtsal litosferik özelliklerine bağlı olduğunu belirtmişlerdir.

Keskin (1998), Doğu Anadolu Bölgesi'nin kuzeydoğusunda yer alan Erzurum-Kars Platosu'nun, Anadolu ve Arabistan kıtaları arasında yer alan Neotetis Okyanusu'nun güney

kolunun kapanmasını izleyen süreçte kıtasal çarpışma ve kabuksal kalınlaşma sonucu bugünkü morfolojisinin şekillendiğini belirtmiştir. Araştırmacı, platonun, büyük bir kısmının kıtasal çarpışma kökenli volkanizma ile oluştuğunu söylemiştir. Ayrıca, platoda, 11 My. önce Horasan alanında başlayan ilk volkanizmanın bazik bileşimde olduğu, izleyen süreçte, Erzurum-Kars Platosu'nda süren volkanik aktivitenin, 6-7 My. öncesinde doruğa ulaşmış, asidik piroklastik bileşenlerden ve bazik lav ara katkılarından oluşan bimodal bileşim sergilediği araştırmacı tarafından vurgulanmıştır. Ayrıca araştırmacı, Erzurum-Kars Bölgesi'nde meydana gelmiş volkanizmanın, Doğu Anadolu Bölgesi'nin tektoniğinin ana hatlarını oluşturan doğrultu atımlı fay sistemlerine bağlı gerilme alanları ile yüzeye çıktığını vurgulamıştır.

Keskin vd. (1998), Erzurum-Kars Platosu'nun çarpışma kökenli volkanizmasının radyometrik yaş (K-Ar) destekli volkano-stratigrafik ve jeokimyasal özelliklerini inceledikleri çalışmalarında, Erzurum-Kars Platosu üzerinde altı ayrı volkano-stratigrafik kesit oluşturarak, bölgedeki çarpışma kökenli volkanizmanın üç ayrı aşamada gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Çarpışma sonrası volkanik aktivitenin doğuya nazaran batıda kısmen daha erken başlamış olabileceğini vurgulayan araştırmacılar, volkanizmanın ilk aşamasının 11 My. ile 6 My. arasında gerçekleştiğini ve mafik-ortaç kayaçlardan asidik piroklastiklere değin bimodal volkanik kayaçlarla karakteristik olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, volkanik aktivitenin orta aşamasının 6 My. ile 5 My. arasında gerçekleştiğini, bu aşamada volkanizmanın andezitik ve dasitik kayaçlarla temsil olduğunu vurgulamışlardır. Çarpışma sonrası geç evre volkanizma aşamasının ise 5 My. ile 2.7 My. arasında tekrardan bazalt, bazaltik andezit ve felsik kayaçlarla temsil olan bimodal karakterde olduğu vurgulanmıştır. Ayrıca, araştırmacılar bu çarpışma kökenli volkanizmanın oluşumunda, dalma-batma, delaminasyon, dekompresyonel ergime, sıcak nokta aktivitesi gibi birçok mekanizmanın etkin olduğunu vurgulamışlardır.

Doğu Anadolu Bölgesi'nde, Zor vd. (2003) tarafından yapılan sismik araştırmada, Anadolu ve Arabistan kıtalarının çarpışması sonrası, kabuğun, ~ 45 km kalınlığında sadece akresyonel prizmadan oluştuğu ve manto litosferinin hemen hemen hiç olmadığı veya çok ince olduğu vurgulanmıştır.

Doğu Anadolu sıkışma bölgesinin, kıtasal çarpışma sonrası ortalama 2 km'lik yükselme gösterdiği önceki çalışmalarda (Şengör ve Kidd, 1979) belirtilmişti. Şengör vd. (2003), kısalıp kalınlaşarak yükselim gösteren bu bölgeyi Doğu Anadolu Yüksek Platosu (DAYP) olarak tanımlamışlardır.

Şengör vd. (2003), Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nu tektonik yapısına göre üç farklı birime ayırmışlardır. Bu birimler kısaca kuzeyden güneye; Ensialik magmatik yay özelliği gösteren Pontidler, genç volkanik ürünlerle örtülmüş olan Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (DAYK) ve Bitlis-Pötürge masifleridir. Araştırmacılar bu tektonik birimlerin birbirileri ile olan ilişkilerini ve bu birimlerin evrimlerini jeolojik zaman içerisinde ortaya koymuşlardır. Araştırmacıların bu önerisine göre; Erken-Eosen'de Rodop-Pontid yayı aktif ve büyük dalma-batma-akresyon kompleksine sahiptir. Arabistan plakasının Anadolu plakasını sıkıştırması devam ederken Orta Eosen'de akresyon kompleksinin kuzeyi Bitlis-Pötürge masifi ile temasa geçmiştir. Orta Miyosen'de ise akresyon kompleksinin altında yer alan manto litosferinin levha kopması sonucu kaybedildiği ve bu aşamanın bölgede çarpışma sonrası volkanik aktivitenin başlangıcı olduğu belirtilmiştir.

Keskin (2003), Doğu Anadolu Bölgesi'nde genç volkanizmanın, yaklaşık 11 My. önce başladığını ve bölgede hemen hemen 1 km kalınlığında bir volkanik örtü oluşturduğunu belirtmiştir. Ayrıca araştırmacı, bu volkanik örtünün, bölgenin volkanik ürünlerinin küçük bir bölümünü temsil ettiğini, asıl volkanik ürünlerin, kabuğun iç kesimlerinde intrüzyonlar halinde bulunduğunu vurgulamıştır. Keskin (2003), Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki çarpışma kökenli volkanizma kaynağına ilişkin bir model de öne sürerek, bölgedeki volkanizmanın ana kaynağının levha dikleşmesi ve kopması olduğunu, ek olarak delaminasyon ve doğrultu atımlara bağlı oluşan gerilmelerin de volkanizma çıkışlarında etkili olduğunu açıklamıştır. Ayrıca araştırmacı, Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı'nın kuzeyinde ilk volkanizmanın oluştuğunu, çünkü levha dikleşmesi olmadan önce litosferin kuzeye doğru dalım gösterdiğini, burada astenosfer ile etkileşim gösterip ergidiğini ve bu ergimiş manto malzemesinin zamanla güneye doğru göç ettiğini belirtmiştir. Böylelikle Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı'nın kuzeyinde meydana gelmiş ve zamanla güneyinde de kendisini göstermiş dalma-batma süreçlerinin izlerini taşıyan volkanizmanın nedeninin bu manto göçü olabileceğini belirtmiştir.

1.3.2. Tunceli İli ve Yakın Çevresinin Volkanizması ile İlişkili Önceki Çalışmalar

Tunceli ili kapsamında yayılım sunan volkanitler ile ilgili ayrıntılı jeolojik çalışmalar oldukça sınırlıdır. Bu olgu Türkiye'nin doğusunun jeodinamik evrimi içerisindeki bir data eksikliği olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu nedenle Doğu Anadolu Bölgesi'nin jeodinamik evrimi ve volkanizma özellikleri ile ilgili genel çalışmaların yanında, özellikle Tunceli ili

yakın çevresinde meydana gelmiş volkanik faaliyetler ile ilgili çalışmalar söz konusu bu tez çalışmasına da ışık tutacaktır. Bu bağlamda, volkanitlerle ilgili, Tunceli ili ve özellikle yakın çevresinde yapılmış önceki çalışmalarda elde edilen veriler aşağıda sunulmuştur.

Tunceli ili ve yakın çevresinde çalışma yapan ilk araştırmacılardan biri olan Ketin (1946), bölgedeki volkanitleri Eosen öncesi ve Eosen sonrası olarak ikiye ayırmış, Eosen sonrası volkanitleri “genç volkanitler” olarak tanımlamıştır. Ayrıca araştırmacı, bölgedeki bazaltları, olivinli bazalt olarak isimlendirmiştir.

Tolun (1955), Tunceli ve Elazığ illeri arasında yaptığı bölgenin genel jeolojik özelliklerini belirleme amaçlı çalışmada, yörede yayılım gösteren volkanizmayı, Ketin (1946) tarafından önerildiği gibi Eosen öncesi ve Eosen sonrası olarak ikiye ayırmıştır. Bölgede Eosen sonrası gerçekleşmiş volkanik aktiviteyi genel olarak olivinli bazalt lav akıntısı olarak nitelendiren araştırmacı aynı zamanda bu lav akıntılarının tabla şeklinde yayılım sunduğunu da belirtmiştir.

Afshar (1965), Tunceli ve Bingöl dolaylarında yaptığı jeolojik çalışmada, Tunceli bölgesinin Miyosen’den sonra erozyonla birlikte geniş bir ekstruzif volkanik aktivitenin etkisi altına girdiğini vurgulamıştır.

Naz (1979), Tunceli ili Pertek ilçesinin Karabakır köyü civarında yayılım gösteren tuf, andezitik tuf, aglomera ve bazalt nöbetleşmesinden oluşan birimi Karabakır Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen) olarak adlandırmıştır. Ayrıca araştırmacı bu volkanik aktivite nöbetleşmesi arasında killi kireçtaşı, kireçtaşı, killi marn ve killi kumtaşı gibi birimlerin aralandığını belirtmiştir.

Ercan ve Asutay (1993), Malatya–Elazığ–Tunceli–Bingöl–Diyarbakır dolaylarındaki Neojen - Kuvaterner volkanitlerinin petrolojik özelliklerini inceledikleri çalışmalarında; Malatya volkanitlerini üç evrede incelemiştir. Malatya volkanitlerinin ilk evresinin Orta Miyosen’de, bazaltik andezit lavlardan, tüflerden ve aglomeralarından oluştuğu, ikinci evresinin, dasitik lav ile temsil edildiği, üçüncü evresinin ise Üst Miyosen’de bazaltik lavlardan oluştuğu ve jeokimyasal karakterlerinin genel olarak sub-alkalen karakterde olduğu, belirtilmiştir. Araştırmacılar, Elazığ volkanitlerinin Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşta olduğunu bazı bölgelerde karasal çökellerle ardalanmalı bazaltik lav, tuf ve aglomeralarla temsil edildiğini, jeokimyasal özelliklerine dayanarak genellikle alkalen karakterde bir magmadan türemiş olduklarını belirtmişlerdir. Elazığ volkanitlerinin daha doğusunda bulunan Tunceli volkanitlerinin ise Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı genel olarak bazaltik lavlardan kısmen de trakiandezit, andezit, tuf ve aglomeralarla temsil edildiği ve

sub-alkalen/toleyitik karakterli bir magmanın ürünleri olduğu araştırmacılarca vurgulanmıştır. Araştırmacılar Bingöl volkanitlerinin Tunceli volkanitleri ile eř yaşlı olduğunu, ancak bazaltik lav akıntıları, tuf ve aglomeralarla temsil edilen bölgede geniş yayılım sunan bu volkanitlerin yer yer trakit daykları ile kesildiğini ve jeokimyasal özelliklerine bakıldığında alkalen karakterli olduklarını belirtmişlerdir. Söz konusu çalışma kapsamında incelenen volkanitlerin en doğusunda bulunan Diyarbakır volkanitleri ile ilgili olarak ise söz konusu araştırmacılar, bu volkanitlerin Pliyo-Kuvaterner yaşlı olduğunu ve bölgede genellikle lav akıntıları ve cüruf konileri ile temsil edildiğini ve alkalen bir magmanın ürünleri olduklarını vurgulamışlardır. Araştırmacılar, Tunceli volkanitlerinden alınan lav örnekleri üzerinde gerçekleştirdikleri ayrıntılı petrografik çalışmalar sonunda; Bu alandaki bazik lavların genellikle intersertal-subofitik ve porfirik doku özellikleri gösterdiklerini, kayaçları oluşturan ana minerallerin genellikle albit ikizlenmesi gösteren plajiyoklazlar olduğunu, ojit minerallerinin plajiyoklazlar arasında özsekilsiz olarak bulduklarını ve olivin minerallerinin ise küçük boyutta agregatlar şeklinde çoğun serpantin, klorit ve talk gibi ikincil minerallere dönüşmüş olduklarını belirtmişlerdir.

Alpaslan ve Terzioğlu (1996), Tunceli ili batısında yer alan Arguvan (Malatya) Üst Miyosen ve Pliyosen volkanitlerinin karşılaştırmalı jeokimyasal özelliklerini inceledikleri çalışmalarında; Üst Miyosen yaşlı volkanitlerin geçiş ve subalkalen karakterde, Pliyosen yaşlı volkanitlerin ise geçiş ve alkalen karakterde olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar söz konusu farklı yaşlardaki volkanitlerin iz element jeokimyasal özelliklerinden yola çıkarak, Üst Miyosen volkaniklerinin evriminde kabuksal bulaşma ve fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin, Pliyosen yaşlı volkanitlerin evriminde ise fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin etkin olduğunu vurgulamışlardır. Ayrıca, araştırmacılar, söz konusu volkanitleri bölgesel tektonik evrim içerisinde değerlendirdiklerinde, bu volkanitlerin çarpışma sonrası bir volkanizma sonucu oluştuklarını, Üst Miyosen yaşlı volkanitleri, manto kökenli ergiyiğinin çarpışma sonrası kalınlaşan kıtasal kabuktan geçerken kabuksal bulaşmaya maruz kaldığını, Pliyosen volkanitlerinin ise manto kökenli ergiyiğinin ise üst mantoya kadar inen derin kırıklardan az veya hiç bulaşmaya uğramadan yer yüzeyine çıktığını vurgulamışlardır.

Kürüm ve Bingöl (1996), Tunceli ili güneyinde ve güneybatısında Çemişgezek-Hozat ve Pertek ilçeleri çevresinde yer alan Senozoyik yaşlı volkanitlerin petrolojik özelliklerini inceledikleri çalışmalarında; bölge volkanitlerinin genel olarak bazalt-andezit-dasit gibi lav akıntıları ve epiklastik, piroklastik gibi volkanoklastikler ile temsil olunduğunu

belirtmişlerdir. Yapılan saha gözlemlerinde stratigrafik istifin, volkanoklastiklerle başladığı, lav akıntıları ile devam ettiği ve lav akıntılarının üzerindeki gösel kireçtaşları ile son bulduğu araştırmacılarca vurgulanmıştır. Ayrıca, araştırmacılar, lav akıntılarında yaptıkları jeokimyasal değerlendirmeler sonucunda, bölge volkanitlerinin esas olarak kalkalkalen karakterde kısmen de toleyitik ve alkalen karakterde olduklarını vurgulamışlardır. Ayrıca söz konusu volkanitlerin, sialik bir magmadan türediğini, magmanın Doğu Anadolu Bölgesi sıkışma rejimi içerisinde kalınlaşan kabuk ile kontamine olduğunu vurgulamışlardır.

Türkmen vd. (1998), Arguvan-Arapgir (Malatya) bölgesinde yaptıkları çalışmada; yörede yer alan volkanitleri, bölgesel stratigrafi içerisinde değerlendirmişlerdir. Araştırmacılar, bu çalışma ile Arguvan-Arapgir çevresinde, Alt Miyosen yaşlı sığ denizel istifteki çört düzeylerinin ve daha üst seviyelerindeki kireçtaşları istifinin yer yer volkanik çökellerle yanal-düşey geçişler gösterdiğini belirtmişlerdir. Bu veriler sonucunda, Doğu Anadolu Bölgesi'nde çarpışma sonrası volkanizmanın Malatya civarında Erken Miyosen'de başladığı araştırmacılarca öne sürülmüştür.

Arger vd. (2000), Türkiye'nin doğusunda ve güneydoğusunda, Neojen ve Kuvaterner volkanizmasının özelliklerini araştırdıkları çalışmalarında, bölge volkanitleri üzerinde yaptıkları K-Ar radyometrik yaş analizleri sonucunda, Elazığ-Çipköy civarındaki volkanitlerin yaşını, $1,47 \pm 0,09$ My. ve $1,87 \pm 0,07$ My. olarak, Malatya-Arapkir volkanitlerinin yaşını ise $15,2 \pm 0,5$ My. ve $15,9 \pm 0,4$ My. olarak saptamışlardır.

Akgül vd. (2001), Elazığ'ın kuzeyinde Gümüşbağlar köyü civarında yayılım sunan Alt Pliyosen yaşlı volkanitler üzerinde yaptıkları petrolojik çalışmada, söz konusu genç volkanizmanın bölgede genel olarak, doğrudan atımlı faylarla ilişkin çek-ayır havzaları ile bağlantılı olduklarını vurgulamışlardır. Volkanizmanın ise olivinli bazalt bileşimli lav akıntıları, aglomera ve tüfler ile temsil edildiklerini belirtmişlerdir. Ana ve iz element jeokimyasına dayanarak, araştırmacılar, jeotektonik ortam olarak kayaçların levha içi ortama ait olduklarını ve jeokimyasal karakter olarak ise alkalen karakter gösterdiklerini vurgulamışlardır.

Ekici vd. (2005), Tunceli ili batısındaki Malatya-Ovacık Fay Zonu boyunca oluşmuş Pliyosen yaşlı bazaltlar üzerinde yaptıkları petrolojik çalışmada, bölgedeki bazaltların, major ve iz element jeokimyasına göre, genel olarak toleyitik karakter sergilediklerini ve köken olarak astenosferik manto özelliklerini taşıdıklarını vurgulamışlardır.

Kürüm vd. (2007), Elazığ kuzeyindeki Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitlerin Harput-Karataş Tepe civarında genel olarak piroklastik kayalarla temsil edildiğini vurgulamışlardır. Araştırmacılar piroklastik kayaların bölgede geniş yayılım sunduklarını ve sahasal gözlemlerle bu kayaların görsel ortamda çökelmiş olabileceklerini belirtmişlerdir. Söz konusu kayaların jeokimyasal karakterlerinin alkalin karakterde olduklarını ve oluşumları sırasında kabuksal bir kirlenmeye maruz kalmış olabileceklerini vurgulamışlardır.

Kürüm vd. (2008), Malatya-Yamadağ Miyosen volkanitlerinin petrolojik özelliklerini araştırdıkları çalışmalarında, bölgedeki çarpışma sonrası genç volkanik kayaların volkanik istif içerisinde, temelde; piroklastik kayalarla birlikte alkalin bazalt, subalkalin bazalt-bazaltik andezit, orta seviyelerde; alkalin bazalt ve trakiandezit, üst seviyelerde ise alkalin bazaltlarla temsil edildiğini vurgulamışlardır. Ayrıca, araştırmacılar, çalışma alanındaki bazaltik lav akıntılarını, jeokimyasal özellikleri ışığında, subalkalin bazaltlar/bazaltik andezitler ve alkalin bazaltik trakiandezitler olarak iki alt gruba ayrılacaklarını ve olasılıkla litosferik manto kaynaklı farklı kısmi ergime süreçleri ile oluşmuş olabileceklerini vurgulamışlardır. Dasitik kayaların kökeni için, araştırmacılar, bazaltik kısmi ergimelerden farklı bir ergime süreçleri ile çarpışma sonrası genişleme mekanizması ile litosferik mantodan türediklerini vurgulamışlardır.

Önal vd. (2008), Malatya-Orduzu Miyosen volkanitlerinin petrolojik özelliklerini inceledikleri çalışmalarında; bölgede yer alan genç bimodal volkanik kayaların oluştuklarını belirtmişlerdir. Yapılan, jeokimyasal analizler neticesinde, bu kayaların çarpışma sonrası oluşan volkanizmanın ürünleri olduğu ve oluşumları sırasında kabuksal kirlenme ile üç farklı kayaktan türedikleri araştırmacılarca belirtilmiştir.

2. MATERYAL ve METOT

Bu çalışma; arazi, laboratuvar ve büro çalışması olmak üzere üç aşamada tamamlanmıştır.

Arazi çalışmaları, jeolojik çalışmaların ön ayağını temsil etmesi ve çalışmanın sonraki aşamalarında sağlıklı sonuçların alınması açısından çok önemlidir. Çalışma kapsamında, arazi çalışmaları büyük bir titizlik ile yapılmış olup, çalışma alanı içerisinde yayılım gösteren volkanitlerden sistematik olarak örnekler alınmıştır. Jeokimyasal analizlerin yorumlanmasında yanıltıcı unsurları minimize etmek amacıyla, alınan kayaç örneklerinin özellikle taze olmasına özen gösterilmiştir. Arazi çalışmaları sırasında, çalışma alanının jeolojik haritası hazırlanmış olup, çalışma konusu volkanitlerin, dokanakta olduğu diğer kaya birimleri ile olan ilişkisi ortaya konulmuştur.



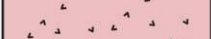

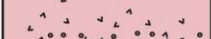

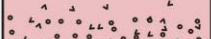
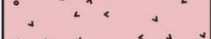
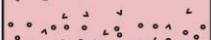

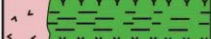

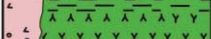





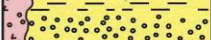
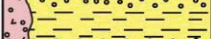

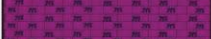

Laboratuvar çalışmaları kapsamında, arazi çalışmaları süresince toplanan 90 örneğin 59 tanesi kısmen İstanbul Teknik Üniversitesi İnce Kesit Laboratuvarı'nda kısmen de Tunceli Üniversitesi İnce Kesit Laboratuvarı'nda mikroskopta incelenmek üzere ince kesit olarak hazırlanmıştır. Yapılan ince kesitlerin Leica DM 2500 P polarizan araştırma mikroskobu aracılığı ile petrografik analizleri yapılmıştır. Petrografi çalışmalarının ardından, uygun görülen, çalışma kapsamındaki Solhan Volkanitleri'ne ait 25 adet ve Çaybağı Formasyonu'na ait 4 adet, toplamda 29 adet volkanik kayaç örneği, ana oksit, iz ve nadir toprak element (NTE) analizleri yapmak üzere Kanada ACME laboratuvarlarına gönderilmiştir. Söz konusu analizler ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer) cihazı kullanılarak yapılmıştır. ICP-MS, katı örnekler için, çözeltiye alınarak, çözelti içerisindeki çok sayıda element miktarını, hassas, doğru, niteliksel ve niceliksel olarak ölçen bir analiz tekniğidir. Bu teknik, elektromanyetik indüksiyonla belirli bir sıcaklığa ulaştırılan argon plazması tarafından iyonize edilen örneğin, kütle spektrometresi tarafından ayrıştırılması ve hassas bir dedektörle element değişimlerinin ölçülmesi aşamalarını içerir.

Büro çalışmaları kapsamında, ağırlıklı olarak literatür çalışması yapılmış ve çalışma alanı yakın çevresinde konu ile ilgili önceki çalışmalar derlenmiştir. Türkiye'den ve Dünya'dan benzer çalışmalar incelenerek, çalışma akım şeması oluşturulmuştur. Araziden ve laboratuardan elde edilen veriler bir araya getirilerek, çalışmanın önemi literatür kapsamı içinde tartışılmış ve çalışma sonuçları değerlendirilmiştir.

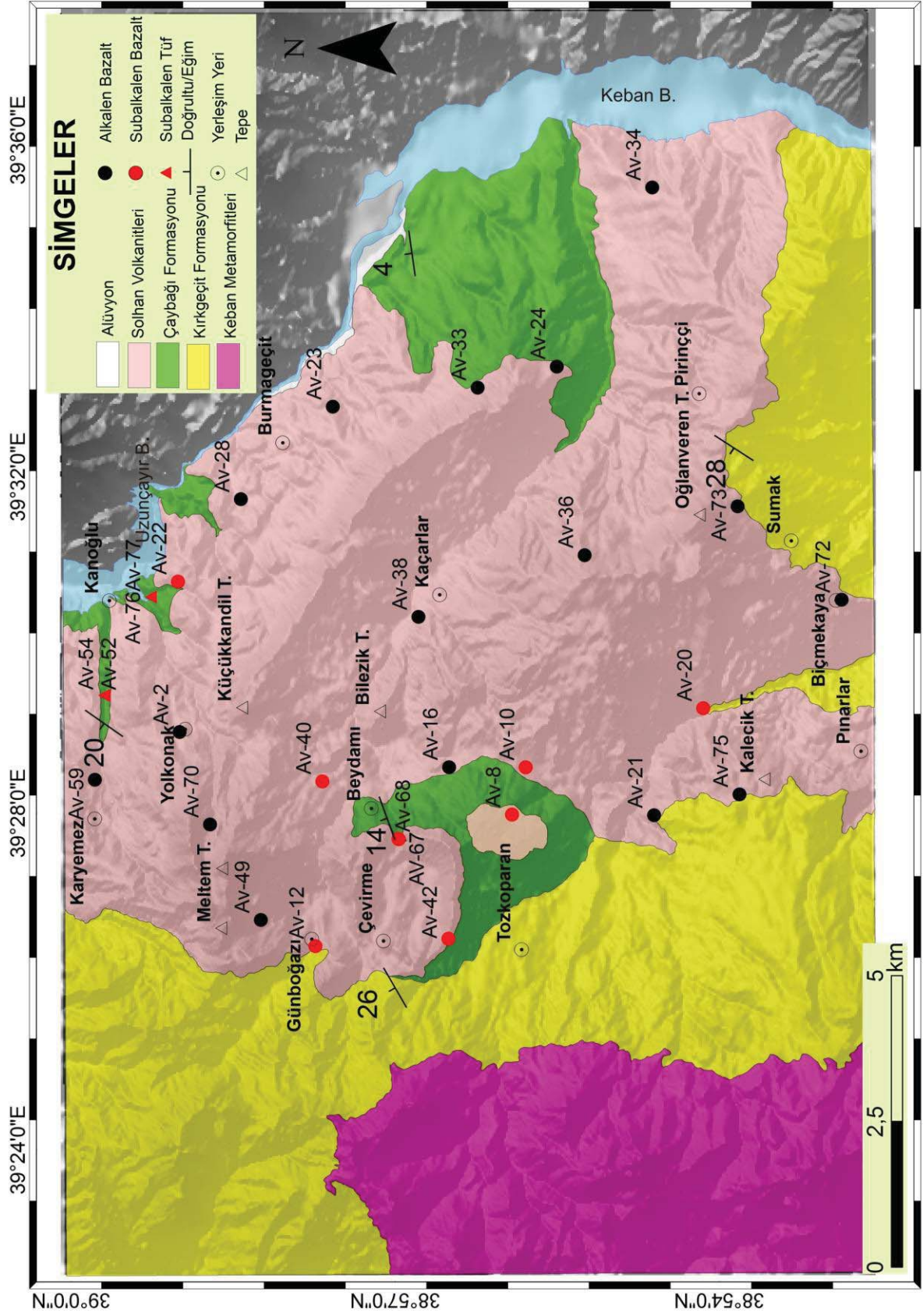
3. BULGULAR

3.1. Genel Jeoloji

Çalışma alanında yüzeylenen litolojik birimler, yaşlıdan gence doğru; (1) Keban Metamorfittleri (Pzkm), (2) Kırkgeçit Formasyonu (Teok), (3) Çaybağı Formasyonu (Tmplç), (4) Solhan Volkanitleri (Tmpls) ve (5) Kuvaterner Alüvyonları (Qal) şeklinde istiflenmiştir (Şekil 3.1 ve Şekil 3.2).

Yaş	Litosta. Birim	Simge	Litoloji	Açıklamalar
Kuva.		Qal		Dere yatağı birikintileri
Ü. Miyosen-Pliyosen	Solhan Volkanitleri	Tmpls		Mafik mineralleri altere olmuş açık renli veziküler bazalt
				Veziküler bazalt
				Bazalt
				Veziküler bazalt
				Bazalt
				Veziküler bazalt
Ü. Miyosen-Pliyosen?	Çaybağı Form.	Tmplç		Marn
				Tüf
				Marn
				Tüf
				Marn
				Kumtaşı
				Marn
				Tüf
				Marn
				Kumtaşı
O. Eosen-Ü. Olig.	Kırkgeçit Form.	Teok		Konglomera
				Kumlu kireçtaşı
				Marn
				Kumtaşı
				Marn
Permo-Karb.	Keban Met.	Pzkm		Rekristalize kireçtaşı

Şekil 3.1. Çalışma sahasının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Ölçeksiz).



Şekil 3.2. Çalışma sahasının jeolojik haritası.

3.1.1. Keban Metamorfitleri (Pzkm)

En geniş yayılımını Elazığ-Keban ilçesi civarında sunan birim, çeşitli araştırmacılarca “Keban Metamorfitleri” olarak tanımlanmıştır. (Tolun, 1950, 1955; Özgül, 1976; Perinçek 1979a). Daha sonra yapılmış birçok jeolojik çalışmada söz konusu birimin yaşı, metamorfizma derecesi ve sahasal yayılımı ile ilgili veriler ortaya konulmuştur (Özgül vd., 1981; Bingöl, 1983; Asutay ve Turan, 1986; Poyraz, 1988).

Kipman (1981), Keban dolaylarında, Keban Metamorfitleri’nin genel olarak; mermerler, rekrystalize kireçtaşları-kalkşistler ve metakonglomera-kalkfillit gibi litolojik birimlerden oluştuğunu belirtmiştir. Çalışma alanında ise, Keban Metamorfitleri genel olarak rekrystalize kireçtaşları ile temsil olunmaktadır (Şekil 3.3).

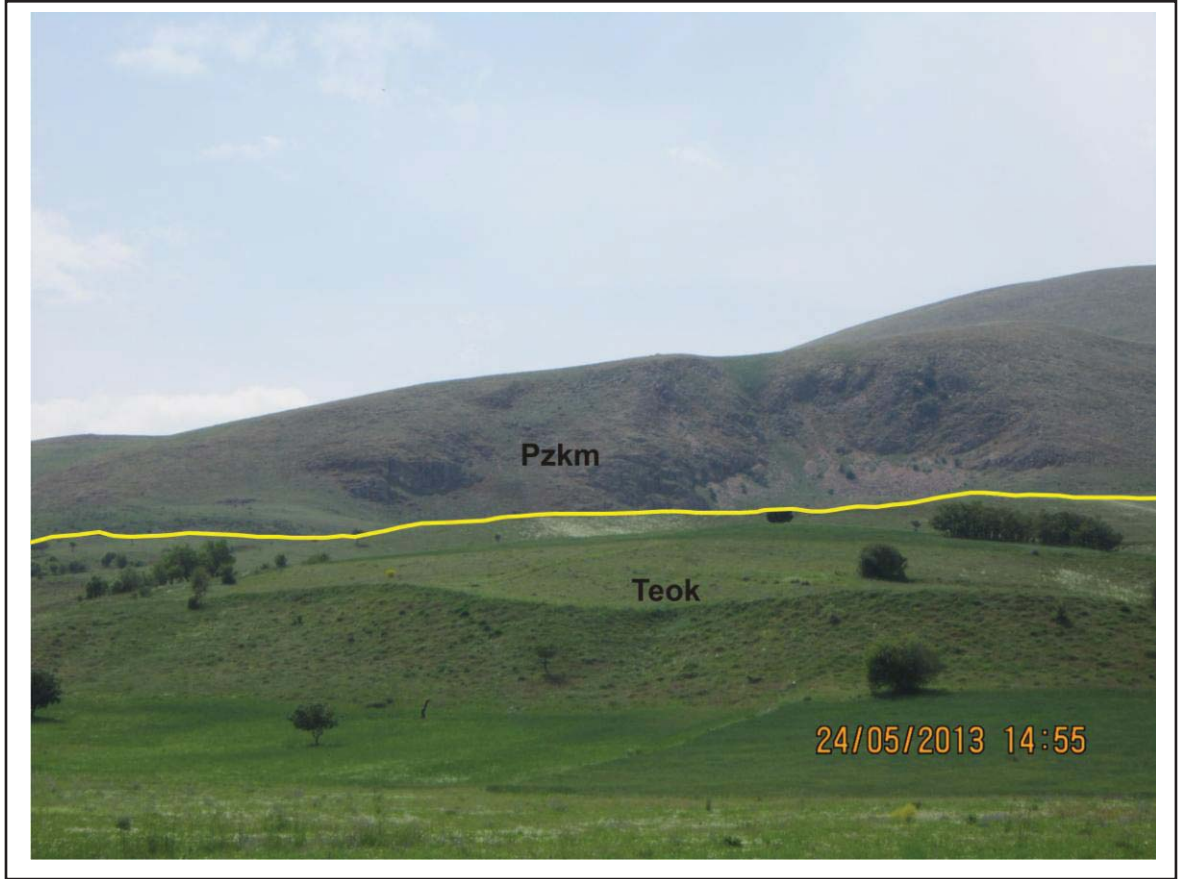


Şekil 3.3. Tunceli-Pertek karayolunda yer alan Keban Metamorfitleri’ne ait rekrystalize kireçtaşlarının araziden görünümü.

Bölgesel olarak Keban Metamorfitleri’ne karşılık gelen litolojik birimlerin, bazı araştırmacılarca, içerdikleri fosil türlerine göre, Permian’dan Kretase’ye kadar geniş bir yaş aralığı sunduğu belirtilmiştir (Wijkersoolth, 1944; Özgül vd., 1981).

Kipman (1981), Keban Metamorfitleri istifi içerisinde, kalkıştelerin yaşını, içerdikleri *Glomospira sp.*, *Ammodiscus sp.* fosillerine göre Permo-Karbonifer olarak belirlemiştir. Bu çalışmada Keban Metamorfitleri'ni temsil eden rekrystalize kireçtaşı birimlerinin yaşı Permo-Karbonifer olarak kabul edilmiştir.

Çalışma alanının batısında, en yaşlı birim olarak sınırlı bir alanda yüzeylenen Keban Metamorfitleri, Orta Eosen-Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu ile uyumsuz stratigrafik bir dokanağa sahiptir (Şekil 3. 4).



Şekil 3. 4. Tozkoparan köyü civarında yüzeylenen Keban Metamorfitleri'nin görünümü.

Kürüm (1994), Tunceli-Çemişgezek dolaylarında, Keban Metamorfitleri'ne ait mermerlerde yaptığı petrografik çalışmada; kalsit minerallerinin genellikle değişik boyutlu olduklarını ve polisentetik ikizlenme gösterdiklerini belirtmiştir. Araştırmacı, ayrıca çatlak sistemlerinde ikincil olarak oluşmuş kuvars minerallerinin geliştiğini vurgulamıştır.

3.1.2. Kırkgeçit Formasyonu (Teok)

Van ilinin güneyinde yer alan Kırkgeçit köyü civarında yayılım sunan çakıltaş, killi-kumlu kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı, şeyl ve marn araldanmasından oluşan birim, ilk defa Perinçek (1979b) tarafından Kırkgeçit Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Daha sonra, Elazığ-Malatya dolaylarında, jeolojik çalışma yapan araştırmacılar, aynı litolojik özellik gösteren birimin bu yörelerde de yayılım gösterdiğini saptayarak, aynı isim altında haritalamışlardır (Avşar, 1983; Asutay vd., 1986; Herece vd., 1992). Bunun yanında bazı araştırmacılar ise litolojik benzerlik ve yanal devamlılıktan dolayı, özellikle Elazığ-Palu civarlarında yaptıkları çalışmada, Kırkgeçit Formasyonu'na ait birimleri Gevla Formasyonu adı altında incelemişlerdir (Sirel vd., 1975; Sungurlu vd., 1985).

Genel olarak Doğu Toros orojenik kuşağının içerisinde yer alan birim, çeşitli araştırmacılarca paleontolojik açıdan incelenmiş ve yaşlandırılmıştır (Sirel vd., 1975; Avşar, 1983; Turan, 1984; Sungurlu vd., 1985; Asutay vd., 1986; Özkul, 1988).

Sirel vd. (1975), Elazığ-Palu civarında, konglomera, kumtaşı, kireçtaşı birimlerinden oluşan Kırkgeçit Formasyonu'nu, Gevla Formasyonu adı altında incelemişlerdir. Araştırmacılar, formasyon içerisinde saptadıkları fosillere dayanarak, formasyonun yaşını Orta-Üst Oligosen olarak belirlemişlerdir.

Avşar (1983), Elazığ kuzeybatısında yer alan, Kırkgeçit Formasyonu'na ait birimler içerisindeki mikropaleontolojik bulgulara dayanarak, formasyonun yaşını Orta-Üst Eosen olarak belirlemiştir.

Turan (1984), Elazığ-Baskil civarında yaptığı jeolojik çalışmada, bölgede yer alan Kırkgeçit Formasyonu içerisindeki birimlerde saptadığı fosillerden yola çıkarak, formasyonun yaşını Orta Eosen-Üst Oligosen olarak kabul etmiştir.

Sungurlu vd. (1985), Elazığ-Palu çevresinde Gevla Formasyonu adı altında inceledikleri Kırkgeçit Formasyonu'na ait birimlerin fosil içeriklerine bakarak, bu birimlerin yaşını Üst Eosen-Oligosen olarak saptamışlardır.

Asutay vd. (1986), Elazığ-Baskil dolaylarında yaptıkları jeolojik araştırmalarda Kırkgeçit Formasyonu içerisinde derledikleri fosillere göre, formasyon içinde yer alan birimlerin yaşını Orta Eosen-Orta Oligosen olarak belirlemişlerdir.

Özkul (1988), Elazığ batısındaki Kırkgeçit Formasyonuna ait litolojik birimlerde yer alan fosillere dayanarak, bu birimlerin yaşını Orta Eosen-Oligosen olarak açıklamıştır.

Yukarıda da belirtildiği üzere, Doğu Toros orojenik kuşağında, Kırkgeçit Formasyonu'na ait birimler üzerinde yapılan jeolojik çalışmalarda, çeşitli jeolojik yaş aralıkları belirlenmiştir. Bu çalışmalar ışığında, bu tez kapsamında, Kırkgeçit Formasyonu'nun yaş aralığı Orta Eosen-Üst Oligosen olarak kabul edilmiştir.

Çalışma alanında yer alan, Kırkgeçit Formasyonu'na ait kireçtaşlarının ortamsal yorumu ise, İnceöz (1994), tarafından yapılmış olup; birimin içerdiği sığ denizel fosil topluluğuna göre büyük bir ihtimalle kıyı akıntularına açık lagünel bir ortamda çökelmiş olabileceğini açıklamıştır.

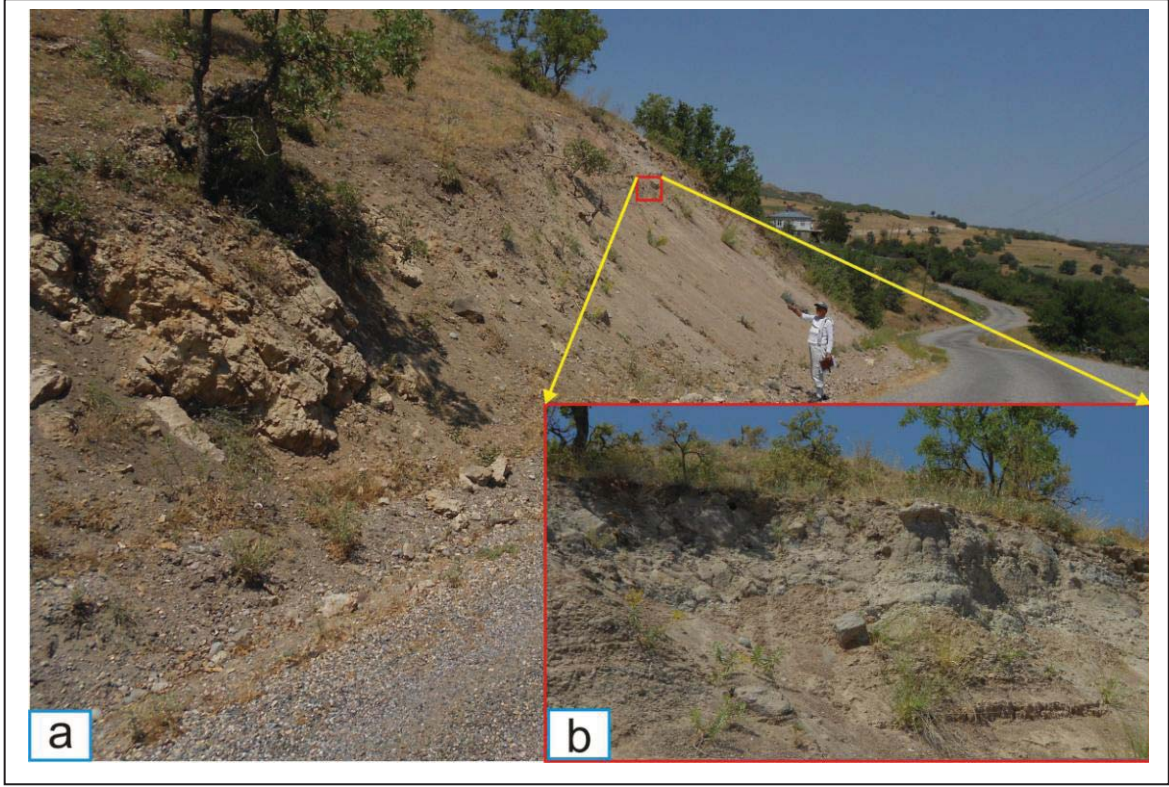
Kırkgeçit Formasyonu, çalışma alanının güneyinde ve batısında, geniş yüzlekler sunmaktadır. Formasyon, uyumsuz olarak Keban Metamorfileri'ni üzerlerken, aynı şekilde uyumsuzlukla Üst Miyosen-Pliyosen? yaşlı Çaybağı Formasyonu ve Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Solhan Volkanitleri'nce üzerlenmiştir (bkz: Şekil 3.1 ve Şekil 3.2).

Kırkgeçit Formasyonu'na ait litolojik birimler, çalışma sahasında alttan üste doğru, genellikle, marn, konglomera, kumtaşı ve sarımsı-bej renk tonlarında kumlu-killi kireçtaşları ardalanmasından oluşmaktadır. Yanal olarak süreksizlik gösteren birim, bazı vadi içleri haricinde genellikle birbirinden farklı stratigrafik kesitler göstermektedir.

Marn seviyeleri, genellikle çatlaklı bir biçimde, çalışma sahasının güneyinde ve kuzeybatısında, 10 cm ile 1 m arasında değişen kalınlıklarda görülmektedir. Yer yer kumtaşları yer yer konglomeralar tarafından üzerlenen marnlar, Biçmekaya köyü civarında kumtaşlarının altında, 10-20 cm kalınlıklarında yataya yakın bir şekilde tabakalanmış olarak gözlenir (Şekil 3.5).

Konglomeralar, çalışma sahasının güneyinde Pınarlar ve Biçmekaya köyleri arasında vadi içlerinde ve yol yarmalarında 2 m'yi aşmayan kalınlıklarda, yer yer tane destekli yer yer de kumtaşı çimento malzemesi ile iyi tutturulmamış fakat taneleri iyi yuvarlaklaşmış şekilde yer almaktadırlar (Şekil 3.8).

Kumtaşları, çalışma sahasının güneyinde, Pınarlar ve Biçmekaya köyleri arasında yer alan vadi içlerinde ve Tozkoparan köyü kuzeybatısında görülmektedir. Güneyde, yer yer kireçtaşlarının altında, konglomera seviyelerinin üzerinde, yer yer ise ince marn tabakalarının üzerinde görülmektedirler. Çalışma sahasının kuzeybatısında ise, marn seviyeleri ile düzgün ardalanmalı şekilde bir filiş istifi oluşturmaktadırlar. Genelinde, sahada 1 m'yi aşmayan kumtaşı seviyeleri, iyi tutturulmuş, ince taneli, mika ve kuvars bileşenlerinden oluşmaktadır (Şekil 3.5 ve Şekil 3.8).



Şekil 3.5. Biçmekaya köyü kuzeyinde yüzeylenen Kırkgeçit Formasyonu'na ait marn seviyeleri. a) Birimin karayolu ölçekli uzaktan görünümü. b) Birimin yakından görünümü.

Kireçtaşı düzeyleri ise, volkanitler ile metamorfite arasında kalan kısımda, genellikle kırıntılı-kumlu bloklar şeklinde arazide yayılım sunmaktadır. Bu bloklar içinde yer yer, yoğun alterasyona maruz kalmış, tanımlanması güç, denizel fosil kalıntılarına rastlanılmaktadır. Çalışma alanının güneyinde ise, yol yarmaları ve dereler boyunca, bol çatlaklı, kırıklı şekilde yüzlek vermektedir. Kireçtaşlarının, tabakalanma düzlemleri çoğu yerde ayırt edilemezken özellikle Pınarlar köyü batısındaki dereler boyunca neredeyse yataya yakın şekilde gözlenmiştir. Bu bölgelerde, birim Solhan Volkanitleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiştir (Şekil 3.6 ve Şekil 3.7).

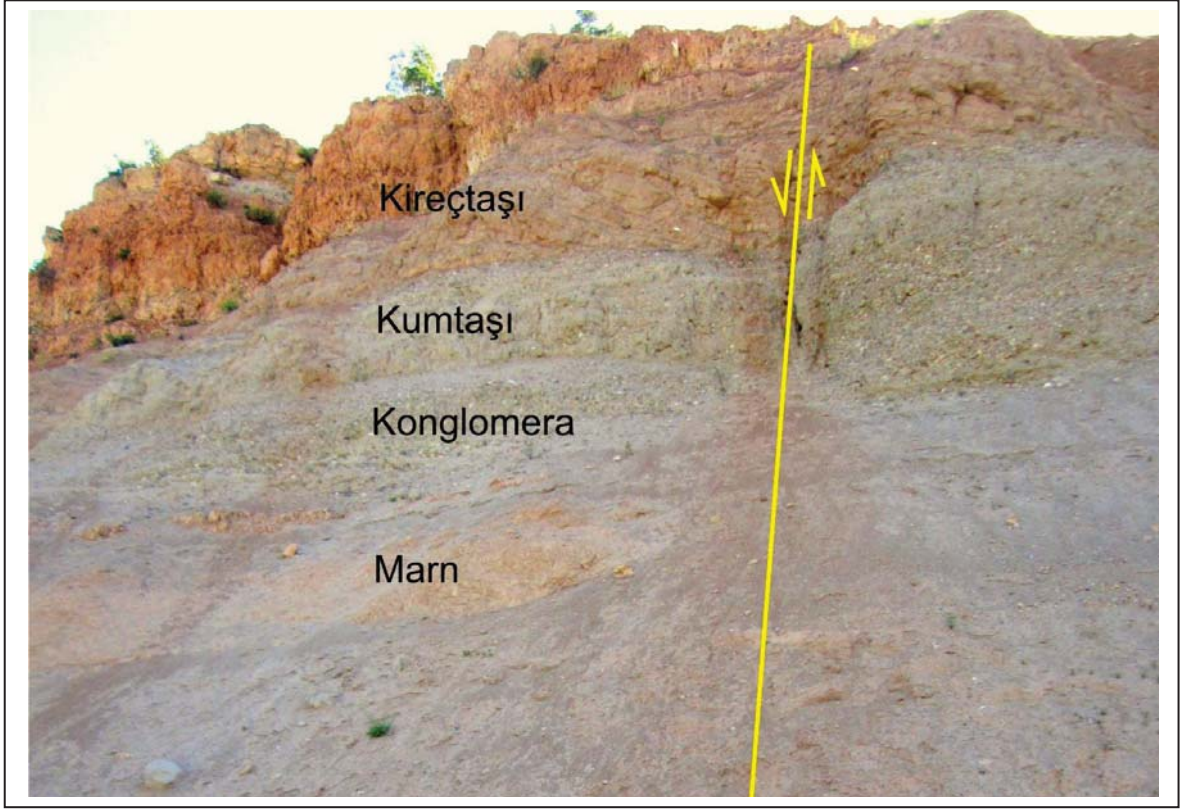
Çalışma alanının güneyinde, özellikle derin vadiler boyunca, Kırkgeçit Formasyonu'na ait tüm birimleri bir arada görmek mümkündür. İstif bu bölgelerde, en alttan üste doğru; yaklaşık 10 cm ile 1 m arasında kalınlıklarla değişen marn seviyesi, yaklaşık 1-2 m kalınlıkları arasında değişen, taneleri iyi tutturulmamış ve herhangi bir derecelenme göstermeyen konglomera seviyesi, yaklaşık 1 m kalınlığında kumtaşı seviyesi ve yaklaşık 2 m kalınlığında, masif, bol kırıklı-çatlaklı, erime boşluklu bir yapı gösteren kireçtaşı seviyesi şeklinde yer almaktadır. İstif içerisinde yer yer, küçük faylanmalar da mevcuttur (Şekil 3.8).



Şekil 3.6. Kırkgeçit Formasyonu'na ait kireçtaşı seviyelerinin, volkanitlerce (Solhan Volkanitleri) üzerlenmesi.



Şekil 3.7. Pınarlar köyü batısında dere içerisinde yüzeylenen Kırkgeçit Formasyonu'na ait kireçtaşı seviyelerinin, Solhan Volkanitleri ile dokanağı.



Şekil 3.8. Kırkgeçit Formasyonu'na ait tüm litolojik seviyelerin bir arada görünümü (Pınarlar köyü batısı).

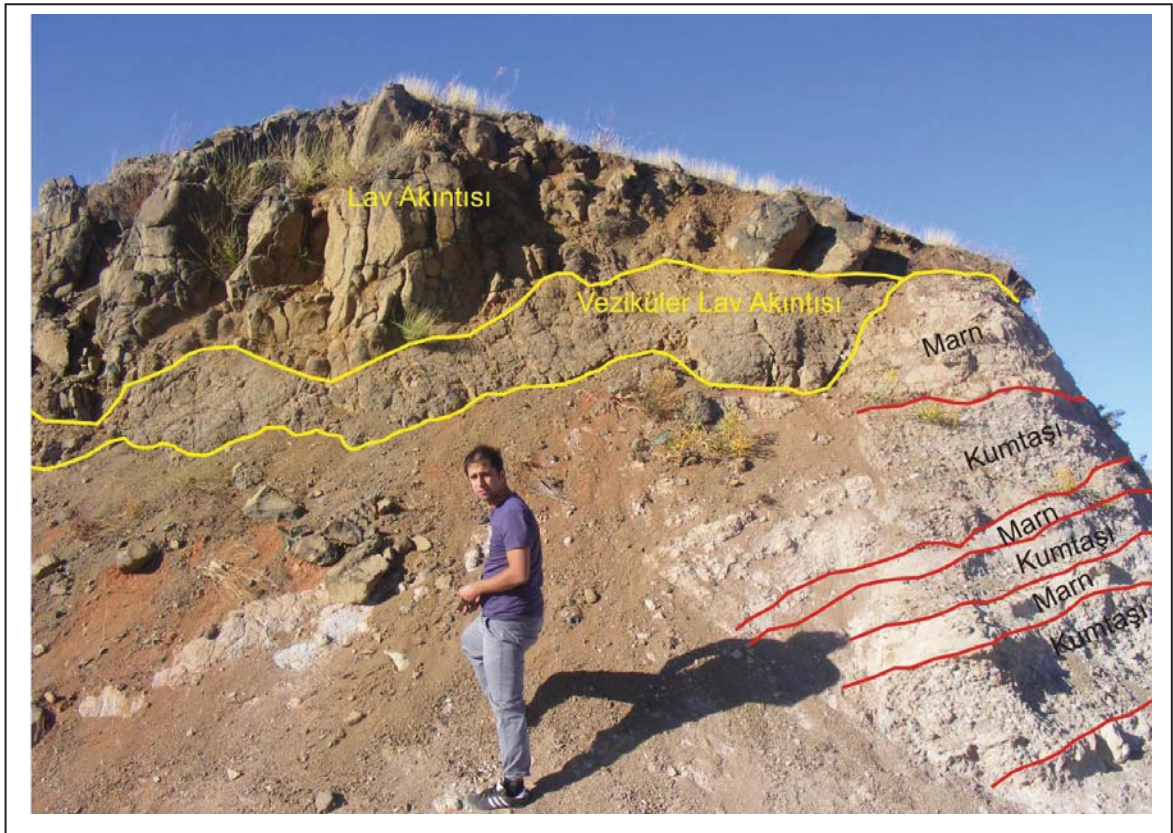
3.1.3. Çaybağı Formasyonu (Tmplç)

Elazığ kuzeydoğusunda, yayılım sunan formasyon ilk olarak Türkmen (1991), tarafından Çaybağı adı altında tanımlanmıştır. Araştırmacı, formasyonun tabanının Elazığ kuzeydoğusunda Keban Baraj Gölü altında kaldığını, bu nedenle tabanının izlenemediğini, tavan kısmının ise Palu Formasyonu ile açısız uyumsuzluk ile örtüldüğünü vurgulamıştır. Araştırmacı, Formasyonun ölçülebilir kalınlığının yaklaşık 700 m olduğunu belirtmiştir. Ayrıca, formasyon içerisinde yer alan birimlerin; konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, kömür ara katkılı kireçtaşı, marn, tüfit ve kireçtaşlarından oluştuğu vurgulanmıştır.

Türkmen (1991), Çaybağı Formasyonu'nun yaşını, formasyon içerisinde yer alan birimlerin stratigrafik özelliklerine göre belirlemeye çalışmıştır. Araştırmacı, formasyon içerisindeki kireçtaşı ve marn seviyelerinde, *Unio indet*, *Ostracoda*, *Gastropoda*, *Annielida Potamida* (?) gibi fosilleri saptanmış olmasına rağmen, bu fosillerin formasyon yaşını tespit etmede yetersiz olacağını savunmuştur. Ayrıca, Kırkgeçit Formasyonu'ndan kaynaklandığını düşündüğü konglomera seviyelerindeki tanelerin içerisinde saptadığı;

Gypsina sp., *Amphistegina sp.*, *Nummilites sp.*, *Textularidae* *Chapmanina gassinensis* *Silvestri*, *Asterigerina sp.*, *Rotalidae*, *Fabiania cassis* *Oppenheim*, *Acervulinidae*, *Europertia manga* *Le Calvez*, *Miliolidae*, *Orbitorides* gibi fosillerin ise Üst Eosen yaşını işaret ettiğini belirtmiştir. Araştırmacı, daha önce Elazığ-Palu civarında jeolojik çalışmalar yapmış olan Tuna (1979)'nın, Kırkgeçit Formasyonu'nun bu bölgede Üst Oligosen'e kadar izlenebildiği görüşüne kendi bulgularına da ekleyerek ve Çaybağı Formasyonu'nun birimlerini, daha önce tanımlanmış diğer benzer litolojik özellik taşıyan birimlerle korele ederek, Çaybağı Formasyonu'nun yaşının Üst Miyosen-Pliyosen? olabileceğini belirtmiştir.

Çaybağı Formasyonu, çalışma sahasının doğusunda ve orta batı kısımlarda Beydamı köyü civarında yayılım sunmaktadır. Formasyon, Kırkgeçit Formasyonu ve Solhan Volkanitleri ile uyumsuz dokanağa sahiptir (bkz: Şekil 3.1 ve Şekil 3.2). Çaybağı Formasyonu, çalışma alanında konglomera, kumtaşı, marn ardalanmalı ve yer yer tuf ara katkılı olarak gözlenmektedir. Tüm bu birimler, çalışılan bölge içerisinde Solhan Volkanitleri'nin lav akıntıları tarafından örtülmüştür (Şekil 3.9).



Şekil 3.9. Kaçarlar köyü güneydoğusunda yer alan Çaybağı Formasyonu'nun Solhan Volkanitleri ile dokanağı.

Kaçarlar köyü güneydoğusunda, yol yarmaları boyunca gözlenebilen konglomera ve kumtaşı seviyeleri, üst kotlarda yer alan bazalt seviyelerinin hemen altından başlayıp daha alt kotlara kadar izlenmektedir.

Konglomera seviyeleri, matriks desteklidir ve çakıllar iyi pekleşmemiştir. Çakıl boyutları 10 cm'ye kadar çıkmaktadır. Herhangi bir derecelenme göstermeyen bu konglomera seviyeleri aynı zamanda kötü boylanmalı olarak gözlenmektedir. İçerisinde bazalt, andezit türünde iyi yuvarlaklaşmış parçalar barındıran konglomera seviyeleri yer yer 1 m kalınlığına erişmektedir (Şekil 3.10).

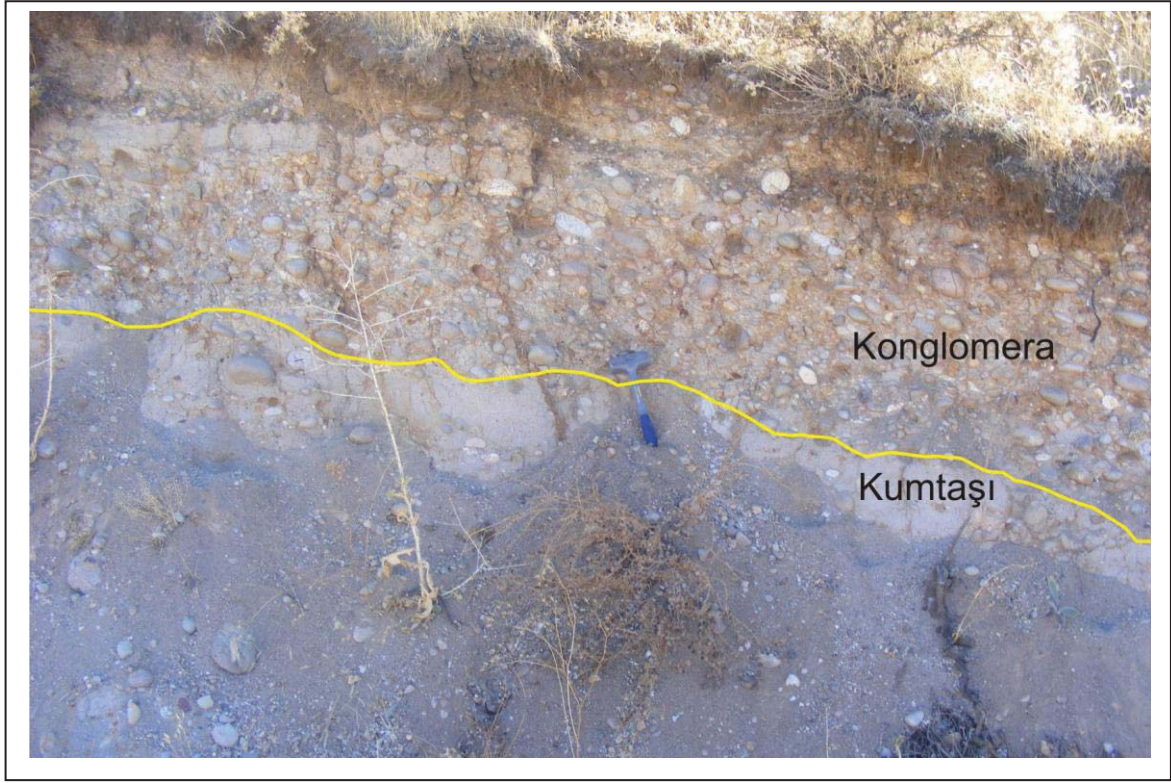
Çalışma alanının çeşitli bölgelerinde farklı kalınlıklarla gözlenen kumtaşları, bileşimsel olarak kuvars ve kısmen de mika parçalarından oluşmaktadırlar. Konglomera seviyelerine benzer biçimde, volkanik bileşim ihtiva etmektedirler. Zayıf bir şekilde çimentolanmış kumtaşları, yer yer derecelenme göstermeksizin yer yer ise ters derecelenmeli şekilde, 2 m'yi bulan tabakalar halinde bulunmaktadır. Kumtaşları, Beydamı köyü civarında ve yakın çevresinde küçük ölçekli çarpaz tabakalar şeklinde görülmektedirler. Birçok sedimanter ortamda oluşabilen küçük ölçekli bu çarpaz tabakalar, Beydamı köyü civarında olasılıkla, menderesli akarsularda gelişmiş yanal yığışım düzeyleri olmalıdır (Şekil 3.11).

Beydamı köyü içerisinde yayılım sunan kumtaşı seviyelerinin yanal bir devamlılığı olarak, Tozkoparan köyünün kuzeyinde çok ince tabakalar halinde volkanitlerin altında yer almaktadır. Bu bölgelerde, koyu kahverengi renk tonlarında görülen kumtaşları, volkanitlerle dokanak halinde olmasından dolayı, deforme olmuş, iyice pişirilmiş ve yoğun alterasyona maruz kalmıştır (Şekil 3.12).

Kumtaşı ve konglomera seviyelerinde yer alan çakıl tanelerinin iyi yuvarlaklaşmış olması, kötü boylanma göstermesi ve bağlayıcı maddede kil miktarının az olması, bu malzemenin yüksek enerjili akarsularla taşınmış olabileceğini ve bu akarsuların uzun dönemler sonrasında büyük rejim değişikliklerine uğramış olabileceğini göstermektedir.

Marn seviyeleri, genellikle gri-bej tonlarında, yer yer 3 m'yi bulan tabakalar halinde gözlenmektedir (Şekil 3.13). Marn katmanları genellikle çatlaksızdır ve organik madde izleri taşımaktadır.

Özellikle, marn seviyelerinin kalın olduğu bölgelerde, akarsu yatağının dolması ile birlikte akarsu hızının düştüğünü ve asılı halde bulunan yükün çökel durumuna geçtiğini, böylece söz konusu paleo ortamın, daha kalın marn seviyelerini oluşturmuş olabileceğini söyleyebiliriz.



Şekil 3.10. Kaçarlar köyü güneydoğusunda yer alan Çaybağı Formasyonu'na ait konglomera seviyeleri.



Şekil 3.11. Beydamı köyü içinde yüzeylenen Çaybağı Formasyonu'na ait kumtaşı seviyeleri. a) Ters derecelenme gösteren kumtaşı birimi. b) Birim içindeki çapraz tabakalanmanın görünümü.

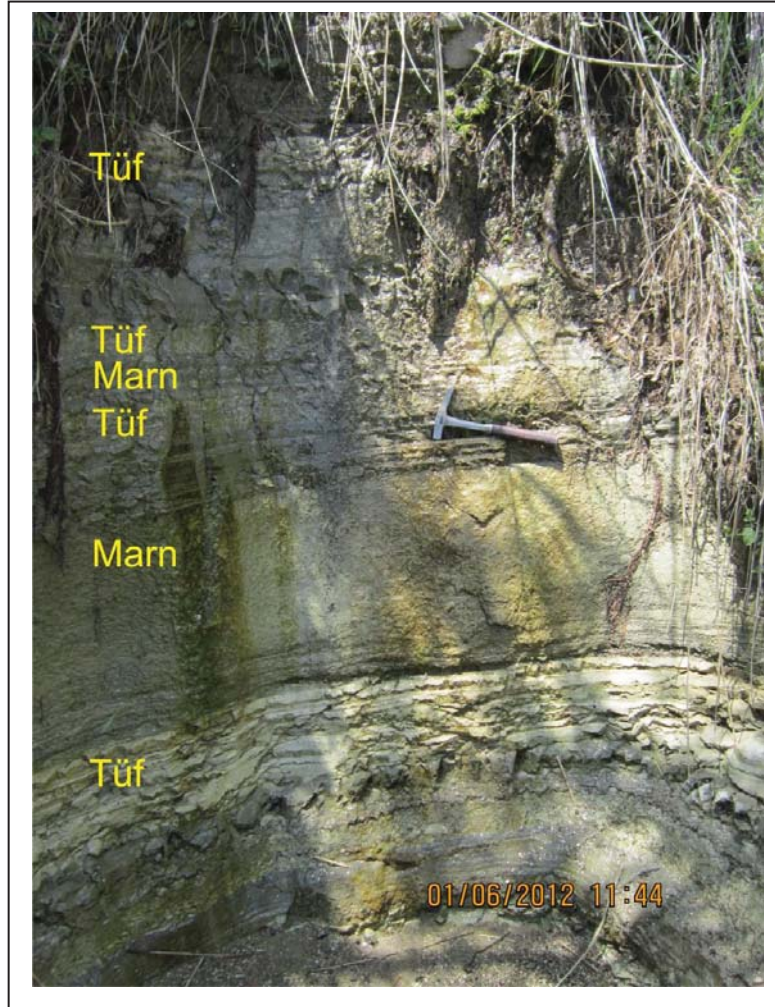


Şekil 3.12. Tozkoparan köyü kuzeyinde yüzeylenen volkanitlerce (Solhan Volkanitleri) pişirilmiş Çaybağı Formasyonu'na ait kumtaşı seviyeleri.



Şekil 3.13. Karyemez köyü doğusunda yer alan Çaybağı Formasyonu'na ait marn ve kumtaşı seviyeleri.

Çaybağı Formasyonu'na ait tuf tabakaları, litik parça içerikli, tümü ile açık gri renk tonlarında, 10 cm ile 2 m arasında değişen kalınlıklarda, arazide alt kotlardan üst kotlara kadar marn seviyeleri ile ardışıklı olarak yer almaktadır. Alt kotlarda, baraj gölü seviyesine yakın bir bölgede bulunan, Kanoğlu köyü civarında, daha açık gri renklerinde ve daha ince taneli olarak bulunurken, üst kotlara doğru, kısmen daha koyu renkli ve daha iri taneli olarak yer alırlar (Şekil 3.14).



Şekil 3.14. Kanoğlu köyü kuzeyinde yer alan Çaybağı Formasyonu'na ait marn tuf ardalanması.

Tüflerin içerdiği litik parçalar, 2 mm ile 10 cm arasında, yarı köşeli, köşeli ve nadiren de yuvarlaklaşmış bileşenler halindedir. Bu litik parçalar birim içerisinde normal derecelenme göstermektedir ve yine volkanik malzeme olan bağlayıcı madde ile orta derecede tutturulmuştur (Şekil 3.15).

Tüf birimlerinin düzenli olarak marn birimleri ile ardalanmış olması, bu tüf birimlerinin, bölgede muhtemelen Üst Miyosen'de gerçekleşmiş olan bir volkanik aktivitenin ilk ürünlerini temsil edebileceğini göstermektedir. Olasılıkla volkanik aktivite ilk olarak gölsel bir ortamda ya da enerjisi düşük akarsu rejimlerinde, ön ürünler olarak kül yağışı şeklinde kendisini göstermiştir. Zaman zaman uzun, zaman zaman kısa dinlenme aralıkları ile meydana gelen aktivite, havzanın yükselmesi veya dolması ile karasal ortama geçmiştir.



Şekil 3.15. Kanoğlu köyü kuzeyinde yol kenarında yer alan Çaybağı Formasyonu'na ait breşik tüfün görünümü.

3.1.4. Solhan Volkanitleri (Tmpls)

Bu çalışmanın ana konusunu oluşturan ve çalışma sahasının büyük bir alanını kapsayan, volkanitler, MTA haritalarında Solhan Formasyonu olarak ayırt edilmiştir. Çalışma sahasının doğusunda Solhan (Bingöl) civarında geniş yayımlı olan volkanitler, Yılmaz (1984), tarafından Solhan Volkanitleri olarak tanımlanmıştır. Akay vd. (1989), Muş Tersiyer

havzasının stratigrafik özelliklerini inceledikleri çalışmalarında ise daha önceden Solhan Volkanitleri olarak adlandırılan (Yılmaz, 1984; Şaroğlu, 1985; Yılmaz 1987) kaya topluluğunu ilk kez Solhan Formasyonu olarak tanımlamışlardır. Tez konusu volkanitler, aşağı yukarı Solhan Formasyonu'nun en batı kesimlerini temsil etmektedir. Çalışma alanının daha çok lav akıntılarıyla temsil edilmesi nedeniyle bu çalışmada Yılmaz (1984) tarafından önerilen Solhan Volkanitleri adlandırılması kabul edilmiştir.

Doğu Anadolu Bölgesi'nde çok geniş alanlarda yayılım sunan Solhan Volkanitleri'ne ait üniteler, daha öncesinde, özellikle Tunceli ilinin doğusunda, bir çok kez araştırma konusu olmuştur (Şaroğlu ve Güner, 1981; Innocenti vd., 1982; Yılmaz, 1984; Şaroğlu, 1985; Yılmaz vd., 1987; Akay vd., 1989; Türkecan, 1991; Tarhan, 1991; Bigazzi vd., 1997; Poidevin, 1998; Chataigner vd., 1998; Hubert-Ferrari vd., 2009). Bu bağlamda, Tunceli bölgesinde yayılım sunan volkanitlerin, jeolojik özelliklerinin daha iyi anlaşılması açısından, daha önce yapılmış bu araştırmalar oldukça büyük önem taşımaktadır. Solhan Formasyonu ile ilgili yapılmış başlıca çalışmalara aşağıda kronolojik olarak değinilmiştir.

Şaroğlu ve Güner (1981), Muş havzasının jeomorfolojik özelliklerine de değindikleri çalışmalarında, karmaşıklığa yol açacağı düşüncesi ile bölgedeki birimlere, herhangi bir isim vermekten kaçınmışlardır. Araştırmacıların, stratigrafik dizilime bağlı olarak Üst Miyosen olarak yaşılandıkları, andezitik ve bazaltik lavlar, daha sonra yapılacak çalışmalarda da belirleneceği üzere, bölgede yer alan Solhan Volkanitleri'ne ait birimlere karşılık gelmektedir. Araştırmacılar, andezitik ve bazaltik lavların, taze yüzeylerinin koyu gri, ayrışmış yüzeylerinin ise kahverenginde olduklarını, soğuma ve akma yapılarının gözlemlendiğini ve yer yer çökellerle aralanmalı bir şekilde yer aldıklarını belirtmişlerdir.

Yılmaz (1984), Solhan Volkanitleri'nin tip kesitinin Bingöl ilinin Solhan ilçesinde yer aldığını, istifin aglomera ve bazaltik lavlarla aralandığını belirtmişlerdir.

Şaroğlu (1985), Doğu Anadolu'nun neotektonik dönemde jeolojik ve yapısal evrimini incelediği doktora tezinde, Solhan Volkanitleri'ne de değinmiştir. Araştırmacı, volkanitlerin Doğu Anadolu Fayı'nın (DAF) her iki bloğunda da izlenebildiğini, birimin yanal olarak süresiz olduğunu, bu nedenle birimin değişik yerlerde değişik istifler sunduğunu belirtmiştir. Araştırmacı, bölgede Göynük Vadisi'ne birleşen yan dereciklerde gözlenen tip kesitlerin varlığından bahseder. Bu tip kesitlere göre, birimin, kumtaşı, miltaşı, çakıltası ile başladığı, üste doğru tuf, aglomera ve andezitik-bazaltik lav akıntıları ile aralandığı, en üst seviyelerde ise trakit ve andezitlerin yer aldığı ve son olarak bol obsidyenli aglomeralar ile son bulunduğu belirtmiştir. Bu tip kesite alternatif olarak,

araştırmacı, Solhan Volkanitleri'nin iyi bir kesitinin de Murat vadisinde olduğunu belirterek bu istifin tabanını oluşturan çakıltaşlarının, kum çimentolu olarak iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmış olduğunu, kumtaşı ve miltaşı seviyeleri ise tanımlanamayan bazı bitki parçaları içerdiğini, birimin st seviyelerine doğru, grimsi ve sarı renkli, iyi tutturulmamış tüfler ile koyu renkli, taneleri yuvarlak ve iyi tutturulmuş aglomera seviyelerinin ardalandığını, bu seviyelerin üstüne ise bazaltik ve andezitik lav akıntılarının yinelenmelerinin geldiğini, bazaltik lavların soğuma çatlakları ve akma yapıları gösterdiğini açıklamıştır.

Yılmaz vd. (1987), Solhan Volkanitleri'ni, lav, piroklastik ve sedimanter kayaçlardan oluşan, yaklaşık 1000 m kalınlığında bir litolojik grup olarak tanımlamışlardır. Araştırmacılar, Solhan Volkanitleri'nin genelleştirilmış stratigrafik kesitine göre, lavların ve piroklastiklerin arasına yer yer sedimanter yatakların girdiğini ve üç aşamalı volkanizma fazınının Solhan Volkanitleri'ni oluşturduğunu belirtmişlerdir. İlk fazın, yaklaşık 250 m kalınlığında lav akıntılarının egemen olduğu volkanosedimanter birimlerden meydana geldiği, ikinci fazın yaklaşık 400 m kalınlığında piroklastik ve lavlardan meydana geldiği ve ağırlıklı olarak tf ve aglomeralardan oluştuğu, üçüncü yani son fazın hakim birimlerinin ise genellikle volkanik bileşenli sedimanterlerden ve aglomeralardan oluştuğu araştırmacılar tarafından belirtilmiştir. Ayrıca araştırmacılar, Solhan volkanitlerinin genelinde lav akıntılarının, trakibazalt, hawaiiit ve mujearitten oluştuklarını da vurgulamışlardır.

Akay vd. (1989), Solhan Formasyonu'nun kaya birimlerinin, bazen tortul kayaç ara katkılı, andezit, bazalt ve piroklastiklerden oluştuklarını belirtmişlerdir.

Türkecan (1991), Muş yöresindeki Pliyosen yaşlı volkanitlerin petrolojik özelliklerini inceledikleri çalışmalarında, söz konusu volkanitlerin, Yılmaz vd.'nin (1987), Solhan Volkanitleri olarak tanımladıkları volkanitlere karşılık geldiklerini belirtmişlerdir. alışmalarında, tip kesitlerini Murat Vadisi'nden alan araştırmacılar, istifin en altında, tüfit ve kilitaşı ardalanmasının olduğunu ve kilitaşlarının bol bitki fosili içerdiklerini, bu seviyelerin hemen üzerine yer yer sedimanter kayaç ara katkılı tf-aglomera ve bazalt ardalanmasının geldiğini belirtmişlerdir. Ayrıca, söz konusu istifin yaklaşık 1000 m kalınlığında olduğunu vurgulayan araştırmacılar, bazaltların arazide, akma yapısı gösteren türünden, gaz boşluklu ve iri plajiyoklaz minerali içeren türlerine değin bir çeşitlilik gösterdiklerini vurgulamışlardır.

Tarhan (1991), Erzurum-Bingöl-Muş dolaylarındaki Neojen yaşlı volkanitlerin petrolojisi konulu çalışmalarında, Solhan Formasyonu'nun özelliklerini de irdelemişlerdir. Araştırmacılar, formasyonun yaklaşık kalınlığının 1000-2500 m arasında değiştiğini ve hakim kayaların; aglomera, volkanik breş, lapilli, tuf, kül gibi volkanoklastik gibi kayalar olduğunu, bunların yanı sıra kamalar ve mercekler halinde bazalt, andezit, trakit ve dasit türünde değişen lav akıntılarının mevcut olduğunu, ayrıca formasyon içinde yer yer ara katkılar şeklinde yerleşmiş olan marn, gölsel kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı gibi sedimanter kayaların da yer aldıklarını belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Solhan Formasyonu'nu oluşturan lavların mineralojik özelliklerine dayanarak; Selçuk İgnimbriti, Golibaba Dağı Lavı, Karapınar Lavı ve Kohkale Tepe Lavı olarak dört farklı üyeye ayırmışlardır. Bu ayırma göre; a) *Selçuk İgnimbriti*: Varto ilçesinin kuzeydoğusunda, amorf bir hamurda cüruf, obsidyen, lav, granit, metamorfik kaya ve kristal kırıntıları içeren, yaklaşık 15-20 m kalınlığında olan bir ignimbrit akıntısı. b) *Golibaba Dağı Lavı*: Golibaba dağı civarında yüzeylenen, volkanik kırıntılar (aglomera, lapilli, tuf, kül, volkanik breş) ve lavlar (andezit, trakit, latit, kuvars latit). c) *Karapınar Lavı*: Golibaba Dağı'nda yüzeylenen, dasit-riyolit bileşimli gri-boz renkli yer yer ayrılmış lavlar. d) *Kohkale Tepe Lavı*: Bingöl volkan kraterinden başlayıp güneye doğru yayılım gösteren, bazalt, bazaltik andezit, andezitik bazalt ve andezit türünde kayalar.

Solhan Volkanitleri'nin yaşı bazı araştırmacılar (Şaroğlu, 1985; Yılmaz vd., 1987; Akay vd., 1989; Tarhan, 1991) tarafından stratigrafik kriterlere göre, bazı araştırmacılar (Innocenti vd., 1982; Türkecan, 1991; Bigazzi vd., 1997; Poidevin, 1998; Chataigner vd., 1998; Hubert-Ferrari vd., 2009) tarafından ise radyometrik yaş analizlerine göre belirlenmiştir. Volkanitlere ait yaş verilerinin, daha düzenli ve daha anlaşılabilir olması açısından ayrı olarak ele alınmıştır.

Innocenti vd. (1982), Erzurum-Kars bölgesindeki Tersiyer ve Kuvaterner volkanitlerinin jeodinamik evrimini konu aldıkları çalışmalarında, Solhan Volkanitleri içerisinde yer alan volkanitler üzerinde de K/Ar radyometrik yaşlandırma yöntemi ile analiz yaptırmışlardır. Araştırmacılar, bu analizler neticesinde Bingöl Çatak bölgesinde yayılım sunan volkanitlerin yaşını $5,6 \pm 0,3$ My. olarak belirlemişlerdir.

Şaroğlu (1985), Solhan Volkanitleri'ni oluşturan birimlerin en altında bulunan sedimanter seviyeler içindeki bitki fosillerinden herhangi bir yaş sonucu çıkarılamadığını, bundan dolayı birim içerisindeki jeolojik unsurlardan yaş tayini yapılamadığını belirtmiştir. Araştırmacı, alt düzeydeki çakılların, Alt Miyosen'e ait kireçtaşı çakıllarını içerdiklerini,

yani Solhan Volkanitleri'nin Alt Miyosen kireçtaşlarının hemen üstüne açılmal uyumsuzlukla geldiğini, Solhan Volkanitleri'nin hemen üstüne ise Pliyosen yaşlı kayaların uyumsuz olarak geldiğini vurgulamıştır. Bu duruma istinaden araştırmacı ilkin, Solhan Volkanitleri'nin Orta Miyosen-Üst Miyosen aralığında gelişmiş olması olasılığı üzerinde durur. Daha sonra araştırmacı, çalışma konusu volkanitlerin özelliklerini, bölgede (Erzurum ve Ahlat yörelerinde) yer alan diğer Orta Miyosen yaşlı kabul edilen volkanitlerin özellikleri ile karşılaştırması sonucu, Solhan Volkanitleri'nin, bu volkanitlerle jeolojik açıdan bir benzerliğinin olmadığını, bundan dolayı Solhan Volkanitleri'nin büyük bir ihtimalle Üst Miyosen'de gelişmiş olduğunu belirtmiştir.

Yılmaz vd. (1987), Muş havzasında, Solhan Volkanitleri'nin, Eosen'den Kuvaterner'e değin bir yaş çeşitliliğindeki kayalarla çevrili olduğunu vurgularlar. Araştırmacılar, bölgede, Solhan Volkanitleri'nin Alt Miyosen yaşlı Adilceva Kireçtaşları'nın hemen üstüne uyumsuzlukla geldiğini, Pliyosen yaşlı Zırnak Formasyonu'nun ise Solhan Volkanitleri'ni uyumsuzlukla örttüğünden bahsederler. Bu durumdan dolayı araştırmacılar, Solhan Volkanitleri'nin yaşının Orta?-Üst Miyosen olması gerektiğini belirtmişlerdir.

Akay vd. (1989), Solhan Formasyonu'nun, Erken-Geç Pliyosen yaşlı Zırnak Formasyonu ile yanal geçişli olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Solhan Volkanitleri'nin altında yer alan sedimanter birimlerden aldıkları Erken Pliyosen yaşlı *Micromys sp.*, *Arvicolidae* gen.et sp. İndet fosillerine ve Solhan Formasyonu'nun, Zırnak Formasyonu ile olan dokanak ilişkisine göre, Solhan Formasyonu'nun yaşının Erken-Geç Pliyosen aralığında olması gerektiğini belirtmişlerdir.

Tarhan (1991), Solhan Formasyonu'nun, Üst Miyosen yaşlı Zırnak Formasyonu ile düşey ve yanal geçişli olmasından ve Orta Miyosen yaşlı Bingöl Dağı grubunu ve daha yaşlı birimleri açılmal uyumsuzluk ile örttüğünden dolayı, Solhan Formasyonu'nun Üst Miyosen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

Türkecan (1991), Solhan Formasyonu'nun kesin yaşını tespit etmek amacı ile, formasyon içerisinden üç adet örneği K/Ar radyometrik yaşlandırma tekniği ile analiz ettirmiştir. Bu analizler neticesinde, araştırmacı, formasyon içerisindeki kayaların yaşını, $4,3 \pm 0,8$ My., $4,4 \pm 1,3$ My. ve $6,0 \pm 0,6$ My. olarak belirlemiştir.

Bigazzi vd. (1997), Doğu Anadolu Bölgesi'nde geniş bir alanda yaptıkları çalışmalarında, Solhan Volkanitleri içerisindeki obsidyenleri, Fission Track radyometrik yaşlandırma tekniği ile analiz etmişlerdir. Araştırmacıların yaptıkları bu analizler

sonucunda, Solhan Volkanitleri'nden alınan kayaç örneğinin yaşını $4,62 \pm 0,23$ My. olarak belirlenmiştir.

Poidevin (1998), yaptığı çalışma neticesinde, Solhan Volkanitleri içerisinde kalan alandaki üç farklı bölgeden aldığı obsidyenleri, Fission Track yaşlandırma tekniği ile yaşlandırmıştır. Bu bağlamda, araştırmacı, Bingöl civarındaki Çavuşlar volkanitlerinin yaşını $7,31 \pm 0,33$ My., Orta Düz mevkiindeki volkanitlerin yaşını $5,11 \pm 0,42$ My., Çatak volkanitlerinin yaşını ise $6,06 \pm 0,44$ My. olarak belirlemiştir.

Chataigner vd. (1998), Solhan Volkanitleri içerisinde yer alan obsidyen örnekleri üzerinde yaptıkları $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radyometrik yaş analizleri neticesinde, Çatak volkanitlerinin yaşını $4,4 \pm 0,2$ My, Alatepe volkanitlerinin yaşını $4,7 \pm 0,1$ My., Çavuşlar volkanitlerinin yaşını $4,6 \pm 0,1$ My ve Orta Düz volkanitlerinin yaşını $4,2 \pm 0,1$ My. olarak belirlemişlerdir.

Hubert-Ferrari vd. (2009), Kuzey Anadolu Fayı'nın uzun dönemdeki evrimini konu aldıkları çalışmalarında, Doğu Anadolu Bölgesi'nde yayılım sunan volkanitlerden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radyometrik yaşlandırma tekniği ile analizler yapmışlardır. Bu bağlamda, araştırmacıların, Solhan Volkanitleri kapsamında kalan kayaçlar üzerinde yaptıkları analizler neticesinde, Solhan Volkanitleri'nin yaşını $5,39 \pm 0,12$ My. olarak belirlemişlerdir.

Solhan Formasyonu'na ait, elde edilmiş tüm stratigrafik ve radyometrik yaş sonuçlarını değerlendirmek gerekirse, yukarıda yer alan tüm araştırmacıların ortak görüşünün, Solhan Formasyonu'nun yaşının Üst Miyosen-Pliyosen aralığında olduğu yönündedir.

Doğu Anadolu Bölgesi'nde çok geniş alanlarda yüzlekler sunan Solhan Formasyonu, bölgede, yer yer farklı yaşlardaki birimler tarafından sürekliliği bozulmuş olsa da, Solhan-Karakoçan-Mazgirt doğrultusunda kesintisiz bir şekilde çalışma sahasına kadar uzanmaktadır.

Solhan Volkanitleri, sahada, birbirinden farklı yaşlardaki formasyonlara ait birimler ile dokanak halindedir. Çalışma sahasının batısında ve güneyinde Orta Eosen-Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu'na ait birimleri üzerlerken, orta-batı ve doğuda ise Üst Miyosen-Pliyosen? yaşlı Çaybağı Formasyonu'na ait birimleri üzerlemiştir. Bu sahasal veriler, çalışma sahasında yayılım sunan volkanitlerin, en erken Üst Miyosen'de oluştuklarını göstermektedir.

Çalışma kapsamında incelenen Solhan Volkanitleri'nin büyük bir çoğunluğu, çalışma sahasında, bazaltik lav akıntıları ile temsil olunmaktadır. Kısmen de Mazgirt Köprüsü,

Burmageçit köyü ve Kanoğlu köyü civarında, baraj gölü kıyısında, bazaltların hemen altında dar bir alanda, Mazgirt volkanitlerinin bir devamı olan kalın aglomera yığınları yer almaktadır (Şekil 3.16). Bu aglomera yığınları, esas olarak, yine Solhan sisteminin bir parçası niteliğindeki Mazgirt volkanitlerinin bir bileşenidir. Çalışma sahasının hemen doğusunda yer alan Mazgirt volkanitleri, devasa aglomera yığınlarından, yer yer asidik domlardan ve kısmen bazaltik lav akıntılarında meydana gelmiştir (Şekil 3.17).

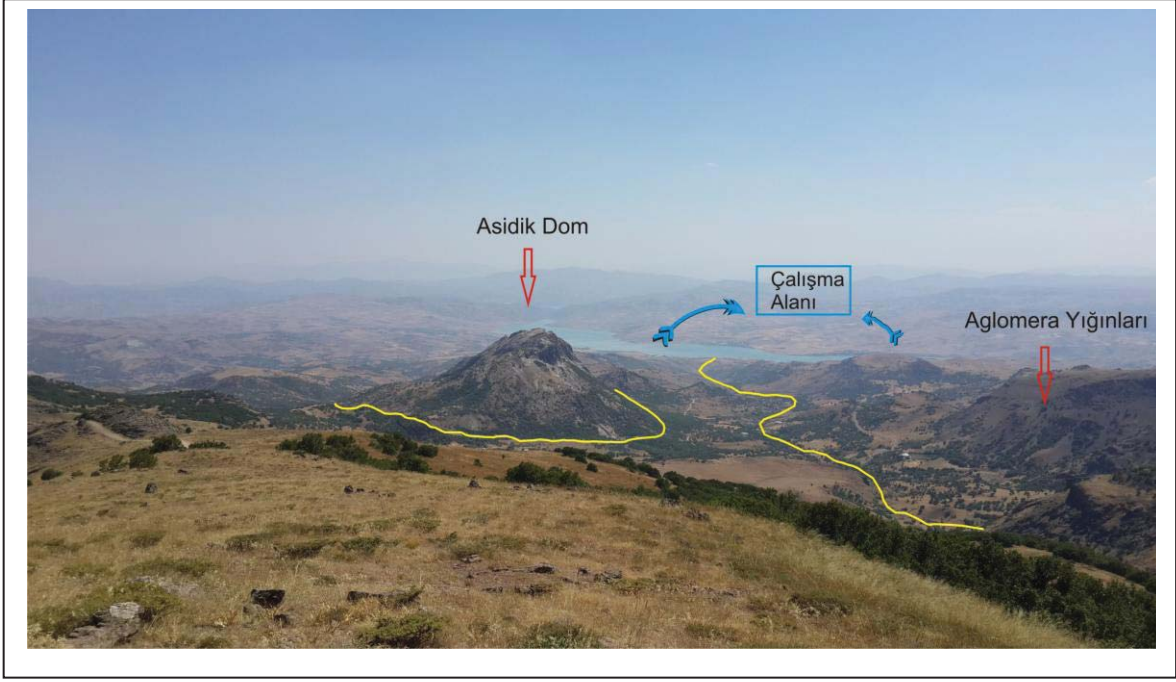
Çalışma sahasında yer alan ve aynı büyük sistemin parçası olan bazaltik lav akıntıları ve aglomera yığınları, yüzeye çıkış mekanizmaları, araziye dağılımları ve volkanik istif özellikleri bakımında farklılıklar içermektedir.

Bazaltik lav akıntıları ile aynı büyük sistemin fakat farklı volkanizma proseslerin parçası olan aglomeraların oluşum ve yerleşim süreçlerinin net olarak anlaşılması için Mazgirt volkanik sisteminin bütünü ile irdelenmesi gerekmektedir.

Bingöl-Tunceli hattında çok geniş alanlarda yayılım sunan Solhan Volkanitleri'nin kendi içerisinde, oluşum ve yerleşim süreçleri bakımından oldukça çeşitlilik sunduğu görülmektedir.



Şekil 3.16. Çalışma sahasında yer alan volkanitlerin doğu sınırının Mazgirt tarafından görünümü (Batıya bakış). a) Google Earth görüntüsü. b) Yakından görünüm.



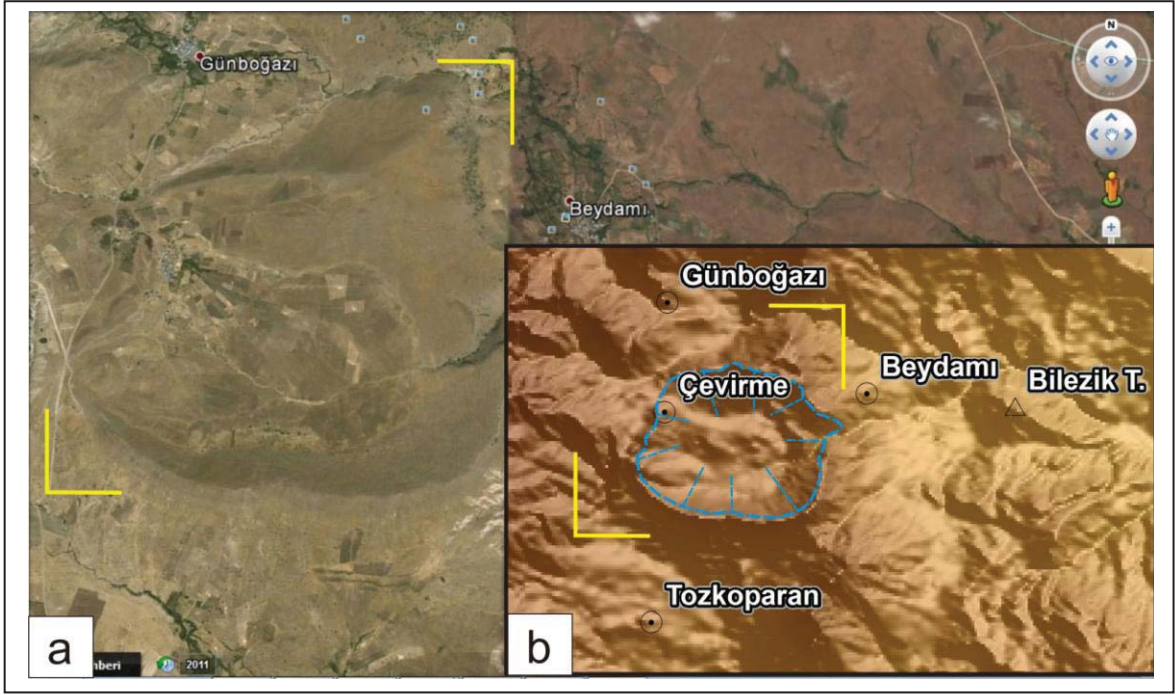
Şekil 3.17. Mazgirt volkanitlerinden görünüm (Mazgirt'ten çalışma sahasına bakış).

Böylesine geniş bir alanda, kendi içerisinde birçok volkanik bileşeni ihtiva eden bir volkanik faaliyet tek bir çıkış mekanizması ile açıklanamaz. Solhan Volkanitleri, çok geniş alanlarda tek bir çıkış merkezi aracılığı ile değil, birçok irili ufaklı çıkış merkezleri aracılığı ile yayılım sunmuş olmalıdır.

Çalışma sahasında ağırlıklı olarak bazaltik lav akıntularından oluşan volkanitlerin nasıl bir fiziksel aracı ile yayılım gösterdikleri, volkanizmanın oluşum ve yerleşim süreçlerinin anlaşılması açısından oldukça önemlidir.

Çalışma sahasına ait bazaltik lav akıntılarının çıkış merkezi, büyük bir olasılıkla Beydamı ve Günboğazı köyleri arasında bulunmaktadır. Çöküntü alanı ile karakterize olan çıkış merkezi, asimetric bir yapı göstermektedir. İç duvarlarından itibaren D-B yönlü en uzun mesafesi 1,75 km iken K-G yönlü en kısa mesafesi ise 0,90 km dir. Volkanik çıkış merkezinin dış duvarları, doğu yönünde en dik yamaçlara sahip olup ortalama 200 m yüksekliğindedir. İç duvarların yüksekliği ise batıda hemen hemen 10 m'ye kadar inmekle birlikte doğu-kuzey-güney yönlerinde yaklaşık 60 m civarındadır (Şekil 3.18).

Volkanik çıkış merkezinin, orta kısmı, hafif bir kubbe şeklinde kabarmıştır. Bu durum olasılıkla volkanizmanın son evresinde, vizkozitesi, ilk ürünlere göre daha yüksek olan magmanın bacayı tıkaması ile oluşmuştur.



Şekil 3.18. Beydamı ve Günboğazi köyleri arasında bulunan volkanik çıkış merkezinin uydu görüntüsü. a) Google Earth görüntüsü. b) 1:25.000 ölçekli sayısal yükseklik modeli.

Volkanik çıkış merkezinden itibaren, lav akıntıları, doğuya ve güneye doğru yayılmışlardır. Bu yayılım yönünde, olasılıkla, paleotopoğrafyanın eğim yönü ve volkanik malzemenin çıkışını sağlayan bacanın çıkış doğrultusu gibi faktörler etkin olmuştur.

Çalışma alanında yer alan volkanitler, bazaltik lav akıntısı şeklinde, araziye, yer yer ince bir örtü yer yer ise kalın yığılımlar yaratacak şekilde yayılmışlardır. Bölgede, çalışma sahasında söz konusu volkanitlerin oluşum mekanizmasını sağlayan bir patlamanın, piroklastik fragmanları görülmemektedir.

Çalışma sahasında yer alan volkanik istif, tabandan tavana doğru, genellikle en altta, veziküler yapı gösteren koyu bazaltlar ile başlamakta ve yukarı kotlara doğru masif koyu bazaltlar ile ardalanmalı olarak devam etmektedir. İstifin en üst kısımlarında ise, veziküler, gri renkli, gözle görülecek şekilde tamamı iddingsitleşmiş olivinli bazaltlar bulunmaktadır. Veziküllerin, alt kotta yer alan koyu renkli bazaltlarda daha değişken boyutlu ve daha iri, üst kotlardaki açık renkli bazaltlarda ise daha ince yapıda oldukları fark edilmektedir.

Volkanik istifin taban kısımlarında bulunan koyu renkli bazaltların bünyesinde bulunan vezikül yapılarının farklı boyutta ve asimetrik geometride oldukları görülmektedir. Bu boşluk yapıları içerisinde yer yer ikincil olarak gelişmiş kalsit mineralleri yer almaktadır (Şekil 3.19).



Şekil 3.19. Veziküler yapı gösteren bir bazalt örneği (Bazı gaz boşlukları ikincil kalsit minerali ile dolmuş durumda).

Bu veziküler yapılı lav akıntıları, arazinin genelinde, sedimanter birimler ile dokanak halinde bulunmaktadır. Çalışma sahasının orta-batı kısmında, volkanik çıkış merkezinin hemen tabanında başlayan, veziküler lav akıntıları, burada Çaybağı Formasyonu'na ait kumtaşı seviyelerini, Kaçarlar köyü güneydoğusunda, Çaybağı Formasyonu'na ait marn seviyelerini ve güneyde Pirinççi köyü civarında, yer yer Kırkgeçit Formasyonu'na ait kumlu kireçtaşı seviyelerini üzerlemektedir. Bu dokanak ilişkilerinin olduğu bölgelerde, genellikle veziküler lav akıntılarının hemen altında kalan sedimanter seviyelerin üst kısımlarında, sıcak lav etkisi ile oluşmuş, kırmızımsı-koyu kahverenkli pişme zonları mevcuttur (Şekil 3.20).

Koyu renkli masif bazaltlar, genellikle çok ince taneli olup, veziküler yapı göstermemektedir. Bu bazaltlar genellikle gaz boşluklu bazaltların hemen üzerinde yer almaktadır. Bu durum olasılıkla, volkanizmanın çıkış sürecinde, gerçekleşen duraksama evreleri sonrasında çıkan ilk ürünlerin genellikle yoğun gaz içerikli lavlardan, ikincil ürünlerin ise gaz içeriği açısından fakirleşmiş lavlardan meydana gelmesinden oluşmuştur.

Ancak, bu tipte, duraksamalı bir volkanik aktivite sonucunda, sahada bu tip ardalannın görülmesi doğal olacaktır.

Koyu renkli masif bazaltlar, sahada çoğunlukla ince bir örtü şeklinde yayılım sunmaktadırlar. Volkanik örtünün kısmen daha ince olduğu bu kısımlarda volkanitler soğuma ile kırıklaşmış ve yüzey koşulları nedeni ile parçalanarak, aşırı bloklaşmışlardır. Bazı bölgelerde, volkanik örtü o kadar incedir ki, bazalt blokları altında yer yer Çaybağı Formasyonu'na ait sedimanter birimler fark edilmektedir (Şekil 3.21).

Volkanik örtünün kalın olduğu kısımlarda yer alan koyu masif bazaltlar, bu bölgelerde soğuma çatlaklı yapı göstermektedir (Şekil 3.22).

İstifin en üstünde bulunan gri renkli, veziküler yapılı olivinli bazaltlar, özellikle volkanik çıkış merkezinin en üst seviyesinde ve bu seviyeye paralel kotlarda yayılım sunmaktadır. Koyu renkli bazaltlara oranla, daha açık renkli, daha küçük ve daha düzgün vezikül yapılarına sahip bu bazaltların vezikülleri de ikincil mineral olarak aynı şekilde kalsit minerallerince doldurulmuş şekildedir (Şekil 3.23).



Şekil 3.20. Pirinççi kuzeyinde yer alan lav akıntılarının Çaybağı Formasyonu'na ait sedimanter birimler ile dokanağı. a) Marn seviyesi. b) Alterasyonlu marn seviyesi (pişme zonu). c) Veziküler lav seviyesi. d) Masif lav seviyesi .



Şekil 3.21. Bloklaşmış ince bazaltik örtü altında görülen Çaybağı Formasyonu'na ait sedimanter birimler.



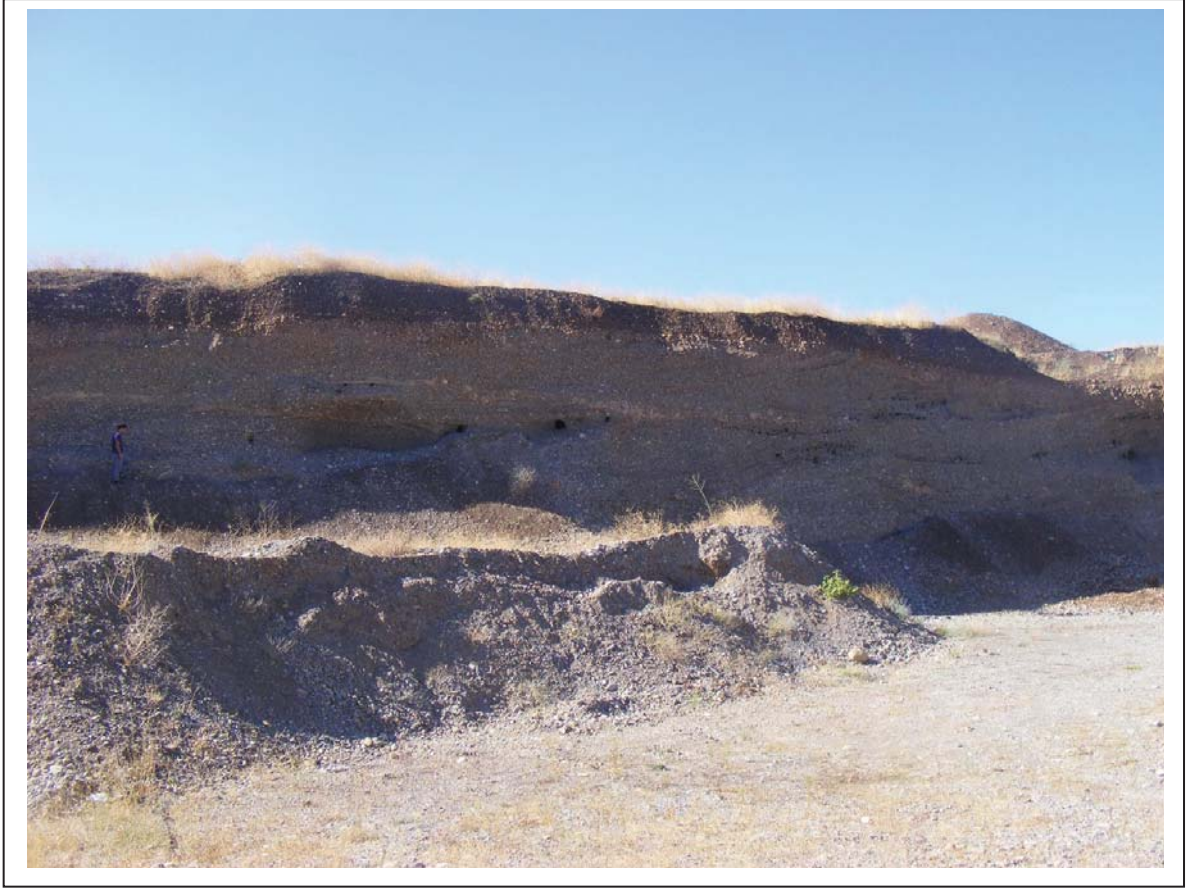
Şekil 3.22. Göztepe köyü girişinde, volkanik örtünün kalın olduğu bölgelerde görülen, soğuma çatlaklı koyu renkli masif bazaltlar.



Şekil 3.23. Çevirme köyü civarında yer alan, açık renkli veziküler yapılı olivinli bazaltlardan bir blok görünümü.

3.1.5. Kuvaterner Alüvyonları (Qal)

Kuvaterner yaşlı birimler genellikle, çalışma sahasının doğusunda, Burmageçit köyü civarında, dar bir alanda, 15 m’yi aşkın, kalın konglomera yığınlarından oluşmaktadır. Taneler iyi yuvarlaklaşmış fakat kötü boylanmış şekildedir. Söz konusu Kuvaterner çökelleri, büyük olasılıkla Munzur Suyu’nun eski yatak malzemelerini temsil etmektedir. Çalışma sahasında yanal olarak devamlılığı az olan çökellerin büyük bir kısmı, Keban Baraj suları altında kalmıştır (Şekil 3.24).



Şekil 3.24. Burmageçit civarında, Keban Baraj Gölü kıyılarında görülen Kuvaterner yaşlı çökellerin uzaktan görünümü.

3.2. Volkanitlerin Petrografik Özellikleri

Çalışma sahasında yer alan volkanitlerden alınan 77 adet örneğin 51 tanesi üzerinde yapılan petrografik incelemeler neticesinde, lav akıntılarının tümünün bazaltik, Çaybağı Formasyonu kapsamında gelişmiş tüf seviyelerinin ise, andezitik bileşiminde olduğu anlaşılmaktadır. Camsı hamur malzemesinin, volkanik kayalarda ana bileşenlerden birini teşkil etmesinden dolayı, petrografik ince kesitlerde modal mineral hesaplamaları (mineral sayımı) yapılamamıştır. Bazalt örneklerinde, mineral yüzdeleri, yüzde şablonları yardımı ile tahmini olarak belirlenmiştir.

Çaybağı Formasyonu'na ait tüfler, temel olarak incelenen birim kapsamında olmasa da, çalışma sahasının volkanolojik istifinin ve sisteminin bir parçası niteliğindedir. Bu bağlamda, çalışma sahasında farklı seviyelerde sedimanter kayalarla ardalanmış tüflerin petrografik özellikleri bu tez kapsamında incelenmiştir.

3.2.1. aybağı Formasyonu'na Ait Andezitik Tüfler

Bölgesel bir bakış açısı ile Çaybağı Formasyonu içerisinde kalan tüf seviyelerinin, Üst Miyosen'de vuku bulmuş geniş yayımlı bir volkanik aktivitenin ilk ürünlerini temsil ediyor olması kuşkusuz, bölge volkanizmasının anlaşılması açısından, bu tüf seviyelerinin jeolojik özelliklerini daha önemli kılmaktadır.

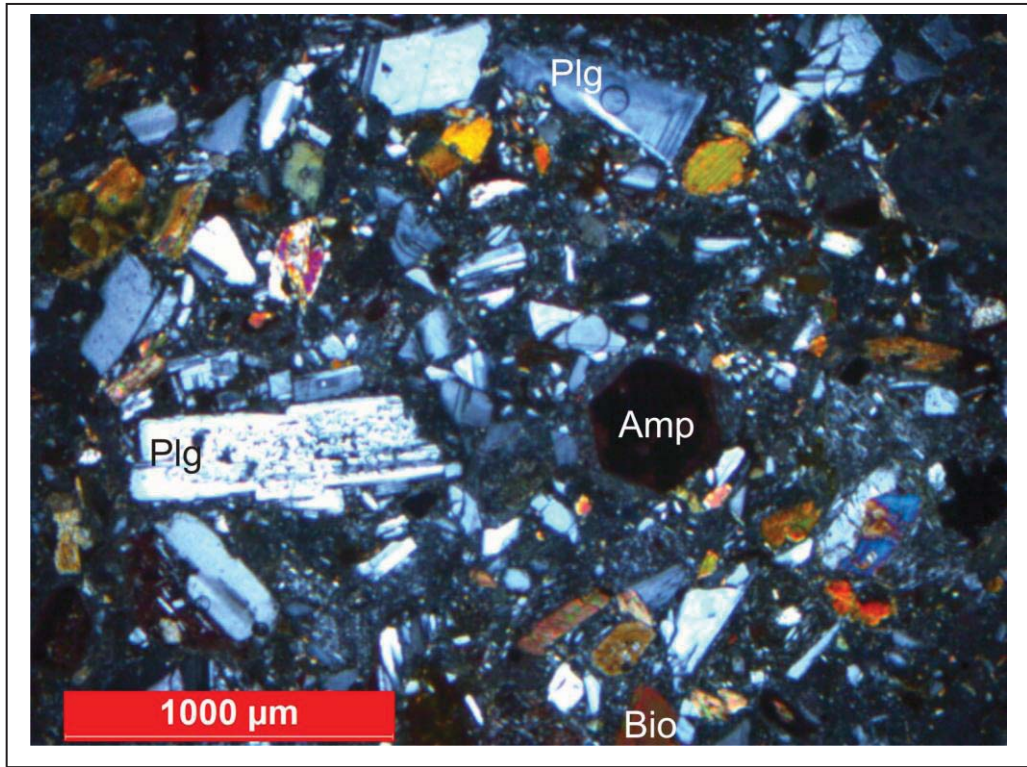
aybağı Formasyonu'na ait tüf seviyelerinin genellikle marnlarla aralanmalı şekilde bazaltların hemen altında yer aldığı yapılan sahasal çalışmalarda tespit edilmiştir. Hem sahasal hem de petrografik çalışmalar neticesinde, Çaybağı Formasyonu'nun farklı seviyelerinde yer alan tüf seviyelerinin bileşimsel bir farklılık göstermedikleri, tamamen andezitik bir bileşim sundukları yapılan sahasal ve petrografik gözlemler sonucunda anlaşılmıştır.

Tümü ile vitrofirik doku özelliği gösteren andezitik tüfler, temel olarak plajiyoklaz, amfibol, biyotit minerallerinden meydana gelmektedir. Bu tip kayalık oluşturan minerallerin yanında hamur malzemesi içerisinde düzensiz saçılımlı opak mineraller de mevcuttur (Şekil 3.25 ve Şekil 3.26).

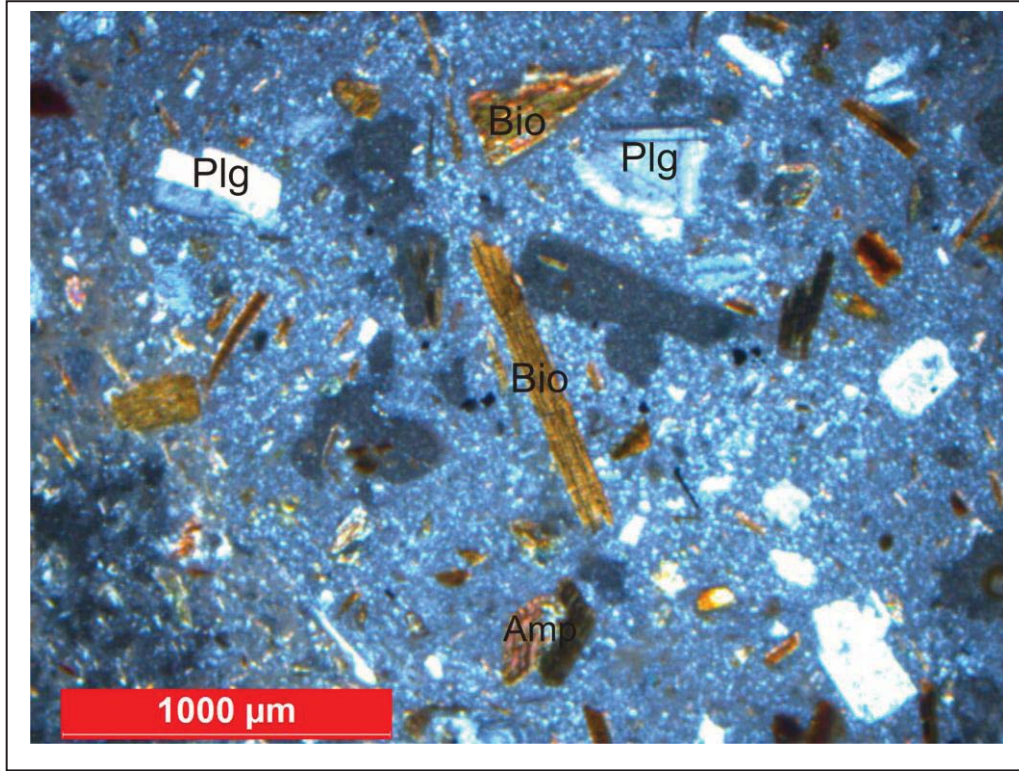
Plajiyoklazlar, genellikle, yarı öz şekilli prizmatik kristaller, zonlu yapı gösteren kristaller ve hamur malzemesi bileşeni içerisinde küçük latalar olarak andezitik tüf kesitlerinde bulunmaktadır (Şekil 3.25 ve Şekil 3.26). Plajiyoklaz kristalleri albit ve karlsbad türü ikizlenmeler göstermektedir. Bazı mineraller bünyesinde elek dokusu gelişmiştir (Şekil 3.25). Kaolenleşme genel olarak andezitik tüf kesitlerindeki plajiyoklaz mineralleri üzerinde hakim olan bir alterasyon türüdür. Sönme açısı tayin edilebilen kristallerde ölçülen $15-32^{\circ}$ sönme açılara göre, plajiyoklazların türü, andezin ve labrador olarak belirlenmiştir.

Amfiboller, andezitik tüf kesitlerinde öz şekilli, yarı özşekilli fenokristaller ve özşekilsiz agregatlar halinde hamur malzemesi içerisinde bulunmaktadır. Çift nikolde yeşil, mor, pembe ve sarı renk tonlarında bir değişim aralığı gösterirken, tek nikolde ise koyu yeşil-kahverengi renk tonlarında belirgindir (Şekil 3.27 ve Şekil 3.28). Amfibol mineralleri, kesitlerde, koyu yeşil-kahverengi tonlarında kuvvetli pleokroizma göstermektedirler. Alterasyon izleri hemen hemen tüm amfibol kristalleri üzerinde belirgindir. Opasitleşme bazı kristallerin kenarlarından itibaren gelişmiş iken, bazı kristallerin bütününde meydana gelmiştir (Şekil 3.25).

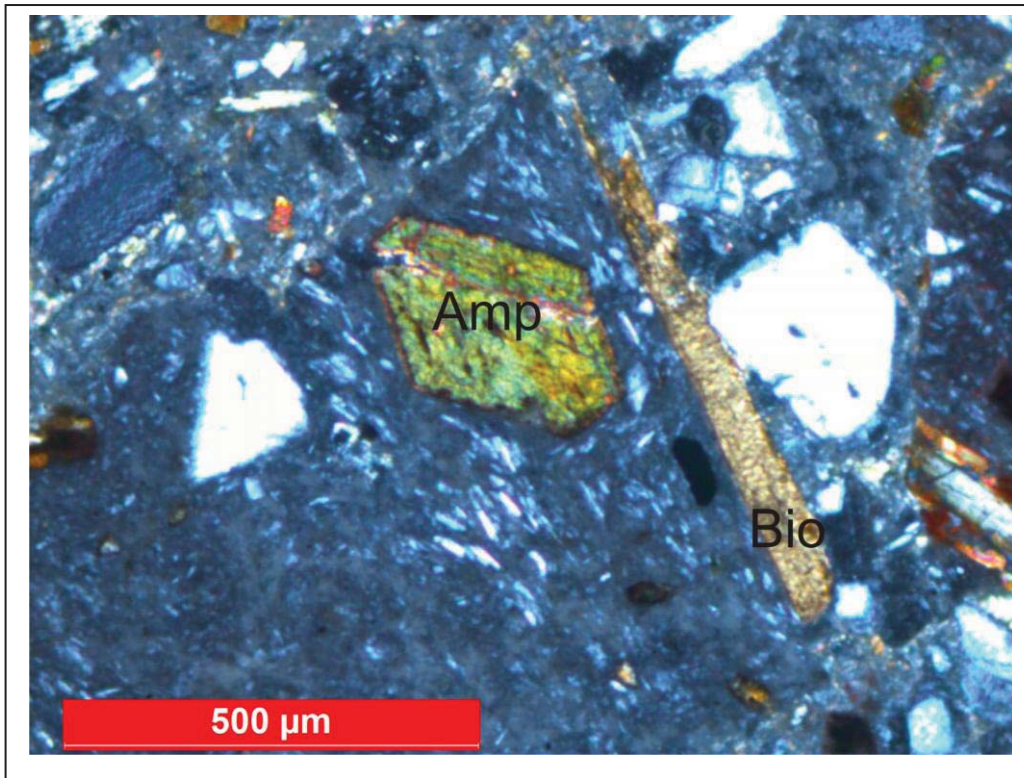
Biyotitler, andezitik tuf kesitlerinde, genellikle yarı özeşekilli ve özşekilsiz kısa-tıknaz ve prizmatik çubuksu fenokristaller halinde bulunurlar. Ayrıca hızlı soğumanın bir sonucu niteliğindeki iğnemsî biyotit kristalleri de andezitik tuf kesitlerinde mevcuttur (Şekil 3.27 ve Şekil 3.28). Bunun yanında, hamur malzemesi içerisinde, agregatlar halinde oluşumları da mevcuttur. Çift nikolde yeşil renkte belirgin olan biyotit kristalleri tek nikolde kahverengi tonlarında görülmektedir. Ayrıca biyotit mineralleri, kuvvetli kahverengi pleokroizma göstermektedirler. Bazı kristallerde tek yönde iyi gelişmiş dilinimlere rastlamak mümkündür.



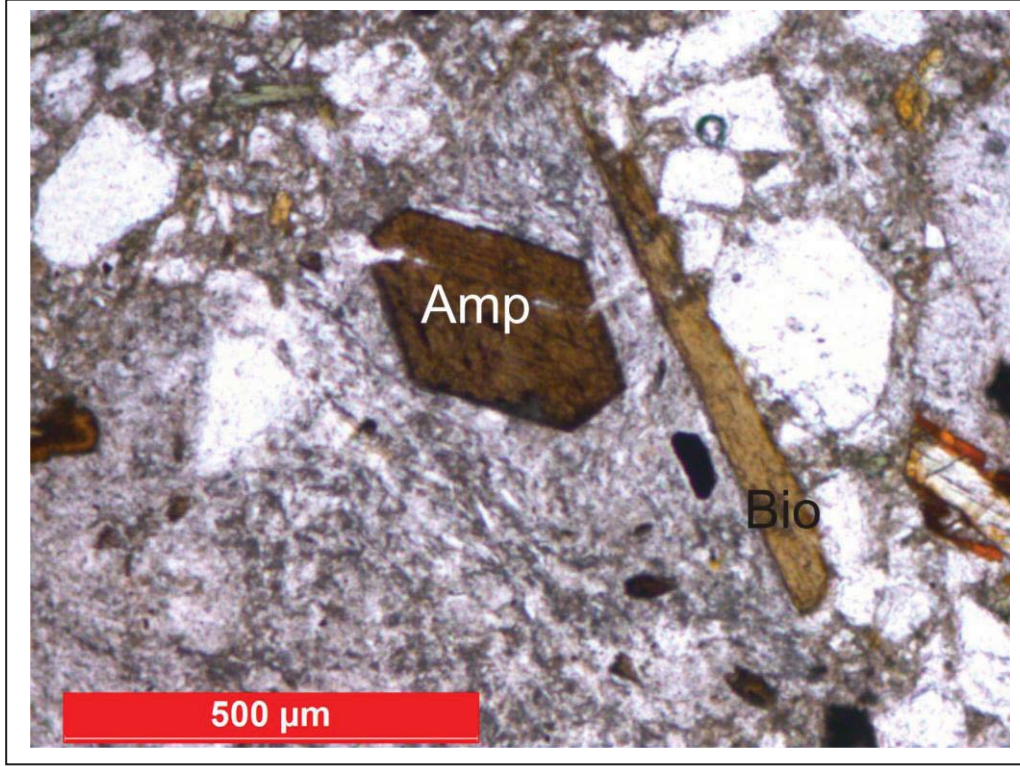
Şekil 3.25. Vitrofirik doku gösteren andezitik tüflerin genel mikroskop görüntüsü. Plg: Plajiyoklaz. Amp: Amfibol. Bio: Biyotit. Ç.N. x4 (Örnek No: AV52).



Şekil 3.26. Vitrofirik doku gösteren andezitik tüflerin genel mikroskop görüntüsü. Plg: Plajiyoklaz. Amp: Amfibol. Bio: Biotit. Ç.N. x4 (Örnek No: AV76).



Şekil 3.27. Andezitik tüf örneklerinde yer alan özşekilli amfibol ve yarı özşekilli biyotit minerallerinin mikroskop görüntüsü. Amp: Amfibol. Bio: Biotit. Ç.N. x10 (Örnek No: AV54).



Şekil 3.28. Andezitik tuf örneklerinde yer alan özşekilli amfibol ve yarı özşekilli biyotit minerallerinin mikroskop görüntüsü. Amp: Amfibol. Bio: Biyotit. T.N. x10 (Örnek No: AV54).

3.2.2. Solhan Volkanitleri'ne Ait Bazaltlar

Bazaltlar, azalan oranlarda, plajiyoklaz, olivin, klinopiroksen ve nefelin gibi ana minerallerin yanında kalsit ve serpantin gibi ikincil minerallerden oluşmaktadır. Bunların yanı sıra, hemen hemen tüm kesitlerde düzensiz dağılımlı, çoğun özşekilsiz, manyetit gibi opak mineraller de mevcuttur. Mineral yüzde şablonları ile yapılan tahmini hesaplamalarda, bazaltlar, yaklaşık % 65 plajiyoklaz, % 15 olivin, % 10 klinopiroksen, % 5 nefelin, %3 opak ve % 2 diğer aksesuar ve ikincil minerallerden oluşmaktadır.

Birçok doku türünü bünyesinde ihtiva eden bazaltik lav akıntılarında, hakim doku türü genellikle, intergranülerdir. Bu hakim doku tipinin yanında, glomeroporfitik, veziküler, amigdüllü, trakitik ve subofitik doku tiplerine de rastlanılmaktadır. Bu dokular bazı kesit örneklerinde bir arada bulunabilmektedir. Bazaltlarda özellikle camsı malzemenin azlığının yanında fenokristallerin çokluğu dikkate değer bir durumdur. Bazaltların, adeta yarı derinlik kayaçlarını andırır şekilde doku özellikleri sunması, lav akıntılarının yavaş soğuma süreci ile ilişkilidir.

İntergranüler doku, kesitlerde, özellikle hakim mineral olan plajiyoklaz kristalleri tarafından kuşatılmış olivin ve klinopiroksen fenokristallerinin birlikteliği ile görülmektedir (Şekil 3.29).

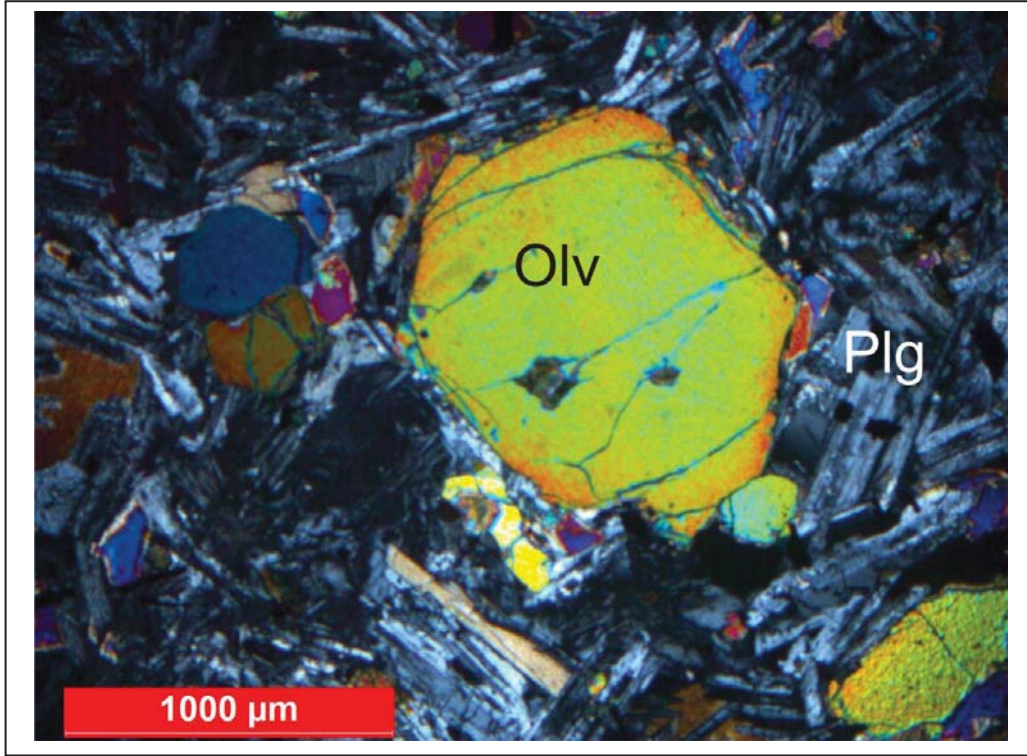
Glomeroporfiritik dokunun gözleendiği kesitlerde, söz konusu doku farklı boyutlardaki olivin minerallerinin bir araya kümelenmesi ile oluşmuştur (Şekil 3.30). Bazı kesitlerde bu birliktelik klinopiroksenlerle temsil edilmektedir.

Veziküler ve amigdüllü doku gösteren bazaltlar, volkanik istifin en altından en üstüne değin farklı seviyelerde görülmektedir. Veziküler genel olarak, biçimsiz gelişigüzel gelişmiş olsa da, bazı örneklerde oval ve simetrik şekilde belirgindir (Şekil 3.31). İkincil mineral olarak bu boşluklarda yer yer kalsit dolguları gelişmiştir (Şekil 3.32).

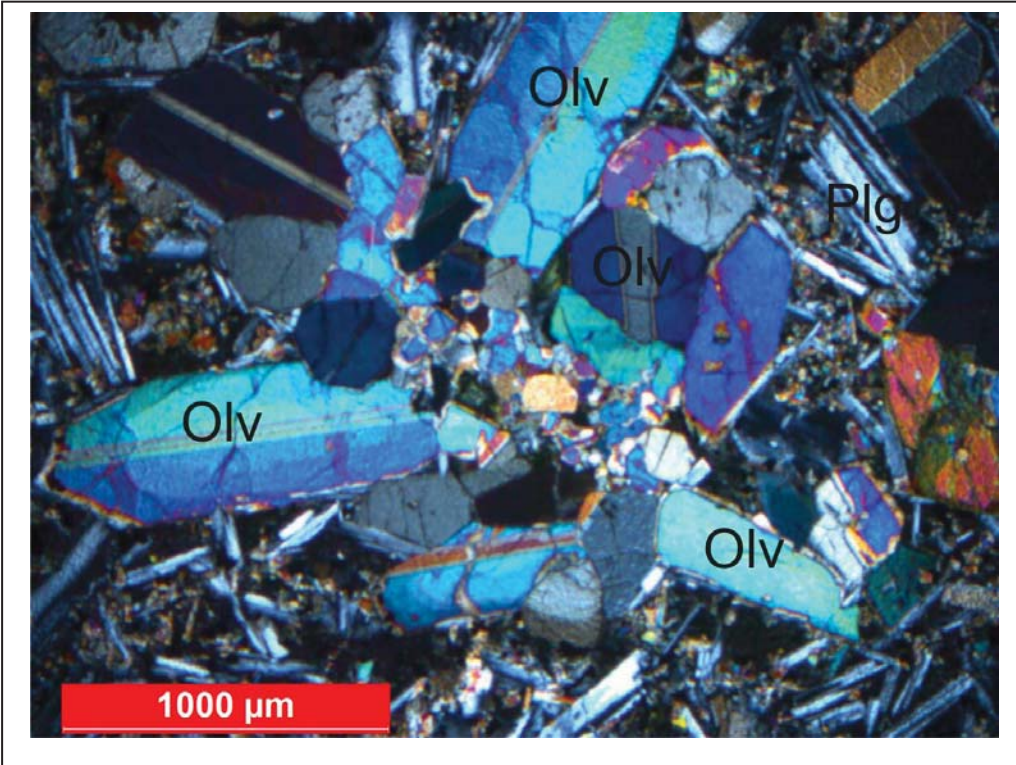
Trakitik doku, genel olarak bölgeyi temsil eden bazaltlarda çok yaygın bir doku tipi değildir. Nadiren de olsa bazı örnekler, plajiyoklaz mikrolitlerinin, lavın akış yönüne doğru yarı paralel şekilde dizilmesi ile gelişmiştir (Şekil 3.33).

Subofitik doku, kesitlerde, plajiyoklaz kristallerinin olivin ve piroksen gibi mafik minerallerin içerisinde düzensiz kapanımlar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 3.34).

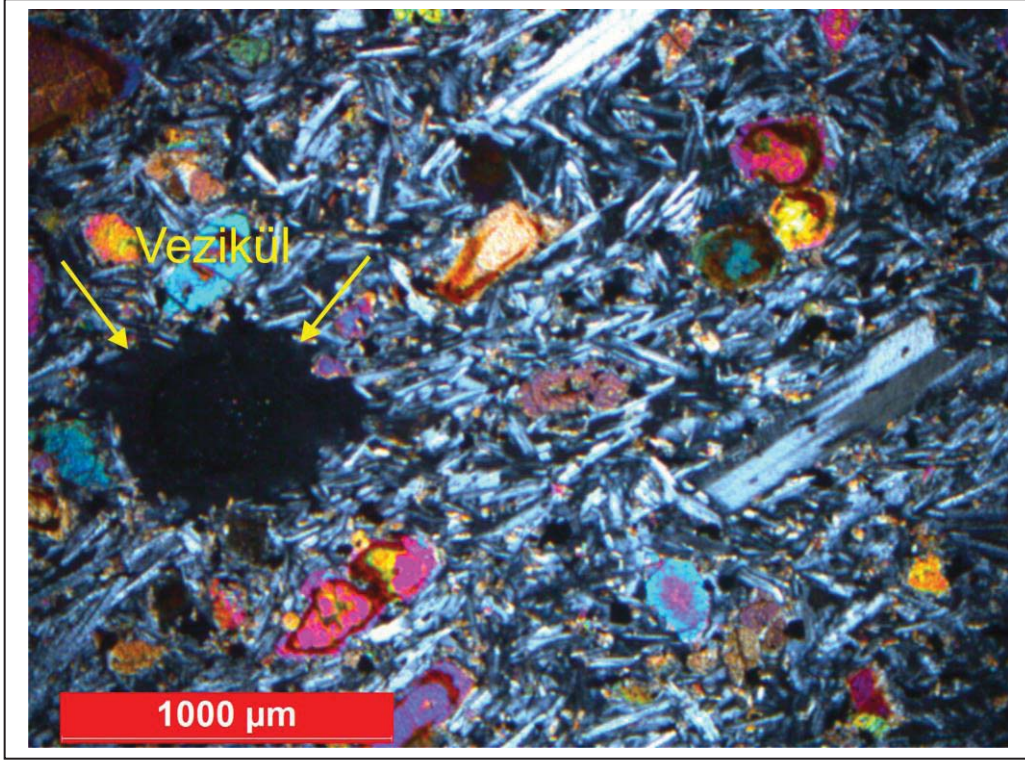
Lav örtüsünün kalın olduğu ve örnekleme alanının lav düzeyinin alt kesimlerinden yapıldığı kesitlerde, subofitik doku türünün görülmesi ve camsı malzemenin yok denecek kadar az olması, söz konusu bu alanlarda lavların, yavaş soğuma sürecinden geçtiğinin kanıtı olarak değerlendirilmiştir.



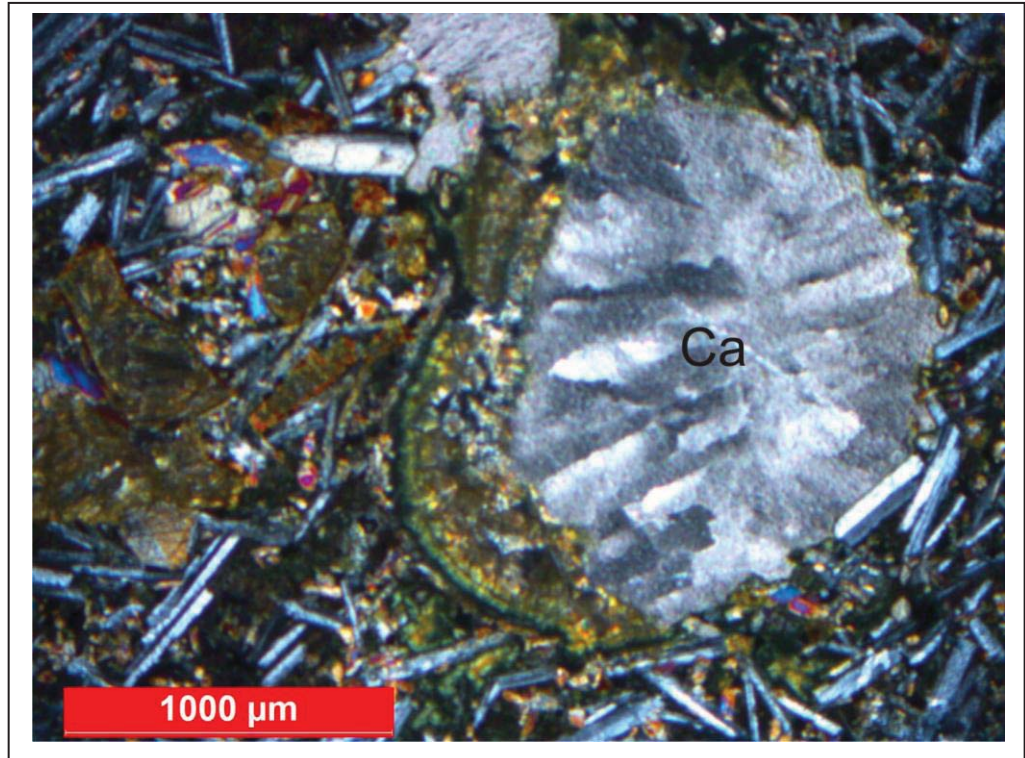
Şekil 3.29. Bazaltlarda izlenen intergranüler dokunun mikroskop görüntüsü. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4 (Örnek No: AV73).



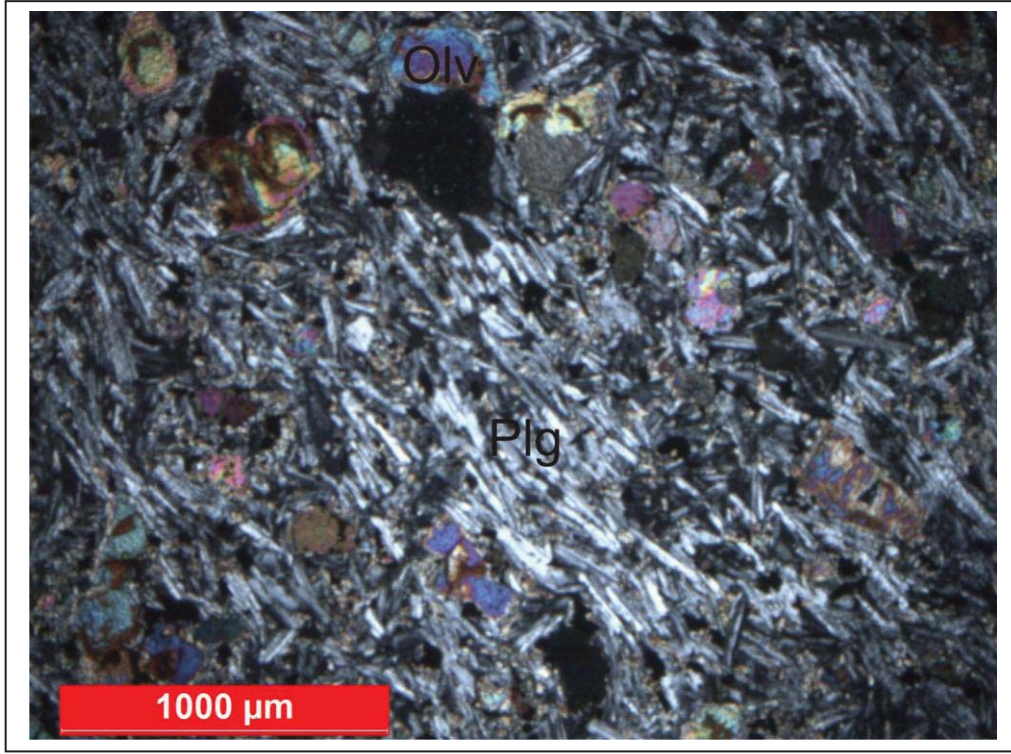
Şekil 3.30. Bazaltlarda izlenen glomeroporfiritik dokunun mikroskop görüntüsü. Olv: Olivin, Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4 (Örnek No: AV28).



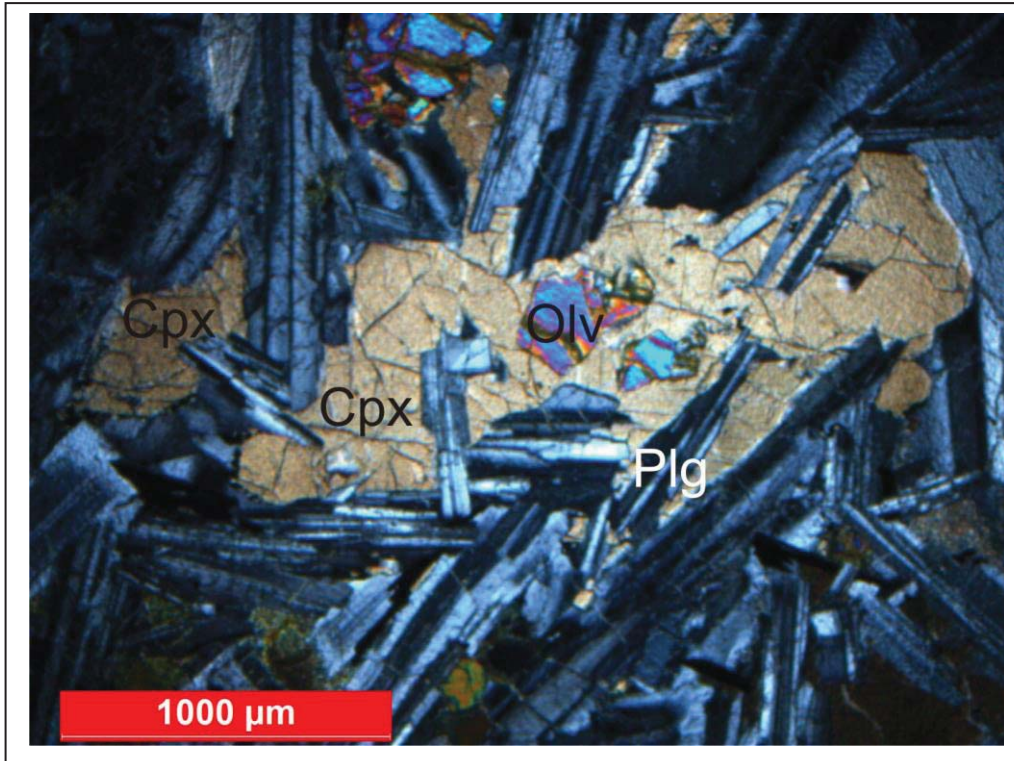
Şekil 3.31. Bazaltlarda izlenen veziküler dokunun mikroskop görüntüsü. T.N. x4 (Örnek No: AV49).



Şekil 3.32. Bazaltlarda izlenen, ikincil kalsit mineralinin boşluğa dolması ile oluşmuş amigdüllü dokunun mikroskop görüntüsü. Ca: Kalsit. Ç.N. x4 (Örnek No: AV28).

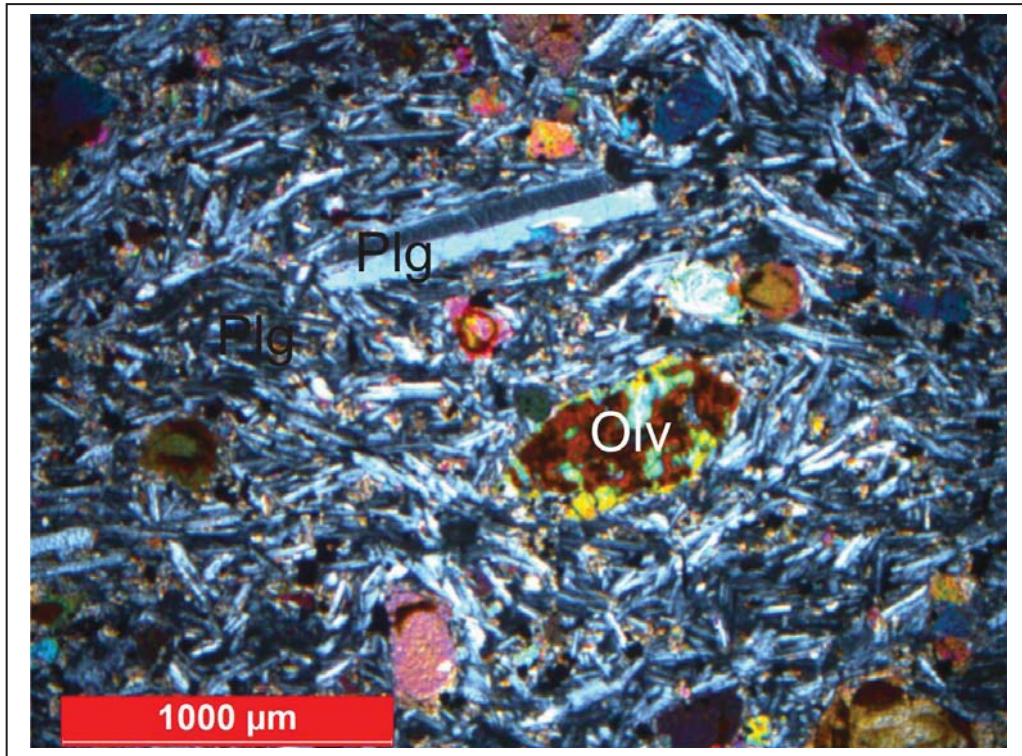


Şekil 3.33. Bazaltlarda izlenen trakitik dokunun mikroskop görüntüsü. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4 (Örnek No: AV49).

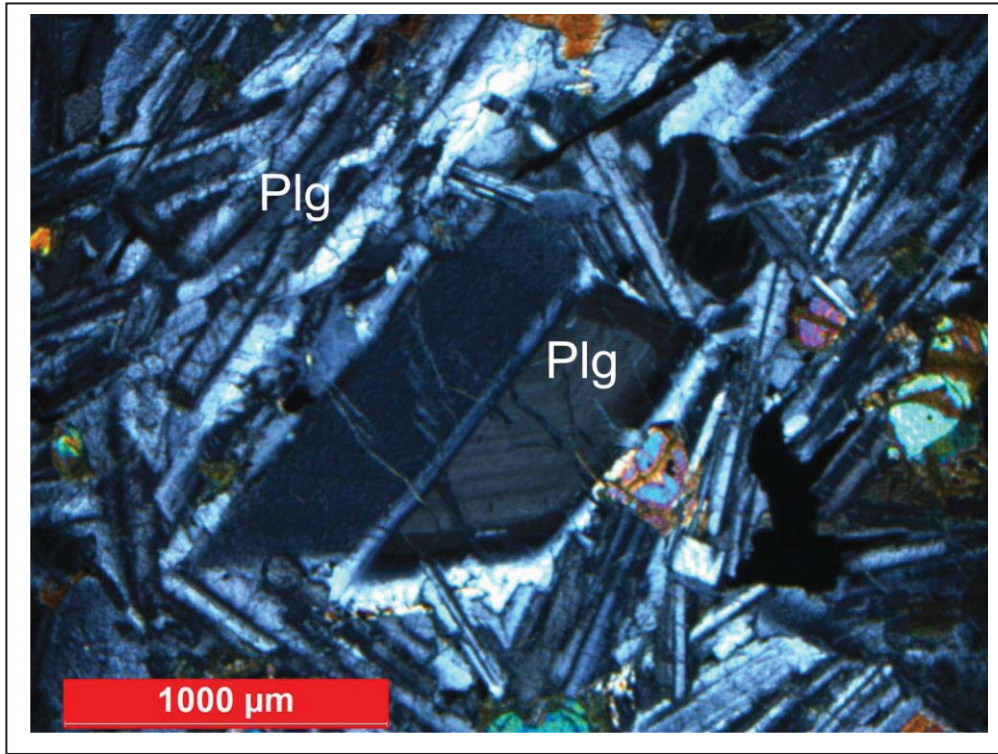


Şekil 3.34. Bazaltlarda izlenen subofitik dokunun mikroskop görüntüsü. Cpx: Klinopiroksen. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4 (Örnek No: AV67).

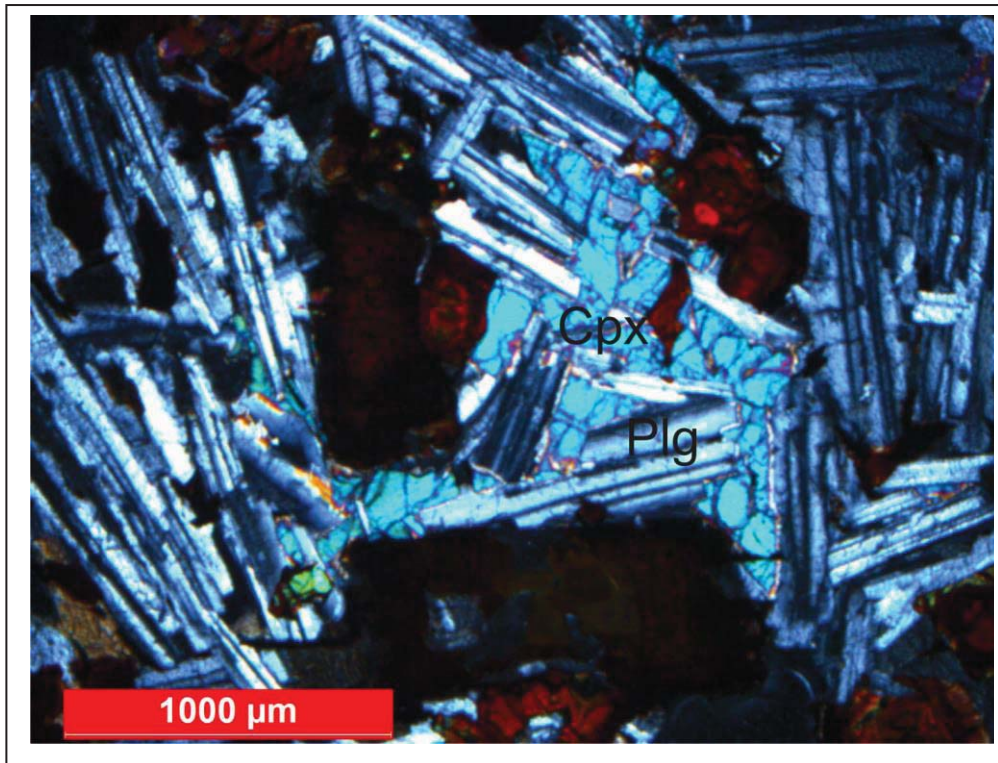
Plajyoklazlar; genellikle prizmatik fenokristaller halinde, yarı özşekilli olarak bulunurlar. Çok az oranda ise, özellikle trakitik dokunun görüldüğü kesitlerde, küçük latalar halinde görülmektedirler. Çift nikolde gri-beyaz renk tonlarında, tek nikolde ise renksiz olarak izlenen plajiyoklaz kristalleri, genel olarak karlsbad ikizlenmesi, az olarak albit ikizlenmesi, nadiren de albit-karlsbad ikizlenmesi göstermektedirler (Şekil 3.35). Bazı kesitlerde plajiyoklazlar, levhamsı şekilde olup zonlu yapı göstermektedirler (Şekil 3.36). Özellikle alterasyon etkilerinin yoğun olarak fark edildiği örneklerde yer alan plajiyoklaz kristalleri, kenarlarından itibaren korozyona uğramış, çatlaklı ve kaolenleşmiş şekilde görülmektedir. Yer yer piroksen kristalleri içerisinde kapanım olarak yer alan plajiyoklaz kristalleri büyük ihtimalle yavaş çekirdek büyümesi sonucu böyle bir yerleşim göstermektedirler (Şekil 3.37). Bu şekilde farklı mineraller içerisinde kapanım olarak yer alan plajiyoklaz kristallerinin kendi içerisinde de çeşitli büyüklüklerde, özşekilsiz opak mineraller yer almaktadır. İkiz düzlemine dik kesitler üzerinde yapılan sönme açısı tayini çalışmalarında, 30-44⁰ aralıklarında sönme açısına sahip, plajiyoklaz minerallerinin türünün genellikle, Labrodor az oranda da Bitovnit türünde oldukları saptanmıştır.



Şekil 3.35. Bazaltlardaki olivin ve plajyoklaz fenokristalleri ile matriksi oluşturan plajiyoklaz mikrokristallerinin mikroskop görüntüsü. Plg: Plajiyoklaz. Olv: Olivin. Ç.N. x4 (Örnek No: AV49).

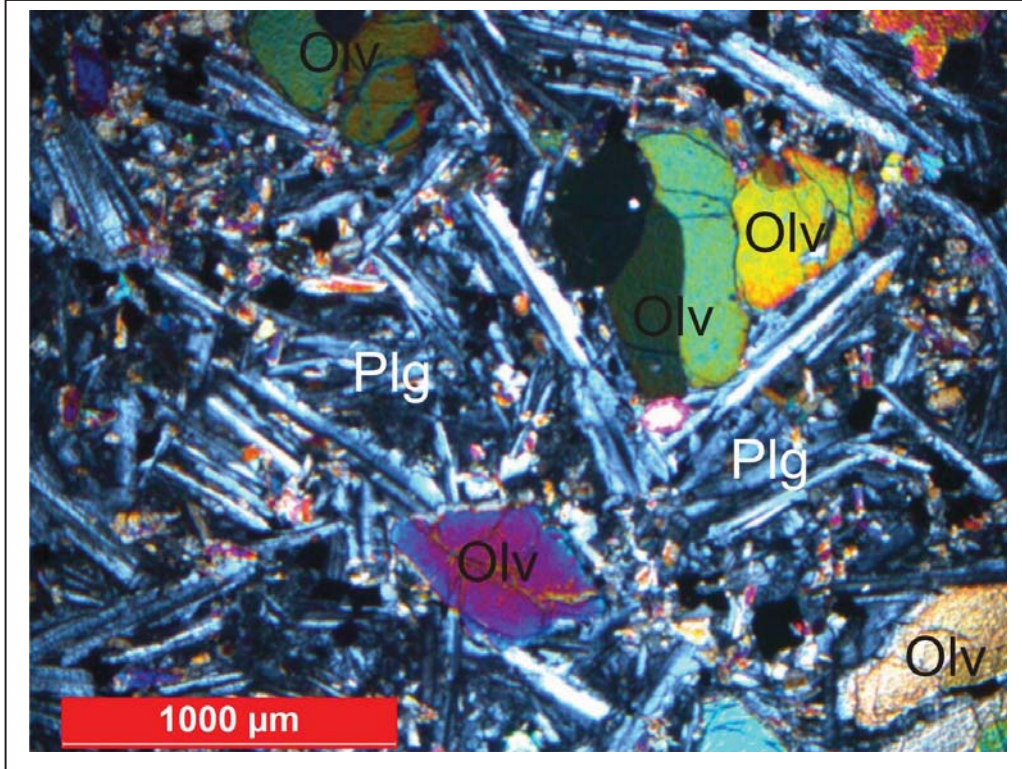


Şekil 3.36. Bazaltlarda gelişmiş olan zonlu plajiyoklaz kristalinin mikroskop görüntüsü. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4 (Örnek No: AV67).

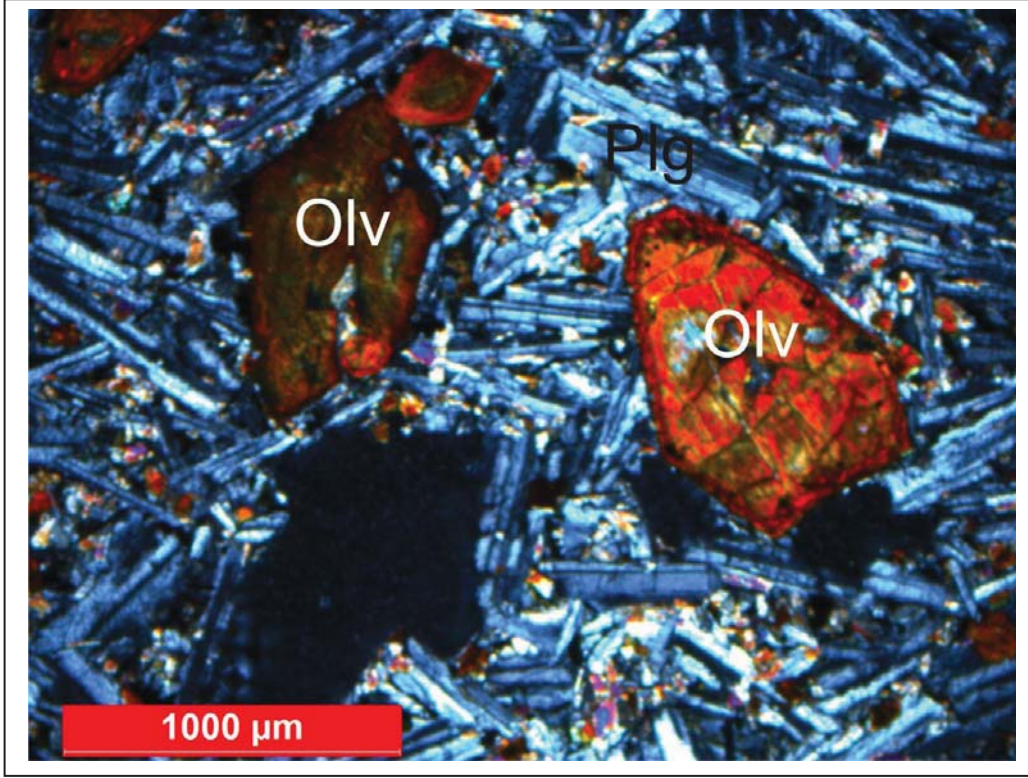


Şekil 3.37. Bazaltlarda gelişmiş klinopiroksen mineralleri içerisinde kapanım halinde bulunan plajiyoklaz kristallerinin mikroskop görüntüsü. Plg: Plajiyoklaz. Cpx: Klinopiroksen. Ç.N. x4 (Örnek No: AV68).

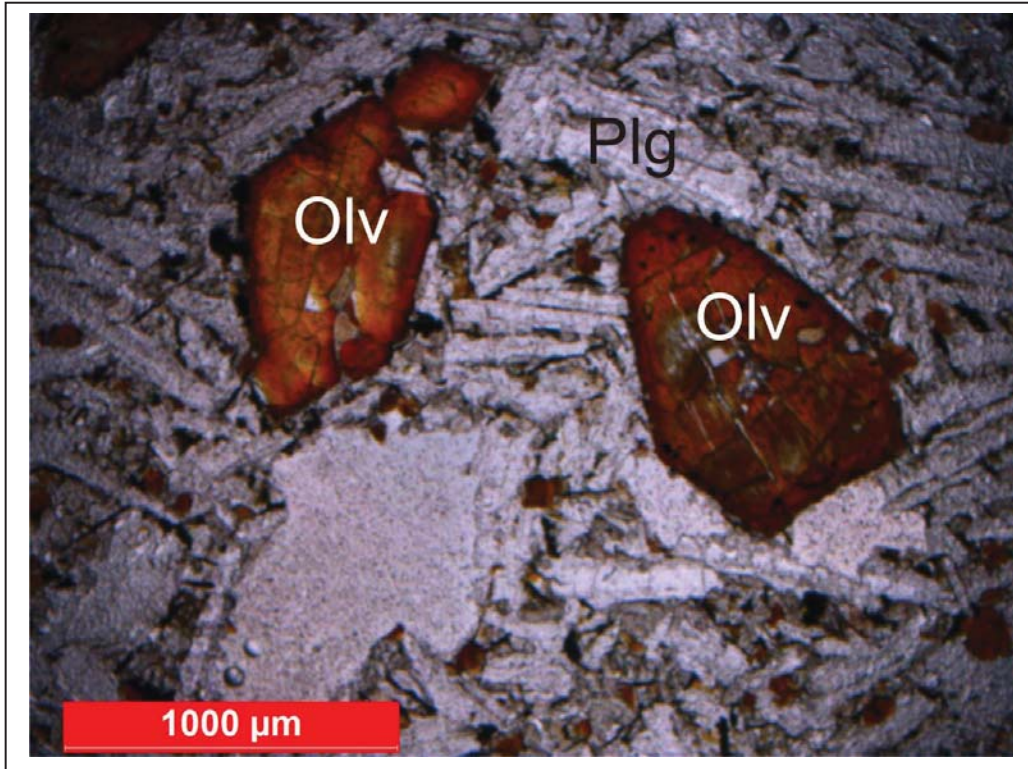
Olivinler; bazalt örneklerinde, fenokristaller ve agregatlar halinde, plajiyoklaz minerallerinden sonra en yaygın olan mineral türüdür. Genellikle özşekilsiz ve yarı özşekilli, nadiren de özşekilli olarak izlenmektedir. Koyu renkli bazalt örneklerinde, özellikle alterasyona az maruz kalmışlarda, mavi, mor, sarı, yeşil ve gri gibi çeşitli renk skalalarında girişim renkleri gösteren olivin kristalleri, üst seviyelerdeki açık renkli örneklerde, alterasyon sebebi ile demir boyama rengi göstermektedirler (Şekil 3.38 ve Şekil 3.39a-b). Nadiren bazı olivin kristallerinde ikizlenme fark edilmektedir. Hemen hemen tüm olivin kristalleri bol çatlaklı olarak gözlenirler. Bu çatlaklar boyunca, bazı örneklerde iddingsitleşme, bazılarında ise serpantinleşme gelişmiştir. İddingsitleşme yalnız çatlaklar boyunca sınırlı kalmamış, neredeyse tüm olivin kristallerinin kenar kısımlarında görülmektedir. Ayrıca, üst seviyelerde yer alan açık renkli bazalt örneklerinde, iddingsitleşme, olivin kristallerinin tamamını sarmıştır (Şekil 3.39a-b). Yüzeylerinde, düzensiz dağılmış, özşekilsiz halde bulunan birçok opak minerali barındıran olivin kristalleri, bazen kenarlarından itibaren opaklaşmış olarak da bulunmaktadır.



Şekil 3.38. Bazaltlarda gelişmiş özşekilli ve özşekilsiz olivin minerallerinin mikroskop görüntüsü. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4 (Örnek No: AV33).



Şekil 3.39a. Bazaltlarda bulunan tamamı iddingsitleşmiş olivin fenokristallerinin mikroskop görüntüsü. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4 (Örnek No: AV58).



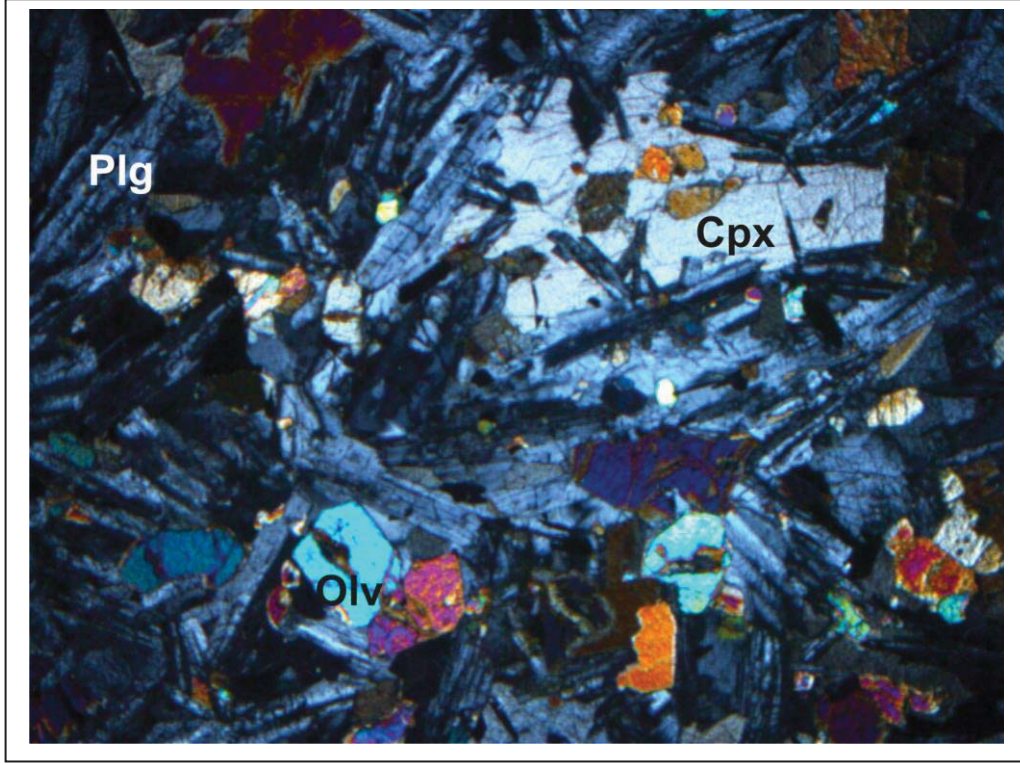
Şekil 3.39b. Bazaltlarda bulunan tamamı iddingsitleşmiş olivin fenokristallerinin mikroskop görüntüsü. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. T.N. x4 (Örnek No: AV58).

Klinopiroksenler; bazaltik kayalarda, genellikle özşekilsiz fenokristaller ve kısmen agregatlar şeklindedirler. Gri, kahverengi, soluk yeşil-sarı ve mavi girişim renkleri gösteren klinopiroksenler, genellikle dilinimleri belirsiz şekilde bulunurlar (Şekil 3.40a-b). Buna karşın, nadiren birbirini dike yakın kesen orta düzeyde belirgin dilinimli fenokristallerin varlığı da tespit edilmiştir (Şekil 3.41a-b). Bu şekilde bir yayılım sunan klinopiroksen minerallerinin içerisinde, yer yer opak yer yer plajiyoklaz kapanımları mevcuttur. Bazı örneklerde, kristallerin kenarlarından itibaren uralitleşme meydana gelmiştir.

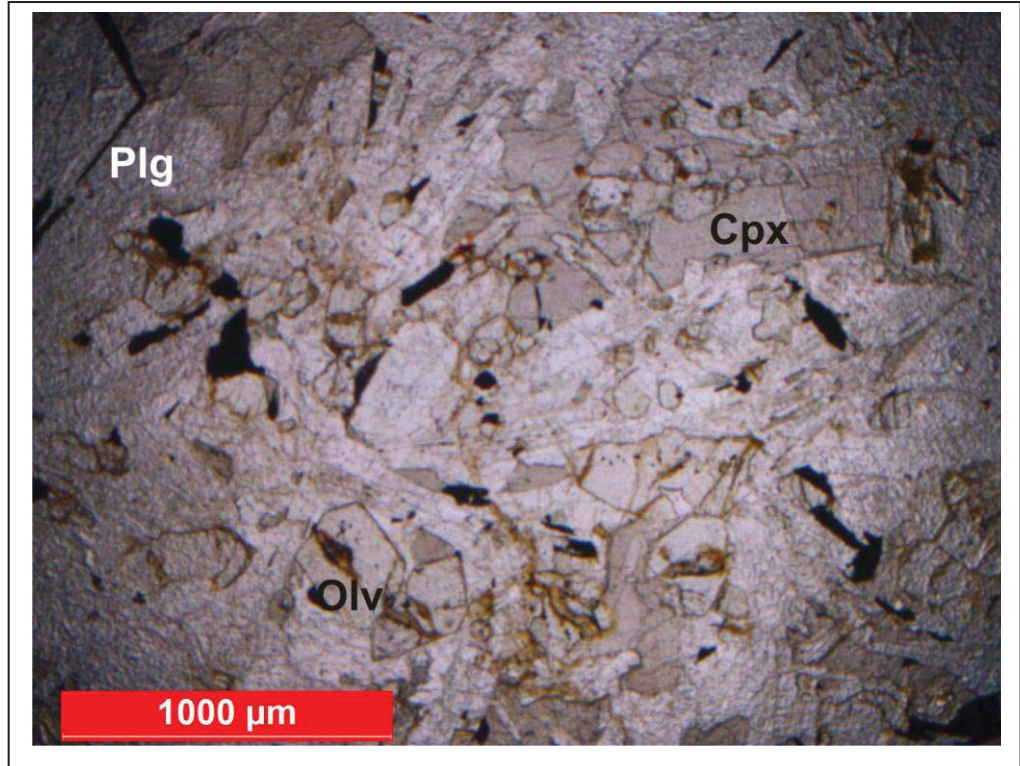
Nefelinler; özellikle alkalin bazalt örneklerinde bulunurlar. Tümü ile agregatlar şeklinde özşekilsiz olarak bulunur ve çoğu kesitte, mikroskopik çalışmalarla fark edilememiş ancak Backscattered Scanning Electron (BSE) görüntüleri ile fark edilmiştir (Şekil 3.42). Alkalin bazalt örneklerinde bulunan nefelinler, bu örneklerde, alkaliniteyi sağlayan yegane unsurdur.

Kalsitler; volkanitler bünyesindeki gaz boşluklarında ikincil olarak oluşmuşlardır. Yer yer, olasılıkla yüzey suları tarafından boşluklardan uzaklaştırılmış ve bir bütünlük göstermemektedir (Şekil 3.43).

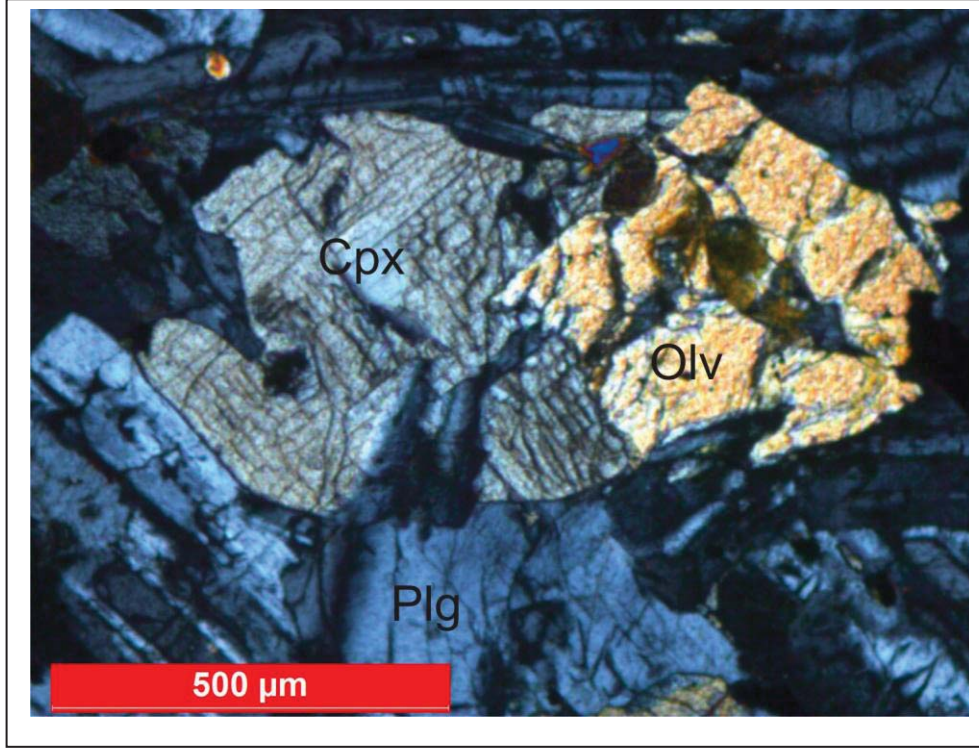
Serpantinler; tümü ile bazalt örneklerinde, ikincil olarak olivin minerallerinin düzensiz çatlak sistemlerinde gelişmiş olarak bulunmaktadır. Bazı kesitlerde, özellikle agregatlar şeklinde bulunan olivin minerallerinin serpantinleşmesi sonucunda ortaya çıkmışlardır (Şekil 3.44a-b).



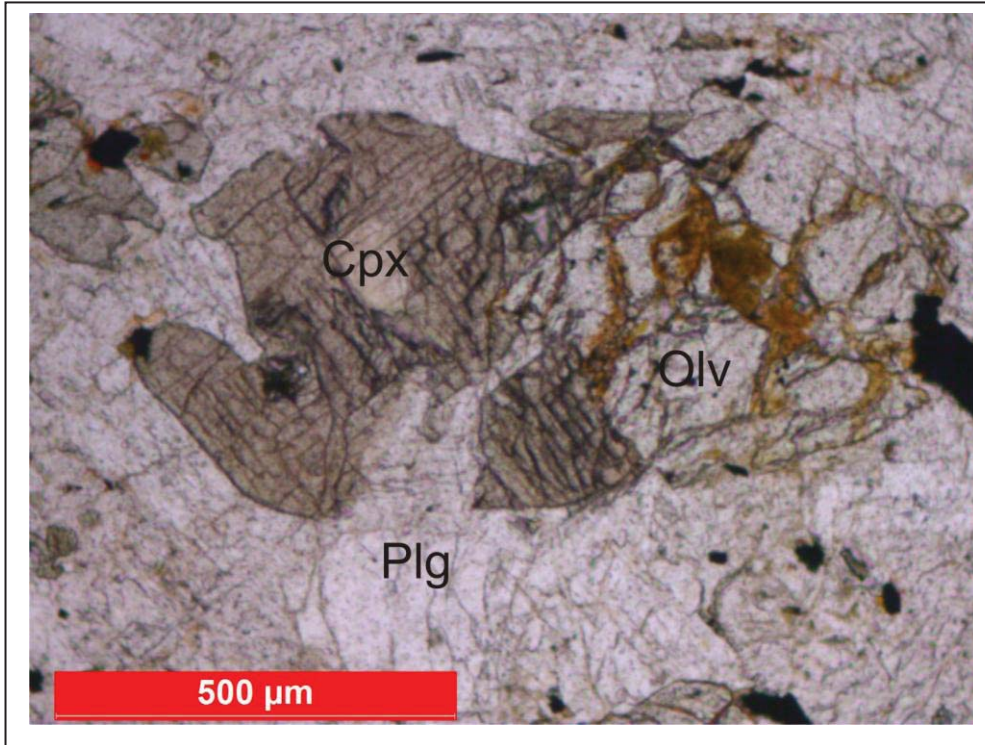
Şekil 3.40a. Bazaltlarda bulunan özşekilsiz klinopiroksen mineralinin görüntüsü. Cpx: Klinopiroksen. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4 (Örnek No: AV24).



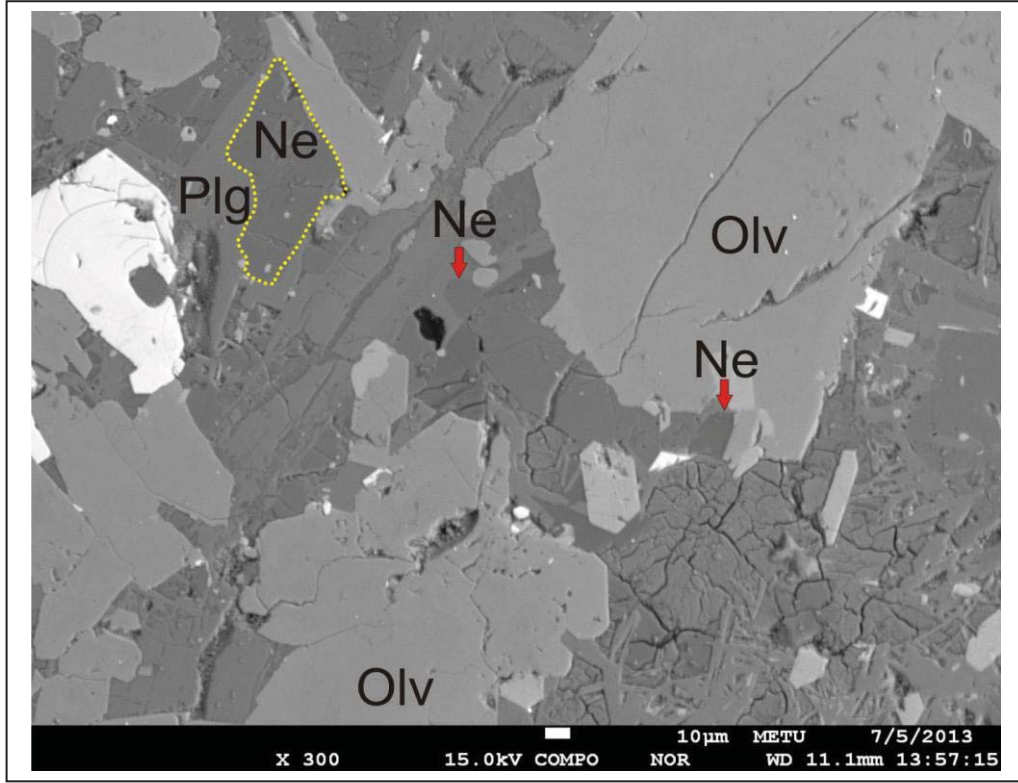
Şekil 3.40b. Bazaltlarda bulunan özşekilsiz klinopiroksen mineralinin görüntüsü. Cpx: Klinopiroksen. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. T.N. x4 (Örnek No: AV24).



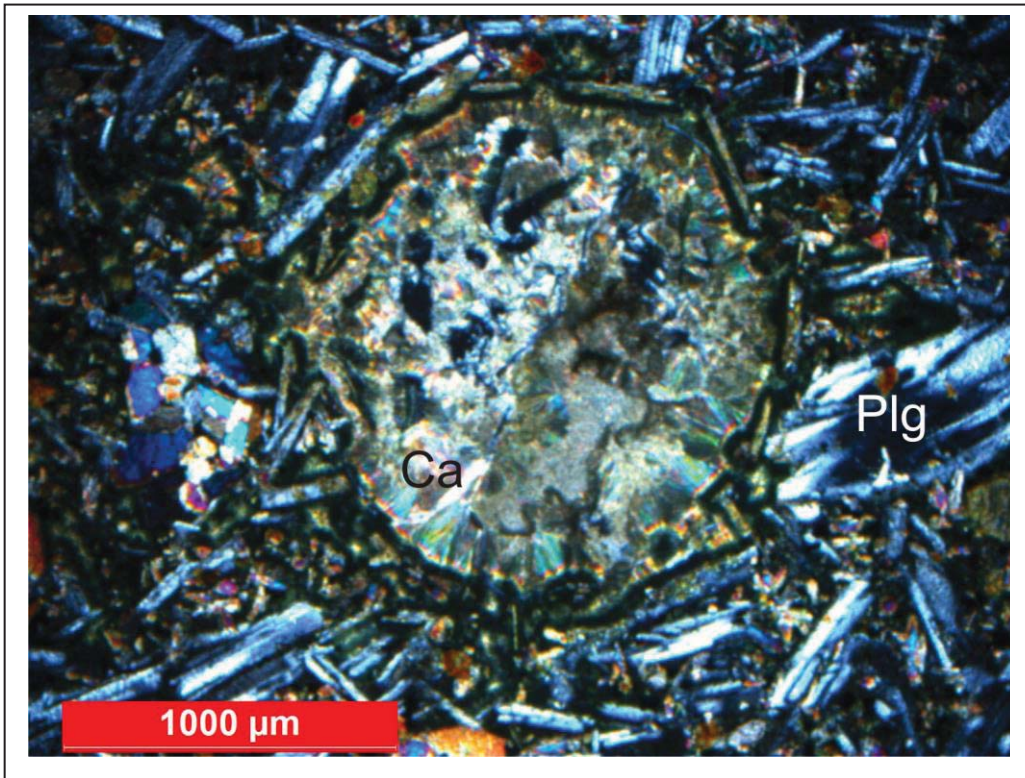
Şekil 3.41a. Bazaltlarda bulunan orta derecede belirgin dilinimli özşekilsiz klinopiroksen mineralinin çift nikol mikroskop görüntüsü. Cpx: Klinopiroksen. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x10 (Örnek No: AV24).



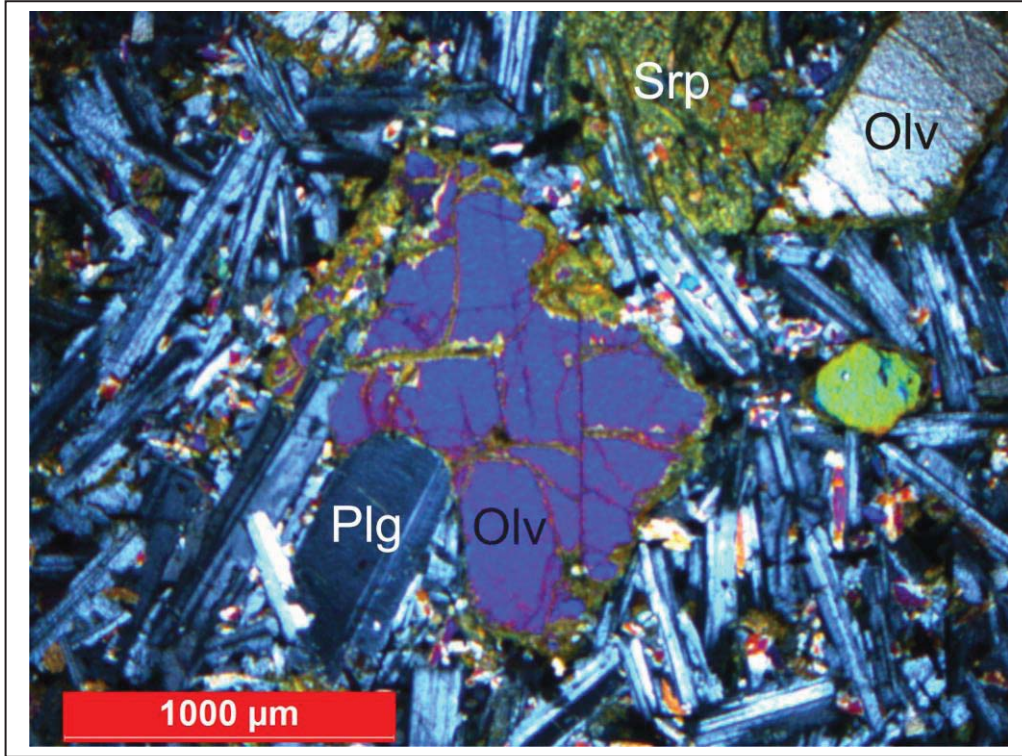
Şekil 3.41b. Bazaltlarda bulunan orta derecede belirgin dilinimli özşekilsiz klinopiroksen mineralinin tek nikol mikroskop görüntüsü. Cpx: Klinopiroksen. Olv: Olivin. Plg: Plajiyoklaz. T.N. x10 (Örnek No: AV24).



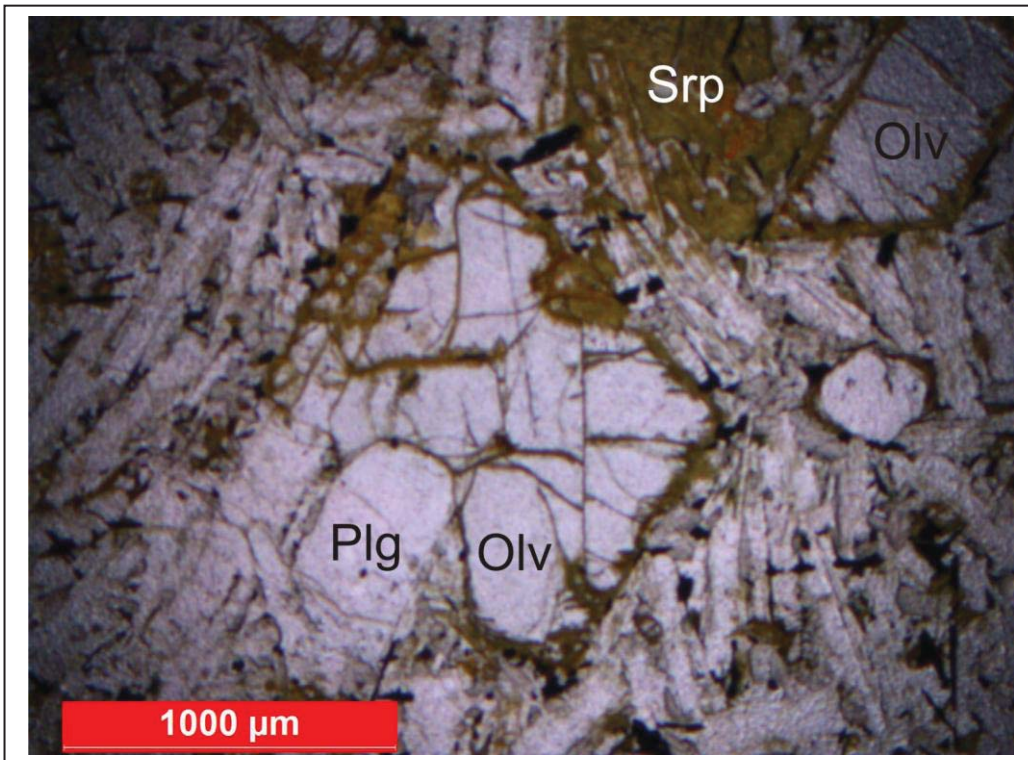
Şekil 3.42. Alkali bazaltlarda bulunan özşekilsiz nefelin kristallerinin BSE görüntüsü (Nefelin mineralleri diğer minerallere göre daha koyu bir görüntü sunmaktadır. Örnek No: AV33)



Şekil 3.43. Bazaltlarda bulunan gaz boşluklarında ikincil olarak gelişmiş kalsit mineralleri. Ca: Kalsit. Plg: Plajiyoklaz. Ç.N. x4 (Örnek No: AV28).



Şekil 3.44a. Bazaltlarda bulunan olivin minerallerinin çatlak sistemlerinde ikincil olarak gelişmiş serpantin minerallerinin çift nikol mikroskop görüntüsü. Srp: Serpantin. Plg: Plajiyoklaz. Olv: Olivin. Ç.N. x4 (Örnek No: AV21).



Şekil 3.44b. Bazaltlarda bulunan olivin minerallerinin çatlak sistemlerinde ikincil olarak gelişmiş serpantin minerallerinin tek nikol mikroskop görüntüsü. Srp: Serpantin. Plg: Plajiyoklaz. Olv: Olivin. T.N. x4 (Örnek No: AV21).

3.3. Volkanitlerin Jeokimyasal Özellikleri

Çalışma alanında yer alan volkanik kayaçların, kimyasal sınıflaması yapılarak adlandırılması ve söz konusu kayaçların oluşum ortamlarının belirlenerek bölgedeki tektonik süreçler içerisindeki yerinin belirlenmesi amacı ile petrografik çalışmalar neticesinde, alterasyondan olabildiğince az oranda etkilenmiş taze volkanik örneklerinin, ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri gerçekleştirilmiştir.

Bu kısımda, analizleri yaptırılan ve analiz sonuçları değerlendirilen 29 adet volkanik kayaç örneğinden 25 tanesi, asıl çalışma konusunu kapsayan Solhan Volkanitleri'ne ait lav akıntularından, 4 tanesi ise volkanik istif özelliklerinin daha iyi anlaşılması açısından, çalışma bölgesinde volkanitlerin altında marn seviyeleri ile ardalanmalı şekilde görülen, Çaybağı formasyonu'na ait tüf seviyelerinden oluşmaktadır.

Çalışma kapsamında, elde edilen ana oksit (%), iz (ppm) ve nadir toprak (ppm) elementleri analiz sonuçları ve parametreleri Tablo 3.1, Tablo 3.2 ve Tablo 3.3'de verilmiştir.

Tablo 3. 1. Volkanitlerin ana oksit element (%) analizleri. A; Alkalen, SA; Subalkalen.

Bazalt														
Tür	A	SA	SA	SA	A	SA	A	SA	A	A	A	A	A	A
Örnek	AV2	AV8	AV10	AV12	AV16	AV20	AV21	AV22	AV23	AV24	AV28	AV33	AV34	AV36
SiO ₂	48,86	49,29	46,52	49,32	48,11	49,14	48,01	51,04	47,28	48,55	45,87	46,08	48,90	48,62
Al ₂ O ₃	15,10	15,42	14,12	16,31	14,99	14,39	14,94	17,44	14,29	14,85	14,63	14,64	14,85	14,73
Fe ₂ O ₃	11,19	11,93	10,95	11,50	10,43	10,84	10,56	7,82	10,86	11,09	10,14	10,19	10,96	10,99
MgO	7,78	8,20	8,58	6,26	8,50	8,62	8,65	3,46	8,56	8,48	8,96	8,87	8,33	8,38
CaO	6,90	8,96	7,82	8,92	8,07	7,67	8,00	10,00	7,88	7,45	9,36	9,72	7,39	7,57
Na ₂ O	3,85	3,21	2,14	3,38	3,17	3,11	3,17	3,74	2,60	3,38	3,16	3,55	3,64	3,28
K ₂ O	1,70	0,59	0,77	0,70	1,09	1,07	1,11	1,23	1,52	1,40	1,48	1,73	1,28	1,34
TiO ₂	1,75	1,22	1,31	1,30	1,53	1,49	1,55	1,30	1,54	1,65	1,67	1,71	1,65	1,65
P ₂ O ₅	0,46	0,16	0,21	0,18	0,42	0,22	0,45	0,38	0,26	0,41	0,94	0,99	0,37	0,38
MnO	0,15	0,16	0,15	0,15	0,13	0,13	0,15	0,16	0,14	0,15	0,15	0,15	0,14	0,15
Cr ₂ O ₃	0,030	0,060	0,039	0,051	0,041	0,039	0,040	0,007	0,039	0,036	0,031	0,032	0,043	0,040
LOI	1,9	0,5	7,1	1,7	3,2	3,0	3,0	3,2	4,7	2,1	3,1	1,8	2,0	2,5
Sum	99,67	99,75	99,72	99,76	99,68	99,72	99,66	99,74	99,69	99,57	99,51	99,50	99,63	99,67

Bazalt											Tüf				
Tür	A	SA	SA	A	A	SA	SA	A	A	A	A	SA	SA	SA	SA
Örnek	AV38	AV40	AV42	AV49	AV59	AV67	AV68	AV70	AV72	AV73	AV75	AV52	AV54	AV76	AV77
SiO ₂	48,72	48,57	48,62	49,09	49,36	48,46	48,34	49,14	48,53	48,34	48,54	57,40	59,29	62,24	61,47
Al ₂ O ₃	14,77	14,93	14,79	15,73	15,48	15,11	15,35	15,91	14,57	14,32	14,93	17,35	16,68	15,65	15,52
Fe ₂ O ₃	10,71	11,72	11,57	11,82	10,98	11,49	12,14	11,37	11,21	11,23	11,28	4,99	4,50	3,81	4,08
MgO	8,54	9,31	9,78	7,61	8,02	10,00	7,85	7,42	8,68	9,18	8,84	2,68	3,20	1,86	1,96
CaO	7,90	8,26	8,16	6,91	8,62	8,21	8,93	8,30	7,69	7,44	7,65	6,01	5,14	2,92	2,79
Na ₂ O	3,21	3,09	2,98	3,84	3,47	2,95	3,11	3,50	3,18	3,66	3,26	3,24	3,69	3,00	2,79
K ₂ O	1,09	0,84	0,66	1,77	1,08	0,62	0,65	1,14	1,15	1,20	1,00	1,53	1,95	2,66	2,69
TiO ₂	1,57	1,40	1,31	1,83	1,59	1,22	1,29	1,60	1,66	1,79	1,58	1,01	0,72	0,58	0,58
P ₂ O ₅	0,43	0,20	0,16	0,54	0,45	0,15	0,17	0,42	0,26	0,32	0,32	0,27	0,22	0,25	0,24
MnO	0,14	0,16	0,15	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15	0,14	0,05	0,06	0,04	0,05
Cr ₂ O ₃	0,044	0,045	0,046	0,029	0,040	0,049	0,052	0,045	0,044	0,047	0,038	0,021	0,010	0,006	0,005
LOI	2,5	1,1	1,5	0,3	0,4	1,3	1,7	0,7	2,6	2,0	2,1	5,2	4,3	6,8	7,6
Sum	99,67	99,70	99,72	99,65	99,67	99,72	99,75	99,70	99,70	99,69	99,69	99,71	99,74	99,79	99,78

Tablo 3. 2. Volkanitlerin iz element (ppm) analizleri. A; Alkalen, SA; Subalkalen.

Tür	Bazalt													
	A	SA	SA	SA	A	SA	A	SA	A	A	A	A	A	A
Örnek	AV2	AV8	AV10	AV12	AV16	AV20	AV21	AV22	AV23	AV24	AV28	AV33	AV34	AV36
Ba	296	165	188	167	333	162	334	371	204	786	571	616	257	274
Be	3	<1	<1	2	<1	1	2	2	2	3	2	3	<1	<1
Co	44,1	51,4	46,2	52,3	41,5	47,9	45,2	28,3	47,7	48,0	44,3	43,9	46,4	45,7
Cs	0,9	0,2	0,2	<0.1	0,2	0,2	4,6	0,8	0,5	0,5	0,5	1,4	0,5	0,5
Ga	18,9	18,1	14,7	18,1	18,1	18,5	18,2	18,0	15,3	17,7	18,3	18,8	17,6	17,9
Hf	4,0	1,9	2,3	2,2	2,6	2,7	3,3	3,8	2,9	3,4	3,9	4,2	3,2	3,4
Nb	21,3	7,6	10,9	8,3	16,1	10,9	17,7	14,1	13,9	19,1	43,3	41,5	17,6	18,3
Rb	33,6	7,0	16,2	11,2	19,9	21,6	25,1	22,7	20,4	29,4	24,4	30,1	26,2	26,6
Sn	2	<1	1	1	2	2	2	2	1	2	2	2	1	5
Sr	642,3	307,6	469,1	352,8	609,0	340,7	613,4	618,3	636,0	1027,8	1294,2	1345,7	1061,9	724,3
Ta	1,4	0,4	0,7	0,5	0,7	0,7	0,7	0,8	1,0	1,1	2,0	2,0	1,0	1,1
Th	3,9	1,5	2,4	1,6	5,7	4,1	6,4	7,4	2,5	5,1	10,7	10,8	4,0	4,3
U	1,6	0,4	0,3	0,4	1,2	0,7	1,0	1,6	0,7	1,5	2,5	2,5	1,1	1,1
V	164	182	153	205	186	185	202	194	175	187	175	172	172	172
W	<0.5	<0.5	<0.5	0,6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,6	1,0	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	166,3	84,2	101,1	86,3	119,1	103,9	126,7	171,2	123,0	131,7	178,1	184,7	128,1	134,6
Y	20,5	18,7	17,2	16,9	20,7	20,8	22,5	24,0	18,4	21,1	24,9	26,1	18,8	19,8
Mo	1,1	0,2	0,2	0,7	0,6	1,0	1,2	0,5	0,2	1,2	1,9	2,3	1,1	0,3
Cu	57,6	65,3	26,1	46,6	34,3	47,1	37,2	51,4	47,3	44,8	45,1	50,8	39,4	43,4
Pb	5,6	2,9	2,8	2,0	4,9	2,7	5,9	2,6	2,1	2,2	6,7	7,2	3,2	2,8
Zn	84	61	63	78	65	69	75	57	57	76	61	68	62	66
Ni	154,5	219,5	130,9	184,5	106,1	171,3	107,4	31,4	149,8	166,5	168,5	145,0	140,7	129,3
As	1,4	0,9	<0.5	6,5	<0.5	<0.5	0,6	1,8	<0.5	1,2	0,8	1,3	1,0	<0.5
Cd	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	27,1	0,3	<0.1	17,6	<0.1	6,9	5,7	3,7	<0.1	4,1	1,9	3,5	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	2,6	2,2	1,0	3,2	<0.5	2,4	2,1	3,1	1,8	1,2	2,3	2,5	2,6	1,0
Hg	0,10	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02	0,01	<0.01	<0.01	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sc	16	21	18	20	19	19	19	22	17	19	17	17	18	18

Tablo 3. 2. (devamı)

Tür	Bazalt											Tüf			
	A	SA	SA	A	A	SA	SA	A	A	A	A	SA	SA	SA	SA
Örnek	AV38	AV40	AV42	AV49	AV59	AV67	AV68	AV70	AV72	AV73	AV75	AV52	AV54	AV76	AV77
Ba	313	132	119	362	345	104	158	300	177	183	233	544	544	559	609
Be	2	3	<1	2	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	2	4	4	2
Co	43,3	53,5	53,0	47,8	43,2	54,5	52,7	42,4	47,0	49,1	47,4	16,2	13,4	9,8	10,8
Cs	0,4	0,1	0,2	0,7	0,2	0,3	0,2	<0.1	0,1	0,4	0,2	4,0	3,5	4,4	5,0
Ga	18,2	18,1	17,1	21,4	19,5	17,8	17,0	19,0	18,8	18,3	17,8	18,1	18,4	18,8	18,1
Hf	3,1	2,6	1,9	4,7	2,5	2,0	1,9	2,6	3,1	3,3	3,2	4,8	5,1	4,5	4,5
Nb	15,6	10,4	7,6	24,5	16,3	7,0	7,2	15,2	14,2	17,0	13,8	18,4	21,7	24,9	25,8
Rb	20,6	13,6	11,8	30,6	20,1	12,4	11,9	19,1	18,8	20,7	13,5	49,1	64,7	90,9	94,2
Sn	1	<1	<1	2	1	<1	<1	1	2	<1	2	2	2	2	2
Sr	612,0	421,7	312,1	739,4	684,3	303,8	294,4	622,0	505,3	518,2	460,9	795,3	660,0	484,5	483,2
Ta	0,8	0,6	0,4	1,4	0,8	0,4	0,4	0,7	0,8	1,0	0,8	1,1	1,5	1,7	1,6
Th	5,8	1,9	1,7	4,1	6,0	1,4	1,4	5,2	2,5	2,8	4,0	12,3	14,1	18,7	19,5
U	1,4	0,6	0,5	1,6	1,1	0,5	0,5	0,9	0,5	0,7	0,4	2,4	3,8	4,7	5,2
V	183	191	185	167	194	172	189	186	175	173	194	173	92	71	84
W	<0.5	<0.5	<0.5	1,0	<0.5	1,6	<0.5	0,6	<0.5	<0.5	<0.5	1,4	1,0	1,3	2,2
Zr	127,5	99,3	86,2	192,8	121,5	79,9	82,4	118,5	113,4	137,2	123,8	182,7	178,5	165,1	163,9
Y	22,1	19,7	18,0	21,6	21,9	16,8	21,6	20,7	18,4	18,5	20,7	19,6	16,8	14,0	14,1
Mo	0,9	0,9	0,6	2,2	1,1	0,7	0,2	1,1	0,4	0,8	0,4	0,3	0,1	0,3	2,2
Cu	31,7	67,5	68,7	54,3	30,7	62,6	35,7	35,9	53,1	50,6	39,3	27,0	12,3	21,5	27,8
Pb	4,7	3,6	2,7	4,9	4,9	2,0	1,0	4,6	4,3	2,3	4,8	6,9	4,6	5,4	6,3
Zn	70	74	72	87	76	72	76	70	61	69	69	42	27	40	42
Ni	98,5	200,0	215,8	160,6	113,2	223,4	225,0	122,6	154,1	181,9	154,5	24,5	28,3	27,4	26,9
As	1,0	1,3	1,0	3,7	1,3	1,3	1,3	0,7	1,0	0,8	0,6	1,0	2,0	0,8	1,7
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	<0.1	11,4	4,1	2,4	1,6	1,6	19,6	0,9	0,3	<0.1	3,2	1,2	0,7	0,8	1,7
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	0,2
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	2,1	1,6	1,7	1,5	1,5	5,1	3,8	1,2	1,7	1,3	2,7	1,8	1,5	1,4	2,8
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0,01	<0.01	0,03	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	0,2	0,2
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sc	19	20	20	16	20	20	21	21	18	18	20	15	10	6	6

Tablo 3. 3. Volkanitlerin nadir toprak element (ppm) analizleri. A; Alkalen, SA; Subalkalen.

Bazalt														
Tür	A	SA	SA	SA	A	SA	A	SA	A	A	A	A	A	A
Örnek	AV2	AV8	AV10	AV12	AV16	AV20	AV21	AV22	AV23	AV24	AV28	AV33	AV34	AV36
La	28,0	10,0	15,9	9,6	37,3	15,4	39,2	32,7	17,3	31,1	82,1	84,8	29,6	29,3
Ce	55,5	18,6	33,4	19,7	72,4	31,1	74,5	64,9	35,7	59,4	148,9	155,4	58,0	57,7
Pr	6,11	2,41	3,73	2,46	7,35	3,62	7,68	6,84	4,09	6,11	14,76	14,95	5,83	5,87
Nd	23,7	11,6	13,7	10,7	24,7	14,7	29,4	27,1	17,0	22,9	52,0	50,8	21,8	22,3
Sm	4,98	2,66	3,13	2,66	5,25	3,46	5,42	5,14	3,96	4,61	8,07	8,55	4,46	4,61
Eu	1,63	0,99	1,22	1,01	1,63	1,20	1,57	1,53	1,22	1,49	2,43	2,48	1,51	1,48
Gd	4,82	3,29	3,68	3,04	4,87	3,93	5,06	4,90	3,96	4,67	6,96	7,04	4,43	4,33
Tb	0,78	0,62	0,65	0,57	0,80	0,69	0,79	0,82	0,67	0,75	1,00	1,06	0,73	0,76
Dy	4,16	3,35	3,30	3,11	4,29	3,85	4,31	4,46	3,74	3,93	5,09	5,35	3,95	3,87
Ho	0,67	0,68	0,72	0,61	0,87	0,79	0,84	0,95	0,75	0,77	0,90	0,97	0,78	0,81
Er	2,09	1,80	1,99	1,88	2,21	2,19	2,24	2,49	1,77	2,13	2,52	2,59	1,98	1,91
Tm	0,26	0,28	0,29	0,25	0,32	0,30	0,31	0,36	0,32	0,30	0,31	0,34	0,32	0,29
Yb	1,80	1,65	1,60	1,48	1,74	1,89	1,85	2,62	1,29	1,82	2,13	2,03	1,62	1,31
Lu	0,24	0,25	0,23	0,24	0,28	0,26	0,29	0,35	0,24	0,26	0,29	0,30	0,25	0,25

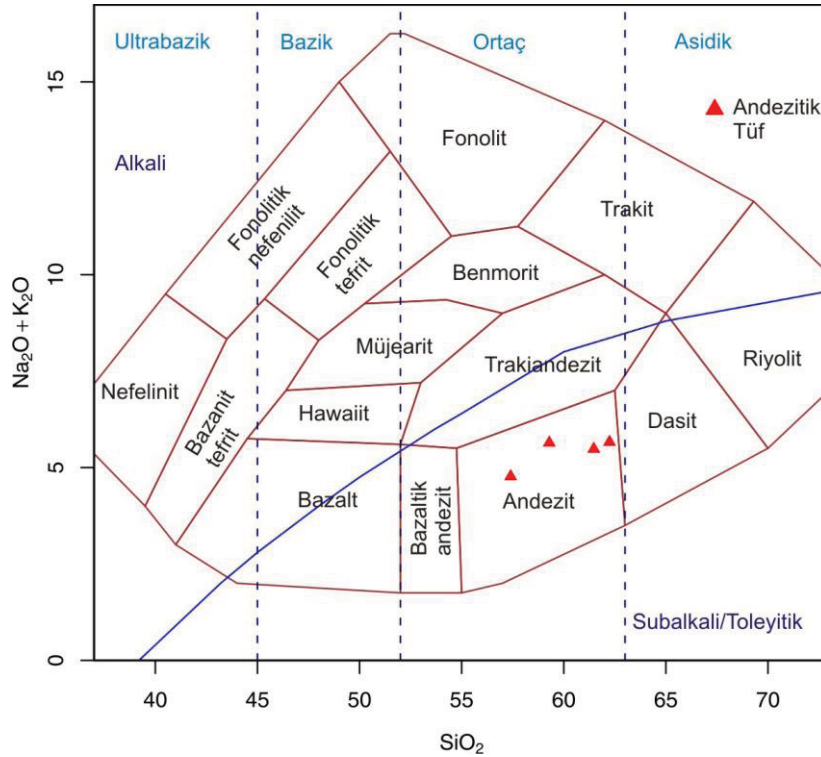
Bazalt												Tüf			
Tür	A	SA	SA	A	A	SA	SA	A	A	A	A	SA	SA	SA	SA
Örnek	AV38	AV40	AV42	AV49	AV59	AV67	AV68	AV70	AV72	AV73	AV75	AV52	AV54	AV76	AV77
La	38,2	12,5	9,5	30,2	39,2	8,7	12,4	32,8	16,1	18,5	24,7	44,7	43,6	46,4	49,6
Ce	72,8	25,0	19,8	61,0	72,0	18,5	20,2	60,0	32,3	39,8	49,8	81,7	77,4	78,1	83,7
Pr	7,30	2,95	2,44	6,56	7,40	2,16	2,59	6,45	3,81	4,41	5,17	8,15	7,66	7,52	7,80
Nd	28,2	12,6	10,8	25,7	29,0	10,0	10,7	24,5	15,0	16,8	19,9	29,3	28,3	24,1	27,1
Sm	5,11	3,04	2,77	5,45	4,99	2,38	2,97	4,72	3,95	4,05	4,51	5,43	4,94	4,00	4,04
Eu	1,56	1,09	0,98	1,72	1,64	0,95	1,04	1,53	1,27	1,41	1,42	1,45	1,20	0,94	0,91
Gd	4,83	3,60	3,25	5,22	4,98	2,99	3,45	4,58	3,96	4,33	4,43	4,40	3,89	2,99	3,11
Tb	0,83	0,63	0,58	0,85	0,78	0,53	0,62	0,75	0,73	0,73	0,74	0,68	0,57	0,47	0,48
Dy	4,27	3,58	3,29	4,00	4,17	2,96	3,55	4,04	4,02	3,60	3,83	3,45	3,02	2,39	2,49
Ho	0,80	0,73	0,68	0,80	0,84	0,62	0,75	0,76	0,76	0,68	0,82	0,72	0,57	0,50	0,52
Er	2,21	2,12	2,10	2,02	2,01	1,67	2,07	2,23	1,94	1,89	2,21	2,09	1,79	1,46	1,50
Tm	0,34	0,29	0,26	0,27	0,29	0,25	0,27	0,28	0,28	0,28	0,29	0,27	0,24	0,20	0,20
Yb	1,55	1,69	1,66	1,70	2,06	1,38	1,75	1,94	1,52	1,59	1,86	1,76	1,58	1,39	1,53
Lu	0,32	0,25	0,25	0,25	0,26	0,23	0,24	0,27	0,23	0,23	0,24	0,27	0,25	0,22	0,21

3.3.1. Volkanitlerin Adlandırılması ve Sınıflaması

Özellikle volkanik kayaların, mineralojik (modal) olarak adlandırılmasını zorlaştıran; camsı hamur malzemesi ve bu hamur malzemesi içerisindeki agregat şeklinde mineral oluşumları gibi parametrelerin varlığı, bu kayaların adlandırılmasında jeokimyasal özellikleri daha tercih edilir hale getirmiştir. Bu bağlamda, tez kapsamında incelenen volkanik kayalar, ana oksit (%) ve iz element (ppm) içerikleri kullanılarak, adlandırılmaya çalışılmıştır.

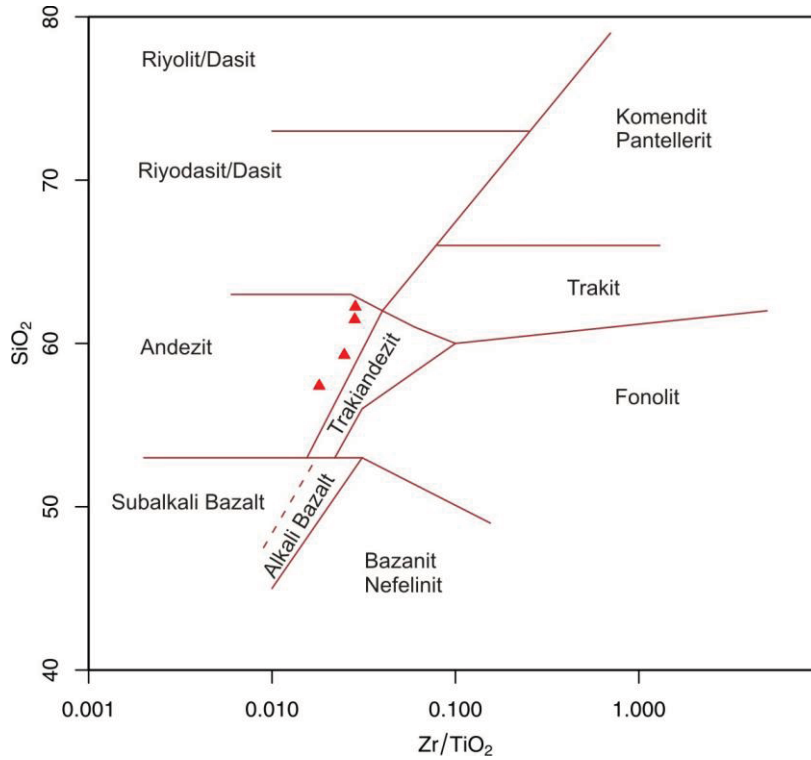
IUGS komisyonunun, volkanik kayaları sınıflandırmak için önerdiği, Le Bas vd. (1986), tarafından hazırlanmış toplam alkali-silis (TAS) diyagramı, bazı örneklerin ateşte kayıp (LOI) değerlerinin yüksek olması nedeni ile kullanılmamıştır. Bunun yerine yine volkanik kayaları sınıflandırmak amacı ile Cox vd. (1979), tarafından hazırlanan TAS diyagramı tercih edilmiştir.

Çalışma sahasında yer yer lav akıntılarının altında bulunan Çaybağı Formasyonu'na ait 4 adet tüf örneği, Cox vd. (1979), tarafından hazırlanmış TAS diyagramında andezit alanına düşmektedir (Şekil 3.45). Tüflerin adlandırılmasına ait bu jeokimyasal sonuçlar, daha öncesinde gerçekleştirilmiş petrografik çalışmaları desteklemiştir.



Şekil 3.45. Çalışma alanında yer alan tüf örneklerinin SiO₂- Na₂O+K₂O diyagramında dağılımı (Cox vd., 1979).

Winchester ve Floyd (1977), tarafından, volkanik kayaları sınıflandırmak için geliştirilmiş diyagramda, kaynak değerler, x ekseninde Zr/TiO_2 , y ekseninde ise SiO_2 'den oluşmaktadır. Daha önce Cox vd. (1979), tarafından hazırlanmış TAS diyagramında andezit alanına düşen tuf örnekleri, Winchester ve Floyd (1977) diyagramında da andezit alanında dağılım göstermektedir. Bu durumda, Cox vd. (1979) diyagramında elde edilen sonuçların kontrolü, Winchester ve Floyd (1977) diyagramı ile sağlanmıştır (Şekil 3.46).

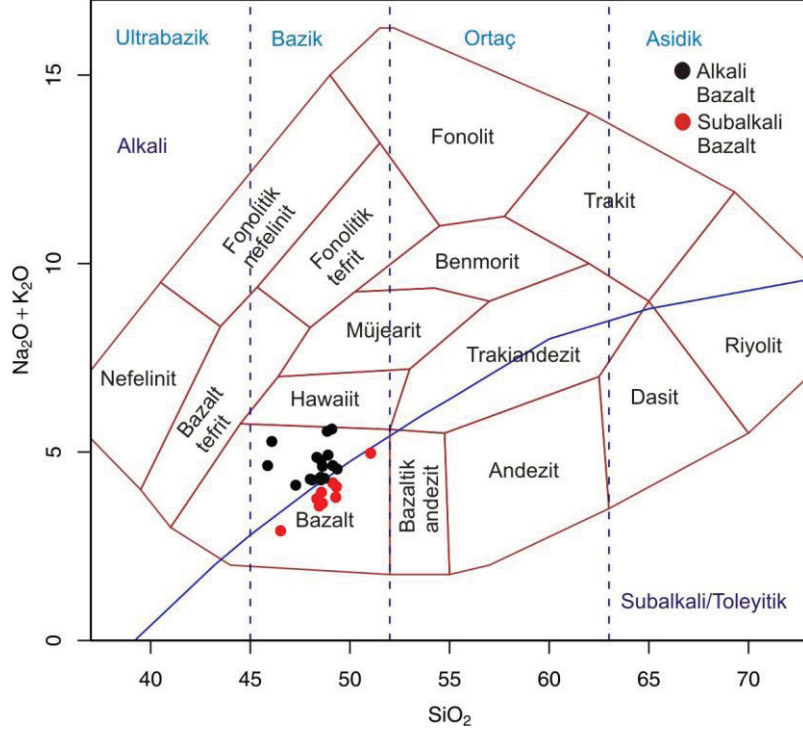


Şekil 3.46. Çalışma alanında yer alan tuf örneklerinin Zr/TiO_2-SiO_2 diyagramında dağılımı (Winchester ve Floyd, 1977).

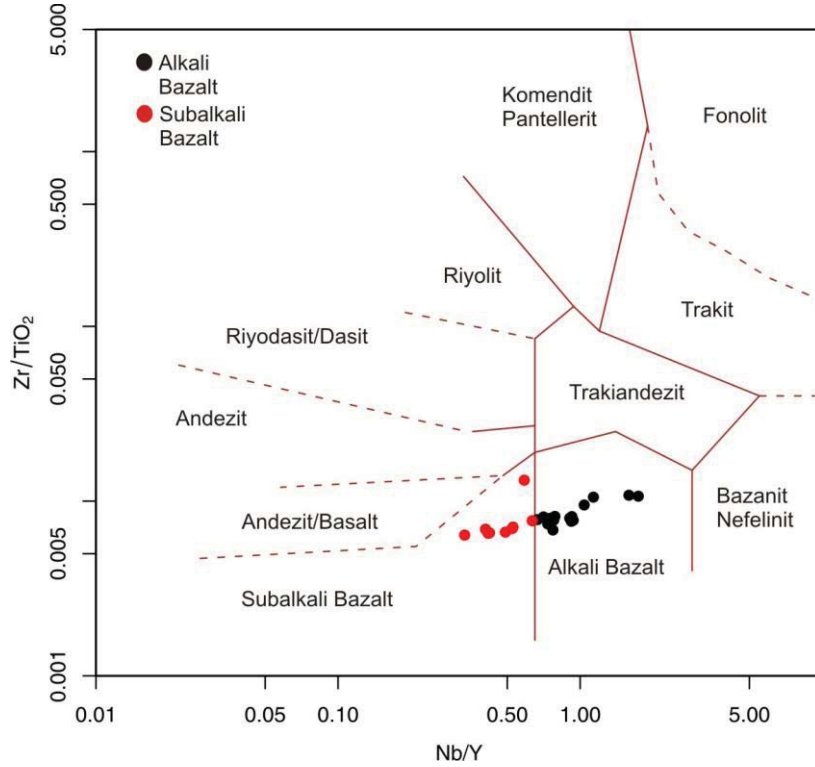
Cox vd. (1979), tarafından hazırlanan TAS diyagramına göre, bu çalışmanın asıl konusunu oluşturan Solhan Volkanitleri'ne ait lav akıntısı örneklerinin tümü ile bazalt alanına düştüğü görülmektedir. Bununla birlikte 25 adet lav akıntısı örneklerinin 16 tanesi alkali alanda, geriye kalan 9 tanesi ise subalkali alanda yer almaktadır (Şekil 3.47).

Winchester ve Floyd (1977), tarafından, volkanik kayaları sınıflandırmak için geliştirilmiş - x ve y düzlemlerinde, Nb/Y ve Zr/TiO_2 değerlerinin bulunduğu- diyagramda, çalışma alanına ait lav akıntısı örneklerin tümü ile bazalt alanına düştüğü görülmüştür. Bu diyagrama göre, daha önce Cox vd. (1979)'nin hazırladığı TAS diyagramında elde edilen sonuçların benzeri elde edilmiş ve söz konusu lav akıntısı örneklerinin 16 tanesinin alkali

bazalt alanına, geriye kalan 9 tanesinin ise subalkali bazalt alanına düştüğü görülmüştür (Şekil 3.48).



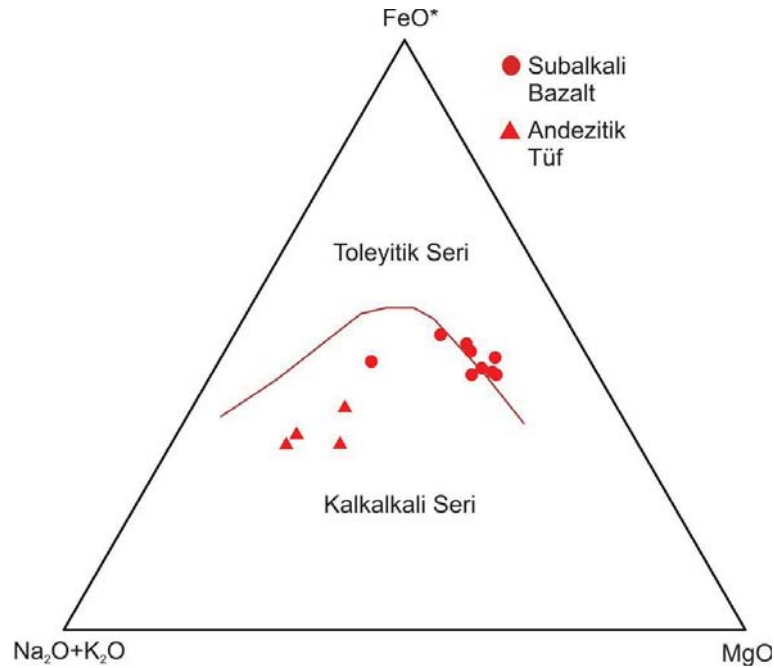
Şekil 3.47. Çalışma alanında yer alan lav akıntısı örneklerinin SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramında dağılımı (Cox vd., 1979).



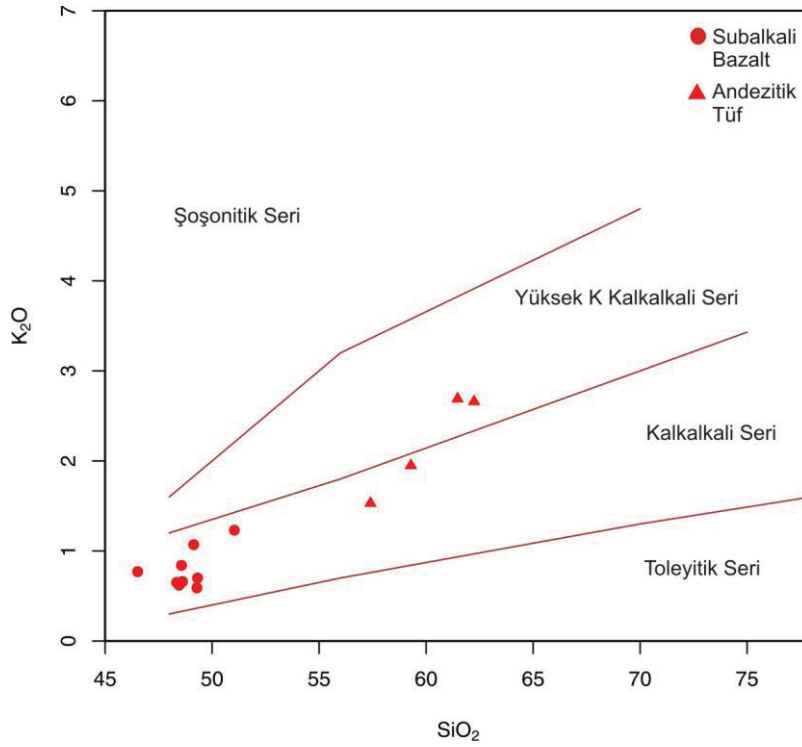
Şekil 3.48. Çalışma alanında yer alan lav akıntısı örneklerinin Nb/Y- Zr/TiO₂ diyagramında dağılımı (Winchester ve Floyd, 1977).

Yukarıda yapılan kimyasal sınıflamalar sonucunda (bkz: Şekil 3.45 ve 3.47), çalışma sahasında yer yer Solhan Volkanitleri'ne ait lav akıntılarının altında marn seviyeleri ile ardalanmalı şekilde yer alan Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tüf örneklerinin tümünün ve çalışmanın asıl konusunu oluşturan Solhan Volkanitleri'ne ait 9 adet bazalt örneğin, subalkalen karakterli olduğu anlaşılmıştır. Söz konusu bu subalkalen karakterli volkanik örnekler birlikte, Irvine ve Baragar (1971) diyagramında değerlendirildiklerinde, Solhan Volkanitleri'ne ait lav örneklerinin – AV22 no'lu örnek haricinde- genellikle kalkalkalen-toleyitik sınırında yoğunlaştıkları, Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tüf örneklerinin tümünün bariz bir şekilde kalkalkalen karakterli olduğu görülmektedir (Şekil 3.49).

Subalkalen volkanik kayaların kimyasal karakterlerini sınıflamada bir alternatif olan – K_2O-SiO_2 parametrelerinin karşılaştırıldığı- Pecerillo ve Taylor (1976) tarafından hazırlanmış diyagramda, çalışma kapsamındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örnekleri ve Çaybağı Formasyonu'na ait olan andezitik tüf örneklerinin sundukları dağılımlar değerlendirilmiştir. Bu değerlendirmeler sonucunda; asıl çalışma konusunu oluşturan Solhan Volkanitleri'ne ait 9 adet subalkalen bazalt örneğinin tümünün kalkalkalen seri içerisinde kaldığı görülmektedir. Bunun yanında, Çaybağı Formasyonu'na ait 4 adet andezitik tüf örneğinden 2 tanesinin kalkalkalen, diğer 2 tanesinin ise yüksek-K'lı kalkalkalen seri alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 3.50).



Şekil 3.49. Çalışma alanında yer alan subalkalen kayaların AFM üçgen diyagramda dağılımları (Irvine ve Baragar, 1971).



Şekil 3.50. Çalışma alanında yer alan subalkalen kayaçların SiO₂ – K₂O diyagramında dağılımı (Pecerillo ve Taylor, 1976).

3.3.2. Çaybağı Formasyonu'na Ait Andezitik Tüfler

Çalışma sahasında, yer yer bazaltların altında, marnlar ile ardalanmalı şekilde istiflenmiş, Çaybağı Formasyonu'na ait olan andezitik tüf seviyelerinin, jeokimyasal özelliklerinin ve çalışmanın asıl konusunu oluşturan Solhan Volkanitleri ile olan jeolojik ilişkilerinin ortaya konulması, bölgedeki genel volkanizmanın karakterini ve davranışını belirlemek açısından önemlidir. Bu bağlamda, daha önceki bölümlerde, andezitik tüf olarak adlandırılan seviyelerinden alınan 4 adet örneğin, jeokimyasal ve jeotektonik özellikleri, ana oksit-iz, nadir toprak element parametreleri ile oluşturulan çeşitli diyagramlar aracılığı ile ortaya koyulmaya çalışılmıştır.

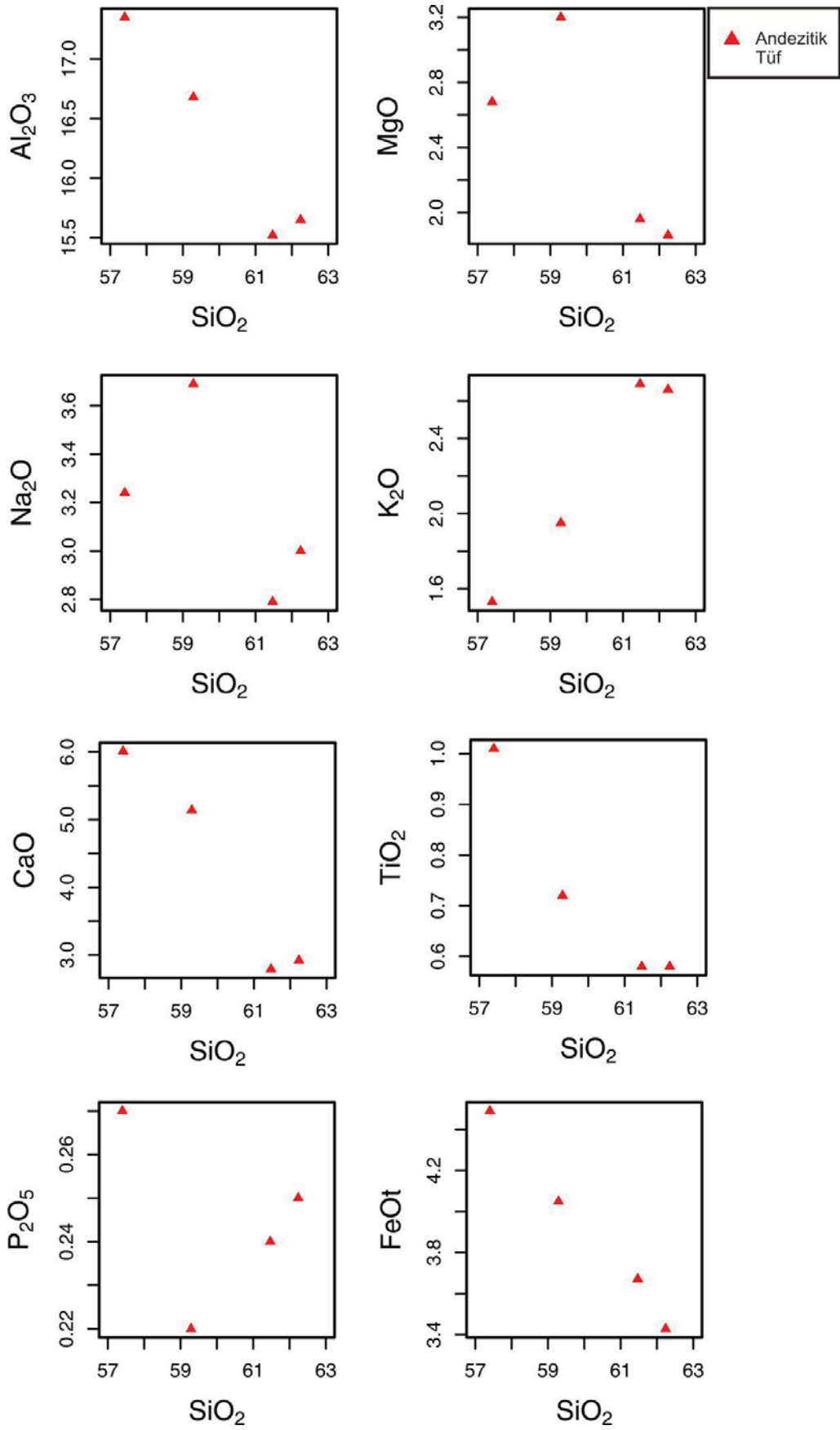
3.3.2.1. Ana Oksit ve İz Elementler

Andezitik tüflerin, ana oksit elementlerdeki değişim aralıklarına değinmek gerekirse; SiO₂ % 57.40-61.47, Al₂O₃ % 15.52-17.35, Fe₂O₃ % 3.81-4.99, MgO % 1.86-2.68, CaO %

2.79-6.01, Na₂O % 1.53-2.69, K₂O % 1,53-2.69, TiO₂ % 0.58-1.01, P₂O₅ % 0.22-0.27, MnO % 0.04-0.06, Cr₂O₃ % 0.005-0.021 değerleri arasındadır.

Andezitik tüflere ait SiO₂ değerlerinin diğer ana oksit elementlerle karşılaştırıldıkları Harker Diyagramları aracılığı ile yapılan değerlendirmeler neticesinde, örnek azlığına rağmen iyi korelasyonlar fark edilmektedir. Andezitik tüflerde, SiO₂ değerlerinde bir artış gözlenirken, Al₂O₃, Na₂O, CaO, TiO₂ ve Fe₂O₃ ana oksit elementlerinde belirgin bir azalma gözlenmektedir. Buna karşın K₂O ve P₂O₅ ana oksit elementlerinde ise bir artış söz konusudur. Bu durum ana magmada fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin etkin olduğunu göstermektedir.

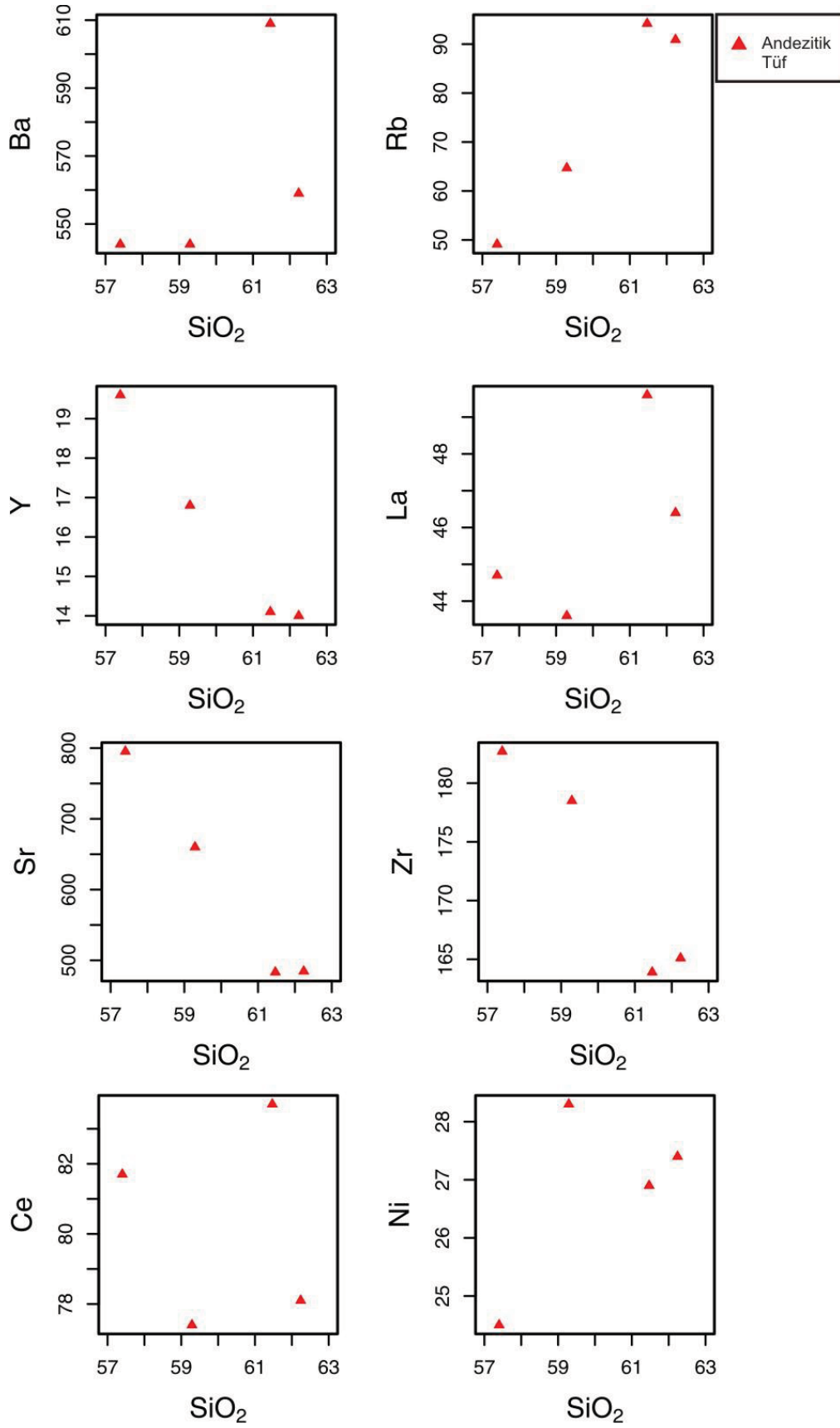
Andezitik tüflerin, Harker Diyagramları'nda bazı ana oksit element dağılım desenleri, çeşitli mineral fazlarının fraksiyonlaşma süreçleri işaret etmektedir (Şekil 3.51). SiO₂ değerlerinde meydana gelen artışa rağmen Al₂O₃ değerlerinde ki azalma, özellikle kalkalkalen volkaniklerde önemli bir fraksiyonlaşma fazı olan hornblend fraksiyonlaşmasını göstermektedir. Bununla birlikte, SiO₂ artarken CaO ve Al₂O₃ ana oksit elementlerindeki azalmalar plajiyoklaz fraksiyonlaşmasını yansıtabilmektedir. SiO₂'ye karşın negatif Fe₂O₃ ve TiO₂ korelasyonları, manyetit fraksiyonlaşmasını işaret edebilmektedir. SiO₂ değerlerinin artışı ile birlikte artan P₂O₅ değerleri, olasılıkla, petrografik çalışmalarda tespit edilemeyen fakat mikrokristalin boyuttaki apatit minerallerinin zenginleşmesini göstermektedir. SiO₂ ana oksit elementinin artışı ile birlikte artış gösteren K₂O ana oksit element değerleri ise, fraksiyonlaşma süreçleri ile açıklanacağı gibi, aşınma ve taşınma süreçlerindeki alterasyon veya kabuk kirlenmesi gibi olaylar ile de ilişkili olabilmektedir.



Şekil 3.51. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin SiO₂ (%)'ye karşı seçilmiş ana oksit element (%) değişim diyagramları.

Andezitik tüflerin, Harker Diyagramları'nda bazı iz element dağılım desenleri de ana oksit element karşılaştırmasında olduğu gibi, çeşitli mineral fazlarının fraksiyonlaşma süreçlerine işaret edebilmektedir (Şekil 3.52). Tüf örneklerinin, SiO₂ ana oksit element değerlerinde meydana gelen artışa karşın, Ba, Rb ve Ni elementlerinde artış gözlenirken, Sr, Zr ve Y elementlerinde azalma meydana gelmektedir. Bununla birlikte, La ve Ce elementleri, SiO₂ ye karşın oluşturulmuş iz element karşılaştırmalarında düzensiz bir dağılım deseni sunmaktadırlar.

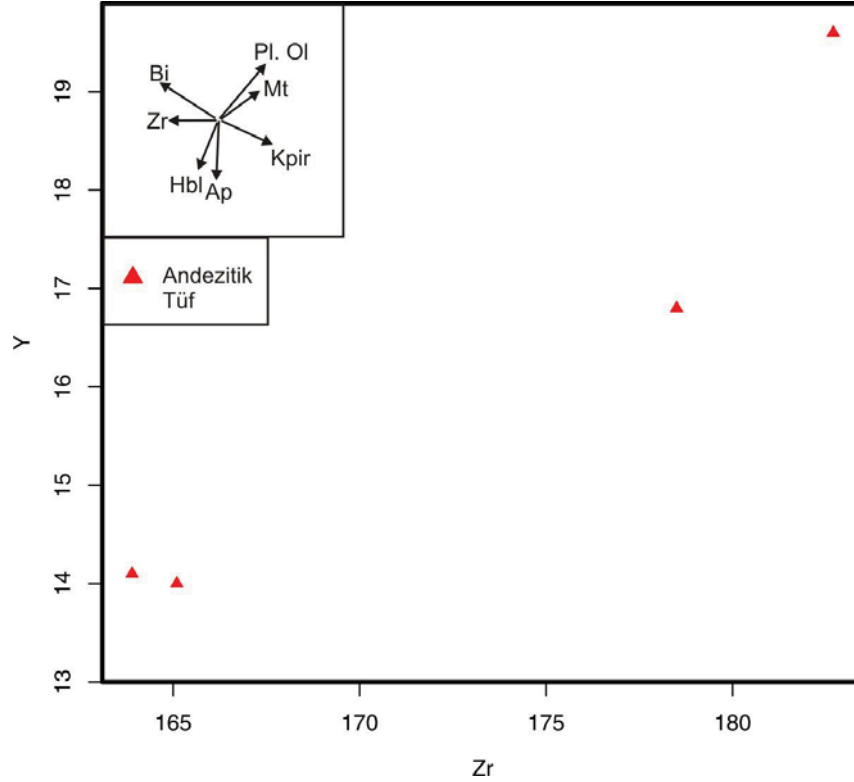
Andezitik tüf örneklerinde, artan SiO₂ değerine karşın Ba ve Rb gibi elementlerin pozitif korelasyon vermesi, fraksiyonel kristalleşme süreçlerinde bu elementlerin uyumsuz davranması ile ilgi olabilmektedir. Bunun yanında bu elementlerin artışı, alterasyon ve kabuk bulaşması gibi olaylarla da gerçekleşebilmektedir. SiO₂'ye karşın azalan Sr değeri, plajiyoklaz mineral fraksiyonlaşmasının belirteci olabilmektedir. Tüm andezitik tüf örnekleri için artan SiO₂ değerine karşın azalan Y değeri ise, hornblend fraksiyonlaşmasını işaret edebilmektedir.



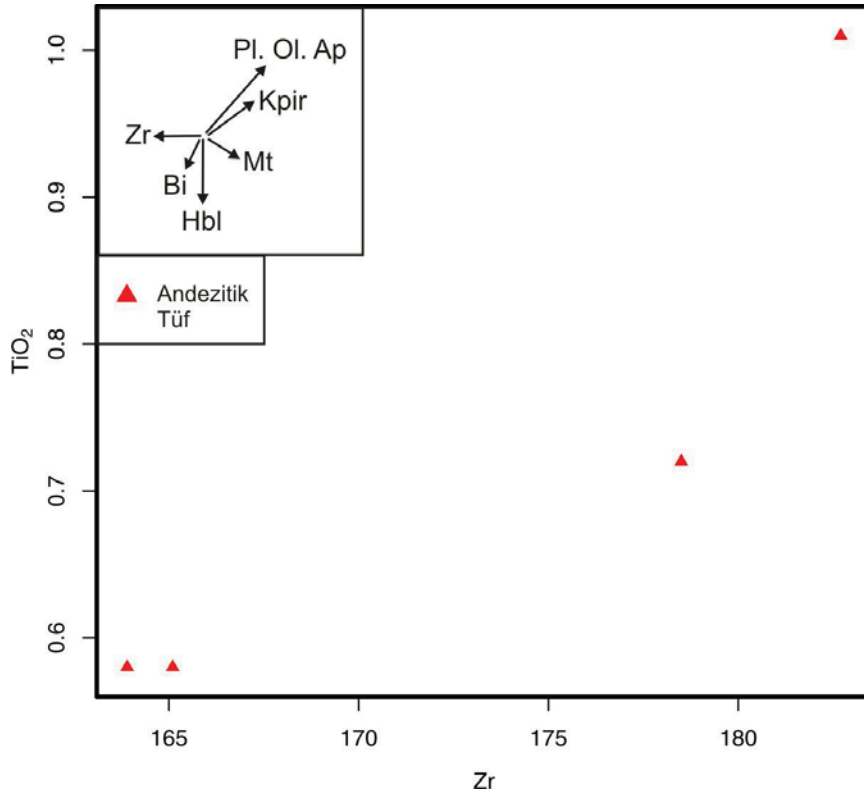
Şekil 3.52. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin SiO₂ (%)'ye karşı seçilmiş iz element (ppm) değişim diyagramları.

Volkanik kayalarda, artan Zr (ppm) miktarına karşın, Y (ppm) ve TiO₂ (%) elementlerinin dağılım desenleri çeşitli mineral fazlarının fraksiyonlaşması hakkında veriler sunmaktadır (Temizel, 2002).

Andezitik tüflerin, Zr'ye karşın Y ve TiO₂ değişim diyagramlarında, örnek seyrekliğine rağmen iyi korelasyonlar fark edilmektedir. Artan Zr elementine karşın, AV76 no'lu örnek haricinde pozitif bir korelasyon gösteren Y elementi, kayaların oluşum sırasında hornblend veya plajiyoklaz fraksiyonlaşmasının etkili olduğunu göstermektedir (Şekil 3.53). Bununla birlikte, artan Zr iz element miktarına karşın artış gösteren TiO₂ ana oksit element miktarı, magmatik gelişim esnasında meydana gelmiş, plajiyoklaz veya biyotit mineral faz fraksiyonlaşmalarını işaret etmektedir (Şekil 3.54).



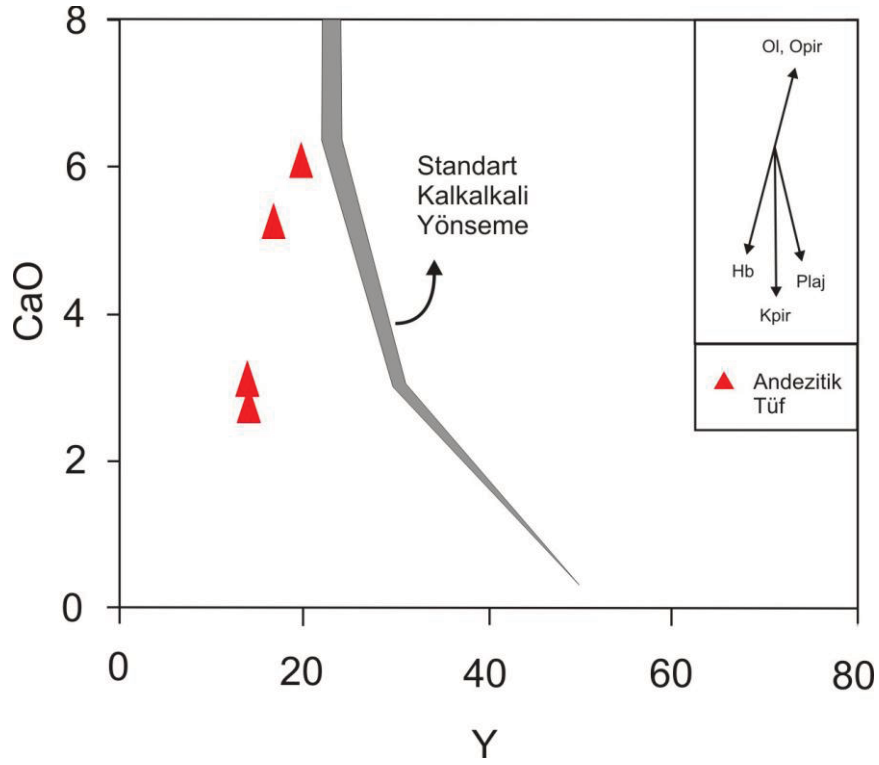
Şekil 3.53. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tüf örneklerinin Zr (ppm)'ye karşın Y (ppm) değişim diyagramı (Temizel, 2002).



Şekil 3.54. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tüf örneklerinin Zr (ppm)'ye karşı TiO₂ (%) değişim diyagramı (Temizel, 2002).

Lambert ve Holland (1974), standart kalkalkali yönsemesini dikkate alarak Y iz element (ppm) içeriğini CaO ana oksit element (%) içeriği ile karşılaştırarak, Y fakirleşmesine göre L-tipi ve J-tipi yönsemeler tanımlamışlardır. Araştırmacılar, bu tip yönsemelerin, çeşitli mineral fazlarının fraksiyonlaşmasına dair bir belirteç niteliği taşıdıklarını belirtmişlerdir. L-tipi yönsemenin, plajiyoklaz+klinopiroksen kontrollü fraksiyonel kristalleşmeyi, J-tipi yönsemenin ise hornblend+klinopiroksen kontrollü fraksiyonel kristalleşmeyi işaret ettiği araştırmacılarca vurgulanmıştır.

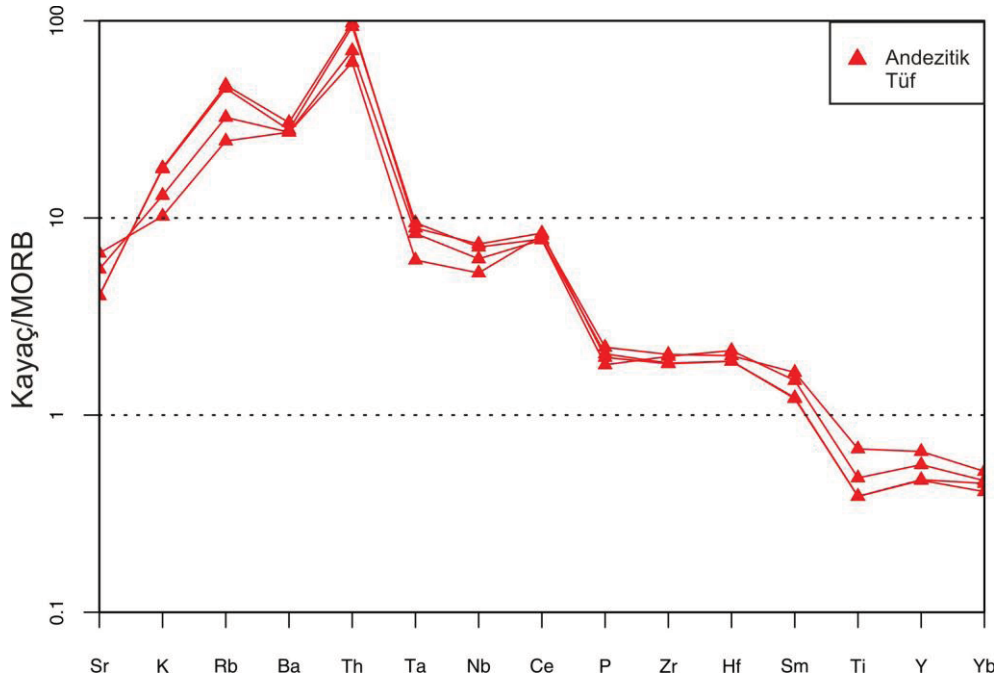
Tümü ile kalkalkalen jeokimyasal karakterli andezitik tüf örnekleri, standart kalkalkali yönsemesi ile ayrılan, Y iz elementine (ppm) karşın CaO ana oksit elementin (%) dağılımları ile oluşturulan diyagramda incelenmiştir (Şekil 3.55). Bu diyagrama göre, andezitik tüf örneklerinin, örnek azlığına rağmen, J-tipi bir yönseme gösterdikleri görülmektedir. Bu durumda andezitik tüf örneklerinin oluşumunda, hornblend kontrollü bir fraksiyonlaşma olayının geliştiği anlaşılmaktadır.



Şekil 3.55. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tüf örneklerinin Y (ppm)'ye karşı CaO (%) değişim diyagramı (Lambert ve Holland, 1974).

Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tüf örnekleri, MORB' a göre normalize edilmiş örümcek diyagramda incelenmiştir (Şekil 3.56). Andezitik tüf örneklerinin, MORB' a göre iri katyonlu litofil elementler (Sr, K, Rb, Ba ve Th) bakımından bariz bir zenginleşme gösterdikleri, Ti, Y ve Yb elementleri açısından ise fakirleşme gösterdikleri gözlenmiştir. Diyagramda, Ti elementinin bariz bir şekilde negatif anomali göstermesi, Fe-Ti oksitlerin fraksiyonlaşma süreçleri ile ilgilidir. Nb ve Ta elementlerinin kısmen negatif anomali deseni sunmaları ise, olası bir yitim zonu etkenleri ile ilişkilendirilebilir.

Andezitik tüf örneklerinin Pearce (1983) tarafından MORB'a normalize edilmiş örümcek diyagramda sundukları desenleri, bütün olarak incelemek gerekirse; iri katyonlu litofil elementlerin (Sr, K, Rb, Ba ve Th), yüksek alan enerjili elementlere (Ta, Nb, Ce, Zr, Hf ve Sm) nazaran bir zenginleşme trendi sundukları fark edilmektedir. Bu durum, Pearce (1983)'ün belirttiği, yitim esnasında, iri katyonlu litofil elementlerin, kolayca manto kamasına transfer olmaları ve yüksek alan enerjili elementlerin ise yiten dilimde alıkonulmaları ile ilişkilendirilebilir.

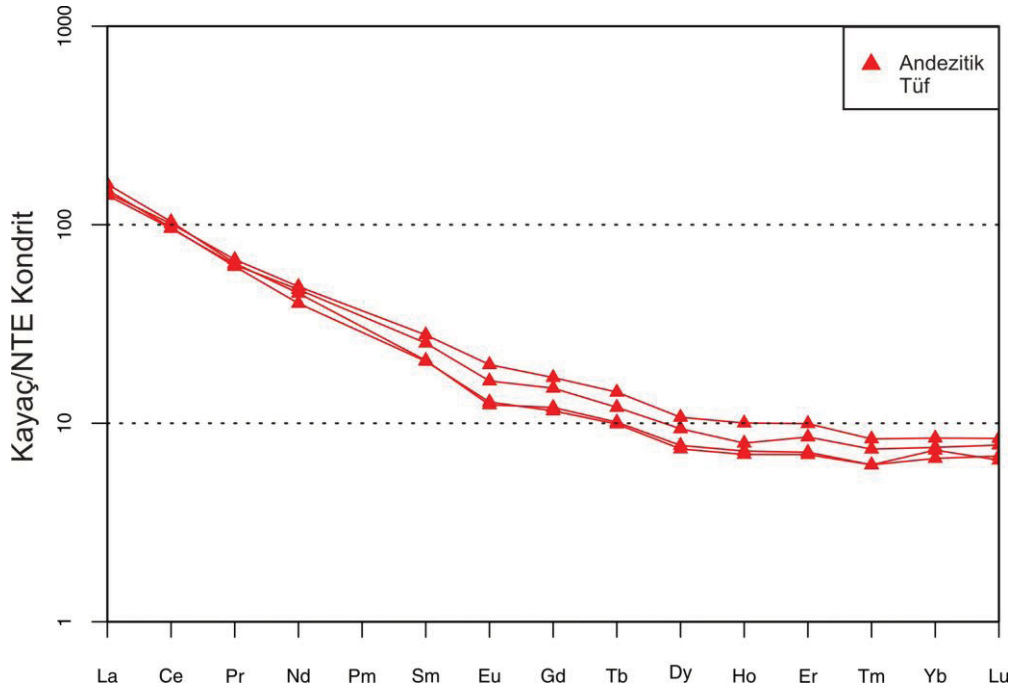


Şekil 3.56. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Pearce, 1983).

3.3.2.2. Nadir Toprak Elementler

Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin, Nadir Toprak Element (NTE) içeriklerinin dağılımları, Kondrite normalize edilmiş örümcek diyagramda incelenmiştir (Şekil 3.57). Bu dağılım desenlerine göre, Hafif Nadir Toprak Elementleri (HNTE)'nin Ağır Nadir Toprak Element (ANTE)'lere göre bariz bir şekilde zenginleştiği görülmektedir. Diyagramdaki, hafif konkav dağılım deseni de, andezitik tuf örneklerinin gelişimi sırasında, hornblend mineral fazı fraksiyonlaşmasını desteklemektedir.

Andezitik tuf örneklerinde, ana oksit ve iz element jeokimyasal davranışlarında rastlanılan plajiyoklaz mineral kontrollü fraksiyonlaşma izlerine, NTE dağılım desenlerinde de rastlanılmıştır. Plajiyoklaz fraksiyonlaşmasının belirteci niteliğindeki Eu negatif anomalisi, andezitik tüflerin NTE dağılım desenlerinde çok az belirgin şekilde görülmektedir.



Şekil 3.57. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin Kondrite'e göre normalize edilmiş NTE desenleri (Boynton, 1984).

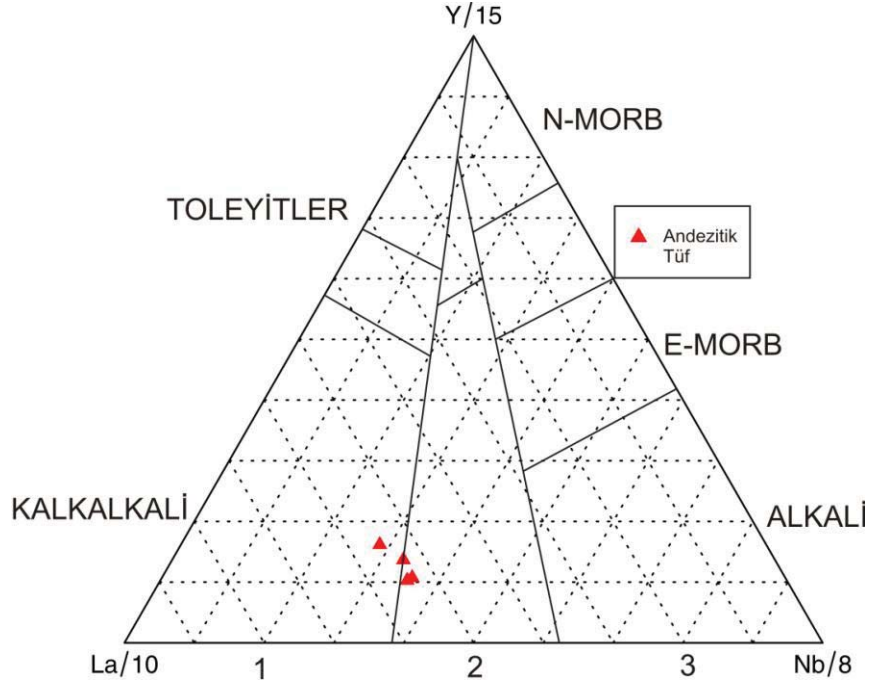
3.3.2.3. Jeotektonik Ortam

Tümü ile kalkalkalen jeokimyasal karakterli olan Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tuf örneklerinin jeotektonik ortamlarının belirlenmesi amacı ile La/10-Y/15-Nb/8 element parametrelerinden oluşturulan, Cabanis ve Lecolle (1989) diyagramından yararlanılmıştır. Diyagram, özellikle kalkalkalen kayaçların jeotektonik ortamlarının belirlenmesinde başarılı veriler sunmaktadır. Andezitik tuf örnekleri, diyagramda orojenik bölge ve kıtasal kabuk etkileri gösteren geç (post) orojenik bölge alanlarına düşmektedir. Bu sonuca göre, andezitik tuf örneklerinin oluşumunda dalma-batma süreçlerinin de etkin olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 3.58).

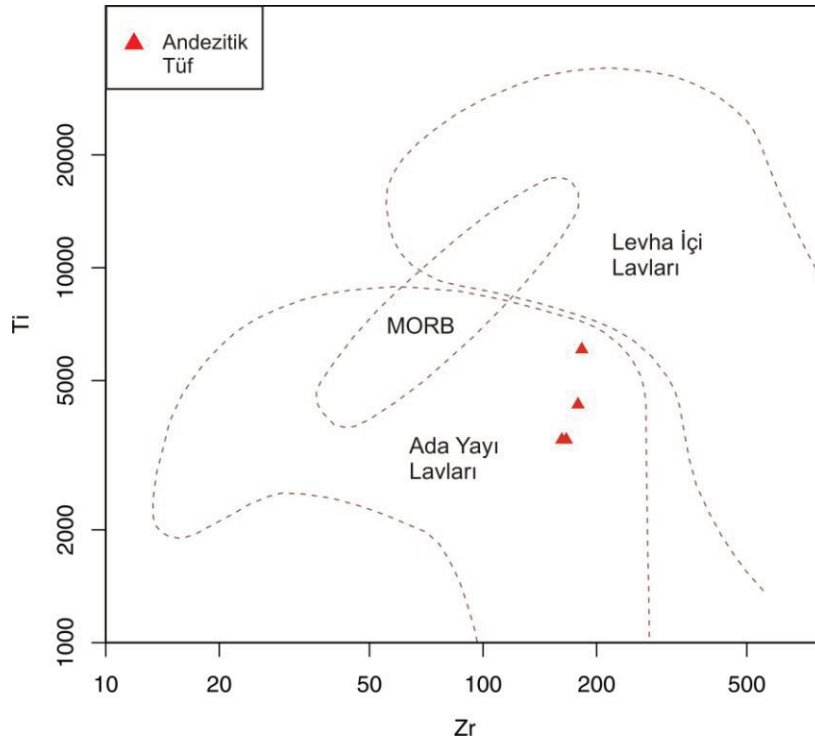
Andezitik tuf örneklerinin, Pearce (1982) tarafından önerilen, Zr-Ti jeotektonik diyagramındaki dağılımlarını incelemek gerekirse; örneklerinin tümünün ada yayı lavları alanında kümelenedikleri görülmektedir. Bu diyagramda elde edilen veriler, Cabanis ve Lecolle (1989)'ye ait La/10-Y/15-Nb/8 diyagramında elde edilen verileri destekler niteliktedir (Şekil 3.59).

Andezitik tuf örneklerinin, jeotektonik ortam değerlendirmeleri ve ana oksit, iz ve nadir toprak element davranışları uyumludur. Bu durumda, andezitik tuf örneklerinin, dalan bir

dilimin etkisi ile türemiş ve oluşumlarında muhtemel bir kabuksal kirlenmeye maruz kalmış olma olasılıkları eldeki veriler ışığında güçlenmektedir.



Şekil 3. 58. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tüf örnekleri için La/10-Y/15-Nb/8 jeotektonik ayırtman diyagramı (Cabanis ve Lecolle, 1989). 1) orojenik bölge. 2) Kıtasal kabuk etkileri gösteren geç-post orojenik bölge.



Şekil 3. 59. Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tüf örnekleri için Zr-Ti jeotektonik ayırtman diyagramı (Pearce, 1982).

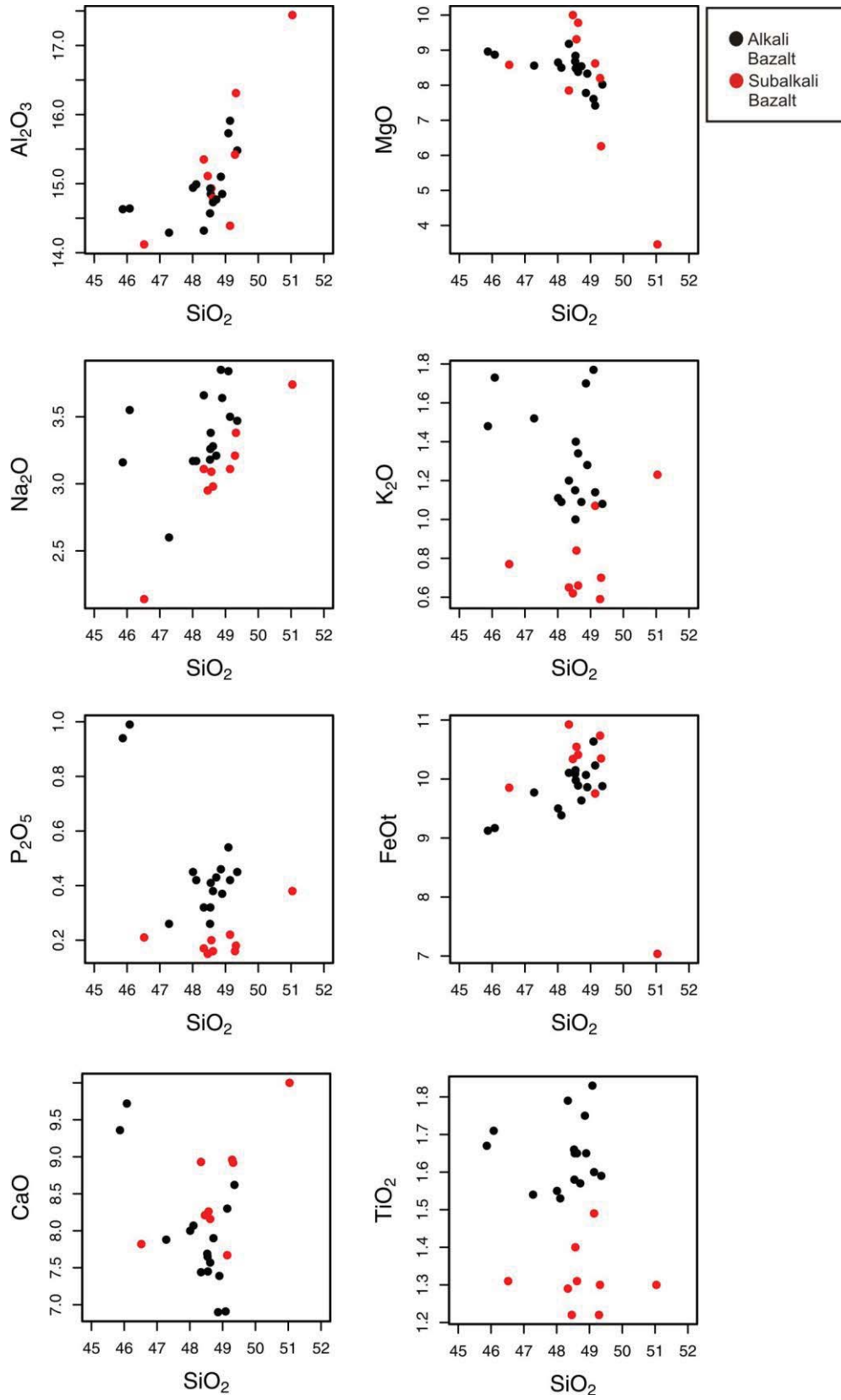
3.3.3. Solhan Volkanitleri'ne Ait Bazaltlar

Çalışmanın asıl konusunu oluşturan Solhan Volkanitleri'ne ait lav akıntılarının tümü ile bazalttan oluştukları ve bunların çoğunlukla alkali bileşimde oldukları daha önceki bölümlerde belirtilmişti. Bu bağlamda, bazaltların, jeokimyasal ve jeotektonik özellikleri, ana oksit-iz, nadir toprak element parametreleri ile oluşturulan çeşitli diyagramlar aracılığı ile ortaya koyulmaya çalışılmıştır.

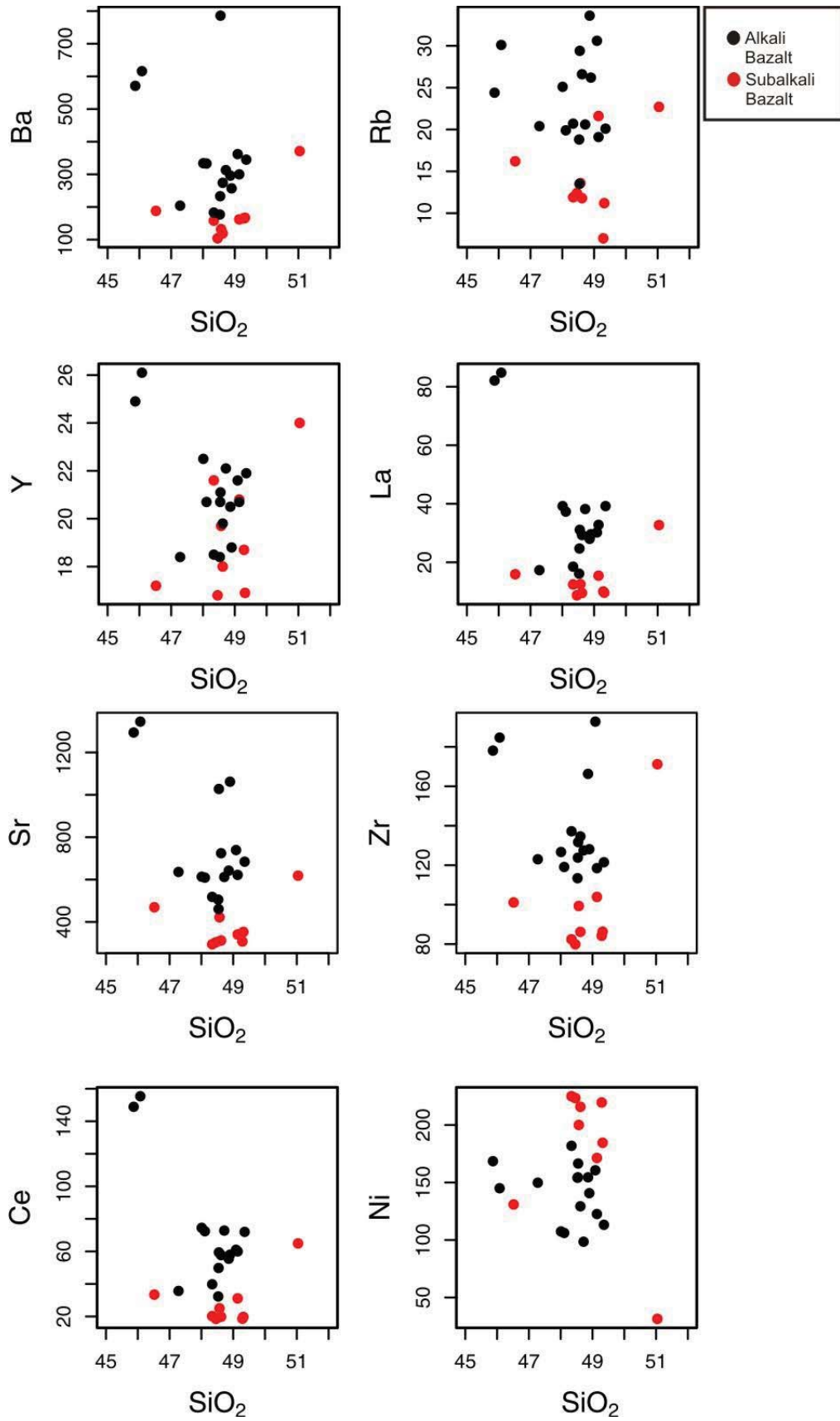
3.3.3.1. Ana Oksit ve İz Elementler

Bazaltların ana oksit elementlerdeki değişim aralıklarına değinmek gerekirse; SiO₂ % 45.87-51.04, Al₂O₃ %14.12-17.44, Fe₂O₃ %7.82-11.93, MgO %3.46-10.00, CaO %6.90-10.00, Na₂O % 2.14-3.85, K₂O % 0,59-1.77, TiO₂ % 1.22-1.83, P₂O₅ % 0.15-0.99, MnO % 0.13-0.16, Cr₂O₃ % 0.029-0.052 değerleri arasındadır.

Bazaltlara ait SiO₂ (%) değerlerinin diğer ana oksit elementlerle (%) ve iz elementlerle (ppm) karşılaştırıldıkları Harker Diyagramları'nda belirgin bir fraksiyonlaşma trendi gözlenmemektedir. Bu durum olasılıkla magma odasında yer alan magmanın, bütünsel bir fraksiyonlaşmaya izin verecek sürede beklememesi veya magmanın denge durumunda olması gibi etkenler ile ilgilidir. Buna karşın, bazı ana oksit elementlerde ve iz elementlerde hafif yönsemelerin varlığı tespit edilmiştir. Artan SiO₂'ye karşın hafifçe pozitif korelasyon gösteren Al₂O₃, bazaltik kayalarda plajiyoklaz birikimini işaret edebilmektedir. Artan SiO₂ miktarına karşın azalma gösteren CaO, MgO ve Ni miktarları ise, olivin ve klinopiroksen fraksiyonlaşmaları ile ilgili olabilmektedir (Şekil 3.60 ve Şekil 3.61).



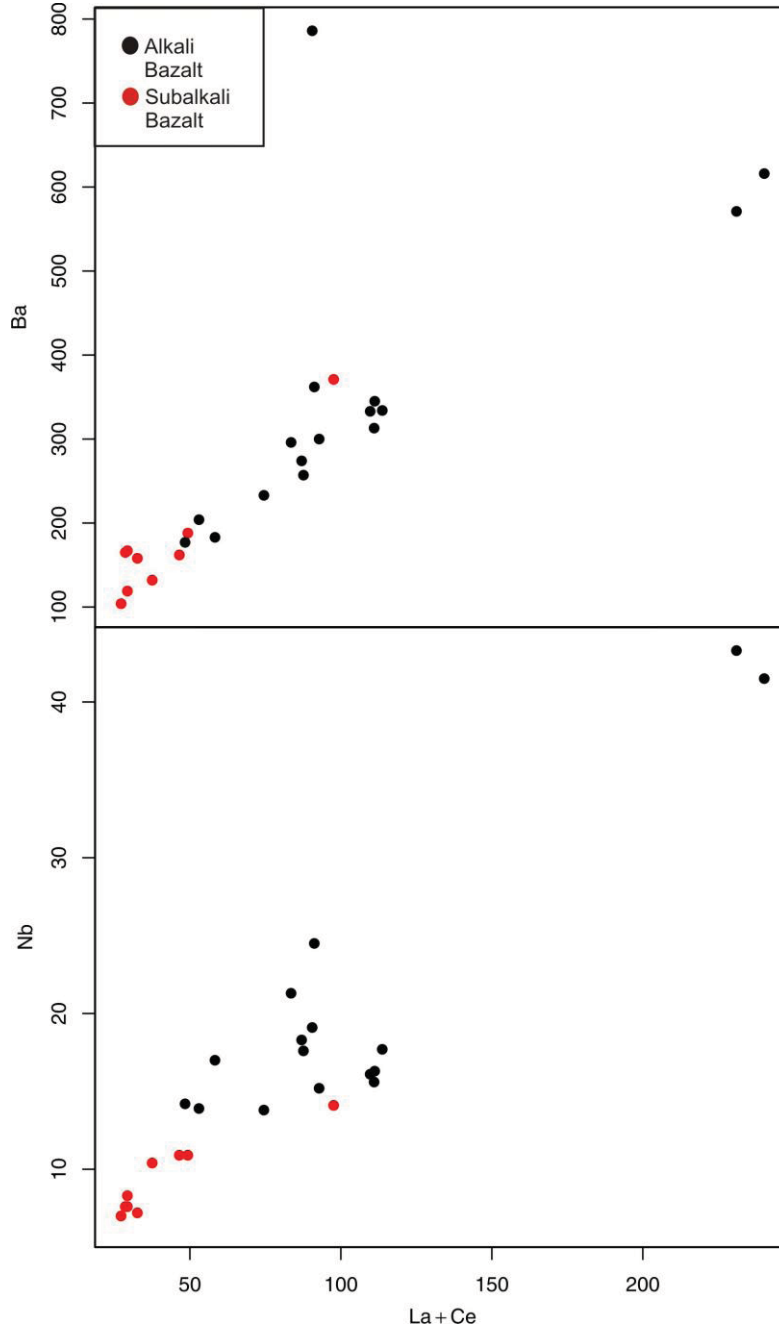
Şekil 3.60. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin SiO₂ (%)'ye karşı seçilmiş ana oksit (%) değişim diyagramları.



Şekil 3.61. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin SiO₂ (%)'ye karşı seçilmiş iz element (ppm) değişim diyagramları.

Innocenti vd. (1980), La+Ce'ye karşın Ba ve Nb iz element (ppm) dağılımlarının, orjinden geçen pozitif bir korelasyon sunmasının, değişimi gözlenen kayaçlar için ortak bir magma kaynağına işaret edebileceğini belirtmişlerdir.

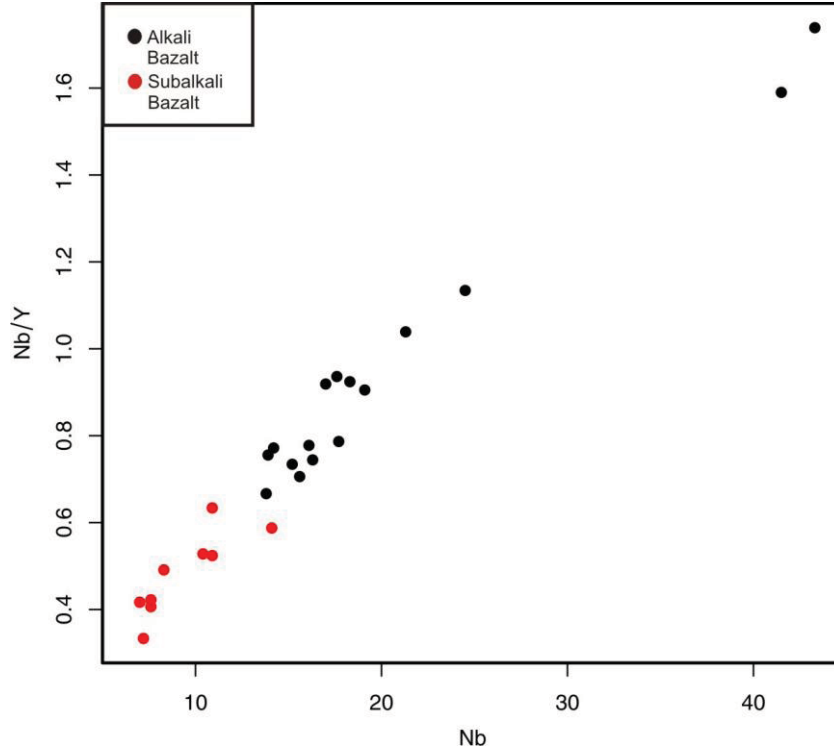
Bazalt örnekleri, La+Ce'ye karşın Ba ve Nb iz element (ppm) dağılımlarının incelendiği diyagramlara göre; Ba'ca zenginleşme gösteren AV24 no'lu örnek dışında, orjinden geçen pozitif bir korelasyon göstermektedirler. Bu durumda söz konusu volkanik kayaçların tümünün aynı kaynaktan türemiş oldukları düşünülebilir (Şekil 3.62).



Şekil 3.62. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin La+Ce (ppm)'ye karşın Ba (ppm) ve Nb (ppm) değişim diyagramı (Innocenti vd., 1980).

Innocenti vd. (1980), Nb'ye karşın Nb/Y iz element (ppm) dağılımları ile oluşturulacak bir diyagramda, incelenen volkanik kayaların, fraksiyonel kristalleşme kontrolü ile gelişmesine bağlı, Nb/Y oranının sabit kalmasının bekleneceğini vurgulamıştır. Bunun aksine diyagramda, artan bir Nb-Nb/Y pozitif korelasyonun ise kısmi ergime trendini işaret edeceğini belirtmiştir

Çalışma sahasında yer alan bazalt örneklerinin Nb-Nb/Y iz element (ppm) dağılımlarının incelendiği diyagramda; orjinden geçen pozitif bir korelasyon görülmektedir. Bu durumda, magma kaynağının fraksiyonel kristalleşmeden çok kısmi ergime olgusuna maruz kaldığı söylenebilir. (Şekil 3.63).



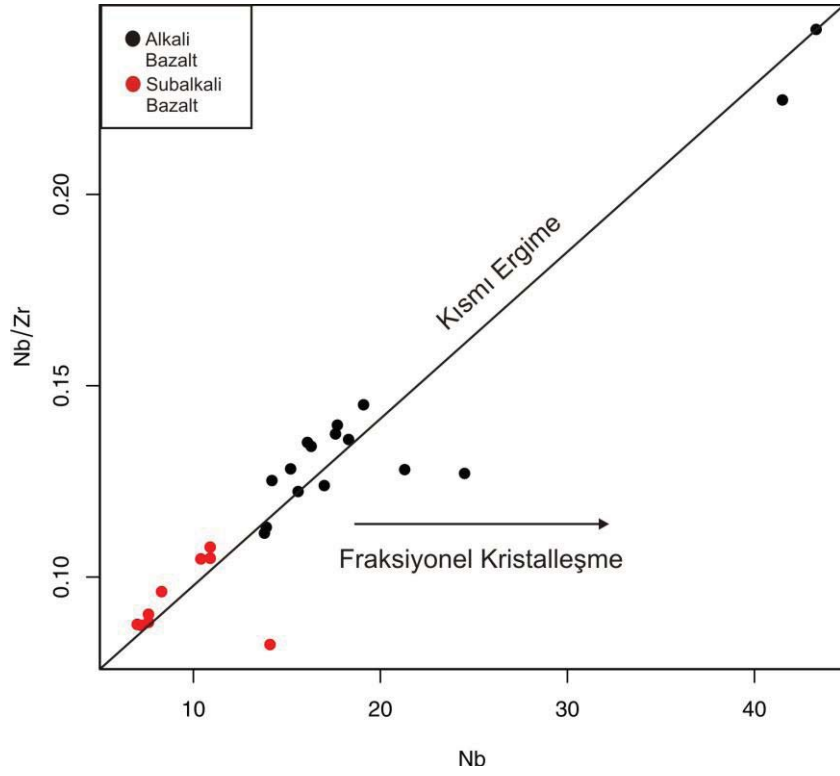
Şekil 3.63. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin Nb (ppm)'ye karşın Nb/Y (ppm) değişim diyagramı (Innocenti vd., 1980).

Altunkaynak ve Dilek (2007), volkanik kayaların oluşumunda, kısmi ergime ve fraksiyonel kristalleşme olaylarının etkilerinin belirlenmesi amacı ile Nb iz element miktarına (ppm) karşın Nb/Zr iz element oranının (ppm) dağılımını, ikili bir diyagram aracılığı ile incelemiştir. Araştırmacılar, Nb-Nb/Zr pozitif korelasyonunun kısmi ergime etkisine, yatay bir trendin ise fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin etkisine dair bir belirteç olacağını belirtmişlerdir.

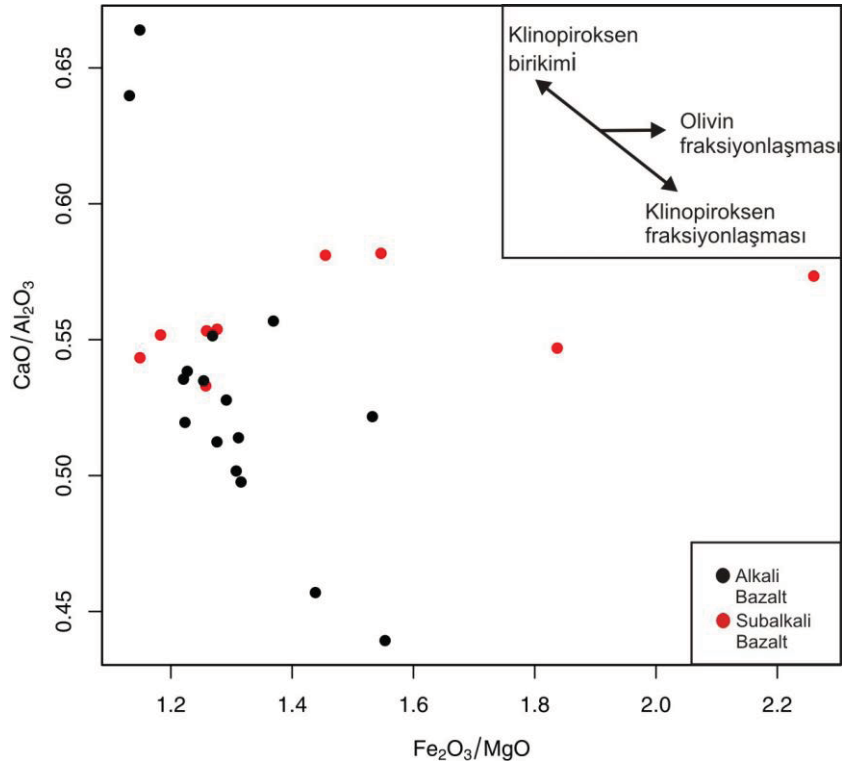
Çalışma sahasına ait bazalt örneklerinin, Nb'ye karşın Nb/Zr iz element (ppm) dağılımlarının incelendiği diyagramda, magmanın gelişiminin sırasında fraksiyonel kristalleşmenin etkin olmadığı, bunu yanında düşük kısmi ergime süreçlerinin rol oynadığı gözlenmektedir. Bu durum, yukarıda gösterilen, Innocenti vd. (1980) tarafından önerilen Nb-Nb/Y iz element değişim diyagramlarında elde edilen sonuçları destekler niteliktedir. Diyagramda AV22 no'lu subalkalen örneğin ve AV2 ve AV49 no'lu alkalen örneklerin orjinden saptıkları görülmektedir (Şekil 3.64).

Volkanik kayaçlarda, Fe_2O_3/MgO 'ye karşın CaO/Al_2O_3 ana oksit element (%) dağılımları ile oluşturulacak bir diyagramda, magma gelişim süreçleri içerisindeki olivin ve klinopiroksen mineral fraksiyonlaşmasının etkisini görmek mümkündür. Aynı yöntemle, volkanik kayaçlarda, $CaO/Na_2O-Al_2O_3$ içerik (%) karşılaştırılması ile de klinopiroksen fraksiyonlaşması/birikimi ve plajiyoklaz fraksiyonlaşması/birikimi etkilerini görmek mümkün olabilmektedir (Asan, 2007).

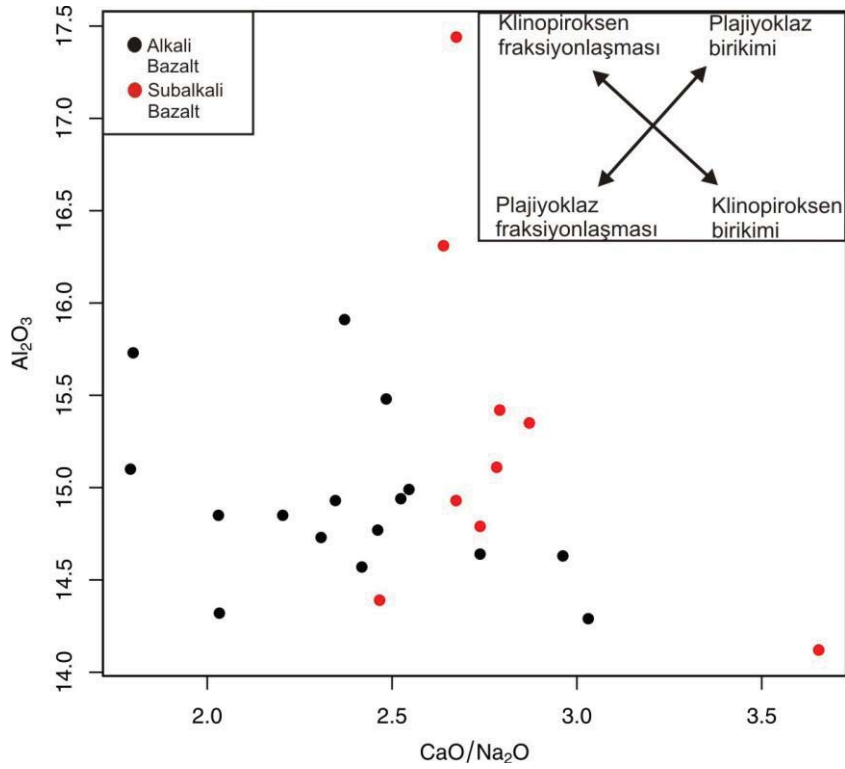
Çalışma sahasında yer alan bazalt örneklerinin, Fe_2O_3/MgO 'ye karşın CaO/Al_2O_3 ana oksit element (%) dağılımlarının incelendiği diyagramda, özellikle alkalen bazalt örneklerinde, klinopiroksen fraksiyonlaşmasının etkisini gösteren bir dağılım söz konusu iken, subalkalen bazalt örneklerinde ise kısmen olivin fraksiyonlaşmasının etkisi görülmektedir. Bununla birlikte, CaO/Na_2O (%) oranına karşın Al_2O_3 (%) içeriği ile oluşturulan diyagramda, alkalen bazaltlarda klinopiroksen fraksiyonlaşması/birikimi, subalkalen kayaçlarda ise kısmen plajiyoklaz fraksiyonlaşması/birikimi etkileri görülmektedir (Şekil 3.65 ve Şekil 3.66).



Şekil 3.64. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin Nb (ppm)'ye karşı Nb/Zr (ppm) değişim diyagramı (Altunkaynak ve Dilek, 1980).



Şekil 3.65. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin Fe_2O_3/MgO (%)'ya karşı CaO/Al_2O_3 (%) değişim diyagramı (Asan, 2007).

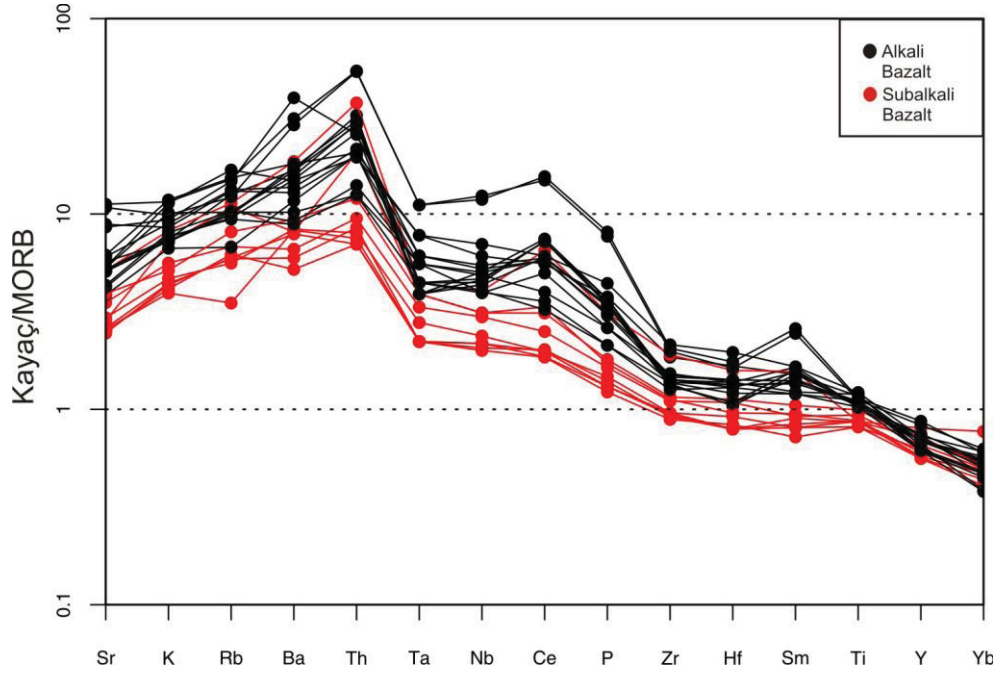


Şekil 3.66. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin CaO/Na₂O (%)'ya karşı Al₂O₃ (%) değişim diyagramı (Asan, 2007).

Çalışma sahasına ait bazalt örneklerinin iz element dağılımları, Pearce (1983) tarafından önerilen, MORB'a göre normleştirilmiş örümcek diyagramda incelenmiştir (Şekil 3.67). Bazalt örneklerinin diyagram üzerinde gösterdikleri birliktelik trendi, söz konusu örneklerin tümünün aynı kaynaktan türediklerini göstermektedir. Ayrıca tüm örneklerin, Sr, K, Rb, Ba gibi uyumsuz elementler açısından bariz bir zenginleşme gösterdikleri gözlenmektedir. Bazalt örneklerinin çoğunun alkalin bir jeokimyasal karaktere sahip oldukları düşünüldüğünde, söz konusunu bu trendin, olasılıkla, manto kaynağının uyumsuz elementler açısından zenginleşmiş olmasından veya düşük dereceli kısmi ergime süreçlerinin etkin olmasından kaynaklanabileceği söylenebilir.

Gill (2010), aynı kaynaktan türeyen alkalin karakterli bazaltik kayalar için; düşük dereceli kısmi ergime ile ilk oluşan ergiyiğin, daha sonra oluşan ergiyiklere göre uyumsuz elementler açısından daha zengin olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı, ilk ergimenin başladığı anda uyumsuz elementlerin küçük ergiyik ceplerine akın etmesi ile az miktardaki ergiyiğin uyumsuz element konsantrasyonlarının yükseleceğini, daha sonra ergime derecesinin ve miktarının artması ile doğal olarak genişleyen ergiyik ceplerinin uyumsuz element konsantrasyonlarının düşeceğini vurgulamıştır. Çalışma sahasına ait olan bazalt

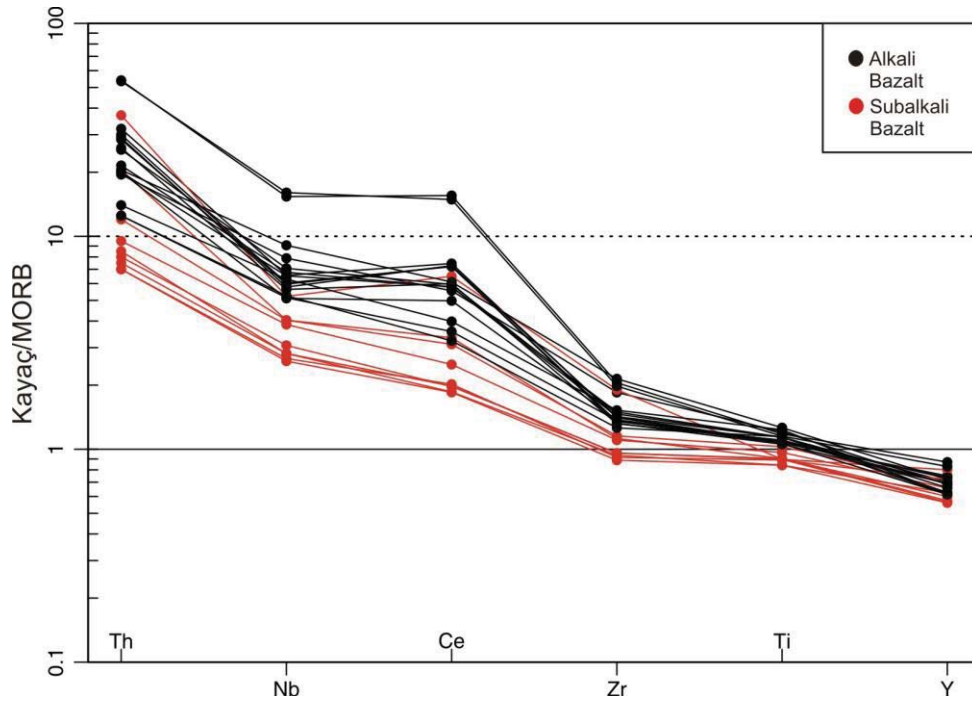
örnekleri arasında, alkalin karakterli olanların subalkalen karakterli olanlara nazaran daha yüksek uyumsuz element içeriklerine sahip olmaları, Gill (2010) tarafından yapılan önermeye uymaktadır. Bu durumda, düşük dereceli kısmi ergime başlangıcında, aynı kaynaktan ilk olarak alkalin karakterli bazaltların daha sonra ise subalkalen karakterli bazaltların türedikleri söylenebilir.



Şekil 3.67. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Pearce, 1983).

Bazalt örneklerinin, uyumsuz iz element değişimleri, Pearce (1996)'in MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramında incelenmiştir (Şekil 3.68). Bu diyagrama göre, Fe-Ti oksitlerin fraksiyonlaşmasını karakterize eden Ti negatif anomalisine rastlanılmamıştır. Bununla birlikte, diyagramda, Th, Nb, Ce ve Zr'de bir zenginleşme görülüyorken, Ti ve Y 'de neredeyse MORB seviyesinde bir trend gözlenmektedir. Ayrıca, bazalt örneklerinin tümü, çok hafif bir şekilde, genellikle yay magmatizması ürünlerinde gözlenen, Nb negatif anomali göstermektedirler. Şen (2001), alkalin magma oluşumu ile negatif Nb-Ta anomalileri arasında basit bir ilişkinin olmadığını ve böyle bir trendin magmanın oluşum ortamı hakkında net bir belirteç olamayacağını vurgulamıştır. Araştırmacı, bilinenin aksine, negatif Nb-Ta anomalilerinin bazı levha içi alkalin kayalarda görülürken, bazı yitim ile ilişkili alkalin kayalarda ise görülmediğini örneklerle açıklamıştır.

Böylelikle, ana oksit ve iz element verilerinin ışığında, çalışma sahasında yer alan bazaltların jeokimyasal özelliklerinin, yay magmatizması ile ilişkili ürünlerin jeokimyasal özelliklerinden çok, özellikle uyumsuz elementlerle zenginleşmiş, kısmen düşük dereceli bir kısmi ergimeden etkilenmiş levha içi ürünlerin jeokimyasal özelliklerine benzerlik sundukları görülmektedir. Ayrıca, diyagramda, Ti elementinin Y elementine göre anormal bir zenginleşme göstermemesi, iki elementinde MORB seviyesinde bir trend göstermesi, olasılıkla manto kaynağının spinel lertzolitik bir kaynak olabileceğine işaret etmektedir (Asan, 2007; Pearce ve Parkinson,1993).

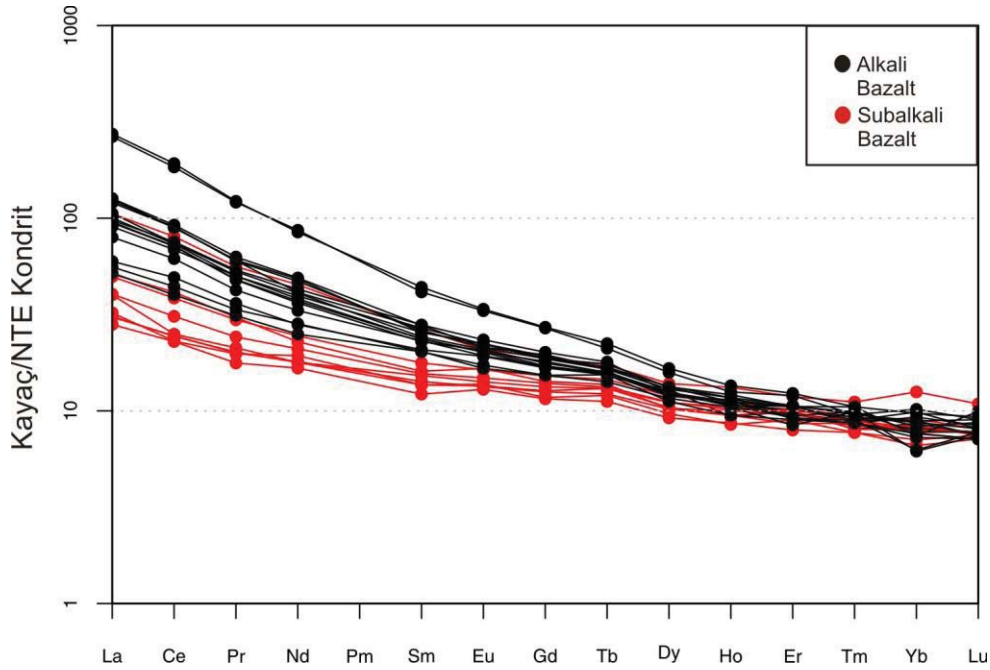


Şekil 3.68. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Pearce, 1996).

3.3.3.2. Nadir Toprak Elementler

Çalışma sahasında bulunan ve çoğunluğu alkaleen olan bazalt örneklerinin, Nadir Toprak Element (NTE) içeriklerinin dağılımları, Kondrite normalize edilmiş örümcek diyagramda incelenmiştir (Şekil 3.69). Bazalt örneklerinin, bu diyagramda gösterdikleri dağılım desenlerine göre, Hafif Nadir Toprak Elementleri (HNTE)'nin Ağır Nadir Toprak Element (ANTE)'lere göre zenginleştiği görülmektedir. Böyle bir dağılım, özellikle çoğunluğu alkaleen jeokimyasal karakterli bazalt örneklerini oluşturan magma kaynağının,

zenginleşmiş bir manto kaynağından türediğini veya bu kayaların düşük dereceli kısmi ergimeler neticesinde oluştuğunu göstermektedir. Diyagramda, NTE desenleri incelendiğinde, Eu elementinin hiç bir örnek için negatif anomali göstermediği görülmüştür. Bu durumda, bazaltların NTE desenleri ve ana oksit element davranışları birlikte değerlendirildiğinde, bu kayaların oluşum sürecinde, plajiyoklaz fraksiyonlaşması süreçlerinin etkin olmadığı, daha çok plajiyoklaz birikiminin etkin olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 3.69. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin Kondrite'e göre normalize edilmiş NTE desenleri (Boynton, 1984).

Shaw (1970), kısmi ergime derecelerinin hesaplanması için, yığın/denge ergimesi (batch/equilibrium melting) ve fraksiyonel ergime (rayleigh/fractional melting) olmak üzere, iki farklı kısmi ergime modellemesi öne sürmüştür. Araştırmacının ileri sürdüğü kısmi ergime modellemeleri;

Yığın/denge ergimesi (batch/equilibrium melting): $C_L/C_0 = 1 / [D_0 + F(1-D_0)]$

Fraksiyonel ergime (rayleigh/fractional melting): $C_L/C_0 = 1/D_0 (1-F) [(1/D_0)-1]$

C_L : Elementin karışım ergiyikteki ortalama konsantrasyonu

C_0 : Elementin ilksel katı kaynak malzemedeki konsantrasyonu

D_0 : Orijinal katı fazların ergime başlamadan önceki toplam ayrımlanma katsayısı

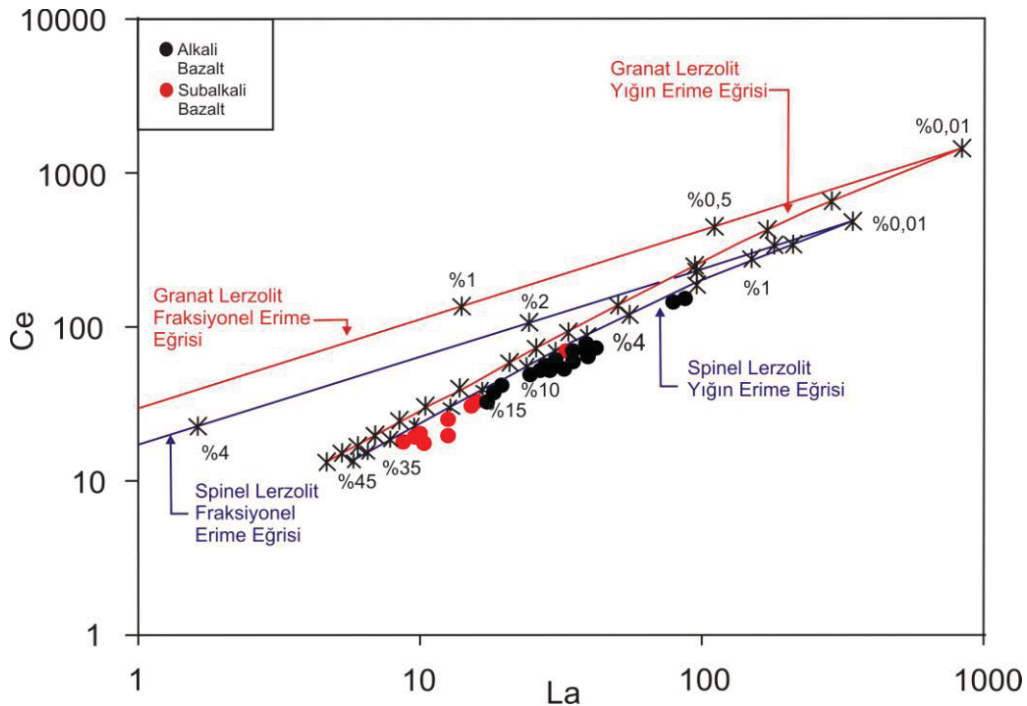
F: Kısmi ergime miktarı (%)

formülasyonları ile hesaplanmaktadır.

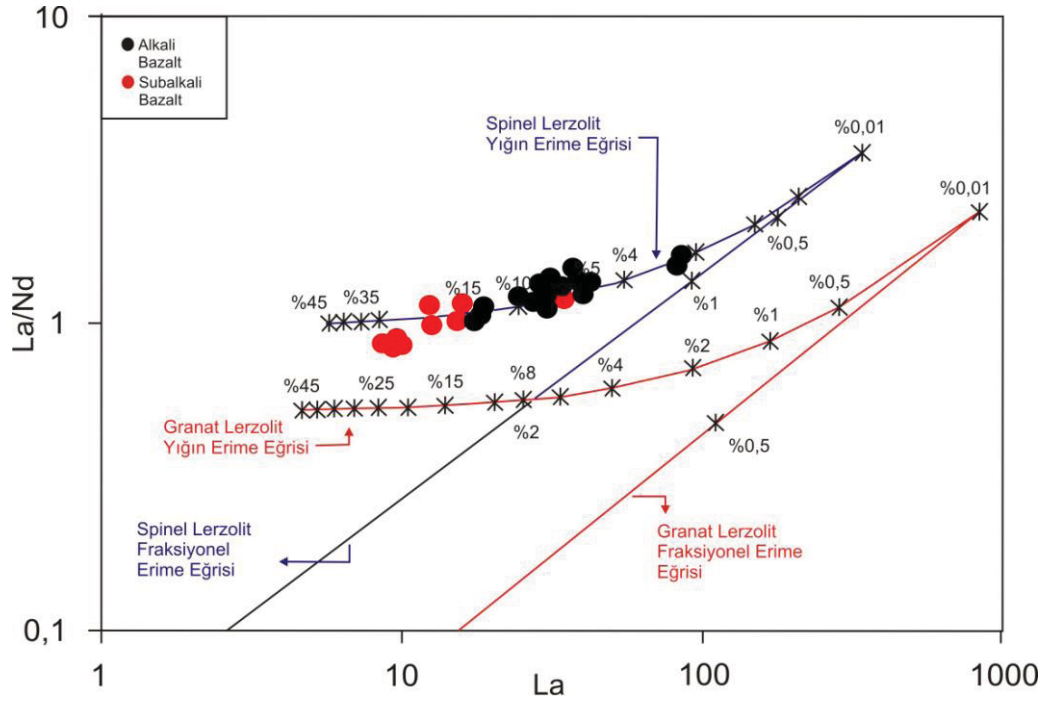
Atakay Gündoğdu (2009), kaynak mantodan kısmi ergime ile oluşan kayaçların köken manto kaynağının ve kısmi ergime derecelerinin belirlenmesi amacı ile Shaw (1970) tarafından önerilen kısmi ergime denklemlerine göre çeşitli diyagramlar oluşturmuştur. Shaw (1970) kısmi ergime denklemleri ile oluşturulan bu diyagramlarda, NTE (La-Ce, La-La/Nd) parametreleri kullanılmıştır.

Çalışma sahasında yayılım sunan bazalt örneklerinin köken manto kaynağının türünün ve kısmi ergime derecelerinin belirlenmesi amacı ile söz konusu bu diyagramlardan yararlanılmıştır (Şekil 3.70 ve Şekil 3.71).

Bu diyagramlara göre, çalışma sahasında yayılım sunan bazalt örneklerinin tümü, sığ derinlikleri temsil eden spinel lerzolitik bir kaynaktan, %5-35'lik bir kısmi ergime derecesi ile türemişlerdir. Alkalin karakterli örnekler, %5-20'lik bir kısmi ergime derecesi ile oluşurken, subalkalin karakterli örnekler ise %20-35'lik bir kısmi ergime derecesi ile oluşmuşlardır. Bu sonuçlar, Wilson (1989) tarafından öne sürülen, alkalin magmanın tüketilmemiş bir manto lerzolitinden < %20'lik bir kısmi ergime ile oluşabileceği fikri ile örtüşmektedir. Ayrıca söz konusu bu sonuçlar, yukarıda ana oksit ve iz element verileri ile öne sürülen yaklaşımları destekler niteliktedir.



Şekil 3.70. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin, Shaw (1970) tarafından önerilen, yığın ve fraksiyonel ergime denklemleri ile oluşturulmuş ergime eğrilerini gösteren La-Ce diyagramı (Atakay Gündoğdu, 2009).



Şekil 3.71. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin, Shaw (1970) tarafından önerilen, yığın ve fraksiyonel ergime denklemleri ile oluşturulmuş ergime eğrilerini gösteren La-La/Nd diyagramı (Atakay Gündoğdu, 2009).

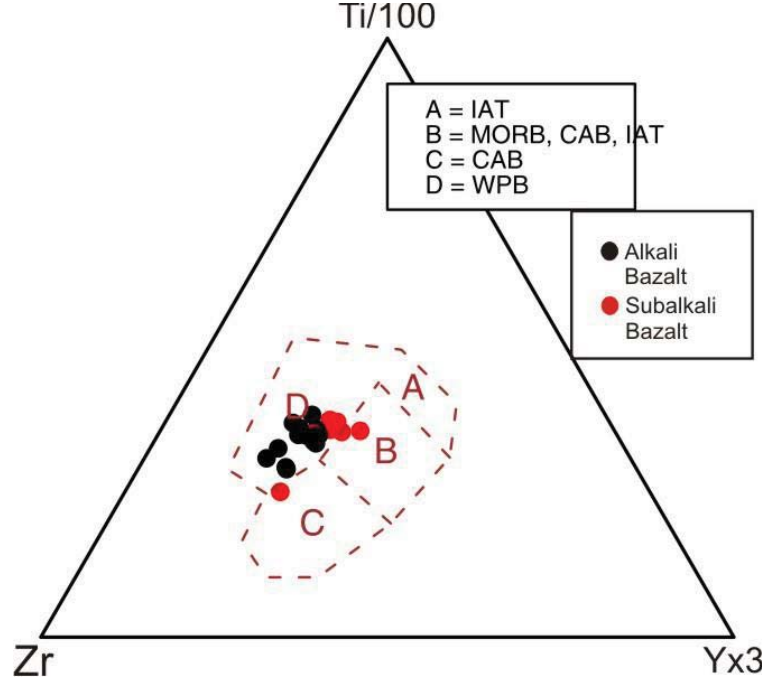
3.3.3.3. Jeotektonik Ortam

Çalışma sahasında bulunan bazalt örneklerinin jeotektonik ortamlarının belirlenmesi amacı ile Ti-Zr-Y element parametrelerinden oluşturulan, Pearce ve Cann (1973) diyagramından yararlanılmıştır. Diyagramda, alkali bazalt örneklerinin tümü, levha içi bazalt alanında (D) yer almaktadır. Bunun yanında subalkali örneklerin de, 3 adet örnek haricinde tümü ile levha içi bazalt alanında yer aldığı görülmektedir. Levha içi bazalt alanı dışında kalan subalkali 3 adet örneğin de, yine levha içi bazalt alanına yönelim sundukları ve sınıra yakın bölgelerde buldukları açıkça fark edilmektedir (Şekil 3.72).

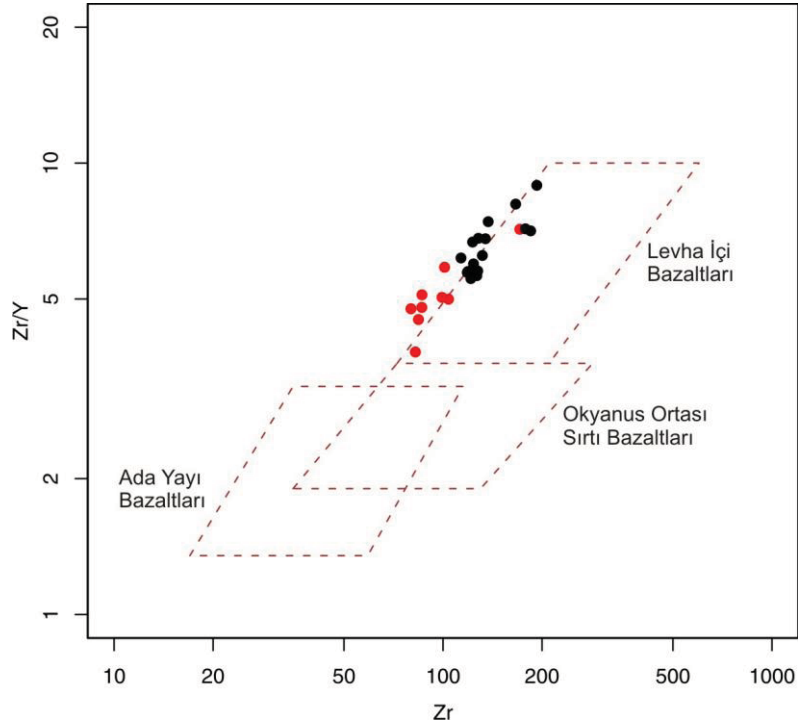
Jeotektonik ortamlarının belirlenmesi amacı ile bazalt örneklerinin dağılım desenleri bir de, Zr'ye karşın Zr/Y oranının baz alındığı, Pearce ve Norry (1979) diyagramında değerlendirilmiştir. Bu değerlendirme sonucu, bazalt örneklerinin tümünün, levha içi bazalt alanı sınırında yoğunlaştıkları görülmektedir (Şekil 3.73).

Bazaltların jeotektonik ortam özelliklerine dair bu sonuçlar, bazaltlara ait iz element parametreleri ile oluşturulmuş, örümcek diyagramlarda elde edilen kaynak öngörülerini

desteklemektedir. Tüm bu değerlendirmeler, çalışma sahasının asıl konusunu oluşturan bazaltların, levha içi ortamlarda gelişmiş bir mekanizma ile türediklerini işaret etmektedir.



Şekil 3.72. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örnekleri için Ti-Zr-Y jeotektonik ayırtman diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). A: Ada yayı bazaltları; B: Okyanus ortası sırtı bazaltları, kalkalkalen bazaltlar, ada yayı bazaltları; C: Kalkalkalen bazaltlar; D: Levha içi bazaltları.



Şekil 3.73. Çalışma alanındaki Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örnekleri için Zr-Zr/Y jeotektonik ayırtman diyagramı (Pearce ve Norry, 1979).

4. SONUÇLAR

“Tunceli Güneyindeki Tersiyer Volkanitlerinin Petrografisi ve Jeokimyası” başlıklı çalışma kapsamında, Elazığ-K42-b2 ve Elazığ-K43-a1 paftaları içerisinde kalan çalışma sahasının 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası yapılarak, jeolojik birimler ayırtlanmıştır. Çalışma sahası içerisinde yaklaşık 100 km²'lik bir alanda yayılım sunan volkanik birimin sahasal, petrografik ve jeokimyasal özellikleri belirlenmiştir. Bu bağlamda, çalışma kapsamında elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibidir;

1. Çalışma sahasında bulunan litolojik birimler, yaşlıdan gence doğru; Keban Metamorfikleri (Permo-Karbonifer), Kırkgeçit Formasyonu (Üst Eosen-Oligosen), Çaybağı Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen?), Solhan Volkanitleri (Üst Miyosen-Pliyosen) ve Alüvyon (Kuvaterner) birimlerinden oluşmaktadır.
2. Çalışma sahasında yayılım sunan volkanitler, Çaybağı Formasyonu içerisinde yer alan tuf seviyelerinden, Solhan Volkanitleri'ne ait lav akıntularından ve sınırlı alanda görülen aglomeralardan oluşmaktadır. Çalışmanın asıl konusunu, Solhan Volkanitleri bünyesindeki lav akıntıları oluşturmaktadır. Lav akıntılarının yanı sıra, bölgedeki volkanizmanın sahasal, petrografik ve jeokimyasal karakterinin anlaşılması amacı ile yer yer lav akıntılarının altında, Çaybağı Formasyonuna ait tuf seviyelerinin de petrografik ve jeokimyasal özellikleri belirlenmiştir.
3. Çaybağı Formasyonu içerisinde yer alan tuf seviyeleri, çalışma sahasında, genellikle marn seviyeleri ile ardalanmalı olarak yer almaktadır. Tüfler, genel olarak, ince tabakalar şeklinde, bej renkli ve yer yer breşik yapıda bulunurlar.
4. Yapılan petrografik ve jeokimyasal çalışmalar neticesinde, tuf seviyelerinin tümü ile andezitik bileşimli oldukları belirlenmiştir.
5. Andezitik tuf örnekleri üzerinde yapılan ayrıntılı petrografik çalışmalar sonucunda, bu tüflerin genel olarak, camsı hamur malzemesi içerisinde düzensiz dağılımlı plajiyoklaz, amfibol ve biyotit fenokristallerinden oluştukları görülmektedir.
6. Alkali-silis diyagramı ve AFM diyagramı ile yapılan jeokimyasal değerlendirmeler neticesinde, andezitik tuf örneklerinin tümünün subalkalen-kalkalkalen jeokimyasal karakterli oldukları belirlenmiştir.

7. Ana oksit ve iz element parametreleri ile oluşturulan ikili diyagramlar aracılığı ile andezitik tüflerin oluşumunda, magmatik farklılaşmanın fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin etkin olduğu görülmektedir. Bunun yanında, fraksiyonel kristalleşmede, plajiyoklaz, hornblend, biyotit ve manyetit mineral faz fraksiyonlaşmalarının rol oynadığı, ek olarak apatit birikmesinin de meydana geldiği belirlenmiştir.
8. Andezitik tüflere ait iz element parametreleri ile irdelenen örümcek diyagram desenlerinde, andezitik tüflerin oluşumunda yiten dilim etkileri görülmektedir. Andezitik tüflerin jeotektonik ortamlarının belirlenmesi amacı ile yapılan değerlendirmeler sonucunda, oluşumlarında dalma-batma süreçlerinin etkin olduğu ve yay magmatizması özellikleri taşıdıkları saptanmıştır.
9. Çalışmanın asıl konusunu teşkil eden Solhan Volkanitleri'ne ait lav akıntıları olasılıkla Beydamı köyü civarında elips şeklinde bir çıkış merkezi aracılığı ile topoğrafyaya yayılım sunmuşlardır. Bu yayılım ile birlikte, çalışma kapsamında olan volkanik kayalar, Solhan Volkanitleri'nin en batı uçlarından birini teşkil etme niteliğini kazanmıştır.
10. Yapılan petrografik ve jeokimyasal çalışmalar neticesinde, lav akıntılarının tümü ile bazalttan meydana geldikleri belirlenmiştir
11. Bazaltlar, sahada hem veziküler hem de masif yapıda araldanmalı olarak bulunmaktadır.
12. Bazaltlar üzerinde yapılan ayrıntılı petrografik çalışmalarda, söz konusu kayaların genel olarak, plajiyoklaz, olivin, klinopiroksen ve az oranda nefelin gibi ana minerallerden ve manyetit gibi opak mineraller, kalsit ve olivinden dönüşmüş serpantin gibi ikincil minerallerden oluştuğu belirlenmiştir. Olivin mineralinin tüm bazaltlarda yaygın olmasından dolayı, bazaltlar, olivinli bazalt olarak nitelendirilebilir.
13. Alkali-silis diyagramı ile yapılan jeokimyasal değerlendirmeler neticesinde, bazaltların çoğunun alkalin, bir kısmının ise kalkalkalen-toleyitik geçiş jeokimyasal karakterde oldukları anlaşılmıştır.

14. Bazaltlara ait ana oksit ve iz element parametrelerinin ikili diyagramlardaki dağılım desenlerinin incelenmesi sonucunda, bazaltların tümünün aynı kaynaktan türedikleri ve oluşumlarında fraksiyonel kristalleşme olayından çok kısmi ergime süreçlerinin etkileri gözlenmektedir. Buna karşın, bazı iz element parametrelerinin kullanılması ile oluşturulan ikili diyagramlarda, bazaltların oluşumunda, olivin ve klinopiroksen mineral faz fraksiyonlaşmasının etkileri de görülmektedir.
15. İz element parametreleri ile irdelenen örümcek diyagram desenlerinde, çalışma sahasında yer alan bazaltların, yay magmatizması ile bir ilişkisinin olmadığı, özellikle uyumsuz elementlerle zenginleşmiş, düşük dereceli bir kısmi ergimeden etkilenmiş levha içi bazalt karakterinde özellikler sundukları belirlenmiştir.
16. Bazaltların, MORB'a normalize edilmiş iz element örümcek diyagramında, Ti elementinin Y elementine göre anormal bir zenginleşme göstermemiş olması ve iki elementinde MORB seviyesinde bir trend göstermesi, manto kaynağının spinel lerzolitik bir kaynak olabileceğine işaret etmektedir.
17. Bazaltlara ait NTE içeriklerinin Kondrite normalize edilmiş örümcek diyagramındaki dağılım desenleri, tümünün spinel lerzolitik bir kaynaktan kısmi ergime ile oluştuklarını göstermektedir. Bazaltların, kısmi ergime miktarlarının hesaplamalarında, alkalin karakterli bazaltların yaklaşık %5-20 arasında bir kısmi ergime ile subalkalin karakterli bazaltların ise %20-35'lik bir kısmi ergime ile oluştukları saptanmıştır.
18. Çalışma sahasına ait bazalt örneklerinin jeotektonik ortamlarının belirlenmesi amacı ile oluşturulan jeotektonik diyagramlar, çalışma sahasının asıl konusunu oluşturan bazaltların, levha içi ortamlarda gelişmiş bir mekanizma ile türediklerine işaret etmektedir.
19. Çalışma sahasında yayılım sunan volkanik kayalarla ilgili yapılan petrografik ve jeokimyasal çalışmalar neticesinde; çalışmanın asıl konusunu oluşturan Solhan Volkanitleri'ne ait bazalt örneklerinin, mekânsal ve zamansal olarak yer yer kesiştikleri, Çaybağı Formasyonu'na ait andezitik tüf örnekleri ile tamamen farklı bir jeokimyasal özelliğe ve kökene sahip oldukları belirlenmiştir. Böylelikle, farklı oluşum mekanizmalarına sahip iki tip volkanik unsurun oluşumlarının tek bir volkanik süreçle açıklanamayacağı sonucuna varılmıştır.

5. TARTIŞMA

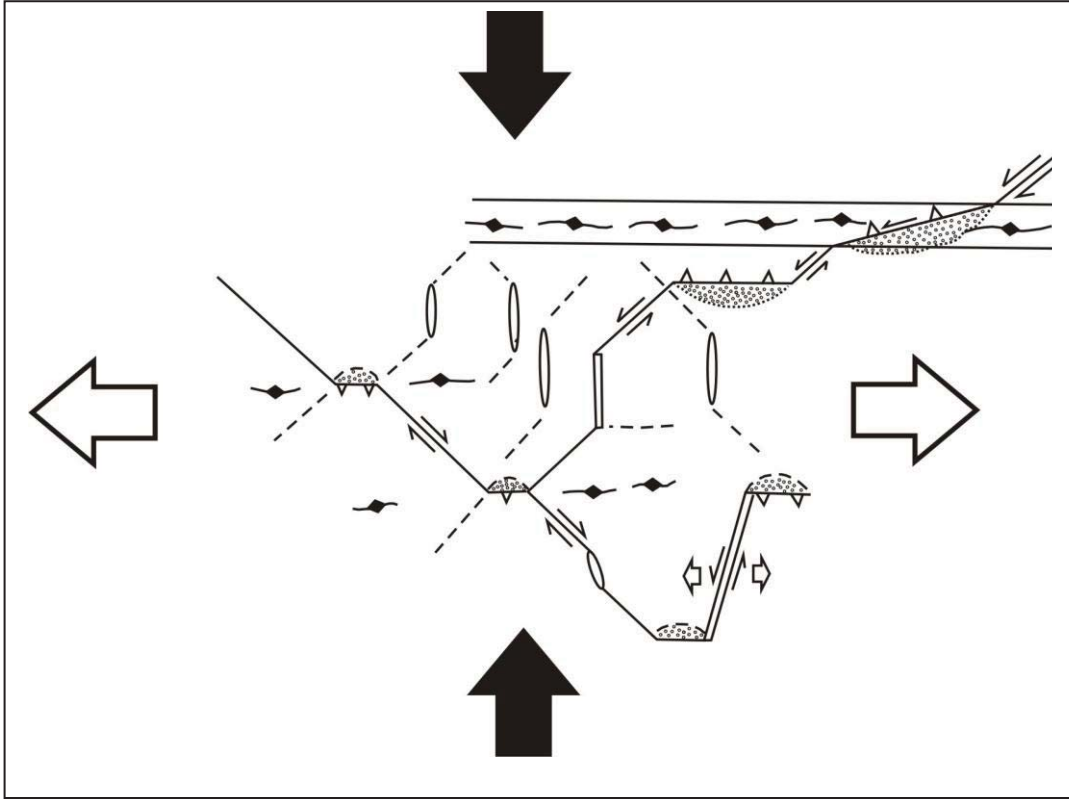
Miyosen’de gerçekleşen Anadolu-Arabistan levhalarının çarpışması sonrasında, Doğu Anadolu Bölgesi üzerinde; yükselim, K-G yönlü sıkışma rejimi, D-B yönlü bindirme kuşakları, konjugat doğrultu atımlı fayların gelişimi ve volkanik faaliyetin başlaması gibi deformasyonlar ve olaylar meydana gelmiştir (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981).

Yılmaz (1984), Anadolu-Arabistan levhalarının çarpışması sonrası gelişen magmatik aktiviteyi ilk kez “neomagmatizma” adı ile tanımlayarak bu faaliyetin önemine dikkat çekmiştir.

Yılmaz vd. (1987), ilk neomagmatik ürünlerin, Solhan Volkanitleri içerisinde gelişmiş zayıf alkalin karakterli volkanitler olduğunu bu yüzden Solhan Volkanitleri’nin bölgenin jeodinamik evrimin anlaşılması açısından ilginç veriler oluşturduğunu belirtmiştir.

Alpin orojenezinin önemli bir parçası olan böylesine büyük bir tektonik faaliyetin beraberinde getirdiği magmatik aktivite, “1.3. Önceki Çalışmalar” bölümünde de belirtildiği gibi, tüm bileşenleri ile birçok jeolojik araştırmanın konusunu oluşturmuştur. Özellikle Doğu Anadolu üzerindeki genç dönem magmatik aktivitenin oluşum ve yerleşim mekanizmalarının ortaya çıkarılması amacı ile, çeşitli araştırmacılar tarafından bir çok jeodinamik model öne sürülmüştür (McKenzie, 1972; Dewey vd., 1986; Rotstein ve Kafka, 1982; Yılmaz vd., 1987; McKenzie ve Bickle, 1988; Pearce vd, 1990; Keskin, 2003).

Çalışma kapsamında incelenen Solhan Volkanitleri’ne ait olan, çoğunlukla alkalin jeokimyasal karakterli bazaltların, nasıl bir mekanizma ile çıkış gösterdikleri ve bölgeye yerleştikleri, bölgedeki volkanik evrimin özelliklerinin açığa çıkarılması açısından önem teşkil etmektedir. Bu bağlamda, özellikle Yılmaz vd. (1987), tarafından yapılan çalışmada, Solhan Volkanitleri’ne ait alkalin karakterli magmanın açığa çıkmasındaki fiziksel etkenler ortaya konulmuştur. Araştırmacılar, Miyosen’de, Solhan Volkanitleri içerisinde gelişmiş alkalin karakterli magmanın olasılıkla, sığ derinliklerde düşük dereceli kısmi ergimelerle oluşmuş ve Doğu Anadolu Bölgesi’nin yoğun sıkışma rejimi altında gelişmiş Kuzey-Güney yönlü tansiyon çatlakları aracılığı ile çıkış gösterdiğini belirtmişlerdir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Doğu Anadolu deformasyon modeli. Volkanik çıkış mekanizmasını yaratan sıkışma rejimi altında gelişmiş K-G yönlü tansiyon çatlakları (Yılmaz vd., 1987; Şengör vd., 1985).

Keskin (1998), bölgede doğrultu atımlı fay sistemleri etkisi ile gelişmiş yerel gerilme alanları içerisindeki çatlak sistemlerinin, volkanik ürünlerin çıkışında etkili olduğunu ve çoğunlukla volkanik örtü ile örtüldüğünü ve sahada belirgin olmadıklarını belirtmiştir.

Çalışma kapsamında incelenen alkalin karakterli Solhan Volkanitleri'ne ait olan bazaltların da, böyle bir mekanizma ile çıkış gösterdikleri düşünülmektedir. Jeokimyasal veriler ışığında, bazaltların kıta içi kökene işaret etmeleri, olasılıkla spinel lerzolitik bir kaynaktan düşük dereceli kısmi ergime ile oluştuklarını göstermeleri bu düşüncüyü destekler niteliktedir.

Çalışma sahasında yayılım sunan volkanitler, Arabistan ve Anadolu kıtalarının çarpışmaları sonrasında, çeşitli mekanizmalar ile Doğu Anadolu'da çeşitli bölgelerde meydana gelen yaygın volkanizmanın bir parçası niteliğindedir. Özellikle Üst Miyosen-Pliyosen zaman aralığında, Doğu Anadolu'da meydana gelmiş volkanizmanın genel karakter özelliklerinin daha iyi anlaşılması için bölgesel korelasyonlar oldukça önemlidir. Bu bağlamda, bu tez kapsamında ele alınan volkanik kayaların, Doğu Anadolu'da Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl hattında oluşmuş çarpışma sonrası genç volkanik kayalarla olan ilişkisi, Cox vd. (1979) tarafından hazırlanan TAS ve Pearce ve Norry

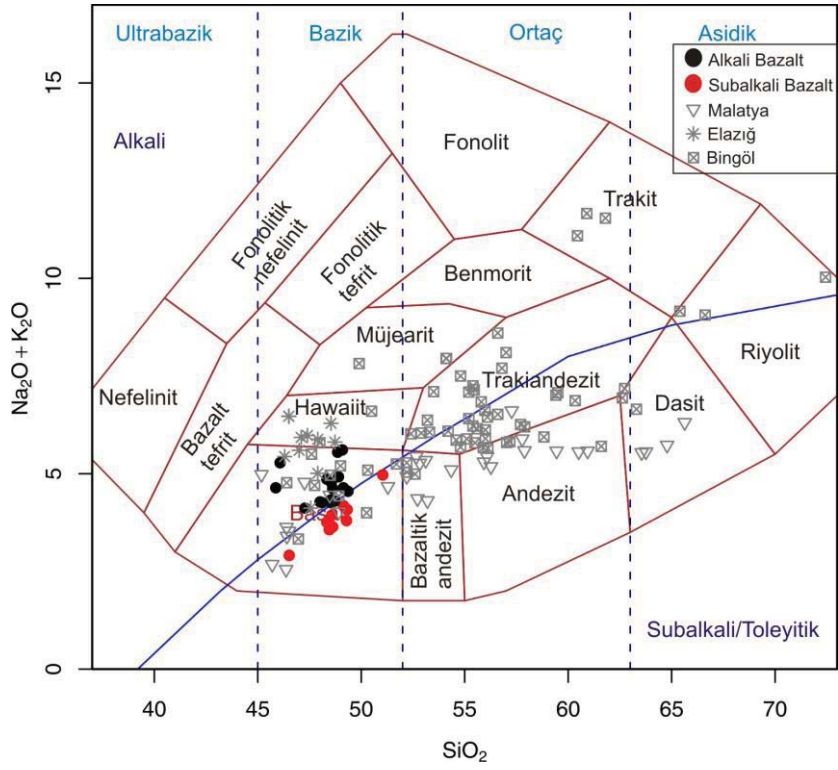
(1979) tarafından hazırlanan jeotektonik ayırtman diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 5.2 ve Şekil 5.3).

Çalışma kapsamında incelenen volkanik kayaçların, bölgedeki diğer genç volkanik kayaçlarla jeokimyasal karşılaştırması için kullanılan veriler, Malatya için; Alpaslan ve Terzioğlu (1996), Elazığ için; Özbulut (2006), Bingöl için; Yılmaz vd. (1987), Tarhan (1991), Hubert-Ferrari vd. (2009) çalışmalarından derlenmiştir. Söz konusu bu veriler, tamamen, Üst Miyosen-Pliyosen zaman aralığında, Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl hattında oluşmuş volkanik kayaçlara aittir.

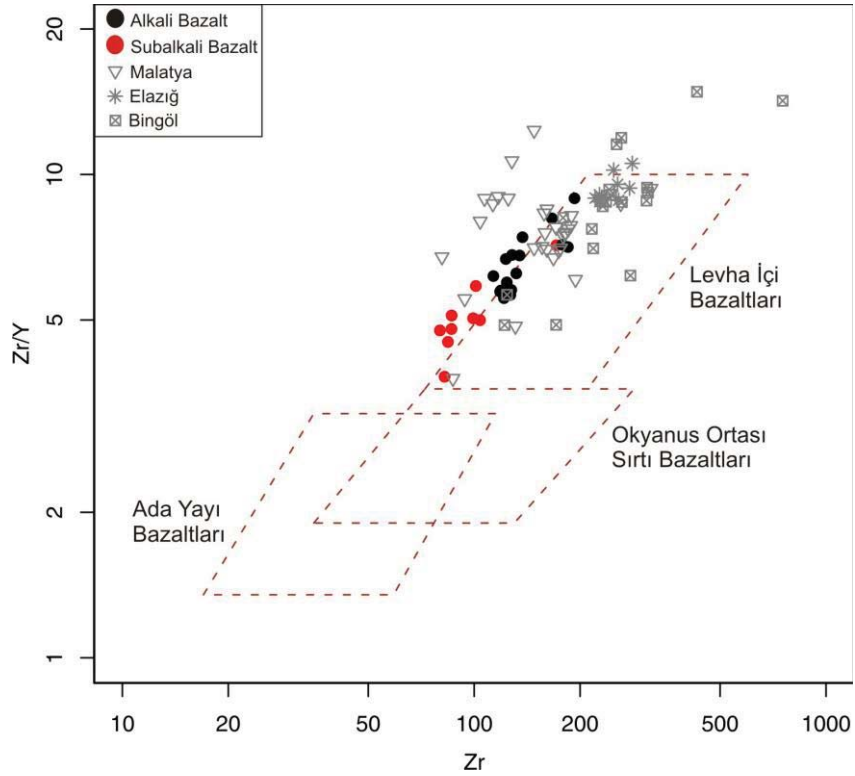
Çalışma sahasına ait volkanitlerin, bölgedeki diğer volkanitlerle karşılaştırılması ile açıkça görülüyor ki, volkanik kayaçların jeokimyasal karakterleri bariz bir şekilde benzerlik sunmaktadır. Cox vd. (1979) tarafından önerilen TAS diyagramında, çalışma sahasına ait bazalt örneklerinin özellikle Bingöl ve Elazığ volkanitleri ile benzer bir dağılım gösterdiği, Malatya volkanitleri ile de kısmen benzerlik gösterdiği görülmektedir. Elazığ ve Bingöl volkanitleri, çalışma sahasına ait volkanitlere benzer şekilde özellikle alkalen ve geçiş alanında bir kümeleşme göstermektedirler.

Çalışma sahasına ait volkanitlerin, bölgedeki diğer volkanitlerle (Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl) Pearce ve Norry (1979) tarafından hazırlanan jeotektonik ayırtman diyagramında karşılaştırılması sonucunda; tüm hat boyunca bütün genç volkanitlerin levha içi bazalt alanında yer aldıkları görülmektedir.

Çalışma konusunu oluşturan bazaltların, bölgedeki diğer genç volkanitlerle (Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl) karşılaştırılmaları sonucunda elde edilen veriler, bu volkanik kayaç birliğinin büyük olasılıkla oluşum ve yerleşim açısından aynı sistemin ürünleri olduklarını göstermektedir. Kıtasal çarpışma sonrasında, Üst Miyosen-Pliyosen zaman aralığında, yoğun bir volkanik aktivite, özellikle sıkışma rejimi altında, lokal gerilme alanlarında oluşmuş derin çatlak sistemleri kontrolünde gelişmiş olmalıdır. Bu çatlak sistemlerinin oluşması ile sığ derinliklerdeki manto lerzolitinde meydana gelen düşük dereceli ergimeler, öncelikle zayıf alkalen magmayı sonrasında ise ergimenin artması ile subalkalen karakterli magmayı oluşturmuş olmalıdır.



Şekil 5.2. Çalışma alanında yer alan bazalt örneklerinin ve bölgedeki diğer genç volkanitlerin SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramında dağılımı (Cox vd., 1979).



Şekil 5.3. Çalışma alanında yer alan bazalt örneklerinin ve bölgedeki diğer genç volkanitlerin Zr-Zr/Y jeotektonik diyagramında dağılımı (Pearce ve Norry, 1979).

6. ÖNERİLER

Bu tez kapsamında, Tunceli güneyinde yer alan Tersiyer volkanitlerinin sahasal, petrografik ve jeokimyasal özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Fakat bu volkanitlerin, genel bölge volkanizması içerisindeki yerinin ve jeodinamik evrimsel özelliklerinin daha net şekilde ortaya çıkarılması için, mutlaka izotop jeokimyası ve radyometrik yaş analizleri gibi alternatif yöntemlerden yararlanılması gerekmektedir. Böylelikle, bölge volkanizmasının doğasının daha iyi anlaşılacağı söylenebilir.

KAYNAKLAR

- Afshar, F. A.**, 1965. Tunceli-Bingöl Bölgesi Jeolojisi, *MTA Dergisi*, **65**, 31-41.
- Akay, E., Erkan, E. ve Ünay, E.**, 1989. Muş Tersiyer Havzasının Stratigrafisi, *MTA Dergisi*, **109**, 59-76.
- Akgül, B., Kürüm., S. ve Erdem, E.**, 2001. Elazığ Volkanitlerinin (Alt Pliyosen) Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, *Geosound/Yerbilimleri*, **39**, 69-81.
- Alpaslan, M. ve Terzioğlu, N.**, 1996. Arguvan (Malatya Kuzeyi) Yöresinde Üst Miyosen ve Pliyosen Yaşlı Volkaniklerin Karşılaştırmalı Jeokimyasal Özellikleri, *TJK Bült.*, **39**, 75-86.
- Altunkaynak, Ş. ve Dilek, Y.**, 2006. Timing and Nature of Postcollisional Volcanism in Western Anatolia and Geodynamic Implications, *Geological Society of America Special Papers*, **409**, 321-351.
- Arger, J., Mitchell, J. and Westaway, R. W. C.**, 2000. Neogene and Quaternary Volcanism of Southeastern Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*, **173**, 459-487.
- Asan, K.**, 2007. Kulu (Konya)-Haymana (Ankara) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Jeokimyası, Petrolojisi ve Petrojenezi. *Doktora Tezi*, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Asutay, H. J., Turan, M., Boyraz, N., Orhan, H., Tarı, E. ve Yazgan, E.**, 1986. Doğu Toroslar Keban-Baskil (Elazığ) Dolayının Jeolojisi, *MTA Rap. No: 8007*, Ankara.
- Atakay Gündoğdu, E.**, 2009. Çorum Güneybatısındaki Volkanik Kayaçların Jeolojik ve Petrolojik Özellikleri ve Alacahöyük Kazısında Jeoarkeolojik Çalışmalar, *Doktora Tezi*, A.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Avşar, N.**, 1983. Elazığ Yakın Kuzeybatısında Stratigrafik Ve Mikropaleontolojik Araştırmalar, *Doktora Tezi (yayımlanmamış)*, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Bas, M. J. L., Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., Zanettin, B. and I. S. o. t. S. o. I. Rocks**, 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram, *Journal of Petrology*, **27**, 745-750.
- Bigazzi, G., Yeğingil, Z., Ercan, T., Oddone, M. ve Özdoğan, M.**, 1997. Doğu Anadolu'daki Obsidiyen İçeren Volkaniklerin 'Fizyon Track' Yöntemi ile Yaş Tayini, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **40**, 57-72.

- Bingöl, A. F.**, 1983. Geology of the Elazığ Area In The Eastern Taurus Region: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C., (eds), *Geology of the Taurus Belt: International Symposium*, MTA, 209-216, Ankara.
- Boynton, W. V.**, 1984. Geochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P. (ed), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, 63-114.
- Cabanis, B. and Lecolle, M.**, 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 Diagram; a Tool for Distinguishing Volcanic Series and Discovering Crustal Mixing and/or Contamination, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, **309**, 2023-2029 (in French with an English abstract)
- Chataigner C., Poidevin, J. L. and Arnaud N.O.**, 1998. Turkish Occurrences of Obsidian and Use by Prehistoric Peoples in the Near East from 14,000 to 6000 BP, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85**, 517-537.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J.**, 1979. The Interpretation of Igneous Rocks, George Allen & Unwin, London.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F. and Bonnin, J.**, 1973. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System, *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 3137-3180.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F, Saroglu, F. and Şengör A. M. C.**, 1986. Shortening of Ccontinental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia — A Young Collision Zone, *Geological Society, London, Special Publications*, **19**, 1-36.
- Ekici, T., Alpaslan M., Parlak, O. ve Temel, A.**, 2007. Geochemistry of the Pliocene Basalts Erupted Along the Malatya-Ovacik Fault Zone (MOFZ), Eastern Anatolia, Turkey: Implications for Source Characteristics and Partial Melting Processes, *Chemie der Erde - Geochemistry*, **67**, 201-212.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J.L., Notsu, K., Tokel, S. and UI, Tadahide.**, 1990. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner Volkanitlerine İlişkin Yeni Jeokimyasal, Radyometrik ve İzotopik Verilerin Yorumu, *MTA Dergisi*, **110**, 143-164.
- Ercan, T. ve Asutay, H.J.** 1993. Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl-Diyarbakır Dolaylarındaki Neojen-Kuvaterner Yaşlı Volkanitlerin Petrolojisi, *Suat Erk Sempozyumu. Ankara Üni. Fen Fak. Jeo. Müh. Böl.*, 291-303.
- Gill, R.**, 2010. Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide. Wiley-Blackwell, UK.
- Herece, E., Akay, E., Küçükmen, Ö. ve Sarıaslan, M.**, 1992. Elazığ-Sivrice-Palu Dolayının Jeolojisi. *MTA Rap. No: 9634*, Ankara.

- Hubert-Ferrari, A., King, G., Woerd, J.V.D., Villa, I., Altunel, E. and Armijo, R.,** 2009. Long-term Evolution of the North Anatolian Fault: New Constraints from its Eastern Termination, *Geological Society, London, Special Publications*, **311**, 133-154.
- İnceöz, M.,** 1994. Harput (Elazığ) Yakın Kuzeyi Ve Doğusunun Jeolojik Özellikleri, *Doktora Tezi*, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati Di Brozolo, F. and Villari, L.,** 1976. Evolution of the Volcanism in the Area of Interaction Between the Arabian, Anatolian and Iranian Plates (Lake Van, Eastern Turkey), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **1**, 103-112.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Serri, G. and Villari, L.,** 1980. Geology of the Volcanic Area North of Lake Van (Turkey), *Geologische Rundschau*, **69**, 292-323.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati Di Brozolo, F. and Villari, L.,** 1982. Tertiary and Quaternary Volcanism of the Erzurum Kars Area (Eastern Turkey): Geochronological Data and Geodynamic Evolution, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **13**, 223-240.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A.,** 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**, 523-548.
- Keskin, M., Pearce, J. A. and Mitchell, J. G.,** 1998. Volcano-stratigraphy and Geochemistry of Collision-related Volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85**, 355-404.
- Keskin, M.,** 1998. Erzurum-Kars Platosunun Çarpışma Kökenli Volkanizmasının Volkano-Stratigrafisi ve Yeni K/Ar Yaş Bulguları Işığında Evrimi, Kuzeydoğu Anadolu, *MTA Dergisi*, **120**, 135-157.
- Keskin, M.,** 2003. Magma Generation by Slab Steepening and Breakoff Beneath a Subduction-accretion Complex: An Alternative Model for Collision-related Volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophysical Research Letters*, **30**, 8046.
- Ketin, İ.,** 1946. Elazığ-Palu ve Pertek Yörelerinin Jeolojik Etüdüne Ait Rapor. *MTA Enst. Rap.*, No: 1708 (yayımlanmamış).
- Ketin, İ.,** 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. *MTA Dergisi*, **66**, 35-74.
- Kipman, E.,** 1981. Keban Jeolojisi ve Keban Şarियajı. *İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri*, **1-2**, 75-81.
- Kürüm, S.,** 1994. Elazığ Kuzeybatısındaki Genç Volkanitlerin Petrolojik Özellikleri, *Doktora Tezi*, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.

- Kürüm, S. ve Bingöl, A.F.**, 1996. Elazığ Yakın Kuzeybatısındaki Volkanitlerin Petrolojik Özellikleri, *F.Ü. Fen Fak. Dergisi*, **8(2)**, 83-98.
- Kürüm, S., Önal A., Boztuğ D., Spell, T. and Arslan M.**, 2008. 40Ar/39Ar Age and Geochemistry of the Post-collisional Miocene Yamadağ Volcanics in the Arapkir Area (Malatya Province), Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, **33**, 229-251.
- Kürüm, S., Özbulut, E. ve Ural, M.**, 2007. Polijenetik Bir Volkanizma Ve Petrografik-Jeokimyasal Özellikleri: Harput (Elazığ) Karataş Tepe Volkanizması, *Geosound/Yerbilimleri*, **50-51**, 47-64.
- Lambert, R. S. J. ve Holland, J. G.**, 1974. Yttrium Geochemistry Applied to Petrogenesis Utilizing Calcium-Yttrium Relationships in Minerals and Rocks, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**, 1393-1414.
- Lambert, R. S. J., Holland, J.G. and Owen, P.F.**, 1974. Chemical Petrology of a Suite of Calc-alkaline Lavas from Mount Ararat, Turkey. *Journal of Geology*, **82**, 419-438.
- McKenzie, D.**, 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **30**, 109-185.
- McKenzie, D. and Bickle, M. J.**, 1988. The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere, *Journal of Petrology*, **29**, 625-679.
- Naz, H.**, 1979. Elazığ-Palu Dolayının Jeolojisi, *TPAO Arşivi Raporu*, 1360.
- Önal, A., Boztuğ, D., Arslan, M., Spell, T.L. ve Kürüm, S.**, 2008. Petrology and 40Ar-39Ar Age of the Bimodal Orduzu Volcanics (Malatya) from the Western end of the Eastern Anatolian Neogene Volcanism, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **17**, 85-109.
- Özbulut, E.**, 2006. Harput (Elazığ) Kuzeydoğusundaki Alt Pliyosen Yaşlı Piroklastik Kayaçların İncelenmesi, *Yüksek Lisans Tezi*, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Özgül, N.**, 1976. Torosların Bazı Temel Jeolojik Özellikleri, *TJK Bülteni*, **19/1**, 65-78.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ. ve Uysal, Ş.**, 1981. Munzur Dağları'nın Jeolojisi. *MTA Rap. No: 6995 (yayımlanmamış)*, Ankara.
- Özkul, M.**, 1988. Elazığ Batısında Kırkgeçit Formasyonu Üzerinde Sedimentolojik İncelemler, *Doktora Tezi (yayımlanmamış)*, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R.**, 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, **19**, 290-300.

- Pearce, J. A. and Norry, M.,** 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**, 33-47.
- Pearce, J. A.,** 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed), *Andesite: Orogenic Andesite and Related Rocks*, John Wiley & Sons, Chichester, 525-548.
- Pearce, J. A.,** 1983. Role of The Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. *Shiva, Nantwich*, 230-249.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J. G.,** 1990. Genesis of Collision Volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **44**, 189-229.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I.J.,** 1993. Trace Element Models for Mantle Melting: Applications to Volcanic Arc Petrogenesis, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **76**, 373-403.
- 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, Short Course Notes*, 79–113.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R.,** 1976. Geochemistry of Eocene Calc-alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**, 63-81.
- Perinçek, D.,** 1979a. Interrelations of The Arab And Anatolian Plates, *Guide Book B, Geocom I*, 34 s.
- Perinçek, D.,** 1979b. The Geology of Hazro-Korudag-Çüngüs-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya Area, *Guid Book, TJK yayını*, 17s.
- Poidevin, J. L.,** 1998. Studies of Obsidian Artefacts in Anatolia Using the Fission Track Dating Method. An overview. In: Gourgaud, A., Gratuze, B. Poupeau, G., Poidevin, J. L. & Cauvin, M. C (eds) *L'Obsidienne au Proche et Moyen Orient, du Volcan à l'Outil*. *BAR International Series Hadrian Books*, **738**, 105-156.
- Poyraz, N.,** 1988. İspendere-Kömürhan (Malatya) Ofiyolitlerinin Jeoloji Ve Petrografisi, *Doktora Tezi (yayımlanmamış)*, Gazi Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Rotstein, Y. and Kafka, A. L.,** 1982. Seismotectonics of the Southern Boundary of Anatolia, Eastern Mediterranean Region: Subduction, Collision, and Arc Jumping, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **87**, 7694-7706.

- Shaw, D. M.**, 1970. Trace Element Fractionation During Anatexis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **34**, 237-243.
- Sirel, E., Metin, S. ve Sözeri, B.**, 1975. Palu (KD Elazığ) Denizel Oligosen'in Stratigrafisi ve Mikropaleontolojisi, *TJK Bülteni.*, **18/2**, 175-180.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E. ve Naz, H.**, 1985. Elazığ-Hazar-Palu Alanının Jeolojisi, *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Bülteni*, **29**, 83-189.
- Şaroğlu, F.**, 1985. Doğu Anadolu'nun Neotektonik Dönemde Jeolojik ve Yapısal Evrimi, *Doktora Tezi*, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y.**, 1984. Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve İlgili Magmatizması, *TJK Ketin Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 149-162.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y.**, 1981. Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Ögeler; Jeomorfoloji, Tektonik ve Volkanizma İlişkileri, *TJK Bülteni*, **24**, 39-50.
- Şen, C.**, 2001. Magmatik Petrojenez. JMO Yayınları, 61, 316-331.
- Şengör, A. M. C. and Kidd, W. S. F.**, 1979. Post-collisional Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a Comparison with Tibet, *Tectonophysics*, **55**, 361-376.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y.**, 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. and Şaroğlu, F.**, 1985. Strike slip faulting and related basin formations in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In K. T. Biddle ve N. Christie-Blick (Eds.), *Strike-Slip Faulting and Basin Formation* (227 – 264): Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, Special Publication No. **37**.
- Şengör, A. M. C., Özeren, S., Genç, T. and Zor, E.**, 2003. East Anatolian High Plateau As a Mantle-supported, North-South Shortened Domal Structure, *Geophysical Research Letters*, **30**, 8045.
- Tarhan, N.**, 1991. Hınıs-Varto-Karlıova (Erzurum-Muş-Bingöl) Dolayındaki Neojen Volkanitlerinin Jeolojisi ve Petrolojisi, *MTA Dergisi*, **113**, 45-60.
- Temizel, İ.**, 2002. İkizce (Ünye-Ordu) Yöresi Volkanik Kayaçlarının Petrografik, Jeokimyasal ve Petrolojik İncelemesi, *Yüksek Lisans Tezi*, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Tolun, N.**, 1950. Keban Jeolojisi Hakkında Not, *MTA Rap. No: 1857 (yayımlanmamış)*, Ankara.
- Tolun, N.**, 1955. Elazığ - Keban - Çemişgezek ve Pertek Bölgesinin Jeolojik Etüdü, *MTA Dergisi, Rapor No: 2227 (yayımlanmamış)*, Ankara.

- Tuna, E.**, 1979. Elazığ-Palu-Pertek Dolayının Jeolojisi, *TPAO Arşivi Rap.No:1363 (yayınlanmamış)*, Ankara.
- Turan, M.**, 1984. Baskil-Aydınlar Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği, *Doktora Tezi*, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Türkecan, A.**, 1991. Muş Yöresindeki Pliyosen Yaşlı Volkanitlerin Petrolojisi, *MTA Dergisi*, 112.
- Türkmen, İ., Aksoy, E., Kürüm, S., Akgül, B. ve İnceöz, M.**, 1998. Arguvan-Arapgir (Malatya) Alanında Alt Miyosen Volkanizması ve Bölgesel Stratigrafi İçerisindeki Yeri, *Geosound/Yerbilimleri*, **32**, 105-115.
- Wijkerslooth, P.**, 1944. Tunceli-Pülümür Kazası Pergini Köyü Civarında Krom Cevheri Hakkında Rapor, *MTA Rap. No: 104 (yayınlanmamış)*, Ankara.
- Wilson, M.**, 1989. Igneous Petrogenesis, *Oxford University Press*, UK.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A.**, 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements, *Chemical Geology*, **20**, 325-343.
- Yılmaz, Y.**, 1984. Türkiye'nin Jeolojik Tarihinde Magmatik Etkinlik ve Tektonik Evrimle İlişkisi, *TJK, Ketin Sempozyumu Kitabı*, 63-81.
- Yılmaz, Y., Güner, Y. and Şaroğlu, F.**, 1998. Geology of the Quaternary Volcanic Centres of the East Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85**, 173-210.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. and Güner, Y.**, 1987. Initiation of the Neomagmatism in East Anatolia, *Tectonophysics*, **134**, 177-199.
- Zor, E., Sandvol, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Seber, D. and Barazangi, M.**, 2003. The Crustal Structure of the East Anatolian Plateau (Turkey) from Receiver Functions, *Geophysical Research Letters*, **30**, 8044.

ÖZGEÇMİŞ

Alican AKTAĞ, 11.07.1986'da Tunceli'de doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Tunceli'de tamamladı. 2004 yılında Tunceli Anadolu Lisesi'nden mezun oldu. 2005 yılında başladığı Mersin Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümünü 2009 yılında bitirdi. Tunceli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği bölümünde araştırma görevlisi olarak 2010 yılında işe başladı. Halen aynı görevi sürdürmektedir.