

**DEMİRTAŞ (ANTALYA) ÇEVRESİNDE
YÜZEYLENEN DİYABAZLARIN PETROGRAFİK-
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE KÖKENİ**

YAHYA ARKAN

**MERSİN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ
ANA BİLİM DALI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**MERSİN
HAZİRAN - 2016**

**DEMİRTAŞ (ANTALYA) ÇEVRESİNDE
YÜZEYLENEN DİYABAZLARIN PETROGRAFİK-
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE KÖKENİ**

YAHYA ARKAN

**MERSİN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ
ANA BİLİM DALI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Danışman
Prof. Dr. Fevzi ÖNER**

**MERSİN
HAZİRAN – 2016**

Yahya ARKAN tarafından Prof. Dr. Fevzi ÖNER danışmanlığında hazırlanan "Demirtaş (ANTALYA) Çevresinde Yüzeyleyen Diyabazların Petrografik- Jeokimyasal Özellikleri ve Kökeni" başlıklı bu çalışma aşağıda imzaları bulunan jüri üyeleri tarafından oy birliği ile Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Fevzi ÖNER

İmza


Prof. Dr. Musa ALPASLAN



Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ



Yukarıdaki Jüri kararı Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 29/07/2016 tarih ve 2016:84/28 sayılı kararıyla onaylanmıştır.



Bu tezde kullanılan özgün bilgiler, şekil, çizelge ve fotoğraflardan kaynak göstermeden alıntı yapmak 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunu hükümlerine tabidir.

DEMİRTAŞ (ANTALYA) ÇEVRESİNDE YÜZEYLENEN DİYABAZLARIN PETROGRAFIK-JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE KÖKENİ

Yahya ARKAN

ÖZ

Çalışma kapsamında ele alınan diyabazlar Orta Toroslarda Demirtaş (Antalya) beldesinin kuzey kesiminde yüzeylenilirler. Kayaçlar eksfoliasyon türü ayrışmaya uğradıklarından dolayı arazide yumrular şeklinde ortaya çıkarlar. Ofitik ve subofitik doku gösterene diyabazlar, mineralojik olarak plajiyoklaz, piroksen, olivin, Opak ve bunların ayrışması sonucu oluşan ikincil minerallerden Klorit, Amfibol, Epidot içerirler. Demirtaş (Alanya) diyabaz örneklerinin ana element değerleri sırasıyla SiO₂: % 44-49; TiO₂: % 2.1-5.5; Al₂O₃: % 12-18.4; Fe₂O₃:10-12.3; MgO: % 2.9-11.8; CaCO₃:4.7-10.7; Na₂O: 2.9-5.3 ve ateşte kayıp (A.K.): 2.1-7.9 arasında değişmekte olup, değişik derecelerde alterasyonun olduğuna işaret etmektedir. Diğer oksitlerden MnO, K₂O, P₂O₅ ve Cr₂O₃ miktarları % 1'in altındadır. Değişik adlandırma diyagramlarında Gabro, bazalt alanında yer alan diyabazlar genelde alkali özelliktedirler. İz ve NTE verilerinin tümü bir arada değerlendirildiğinde diyabazları oluşturan magmanın zenginleşmiş bir manto kaynağının düşük dereceli kısmı ergimesi sonucu oluştuğu ileri sürülebilir. Ayrıca Demirtaş Diyabazları plaka içi ortamlarda oluşmuş olup okyanussal ada bazaltlarına benzer özellikler gösterirler ve bunları oluşturan magma derin manto koşullarında meydana gelmiş ve zenginleşmiş garnet - peridotit bileşimine sahip bir mantodan kaynaklanmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Diyabaz, Petrografi, Jeokimya, Demirtaş.

Danışman: Prof. Dr. Fevzi ÖNER Mersin Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği

PETROGRAPHICAL - GEOCHEMICAL FEATURES AND ORIGIN OF DIABASE OUTCROPPING AROUND DEMİRTAŞ (ANTALYA)

Yahya ARKAN

ABSTRACT

The diabase which examined in the study outcropped in Central Taurus in the north of small town Demirtaş (Antalya). The Rocks undergo exfoliation type decomposition therefore they appear as lumps on the land. Diabase show ophitic and subophitic texture and contain primary minerals like plagioclase, pyroxene, olivine, opaque as a result by there decomposition secondary minerals such as chlorite, amphibole and epidote were formed. Demirtaş (Alanya) diabase samples contain major oxide values of SiO₂: 44-49 %; TiO₂: 2.1-5.5 %; Al₂O₃: 12-18.4 %; Fe₂O₃:10-12.3 %; MgO: 2.9-11.8%; CaCO₃:4.7-10.7 %; Na₂O: 2.9-5.3% respectively. The loss on ignition (LOI) values ranged from 2.1% to 7.9% and indicating varying degrees of alteration. The amount other oxides like MgO, K₂O, P₂O₅ and Cr₂O₃ is less than 1%. In various naming diagram, diabase located in gabbro, basalt areas and show usually alkaline property. When the data of trace and rare earth elements considered together could be argued that the diabase magma derived from an enriched mantle source and low degree of its partial melting. In addition the alkaline Demirtaş diabase formed in a within – plate setting and have ocean island basalt (OIB) affinities and are from an enriched mantle with garnet-peridotite composition.

Keywords: diabase, petrography, geochemistry, Demirtaş.

Advisor: Prof. Dr. Fevzi ÖNER

TEŞEKKÜR

Mersin Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışma Mersin Üniversitesi Bilimsel Araştırma Birimince BAP-FBE JM (YA) 2011-7 YL numaralı proje kapsamında desteklenmiştir. Arazi ve laboratuvar çalışmalarında projemi destekleyen Mersin Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) birimine teşekkür ederim.

Yüksek Lisans tez çalışmamın başlangıcından itibaren hemen her aşamasında bilgi, deneyim ve tecrübesi ile beni aydınlatan, destekleyen ve çalışmamın meydana gelmesinde büyük katkısı olan danışman hocam Sn Prof. Dr. Fevzi ÖNER'E içtenlikle teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları sırasında jeolojik harita yapımında bana yardımlarını esirgemeyen değerli hocam Öğr. Gör. Dr. Hayatı Koç'a

Örneklerden hazırlanan ince kesitlerin mineralojik ve petrografik tanımlanmalarında beni destekleyen değerli hocam Doç. Dr. Utku Bağcı'ya

İnce kesitlerin yapımında büyük emeği bulunan bölümün teknikeri Sayın Samet Salar'a ve bölümün diğer tüm çalışanlarına sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZ	i
ABSTRACT	ii
TEŞEKKÜR	iii
İÇİNDEKİLER DİZİNİ	iv
ÇİZELGELER DİZİNİ	v
ŞEKİLLER DİZİNİ	vi
EKLER DİZİNİ	viii
1. GİRİŞ	1
1. 1. ÇALIŞMANIN AMACI	1
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI	4
2.1 ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	4
3. MATERYAL VE YÖNTEM	6
3.1. ARAZİ ÖNCESİ BÜRO ÇALIŞMASI	6
3.2. ARAZİ ÇALIŞMASI	6
3.3. LABORATUAR ÇALIŞMASI	6
3.4. DEĞERLENDİRME VE TEZ YAZIMI	7
4. BÖLGESEL JEOLJİ	8
4.1 ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ	9
4.1.1. Çakmak Formasyonu (Kambriyen-Devoniyen)	10
4.1.2. Yüğüktepe Formasyonu (Üst Permiyen)	12
4.1.3. Sapadere Formasyonu (Trias)	12
4.1.4. Aktontepe Formasyonu (Jura-Geç Kretase)	13
4.1.5. Karaçukur Formasyonu (Üst Kretase)	13
5. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA	15
5.1. MİNERALJİ VE PETROGRAFI.....	15
5. 2. ANA -, İZ - VE NADİR TOPRAK ELEMENT JEOKİMYASI	22
5. 3. MAGMALARIN OLUŞUMU VE DİYABAZLARIN JENEZİ	33
6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	44
KAYNAKLAR	46
EKLER	50
ÖZGEÇMİŞ	54

ÇİZELGELER DİZİNİ

Sayfa

Çizelge 1. HIMU, EM, EM2, N-MORB), Kıtasal (K) Kabuktaki bazı iz element ve izotop oranları. HIMU, EM1 ve EM2 verileri Hofmann [1997], N-MORB verileri Wilson [1989], Kıtasal Kabuk değerleri Rollinson [1993]'ten alınmıştır.	38
---	----



ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

Şekil 1. 1. Çalışma kapsamında incelenen ve kaplama taşı(ticari anlamda mermer olarak kullanılan Diyabazların yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1. 2. Çalışma alanını da kapsayan tipik Akdeniz Bölgesi morfolojisi ve bitki örtüsü	3
Şekil 1. 3. Eksfoliasyon türü ayrışma sonucu yumrular şeklinde ortaya çıkan değişik büyüklükteki diyabaz kütlelerinin arazideki görünümü	3
Şekil 4. 1. İnceleme alanı ve çevresinin bölgesel jeoloji haritası [Özgül, 1984; Bozkaya ve Yalçın, 2001'den alınmıştır]	9
Şekil 4. 2. İnceleme alanı ve çevresinin detaylı jeolojik haritası [Özgül, 1984; Bozkaya ve Yalçın, 2001'den alınmıştır]	10
Şekil 4. 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş dikme kesiti	11
Şekil 5. 1. 1. Demirtaş diyabazlarının Modal ve Norm analiz sonuçlarına göre Streckeisen, [1974] diyagramındaki konumları (Alanlar: 1: Anortozit; 2: Gabro-Norit; 3: Olivinli Gabro-Norit; 4: Troktolit; 5: Plajiyoklas içerikli Ultra mafik Kayaçlar).....	16
Şekil 5. 1. 2. Diyabazlarda gözlenen ofitik doku; plg: Plajiyoklaz, cpx: Klinopiroksen, op: opak; (çift nikol)	17
Şekil 5. 1. 3. Diyabazlarda gözlenen subofitik doku; plg: plajiyoklaz, cpx: klinopiroksen, kl: klorit (çift nikol)	17
Şekil 5. 1. 4. Diyabaz, subofitik doku, plg:plajiyoklaz, cpx:klinopiroksen, amf:amfibol, op: opak (Çift nikol)	18
Şekil 5. 1. 5. Klinopiroksenler de gözlenen h ¹ (100) ikizlenmesi, Diyabaz, ofitik doku; plg:plajiyoklaz, cpx:klinopiroksen, op:opak; Çift nikol	19
Şekil 5. 1. 6. Çift yönde dilinim (89-90°) gösteren özşekilli klinopiroksen, Diyabaz, subofitik doku; cpx:klinopiroksen; Çift nikol.....	19
Şekil 5. 1. 7. Bol çatlaklı olivin minerali, plajiyoklazlarda albitleşme, Diyabaz; subofitik doku, plg: plajiyoklaz, cpx: klinopiroksen, ol: olivin op: opak, Çift nikol.....	20
Şekil 5. 1. 8. Dolerit kayacının genel görünümü; subofitik doku; plg: plajiyoklaz, cpx:klinopiroksen, ol:olivin, amf: amfibol, op:opak; Çift nikol).....	21
Şekil 5. 1. 9. Dolerit kayacının genel görünümü; ofitik doku; plg:plajiyoklaz, cpx:klinopiroksen, op:opak; Çift nikol.....	21
Şekil 5. 1. 10. Dolerit kayacının genel görünümü; ofitik doku; plg: plajiyoklaz, cpx: klinopiroksen, op:Opak; Tek nikol.....	22
Şekil 5. 2. 1. SiO ₂ ye karşı diğer ana oksitlerin değişimi (miktarlar % olarak verilmiştir)	24
Şekil 5. 2. 2. SiO ₂ ye karşı Zr, Hf, Th ve ΣNTE değişimleri (SiO ₂ % iz ve NTE miktarları ise ppm olarak verilmiştir)	24
Şekil 5. 2. 3. Bazı iz ve NTE elementlerinin P ₂ O ₅ ile olan ilişkileri (İz ve NTE element miktarları ppm, P ₂ O ₅ miktarı ise % olarak verilmiştir)	26
Şekil 5. 2. 4. Mg# karşı Al ₂ O ₃ değişim diyagramı.....	27
Şekli 5. 2. 5. Mg # (sayısına) karşı bazı iz elementlerin dağılım diyagramları	28

Şekil 5. 2. 6. Bazı iz elementlerin birbiriyle olan ilişkileri (element miktarları ppm, olarak verilmiştir).....	31
Şekil 5. 2. 7. Diyabaz örneklerinin Cox et al [1979] tarafında geliştirilen SiO ₂ - toplam alkali (Na ₂ O+K ₂ O) diyagramındaki konumu	32
Şekil 5. 2. 8. Diyabazlarının örneklerinin Pearce [1996] tarafında modifiye edilmiş Nb/Y- Zr/Ti diyagramındaki konumu	33
Şekil 5. 3. 1. Levha tektoniği teoremine göre magmaların oluşumu ve ortamları....	34
Şekil 5. 3. 2. MORB, HIMU, EM1, EM2 ve Kıtasal Kabuğun primitif mantoya göre normalize edilmiş uyumsuz iz element içerikleri. MORB, HIMU, EM1 değerleri Sun&McDonough [1989], EM2 değerleri White & Duncan [1996], Kıtasal Kabuk verileri Rudnick & Prespers [1990] ve Primitif Manto değerleri McDonough et. al. [1991] den.	37
Şekil 5. 3. 3. Ti-V ayırtman diyagramı [Shervais, 1982] Demirtaş diyabazlarının belirgin bir şekilde okyanusal ada bazaltları (OIB) ve plaka içi bazaltları (WPB) alanına düşmektedirler	39
Şekil 5. 3. 4. Z-Zr/Y ayırtman diyagramında da örnekler belirgin bir şekilde Plaka İçi Bazalt alanında yer almaktadır.....	40
Şekil 5. 3. 5. Demirtaş Diyabazlarının değişik iz element diyagramlarındaki konumları. (a) Nb/Yb – Th/Yb diyagramı Pearce and Peate [1995] göre; (b) Zr/Y – Nb/Y diyagramı Fitton et al. [1997] göre; (c) Nb/Yb – TiO ₂ /Yb Pearce [2008] göre ve (d) (La/Sm)PM–(Th/Yb)PM Khudoley et al., [2013] göre; Spinel–garnet duraylılık alanının sınırları Wang et al. [2002] göre.	42
Şekil 5. 3. 6. Değişik manto kaynağından gelen magmaların ürünleri olan bazaltların (N- MORB, E-MORB, OIB) ve Demirtaş Diyabazlarının NTE içeriklerinin kondrite göre normalize edilmiş diyagramı (Kondrit değerleri Taylor ve McLennan, 1985, E-MORB, N-MORB ve OIB verileri McDonough & Sun, 1995 den alınmıştır).	42

EKLER DİZİNİ

Sayfa

EK 1. Diyabazlarının ana. iz ve nadir toprak element içerikleri (ana element miktarları %, iz ve nadir toprak element miktarları ise ppm cinsinde verilmiştir).	50
EK.1. devamı	51
EK.1. devamı	52
EK.1. devamı	53



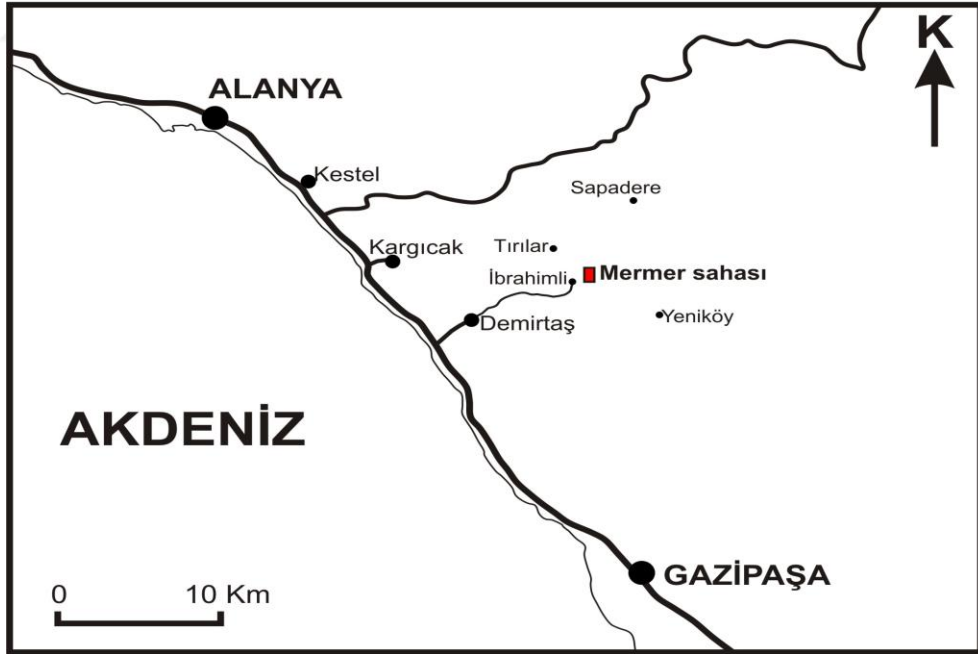
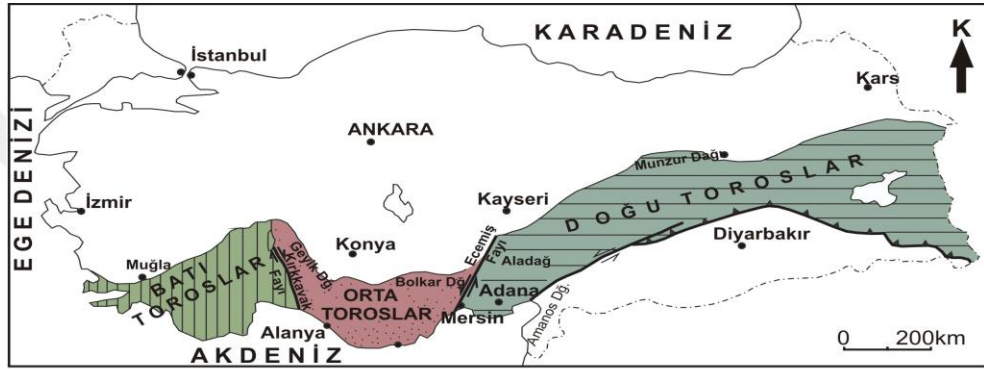


1. GİRİŞ

1.1. ÇALIŞMANIN AMACI

Bazalt veya gabro bileşiminde olan ve holokristalen bir yapı gösteren diyabaz bir yarı derinlik (subvolkanik) kayacıdır. Bazı ülkelerde dolerit veya mikro gabro olarak da isimlendirilmektedir. Yerbilimcilere göre diyabazı dolerit'ten ayıran en önemli farkın diyabazları oluşturan birincil minerallerin yanında ayrışma sonucu oluşan ikincil fazlarında kayaç bileşiminde bulunmalarıdır (yeşil taş). Arazide genellikle sert, kompakt ve diğer birçok magmatik kayaca göre daha yoğun bir özelliğe sahip olan diyabazlar tek başına genellikle küçük kütleler şeklinde bulunurlar. Doğada daha büyük kütleler şeklinde bu kayaçlar okyanussal kabuğu oluşturan ofiyolitik kayaçların önemli bir bileşenini şeklinde de bulunurlar ve bu tür diyabaz oluşumları dayklar şeklinde olup, genellikle daha büyük yayılıma sahiptirler. Bu çalışma kapsamında ele alınan diyabazların çevresinde herhangi bir magmatik kayaç (Granitoid veya Ofiyolitik) veya kütle bulunmamaktadır. Demirtaş bölgesi diyabazları olarak adlandırılan bu kayaçlar Orta Toroslar'da Antalya iline bağlı Alanya ile Gazipaşa ilçeleri arasındaki Demirtaş beldesinin kuzey kesiminde yüzeilenmektedir. Diyabazlar 1 / 25.000 ölçekli Alanya P 28 b1 paftası içerisinde mostra vermektedirler. Çalışma alanına Gazipaşa-Alanya ilçeleri arasında yer alan Demirtaş Beldesinden KD' ya dönerek yaklaşık 15 km sonra ulaşılmaktadır (Şekil 1. 1). Ulaşım yolunun son 1 km si oturtulmuş, diğer kesimleri ise asfalttır. Arazi topografik olarak engebeli bir yapıya sahip olup, tipik Akdeniz bitki örtüsü ile kaplıdır [Şekil 1. 2]. Bölgede Akdeniz iklimi hâkim olup, yazları sıcak ve kurak, kışları ise genellikle ılık ve yağışlıdır. Çalışma alanında MTA ve diğer kurumlar tarafında bölgenin jeolojisine yönelik çok sayıda çalışma yürütülmüştür. Ancak yapılan literatür çalışmaları sonucu diyabazların arazide tespit edilip haritalanması ve tanımlanmasına yönelik herhangi bir çalışma bulunmamıştır. Diyabazların varlığı "Demirtaş Maden & Mermer" şirketinden Ahmet Çakır bey'in sözlü bildirimine göre ilk kez 1995 yılında ortaya konulmuştur. Bölümümüzün her yıl Aydıncıkta yürüttüğü Saha Kampı kapsamında yapılan çalışmaları esnasında Prof. Dr. Fevzi ÖNER ve Prof. Dr. Kemal TASLI hocalarımızın Aydıncıktan Alanya yol güzergâhı boyunca ortaya çıkan birimlerin mostralarını görmek amacıyla yaptıkları Jeolojik gezi esnasında DEMİRTAŞ tabelasındaki DEMİR VE TAŞ sözcüklerinin

jeolojiyle ilgili herhangi bir ilişkinin olup olmadığını tespit etmek için yaptıkları incelemede diyabazlar yerinde görülüp makroskopik olarak tanımlanmışlardır. Arazide diyabazlar fiziksel ve kimyasal ayrışmanın etkisiyle özellikle eklemler boyunca ortaya çıkan değişimlerle ekfoliasiyon (soğan kabuğu) türü bir ayrışmaya uğrayıp yumru şeklini almışlardır (Şekil 1. 3). Patates yumruları şeklinde ortaya çıkan değişik büyüklükteki bu diyabaz kütleleri topraktan çıkarılarak inşaat sektöründe kaplama taşı, yol yapımında döşeme ve kaldırım taşı şeklinde kullanılmak üzere işlenerek pazarlanmaktadır.



Şekil 1. 1. Çalışma kapsamında incelenen ve kaplama taşı (ticari anlamda mermer olarak kullanılan Diyabazların yer bulduru haritası.



Şekil 1. 2. Çalışma alanını da kapsayan tipik Akdeniz Bölgesi morfolojisi ve bitki örtüsü.



Şekil 1. 3. Eksfoliasyon türü ayrışma sonucu yumrular şeklinde ortaya çıkan değişik büyüklükteki diyabaz kütlelerinin arazideki görünümü.

Yüksek Lisans tezi kapsamında yapılan bu çalışmanın amacı, diyabazların petrografik ve jeokimyasal özelliklerini belirleyerek oluşum mekanizmasını ortaya çıkarmaktır. Ayrıca bölgede bu kayalarla ilişkili herhangi bir cevherleşmenin olup olmadığının ortaya konulması da amaçlanmıştır.

2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

2.1 ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çalışma alanı ve yakın çevresini kapsayan bölgede çok sayıda jeolojik çalışma yapılmasına rağmen diyabazların varlığına ilişkin herhangi bir veriye rastlanmamıştır. Çalışma alanının da içinde yer aldığı Orta Toroslar bölgesinin jeolojisi, stratigrafisi, tektoniği ve bu bölgede yer alan kayaçların metamorfizmasına yönelik birçok çalışma yürütülmüştür [Blumenthall, 1942, 1951; Özgül, 1983, 1984; Peyronnet, 1967, 1971; Şengün vd. 1978; Brunn vd. 1973; Özgül 1976; Monod,1977; Demirtaşlı 1983, 1986, 1988; Okay ve Özgül, 1984; Okay, 1989; Bozkaya,1999; Bozkaya ve Yalçın, 2001]. Bölgede ilk ayrıntılı jeolojik araştırmalar [Blumenthal, 1942, 1951] tarafından yapılmıştır. Daha sonraki yıllarda [Peyronnet, 1967, 1971], [Brunn ve diğerleri, 1973], [Özgül, 1976], Mond [1977] ve Demirtaşlı [1983, 1986, 1988] tarafından yapılan çalışmalarla Orta Toroslar'ın batı kesiminin yapısal karakteristikleri ve stratigrafik konumları ana hatlarıyla açığa çıkartılmıştır. Özgül [1983,1984], Okay ve Özgül [1984], Okay [1989] Alanya metamorfiklerinin batı kesiminin yapısını, stratigrafisini ve metamorfizma özelliklerini ayrıntılı olarak araştırmışlardır. Bu çalışmalarda, Alanya metamorfitlerinin batı kesiminde Üst Kretase sonunda gelişmiş naplı bir yapının bulunduğu ve metamorfizmanın iki evrede, önce napların birinde yüksek basınç/düşük sıcaklık şartlarında ve daha sonra da nap dilimlerinde yeşil şist fasiyesindeki metamorfizma şartlarının geliştiği sonucuna varılmışlardır. Alanya metamorfitlerinin orta kesimindeki incelemelerde ise batı kesime benzer bir şekilde yeşil şist fasiyesi metamorfizmasından bahsedilmektedir [Ulu, 1989]. Bu metamorfiklerin doğu kesiminde Işgüden, [1971] tarafında yapılan çalışmalarda kayaçlar, Tatlı su çayı metasedimentleri ve Azı Tepe mermeri olarak ayrımlanmıştır. Tatlı su çayı metasedimentlerinin tabanda Feldspat, Mika ve Kuvars içeren şistli seri ile başladığı, üste doğru kumlu şist, fillit, metasediment ve rekristalize kireçtaşı birimlerinden oluştuğunu ve bunların üzerine Azı tepe mermeri olarak adlandırılan birimin açısız uyumsuz olarak geldiğini ileri sürmüştür. Baydar ve diğerleri [1981] bu metamorfiklerin üst kesimindeki kristalize kireçtaşları içerisinde Permien yaşını veren fosillere rastlanıldığını ve metamorfitlerin alt kesimlerinin Permiyenden daha yaşlı olabileceğini ileri

sürmüşlerdir. Bozkaya ve Yalçın [2001] Antalya Birliği'ne ait Paleozoik-Alt Mesozoyik yaşlı birimlerin metamorfik (buruşma kıvrımlı ve bazen dilinimli sleyt ve metaçamurtaşı, kloritleşmiş biyotit-beyaz K-mika pulu meta silttaşı ve meta kumtaşı; meta kireçtaşı) ve diyajenetik (şeyl, çamurtaşı/çamur-şeyl, silttaşı, kumtaşı, kireçtaşı; ender olarak spikülit, radyolarit, volkanik) litolojiler içerdiklerini belirterek sedimanter kayaları oluşturan minerallerin fillosilikat (2M1+1Md±1M İllit, Klorit, C-V, C-S ve I-S), kuvars, plajiyoklaz, kalsit ve dolomit olduğunu saptamışlardır. Aynı çalışmada Kambriyen-Devoniyen yaşlı birimlerin diyajenetik, buna karşın Trias yaşlı birimlerin anki-metamorfik kristalinite derecesine sahip oldukları ve bu metamorfizma derecesindeki farklılıkların tektonizmadan kaynaklanan terslenmiş metamorfizmadan ziyade, Trias'taki riftleşme ile ilgili açılmalı basende ortaya çıkan daha yüksek ısı akışından kaynaklanmış olduğunu ileri sürmüşlerdir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Tez çalışması; arazi öncesi büro çalışması, arazi çalışması, laboratuvar çalışması, verilerin değerlendirilmesi ve tez yazımı çalışması olmak üzere farklı aşamalarda gerçekleştirilmiştir.

3.1. ARAZİ ÖNCESİ BÜRO ÇALIŞMASI

Arazi öncesi çalışmada Demirtaş (Antalya) civarının jeolojisi, stratigrafisi, tektoniği ve litolojisi ile ilgili daha önce çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmış olan raporlar, yayınlar vs. toplanmış ve değerlendirilmiştir.

3. 2. ARAZİ ÇALIŞMASI

Bu aşamada çalışma alanının içinde yer aldığı 1/25.000 ölçekli Alanya P 28 b1 paftasında yüzeleyen diyabazların mostra sınırları GPS yardımıyla belirlenerek jeolojik harita alımı gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar esnasında ayrıca diyabaz kütlelerinin değişik yerlerinde kayaçların makroskopik özellikleri göz önüne alınarak örnek alımı yapılmıştır. Ayrıca arazi çalışmaları esnasında diyabazların arazideki görümleri fotoğraf çekimleri ile görüntülenmiştir.

3. 3. LABORATUAR ÇALIŞMASI

Arazi çalışması esnasında bölgede yüzlek veren diyabazlardan 50 adet örnek toplanmıştır. İlk aşamada alınan bu örneklerden MTA ve Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit atölyesinde ince kesitleri yapılmıştır. Elde edilen ince kesitler polarize mikroskopta incelenerek kayaçların mineralojik bileşimi belirlenmiş ve petrografik tanımlamaları yapılmıştır. Diyabazların oluştuğu Jeotektonik ortamı ve magma türünü belirlemek için örnekler Mersin Üniversitesi Merkez Laboratuvarlarında kırıcı ve değirmende öğütülerek toz şekline getirilmiştir. İnce toz haline getirilen örnekler ACME(KANADA) laboratuvarlarında ICP-AES / ICP-MS [İndüklenmiş eşleşmiş plazma atomik emisyon spektroskopisi / kütle spektrometresi) yöntemi ile analiz edilerek ana-, iz ve nadir toprak element içeriklerinin belirlenmiştir. Diğer taraftan analize tabi tutulan bütün örnekler farklı sıcaklıklarda (105°C, 1050°C) ısıtılarak nem ve ateşte kayıp miktarları (AK veya LOI) belirlenmiştir.

3. 4. DEĞERLENDİRME VE TEZ YAZIMI

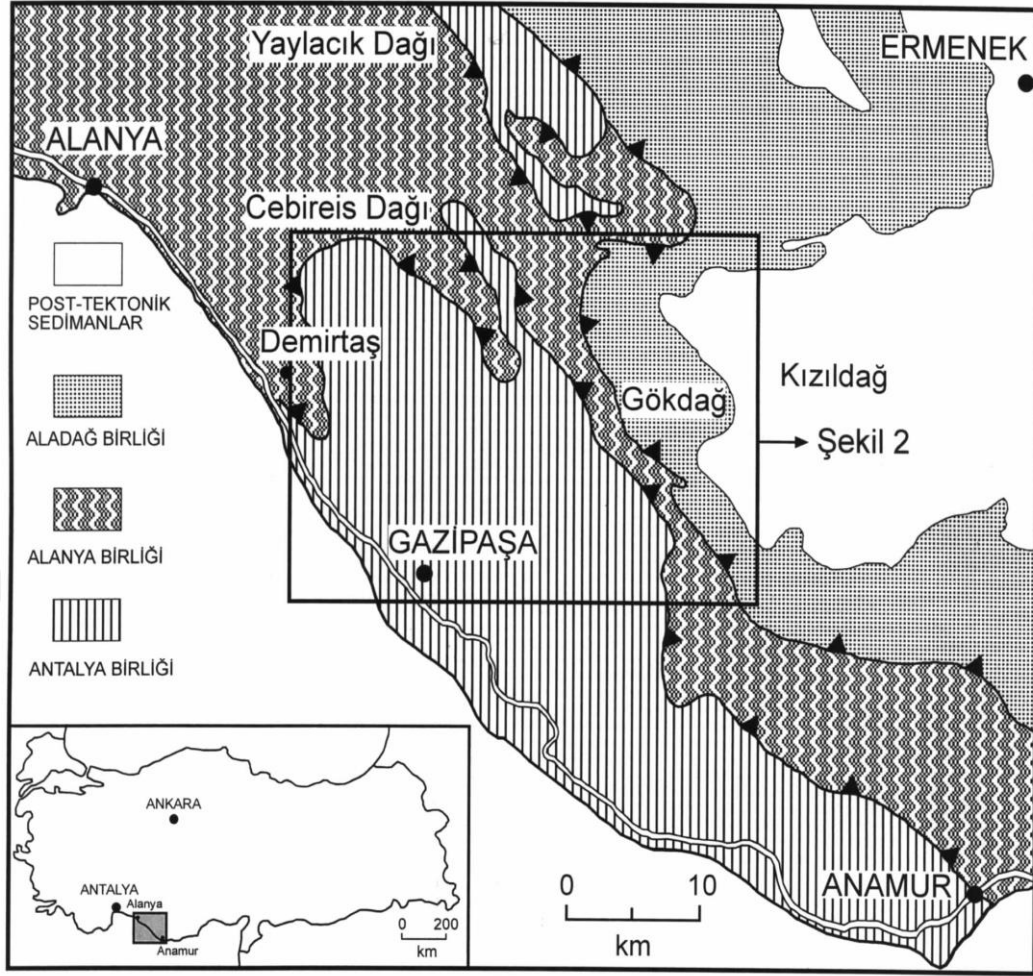
Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verileri değişik bilgisayar programları aracılığıyla değerlendirilmiş ve elde edilen sonuçlar birleştirilerek tez yazım çalışması gerçekleştirilmiştir.



4. BÖLGESEL JEOLJİ

İnceleme alanının içinde bulunduğu Orta Toroslar Bölgesi'nde yer alan kayaçlar, Bolcardağ Birliği, Bozkır Birliği, Geyikdağ Birliği, Aladağ Birliği, Antalya Birliği ve Alanya Birliği şeklinde ayrılmıştır [Özgül, 1976 ve 1984]. Diyabazların bulunduğu bölge ve yakın çevresinde Özgül [1976] tarafından tanımlanan Antalya, Alanya ve Aladağ birlikleri yüzelemektedir (Şekil 4. 1). Antalya Birliği konumu nedeniyle Özgül [1984] tarafından "Alanya Tektonik Penceresi" olarak adlandırılmıştır. Bölgede Aladağ Birliği, Alanya Birliğini ve görece otokton konumundaki Antalya Birliğini tektonik olarak üzerlemektedir.

Çalışma alanı ve yakın çevresinde bu birliklerden sadece Antalya ve Alanya birlikleri yüzelemektedir. Antalya Birliği, gravite tektoniğinin etkili olduğu bir ortamda gelişmiş, Kambriyen - Üst Kretase yaşlı, boyutları çakıl boyundan kilometrelere kadar değişen, sık ve derin deniz çökellerine ait bloklardan oluşan, Üst Trias yaşlı volkanikleri ve ofiyolitleri içeren, metamorfizma geçirmemiş kayaçlardan oluşmaktadır. Alanya Birliği ise; Permian- Trias - Alt Tersiyer yaşlı, sublitoral ortamlarda çökelmiş, karbonatlı ve kırıntılı kayaçlardan oluşan bir birlik olup, Permian ve Trias yaşlı kesimleri yeşil şist faziyesinde metamorfizma geçirmiştir. Alanya Birliği, Antalya Birliği üzerinde allohton olarak konumlanmış olup, derince aşındığı yerlerde Antalya Birliğine ait kayaçlar açığa çıkmakta ve bu kesimler Alanya Tektonik Penceresi olarak tanımlanmaktadır [Özgül, 1984]. Diğer yandan, Şengör ve Yılmaz [1981]) ile Özgül [1984] bölgede Permian ve öncesinde bir karbonat platformunun yer aldığını, Trias (Ladinyen - Noriyen)'da bölgede bir açılma olayının geliştiğini ve Antalya Naplarındaki birimlerin çökelebilmeleri için bir çanağın oluştuğunu, Permian platformuna benzer neritik karbonat ortamının Trias başlarında da devam ettiğini, ancak daha sonra ortamın derinleşmesine bağlı olarak pelajik hamurlu breşlerin, pelajik kireçtaşlarının ve manganlı radyolaryaların çökeldiğini, bu sırada alkali bazaltlardan oluşan yaygın bir volkanik faaliyetin geliştiğini belirtmektedir. Çalışma alanı ve yakın çevresinde sadece Antalya Birliği'ne ait kayaçlar yüzelemektedir. Bu nedenle, bu çalışmada sadece Antalya Birliği'ne ait birimler irdelenecektir.

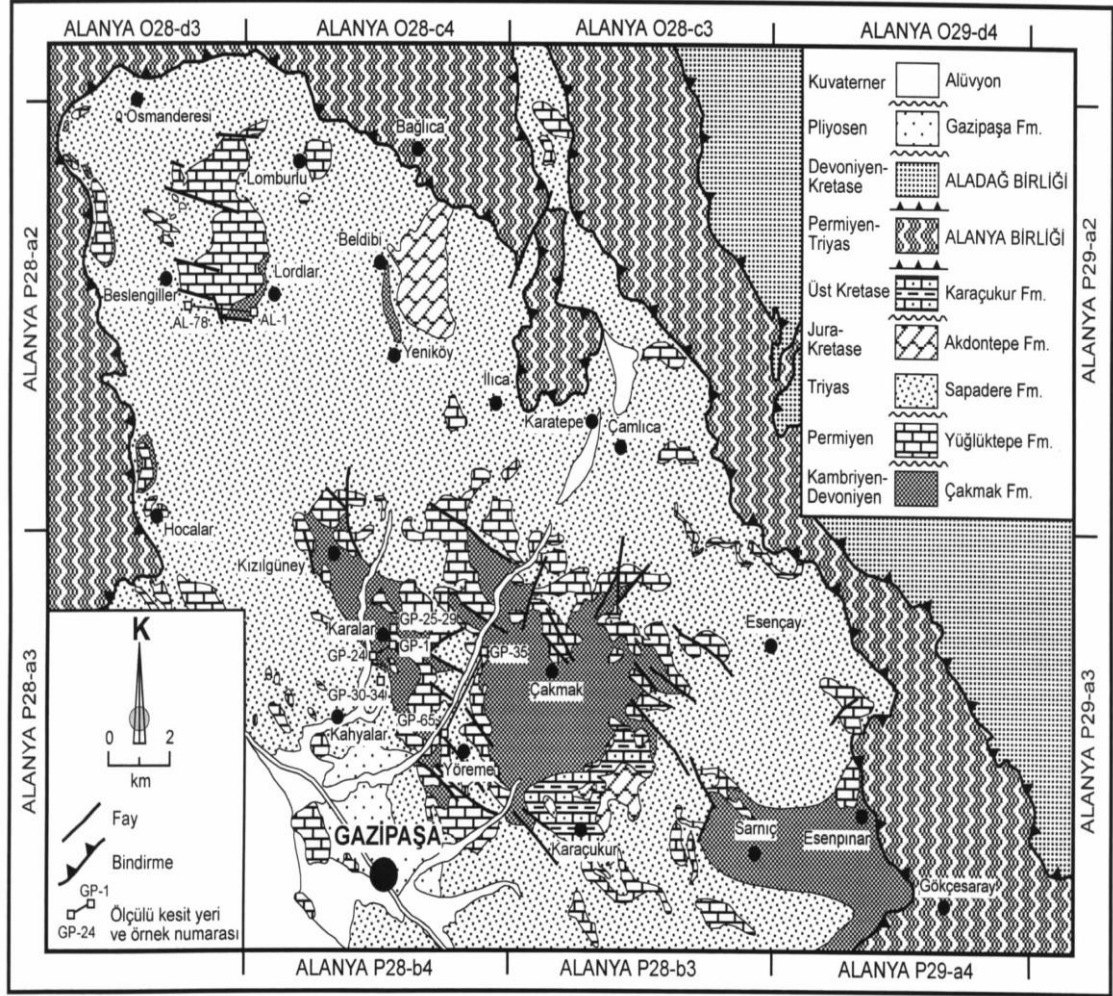


Şekil 4. 1. İnceleme alanı ve çevresinin bölgesel jeoloji haritası [Özgül, 1984; Bozkaya ve Yalçın, 2001'den alınmıştır].

4.1 ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Çalışma alanı ve yakın bölgesinde sadece Özgül [1976, 1984] tarafından tanımlanan Antalya Birliği'ne ait kayaçlar bulunmaktadır. Bu birimler Kambriyen-Üst Kretase zaman aralığında çökelmiş kayaç topluluklarından oluşmaktadır. Bölgede yapılan önceki çalışmalarda bu birimler farklı araştırmacılar tarafından farklı formasyon adı altında incelenmiştir [Ulu, 1983; Özgül, 1984; Bozkaya ve Yalçın, 2001; 2005]. Bu çalışmada birimler Bozkaya ve Yalçın [2001] tarafından kullanılan formasyon adları ile verilecektir. Buna göre bölgedeki litostratigrafik birimler yaşlıdan gence doğru Çakmak, Yüglüktepe, Sapadere, Aktontepe ve Karaçukur formasyonlarıdır (Şekil 4.2). Bozkaya ve Yalçın [2001] ise formasyon adlanmalarında, Sapadere formasyonunu Özgül [1984]'den diğer adlanmalar ise Ulu

[1983]'den almışlardır. Arazi çalışmaları esnasında inceleme bölgesi ve yakın çevresinde gözlemlenen litolojik birimler genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesitte verilmektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4. 2 İnceleme alanı ve çevresinin detaylı jeolojik haritası [Özgül, 1984; Bozkaya ve Yalçın, 2001'den alınmıştır].

4.1.1. Çakmak Formasyonu (Kambriyen-Devoniyen)

İnceleme alanında Antalya Birliğinin temelini oluşturan birim, gri-yeşil renkli, bol küçük kıvrımlı, çamur taşı, şeyl ve mikalı kumtaşı/silttaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Birimin kalınlığı yaklaşık 150 metredir. Formasyonun üst seviyelerinde alacalı, kırmızı-grimsi renkli, orta tabakalı yumrulu kireçtaşı ara katkıları yer almaktadır. Birimin yaşı, Bozkaya ve Yalçın [2001]'e göre Kambriyen-Devoniyen, Ulu [1983]'e göre ise Ordovisyen-Alt Devoniyen'dir.

Formasyonu oluşturan kayalar önceki araştırmacıların Ulu [1983], Gülseren [1987] Çopuroğlu [1994] belirttiği gibi düşük dereceli metamorfik oluşumlardan daha çok ileri diyajenez evresini yansıtan özellikler sergilemektedir. Birim Permiyen yaşlı Yüglüktepe formasyonu uyumsuzlukla gelmektedir [Bozkaya ve Yalçın, 2001].

Sistem	Seri	Formasyon	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
M E S O Z O Y İ K	Jura-Üst Kretase	Karaçukur		Çörtlü, pelajik kireçtaşı
		Aktontepe		Dolomitik kireçtaşı ara seviyeli, gri-bej renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşı
M E S O Z O Y İ K	Triyas	Sapadere		Uyumsuzluk Dayk-sil şeklindeki diyabaz daykları Kireçtaşı ara katkılı, kumtaşı, silttaşı, şeyl ar dalanamsı Yüglüktepe formasyonuna ait kireçtaşı bloğu
				Kireçtaşı ara katkılı, kumtaşı, silttaşı, şeyl ar dalanamsı
P A L E O Z O Y İ K	Permiyen	Yüglüktepe		Dolomitik kireçtaşı ara seviyeli, koyu gri-gri renkli, orta-kalın tabakalı <i>Mizzia</i> 'lı kireçtaşı
	Kambriyen-Devoniyen	Ç a k a k		Uyumsuzluk Kırmızı-grimsi renkli yumrulu kireçtaşı seviyesi Gri-yeşil renkli, küçük kıvrımlı, mikalı kumtaşı-silttaşı ve çamurtaşı-şeyl ar dalanamsı.

Şekil 4. 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

4.1.2. Yüğüktepe Formasyonu (Üst Permiyen)

Birimin hâkim litolojisi koyu gri-gri, kirli beyaz renkli, orta-kalın tabakalı, bol çatlaklı, yer yer Mizzia'lı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Metamorfizma nedeniyle, yeniden kristalleşmeler görülmektedir. Bazı seviyelerinde ise dolomit ve dolomitik kireçtaşları görülmektedir. Karbonatlardan oluşması nedeniyle birim, arazide yüksek kayalıklar şeklinde görülmektedir. Yüğüktepe formasyonu metamorfizma geçirmiş olduğundan dolayı fosil içeriği açısından fakir olup, bazı seviyelerde görülen *Mizzia*'lara, ve önceki çalışmalara göre Üst Permiyen yaşında olduğu görülmektedir. Birim, alttaki çakmak formasyonu üzerine açılmal uyumsuzlukla gelmekte olup, üstteki Sapadere formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir.

4.1.3. Sapadere Formasyonu (Trias)

Birim, inceleme alanında yayılımı en geniş olarak temsil edilir. Sapadere formasyonu genel olarak türbiditik fasiyesteki silisiklastik ve karbonatlı kayalardan oluşmakta olup, yer yer radyolarit ve seyrek olarak dolerit bileşimli volkanik mercerleri içermektedir [Özgül, 1984]. Formasyon farklı fasiyeslerden oluştuğu için daha önceki çalışmalarda [Ulu, 1983; Özgül, 1984] farklı üyelere ve formasyonlara ayrılarak çalışılmıştır. Bozkaya ve Yalçın [2001] ise tek birim olarak incelemiştir. Formasyon genel olarak kumtaşı, şeyl, silttaşı ve kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Bunun yanında birim içerisinde Çakmak ve Yüğüktepe formasyonlarına ait olistolitler (bloklar) içermektedir. Özellikle Yüğüktepe formasyonuna ait Mizzia'lı kireçtaşı blokları mermer sahasının doğu ve batı kesimlerinde yanıl devamı olmayan büyük bloklar şeklinde yüzlekler vermektedir. Kıvrıntılı kayalardan oluşan seviyeler bölgenin kuzey ve güney kesimlerinde metamorfizma derecesine bağlı olarak farklılıklar göstermektedir. Güney kesimlerde çok düşük dereceli metamorfizma etkisi nedeniyle kıvrıntılı seviyeler daha çok sleytlere dönüşmüş olup, bu birimlerde buruşma kıvrımları ve dilinimler, yaygın zik-zaklı kıvrımlanmalar sunmaktadır.

Sapadere formasyonu Üst Permiyen yaşlı Yüğüktepe formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Birim, Jura-Kretase yaşlı Aktontepe formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Sapadere formasyonu içerisinde kesin

yaş veren fosile rastlanılmamıştır. Ancak birimin altındaki ve üstündeki birimlere ve dokunak ilişkisine göre Trias yaşında olduğu düşünülmektedir.

4.1.4. Aktontepe Formasyonu (Jura-Geç Kretase)

Birimin, hâkim litolojisi gri-bej renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşları olup, seyrek olarak dolomit ve dolomitik kireçtaşı ara seviyeleri içermektedir. Akdontepe formasyonu Sapadere formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmekte olup, Karaçukur formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir. Bu birim, bu çalışmada detaylı olarak incelenmemiş olup, birimin yaşı önceki çalışmalara göre Jura-Geç Kretase olarak belirlenmiştir [Ulu, 1983; Özgül, 1984; Bozkaya ve Yalçın, 2001]. Birim karbonat platformunda çökelmiştir.

4.1.5. Karaçukur Formasyonu (Üst Kretase)

Birim, başlıca pelajik kireçtaşı, çörtlü kireçtaşından oluşan karbonatlı kayaçlar ile temsil edilmektedir. Seyrek olarak da silisli sedimenter kayaçlardan radyolaritler içermektedir. Birimin yaşı Üst Kretase olarak belirlenmiştir [Ulu, 1983; Özgül, 1984; Bozkaya ve Yalçın, 2001].

Sonuç olarak inceleme alanı içinde; Çakmak ve Bıçkıcı Formasyonları, Trias yaşlı Çamlıca Formasyonu üzerinde gözlenmekte olup, bu ilişki Ulu [1983] tarafından tektonik bindirme olarak nitelenmiş ve Karalar Bindirmesi şeklinde tanımlanmıştır.

Ancak; Çakmak ve Bıçkıcı Formasyonlarına ait kayaçların dolamaları çok düzensiz ve bloksu görünümde olup, bu formasyonlara ait kayaçların, Trias yaşlı Çamlıca Formasyonu içinde bloklar şeklinde buldukları (çökelme ortamına ortam kenarından bloklar şeklinde kaymış; sin-sedimenter yerleşim) da söylenebilir. Ayrıca, Antalya Birliği için yukarıda anlatılan özellikler dikkate alındığında tüm formasyonlara ait kayaçların bloklar şeklinde olduğu (post sedimenter, tektonik karışım) da düşünülebilir. Diğer yandan, önceki çalışmalarda belirtildiği gibi inceleme alanındaki birimlerin hiçbiri metamorfik kayaç ve/veya şist olarak tanımlanabilecek derecede metamorfizma koşullarından etkilenmemişlerdir. Şeyl ve/veya çamurlu şeyl karakteri hâkim olup, Trias yaşlı Çamlıca Formasyonunun diyajenez/metamorfizma koşullarının, kendisinden daha yaşlı olan Çakmak ve

Bıçkıcı formasyonlarına göre daha yüksek olduğu gözlenmektedir. Metamorfizma derecesindeki bu farklılık tektonizmadan kaynaklanan terslenmiş metamorfizmadan ziyade, Trias'taki riftleşme ile ilgili açılmalı basende ortaya çıkan daha yüksek ısı akısından kaynaklanmış gözükmektedir [Bozkaya ve Yalçın, 2001].

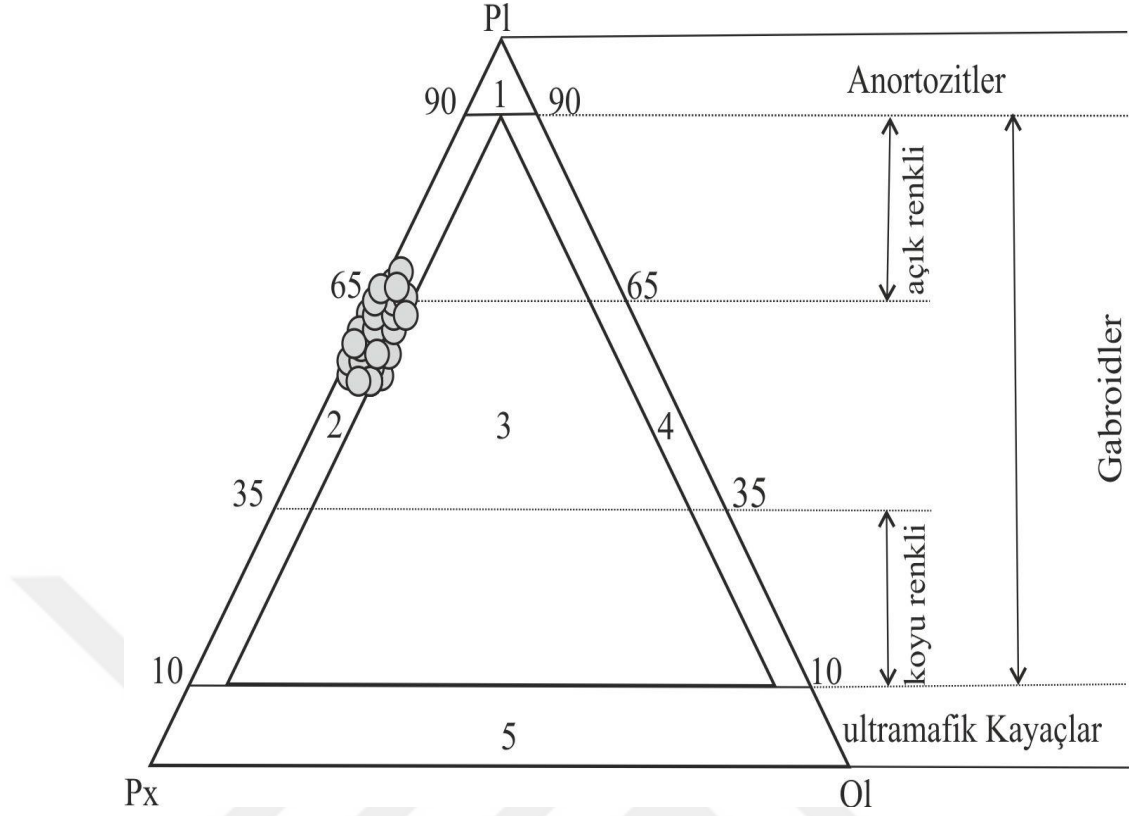


5. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

5.1. MİNERALOJİ VE PETROGRAFI

İnce kesitler üzerinde yapılan petrografik tanımlamalar sonucunda, örneklerin diyabaz ve dolerit kayaçlarından oluştuğu tespit edilmiştir. Yarı derinlik kayaçlardan Diyabaz ve dolerit aynı anlamdadır. Ancak genellikle taze, ayrışma göstermeyen yani orijinal minerallerin yapısının korunduğu kayaçlar dolerit olarak tanımlanırken, mineral bileşenleri kısmen altere olmuş veya düşük dereceli metamorfizma etkisiyle oluşan ikincil minerallerden kaynaklanan yeşilimsi renginden dolayı yeşil taş olarak isimlendirilen türlerine ise diyabaz denilmektedir. Petrografik çalışmaların ilk aşamasında örneklerin kantitatif mineralojik bileşimini ortaya çıkarmak amacıyla modal analiz yapılmıştır. Bunun için örneklerden elde edilen ince kesitler üzerine birbirine paralel olacak şekilde konturlar çizildi ve bunların üzerinde düşen mineral türleri ve sayıları belirlenerek mineral miktarları hesaplandı. Modal analiz sonuçlarına göre örnekler % 42-56 Plajiyoklaz, % 24-38 Klinopiroksen, % 3-14 Opak ve % 2-8 Olivin içermektedirler. Amfibol, Klorit ve Epidot gibi ayrışma sonucu oluşan minerallerin miktarları ise % 5 altındadır. Yapılan bu modal analize ek olarak örneklerin ana element içerikleri kullanılarak CIPW normatif mineralojik bileşimi hesaplanmıştır. Modal ve normatif mineralojik bileşimler mafik kayaç isimlendirme diyagramına [Streckeisen, 1974] aktarılmıştır. Diyagramda örnekler gabro-norit alanına düşmektedir (Şekil 5. 1. 1). Örneklerin bileşiminde yer alan piroksen grubu mineralin klinopiroksen olmasından dolayı kayaç gabro olarak adlandırılmıştır.

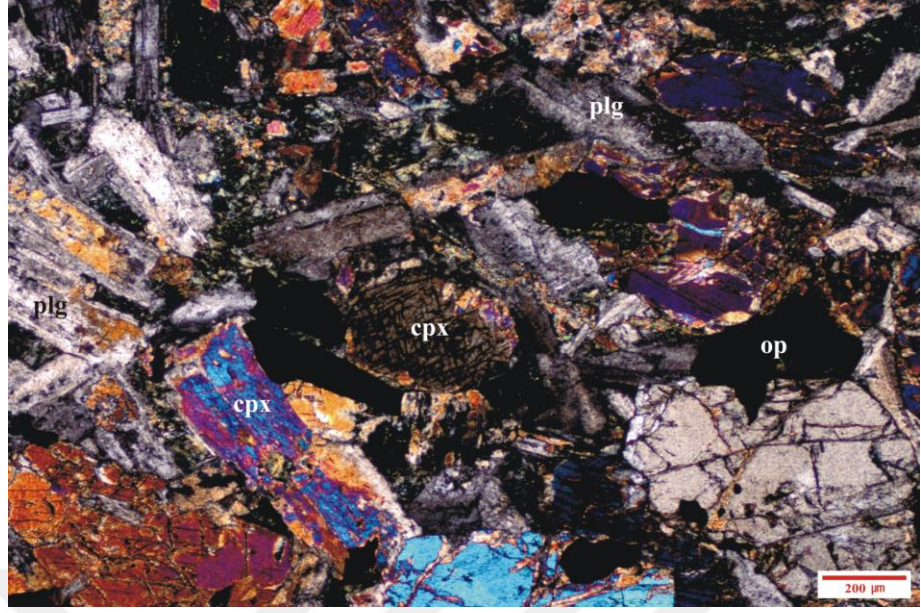
Kayaç içinde gözlenen amfibol mineralleri, piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluşurken diyabazlarda gelişen sosuritleşme sonucunda da kayaçta epidot, kalsit serizit gibi mineraller gelişmiştir. Kayaç dokusal olarak, prizmatik plajiyoklaz minerallerinin piroksenlerden ibaret bir hamur içerisinde bulunmasıyla karakterize edilen ofitik doku göstermektedir (Şekil 5.1.2). Bazı örneklerde ise birbirini kesen yarı-özşekilli ve özşekilli plajiyoklaz minerallerinin arasını piroksen minerallerinin doldurmasıyla karakterize edilen sub-ofitik doku (Şekil 5. 1. 3) gözlenmektedir.



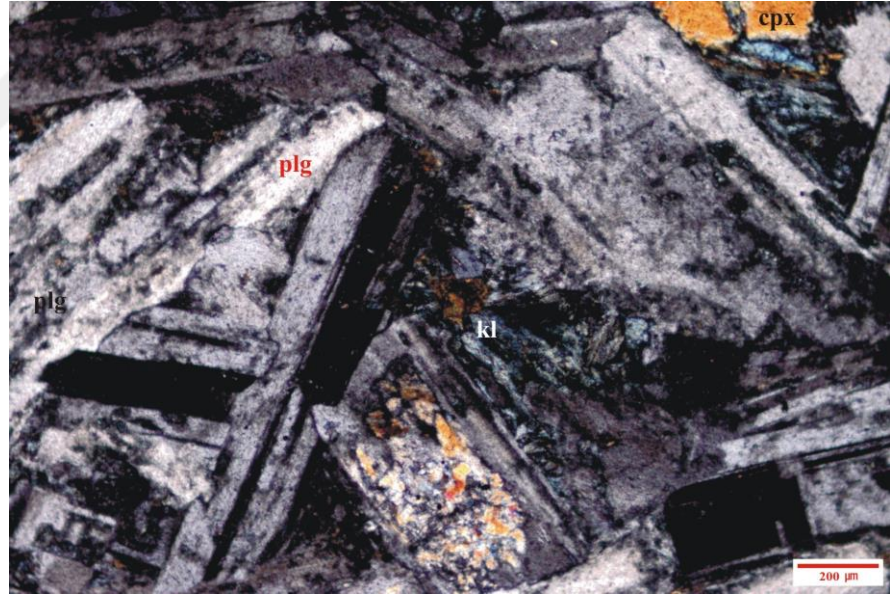
Şekil 5. 1. 1. Demirtaş diyabazlarının Modal ve Norm analiz sonuçlarına göre Streckeisen, [1974] diyagramındaki konumları (Alanlar: 1: Anortozit; 2: Gabro-Norit; 3: Olivinli Gabro-Norit; 4: Troktolit; 5: Plajiyoklas içerikli Ultra mafik Kayaçlar).

Mikroskobik incelemelerde ofitik, subofitik bir dokuya sahip olan diyabazların oluşturan ana ve aksesuar minerallerin yapıları aşağıda ayrıntılı bir şekilde verilmiştir.

Plajiyoklaz: Plajiyoklaz mineralleri ince uzun prizmatik, yarı özşekilli biçimde gözlenirler ve kayaç içinde yaklaşık % 40-55 oranında büyük çoğunluğu oluştururlar (Şekil 5. 1. 2, Şekil 5. 1. 3) Genellikle çubuğumsu kristallerden oluşan plajiyoklazlarda polisentetik ikizlenmeler gözlenmektedir. Plajiyoklazların büyük çoğunluğunda paralel veya paralele yakın sönme göstermeleri nedeniyle albitleşmiş oldukları tespit edilmiştir (Şekil 5. 1. 6). Kaolinleşme ve epidotlaşma yaygın olarak gözlenen en önemli alterasyon türleridir.



Şekil 5. 1. 2. Diyabazlarda gözlenen ofitik doku; plg: Plajiyoklaz, cpx: Klinopiroksen, op:opak; (çift nikol).



Şekil 5. 1. 3. Diyabazlarda gözlenen subofitik doku; plg: plajiyoklaz, cpx: klinopiroksen, kl: klorit (çift nikol).

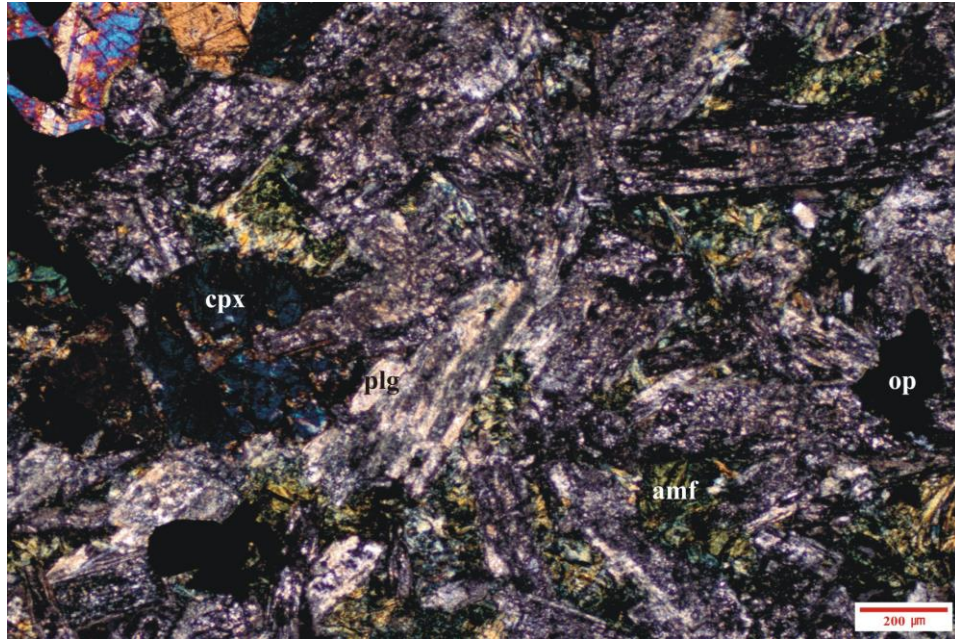
Piroksen: Piroksen mineralleri, plajiyoklaz minerallerinin arasında gözlenirler ve miktarları % 27-38 olup, eğik sönme göstermelerinden dolayı klinopiroksen fazları olarak tanımlanmışlardır. Tane boyları 0.2-0.45 mm arasında değişen klinopiroksenler kayaç içerisinde özşekilli, 89-90° dereceye sahip

mükemmel dilinim ve yarı özşekilli ile özşekilsiz kristaller halinde gözlenmektedirler. Prizmatik kesitlerinde tek yönde belirgin dilinim izlenmektedir. Bazı klinopiroksenler de h^1 (100) ikizine rastlanmaktadır. Piroksen mineralleri alterasyon sonucu amfibol ve klorit minerallerine dönüşmüşlerdir.

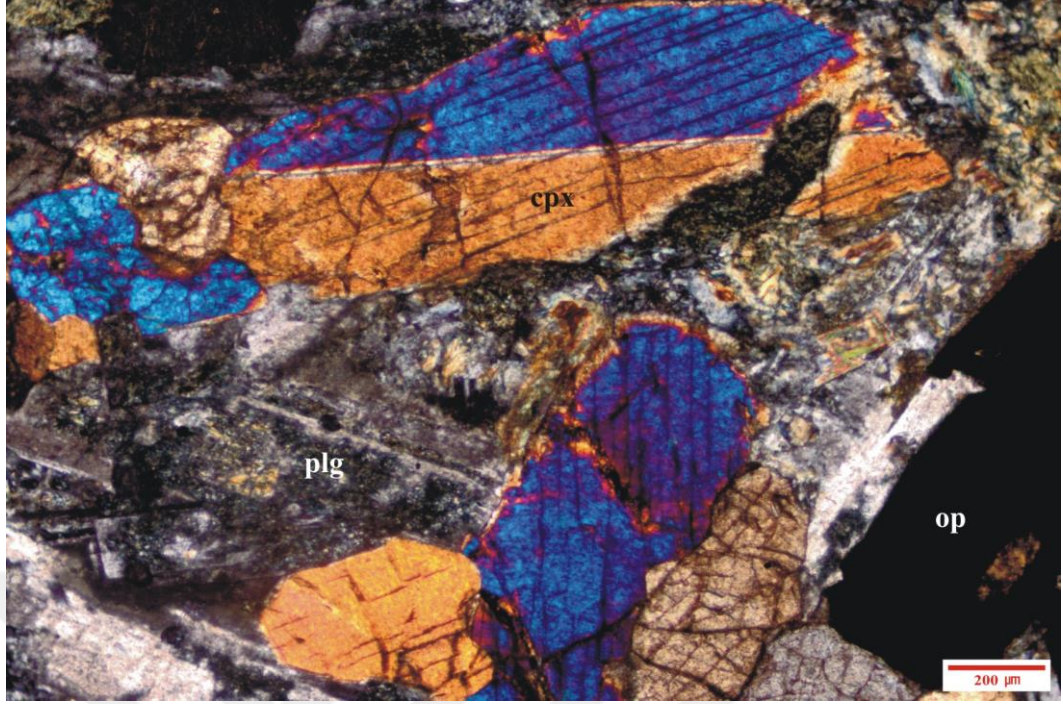
Olivin: Canlı girişim renklerine sahip olan bu mineraller (% 3-8) kayalık içinde genellikle özşekilsiz ve bol çatlaklı bir yapıya sahip olarak bulunmaktadır (Şekil 5. 1. 5). Klorit mineralleri ikincil oluşan fazlar olup mikrolitler şeklinde gözlenmektedirler. Ayrıca bu mineraller mavi-lacivert girişim renkleri ve çok zayıf yeşil-sarı ile koyu yeşil arasında değişen pleokroyizma gösterirler (Şekil 5. 1. 6). Diğer bir alterasyon ürünü olarak gelişen epidotlar mineralleri, çift nikol'de II. sıranın canlı girişim renkleri ile tek nikol'de limon sarısı pleokroyizma ile kloritlerden kolaylıkla ayırtlanırlar.

Amfibol: Amfibol mineralleri canlı girişim renkleri, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde gözlenirler ve piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluşmuş olup 0.2-0.6 mm tane boyunda gözlenmektedirler (Şekil 4.4). Birincil olarak oluşmuş amfiboller ise kayalık için çok nadir olarak izlenmektedir.

Opak mineralleri genelde özşekilli ve yarı özşekilli, köşeli olup, birincil fazlar olarak oluşmuşlardır (Şekil 5. 1. 1, Şekil 5. 1. 3, Şekil 5. 1. 4 ve Şekil 4. 1. 6).



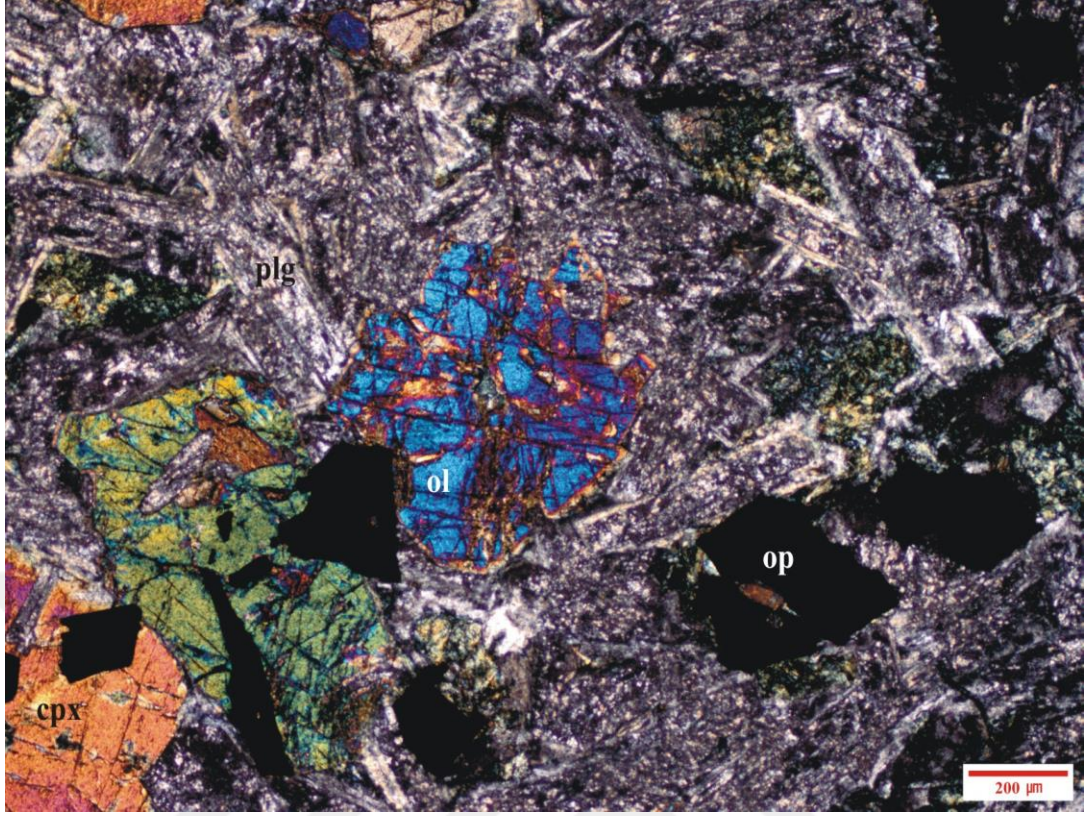
Şekil 5. 1. 4. Diyabaz; subofitik doku; plg:plajiyoklaz, cpx:klinopiroksen, amf:amfibol, op: opak (Çift nikol)



Şekil 5. 1. 5. Klinopiroksenler de gözlenen h^1 (100) ikizlenmesi; Diyabaz; ofitik doku; plg:plajiyoklaz, cpx:klinopiroksen, op:opak; Çift nikol

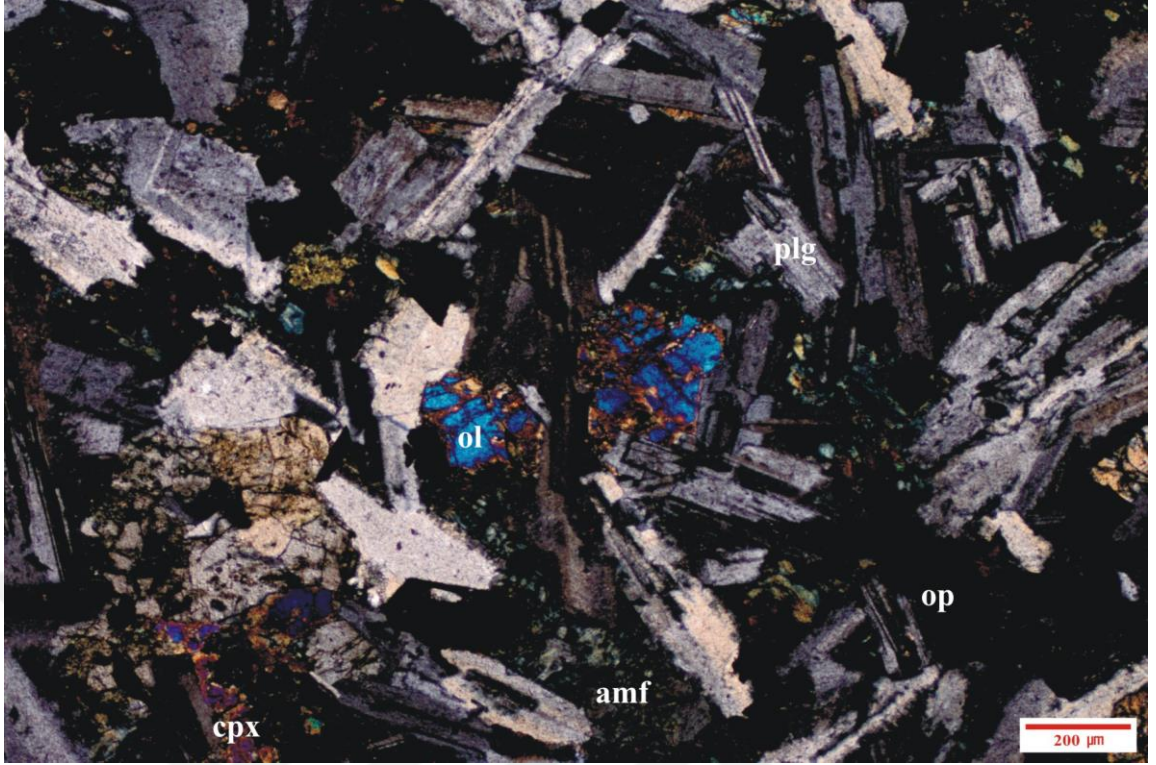


Şekil 5. 1. 6. Çift yönde dilinim (89-90°) gösteren özşekilli klinopiroksen; Diyabaz; subofitik doku; cpx:klinopiroksen; Çift nikol

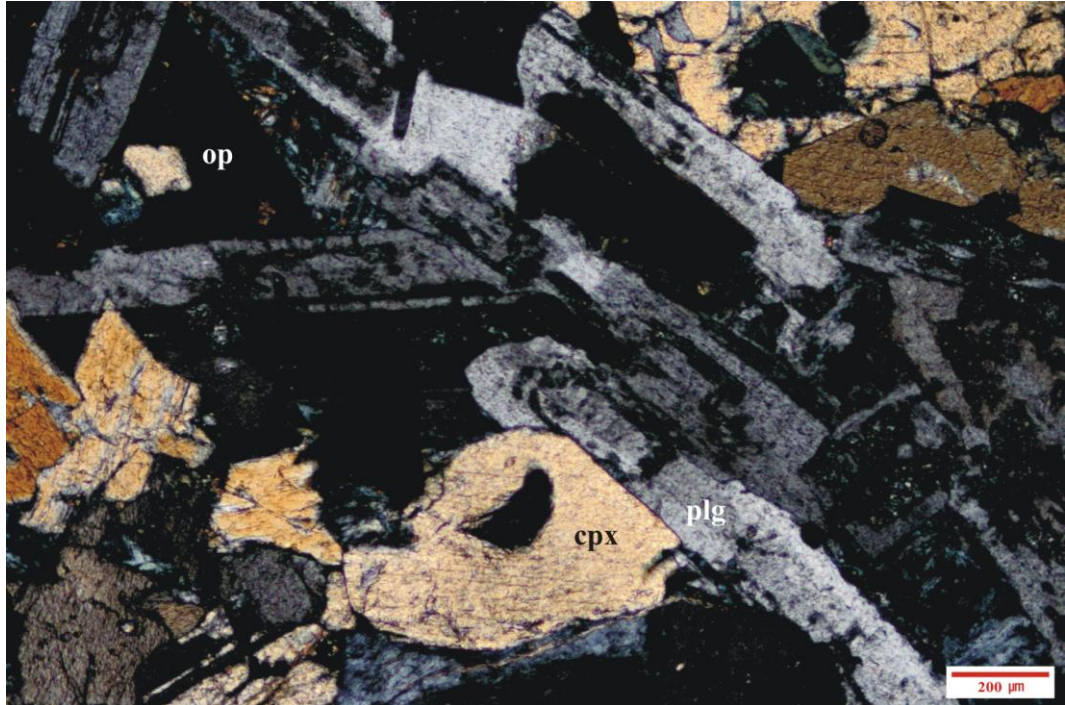


Şekil 5. 1. 7. Bol çatlaklı olivin minerali, plajiyoklazlarda albitleşme; Diyabaz; subofitik doku; plg: plajiyoklaz, cpx: klinopiroksen, ol: olivin op: opak; Çift nikol

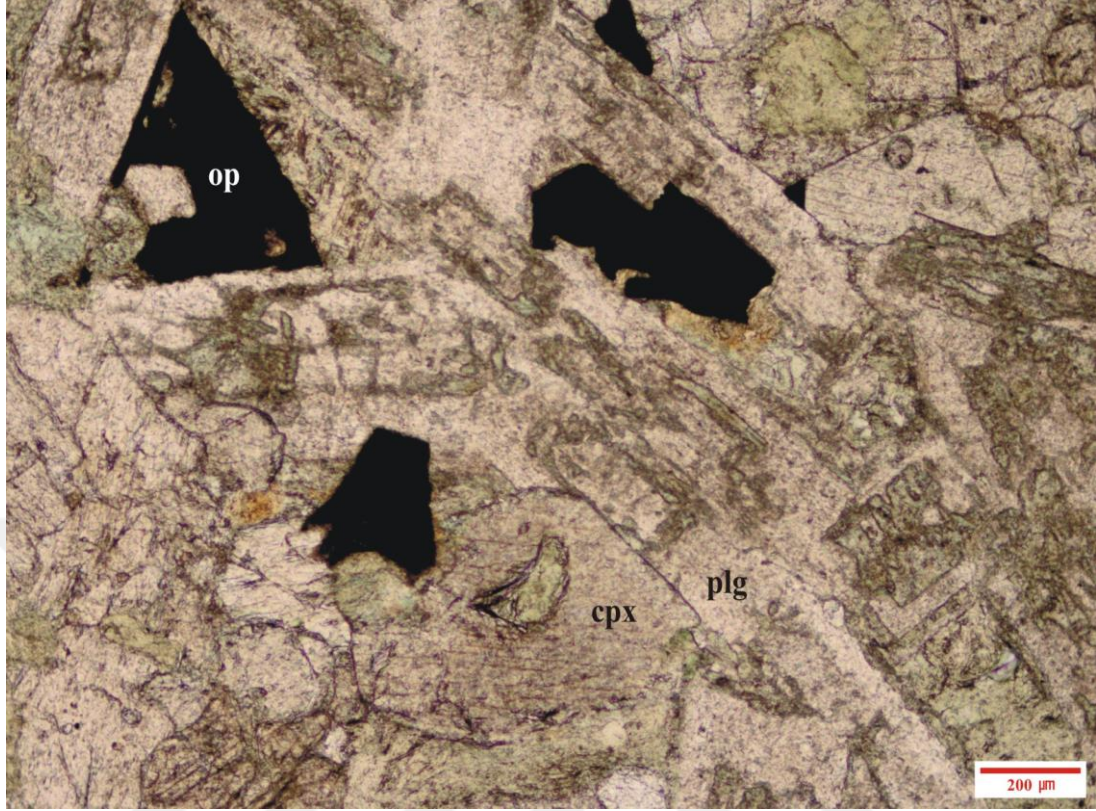
Diyabaz kayacına göre daha taze olarak gözlenen doleritler, hem doku hemde içerdikleri mineraller bakımında diyabazlarla benzer özellikler göstermektedir. Ofitik, subofitik bir dokuya sahip olan ve dolerit olarak nitelenen kayaçların (Şekil 5. 1. 7, Şekil 5. 1. 8 ve Şekil 5. 1. 9) içinde hacimsel olarak % 49-56 oranında, tane boyu 0,1-0,45 mm arasında değişen yarı öz şekilli plajiyoklazlar bulunmaktadır. Plajiyoklaz minerallerinde kısmen albitleşme ve epidotlaşma görülmektedir. Kayaç içinde yaklaşık % 33-36 civarında bulunan, yuvarlak, öz şekilsiz tanelerde şeklinde gözlenen ve plajiyoklaz kristallerinin etrafını saran klinopiroksenler bozunma sonucu uralitleşerek amfibol ve klorit minerallerine dönüşmüşlerdir. Kayaç içinde yaklaşık % 5 oranında bulunan Olivin, canlı girişim renklerine sahip olup, genellikle öz şekilsiz ve bol çatlaklı taneler şeklinde gözlenmektedir. Tane boyu 0,1-0,15 mm arasında değişen ve küçük köşeli bir morfolojiye sahip olan Opak minerallerinin kayaç içindeki miktarı ise yaklaşık % 10 dolaylarındadır (Şekil 5. 1.10.).



Şekil 5. 1. 8. Dolerit kayacının genel görünümü; subofitik doku; plg: plajiyoklaz, cpx:klinopiroksen, ol:olivin, amf: amfibol, op:opak; Çift nikol.



Şekil 5. 1. 9. Dolerit kayacının genel görünümü; ofitik doku; plg:plajiyoklaz, cpx:klinopiroksen, op:opak; Çift nikol.



Şekil 5. 1. 10. Dolerit kayacının genel görünümü; ofitik doku; plg: plajiyoklaz, cpx: klinopiroksen, op:Opak; Tek nikol.

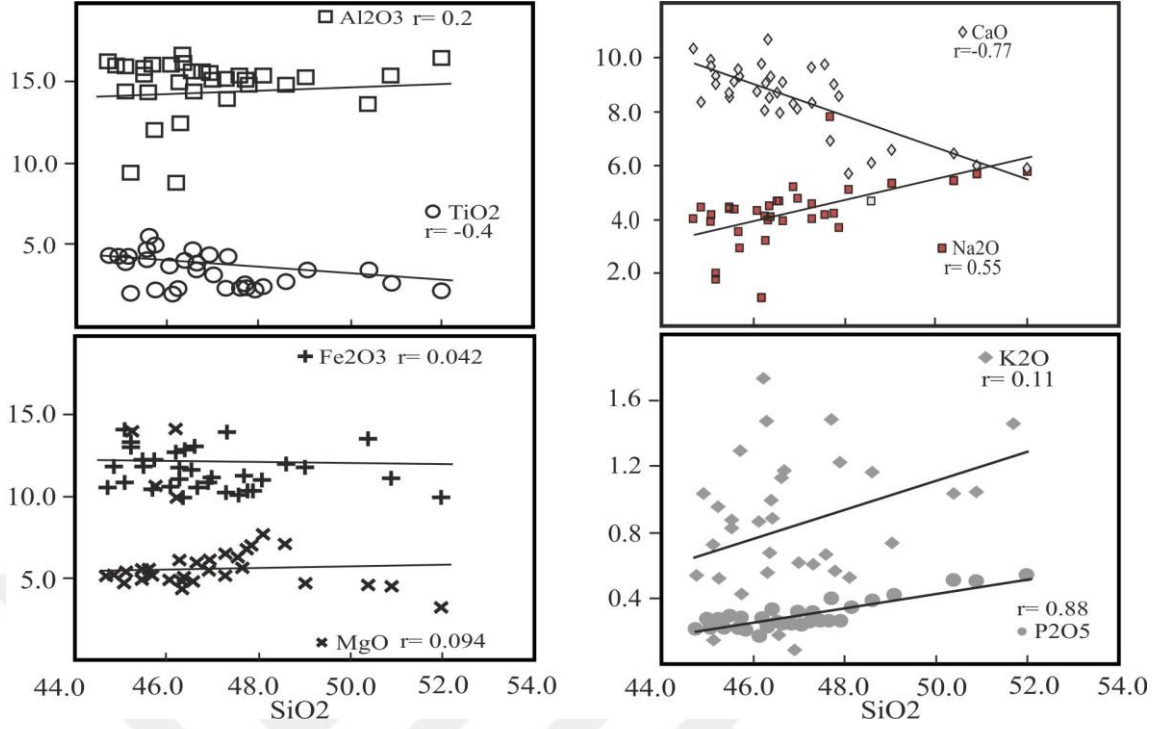
5. 2. ANA -, İZ - VE NADİR TOPRAK ELEMENT JEOKİMYASI

Arazi çalışmaları kapsamında derlenen örnekler ACME (KANADA) laboratuvarlarında ICP-AES / ICP-MS yöntemi ile analiz edilerek ana-, iz ve nadir toprak element (NTE) içerikleri belirlenmiştir. Örneklerin Ateşte Kayıp (A.K.) miktarları ise Mersin Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında saptanmıştır. Örneklerin ana element içerikleri EK 1’de verilmiştir. Diyabaz örneklerinin SiO₂ içeriği çok değişken olup, % 44.7 ile % 52 arasında değişmektedir. Yüksek SiO₂ (>%49) içeriğine sahip olan örnekler aynı zamanda yüksek miktarlarda alkali (Na₂O+K₂O) değerlerine de sahiptirler. Örneklerin Al₂O₃ miktarları % 8.8 ile 16.7 arasında değişmekte olup, düşük değerlere (%8.8) sahip örnekler yüksek Fe₂O₃, MgO ve düşük alkali (Na₂O+K₂O) içerikleri ile karakteristiktirler. Buda düşük alüminyum içeriğine sahip olan örneklerin büyük bir kısmının piroksen, amfibol ve olivin gibi mafik minerallerden oluştuğuna işaret etmektedir. Diyabaz örneklerin

diğer ana oksit içerikleri sırasıyla Fe_2O_3 : % 10.0 -14.1; TiO_2 : % 1.9 - 5.5; MgO : % 3.2 -14.2; CaO : % 5.7-10.7; Na_2O : % 1.1-7.8 arasında değişirken, diğer ana bileşenlerden MnO miktarı % 0.1 – 0.23; K_2O miktarı % 0.08-1.82 ve P_2O_5 miktarı % 0,21- 1.61 arasındadır. Çalışma kapsamında incelenen örneklerin toplam karbon (TC) ve toplam kükürt (TS) içeriği % 1'den küçük olup, ateşte kayıp (AK) değerleri ise % 1.8 ile % 4.2 arasında değişmektedir. Yüksek ateşte kayıp değerleri örneklerde önemli miktarlarda ayrışmanın olduğunu göstermektedir.

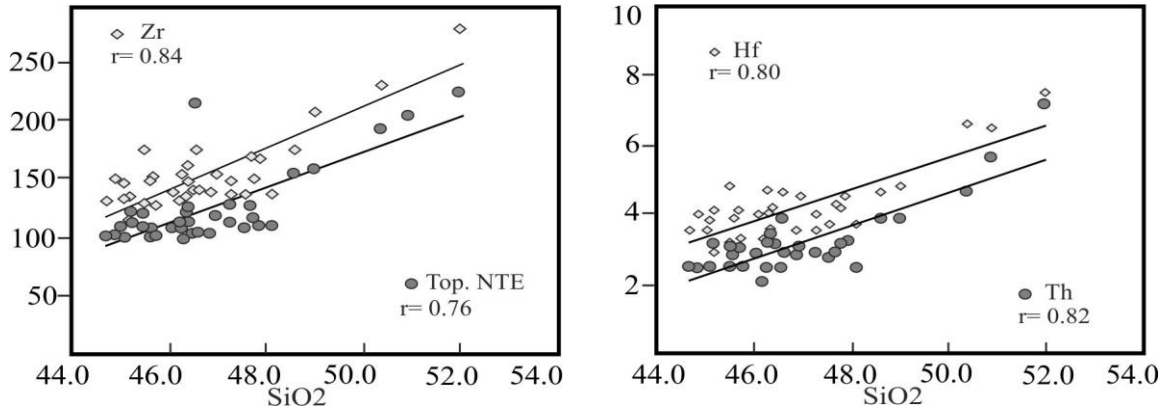
Çalışma kapsamında incelenen örneklerin ana elementlerinin birbirleriyle olan ilişkilerine bakıldığında (Şekil 5. 2. 1) SiO_2 , CaO ile negatif ($r = -0.77$), Na_2O ve P_2O_5 ile zayıf pozitif ($r = 0,55$ ve $r = 0.88$) bir ilişki gösterirken, diğer ana oksitlerle herhangi bir ilişkisi bulunmamaktadır. SiO_2 ile CaO arasında negatif, Na_2O ve P_2O_5 ile pozitif ilişkiler diyabaz magmasının fraksiyonlaşmasını ve bunun sonucu ortaya çıkan durumu sergilemektedir. Diğer taraftan SiO_2 ile MgO arasındaki anlamsız olan korelasyon katsayısı göz önüne alınmadığında, aslında Şekil (5.2.1) de görüldüğü gibi belirli bir seviyeye kadar iki oksit arasında pozitif, daha sonra, negatif (azalan MgO miktarı) bir ilişki gözlenmektedir. Buda magmanın SiO_2 miktarının % 48 (dönüm noktası) dolaylarında ulaştığı evreye kadar magnezyumlu minerallerin (piroksen ve olivin) daha sonra ise magnezyum içeriği düşük minerallerin (plajyoklas ve diğer fazlar) kristalendiklerini göstermektedir.

Diğer ana oksitlerin birbiriyle olan ilişkilerine bakıldığında; Al_2O_3 ile Fe_2O_3 , MnO , MgO arasında negatif ($r = -0.60$; $r = -0.83$; $r = -0.92$); Na_2O ile zayıf pozitif bir ilişki ($r = 0.68$) vardır (Şekil verilmemiştir). Fe_2O_3 sadece MnO ile pozitif bir ilişkiye ($r = 0.72$) sahiptir. Magnezyum oksit, MnO ile pozitif ($r = 0.69$), Na_2O ile negatif ($r = -0.76$) ilişki göstermektedir. Diğer ana oksitlerden K_2O , P_2O_5 ve ateşte kayıp değerleri arasında ise hiçbir ilişki bulunmamaktadır. Fe_2O_3 , MnO ve MgO arasında bulunan ilişkiler bu elementlerin magmatik süreçlerde aynı minerallerin bileşimine girmelerini kaynaklanırken, bunların Na_2O ile gösterdikleri negatif ilişki ise Sodyum elementin uyumsuz davranarak, son oluşan fazların yapısına girmesinden kaynaklanabileceğine işaret etmektedir.



Şekil 5. 2. 1. SiO₂ ye karşı diğer ana oksitlerin değişimi (miktarlar % olarak verilmiştir).

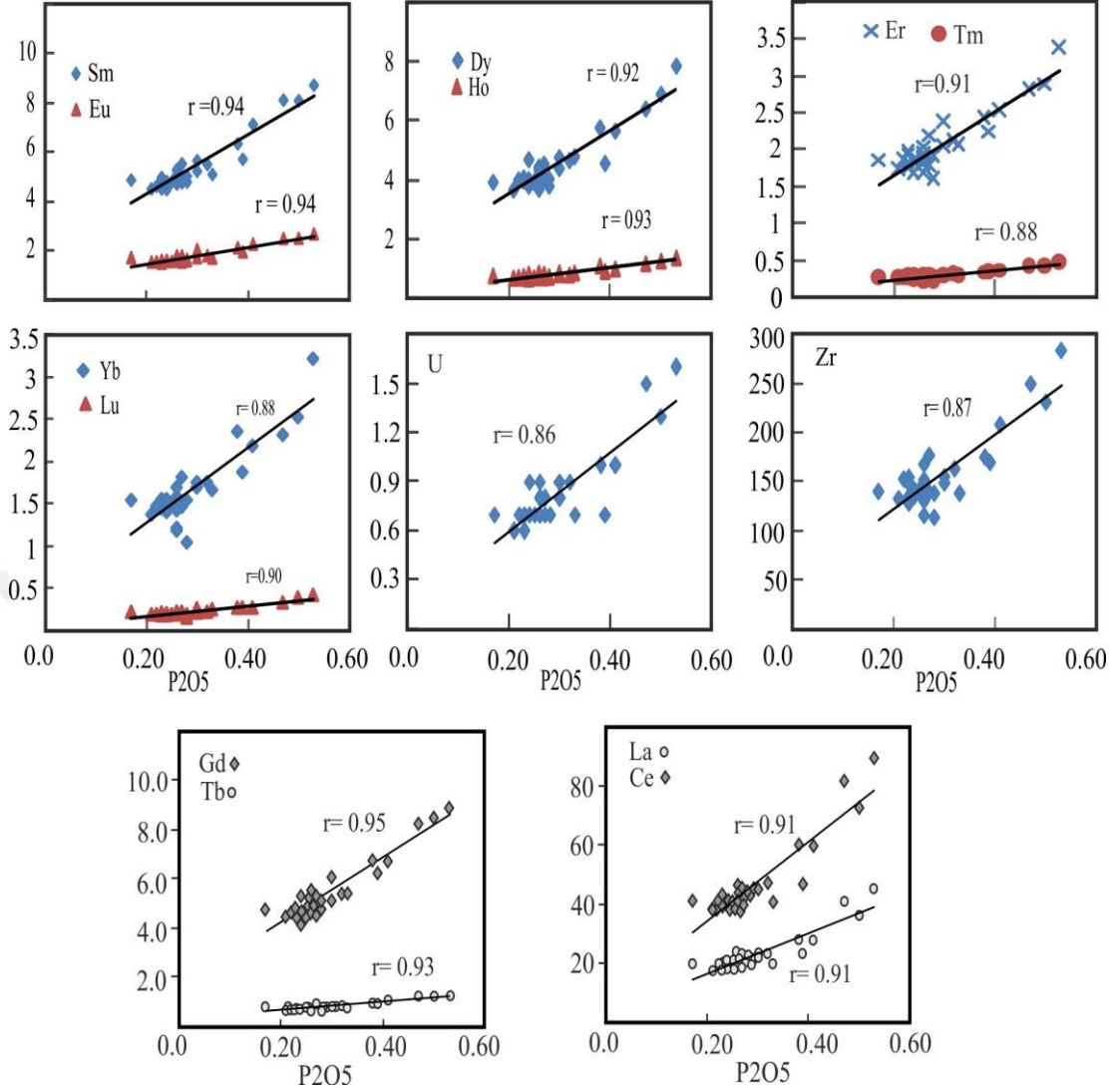
Ana oksitlerin iz ve nadir toprak elementler arasındaki ilişkiler korelasyon katsayıları hesaplanarak şekillerde verilmiştir (Şekil 5. 2. 2 ve Şekil 5. 2. 3). Diyagramlarda görüldüğü gibi SiO₂ ile iz elementlerden sadece Hf, Th, U, Zr ve NTE gibi magmatik süreçlerde uyumsuz davranan elementler arasında kuvvetli pozitif ilişkiler görülmektedir. Buda ilgili elementlerin magmanın katılması esnasında son oluşan fazların yapısına girmesinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 5. 2. 2. SiO₂ ye karşı Zr, Hf, Th ve \sum NTE değişimleri (SiO₂ miktarı %, iz ve NTE miktarları ise ppm cinsinde verilmiştir).

Ana oksitlerden Fe_2O_3 iz elementlerin hiç birisi ile bir ilişki göstermezken, Al_2O_3 sadece Ga ile pozitif bir ilişki içindedir. Bu ilişki Al ve Ga elementinin jeokimyasal akrabalıklarından kaynaklanmaktadır. MgO ise Cu, Cr, Ni ve Co elementleriyle pozitif bir ilişkiye sahiptir. Bu durum ilgili iz elementler magmanın katılaşması esnasında uyumlu davranıp ilk oluşan minerallerin yapısındaki magnezyumun yerine geçmelerinden kaynaklanmaktadır. MnO'te MgO benzer ilişkiler göstermektedir. CaO Th, Zr, Hf, Rb ve nadir toprak elementleriyle zayıf negatif bir ilişki gösterirken, K_2O ile söz konusu elementlerden sadece Rb elementiyile iyi bir ilişki ($r= 0.78$) içindedir. MgO, MnO ve K_2O miktarlarının yukarıda verilen iz elementlerle ilişkisi genelde bu elementlerin jeolojik ortam ve süreçlerde benzer davranışlar sergilemelerinden kaynaklanmaktadır. Örneklerin P_2O_5 içeriği ile Zr, U ve nadir toprak elementleri arasında kuvvetli pozitif bir ilişki bulunmaktadır (Şekil 5. 2. 3.) Buda magmanın son katılaşma(geç kristalleşme) evresinde oluşan Apatit mineralinin önemli miktarlarda bu elementleri yapısına almasında ileri geldiği düşünülmektedir.

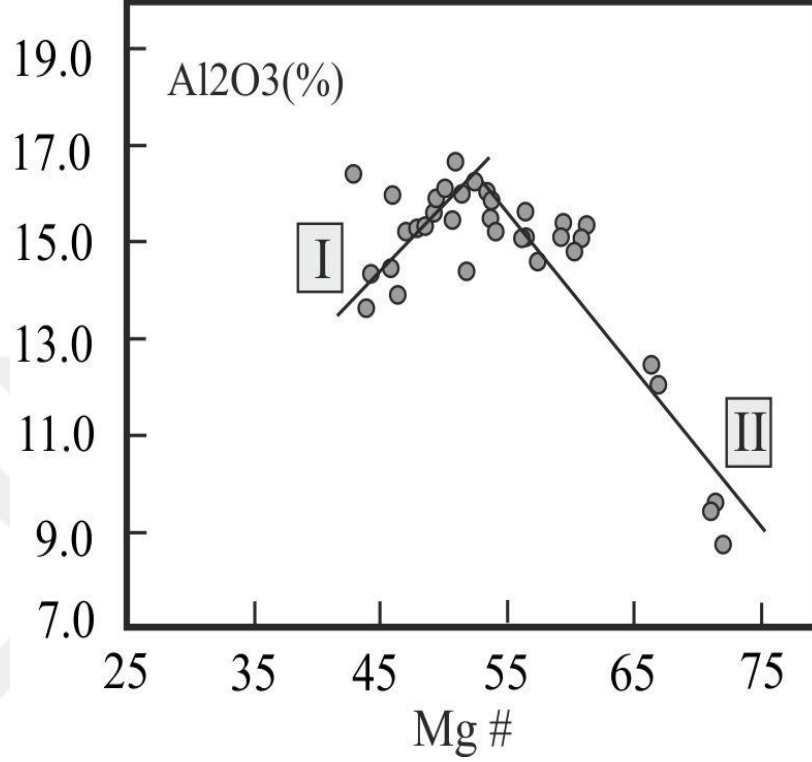
Magmatik petrojenez tanımlamalarında özellikle ultra mafik ve mafik kayaların karakterize edilmesinde örneklerin artı iki değerlikli katyonların oluşturduğu oksitlerden MgO ve FeO miktarları kullanılarak Magnezyum sayısı (Mg #) hesaplanır. Bu sayı sıfır ile bir arasında değişen değerler alır. Bu parametre magmatik kayaların özelliklede mafik ve ultra mafik kayaların sınıflandırılması, magmanın evrimleşmesi ve farklılaşması ile ilgili önemli bilgiler sunar. Magnezyumca fakir demirce zengin kayalarda Mg # sıfır değerine yaklaşırken, magnezyumca zengin kayalarda bu bire yaklaşır. Örneğin Riyolit bileşimli kayalarda Mg # 0.36 (% olarak 36) iken, Bazaltlarda Mg # sayısı 0.68-0.75 veya % olarak 68 ile 75 arasında, magnezyumca zengin kayalardan, örneğin Peridotitlerde ise 0.90 (% 90) dolaylarına çıkmaktadır. Çalışma kapsamında incelenen örneklerin Mg # 0,43 ile 0.72 arasında değişmektedir. Küçük Mg # sayısına sahip örnekler, düşük MgO veya yüksek miktarda demir içerikleriyle karakteristiktirler (EK 1).



Şekil 5. 2. 3. Bazı iz ve NTE elementlerinin P_2O_5 ile olan ilişkileri (İz ve NTE element miktarları ppm, P_2O_5 miktarı ise % olarak verilmiştir)

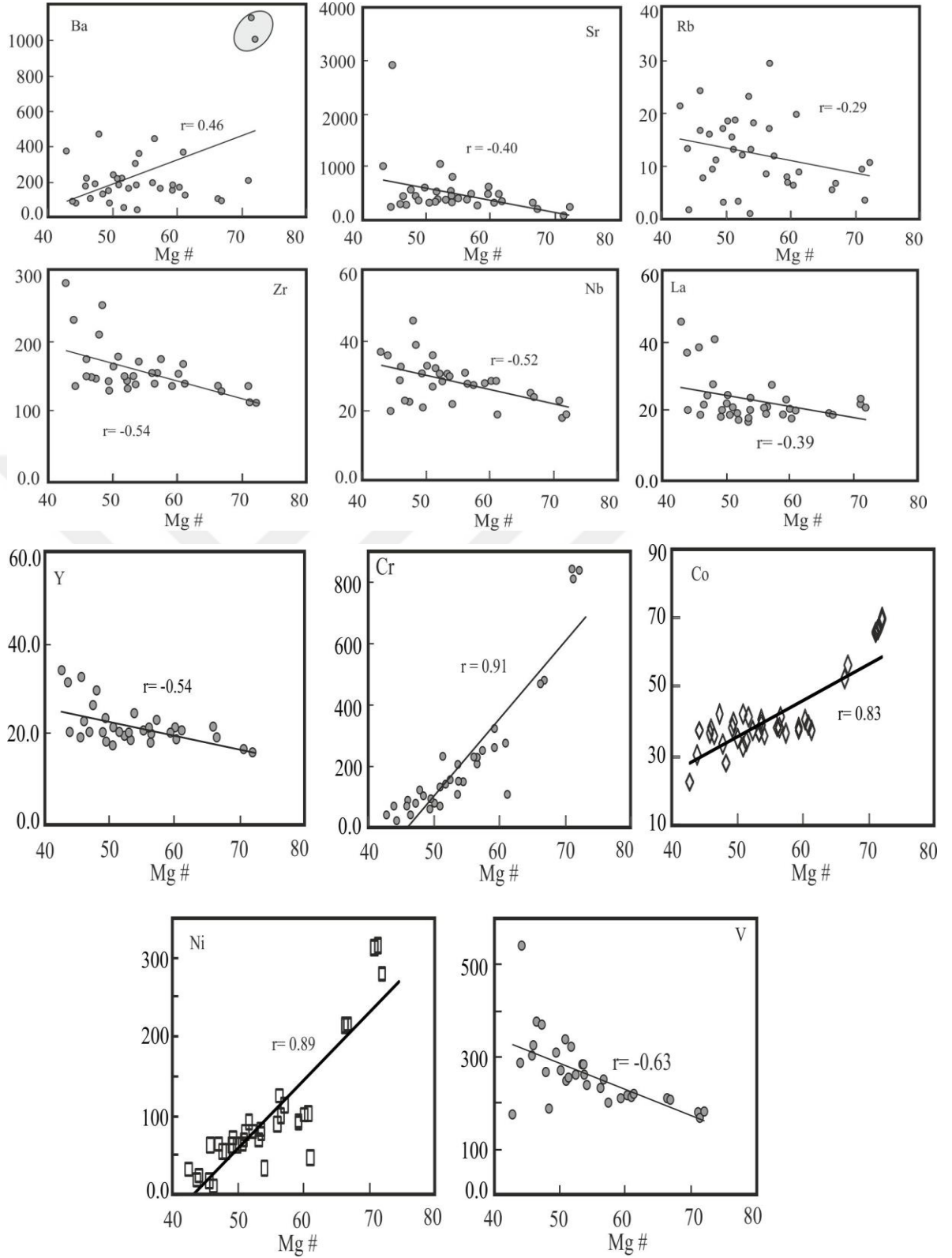
Hesaplanan Mg sayısı ile ana ve iz elementler arasında herhangi bir ilişkinin olup olmadığını ortaya koymak için korelasyon analizi yapılarak korelasyon katsayısı belirlendi. Mg # sayısı ile diğer ana element miktarları arasında herhangi bir ilişki bulunmadığı tespit edildi ve bundan dolayı ilgili diyagramlara yer verilmedi. Bu diyagramlar oluşturulurken sadece Mg # sayısı ile Al_2O_3 arasında önemli bir desen ortaya çıktı. Bu ilişkiyi gösteren diyagram Şekil 5. 2. 4 verilmiştir. Diyagram incelendiğinde iki farklı yönelim (I ve II) görülmekte olup, bunlarda birincisinde Al_2O_3 miktarı artan Mg# ile artmaktadır, ikinci yönelimde ise Al_2O_3 miktarı azalırken Mg# miktarı yani MgO konsantrasyonu artmaktadır. Bu durum büyük bir

olasılıkla diyabazların oluşumunda açık ve koyu renkli (I yönelim Klinopiroksen bazik plajyoklas, II yönelim ise Ortopiroksen ve Olivin) fazların fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir.



Şekil 5. 2. 4. Mg# karşı Al₂O₃ değişim diyagramı.

Mg # ile Ba, Sr, Rb, Zr, Nb, La, Y gibi uyumsuz iz elementler arasında zayıf negatif bir ilişki gözlenmektedir (Şekil 5. 2. 5). Buna karşılık Magnezyum sayısı ile Cr, Co, Ni elementleri arasında jeokimyasal akrabalıktan kaynaklanan kuvvetli pozitif ilişkiler ($r > 0.80$), V ile negatif bir ilişki görülmektedir. Vanadyumun bu davranışı Ortomagmatik evrede Mg içerikli minerallere (piroksen, olivin vs.) göre ilgili evrenin geç kristalleşme evresi olarak tanımlanan kısmında oluşan Manyetit minerallinin yapısına girip kısmen uyumsuz davranmasından kaynaklanabileceği düşünülmektedir.



Şekli 5. 2. 5. Mg # (sayısına) karşı bazı iz elementlerin dağılım diyagramları.

Çalışma kapsamında incelenen örneklerin iz element ve NTE içerikleri ekte EK 1’de verilmiştir. Örneklerin iz element içeriklerine bakıldığında büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerden Ba, Rb ve Sr miktarları önemli farklılıklar göstermektedir. Örneklerin Ba içeriği 41 ppm ile 4132 ppm, ppm ve Sr miktarı 104 ile 2910 ppm arasında değişirken, Rb konsantrasyonu çok düşük olup 1.3 – 29.3 ppm arasında değerler almaktadır. İncelenen örneklerin LIL element miktarlarının büyük değişimler göstermesi bu elementlerin jeolojik süreçlerdeki davranışlarından kaynaklanmaktadır. Magmanın katılaşmasında uyumsuz davranan ve son oluşan minerallerin (Plajiyoklaz, Amfibol, Biyotit vs.) yapısına giren bu elementler, post magmatik süreçlerde (ayırışma, alterasyon, metamorfizma vs.) hareketli davranırlar ve kayaçların ilksel içeriklerini yansıtmayıp büyük değişimler gösterebilirler. Ayrıca bu elementlerin birbirleriyle veya diğer iz ve Nadir Toprak Elementleriyle (NTE) herhangi bir ilişki göstermemeleri yine metamorfizma, hidrotermal alterasyonun önemli bir etkisinin olduğunu göstermektedir.

Jeolojik süreçlerde hareketsiz davranan uyumsuz elementlerden Zr, Nb, Ga, Hf, Ta U ve Th’ un miktarları daha az değişim göstermektedirler. Bu elementlerin örneklerdeki ortalama miktarları sırasıyla Zr: 156.5 ppm; Nb: 28.3 ppm; Ga: 19 ppm; Hf:4.17 ppm; Ta: 1.85 ppm; U: 0.82 ppm ve Th: 3.11 ppm’dir. Örneklerin diğer iz element miktarları ise sırasıyla V: 172-541ppm; Cu:19-161ppm; Zn: 49-160 ppm; Ni: 12-313 ppm; Cr: 21-1485 ppm; Co:23-70 ppm arasında değişirken, Cd, W, Pb değerleri <15 ppm’ dir. HFSE olarak tanımlanan (Zr, Nb, Ga, Hf, U, Th) bu elementlerin birbiriyle pozitif bir ilişki ($r>0.7$) içindedirler. Bu durum ilgili elementleri jeokimyasal benzer davranışları (akrabalıkları) ve aynı minerallerin yapılarına girmelerinden kaynaklanmaktadır. Manto kökenli kayaçların oluşturan minerallerin yapısında bulunan ve MRFEs (Mantle rock forming elements, Manto kayaçlarını oluşturan elementler) ile Cr, Ni, Cu, ve Co elementleri arasında pozitif ilişkiler ($r>0.7$) bulunmaktadır. İlgili elementlerin bu ilişkileri mafik minerallerin ana bileşenlerini oluşturan magnezyum, demir elementlerine benzer iyon yarıçapı ve yük nedeniyle diadohi olarak yer almalarından ileri gelmektedir.

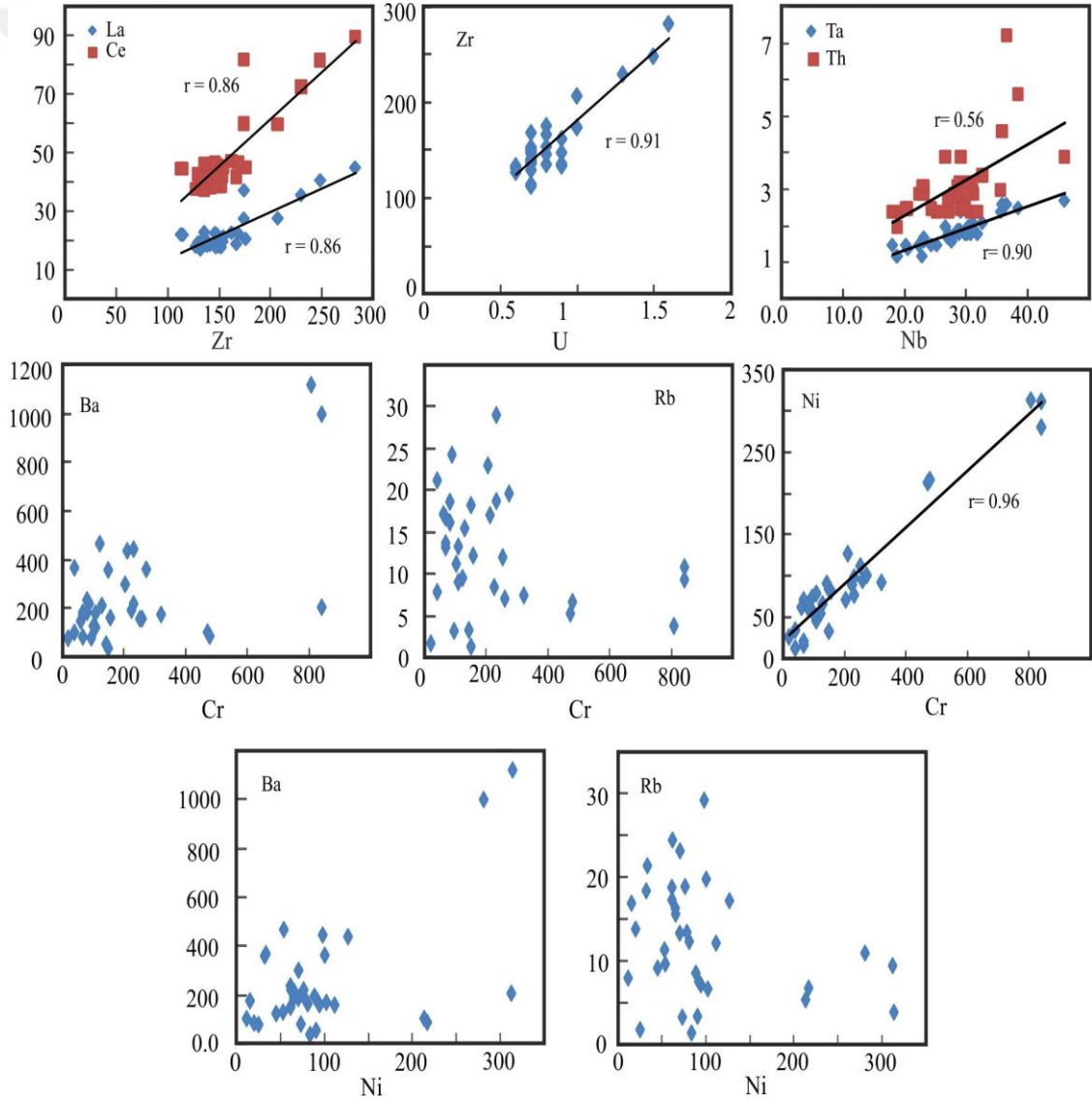
Demirtaş Diyabazlarının toplam Nadir Toprak Element (Σ NTE) içerikleri 100 ppm ile 225 ppm arasında değişmektedir. Nadir Toprak Elementleri magmatik kayaçlarda genellikle aksesuar mineral olarak bilinen Apatit $\text{Ca}_5(\text{F, Cl, OH})(\text{PO}_4)_3$,

Sfen-Titanit $\text{Ca}_{0.95}\text{REE}_{0.05}\text{Ti}_{0.75}\text{Al}_{0.2}\text{Fe}^{3+}_{0.05}\text{SiO}_{4.9}\text{F}_{0.1}$, Zirkon ($\text{Zr}_{0.9}\text{Hf}_{0.05}\text{REE}_{0.05}\text{SiO}_4$) vs. gibi minerallerin yapısına girerler veya kendi minerallerini Monazit [$\text{Ce,La,Nd,Th}(\text{PO}_4)$], Basanit [($\text{Ce,La,Nd,Y}(\text{F,OH})|\text{CO}_3$) veya Allanit $\text{CaCe}(\text{Al}_2\text{Fe}^{2+}\text{O,OH})\text{SiO}_4*\text{Si}_2\text{O}_7$] oluştururlar. Nadir Toprak Elementlerinin CaO negatif ($r = > -0.7$) P_2O_5 ile pozitif bir ilişki ($r = > 0.5$) içinde olmaları, ilgili elementlerin Apatit [$\text{Ca}_5(\text{PO})_4(\text{OH,F,Cl})$] ve Titanit [$\text{Ca}_{0.95}\text{NTE}_{0.05}\text{Ti}_{0.75}\text{Al}_{0.2}\text{Fe}_{0.05}\text{Si}_{4.9}\text{F}_{0.1}$] minerallerinin bileşimine girmediklerini göstermektedir. Ancak P_2O_5 ile NTE arasında 0.5 ile 0.83 değişen bir ilişki bulunması bu elementlerin fosfor içerikli bir NTE- Minerali olan Monazit'ten de kaynaklanmış olabileceğine işaret etmektedir (bakınız Şekil 5. 2. 3). Diğer taraftan Zr, Hf, Th, U ve Y elementlerinin hem birbiriyle hem de Nadir Toprak Elementleriyle de kuvvetli pozitif ilişki ($r = > 0.8$) içinde olmaları, ilgili elementlerin Monazit' le beraber, bir çok kayacda yaygın aksesuar mineral olarak bulunan Zirkonun yapısında yer almalarındanda kaynaklanabileceğini işaret etmektedir, zira Zirkon mineralinin deneysel formülünde de ($\text{Zr}_{0.9}\text{Hf}_{0.05}\text{REE}_{0.05}\text{SiO}_4$) görüldüğü üzere bu mineral önemli miktarlarda NTE içermektedir (Zr ile NTE arasındaki ilişki $r > 0.7$).

Jeolojik ortamlarda (endojen ve eksojen) farklı davranışlar (uyumlu, uyumsuz, refrakter, hareketli ve hareketsiz) sergileyen bazı iz elementlerin (Zr, Hf, Ta, Th, U, La, Ce, Ni, Cr, Ba, Rb) birbirleriyle olan ilişkileri ve ilişki dereceleri Şekil 5.2.6 da verilmiştir. İlgili diyagramda görüldüğü gibi Zr ile La, Ce, U arasında çok kuvvetli pozitif bir ilişki $r > 0.85$ bulunmaktadır. Bu durum ilgili elementlerin aynı mineral veya minerallerin yapılarına girdiklerine işaret etmektedir. Diğer taraftan Nb ile Ta arasında çok iyi pozitif bir ilişki vardır ($r = 0.90$) bunun nedeni ise bu iki elementin jeolojik süreçlerde benzer davranışlar sergilemelerinden (akraba element olmalarından) ileri gelmektedir. Nb ile Th elementi arasında ise daha zayıf bir ilişki görülmektedir. Bununda nedeni magmatik süreçlerde bu iki elementten Toryum'un Niyobyum'a göre daha uyumsuz davranması ve değişik jeolojik rezervlerde farklı miktarlarda tutunması yani bulunmasındandır.

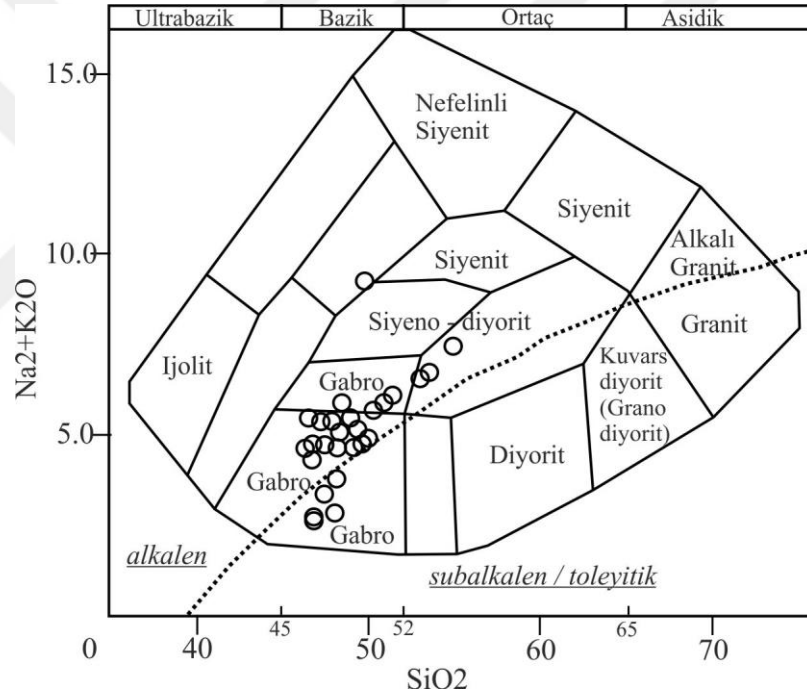
İç ortamlarda magmanın katılaşması, evrimi ve farklılaşması ile ilgili bilgiler değişim (Varyasyon) diyagramları kullanılarak elde edilir. Bu tür diyagramlarda genelde SiO_2 , MgO , $\text{Mg} \neq$ sayısı veya magmatik süreçlerde uyumsuz davranan Zr ile Ni, Cr gibi kuvvetli uyumlu davranan elementlere (X eksenine) karşı

diğer elementlerin sergiledikleri davranış önemli bilgiler verir. Özellikle Ni elementi ilk oluşan minerallerin yapısını tercih ederken, Zr, Rb ve Ba gibi elementleri uyumsuz davranarak son oluşan fazların yapılarına girerler ve ilgili elementler arasındaki negatif veya pozitif birlikteliğin miktarı veya yönelimi magmanın evrimleşmesi ile ilişkilidir. İyi bir fraksiyonlaşma geçirmiş olan bir magmanın ürünlerinde Ni ile Rb, Ba elementleri arasında düzgün, ancak negatif yönelimler gözlemlenir. Demirtaş Diyabazlarında ilgili elementler (Ni, Rb Ba) arasında herhangi bir ilişki bulunmamaktadır (Şekil 5. 2. 6). Bunun nedeni büyük bir olasılıkla Rb ve Ba elementlerinin Nikele göre hareketli olmaları metamorfizma veya alterasyon olaylarından etkilenerek ortama kolayca eklenmeleri veya uzaklaştırılmalarıdır.



Şekil 5. 2. 6. Bazı iz elementlerin birbiriyle olan ilişkileri (element miktarları ppm, olarak verilmiştir)

Magmatik kayaçların adlandırılması ve sınıflandırılması için jeokimyasal veriler kullanılarak oluşturulan farklı diyagramlar bulunmaktadır. Bu çalışmada arazide yüzeyleyen kayaçlardan alınan örneklerin ilk önce ana element verileri kullanılarak sınıflandırılmışlardır. Bunun için Cox et. al. [1979] tarafında magmatik kayaçların SiO₂ ve toplam alkali (K₂O+Na₂O) miktarları kullanılarak oluşturulan TAS diyagramı kullanılmıştır. Örnekler büyük bir kısmı bu diyagramda alkali gabro alanına, beş örnek gabro ve üç örnekte siyenodiyorit alanına düşmektedir. Aynı diyagramda görüldüğü gibi örneklerin büyük bir çoğunluğu alkalin olup, sadece beş örnek subalkalin-toleyitik (kesikli çizginin alt kısmında yer alan örnekler) özelliktedir (Şekil 5. 2. 7).

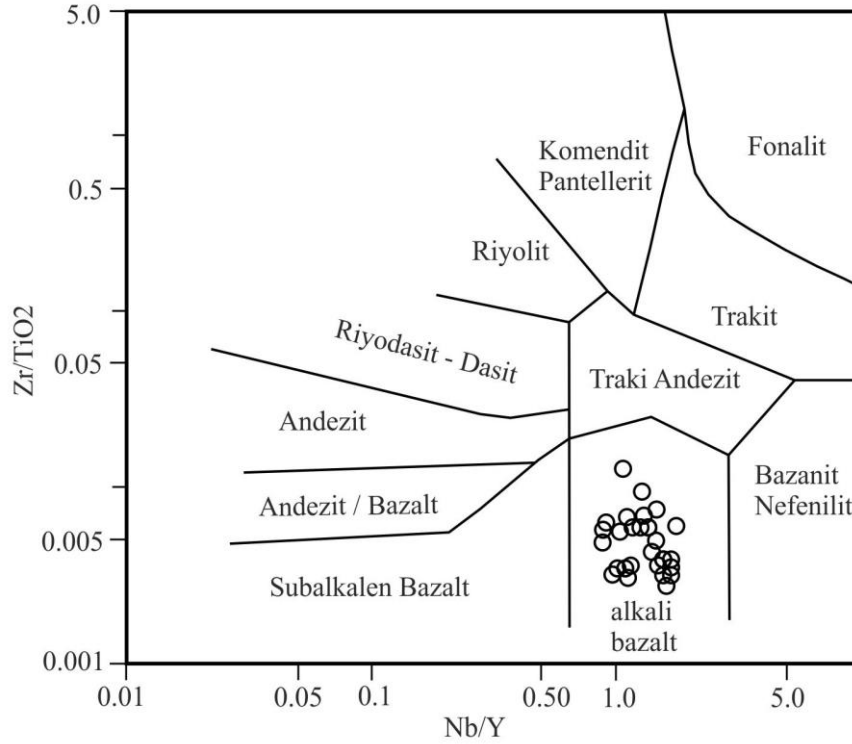


Şekil 5. 2. 7. Diyarbaz örneklerinin Cox et al [1979] tarafında geliştirilen SiO₂ - toplam alkali (Na₂O+K₂O) diyagramındaki konumu.

Magmatik kayaçların diğer bir isimlendirme diyagramı ise De la Roche et.al [1980] tarafında kayaçların ana element verilerinin tümüne yakın bir kısmı kullanılarak hesaplanan R1 - R2 faktörleri ve oluşturulan grafikdir. Bu diyagramda da Demirtaş Diyarbaz örneklerinin sadece beş tanesi gabro alanına diğerleri alkali-gabro, monzo-gabro ve siyeno-diyorit alanında yer almaktadırlar (Şekil verilmemiştir). Örneklerin ana element verileri kullanılarak elde edilen bu tür diyagramlarda

örneklerin bir den fazla alana düşmeleri magmanın bileşimi ve katılaşması ile ortaya çıkacağı gibi, bazı elementlerin metamorfizma ve hidrotermal alterasyon gibi jeolojik olaylar sonucu orijinal kayacı terk etmelerinden kaynaklanabilir.

Bu nedenle metamorfizma ve alterasyona uğrayan jeolojik malzemenin ilksel kayacını belirlemek için genellikle Zr, Ti, Nb vs. türü HFSE (High field strength elements - yüksek alan şiddetine sahip elementler) elementler kullanılmaktadır [Winchester et al. 1977; Rollinson 1993]. Bu nedenle Demirtaş Diyabazlarının isimlendirilmesi için Pearce [1996] modifiye edilmiş Nb/Y- Zr/Ti diyagramı kullanılmıştır (Şekil 5. 2. 8). Bu diyagramda incelenen örneklerin tümü belirgin bir şekilde alkali bazalt alanında yer almaktadırlar.



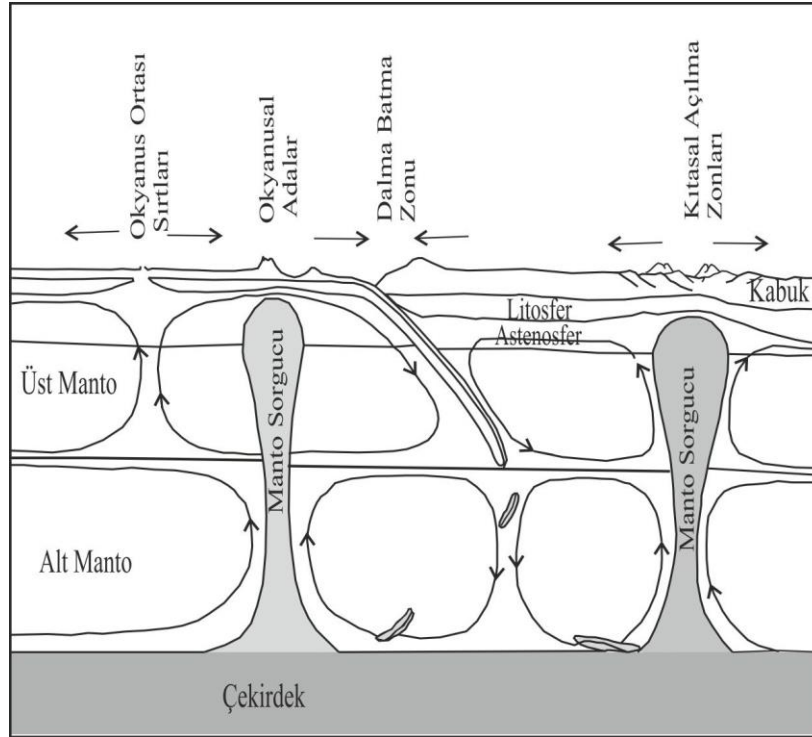
Şekil 5. 2. 8. Diyabaz örneklerinin Pearce [1996] tarafında modifiye edilmiş Nb/Y- Zr/Ti diyagramındaki konumu.

5. 3. MAGMALARIN OLUŞUMU VE DİYABAZLARIN JENEZİ

Birçok jeolojik olayın ve malzemenin oluşumunun açıklanmasında iz, nadir toprak element ve izotop verileri yoğun bir şekilde jenetik gösterge olarak kullanılmaktadır. Magmaların oluşumu (kısmı ergimeler), oluşum ortamları, ilksel

magmanın jeokimyasal karakteristikleri ve kristalleşme süreçlerindeki evrimi ile ilgili bilgiler oluşan kayaçların içerdikleri iz ve NTE dağılımlarıyla açıklanmaktadır [Wilson, 1989; Rollinson, 1993].

Magmalar kabuk veya manto malzemesinin kısmı ergimeye uğrayarak eriyik faza geçmesiyle ortaya çıkarlar ve levha tektoniği ile yakında ilişkilidirler. Şekil 5.3.1 de basit bir şekilde yeryuvarının yapısı, önemli Jeotektonik ortamları, materyal döngüsü ve bunlarla ilişkili plaka hareketleri görülmektedir. Şekil üzerinde görülen farklı Jeotektonik ortamda farklı özelliklere sahip magmalar meydana gelirler. Şekilde “Okyanus Ortası Sırtları” olarak gösterilen bölgede plakalar birbirinden uzaklaşırlar (açılma zonları) ve bu ortamlarda MORB (Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları) olarak adlandırılan kayaçları oluşturan magmalar meydana gelirler. Bu ortamdaki magmalar okyanus tabanındaki kırık ve açılma zonlarında ortaya çıkan ısı akışı ve düşük litostatik basınç nedeniyle üst manto peridotitlerinin kısmı ergimeye uğramasıyla oluşurlar. Okyanussal kabuğu oluşturan bu magmalar bazaltik bileşimlidirler ve bunların ürünü olan kayaçlar kendilerine özgün jeokimyasal özellikler sergilerler.



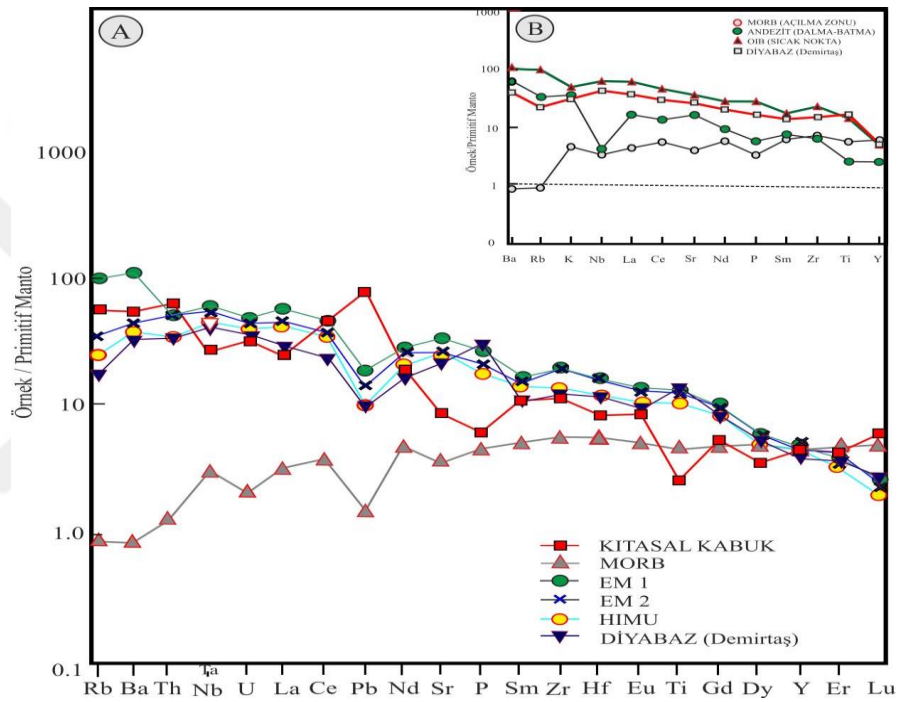
Şekil 5. 3. 1. Levha tektoniği teoremine göre magmaların oluşumu ve ortamları.

Diğer bir Jeotektonik ortam yakınsayan levha sınırlarında (dalma batma zonu) bir okyanussal plakanın diğer bir okyanussal plakanın altına, ya da bir okyanussal plakanın kıtasal bir plakanın altına daldığı bölgelerdir. Bu ortamlarda dalan levhanın metamorfizmaya uğraması (sulu silikat minerallerin susuz silikat fazlarına dönüşmesi sonucu ortama kolay uçucu bileşenlerin (su) eklenmesiyle kısmi ergimeler meydana gelir. Dalan plaka sınırların hemen hepsinde ağırlıklı olarak andezit bileşimli kayaçlar meydana gelir. Plaka sınırlarıyla ilişkisi bulunmaya diğer bir magma oluşum ortamı plaka içi bölgeler olup, magmaların meydana gelmesi manto sorguçlarının yükselmesiyle ilişkilidir. Bu tür magmaları oluşturan malzemeler Çekirdek/ Manto sınırı veya alt –üst manto (660 km) sınırlarındaki kütle hareketlerinden kaynaklanırlar ve derin kökenlidirler. Manto sorguçlarının kıtasal veya okyanusal litosferle karşılaştığında basınç azalması ve yüksek ısı sonucu manto sorgucuna ait malzeme ergimeye uğrar. Bu ortamlarda okyanusal ada (deniz dağları) ve kıta içi volkanik dağlar oluşur. Şekil 5.3.2 de primitif mantoya göre normlaştırılmış değişik jeotektonik ortamlarda oluşan kayaçların iz element desenleri görülmektedir. Diyagramda iz elementler, soldan sağa doğru azalan uyumsuzluk özelliklerine göre yerleştirilmiştir. Okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB) primitif mantoya göre ortalama 3 ile 5 kat zenginleşme (Rb, Ba elementleri hariç) gösterirler. Dalma batma bölgelerinde oluşan kayaçlar ise negatif Nb anomalisi ve sağa doğru azalan bir yönelim gösterirler (andezit çizgisi). Manto sorguçlarıyla ilişkili oluşan magmaların ürünleri (OIB) diğer kayaçlara göre iz elementler açısından belirgin zenginleşme gösterirler (Şekil 5.3.2). İz elementlerin magmaların oluşması ve katılması esnasındaki davranışları onların iyon çapı ve yükleri tarafında denetlenir. Örneğin uyumsuz olarak tanımlanan iz elementler iyon çapı ve yüklerinden dolayı uyumlu olarak isimlendirilen elementler gibi manto minerallerin (Olivin, Klinopiroksen, Ortopiroksen, Granat ve Spinel) kafes yapısına giremezler. Ayrıca bu elementler fraksiyonel kristalleşme ve farklılaşma süreçlerinde atık eriyik içinde zenginleşerek son oluşan minerallerin yapısına girerler. Uyumsuz elementlerin bu özelliği manto veya kabuğun kısmi ergimelerinde, ilk etapta eriyik faza geçmelerine neden olur. Diyagramda gösterilen kayaçların tümü ilksel mantoya göre değişik oranlarda zenginleşme gösterirler. Bu durum eriyiğin oluşum ortamı, derinliği ve miktarıyla açılanmaktadır. MORB kayaçların oluşturan magma üst mantonun,

astenosfer olarak tanımlanan kısmında meydana gelen kısmi ergimeler sonucu oluşur. Bu kısım (astenosfer) daha önce kabuk oluşumuna malzeme verdiği için uyumsuz iz elementleri bakımında fakirleşmiştir (MORB magmaları). Buna karşılık okyanusal ada (OIB) bazaltları uyumsuz iz elementler bakımında belirgin bir zenginleşme göstermektedirler. Buda bu kayaçları oluşturan magmaların üst mantoyu içeren astenosferden kaynaklanmadığını, alt mantonun bu eriyiklerin oluşumunda önemli bir etkisinin olduğu göstermektedir [Hofmann, 1997]. Özellikle izotop verilerinin yorumlanması bu magmaların kaynağının derin manto olduğunu ve malzemenin manto sorguçları şeklide litosfere veya kabuğa kadar çıktığı görüşünü desteklemektedir [Hofmann, 1997]. OIB jenezi için Şekil 5.3.1 de görüldüğü gibi dalan altere olmuş okyanusal litosfer plakaları derinlerde üst-alt manto veya alt manto- dış çekirdek sınırında manto sorguçları tarafında yapılarına alınmaları açıklanmaktadır [Hofmann, 1997]. Genelde OIB oluşumunda iki farklı kaynağın değişik miktarlarda katıldığı ileri sürülmektedir. Bu manto kaynakları EM1 ve EM2 (enriched mantle- zenginleşmiş manto) kaynakları olup belirli miktarlarda pelajik ve kıtasal kabuğa ait tortul bileşenlerini içermektedir [Hofmann, 1997]. Ayrıca bazı OIB magmalarının jenezi için tüketilmiş manto (DM) ve MORB-manto kaynağı ayrımı da yapılmaktadır. MORB kaynağı, DM (Depleted mantle- fakirleşmiş manto) göre daha az tüketilmemiş olup, DM bileşenlerinin yanında HIMU bileşenleri (“high $\mu=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ”) içermektedir. HIMU dalan okyanusal plakalara ait malzeme içeren manto sorguçları (plume) olarak yorumlanmaktadır.

Şekil 5. 3. 2. de primitif mantoya göre normalize edilmiş MORB, Kıtasal Kabuk ve okyanusal ada bazaltlarının (OIB) jenezine kaynaklık ettiği düşünülen EM1, EM2 HIMU-Bazaltlarına ait iz element desenleri görülmektedir. Şekilde görüldüğü gibi EM1(enriched mantle 1 -zenginleşmiş manto 1) kaynağı kayaçları diğer kaynakların (EM2 HIMU vs.) kayaçlarına göre Ba elementi bakımında daha zengindirler. Bu kaynaktan türeyen kayaçlar bu özellikleri kullanılarak (yüksek Ba/Nb oranı) diğer kaynaklardan türeyen magmanın ürünlerinden ayrılırlar (Şekil 5.3.2). EM1 kaynağındaki yüksek Ba miktarları pelajik tortullardan kaynaklanmaktadır [Hofmann, 1997]. Ayrıca EM1 kaynağının oluşturduğu kayaçlar yüksek Rb içeriğine ve Rb/Nb oranına da sahiptirler. EM2 kaynağına ait kayaçlar ise düşük Nb/U ve Ce/Pb oranlarına sahiptirler. Nb, U, Ce ve Pb elementleri birbirine

yakın uyumsuzluk özelliklere sahip olup, jeolojik süreçlerde aynı davranışı sergiledikleri kabul edilmektedir. Ancak bu elementlerden U ve Pb dalma – batma süreçlerinde ortaya çıkan sıvılar veya eriyikler tarafından kıtasal kabuğa taşınırken, Nb, Ce elementleri Ti elementi gibi davranarak Rutil, İlmenit veya Amfibol minerallerinin yapısına girerek veya kalarak bu süreçlerden etkilenmemekte ve kabuğa taşınmamaktadırlar [Hoffman, 1997]. Kabuktaki düşük Nb miktarının diğer bir nedeni ise bu elementin sıvı çözeltilerden ziyade sadece silikat eriyikleri tarafında kabuğa taşınmasıdır [Pearce & Peate, 1995].



Şekil 5. 3. 2. MORB, HIMU, EM1, EM2 ve Kıtasal Kabuğun primitif mantoya göre normalize edilmiş uyumsuz iz element içerikleri. MORB, HIMU, EM1 değerleri Sun&McDonough [1989], EM2 değerleri White & Duncan [1996], Kıtasal Kabuk verileri Rudnick & Prespers [1990] ve Primitif Manto değerleri McDonough et. al. [1991] den.

Değişik kökenli (EM1, EM2 ve HIMU) bazaltların ayırım ve tanımlamalarında iz elementlerin yanında özellikle bu kayaçların izotopik bileşimleri de yoğun bir şekilde kullanılmaktadır. Tablo 1 de değişik magma kaynaklarına (HIMU, EM1, EM2, N-MORB ve Kıtasal Kabuk) ait bazı uyumsuz iz element ve $^{206,207,208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranları verilmiştir. Aynı tabloda karşılaştırma amacıyla

Demirtaş diyabazlarının La, Rb, Ba Zr, Nb, miktarları ve oranları da verilmiştir (örneklerinin izotop analizleri yapılmadığından verilmemiştir).

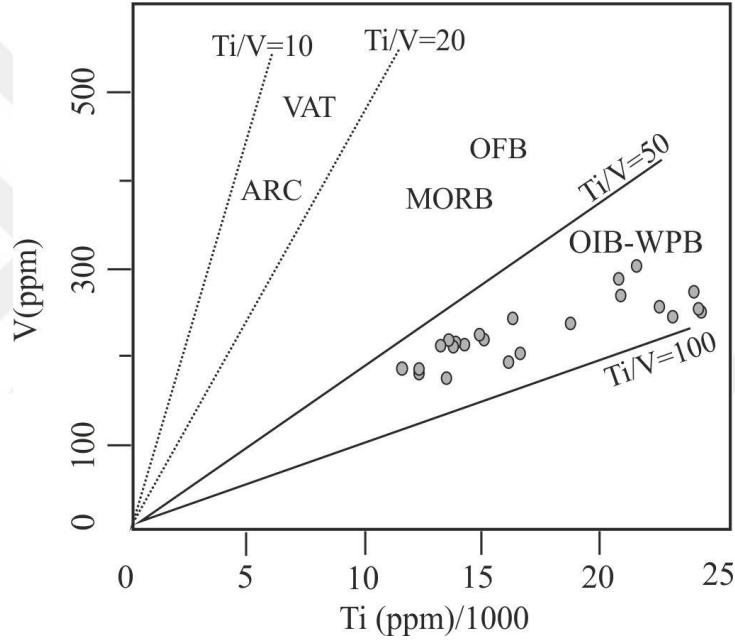
Örneklerin Ba içeriği iki örnekte [A-28 ve A-30) >1000 ppm den daha yüksek miktarlarda olması hem Ba/La oranlarının ortalamasını hem de değişim aralığının (1.43 ile 62.5) genişlemesine neden olmuştur. Yapılan literatür çalışmalarında doğada böyle yüksek bir orana sahip herhangi bir kaynak bölgesi bulunmamaktadır. Bu iki örnek göz önüne alınmadan yapılan hesaplamada ortalama Ba/La değeri 8,9 bulunmuştur. Bütün örneklerin iz element içerikleri ve bunlardan hesaplanan oranlar bir arada değerlendirildiğinde Diyabaz oluşturan magma kaynağı ile EM1 Ve EM2 kaynakları arasında önemli benzerlikler olduğu tespit edilmiştir.

Çizelge.1 HIMU, EM, EM2, N-MORB), Kıtasal (K) Kabuktaki bazı iz element ve izotop oranları. HIMU, EM1 ve EM2 verileri Hofmann [1997], N-MORB verileri Wilson [1989], Kıtasal Kabuk değerleri Rollinson [1993]'ten alınmıştır.

	HIMU	EM1	EM2	N-MORB	K.KABUK	DİYABAZ (DEMİRTAŞ)
La/Nb	0.66-0.77	0.64-1.19	0.89-1.09	1.07	2.2	0.58-1.28
Ba/La	5.3-6.5	11.4-17.7	7.3-11.0	4.3	54	1.43-62.5 (Ort.=9.0)
Rb/Nb	0.35-0.38	0.88-1.17	0.59-0.85	0.36	4.7	0.5-0.96
Zr/Nb	3.2-5.0	4.2-11.4	4.5-7.3	30	16	4.5-7.8
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	20-22	17.5-18.7	17.7-19.3	17.8-19.6	13.5-33.9	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.7-15.9	15.5-15.6	15.6-15.7	15.4-15.6	14.4-18.9	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.5-41.7	38.2-39.1	38.2-39.4	36.7-39.2	33.2-39.8	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.7025- 0.7037	0.7045- 0.7058	0.7055- 0.7068	0.702- 0.704	0.7033- 0.8405	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.51285- 0.51295	0.51230- 0.51255	0.51245- 0.51275	0.51285- 0.51350	0.50982- 0.51758	

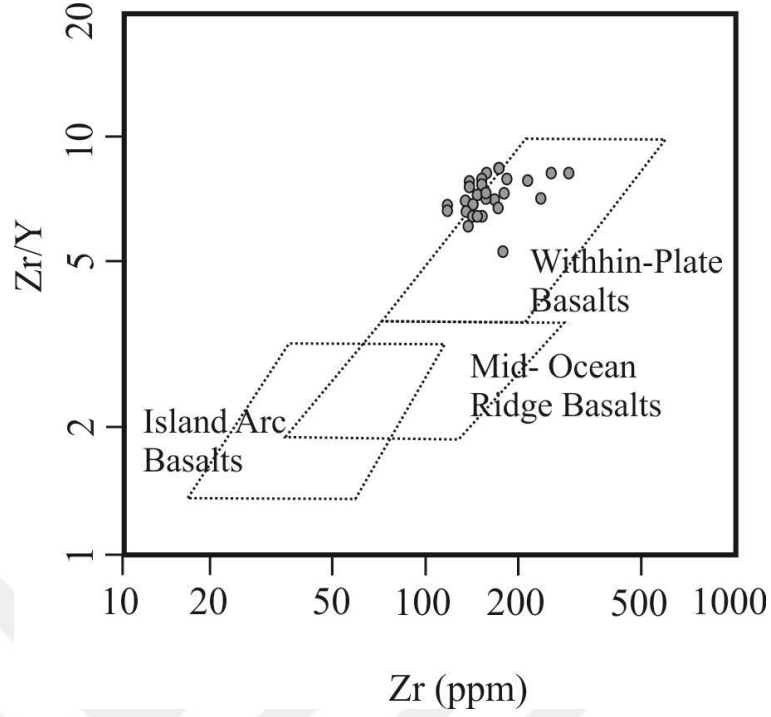
Magmatik kayalar ve onları oluşturan eriyiklerin oluşum ortamını, kısmı ergimeye uğrayan kaynak kayacı ve kısmı ergime miktarlarını belirlemek için değişik iz, nadir toprak elementleri ve oranları kullanılmaktadır. Bu çalışmada Demirtaş Diyabazlarının oluştuğu Jeotektonik ortamını belirlemek amacıyla V-Ti

[Shervais, 1982] ve Zr-Zr/Y [Pearce and Norry 1979] diyagramları kullanılmıştır. V-Ti diyagramında kayalar Ti/V oranına göre değişik alanlarda yer alırlar. Örneğin IAT kayaları için Ti/V değerleri 10 ile 20, MORB - kayalarının Ti/V oranları 20 ile 50 arasında değişmekte olup, CFB kayaları ile aynı alanda yer alırlar. OIB- ve alkali bazaltların Ti/V oranları ise 50 ile 100 arasında değişmektedir (Şekil 5. 3. 3). Bu diyagramda Demirtaş Diyabaz örnekleri OIB-WPB olarak tanımlanan alanında yer almaktadırlar. Magma türü ve oluştuğu ortamları karakterize etmek için Ti-V elementlerinin yanında Th, Nb Yb ve Zr gibi HFS elementleri de parmak izi olarak kullanılırlar.



Şekil 5. 3. 3. Ti-V ayırtman diyagramı [Shervais, 1982] Demirtaş diyabazlarının belirgin bir şekilde okyanusal ada bazaltları (OIB) ve plaka içi bazaltları (WPB) alanına düşmektedirler.

Pearce ve Norry [1979] alterasyondan çok az etkilenen HFS elementlerinden Zr, Y, Ti, Th, Yb, Tb ve Nb miktarlarını kullanarak magmaların tektonik ortamını belirlemişlerdir. Şekil 5.3.4 de HFS elementlerinden Zirkonyum'a karşı Zirkonyum(Zr) İtriyum (Y) elementlerin oranları kullanılarak oluşturulan diyagram görülmektedir. Diyabaz örnekleri yüksek Zr/Y oranlarına sahip olup, bu diyagramda belirgin bir şekilde WPB (Plaka İçi Bazalt) alanına düşmektedirler.



Şekil 5. 3. 4. Z-Zr/Y ayırtman diyagramında da örnekler belirgin bir şekilde Plaka İçi Bazalt alanında yer almaktadır.

Diğer taraftan HFS elementlerinden Niyobyum, Toryum, Tantal vs. gibi elementlerin miktarı, birbirlerine oranları, mantoda meydana gelen kısmi ergimelerin kaynağı, ergime miktarı ve ergime derinliklerinin tahmin edilmesinde yoğun bir şekilde kullanılmaktadırlar. HFS elementlerinden Niyobyum, Toryum elementlerin uyumsuz olup mantoda belirli bir oranda bulunurlar ve kısmi ergimelerde bu oranını korurlar. Ancak bu iki element farklı değer ve iyon çapına (Th^{4+} ve $r = 94$ picometre Nb^{5+} ve $r = 64$ picometre) sahip olduklarından jeolojik ortamlarda birbirinden farklı bir takım jeokimyasal davranışlar sergilerler. Örneğin dalma batma ortamlarında (yay sistemlerinde) ortaya çıkan metasomatik akışkanlara karşı Toryum hareketli davranırken, Niyobyum hareketsiz davranır. Yaylarda ve kıtasal kabukta bu davranış ve özellikten dolayı Th/Nb oranı artar. Diğer taraftan Tantal elementi (Ta^{5+} $r = 64$ picometre) Niyobyum elementine benzer özelliklere sahip olduğundan Th/Ta oranı da Th/Nb oranına benzemektedir. Bu elementlerin oranları kullanılarak oluşturulan diyagramlarda (Şekil 5.3.5 a) magmaların kaynaklandığı ortam ve yitim ile ilgili oluşan yayların konumu görülmektedir. Manto kaynaklı eriyiklerin dalma batma süreçlerinde ortaya çıkan sıvılarca modifiye edilirler ve Th/Yb oranı yükselir. Pearce, [2008] tarafında bu element oranları

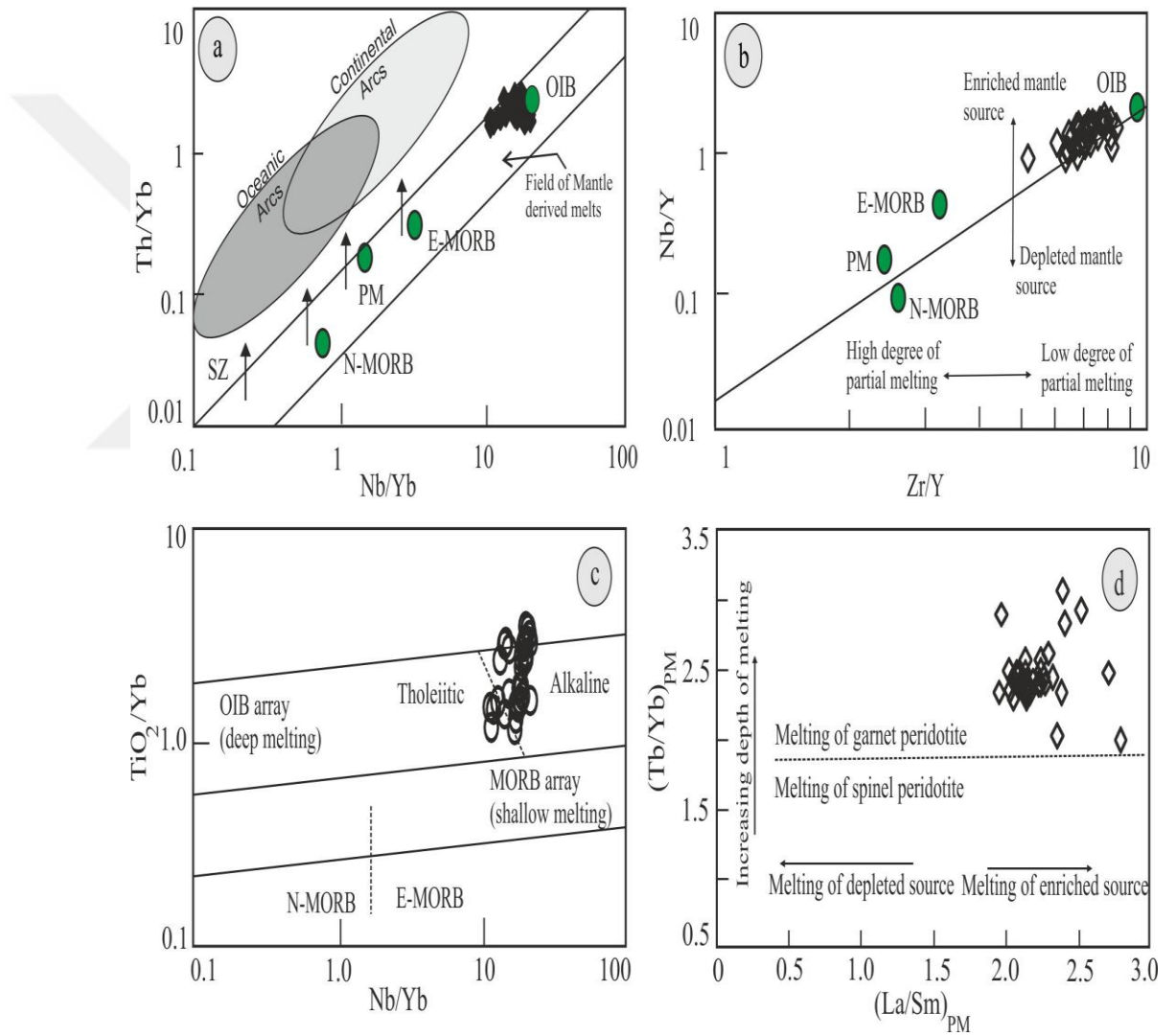
(Nb/Yb-Th/Yb) kullanılarak geliştirilen diyagramda [Şekil 5.3.5 a] dalma batma süreçlerinde etkilenen magmalar genelde düşük Nb/Yb oranlarına sahip olup manto kökenli eriyik alanın üstünde solunda yer alırlar. Bu diyagramda diyabaz örnekleri belirgin bir biçimde OIB alanının içinde ve çevresinde kümelenmekte olup, bunları oluşturan magmanın yitim etkisinde kalmayan bir mantodan türediğinin işaretlerini taşımaktadır. Ayrıca Şekil 5. 3. 2 de görüldüğü gibi hareketli LIL grubu elementlerin herhangi bir aykırılık göstermemesi de bu görüşü desteklemektedir.

Doğada oluşan magmaların kaynaklandığı bölge, ergimeye uğrayan manto malzemesinin miktarı, ergime derinliği hakkında $Zr/Y-Nb/Y$ (Şekil 5.3.5 b), Nb/Yb TiO_2/Yb (Şekil 5.3.5 c) ve primitif mantoya göre normalize edilen nadir toprak elementlerinden $(La/Sm)_{PM} - (Tb/Yb)_{PM}$ (Şekil 5.3. 5. d) oranları önemli bilgiler sunarlar [Pearce, 2008]. Örneğin yüksek Nb/Y oranları zenginleşmiş bir manto kaynağını işaret ederken, yüksek Zr/Y oranları düşük miktarda bir kısmı ergimenin meydana geldiğini göstermektedir. Diğer taraftan TiO_2/Yb oranı ergimenin meydana geldiği derinlik hakkında önemli bilgiler sunar. Düşük TiO_2/Yb oranları ergimenin sığ derinliklerde meydana geldiğini gösterirken yüksek değerler derinde oluşan magmalara işaret etmektedir. Kısmi ergimeye uğrayan mantonun türünü (tüketilmiş veya tüketilmemiş), bileşimini ve ergime derinliği ortaya koymak için $(La/Sm)_{PM} - (Tb/Yb)_{PM}$ oranları kullanılır. Yüksek $(Tb/Yb)_{PM}$ oranları garnetli peridotit bileşimli bir manto kaynağını ve kısmi ergimenin derin alt mantoda meydana geldiğini gösterirken, düşük değerler Spinel peridotit bileşimli bir manto kaynağını ve kısmi ergimenin daha sığ derinliklerde meydana geldiğine işaret etmektedir. Diğer taraftan yüksek $(La/Sm)_{PM}$ oranları zenginleşmiş bir mantonun kısmi ergimeye uğradığını gösterirken düşük değerler tüketilmiş bir kaynağın ergimeye uğradığının göstergesidir. Çalışma kapsamında incelenen örneklerinin Şekil 5. 3 5 a, b, c, d konumlarına bakıldığında Demirtaş Diyabazlarını oluşturan magma için şunlar ileri sürülebilir:

- a) Diyabazları meydana getiren magma zenginleşmiş bir manto kaynağının kısmi ergimesi sonucu oluşmuştur [Şekil 5.3.5. a, b].
- b) Diyabazları meydana getiren magma düşük dereceli kısmi ergimelerin ürünüdür [Şekil 5.3.5 b] .

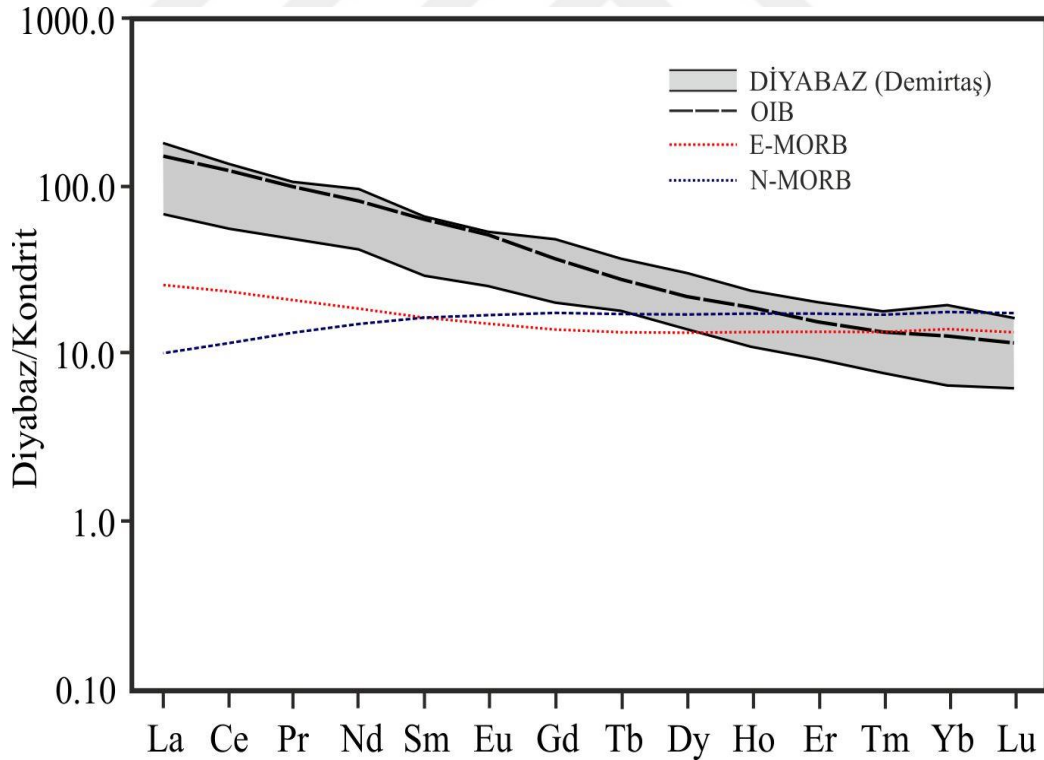
- c) Diyabazları meydana getiren magma alkali özeliğe sahip olup derin manto (üst mantonun alt kısmı) ortamlarında oluşmuş ve bunun izlerini taşımaktadır [Şekil 5.3.5 c].
- d) Diyabazları meydana getiren magma garnet - peridotit bileşimine sahip bir mantonun kısmı ergimeye uğramasıyla oluşmuştur [Şekil 5.3.5 d].

Demirtaş bölgesi diyabazlarının Nadir Toprak Element içerikleri C1 Kondritine göre normalize edilerek Şekil 5. 3. 6 verilmiştir.



Şekil 5. 3. 5. Demirtaş Diyabazlarının değişik iz element diyagramlarındaki konumları. Diyagramlar: (a) Nb/Yb – Th/Yb diyagramı Pearce and Peate (1995) göre; (b) Zr/Y – Nb/Y diyagramı Fitton et al. (1997) göre; (c) Nb/Yb – TiO₂/Yb Pearce (2008) göre ve (d) (La/Sm)_{PM}–(Tb/Yb)_{PM} Khudoley et al., (2013) göre; Spinel–garnet duraylılık alanının sınırları Wang et al. (2002) göre.

Örneklerin hafif nadir toprak elementleri (LREE) ağır nadir toprak elementlerine (HREE) göre önemli zenginleşme gösterirler ve $(La/Lu)_N$ oranları 183 ile 16 arasında değişmektedir. Bu tür yönelimler büyük bir olasılıkla kısmi erime miktarı, kısmi ergimeye uğrayan kaynağın bileşimi ve derinliğinden kaynaklanmaktadır. diyabaz örneklerinin NTE desenleri Şekil 5. 3. 6'de verilmiş olup (taralı alan üst çizgi maksimum değerlere sahip örnekler alt çizgi ise en düşük değerlere sahip örneklerin normalize edilmiş değerleri göstermektedir) karşılaştırma amaçlı değişik kaynaklardan gelen magmaların ve bunların katılaşması sonucu oluşan kayaçların eğrilerde (E-MORB, N-MORB, OIB) verilmiştir. Demirtaş diyabazlarının NTE desenleri OIB büyük benzerlikler sunmaktadır ve diyabazları oluşturan magmanın oluşum ortamı, oluşum derinliği, kökeni ve evrimi okyanussal ada bazaltlarına benzemektedir. Diyabazların $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N) \times (Gd_N)]^{1/2}$ formülüne göre hesaplanan Evropiyum anomalisinin >1 (ortalama 1.02) olması plajjoklasların akümüülasyonunun olduğunu göstermektedir.



Şekil 5. 3. 6. Değişik manto kaynağından gelen magmaların ürünleri olan bazaltların (N- MORB, E-MORB, OIB) ve Demirtaş Diyabazlarının NTE içeriklerinin kondrite göre normalize edilmiş diyagramı (Kondrit değerleri Taylor ve McLennan, 1985, E-MORB, N-MORB ve OIB verileri McDonough & Sun, 1995 den alınmıştır).

6. SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Orta Toroslarda Antalya iline bağlı Demirtaş beldesinin kuzey kesiminde diyabaz olarak adlandırılan kayaçlar yüzeylemektedir. Eksfoliasyon türü ayrışma gösteren bu kayaçlar arazide yumrular şeklinde görülürler.

Yapılan petrografik çalışmalar sonucu ofitik ve subofitik doku gösteren diyabaz ve doleritler, mineralojik olarak sırasıyla Plajiyoklaz, Piroksen, Olivin ve Opak fazlarını içerirler. Ayrıca kayaçlarda birincil fazların ayrışması sonucu Klorit, Amfibol ve Epidot türü ikincil minerallerde gözlenmektedir.

Demirtaş (Alanya) diyabaz örneklerinin ana-iz element değerleri sırasıyla SiO₂: % 44-49; TiO₂: % 2.1-5.5; Al₂O₃: % 12-18.4; Fe₂O₃:10-12.3; MgO: % 2.9-11.8; CaCO₃:4.7-10.7; Na₂O: 2.9-5.3 ve ateşte kayıp (LOI): 2.1-7.9 arasında değişmektedir. Diyabazlar örneklerine ait ateşte kayıp miktarlarının büyük değişimler göstermesi, kayaçların değişik derecelerde alterasyona maruz kaldıklarını göstermektedir. Diğer oksitlerden MnO, K₂O, P₂O₅ ve Cr₂O₃ miktarları % 1'in altındadır.

Yapılan Modal ve CIPW Norm hesaplamalarından elde edilen mineral miktarlarının ilgili diyagramlara yerleştirildiğinde kayaçların Gabro-Norit alanında yer aldıkları ancak kayaçların bileşiminde bulunan piroksen mineralin klinopiroksen grubunda olması, kayacın Gabro olarak adlandırılmasına neden olmuştur.

Kayaçların SiO₂ ve toplam K₂O + Na₂O kullanılarak elde edilen diyagramda örnekler büyük bir kısmı alkali gabro alanına, beş örnek gabro üç örnek ise siyenodiyorit alanında yer almaktadır. Diyabazların büyük bir çoğunluğu alkalin olup, sadece beş örnek subalkalin-toleyitik özelliktedir.

TAS diyagramında örneklerin birden fazla alana düşmeleri magmanın bileşimi, katılaşması sonucu ortaya çıkacağı gibi, alkali elementlerin hareketli olmaları ve metamorfizma, hidrotermal alterasyon sonucu orijinal kayacı terk etmelerinden kaynaklanabilir. Bu nedenle diyabazlar jeolojik olaylardan az veya hiç etkilenmeyen Zr, Ti, Nb, Yb vs. türü HFSE elementleri kullanılarak oluşturulan (Nb/Y- Zr/Ti) diyagramında değerlendirilmiş ve örneklerin tümü bu grafikte belirgin bir şekilde alkali bazalt (alkali gabro) alanında yer aldıkları görülmüştür.

Levha tektoniği teoremi göre yapılan değerlendirmeler sonucu Demirtaş diyabazlarının jenezi için şunlar ileri sürülebilir:

- a) Diyabazları meydana getiren magma zenginleşmiş bir manto kaynağının kısmı ergimesi sonucu oluşmuştur.
- b) Diyabazları meydana getiren magma düşük dereceli kısmı ergimelerin ürünüdür.
- c) Diyabazları meydana getiren magma, alkali özeliğe sahip olup derin manto ortamlarında oluşmuş ve bunun izlerini taşımaktadır.
- d) Diyabazları meydana getiren magma garnet - peridotit bileşimine sahip bir mantonun (üst mantonun alt kısmı) kısmı ergimeye uğramasıyla oluşmuştur.
- e) Demirtaş diyabazları Okyanus Ada Bazaltlarına (OIB) benzer özelliktedirler.

Demirtaş diyabazlarına ait yeterli miktarda mineralojik, petrografik jeokimyasal (ana, iz ve NTE) veri elde edilmiş ve jenezi açıklanmaya çalışılmıştır. Ancak çalışma kapsamında değişik nedenlerden dolayı yapılamayan izotop jeokimyası büyük bir eksiklik olarak görülmektedir. Bölgenin jeolojik, paleotektonik ve paleocografik evrimine ışık tutacak olan bu tür çalışmaların gelecekte mutlaka yapılması gerekmektedir.

KAYNAKLAR

- Baydar, O., Erdoğan, B., Kengil, R., Kaynar, A. and Selim, M., “Uçarı-Teniste-Kaşyayla-Sazak Bozyazı ve Anamur Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, MTA Rep., 82, Ankara, Turkey, (1981).
- Blumenthal, M.M., “Cenubi Anadolu Toroslar’ın Sahil Sıradağlarında Silifke-Anamur arasındaki Jeoloji incelemeler” MTA Rap., 2833 (yayımlanmamış), Ankara, (1942).
- Blumenthal, M. M., “Batı Toroslar’da Alanya ard ülkesinde jeolojik incelemeler”, MTA Rap. No. 5, 134 s. (Türkçe), (1951).
- Bozkaya, Ö., “Alanya Metamorfikleri doğu kesiminin (Anamur kuzeyi) mineralojisi : Kristalinite, b₀ ve politipi”, 11. Mühendislik Haftası Yerbilimleri Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Isparta, (1999).
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., “Antalya Birliği'nin diyajenez/metamorfizmasına ilişkin mineralojik açılımlar, Alanya-Gazipaşa, Orta Toroslar”, 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 7-10 Mayıs, Ankara, Bildiriler CD'si, No: 54-47, 10 s. (2001).
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., “Diagenesis and very low-grade metamorphism of the Antalya unit: mineralogical evidence of Triassic rifting, Alanya-Gazipaşa, central Taurus belt, Turkey”, Joynal of Asian Earth Science, 25, 109-119, (2005).
- Brunn, J.H., Argyriadis, I., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A. ve Ricou, L., “Antalya'nın Ofiyolit Naplarının Orijini Lehide ve Aleyhindeki Kanıtlar” Cumhuriyetin 50 Yılı Yerbilimleri Kongresi, 58-69, Ankara, (1973).
- Çopuroğlu, L., “Karalar-Gazipaşa (Antalya) galenit-barit yatağının mineralojik petrografik ve jenetik incelenmesi”, MTA Dergisi, 116, 29-36, (1994).
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R. J., “The interpretation of igneous rocks”, London; Allen and Unwin, 450 pp, (1979).
- De La Roche, H., et al., “A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses- its relationship and current nomenclature”, Chemical Geology, 29, 193- 210, (1980).
- Demirtaşlı, E., “Stratigraphy and tectonics of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountains” Tekeli, O. & Göncüoğlu, M.C., ed., Internatio-

- nal Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 101-118, Ankara-Turkey, (1983).
- Demirtaşlı, E., “Ermenek Batısında Göktepe, Dumlugöze ve Tepebaşı Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi” MTA Rap., 8753 (yayınlanmamış), Ankara (1986).
- Demirtaşlı, E., “Orta Toroslar'da Seydişehir ve Silifke Otoktonlarının Antalya, Alanya ve Hadim Naplarıyla Olan ilişkilerinin Stratigrafik ve Tektonik Açından incelenmesi” TPAO Raporu 2457, Ankara, (1988).
- Fitton, J.G., Saunders AD, Norry MJ, Hardarson B. S, Taylor R. N., “Thermal and chemical structure of the Iceland plume”, *Earth Planet Sci Lett* 153:197–208, (1997).
- Gülseren, E., “Gazipaşa ve civan barit zuhurlarının maden jeolojisi”, MTA Raporu, 8208 (yayınlanmamış), Ankara, (1987).
- Hofmann, A. W., “Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism”, *Nature*, 385, 219-229, (1997).
- Khudoley, A.K., Prokopiev, A.V., Chamberlain, K.R., Ernst, R.E., Jowitt, S.M., Malyshev, S.V., Zaitsev, A.I., Kropachev, A.P., Koroleva, O.V., “Early Palaeozoic mafik magmatic events on the eastern margin of the Siberian Craton”, *Lithos*, 174, 44–56, (2013).
- Işgüden, Ö., “Anamur Bölgesinin Jeolojik Etüdü“ İ.U. Fen Fak. Yayl., 103, İstanbul (1971).
- McDonough, W. F. & Sun, S., “The composition of the Earth” *Chem. Geol.* 120,223-253, (1995).
- Monod, O, “Recherches géologiques dans le Taurus occidental an sud de Beyşehir (Turquie)”. These Université Paris Sud, Orsay, 442p, (1977).
- Okay, A., “An exotic eclogite/blueschist slice in a Barrovian-style metamorphic terrain, Alanya Nappes, Southern Turkey”. *Journal of Petrology*, 30, 107-132, (1989).
- Okay, A., and Özgül, N., “HP/LT metamorphism and the structure of the Alanya Massif, Southern Turkey : an allocthonous composite tectonic sheet. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean”. A.H.F. Robertson and

- T.E. Dixon (eds.), Geological Society of London, Special Publication, 14, 429-439, (1984).
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. TJK Bülteni, 19, 1, sayfa 65-78.
- Özgül, N., “Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides”, International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, O.Tekeli ve M.C.Göncüoğlu (eds.), 77-90 (1983).
- Özgül, N., “Alanya Tektonik penceresi ve batı kesiminin jeolojisi”, Ketin Sempozyumu, sayfa 97-120, (1984).
- Pearce, J. A. & Norry, M. J., “Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks”, Contributions to Mineralogy and Petrology 69, 33–47, (1979).
- Pearce, J. A. and Peate, D. W., “Tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas”, Annual Review of Earth and Planetary Sciences Vol. 23: 251-285, (1995).
- Pearce, J. A., “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 12, 79–113, (1996).
- Pearce, Julian A., “Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Achaean oceanic crust”, Lithos, 100, 14–48, (2008).
- Peyronnet, P., “Alanya bölgesinin petrografi ve mineralojisi ile Alanya metamorfiklerindeki boksitlere bitişik kloritoidli şistlerin kökeni”, MTA Dergisi, 68, 154-173, (1967).
- Peyronnet, P., “Alanya bölgesinin (Güney Toroslar) jeolojisi, metamorfik boksitin kökeni” MTA Dergisi, 76, 98-123. (1971).
- Rollinson, Hugh R., “Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation”, Longman, Edinburgh Gate, 352 p, (1993).
- Rudnick, R.L and Presper, T., Geochemistry of intermediate to high-pressure granulites. In Granulites and crustal evolution. Vielzeufand, D. And Vidal, Ph(editors), Kluwer Academic Publishers, Amsterdam. 523-550, (1990).

- Shervais, J. W., “Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas”, *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118, (1982).
- Streckeisen, A., “Classification and nomenclature of plutonic rocks: Recommendations of the IUGS Sub commission on the Systematics of Igneous Rocks”, *Geologische Rundschau Internationale Zeitschrift für Geologie: Stuttgart*, v. 63, p. 773–785, (1974).
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., “Chemical and isotopic Systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes”, In: *Magmatism in the ocean basins*. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), Geological Society of London, London. 42: 313-345 (1989).
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., “Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach”, *Tectonophysics*, 75, 181-242, Amsterdam, (1981).
- Şengün, M., Acarlar, M., Çetin, F., Doğan O.Z. ve Gök, A., “Alanya masifinin yapısal sorunu”, *Jeoloji Mühendisliği*, 6, 39-44, (1978).
- Ulu, Ü., “Sugözü-Gazipaşa (Antalya) alanının jeoloji incelemesi” *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 16, Sayfa 3-8. (1983).
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., Smith, E.I., “A melting profile across the basin and range, SW USA”, *Journal of Geophysical Research* 107, (2002).
- White, W.M., and Duncan, R.A., “Geochemistry and geochronology of the Society Islands: New evidence for deep mantle recycling”, In Basu, A., and Hart, S.R., eds., *Earth processes: Reading the isotopic code: American Geophysical Union Geophysical Monograph* 95, p. 183–206, (1996).
- Wilson, M., “Igneous Petrogenesis”, London: Unwin Hyman, (1989).
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., “Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements”, *Chemical Geology* 20, 325– 343,

EK 1. Diyabazlarının ana. iz ve nadir toprak element içerikleri (ana element miktarları %, iz ve nadir toprak element miktarları ise ppm cinsinde verilmiştir).

ÖRNEK	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	A-8	A-9	A-10	A-11	A-12	A-13	A-14	A-15	A-16	A-17
SiO ₂	44.7	47.8	46.3	47.3	46.3	46.7	46.5	46.4	47.6	47.0	46.9	45.7	44.9	45.6	45.5	46.3	45.7
TiO ₂	4.4	2.5	4.1	2.3	2.3	3.8	4.7	4.0	2.3	3.1	4.4	2.2	4.4	5.5	4.6	4.0	5.1
Al ₂ O ₃	16.3	14.8	15.1	15.2	12.4	15.6	15.7	16.2	15.4	15.1	15.5	12.0	16.0	14.4	15.4	16.7	16.0
Fe ₂ O ₃	10.7	10.5	11.2	10.4	11.8	10.6	11.6	11.2	10.2	11.1	11.0	12.3	11.9	12.3	12.3	10.0	10.6
MgO	5.1	6.8	6.3	6.5	10.0	5.9	4.9	4.8	6.4	6.1	5.5	10.6	5.2	5.7	5.5	4.5	5.2
MnO	0.12	0.14	0.14	0.13	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.12	0.15	0.14	0.14	0.14	0.11	0.12
CaO	10.3	9.0	8.0	9.6	9.0	9.1	8.7	8.5	9.7	8.1	8.3	9.3	8.3	9.1	8.5	10.7	9.6
Na ₂ O	4.0	4.2	4.1	4.0	3.2	3.9	4.7	4.5	4.2	4.8	5.2	2.9	4.4	4.4	4.4	4.0	3.5
K ₂ O	0.54	0.56	1.47	0.61	0.55	1.17	0.21	0.99	0.66	0.61	0.08	0.42	1.03	0.20	0.87	0.67	1.29
P ₂ O ₅	0.21	0.26	0.23	0.26	0.23	0.25	0.24	0.32	0.28	0.30	0.27	0.23	0.26	0.26	0.27	0.24	0.22
A.K.	3.4	3.0	2.9	3.3	3.7	2.4	2.4	2.8	2.9	3.3	2.5	3.7	3.1	2.2	2.3	2.5	2.4
Top.Σ	99.8	99.8	99.7	99.7	99.7	99.7	99.8	99.8	99.7	99.8	99.7	99.7	99.8	99.7	99.7	99.8	99.8
Mg #	52.4	60.3	56.6	59.3	66.3	56.5	49.5	50.1	59.3	56.2	53.8	66.9	46.0	51.8	50.9	51.0	53.4
Ba	167	173	449	163	107	442	84	240	180	198	41	91	224	58	217	189	304
Rb	12.3	6.6	29.3	7.1	5.3	17.2	3.2	18.8	7.5	8.5	1.3	6.7	24.5	3.3	15.6	13.3	23.2
Sr	399	341	349	576	320	492	598	348	510	404	832	215	452	1078	356	552	376
W	0.6	0.6	0.8	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.5	0.5	1.3	0.7	0.5	0.9	0.5	0.5
U	0.6	0.7	0.7	0.9	0.6	0.7	0.7	0.9	0.7	0.8	0.7	0.6	0.7	0.7	0.8	0.7	0.7
Cu	33.3	29.9	43.7	35.7	60.0	38.1	30.0	44.1	30.6	33.3	56.2	72.6	46.0	54.5	38.8	32.6	46.6
Pb	1.2	0.9	1.9	1.7	1.2	1.8	1.2	1.4	1.3	1.7	0.6	2.2	1.3	1.3	1.2	1.5	1.3
Zn	56	71	62	83	79	62	71	67	74	79	61	80	67	61	68	55	49
Cr	157	270	233	260	472	212	96	82	322	226	151	479	89	144	130	68	205
Ni	81	102	98	94	213	127	73	61	92	89	84	217	62	90	66	70	71

EK 1' in devamı.

ÖRNEK	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	A-8	A-9	A-10	A-11	A-12	A-13	A-14	A-15	A-16	A-17
Co	37.6	40.5	41.5	38.3	52.4	38.2	39.7	35.3	37.9	38.8	39.0	56.3	38.7	41.5	42.3	32.6	37.3
Cd	0.10	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.10	0.10	0.1	0.10	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
V	262	217	249	212	210	244	309	273	212	235	261	208	327	324	338	252	285
Ga	21.4	21.0	19.9	22.2	17.4	19.7	20.4	22.1	20.4	19.0	19.3	17.1	20.0	20.4	20.3	20.6	19.3
Nb	29.0	28.6	30.6	27.6	25.2	28.1	30.7	32.6	27.0	31.0	28.7	24.3	31.8	31.2	35.6	27.1	30.3
Ta	1.9	1.9	2.0	1.6	1.5	1.8	1.8	2.1	1.7	2.1	1.9	1.5	1.8	1.9	2.4	1.8	2.0
Th	2.5	3.1	3.2	2.8	2.4	2.9	2.4	3.4	2.7	3.0	2.8	2.5	2.4	2.9	3.0	2.4	3.0
Hf	3.5	4.2	4.7	3.5	3.3	3.7	3.8	4.1	3.7	4.5	3.5	3.3	4.0	3.9	4.8	3.6	4.1
Zr	132	151	154	137	134	140	142	163	138	155	139	128	150	149	176	136	152
Y	19.0	20.9	20.2	20.6	21.6	19.1	19.3	22.7	19.8	21.0	18.8	19.0	19.2	19.8	21.8	17.2	18.4
La	17.2	20.7	19.9	20.9	19.7	19.1	18.8	22.9	20.1	21.6	18.5	18.2	18.3	19.6	20.8	18.9	18.0
Ce	37.9	44.3	42.2	42.6	41.1	39.4	38.2	47.2	42.1	45.2	39.2	37.7	38.5	40.7	45.1	37.3	38.5
Pr	4.93	5.66	5.45	5.56	5.28	5.18	5.16	6.16	5.48	5.82	5.09	4.91	5.10	5.35	5.89	4.90	4.98
Nd	21.8	23.8	24.6	22.3	21.5	22.0	20.3	24.1	21.1	23.6	20.3	20.3	20.8	22.2	24.2	20.0	20.2
Sm	4.55	5.13	4.99	5.07	5.01	4.84	4.77	5.55	4.83	5.27	4.80	4.76	4.91	5.11	5.57	4.52	4.66
Eu	1.56	1.67	1.63	1.70	1.59	1.58	1.61	1.82	1.67	1.74	1.56	1.51	1.67	1.66	1.81	1.58	1.57
Gd	4.46	5.01	4.70	5.00	4.75	4.53	4.59	5.43	4.76	5.11	4.61	4.41	4.81	5.03	5.30	4.22	4.58
Tb	0.70	0.80	0.76	0.79	0.79	0.75	0.76	0.88	0.79	0.85	0.76	0.75	0.78	0.80	0.89	0.71	0.74
Dy	3.61	4.05	3.97	4.15	4.02	3.87	3.96	4.61	3.98	4.34	4.01	3.99	4.29	3.95	4.49	3.74	3.95
Ho	0.66	0.76	0.71	0.74	0.72	0.67	0.70	0.77	0.71	0.78	0.67	0.66	0.70	0.69	0.80	0.63	0.69
Er	1.73	2.03	1.97	1.90	1.93	1.85	1.84	2.13	1.92	2.04	1.78	1.75	1.88	1.94	2.19	1.69	1.86
Tm	0.25	0.28	0.27	0.28	0.29	0.27	0.27	0.31	0.27	0.28	0.26	0.26	0.26	0.27	0.30	0.23	0.25
Yb	1.40	1.61	1.58	1.54	1.49	1.54	1.58	1.78	1.57	1.72	1.49	1.47	1.52	1.59	1.84	1.43	1.50
Lu	0.20	0.23	0.22	0.21	0.22	0.20	0.21	0.23	0.20	0.22	0.20	0.19	0.21	0.21	0.23	0.19	0.20
∑ NTE	101.0	116.0	113.0	112.7	108.4	105.8	102.8	123.9	109.5	118.6	103.2	100.9	103.7	109.1	119.4	100.0	101.7

EK 1' in devamı

ÖRNEK	A-18	A-19	A-20	A-22	A-26	A-27	A-28	A-29	A-30	A-31	A-32	A-33	A-34	A-35	A-36	A-37	A-38	A-42
SiO ₂	45.1	49.0	47.9	46.1	47.7	48.1	46.2	45.2	45.2	47.3	46.4	46.6	50.4	45.5	50.9	52.0	48.6	45.1
TiO ₂	4.4	3.5	2.2	3.8	2.7	2.5	1.9	2.0	2.0	4.3	4.2	3.6	3.5	4.2	2.7	2.2	2.8	4.1
Al ₂ O ₃	15.9	15.3	15.1	16.1	15.2	15.4	8.8	9.4	9.6	13.9	15.2	14.4	13.6	16.0	15.4	16.5	14.6	14.4
Fe ₂ O ₃	10.9	11.9	10.4	10.7	11.4	11.1	12.9	13.4	13.2	14.0	12.9	13.2	13.6	12.0	11.2	10.0	12.1	14.1
MgO	5.4	4.7	7.0	4.8	5.8	7.5	14.2	14.1	14.1	5.2	5.0	4.8	4.6	5.0	4.5	3.2	7.0	4.8
MnO	0.13	0.15	0.13	0.13	0.18	0.16	0.20	0.20	0.23	0.17	0.15	0.16	0.19	0.14	0.15	0.11	0.15	0.15
CaO	9.9	6.6	8.6	8.7	6.9	5.7	9.8	9.3	9.0	8.3	9.3	7.9	6.4	8.7	6.0	5.9	6.1	9.7
Na ₂ O	3.9	5.3	3.7	4.3	7.8	5.1	1.1	1.8	2.0	4.6	4.1	4.7	5.5	4.5	5.7	5.8	4.7	4.2
K ₂ O	0.72	0.73	1.22	0.86	1.48	0.52	1.73	0.95	0.52	0.60	0.88	1.15	1.03	0.82	1.04	1.82	1.16	0.14
P ₂ O ₅	0.23	0.41	0.26	0.17	0.39	0.33	0.28	0.26	0.26	0.30	0.26		0.50	0.26	0.47	0.53	0.38	0.24
A.K.	3.0	2.1	3.2	3.9	3.9	4.1	3.3	4.2	4.1	2.3	2.3	2.5	1.8	3.2	2.3	2.0	2.9	3.3
Top.Σ	99.8	99.7	99.7	99.7	100.4	100.4	100.4	100.8	100.3	101.0	100.8	100.6	101.1	100.3	100.3	100.1	100.5	100.3
Mg #	53.6	47.9	60.9	51.4	54.1	61.2	72.0	71.0	71.4	46.5	47.3	45.8	44.0	49.4	48.4	42.8	57.4	44.3
Ba	185	471	366	224	363	127	1004	210	1125	106	189	179	88	153	133	372	162	82
Rb	13.4	9.6	19.8	18.9	18.4	9.1	10.9	9.4	3.8	7.9	16.3	16.9	13.8	17.3	11.3	21.4	12.1	1.7
Sr	490	463	497	396	410	363	236	104	142	279	591	312	235	601	366	1035	296	2910
W	0.5	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	1.4	0.7	0.6	0.5	0.5	0.5	1.0	0.5	0.7	0.7	1.0	0.8
U	0.7	1.0	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.9	0.8	1.0	1.3	0.7	1.5	1.6	1.0	0.9
Cu	47.4	43.6	39.5	32.0	32.7	24.4	161.1	92.5	155.0	19.1	47.9	18.5	30.0	35.1	30.1	22.6	40.5	24.9
Pb	2.1	1.6	1.2	1.5	2.3	0.6	1.2	11.2	12.0	0.9	1.3	1.2	2.4	1.1	2.6	1.6	1.5	1.9
Zn	63	90	69	61	79	74	161	145	149	77	66	100	94	63	92	71	79	72
Cr	109	123	274	233	151	109	842	842	807	41	82	68	68	62	103	41	253	21
Ni	78	54	100	76	32	45	281	312	313	12	65	16	20	62	53	34	112	25
Co	40.6	33.6	39.3	34.5	36.3	37.6	70.0	66.4	67.2	36.3	42.2	36.9	30.4	38.6	28.6	22.9	36.9	38.1

EK 1' in devamı

ÖRNEK	A-18	A-19	A-20	A-22	A-26	A-27	A-28	A-29	A-30	A-31	A-32	A-33	A-34	A-35	A-36	A-37	A-38	A-42
Cd	0.10	0.1	0.10	0.1	0.10	0.1	0.40	0.20	0.30	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.20	0.1	0.1	0.1
V	286	269	215	256	241	222	184	182	172	376	370	303	288	304	190	175	201	541
Ga	19.7	23.0	19.4	21.1	17.9	21.4	13.5	13.5	13.7	20.9	21.3	22.1	21.3	18.0	22.8	25.1	18.9	22.7
Nb	29.8	45.9	28.8	30.1	22.3	18.7	18.8	22.8	18.0	23.1	23.1	29.1	35.8	20.5	38.4	36.5	26.6	20.2
Ta	1.8	2.7	1.8	1.8	1.5	1.2	1.2	1.2	1.5	1.6	1.7	2.4	2.6	1.4	2.5	2.6	2.0	1.5
Th	2.5	3.9	3.2	2.9	2.9	2.4	2.0	3.1	2.4	2.9	3.1	3.9	4.6	2.5	5.6	7.2	3.9	2.5
Hf	3.8	4.8	4.5	4.0	4.3	3.7	2.9	4.1	2.9	4.0	4.0	4.6	6.6	3.2	6.5	7.5	4.6	3.6
Zr	147	208	167	140	169	138	113	136	115	148	147	175	230	130	249	283	175	134
Y	18.3	26.0	19.6	20.2	24.4	21.1	16.1	17.6	16.9	22.6	20.2	32.9	31.9	18.1	30.0	33.9	23.5	20.3
La	18.0	27.8	19.1	19.3	22.7	19.4	22.3	23.1	22.2	22.4	22.8	37.3	35.7	19.6	40.7	45.0	27.7	20.5
Ce	38.5	59.8	41.8	41.3	46.9	40.6	44.5	46.1	44.6	45.7	46.5	82.1	72.6	42.6	81.7	89.7	60.0	41.3
Pr	4.91	7.67	5.42	5.31	6.11	5.16	5.20	5.69	5.32	5.91	5.54	10.38	9.03	5.18	9.34	10.44	7.32	4.90
Nd	20.6	33.2	23.0	22.8	27.7	23.5	22.9	22.6	21.4	27.9	25.2	46.2	40.6	20.6	37.7	42.0	30.2	22.1
Sm	4.55	7.18	5.31	4.91	5.76	5.14	5.07	4.98	5.01	5.70	5.34	10.28	8.15	4.75	8.17	8.78	6.39	4.85
Eu	1.61	2.30	1.68	1.74	1.98	1.72	1.61	1.65	1.73	2.07	1.82	3.17	2.54	1.67	2.53	2.72	2.15	1.63
Gd	4.56	6.71	5.04	4.75	6.23	5.39	5.11	5.25	4.95	6.07	5.54	10.31	8.48	5.23	8.24	8.88	6.75	5.30
Tb	0.76	1.10	0.83	0.77	0.90	0.80	0.68	0.75	0.71	0.91	0.78	1.40	1.23	0.77	1.20	1.33	0.99	0.78
Dy	3.91	5.61	4.36	3.87	4.51	4.74	3.74	3.98	3.63	4.71	4.39	7.42	6.86	3.77	6.36	7.82	5.72	4.64
Ho	0.67	0.98	0.73	0.74	0.89	0.84	0.69	0.72	0.73	0.85	0.84	1.32	1.25	0.72	1.16	1.36	1.08	0.80
Er	1.83	2.54	1.90	1.85	2.24	2.07	1.60	1.83	1.68	2.38	1.89	3.20	2.89	1.81	2.83	3.40	2.43	1.84
Tm	0.26	0.35	0.26	0.26	0.33	0.29	0.21	0.24	0.20	0.29	0.28	0.38	0.42	0.26	0.42	0.47	0.32	0.30
Yb	1.54	2.21	1.72	1.57	1.90	1.69	1.07	1.24	1.21	1.78	1.55	2.33	2.55	1.45	2.34	3.24	2.38	1.44
Lu	0.19	0.28	0.22	0.23	0.28	0.26	0.16	0.22	0.20	0.27	0.23	0.30	0.40	0.21	0.34	0.43	0.28	0.21
Σ NTE	101.9	157.7	111.4	109.4	128.4	111.6	114.8	118.4	113.6	126.9	122.7	216.1	192.7	108.6	203.0	225.6	153.7	110.6

(ÖZGEÇMİŞ)

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı, Soyadı	: Yahya ARKAN
Doğum yeri ve tarihi	: Batman, 20/10/1977
Medeni hali	: Evli
Adresi	: Mersin Üni. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl. Çiftlikköy Kampusu 33342 MERSİN
Telefon	05337231553
E-posta	yahyaarkan@hotmail.com

Öğrenim Durumu

Orta Öğrenim	Batman Lisesi
Lisans	2001-2007, Mersin Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü
Yüksek Lisans	2009-2016, Mersin Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü