

T.C.  
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**KIRATLI (İPEKYOLU-VAN) ÇEVRESİNDE GÖZLENEN  
MAFİK VE ULTRAMAFİK KAYAÇLARIN PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HAZIRLAYAN: Hakan YAZICIOĞLU  
DANIŞMAN: Dr. Öğr. Üyesi Tijen ÜNER

VAN-2018



T.C.  
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**KIRATLI (İPEKYOLU-VAN) ÇEVRESİNDE GÖZLENEN  
MAFİK VE ULTRAMAFİK KAYAÇLARIN PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HAZIRLAYAN: Hakan YAZICIOĞLU

Bu çalışma YYÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı tarafından  
2015-FBE-YL 252 No'lu proje olarak desteklenmiştir

VAN-2018



## KABUL VE ONAY SAYFA

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Dr. Öğr. Üyesi Tijen Üner danışmanlığında, Hakan YAZICIOĞLU tarafından sunulan “ Kıratlı (İpekyolu-Van) Çevresinde Gözlenen Mafik ve Ultramafik Kayaçların Petrografik Özellikleri” isimli bu çalışma Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği'nin ilgili hükümleri gereğince 28/06/2018 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile başarılı bulunmuş ve yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan: Prof. Dr. Osman PARLAK

İmza:

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Tijen ÜNER  
(Danışman)

İmza:

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Mustafa AÇLAN

İmza:

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun <sup>03/08/2018</sup> tarih ve <sup>2018/36-I</sup> sayılı kararı ile onaylanmıştır.

İmza  
  
Enstitü Müdürü



## TEZ BİLDİRİMİ

Tez içindeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edilerek sunulduğunu, ayrıca tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

Hakan YAZICIOĞLU







## ÖZET

### KIRATLI (İPEKYOLU-VAN) ÇEVRESİNDE GÖZLENEN MAFİK VE ULTRAMAFİK KAYAÇLARIN PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

YAZICIOĞLU, Hakan  
Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı  
Tez Danışmanı: Dr. Öğrt. Üyesi Tijen ÜNER  
Haziran 2018, 61 sayfa

Bu tez çalışması, Van Gölü'nün doğusunda, Kıratlı Köyü civarında yer alan mafik ve ultramafik kayaçların petrografik ve jeokimyasal olarak incelenmesi amacıyla gerçekleştirilmiştir. Çalışma alanı içerisinde bulunan Bakışık Melanjı harzburjit, dunit, serpantin kayaçları ve bunları kesen piroksenit, gabro ve diyabaz dayklarından oluşmaktadır. Bu birimin hemen üzerine kireçtaşı biriminden oluşan Üst Paleosen – Alt Eosen yaşlı Toprakkale Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir.

Bakışık Melanjı içerisinde yer alan harzburjit ve dunitlerin petrografik incelemesinde alterasyondan oldukça fazla etkilendikleri dikkati çekmektedir. Genellikle serpantinleşme ve bastitleşme kesitlerde oldukça yoğun bir şekilde yer almaktadır. Kayaçlarda porfiroblastik doku yaygındır. Alterasyon sonucu serpantinleşen kesimlerde elek dokusu izlenmektedir. Mafik kayaçlar içerisinde incelenen gabro ve diyabaz daykları ise plajiyoklaz+piroksen±olivin minerallerinden oluşmaktadır. Kayaçta genel olarak ofitik doku hakimdir. Mafik kayaçlarda serisit ve klorit minerallerinin varlığı bu kayaçlarından alterasyondan etkilendiklerini işaret etmektedir.

Ultramafik kayaçlarda yapılan jeokimyasal çalışmalarda bu birimlerin abisal peridotit oldukları ve ilksel mantoya göre oldukça tüketilmiş oldukları belirlenmiştir. Mafik kayaçlarda ise, jeokimyasal olarak bu kayaçların hem alkali hem de toleyitik özelliklere sahip oldukları gözlenmiştir. Genel olarak iki farklı magmadan türedikleri düşünülen daykların volkanik yay bölgesi ve plaka içi bazaltları özelliği taşıdığı ortaya konmuştur.

**Anahtar kelimeler:** Bakışık Melanjı, Mafik kayaçlar, Plaka içi bazalt, Ultramafik kayaçlar, Volkanik yay.



## ABSTRACT

### PETROLOGICAL PROPERTIES OF MAFIC AND ULTRAMAFIC ROCKS OBSERVED AROUND KIRATLI (İPEKYOLU-VAN)

YAZICIOĞLU, Hakan  
M.Sc. Thesis, Department of Geological Engineering  
Advisor: Asist. Prof. Dr. Tijen ÜNER  
June 2018, 61 pages

This thesis study was performed to investigate petrographic-geochemical investigation of mafic and ultramafic rocks in the vicinity of Kıratlı Village, east of Lake Van. In the study area, Bakışık Melange consist of harzburgite, dunite, serpentinite and pyroxenite, gabbro and diabase dikes which cut them. Toprakkale formation, which consists of limestone, overlay the Bakışık Melange. These units are discordant to each other.

Petrographic studies in harzburgite and dunite in the observed melange are highly affected by alteration. Generally, serpentinitization and bastitization are very intense in the thin section. Porphyroblastic texture of the rocks are common. Sieve texture is observed in the serpentinitized sections after the alteration. Within the mafic rocks gabbro and diabase dikes are composed of plagioclase+pyroxene±olivine minerals. Ophitic texture is dominant in this rocks. The presence of sericite and chlorite minerals in mafic rocks is an indication of the alteration of these rocks.

Geochemical studies on ultramafic rocks, according to this unit is abyssal peridotites and is determined that they are quite depleted primitive mantle. In mafic rocks, these rocks have been observed to have both alkaline and subalkali features. It has been determined that the Kalkalkali rocks are tholeiitic. Generally, the dykes, which are thought to have two different magmatic derivations, appear to have the characteristics of volcanic arc regions and plateau basalts.

**Key words:** Bakışık Melange, Mafic rocks, Plateau basalt, Ultramafic rocks, Volcanic arc.



## ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında, her türlü ilgi ve yardımlarını esirgemeyen danışmanım Sayın Dr. Öğr. Üyesi Tijen ÜNER 'e teşekkürlerimi sunarım.

Haziran 2018

Hakan YAZICIOĞLU



# İÇİNDEKİLER

	<b>Sayfa</b>
ÖZET .....	i
ABSTRACT .....	iii
ÖN SÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER.....	vii
ÇİZELGELER LİSTESİ .....	ix
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	xi
1.GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışmanın Amacı.....	5
1.2 Çalışma Alanının Tanıtılması .....	5
1.3 Önceki Çalışmalar .....	5
2. MATERYAL VE YÖNTEM.....	11
2.1. Büro Çalışmaları .....	11
2.2. Saha Çalışmaları.....	11
2.3. Laboratuvar Çalışmaları.....	11
3.BULGULAR VE TARTIŞMA.....	13
3.1. Bölgesel Jeoloji .....	13
3.2. İnceleme Alanının Jeolojisi.....	15
3.2.1. Bakışık Melanjı (kb) .....	15
3.2.1.1. Ultramafik Kayaçlar.....	17
3.2.1.2. Mafik kayaçlar .....	18
3.2.2. Toprakkale Formasyonu (Tbt) .....	21
3.2.3. Alüvyon.....	22
3.3. Petrografi.....	23
3.3.1.Ultramafik Kayaçlar.....	24
3.3.2. Mafik kayaçlar .....	27
3.4. Alterasyon .....	32
3.4.1. Serpantinleşme .....	32
3.5. Jeokimya .....	35
3.5.1. Ultramafik kayaç jeokimyası .....	36

	<b>Sayfa</b>
3.5.2 Mafk Kayaç Jeokimyası .....	38
4. TARTIŞMA VE SONUÇ .....	49
4.1. Tartışma.....	49
4.2. Sonuç.....	50
KAYNAKLAR .....	53
ÖZ GEÇMİŞ .....	61





## ÇİZELGELER LİSTESİ

Çizelge	Sayfa
Çizelge 3.1. Ultramafik kayaların majör oksit (%) ve iz element (ppm) analiz sonuçları.....	37
Çizelge 3.2. Çalışma alanı içerisinde yer alan daykların majör oksit (%) ve iz element (ppm) jeokimyasal analiz sonuçları.....	41





## ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil	Sayfa
Şekil 1.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Şengör ve Yılmaz (1981)'den alınmıştır, İZ: İstanbul Zonu, BP: Batı Pontitler, DP: Doğu Pontitler) .....	2
Şekil 1.2. Balkanlar ve Anadolu'da yer alan ofiyolitler ve suture zonları. (Dilek ve ark. (2007), DAF: Doğu Anadolu Fayı, KAF: Kuzey Anadolu Fayı) .....	2
Şekil 1.3. Çençten yaşlıya ofiyolitik birimleri gösteren istif.....	4
Şekil 1.4. Çalışma alanını yer bulduru haritası.....	6
Şekil 3.1. Doğu Anadolu Bölgesinde gözlenen ofiyolitik ve metamorfik birimler. (Topuz ve ark. (2017)'den alınmıştır).....	14
Şekil 3.2. İnceleme alanının jeoloji haritası (MTA (2005)'den değiştirilerek alınmıştır).....	16
Şekil 3.3. İnceleme alanının stratigrafik istifi. (Şaroğlu ve Yılmaz (1986)'dan alınmıştır).....	17
Şekil 3.4. Bakışık melanji içerisinde gözlenen serpantin kütelleri.....	18
Şekil 3. 5. Harzburjitleerin arazide görünüşleri.....	19
Şekil 3.6. Serpantin ve piroksenit sınırı. ....	19
Şekil 3.7. Çalışma alanı içerisinde gözlenen mikro gabro daykları. ....	20
Şekil 3.8. Gabroların genel görünümü.....	21
Şekil 3.9. Rodenjitleşmiş diyabaz daykı genel görünümü. ....	22
Şekil 3.10. Toprakkale Formasyonu'na ait neritik kireçtaşları. ....	23
Şekil 3.11. Alüvyon biriminin genel görünümü.....	23
Şekil 3.12. Mafik ve ultramafik kayalar sınıflandırması, a- Gabroik kayalar ile mafik kayaların plajiyoklaz içeriklerine göre sınıflandırılması, b- ultramafik kayaların sınıflandırılması (Erkan (2006), Streckeisen (1976)'den alınmıştır). ....	25

<b>Şekil</b>	<b>Sayfa</b>
Şekil 3.13. Harzburjitler içerisinde yer alan olivin ve ortopiroksen minerallerinin incekesit görüntüsü (ol: olivin, opr:ortopiroksen).....	26
Şekil 3.14. Harzburjitler içerisinde yer alan olivin ve ortopiroksen minerallerinin incekesit görüntüsü (ol: olivin, opr: ortopiroksen).....	26
Şekil 3.15. Harzburjitler içerisinde yer alan bastitleşmiş piroksenler minerallerinin incekesit görüntüsü (pr:piroksen). ....	27
Şekil 3.16. Harzburjitler içerisinde yer alan ortopiroksen minerallerinin incekesit görüntüsü (opr:ortopiroksen).....	27
Şekil 3.17. Harzburjitler içerisinde yer alan kromit minerallerinin parlak kesit görüntüsü (kr: kromit).....	28
Şekil 3.18. Diyabaz kesitleri içerisinde yer alan piroksen (pr) ve plajiyoklaz (plj) minerallerinin görüntüsü.....	28
Şekil 3.19. Diyabaz kesitleri içerisinde yer alan piroksen (pr) ve plajiyoklaz (plj) minerallerinin görüntüsü.....	29
Şekil 3.20. Diyabaz kesitleri içerisinde yer alan kloritleşme görüntüsü. ....	29
Şekil 3.21. Plajiyoklazlarda gözlenen polisentetik ikizlenme. ....	30
Şekil 3.22. Gabro kesitleri içerisinde yer alan piroksen (pr) ve plajiyoklaz (plj) minerallerinin görüntüsü.....	30
Şekil 3.23. Diyabaz kesitleri içerisinde yer alan kloritleşme görüntüsü (Klr: klorit, pr: piroksen). ....	31
Şekil 3.24. Mikrogabro kesitleri içerisinde yer alan piroksen (pr) ve plajiyoklaz (plj) minerallerinin görüntüsü.....	31
Şekil 3.25. Gabro kesitleri içerisinde elek dokusu gösteren olivin (ol) ve piroksen (pr) minerallerinin görüntüsü. ....	31
Şekil 3.26. Gabro kesitleri içerisinde yer alan olivin (ol) ve piroksen (pr) minerallerinin görüntüsü. ....	32
Şekil 3.27. Serpantin minerallerinin atomik yapıları (O’Hanley (1996)).....	34
Şekil 3.28. Serpantinlerde tipik olarak gözlenen elek dokusu görüntüsü. ....	35

<b>Şekil</b>	<b>Sayfa</b>
Şekil 3.29. Ultramafik kayaçların CaO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -MgO diyagramına göre dağılımı (Coleman, 1977).....	36
Şekil 3.30. Ultramafik kayaçların a)Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> -MgO/SiO <sub>2</sub> (a. Jagoutz ve ark. (1979), Hart ve Zindler (1986), İlkse l manto değ erleri Wanke (1981)'den alınmıştır), b) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> (Bodinier ve Godard (2003). İlkse l manto Mc Danough ve Sun (1995) den alınmıştır).....	38
Şekil 3.31. Ultramafik kayaçlarda major oksit elementlerin MgO ya karşı değ işim diyagramları .....	39
Şekil 3.32. Ultramafik kayaçlarda iz elementlerin MgO ya karşı değ işim diyagramları.....	40
Şekil 3.33. İzole dayk ö rneklerinin isimlendirilmesi amacıyla Nb/Y-Zr/Ti diyagramında gösterilmesi (Pearce, (1996)'dan alınmıştır).....	42
Şekil 3.34. Subalkali kayaçların toleyitik-kalkalkali ayrımı için kullanılan ikili diyagramı (Miyashiro, (1973)'den alınmıştır, semboller Şekil 3.33 ile aynıdır).....	42
Şekil 3.35. Mafik kayaçların majör oksit değ erlerinin MgO ya karşı çizilmiş ikili diyagramları.....	43
Şekil 3.36. Mafik kayaçların bazı iz element değ erlerinin MgO'ya karşı çizilmiş ikili diyagramları (semboller Şekil. 3.35 ile aynıdır).....	44
Şekil 3.37. Mafik kayaçların sınıflandırılması Pearce (2008)'in Nb/Yb – Th/Yb diyagramına göre dağılımı (semboller Şekil. 3.35 ile aynıdır).....	45
Şekil 3.38. Mafik kayaçların tektonik ortamlarının belirlenmesi amacıyla Th-Hf- Zr-Nb üçgen diyagramlarında gösterimi (Wood (1980), semboller Şekil. 3.35 ile aynıdır).....	46
Şekil 3.39. Mafik kayaçlarınV-Ti (ppm)değ işim diyagramı (Sherveis (1982), semboller Şekil. 3.35 ile aynıdır).....	46
Şekil 3.40. Çalışma alanına ait mafik kayaçlara ait nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilmiş ö rümcek diyagramı (kondrit değ erleri Sun ve Mc Donough,1989 alınmıştır) ( semboller Şekil 3.35 ile aynıdır).....	47

**Şekil****Sayfa**

- Şekil 3.41. Çalışma alanına ait mafik kayaların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough (1989), semboller Şekil 3.35 ile aynıdır).....47
- Şekil 4.1. Doğu Anadolu Platosunun Eosen'den günümüze şematik kesiti (Şengör ve ark., 2003'den alınmıştır).....50



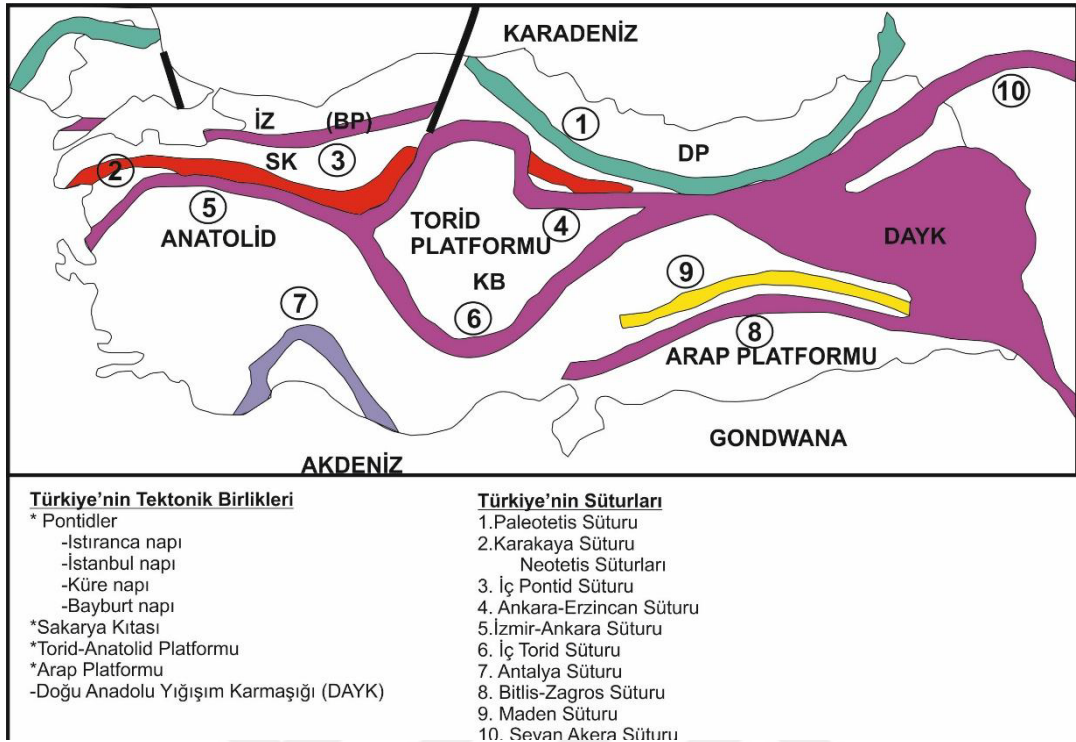


## 1.GİRİŞ

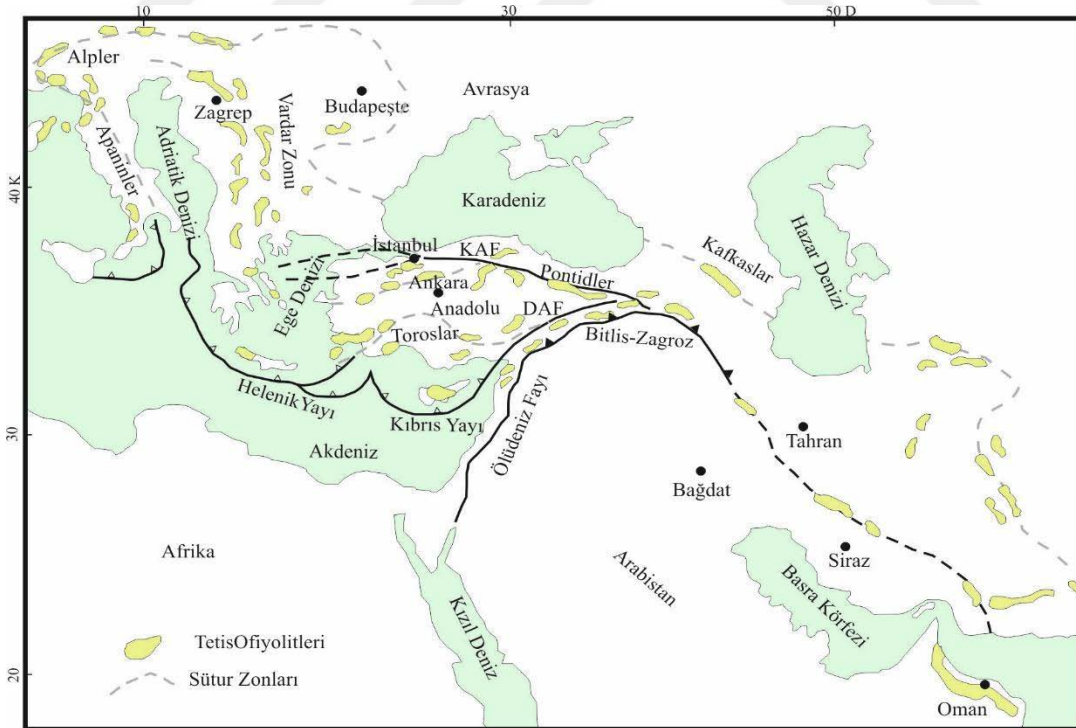
Anadolu'nun jeolojisi Tetis Okyanusu'nun evrimi ile ilgili olup, Tetis Okyanusu; birbirleri ile eş zamanda devamlılık sunan Paleotetis ve Neotetis okyanusal havzalarından oluşmaktadır (Şengör ve Yılmaz 1981; Ustaömer ve Robertson 1994; Okay, 2000; Stampfli, 2000; Robertson ve ark., 2004) (Şekil 1.1). Alp-Himalaya Orojenik sistemi içinde önemli bir yere sahip olan Anadolu Yarımadası, yaklaşık olarak D-B uzanımlı tektonik kuşaklardan oluşmaktadır ve Tetis (Paleotetis ve Neotetis) okyanusal basenlerinin kalıntılarını içermektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Ketin, 1983; Robertson ve Dixon, 1984, Robertson ve ark., 2004; 2006; Okay, ve ark. 2008; Parlak ve ark., 2009) (Şekil 1.2). Tetis alanları kuzeyde Lavrasya ve güneyde Gondwana kıtalarının Permiyen'de birleşmesi ile batıya doğru daralan bir okyanusal basen konumunda olan Tetis okyanusal baseni, okyanusun sonraki evriminde ortaya çıkan Neotetis okyanusal baseni ve bu basenleri sınırlayan kıta kenarlarını kapsamaktadır. Alp-Himalaya orojenezi sırasında oluşan ve kapanan, Neotetis Triyas'tan Miyosen'e kadar tüm Anadolu'yu etkisi altına almıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Okay ve Tüysüz, 1999; Bozkurt, 2001; Robertson ve ark., 2004; Okay ve ark. 2008). Neotetis okyanusal basenlerinin kapanması sırasında meydana gelen orojenik olaylar zincirinin en önemli halkalarını ofiyolitler ve granitoidler oluşturmaktadır (Parlak, 2006; Parlak ve ark., 2009). Anadolu yarımadasında, ofiyolitlerin konumlarını kenet kuşaklarının konumları belirlemektedir.

Anadolu'daki ofiyolitik birlikler, kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) kenet kuşağı boyunca kuzeyde Pontidler ve güneyde Anatolidler arasında Plaeo-Tetis ve Neotetis okyanuslarının kalıntıları izlenirken, Helenik yayı boyunca kuzeyde Anatolidler ve güneyde Afrika kıtası arasındaki ve Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca kuzeyde Anatolid-Torid platformu ile güneyde Arap Platformu arasında bulunan Neo-Tetis Okyanusu'nun kalıntıları izlenmektedir.





Şekil 1.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Şengör ve Yılmaz (1981)'den alınmıştır, İZ: İstanbul Zonu, BP: Batı Pontitler, DP: Doğu Pontitler).

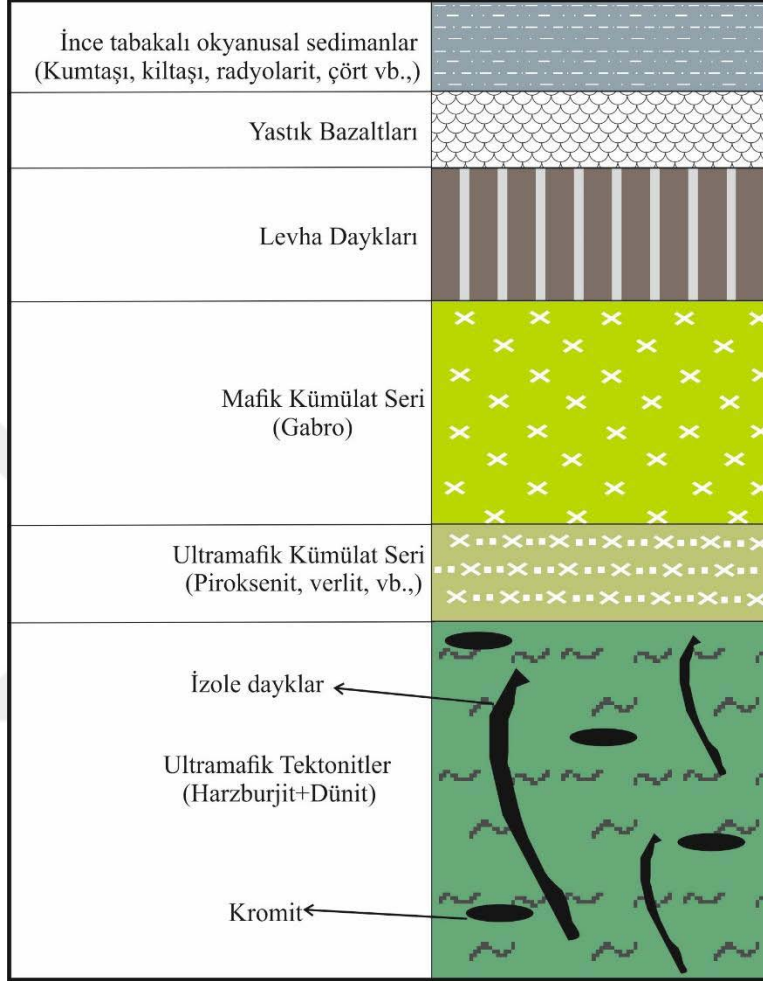


Şekil 1.2. Balkanlar ve Anadolu'da yer alan ofiyolitler ve suture zonları. (Dilek ve ark. (2007), DAF: Doğu Anadolu Fayı, KAF: Kuzey Anadolu Fayı).

Ofiyolitlerin eski okyanusal kabuk parçalarının günümüzde kıtasal kabuk üzerine yerleşmiş kalıntıları olduğu bilinmektedir. Günümüzde ofiyolitler az çok eski kıta kenarları üzerine yerleşmişlerdir. 1972 yılında Penrose konferansında alınan kararlar sonucunda, ofiyolit kavramı için mafik ve ultramafik kayalardan oluşan belirli bir kayaç topluluğuna verilen isim olarak kullanılması kabul edilmiştir (Anonymous, 1972). Eksiksiz bir ofiyolit istifi alttan üste doğru; Ultramafik kompleks, gabro kompleksi, mafik levha dayk kompleksi, mafik volkanik kompleksinden oluşmaktadır (Şekil 1.3). Son yıllarda yapılan jeokimyasal çalışmalar ile desteklenen, okyanus içi yitime bağlı gelişen yitim zonu üzerinde gelişen ofiyolitlerin (SSZ) tanımlanması değişik araştırmacılar tarafından yapılmıştır (Miyashiro, 1973; Pearce ve Cann, 1973; Pearce, 1975; 1980; Pearce ve ark., 1981; 1984; Dilek ve Newcomb, 2003; Dilek ve Furnes, 2009). 1990'lardan günümüze kadar yapılan çalışmalarda ise, ofiyolitlerin büyük çoğunluğunun kimyasal olarak yitim zonu karakterli olduğu ortaya konmuştur (Laurent ve Hébert, 1989; Pedersen ve Hertogen, 1990; Robinson ve Malpas, 1990; Pedersen ve Furnes, 1991; Furnes ve ark., 1992; Stern ve Bloomer, 1992; Heskestad ve ark., 1994; Parlak ve ark., 1996; Parlak ve Delaloye, 1996; Bédard ve ark., 1998; Dilek ve Thy, 1998; Parlak ve ark., 2000; Shervais, 2001; Ishikawa ve ark., 2002; Encarnacion, 2004; Bağcı, 2004; Rızaoğlu ve ark., 2006; Bağcı ve Parlak 2009; Dilek ve ark., 2007; 2008; Bağcı ve ark., 2008; Dilek ve Furnes, 2009; Parlak ve ark., 2009).

Tetis Ofiyolitleri genel olarak üç gruba ayrılır; a) Orta Triyas–Orta Jura yaşlı Doğu Tetis Okyanusu olarak adlandırılan Batı Karpat Ofiyolitleri (Pieniny-Meliata-Dinarid ve Helenik-Pontik Kuşakları), b) Orta–Geç Jura yaşlı Batı Tetis Okyanusu olarak adlandırılan Betik Kordilera-Apennin-Alpin Kuşakları ve c) Geç Kretase yaşlı Neotetis Okyanusu olarak adlandırılan Anatolid-Torid Kuşağı Ofiyolitleri (Ohnens-Tetter ve ark., 1979; Bortolotti ve ark. 2005). Tetis Okyanusal alanlarını temsil eden bu ofiyolitler ve ilişkili diğer magmatik birimler günümüz modern okyanus kabuğu ile karşılaştırıldığı zaman birbirlerinden çok farklı tektonik ortam ve kökenden gelmektedirler (Robertson, 2002; Parlak ve ark., 2009). Bunlar; (a) Orta Geç Jura yaşlı Batı Tetis ofiyolitleri, okyanus içi yitim ile ilişkili (Doğu Arnavutluk ve Yunanistan'da Vourinous ofiyolitleri), (b) MORB (Batı Arnavutluk ofiyolitleri), (c) MORB tipi ofiyolitten SSZ tipi ofiyolite geçen (Güney Arnavutluk ofiyolitleri, Yunanistan'da

Pindos ve Asproptamos ofiyolitleri) ve (d) kıta içi yay-gerisi basen (KD Yunanistan'da Guevgueli ofiyoliti) tektonik ortamlarında oluşmuş olan okyanusal litosfer kalıntılarıdır (Robertson, 2002; Bortolotti ve ark., 2005; Parlak ve ark., 2009).



Şekil 1.3. Gençten yaşlıya ofiyolitik birimleri gösteren istif.

Türkiye'deki Üst Kretase yaşlı ofiyolitler, Troodos (Kıbrıs) ve Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitleri yitim zonu üzerinde oluşan (SSZ) ofiyolit karakterindedir (Aktaş ve Robertson, 1984; Pearce ve ark., 1984; Hébert ve Laurent, 1990; Parlak ve ark., 1996; Beyarslan ve Bingöl, 2000; Floyd ve ark., 2000; Parlak ve ark., 2000; Al-Riyami ve ark., 2002; Robertson, 2002; Parlak ve ark., 2004; Bağcı ve ark., 2005, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2006; Bağcı ve ark., 2008; Bağcı ve Parlak, 2009).

## 1.1 Çalışmanın Amacı

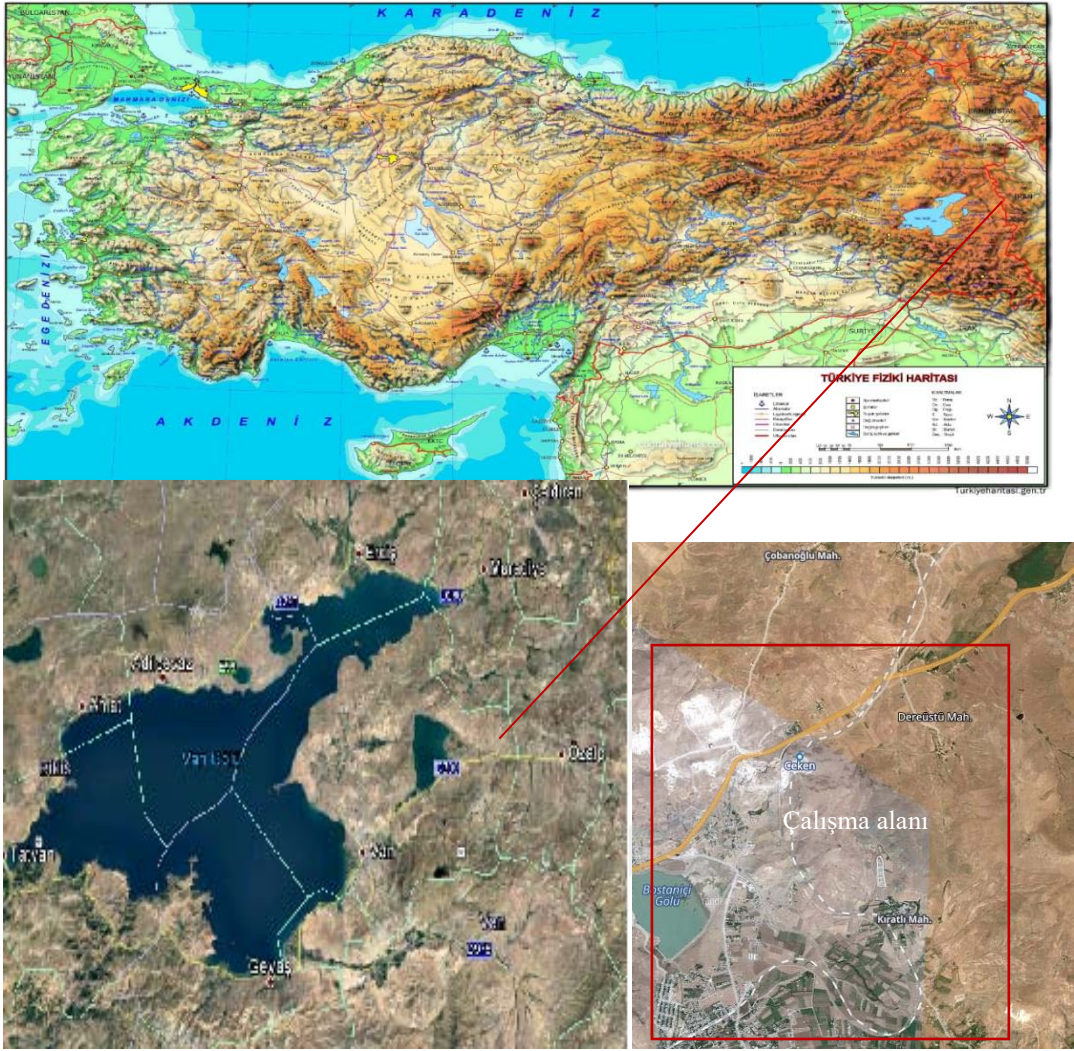
Yüksek lisans tezi kapsamında hazırlanan bu çalışmada Van Gölü'nün doğusunda yer alan Kıratlı köyü çevresinde gözlenen mafik (gabro, diyabaz) ve ultramafik kayaçların (harzburjit, dünit, pirokсенit) kayaçların petrolojik olarak incelenmesi amaçlanmıştır. Çalışma alanının daha iyi anlaşılabilmesi için Neotetis evrimine bağlı olarak gelişen Doğu Anadolu yığışım karmaşığı ile ilgili çalışmalarda bulunan yazarların yayınlarından literatür araştırılması yapılmıştır. Çalışma alanı içerisinde yer alan Bakışık Melanjı ve Toprakkale formasyonlarından toplanan örnekler üzerinde makroskobik ve mikroskobik incelemeler yapılmıştır. Bakışık Melanjı içerisinde yer alan ultramafik kayaçlardan alınan kromit minerallerinden EDS analizleri yapılmıştır. Ayrıca bölgeden alınan örnekler üzerinde jeokimyasal analizler yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda sahanın jeolojik yapısı ve petrolojik özellikleri hakkında yorumlar yapılmıştır.

## 1.2 Çalışma Alanının Tanıtılması

Çalışma alanı VAN K50-c3 paftasında yer almaktadır. İnceleme alanı Van Gölü'nün doğusunda, Van'ın İpekyolu ilçesine bağlı Kıratlı köyü civarındadır (Şekil 1.4). Çalışma alanı Van iline 7.5 km, Bostaniçi gölüne ise 2 km uzaklıktadır. İnceleme alanına kadar yol asfalt ile kaplıdır. Çalışma alanının kuzeyinde Dereüstü, güneyinde ise Kavuncu ve Karpuzalan köyleri, batısında böstaniçi gölü merkezinde ise Kıratlı köyü bulunmaktadır.

## 1.3 Önceki Çalışmalar

Bu tez kapsamında yapılan arazi çalışmaları öncesinde yapılan büro çalışmalarında Van İli'nin ve Van Gölü'nün jeolojik konumu ve maden yatakları açısından önemi ile ilgili bilgi toplanmıştır. Tez çalışması kapsamında Van Gölü'nün doğusu ve yakın çevresinin jeolojik özellikleri ortaya konacaktır.



Şekil 1.4. Çalışma alanını yer bulduru haritası.

Boyalı ve ark. (1974), Van Gölü doğusu civarında bulunan krom cevherleri üzerinde yaptıkları kimyasal analizlere dayanarak krom cevherinin %45  $Cr_2O_3$  ortalama tenörünün olduğunu belirtmişlerdir.

Ketin (1977), Van Göl'ünün doğu kesiminden İran sınırına kadar olan bölge üzerinde yaptıkları çalışmada, ofiyolitik karmaşığın geniş bir alanda tabakalı bir şekilde bulunduğunu belirtmiştir. Tabakalı şekilde bulunan ofiyolitik seriye ait birimlerin aynı yitim zonunda gelişerek bir melanj oluşturduklarını ifade etmiştir.

Hall (1979), Alp tipi metamorfizmanın varlığını Bitlis Masifi içerisinde bulunan ofiyolitik karışığın bir ürünü olan Geç Kretase yaşındaki birimlerin metamorfik olmasına bağlamıştır.

Şaroğlu ve Güner (1981), 12 milyon yıl önce başlayan kıta-kıta çarpışması sonucunda Kuzey-Güney yönünde sıkışan ve yükselen Van Gölü havzasının da içinde bulunduğu bölgede volkanik faaliyetlerin oluştuğunu açıklamışlardır.

Yılmaz (1981), Van Gevaş'ta farklı tektonik birimler ayırt eden araştırmacı en altta ofiyolitik kayaçların olduğunu ve tektonik bir geçişten sonra mermerlerin ve Eosen çökellerinin bulunduğunu ayrıca bu geçiş zonunda yapraklanmanın çok iyi geliştiğini belirtmiştir.

Şenel ve ark. (1984), Van-Özalp yakınlarında Emek Köyü'nün civarında inceledikleri formasyonun kumtaşı, şeyl ar dalanmasından oluştuğunu ve Yamanyurt Formasyonu adını verdikleri genellikle metakarbonatlardan oluşan birimin deforme olmuş ve düşük derecede metamorfizma geçirdiğini belirtmişlerdir. İnceleme alanının güney-doğusunda; Değirmen Köyü, Köşebaşı Köyü ve Beşyatak Köyü ile Koyunyatağı Tepe çevresinde görülür. Manto kökenli olan bu kayaçlar çoğunlukla, serpantinleşmiş harzburjit, dunit, gabro, diyabaz vb. kayaç türlerinden oluşur. Arazide siyahımsı yeşil, kızıl, koyu kahverengi renkleriyle belirgindir. Bu serpantinleşmiş harzburgitler magmatik tabakalı yapısını yer yer korurlar. Çok fazla serpantinleşmiş olduklarından plastik deformasyon yapıları görülmez. Alabayır Ofiyoliti bu büyük yığışım prizmasının üzerinde Neotetis okyanus kabuğunun kalıntılarından biridir. Ofiyolitlerin bölgesel olarak ilk yerleşimi Üst Kretase olarak bildirilmektedir.

Acarlar ve Türkecan (1986), Bakışık melanjını Kemertepe Karışığı, olarak adlandırmıştır. Bakışık Karmaşığı değişik yaş ve kayaç türündeki kütlelerin karışık tektonik ilişkili olarak bir araya gelmesiyle oluşur ve birim yazarlar tarafından Dirbi Karışığı olarak adlandırılmıştır Birimin yaşı yazarlara göre, Üst Kretase ve daha genç olması gerektiği söylenmektedir.

Acarlar ve ark. (1991), Dirbi Karışığı adıyla tanımladıkları birimin oluşum sürecinin ofiyolitlerin bu ilk yerleşimlerine bağlı olarak Üst Kretase ya da hemen sonrasında başladığı ve bu oluşumun Oligosen'e dek sürdüğünü bildirmişlerdir. Ofiyolit birimin bu uzun oluşum sürecinde, Paleosen'de Üst Kretase ve daha yaşlı formasyonlar üzerine, Eosen'de Toprakkale Formasyonu üzerine, Oligosen başlarında Tekmal Formasyonu üzerine itilmiş, Alt Miyosen'deki son yerleşiminde Van Formasyonu üzerine itildiği bildirmiştir. Acarlar ve ark. (1991), Yaptıkları çalışmada farklı tektonik birimler olan Tepedam metamorfitlelerinin dar bir alanda yüzeylendiğini,

Beyaztepe olarak adlandırdıkları mermer ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan kayaç grubunun yaklaşık 150 metre kalınlık gösterdiğini, Erçek Gölü kuzeyinde neritik kireçtaşlarından oluşan ve Saltedağı formasyonu adını verdikleri birimin Erken Triyas yaşlı olduğunu, Bakışık melanj üzerinde tektonik dilimler şeklinde bulunan çomaklı formasyonunun neritik kireçtaşlarından oluşan birim olduğunu, Erekağı ofiyolitleri olarak tanımladıkları serpantinit ve serpantinleşmiş peridotit türü kayaçların 450 metre kalınlık gösterdiğini ayrıca bu birimin bazı bölümlerinde matomorfik gabro ve diyabazların geliştiğini, Dirbi karışığı olarak ifade ettikleri birimin ise kompleks bir şekilde serpantinit, dunit, harzburjit, gabro, kireçtaşı, radyolarit, kumtaşı, mermer, dolomit gibi kayaçların bulunduğunu, volkano-sedimanter kayaçlardan oluşan ve kireçtaşlarını da içinde barındıran Yüksekova karmaşığını Şehittepe formasyonu adıyla tanımlamış ve Adilceviz kireçtaşının Erken Miyosen yaşta olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar yaptıkları çalışmalarla Toprakkkale Formasyonu'nun yaşını içerdiği fosillere bağlı olarak Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı olduğunu belirlemişlerdir.

Şengör ve ark. (2003) yayınlarında, Türkiye'nin doğusunda KB-GD trendli ve 150-180 km genişliğinde bir kuşak olan Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi; Geç Kretase – Oligosen'de, güneyde Bitlis – Pötürge Mikro kıtası ile kuzeyde Rodop-Pontid arasında, kuzeye doğru dalan okyanusal litosferin üzerinde gelişen büyük bir yığışım kompleksinin kalıntısı olarak tanımlanmaktadır.

Ateş ve ark. (2007)'ye göre, Bakışık karmaşığı inceleme alanında yaygın olarak bulunmaktadır. Serpantinit, harzburjit, dunit, gabro, radyolarit, çört, şeyl, kireçtaşı, metamorfite, kumtaşı, kiltası, bazik volkanit vb. kayaç türlerinden oluşan birim, oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir. Genellikle serpantinit hamur içinde değişik türde kireçtaşı, çört, radyolarit, volkanit blokları, büyük boyutta mermer, dolomit, metadetritik ve bazik volkanik kayaçlar bloklar halinde bulunur. Yanal yönde çok sık kayaç türü değişimleri gözlenen birim içinde, yer yer kumtaşı, konglomera, siltaşı gibi kırıntılı kayaçlar da izlenir. Yazara göre, alt ve üst ilişkisi genellikle tektonik olan Bakışık Melanjının, Üst Paleosen-Eosen ve Oligo-Miyosen yaşlı kayaç birimleri ile açısal uyumsuz olarak bulunduğu söylenmektedir.

Günay (2011), Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi içerisinde yer alan Van-Özalp bölgesi civarında farklı sahalardaki ofiyolit dilimleri üzerinde yaptıkları

çalışmada; tektonizmaya bağlı olarak ofiyolitlerin karmaşık şekilde görüldüğünü bundan dolayı da rezervi büyük olan bir krom cevherleşmesinin bulunma olasılığının düşük olduğunu ve küçük merccekler şeklinde inceledikleri krom cevheri zonlarının fay sisteminden etkilendiğini belirtmişlerdir.

Günay ve ark. (2012), Özalp ofiyolitlerinde genellikle tektonit dokulu harzburjitlerle temsil edilen yaklaşık doğu batı uzanımlıdır. Çalışma konusunu oluşturan diyabaz daykları genellikle parçalanmış olmakla birlikte bu uzanımına yaklaşık paralellik sergilemektedir.

Çolakoglu ve ark. (2013), Doğu Anadolu'daki okyanusal birimlerin birbirileri ve Bitlis-Pötürge Masifi ile olan ilişkileri tam anlamıyla çözümlemediğini öne sürmüşlerdir. Yaklaşık doğu-batı uzanımlı olan ofiyolitler kuzey – güney sıkışma rejimi altında gelişen bindirme hatları boyunca, tektonik karmaşık haline dönüşmüştür. Bu kayalar esas olarak tektonit dokulu serpantinleşmiş harzburjit ve dünit ile temsil edilirken, kümülatlar verlit, klinopiroksenit ve gabrolarla temsil edilir. Bunların yanında yer yer devamsız tektonik bloklar halinde levha daykları, plajiogranitler ve ofiyolit tabanı metamorfiklerine (amfibolit) rastlanmaktadır. Ofiyolitler ve yığılım prizması malzemesi ise, Geç Maastrichtiyen sonrasında aşamalı olarak yığılım prizması üzerinde gelişmiş olan “piggi-back” tipteki çökelme havzalarına aktarılmış olmalıdır. Tüm bu birimlere ait kayalar Üst Miyosen sıkışma döneminden başlayarak kendi örtü birimleri üzerine tektonik olarak itilmiş olduğunu savunmuşlardır.





## **2. MATERYAL VE YÖNTEM**

Yüksek lisans tez çalışması saha çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve büro çalışması olarak gerçekleştirilmiştir.

### **2.1. Büro Çalışmaları**

Büro çalışmasında, Doğu Anadolu'da yer alan Mafik ve Ultramafik kayalar üzerinde yapılan önceki çalışmalar ve özellikle Van Gölü doğusu ve çevresinde yapılan jeolojik çalışmaların, ofiyolitler içerisindeki mafik ve ultramafik kayaların ilişkilerinin araştırılması ve kayaların dokusal ve minerolojik özellikleri incelenmiştir.

### **2.2. Saha Çalışmaları**

Saha çalışmaları Kıratlı köyü (İpekyolu-Van) ve çevresini içine alan yaklaşık 15 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kapsamaktadır. Bölgede yer alan birimlerin birbirleriyle olan dokanak ilişkileri ortaya çıkartılarak bu birimler içerisinde tez amacına uygun olarak örnekler alınmıştır ve gerekli fotoğraflama işlemleri yapılmıştır. Çalışma alanınının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası, MTA tarafından yapılan 1/500000 ölçekli jeoloji haritası baz alınarak hazırlanmıştır.

### **2.3. Laboratuvar Çalışmaları**

Laboratuvar çalışmalarında mafik ve ultramafik kayalardan alınan örneklerden hazırlanmış 24 adet ince kesit üzerinde petrografik tayinler yapılarak minerolojik dokusal özellikler tespit edilmiştir. Jeokimyasal incelemeler için toplam 17 adet kayacık örneği ACME laboratuvarlarına gönderilerek ana oksit (ICP-ES yöntemi ile % cinsinden) ve iz element analizleri (ICP-MS yöntemi ile ppm cinsinden) tespit edilmiştir. Elde edilen sonuçlar farklı jeokimya programları (Icpet-Win, GCD-Kit) kullanılarak yorumlamalara gidilmiştir.

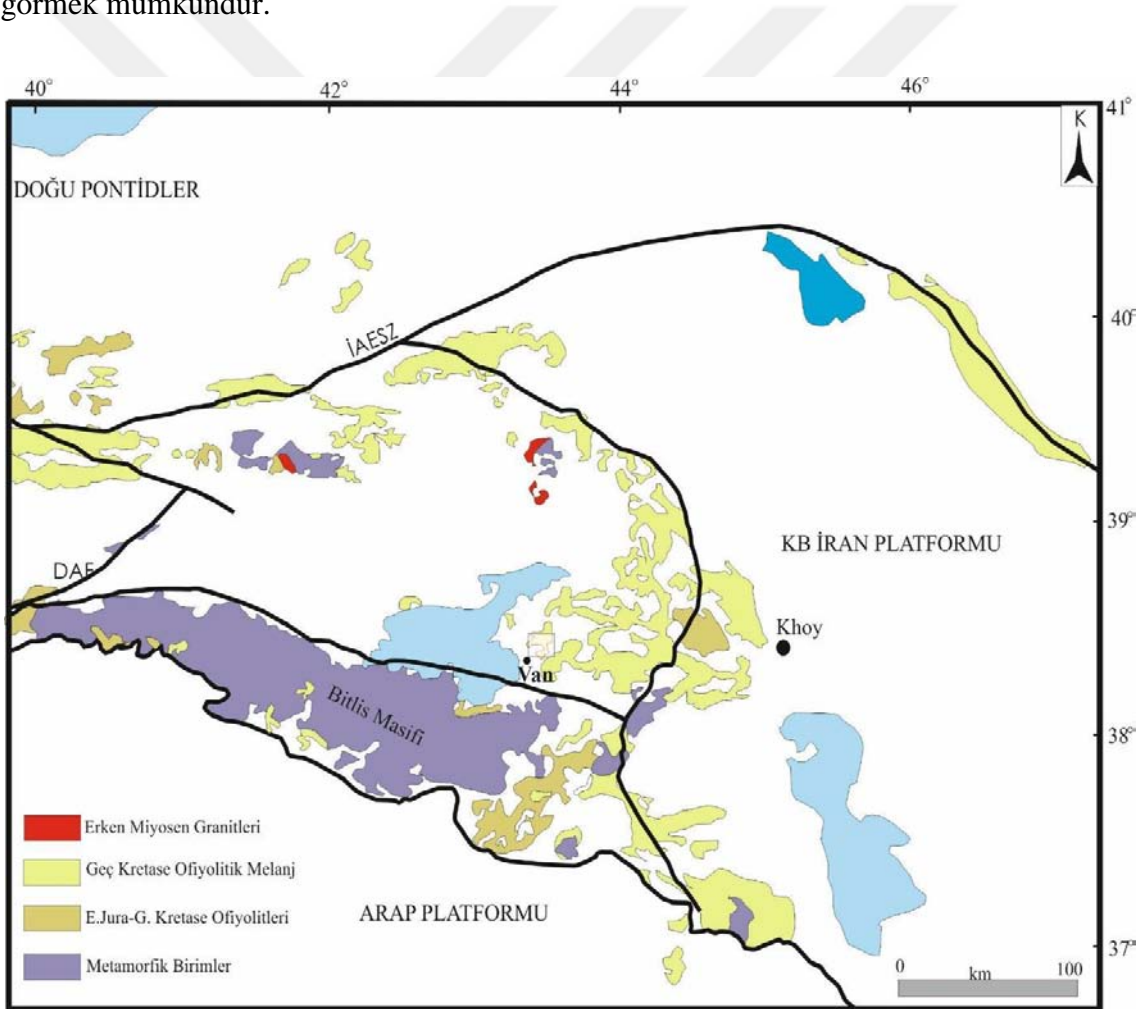


### 3.BULGULAR VE TARTIŞMA

#### 3.1 Bölgesel Jeoloji

Doğu Anadolu bölgesi, kenet kuşaklarının bir araya geldiği bir tektonik zonu temsil etmektedir. Bu zon içerisinde, Neo-Tetis'in kuzey ve güney kollarına ait kenet kuşakları ile Sevan-Akera, Vedi ve Zagros kenetleri ile tektonik olarak bir araya gelmektedir. Doğu Anadolu'nun temelini Geç Kretase veya daha yaşlı ofiyolitik birimler oluşturmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Doğu Anadolu bölgesinin yapısını genel olarak birbiri üzerine itilmiş, konumları yaklaşık olarak düşeye yakın melanj ve iç içe girmiş şaryaj dilimlerinin oluşturduğu bilinmektedir. Bu birimler içerisinde Mesozoyik ofiyolitleri dışında Permiyen yaşlı neritik kireçtaşları, Paleosen-Eosen yaşlı filiş/molas topluluklarında bulunmaktadır. Bu birimlerin üzerine uyumsuz olarak sıg denizel birimler ve sonrasında tedrici olarak karasal çökellere geçiş görülmektedir. Tüm bu birimler bir yığışım prizması şeklinde bölgede yer almaktadır. Doğu Anadolu'da gözlenen bu yığışım prizması ya da prizma sistemine "Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı" adı verilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981) (Bknz. Şekil 1.1). Arap ve Avrasya plakaları arasında ezilmiş-kısalmış, kıtasal ve okyanusal kabuk parçalarının bileşimini yansıtan Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (DAYK) (Elitok ve Dolmaz, 2011) kuzeyde Avrasya plakası güneyde ise Arap plakasının kuzey kenarında bulunan Bitlis Pötürge Masifi ile sınırlandırılmıştır. Arap ile Avrasya plakalarının arasında gelişen kıtasal çarpışma Orta Miyosen'de başlayıp çarpışma süreçleri günümüzde de halen devam etmektedir. (Yılmaz, 1993; Bozkurt 2001; Koçyiğit ve ark., 2001). Bu çarpışma ile Doğu Anadolu'da Neotetis okyanusal litosferinin tamamen yok olduğu ve DAYK'ın domsal bir şekil alarak 2 km yükseldiği bildirilmektedir (Barazangi ve ark., 2006, Şengör ve ark., 2008). DAYK'ın güney ve doğusu Üst Kretase (veya daha genç) ofiyolitik birimler, Pliyosen'den Üst Oligosen'e kadar filiş sekansları ve Oligosen'den başlayarak güncel sedimentler ile örtülüdür. Bu birimler ile birlikte dağınık bir şekilde metamorfik bloklar gözlenir. Bu metamorfik bloklar Anatolid-Torid mikrokıtalarının parçaları olarak değerlendirilmektedir (Göncüoğlu ve ark., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999). Yığışım karmaşığının kuzey ve kuzeybatısında ise çoğunlukla genç volkanik birimler görülür. Kompleksin

kuzeyinden güneyine doğru gidildikçe filişin gençleştiği, çevresinin de Kretase'den Oligosen'e doğru sığlaştığı ve kuzeyde Oligosen yaşlı birimlerin uyumsuz bir örtü olduğu bildirilmektedir (Tüysüz ve Erler 1995). DAYK içerisinde yer alan ofiyolitik dilimler Triyas–Miyosen aralığında bölgede etkinliğini sürdüren Neotetis okyanusal litosferinin kalıntılarını temsil etmektedir. Bu ofiyolitik dilimler okyanusal litosfer kalıntılarının alt kesimlerinin gözleendiği genel olarak peridotit, gabro ve peridotitleri kesen izole, yer yer rodenjitleşmiş dolerit (diyabaz) daykları ile temsil edilmektedir. Yığışım ve sürüklenim etkisini dokanak olarak buldukları örtü kayaları (yer yer ofiyolit çakıllı kumtaşları ile arakatkılı marn, şeyl) ile yapısal ilişkilerinde, içerdikleri kireçtaşı blokları ve kendi içlerinde gösterdikleri ekay sistemleri ve kıvrımlanmalarda görmek mümkündür.



Şekil 3.1. Doğu Anadolu Bölgesinde gözlenen ofiyolitik ve metamorfik birimler. (Topuz ve ark. (2017)'den alınmıştır).

İnceleme alanı, Van Gölü doğusunda Van-Özalp sınırları arasında yer alan, “Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı” olarak tanımlanan bölgenin doğusunu oluşturmaktadır. Tipik bir yığışım prizması özelliği ve melanj karakteri sunan bu birim üzerine, Eosen’den Pliyo-Kuvaterner’e kadar devam eden volkanik ve sedimanter bir istif gelmektedir.

### 3.2. İnceleme Alanının Jeolojisi

İnceleme alanında yer alan birimler en yaşlıdan genç birime doğru aşağıdaki şekilde gözlenmektedir (Şekil 3.3). Üst Kretase yaşlı Bakışık Melanjı (serpantin, harzburjıt, dunit, gabro, diyabaz dayklar, diyorit, kireçtaşı), Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Toprakkale Formasyonu (neritik kireçtaşı, mermer üyesi), Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Van Formasyonu (silttaşı, kumtaşı, kıktaşı, çamurtaşı), Üst Pleyistosen-Holosen yaşlı alüvyon birimler (eski alüvyon yelpazeleri, eski göl çökelleri), birimlerinden oluşmaktadır. Geç Kretase sonlarında oluşan Bakışık Melanjı içerisinde serpantinit, harzburjıt, dunit, gabro, radyolarit, çört, şeyl, kireçtaşı, kıltaşı kaya türlerinden oluşan birim çok karmaşık bir yapıya sahip olduğundan dolayı karmaşık seri adı ile de incelenmiştir (Saydamer, 1976).

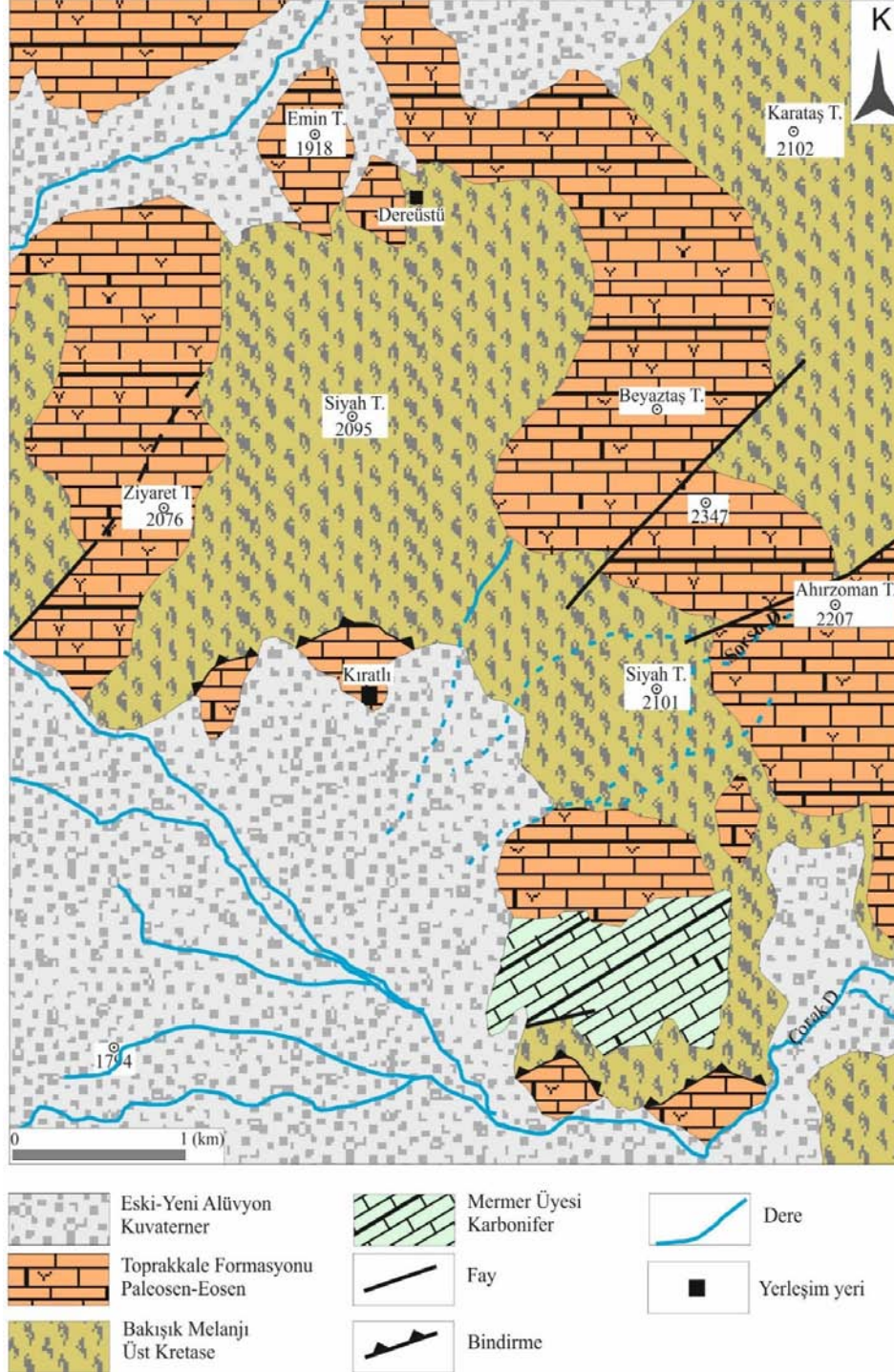
#### 3.2.1. Bakışık Melanjı (kb)

Bakışık Melanjı’nın değişik yaş aralıklarına sahip kayaç türündeki birçok kütlelerin karışık tektonik ilişkili olarak bir araya gelmesi sonucu oluştuğu belirtmiştir (Acarlar ve ark., 1991).

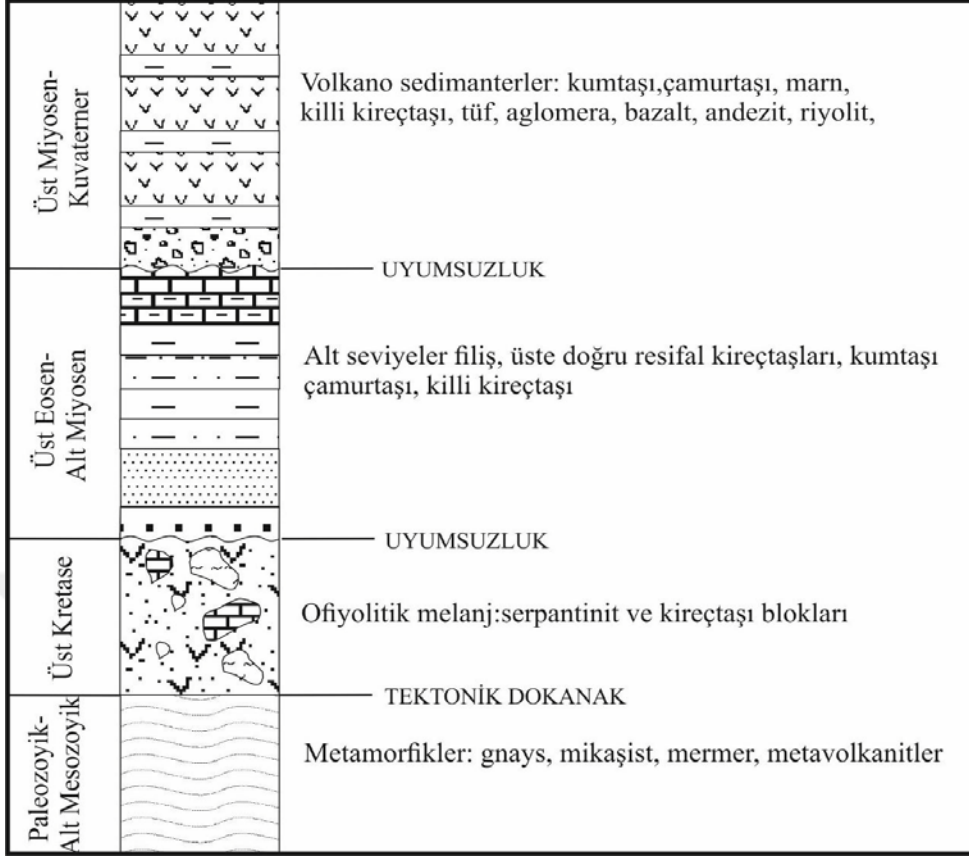
Bakışık Melanjı; Serpantinit, harzburjıt, dunit, diyabaz daykları, gabro, vb. kayaç türlerinden oluşan birim, oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir. Mafik ve ultramafik kayaçlardan oluşmaktadır. Genel görünüm olarak serpantinler içine dayk şeklinde gabro, ve piroksenitler gözlenmektedir. Çalışma alanı içerisinde büyük kütleler şeklinde gözlenmektedir (Şekil 3.4).

Yanal yönde çok sık kayaç türü değişimleri gözlenen birim içinde, yer yer kumtaşı, konglomera, silttaşı gibi kırıntılı kayaçlar da izlenir (Ateş ve ark., 2007).

Birim içerisinde yer alan ultramafik ve mafik kayalar tez kapsamında detaylı bir şekilde incelenmiştir.



Şekil 3.2. İnceleme alanının jeoloji haritası (MTA (2005)'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 3.3. İnceleme alanının stratigrafik istifi. (Şaroğlu ve Yılmaz (1986)'dan alınmıştır).

### 3.2.1.1. Ultramafik Kayaçlar

Çalışma alanı içerisinde gözlenen ultramafik kayaçlar genel olarak harzburjit ve dünitten oluşmaktadır. Bu birimlerin alt seviyelerinde karbonatlı kayaçlar (kireçtaşı ve mermer) üstünde ise mafik kayaçlar yer almaktadır. Bu birimlerin genel özellikleri aşağıda belirtilmektedir.

**Dünit:** sarımtırak kahverengi alterasyon renkleriyle sahada kolayca ayırt edilirler. Yoğun tektonizma etkisiyle dünitler ilksel konumlarını kaybetmiş ve birçok küçük ölçekli faylarla kesilmişlerdir. Serpantinleşme nedeniyle sahada yağsı bir parlaklık sunmaktadır.

**Harzburjit:** Çalışma alanında ultramafik tektonitler içerisinde yer alan harzburjitler arazide geniş alanlarda yüzeylenmektedir. Harzburjitler arazide kahverengi, yeşilimsi ve sarı renklerde gözlenmiştir (Şekil 3.5). Çatlaklı, kırıklı ve çatlaklar boyunca bloklara ayrılmış ayrıca aşınma yüzeyleri yeşilimsi ve sarı kırık olan



taze yüzeyleri ise yeşilimsi-sarı renklerine sahiptir. Serpantinleşme nedeniyle sahada yağsı bir parlaklık sunmaktadır.



Şekil 3.4. Bakışık melanjı içerisinde gözlenen serpantin kütleleri.

**Piroksenit:** Çalışma alanında incelenen ultramafik tektonitlerinin içerisinde incelenen piroksenitler harzburjit ve serpantinleri keser bir konumda bulunmaktadır. Piroksenitler yığılım karmaşığı tektonizmanın etkisinden dolayı çok fazla kesikliğe uğramıştır. Piroksenitler damar ve sokulumlar halinde gözlenmektedirler. Kıratlı Köyü'nün kuzeyinde yer yer sokulum şeklinde gözlenmektedir. Birimin kalınlığı bazı alanlarda 25 metreye kadar çıkmaktadır. Piroksenit damarları arazide tipik iri taneli piroksen minerallerinin varlığı ile kolayca ayırt edilmektedir. Genellikle yeşilimsi-sarı renk tonlarında gözlenmektedir (Şekil 3.6).

### 3.2.1.2. Mafik kayalar

Çalışma alanı içerisinde gabro, diyabaz birimlerini mafik kayalar başlığı altında incelenmiştir.



Şekil 3. 5. Harzburgitlerin arazide görünümü.



Şekil 3.6. Serpantinit ve piroksenit sınıırı.

**Gabro: Çalışma** alanında Bakışık melanji içerisinde görülen gabrolar yer yer dayklar ve masif kütleler şeklinde gözlemlenmiştir (Şekil 3.7). Gri-siyah renklerinde ve ince-orta (100 µm-2mm) tanelidir. Kristal bileşenler çıplak gözle ve lupla kolaylıkla tanımlanabilmektedir (Şekil 3.8). Topoğrafyada çıkıntı oluşturan gabrolar bol kırıklı ve çatlaklı bir yapı göstermektedir. Bakışık Melanji içerisindeki harzburjit bileşimli ultramafik kayalar keser konumunda bulunan mikro gabro dayklarının kenar zonlarında yoğun serpantinleşme dikkati çekmektedir. Dayk kenarlarında oluşmuş serpantinlerde yaygın olarak elek (mesh) dokusu görülmektedir.



Şekil 3.7. Çalışma alanı içerisinde gözlenen mikro gabro daykları.

**İzole Diyabaz Daykları:** Arazide grimsi ve siyah renk tonlarında sert çıkıntılar halinde gözlenen ve yan kayalarla olan sınırları keskin bir şekilde bulunan diyabaz dayklarının boyutları beş metre ile on metre arasında değişmektedir. Diyabaz daykları serpantinleri keser konumunda, tektonizmanın etken olduğu alanlarda breşik bir şekilde bulunmaktadır. Arazide masif bir görünüme sahiptirler. Diyabaz daykları aşırı derecede alterasyona uğramışlardır. Bazı alanlarda diyabaz daykları tamamen ilksel konumlarından farklı bir özellik kazanmıştır. Alterasyona uğrayan diyabaz daykları beyazımsı-yeşil renk tonlarında bulunmaları ile tipiktir (Şekil 3.9). Alterasyon sonucu diyabaz daykları rodenjitlere dönüşmekte fakat ilksel özellikleri daykların iç kesimlerinde korunmaktadır.



Şekil 3.8. Gabroların genel görünümü.

### 3.2.2. Toprakkale Formasyonu (Tbt)

Çalışma alanında gözlenen Toprakkale Formasyonu, neritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bunlar yer yer resifal, yer yer breşik ve makroskobik olarak bol fosillidir. Dış yüzeyleri gri renkli olup kırılma yüzeyleri çoğunlukla krem, seyrek olarak da gri renklidir. Genellikle kalın katmanlıdır. Dolomitik düzeyleri çok azdır. Çalışma alanında gözlenen kireçtaşları Toprakkale Formasyonu içerisinde incelenmiştir. Kireçtaşları Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı olup masif yapıda ve beyaz renkte gözlemlenmektedir. Ziyaret Tepe ve Beyaztaş Tepe bölgesinde 50-100 m aralığında değişen kalınlıkta bulunmaktadır (Şekil 3.10).

Toprakkale Formasyonu içerisinde incelenen kireçtaşları kırıntılı çökelme kayaları olarak çökelme sonrası kazanılan ikincil dokusal özelliklere sahip oldukları belirlenmiştir. Karbonat kayalarının oluşumunda fiziksel, kimyasal, biyokimyasal ve biyolojik süreçler etkili olmaktadır (kimyasal oluşum suyun kimyasal özelliklerine, biyolojik oluşum ise organizmaların türüne bağlıdır). Karbonat oluşumu yaygın olarak

ılık, sığ denizel ortamlarda (kıtasal şelf bölgeleri 0-200 m) ve gölsel ortamlarda gerçekleşmektedir.



Şekil 3.9. Rodenjitleşmiş diyabaz daykı genel görünümü.

Acarlar ve ark. (1991), formasyonun yaşını yapmış oldukları çalışmalarla birimin içerdiği *Miscallenea cf. Miscella d'Archiac-Hame*, *Anatoliella özalpiensis Sirel*, *dictyokathmia vanica Sirel*, *Miscellenea sp*, *dictyokathmia sp*, *Eponides sp*, *discocyclina sp*, *Alveolina sp*, vb. fosillerine bağlı olarak Geç Paleosen-Erken Eosen olarak belirlemişlerdir.

### 3.2.3. Alüvyon

Pekişmemiş sedimanlardan dere ve vadi akıntılarının taşımış olduğu malzemelerden oluşan birim çalışma alanının güncel çökel topluluğunu oluşturmaktadır. Çalışma alanının güneyinde bulunur. Göl ve akarsu çökellerinden oluşan bu alüvyon birimi akarsu ve dere yataklarında çökelmiş kum, kil, silt ve iri ufaklı çakıllardan oluşan birim geniş bir alanı kapsamaktadır (Şekil 3.11).



Şekil 3.10. Toprakkale Formasyonu'na ait neritik kireçtaşları.



Şekil 3.11. Alüvyon biriminin genel görünümü.

### 3.3. Petrografi

Mafik kayalar; renk indisi %90'dan az olan kayalardır (Şekil 3.11a). Mafik minerallerce zengin olan gabro, diyabaz ve bazalt mafik kayalar olarak tanımlanır.

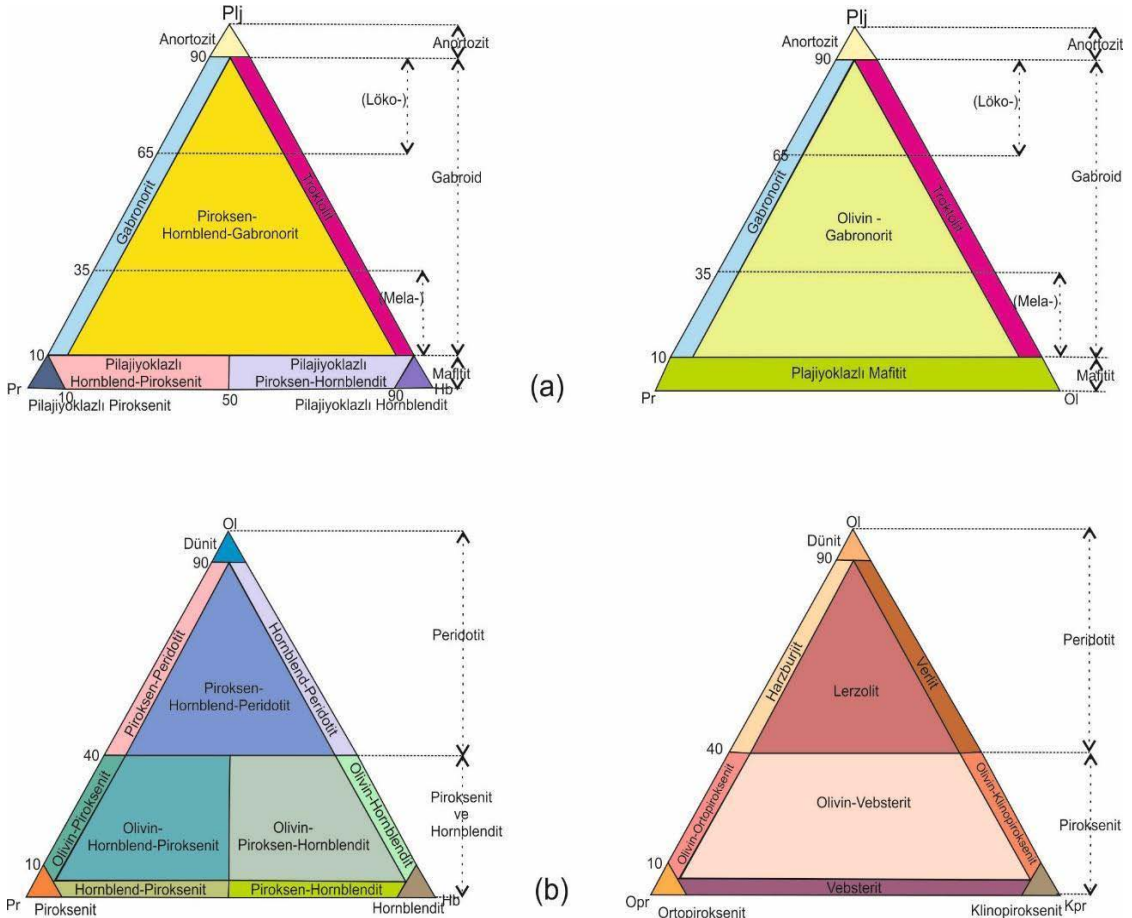
Mafik ve ultramafik kayalar genellikle okyanus kabuğunun kayalar bileşimlerini oluşturarak, ilksel magmanın yüksek sıcaklıkta kristalleşen manto kökenli ürünleri olabilir iken diğer taraftan mafik kayaların bir kısmı alt kabuk kökenli de olabilmektedir. Ultramafik kayalar; renk indisi % 90'dan fazla mafik (Fe - Mg'ca zengin) mineraller içeren magmatik kayalara verilen isimdir (Şekil 3.11b). Peridotit, piroksenit ve hornblendit kayalarından meydana gelmektedir. Ultramafik kayalarda genellikle serpantinleşme, karbonatlaşma ve silisleşme gibi alterasyonlar görülmektedir. Son dönemlerde yapılan çalışmalarda petrografi deki sınıflamada temelde modal mineralojik bileşim esas alınmasından dolayı "ultramafik ve mafik" terimi kullanılmaktadır.

Ofiyolitik istifin tabanında yer alan peridotit ve tektonit diye isimlendirilen birimler inceleme alanında genel olarak olivin-piroksen minerallerinin değişen oranları ile oluşan peridotit türü kayaları, genellikle serpantinleri ve serpantinleşmiş ultramafik tektonitler gözlemlenir. İnceleme alanında görülen tektonitler kıratlı köyü ve çevresinde bulunan ofiyolitik birimlerin hemen hemen çoğunu teşkil etmektedirler.

Üst mantonun kısmi ergimesinden arta kalan residüel refrakter kayalar olarak ifade edilen ve ofiyolitik bir istifin tabanını temsil eden tektonitler çalışma alanında genel olarak harzburjit ve dunitlerden oluşmaktadır. (Coleman, 1977; Çakır, 1978; Özkan, 1982). Çalışma alanının Güneydoğu Anadolu bindirme zonu üzerinde yer alması nedeniyle bölgede tektonizmanın etkin olması nedeniyle serpantinleşme ve ileri derecede alterasyon baskın olarak izlenmektedir. Bu nedenle bu kayaların arazi çalışmaları sırasından farklı birimler olarak haritalanması oldukça güçtür. Petrografik çalışmalarda aşırı alterasyona uğramış bu kayaların kökenlerinin belirlenmesine çalışılmıştır. Yapılan petrografik çalışmalar sonunda köken kayacı belirlenen birimler aşağıda sırasıyla tanımlanmaktadır.

### **3.3.1.Ultramafik Kayalar**

Ultramafik tektonitler arazi çalışmaları sırasında tektonizmanın etkisiyle özellikle fay zonlarında aşırı derecede alterasyona uğramış olarak bulunmaktadır. Arazi çalışmaları sırasında alterasyona uğramamış ya da düşük derecede alterasyona uğramış örneklerin seçilmesine özen gösterilmiştir.

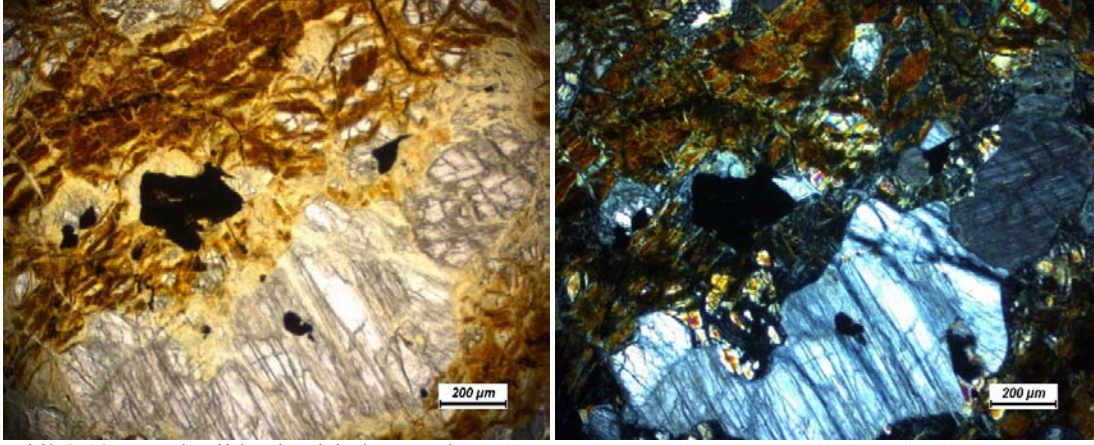


Şekil 3.12. Mafik ve ultramafik kayaç sınıflandırması, a- Gabroik kayaçlar ile mafik kayaçların plajiyoklaz içeriklerine göre sınıflandırılması, b- ultramafik kayaçların sınıflandırılması (Erkan (2006), Streckeisen (1976)'dan alınmıştır).

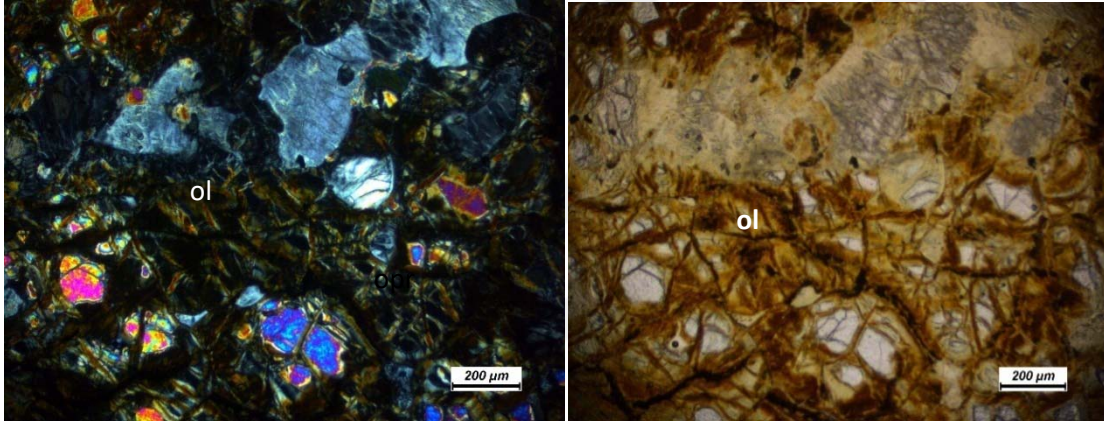
**Harzburjit;** Ultramafik tektonitler içerisinde oldukça geniş dağılıma sahip olan harzburjitler olivin ve ortopiroksen minerallerinden oluşmaktadır. İncelenen kayaçlarda genel olarak porfiroblastik doku hakimdir. Harzburjit incekesitlerinde gözlenen minerallerin petrografik özellikleri aşağıda belirtilmektedir.

**Olivin:** Harzburjitler içerisinde % 60-80 arasında bulunan olivin minerali tek nikel de renksiz, çift nikolde canlı girişim rengine sahip yüksek optik engebeyle kolayca ayırt edilen bir mineraldir. İncekesitlerde özşekilsiz ve yarı özşekli parçalanmış küçük taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 3.13, Şekil 3.14). Olivin taneleri bol çatlaklı ve çatlaklarında itibaren serpantinleşmiş olarak gözlenmektedir. Serpantinleşmeye bağlı olarak ağ (mesh) doku gözlenmektedir. Serpantinleşmeden dolayı gelişen mercerler kısmen köşeli ve yuvarlağımsıdır.





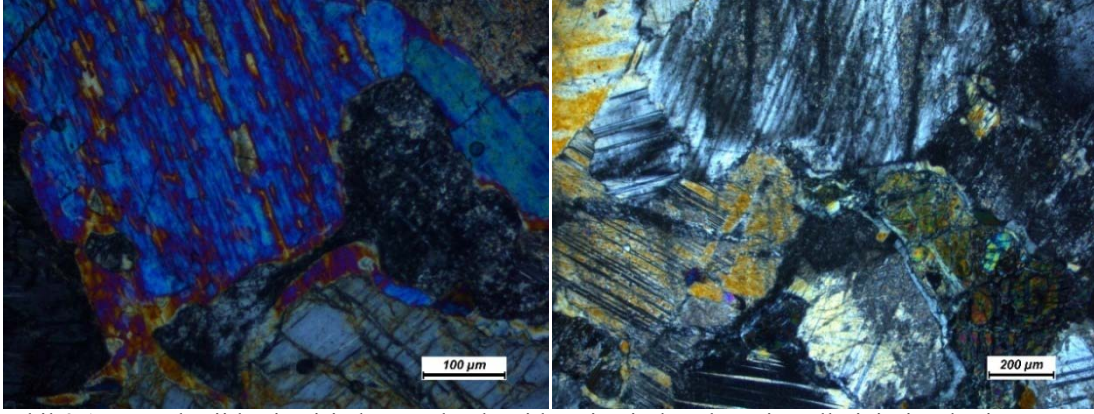
Şekil 3.13. Harzburjitler içerisinde yer alan olivin ve ortopiroksen minerallerinin incekesit görüntüsü (ol: olivin, opr:ortopiroksen).



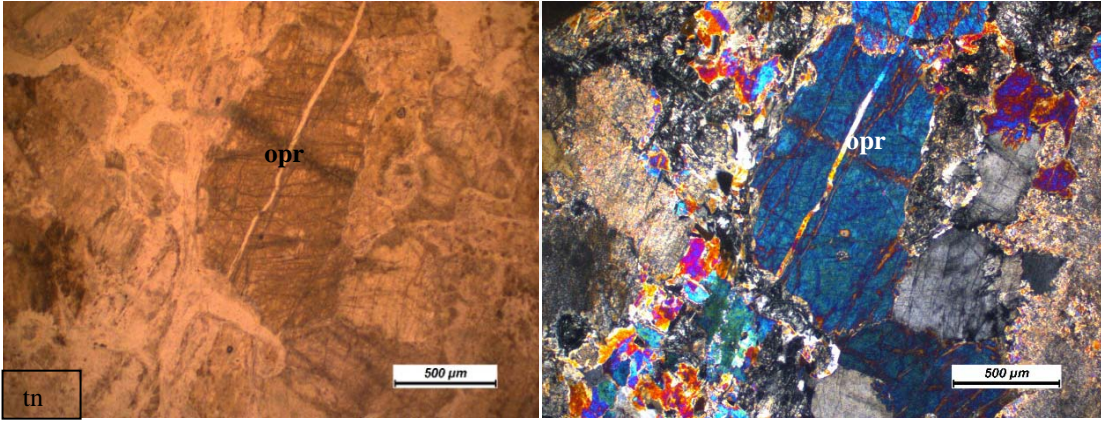
Şekil 3.14. Harzburjitler içerisinde yer alan olivin ve ortopiroksen minerallerinin incekesit görüntüsü (ol: olivin, opr: ortopiroksen).

**Ortopiroksen:** İncelenen kesitlerde yaklaşık %20-40 arasında değişen oranlarda gözlenmektedir. Tek nikol de renksiz yüksek optik engebeye sahip çift nikolde birinci dizi girişim renkleri gösterirler. Bu mineraller tek yönde dilinime sahip ve dilinime göre paralel sönme sunarlar. Çoğunlukla öz şekilsiz ve yarı özşekillidirler. Ortopiroksenlerde de alterasyon izleri etkin olarak gözlenmektedir. Genellikle alterasyon etkisiyle bastit minerallerine dönüşen ortopiroksen minerallerinde deformasyonun lamellerine sıkça rastlanmaktadır (Şekil 3.13).

**Kromit mineralleri:** Kayaç içerisinde % 3-7 oranında bulunmaktadır. İncelenen bütün harzburjit kesitleri kırmızımsı kanverenginde olup genellikle yarı öz şekilli ve öz şekilsiz kristaller halinde ve kesitler de genellikle bol kırıklı bir yapı da gözlenmektedir (Şekil 3.14).



Şekil 3.15. Harzburgitler içerisinde yer alan bastitleşmiş piroksenler minerallerinin incekesit görüntüsü (pr:piroksen).



Şekil 3.16. Harzburgitler içerisinde yer alan ortopiroksen minerallerinin incekesit görüntüsü (opr:ortopiroksen).

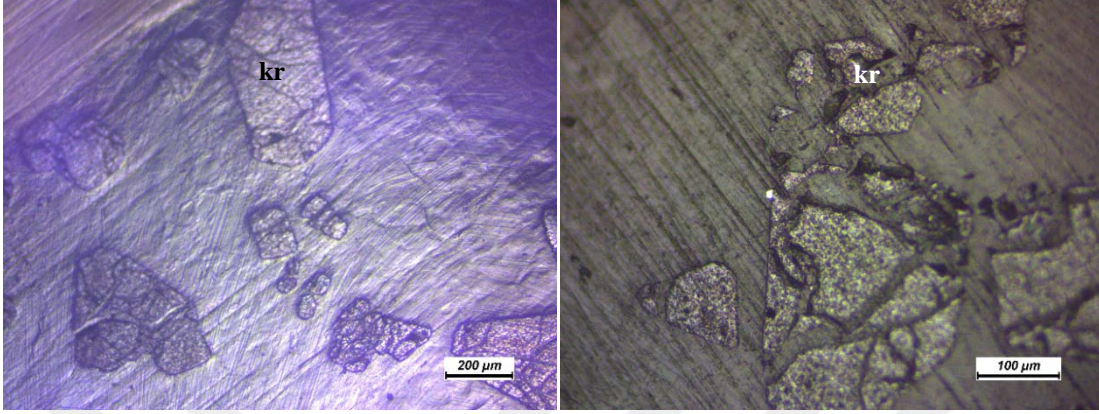
### 3.3.2. Mafik kayaçlar

Mafik kayaçlar genellikle ultramafik kayaçlar içerisinde gözlenmekte olup arazi çalışmalarında genellikle düşük dereceli metamorfizma etkisinde oldukları gözlenmiştir. Petrografik çalışmalarda tetkonizma ve metamorfizmanın etkilenmediği ya da az etkilendiği örnekler seçilmiştir.

#### *Diyabaz*

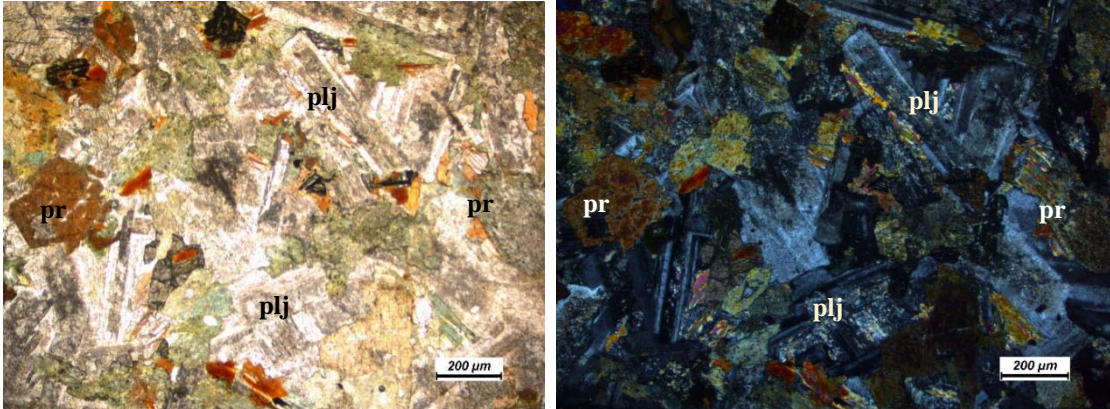
İnceleme alanında dayk şeklinde bulunan gabro-bazalt karşıtı damar kayacı olan diyabazların ince kesitlerinin incelenmesi sonucu ofitik doku gösterdikleri ve çubuk şeklinde gelişigüzel dağılım gösteren plajiyoklaz çubuklarının arasında özşekilsiz piroksen minerallerinin buldukları gözlenmektedir. Kayaç içerisinde

hakim olan plajiyoklaz ve piroksen mineralleridir (Şekil 3.18). Kayaç içerisinde alterasyon sonucunda kloritleşme ve yer yer de serisitleşme gözlenmektedir.



Şekil 3.17. Harzburgitler içerisinde yer alan kromit minerallerinin parlak kesit görüntüsü (kr: kromit).

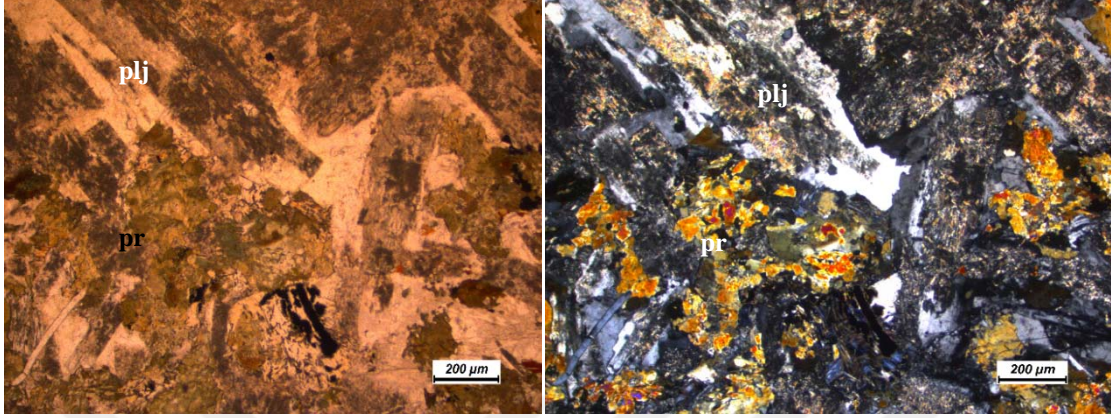
*Plajiyoklaz:* Yassı prizmatik ve sütun şeklindeki plajiyoklazlar yaklaşık olarak % 60-65 oranında yer almaktadır. Yarı öz şekilli ve öz şekilli kristaller şeklinde bulunurlar. Birinci nikolde renksiz düşük optik engebeye sahip ikinci nikolde birinci dizi girişim rengine sahiptirler. İncelenen örneklerde polisentetik ikizlenme tipiktir. Serisitleşme yaygındır (Şekil 3.19).



Şekil 3.18. Diorit kesitleri içerisinde yer alan piroksen (pr) ve plajiyoklaz (plj) minerallerinin görüntüsü.

*Piroksen:* Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 35- 50 civarında bulunmaktadır. Birinci nikolde renksiz, yüksek optik engebeye sahip ikinci nikolde ikinci dizi girişim rengi sunmaktadırlar. Plajiyoklaz kristallerinin arasındaki

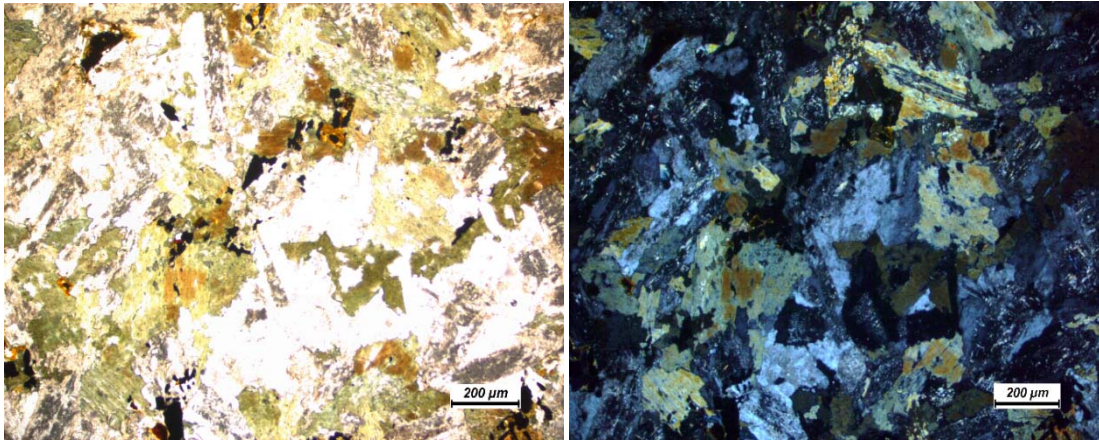
boşluklarda bulunmaktadır. Genellikle yarı özşekilli ve özşekilsiz olarak bulunurlar. Kloritleşme izlenmektedir (Şekil 3.20).



Şekil 3.19. Diorit kesitleri içerisinde yer alan piroksen (pr) ve plajiyoklaz (plj) minerallerinin görüntüsü.

### **Gabro**

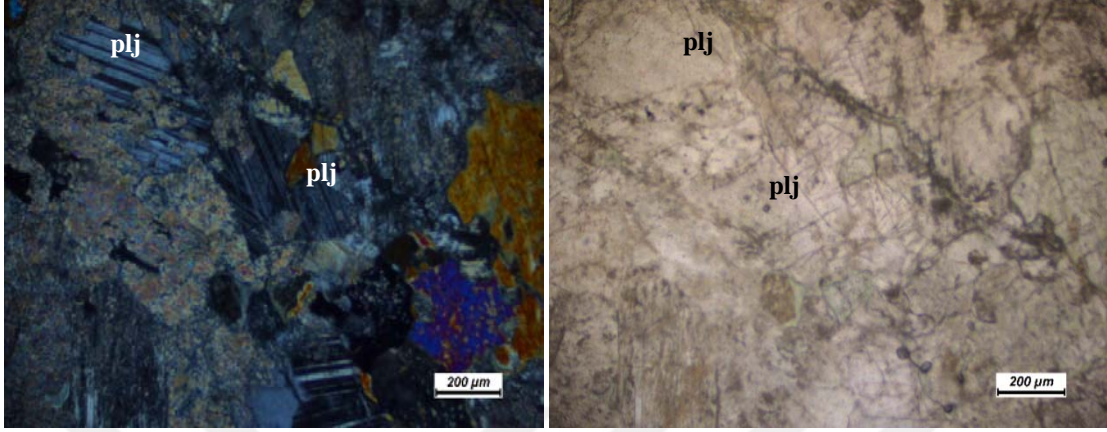
Çalışma alanından alınan örneklerde incelenen gabro örnekleri %50 plajiyoklaz %35 piroksen, %2-5 olivin gözlenmektedir. Kayaçta genel olarak tanesel doku gözlenmektedir. Piroksenlerde içiçe büyüme ve basit ikizlenme görülmektedir. Gabrolar hem masif hem de dayk (mikrogabro) şeklinde izlenmektedir.



Şekil 3.20. Diorit kesitleri içerisinde yer alan kloritleşme görüntüsü.

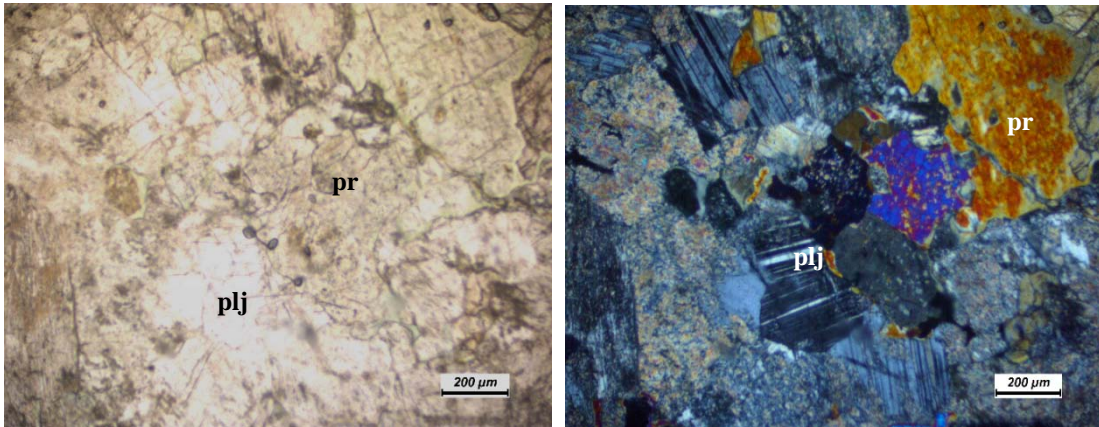
**Plajiyoklaz:** Yassı prizmatik ve sütun şeklindeki plajiyoklazlar yaklaşık olarak % 45-55 oranında bulunmaktadır. Yarı öz şekilli ve öz şekilli kristaller şeklinde gözlenmiştir. Birinci nikelde renksiz düşük optik engebeye sahip ikinci nikelde birinci

dizi girişim rengine sahiptirler. Polisentetik ikizlenme tipiktir (Şekil 3.21). Plajiyoklaz minerallerinde serisitleşme yaygındır.



Şekil 3.21. Plajiyoklazlarda gözlenen polisentetik ikizlenme.

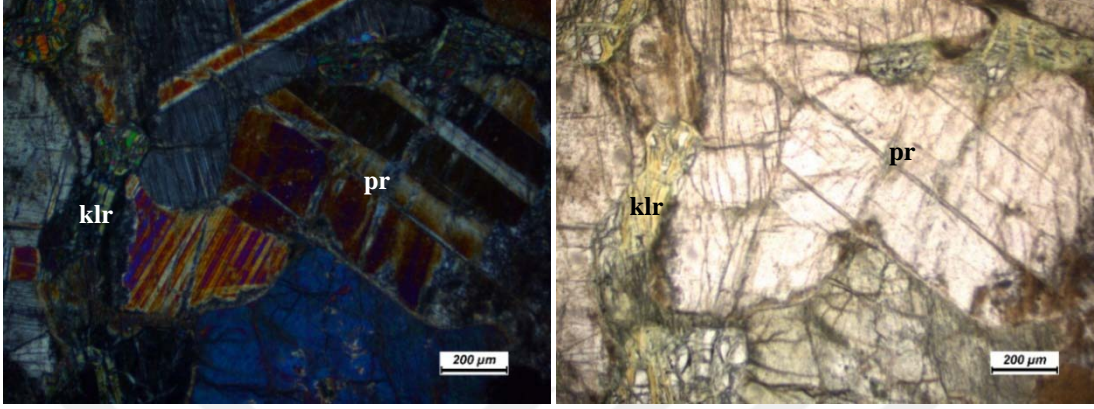
**Piroksen:** Kayaç içerisinde yaklaşık olarak % 30- 40 civarında bulunmaktadır. Birinci nikolde renksiz, yüksek optik engebeye sahip ikinci nikolde ikinci dizi girişim rengi sunmaktadırlar. Plajiyoklaz kristallerinin arasındaki boşluklarda bulunmaktadır. Genellikle yarı özşekilli ve özşekilsiz formlar şeklinde bulunurlar (Şekil 3.24).



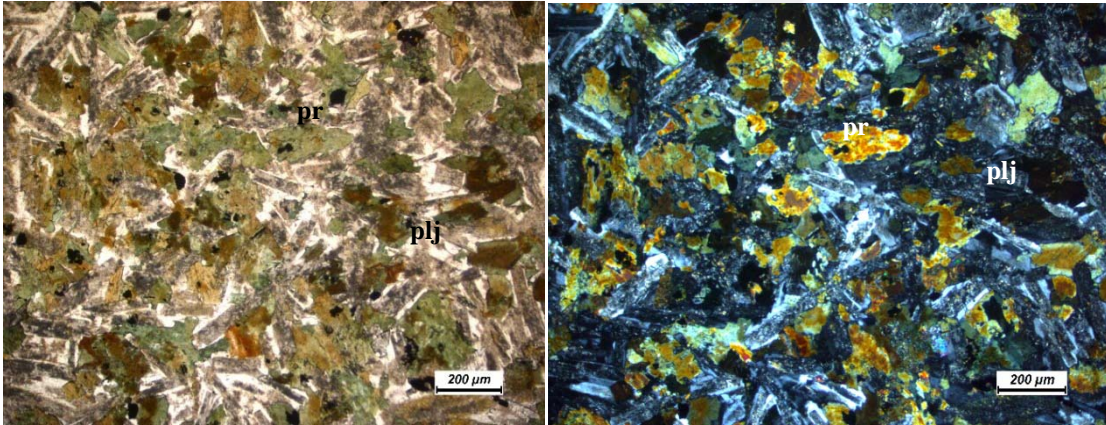
Şekil 3.22. Gabro kesitleri içerisinde yer alan piroksen (pr) ve plajiyoklaz (plj) minerallerinin görüntüsü.

**Olivin:** % 2-5 arasında bulunan olivin minerali tek nikol de renksiz, çift nikolde canlı girişim renklerine sahip yüksek optik engebeyle kolayca ayırt edilen bir

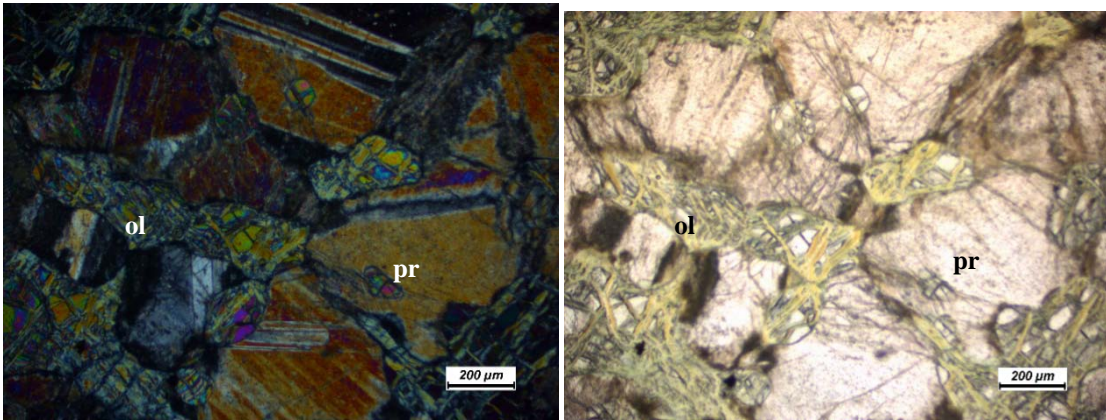
mineraldir. Yüksek optik engebeye sahiptir. İncekesitlerde özşekilsiz ve yarı özşekli parçalanmış küçük taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 3.25).



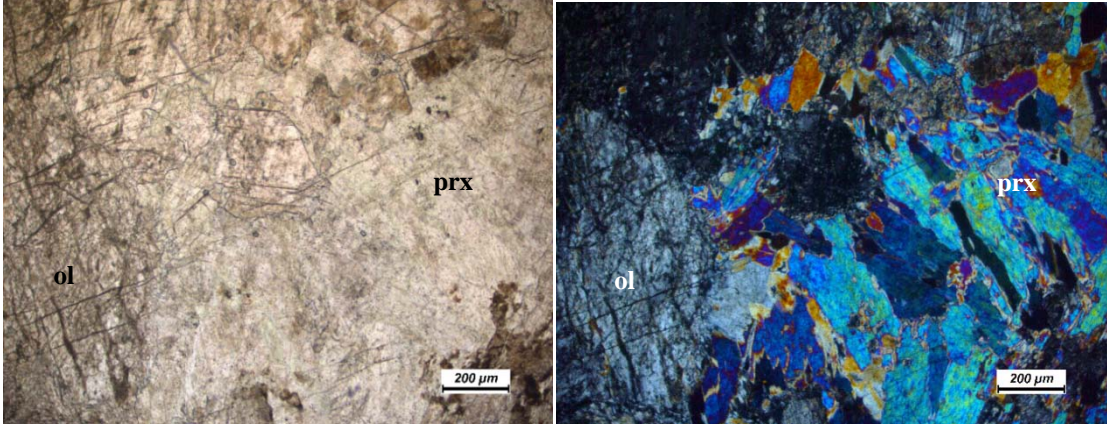
Şekil 3.23. Diyabaz kesitleri içerisinde yer alan kloritleşme görüntüsü (Klr: klorit, pr: piroksen).



Şekil 3.24. Mikrogabro kesitleri içerisinde yer alan piroksen (pr) ve plajiyoklaz (plj) minerallerinin görüntüsü.



Şekil 3.25. Gabro kesitleri içerisinde elek dokusu gösteren olivin (ol) ve piroksen (pr) minerallerinin görüntüsü.



Şekil 3.26. Gabro kesitleri içerisinde yer alan olivin (ol) ve piroksen (pr) minerallerinin görüntüsü.

### 3.4. Alterasyon

Ofiyolitlerin ultramafik tektonit kesimleri içerisinde yer alan olivin ve piroksenler önemli derecede bozunmaya uğramışlardır. Yaygın olarak görülen alterasyon türü serpantinleşmedir. Daha az oranda talklaşma ve rodenjitleşme de görülmektedir.

#### 3.4.1. Serpantinleşme

Serpantinleşme olayı Olivin, Piroksen gibi ultramafik minerallerin bünyelerine su ( $H_2O$ ) alarak birincil dokusal özelliklerini kaybetmesi olayıdır. Serpantinleşme, mağmadan kristalleşmenin geç evrelerinde veya sonrasında görülmektedir. Bu dönüşüm;

1. Peridotit katılaşmasının geç evrelerinde
  2. Okyanusal kabukta transform faylar boyunca
  3. Okyanus kabuğunun tektonizmanın etkisiyle kıta üzerine yerleşimi sırasında
  4. Bölgesel matamorfizma
- sonucunda gelişmektedir.

Ultramafik kayaların serpantinleşmesinde etkin olan sıcak suların kaynakları;

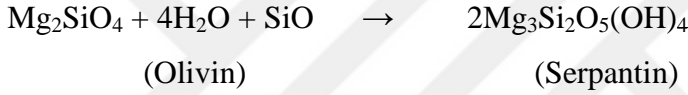
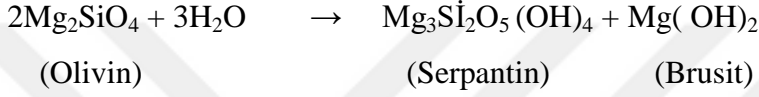
1. Meteorik sular

2.Magmanın geç evrelerinde etkin olan hidrotermal sıvılar

3.Atmosferik su

4.Okyanus suyudur.

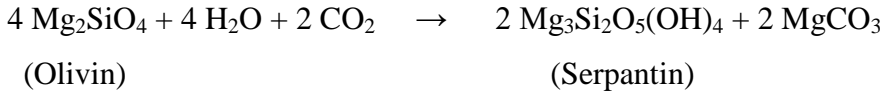
Peridotit gelişiminin son evrelerinde, olivin sıcak suların etkisi ile bünyelerine su alarak serpantin grubu minerallere dönüşmektedir (otohidrasyon). Transform faylar boyunca hareket eden sıcak sular peridotitlerin kırık ve çatlaklarına girerek serpantinleşmenin oluşmasını sağlarlar. Serpantinleşme olayı aşağıda formüle edilmektedir.



Serpantin,  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  teorik bileşimine sahip, trioktahedral levhalı sulu silikat minerali olarak tanımlanmaktadır (O'Hanley, 1996).

Serpantin mineralleri krizotil, lizardit ve antigorit olmak üzere üç ana gruba ayrılır. Lizardit düzlemsel, krizotil kıvrımlı bir yapıda bulunmaktadır. Antigorit ise kendi etrafında dönerek süreksiz bir oktahedral levha yapısında bulunmaktadır (Şekil 3.27).

Serpantin mineralleri olan krizotil, lizardit ve antigorit olivin ve bastit gibi Mg-silikatlerin metasomatizması sonucunda oluşurlar.

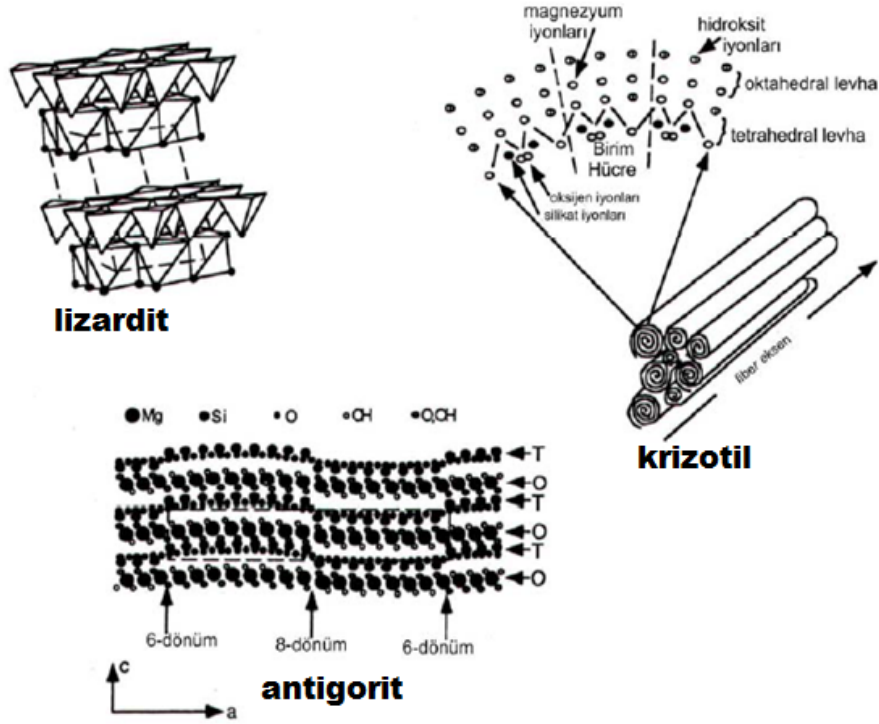


Gerçekleşen bu reaksiyonda hacmini artıran kayaç bünyesine su alır ve parlak bir görünüme sahip olur. Serpantinleşme minerali bir ağ gibi kavrar ve mineralin kırık, çatlak ve dilinim yüzeylerinden itibaren gelişir. Dolayısıyla elek ya da ağ dokusu gösterirler.

Olivinin serpantin grubu minerallerden grubu lizardit, sıcaklık ne olursa olsun dönüşüm tamamlanıncaya kadar lizardit tek serpantin minerali olarak bulunur, sonrasında bunun yerini krizotil alır ve antigorit en son ürün olarak makaslama



zonlarında oluşur (Prichard, 1979). Lizardit ve krizotil yeşilşist fasiyesinin alt koşullarında oluşurken antigorit daha çok yeşilşist-amfibolit fasiyesi koşullarında oluşmaktadır (Evans,1977; O’Hanley, 1996)



Şekil 3.27. Serpantin minerallerinin atomik yapıları (O’Hanley (1996)).

Serpantinleşmenin ilk olarak okyanusal ortamda meydana gelmesi serpantinleşmiş litosfer parçalarının dalma-batma hareketi sırasında oluşan ısıl hareketler  $H_2O$ 'nun açığa çıkmasına sebep olur bundan dolayı dalan levha ve mantonun ergime sıcaklığını düşürmektedir.

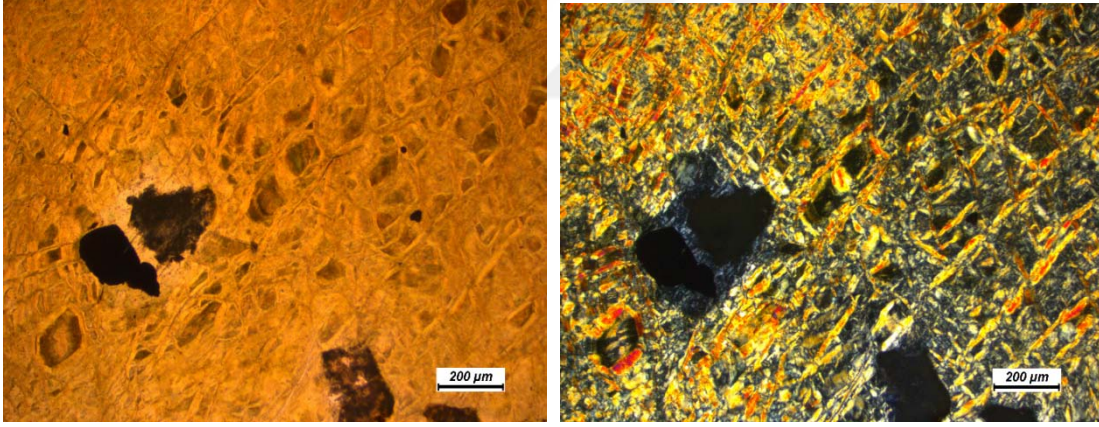
Yılan anlamına gelen serpantin kelimesi latince olan serpentinus kelimesinden türemiştir. Yılan taşı anlamına gelen kayacın serpantinit olarak adlandırılması için hacim miktarının en az % 70 serpantin minerallerinden oluşması gerekir.

İnceleme alanında gözlemlenen serpantinitler farklı serpantinleşme derecelerine sahiptirler. Çalışma alanındaki bazı örnekler tamamen serpantinleşirken bazı örnekler de ise kökeni harzburjit ve dunitite ait olan mineralojik özellikler kısmen korunmuş durumdadır. Serpantinitler genel olarak harzburjit ve dunitlerin üzerinde gelişen tektonik hatlar boyunca görülen kırık ve çatlaklarda ayrıca ultramafik kayalar

ile mafik daykların kontaklarında ultramafik kayaçlarında serpantinleştiği görülmektedir Yapılan incekesit çalışmalarında kaya içerisinde krizotil gözlenmiş bundan dolayı da serpantinleşmenin 300 C<sup>0</sup> lik bir sıcaklıkta gerçekleştiği düşünülmektedir (O' Hanley 1996).

Çalışma alanında ofiyolitik melanj içerisinde bulunan serpantinitlerde yapılan mikroskopik incelemeler sonucu kayacın elek dokusuna sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.28) . Serpantin grubu minerallerinden antigorit, lizardit ve krizotil ayırımı yapmak optik özellikleri birbirlerine benzediğinden dolayı çok güçtür. Ancak antigorit yapraksı bir şekildedir ve çoğunlukla tanesal agregatlar şeklinde, krizotil ince taneli ve iğnemsî şekilde lizardit ise tanesal agregatlar şeklinde bulunduğundan bu şekilde optik ayırma gidilmeye çalışılmıştır.

Serpantinleşmiş harzburjitler siyahımsı yeşil ve alterasyonun yoğun olduğu yerlerde kahverengimsi günlenme renkleri ile karakteristiktir. Bol kırık ve çatlaklı bir yapıda, yaygın bastitleşmelerin gözleendiği, parlak yağsı bir görünüme sahiptirler.



Şekil 3.28. Serpantinitlerde tipik olarak gözlenen elek dokusu görüntüsü.

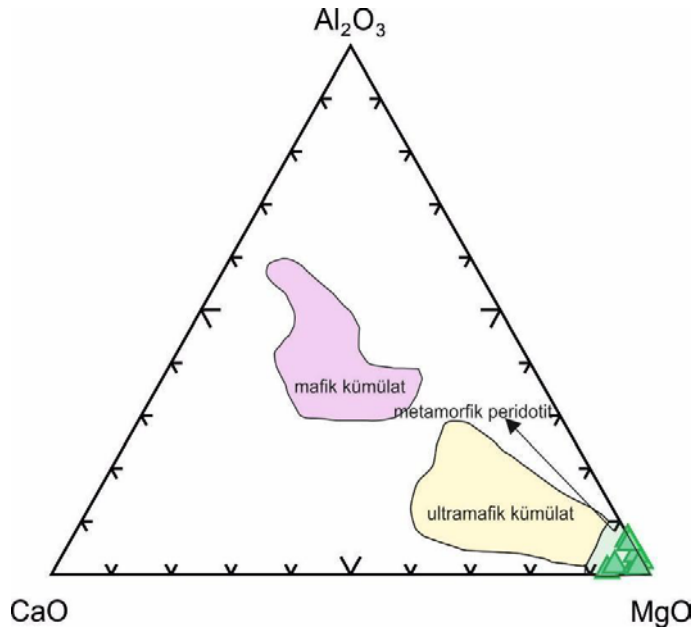
### 3.5. Jeokimya

Çalışma alanı içerisinde yer alan ofiyolitik birimlerini oluşturan ultramafik ve mafik kayaçların jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla bu birimlerden alınan örneklerin ana-iz ve nadir toprak element analizleri ACME laboratuvarlarında (Kanada) yaptırılmıştır. Ana oksit element analizlerinde ICP-ES yöntemi, iz ve nadir toprak element analizleri ise ICP-MS yöntemi kullanılmıştır.

### 3.5.1. Ultramafik kayaç jeokimyası

Ofiyolitik birimlerin en alt seviyesini oluşturan ultramafik kayalardan alınan örneklerin ana element (% ağırlık) ve iz element (ppm) değerleri Çizelge 3.1'de verilmektedir. Çizelge 3.1'de ana oksit verileri incelendiğinde  $\text{SiO}_2$  değerlerinin %36.93-%43.23 aralığında,  $\text{MgO}$  değerlerinin %32.17-%35.64,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  değerlerinin %7.22-%9.47 aralığında,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  değerlerinin ise %0,255-%1,701 değerleri arasında değiştiği görülmektedir. Major oksit değerleri dikkate alındığında ultramafik kayaların alterasyondan etkilendikleri görülebilmektedir (LOI değerleri %12.8-%15.5 aralığında). Aynı şekilde iz element verileri incelendiğinde Ni değerlerinin 1264.9-2267.4 ppm aralığında, As içeriklerinin 0.6-48.9 ppm, Co değerlerinin 97.2-129.5 ppm aralığında değişim gösterdiği belirlenmiştir.

Ultramafik kayaların sınıflandırılmasında esas olarak kullanılan  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$  diyagramına yerleştirilen örnekler metamorfik peridotit alanına düşmektedir (Şekil 3.29). Aynı örnekler,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2\text{-MgO/SiO}_2$  ve  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  diyagramlarına yerleştirilen harzburjit örneklerinin her iki diyagramda da abisal peridotit alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 3.30 a-b). Harzburjit örneklerinin ilksel mantoya göre aşırı tüketildiği gözlenmektedir (Şekil 3.30a). Bu aşırı tüketilme petrografik olarak serpantinleşme şeklinde izlenmektedir.

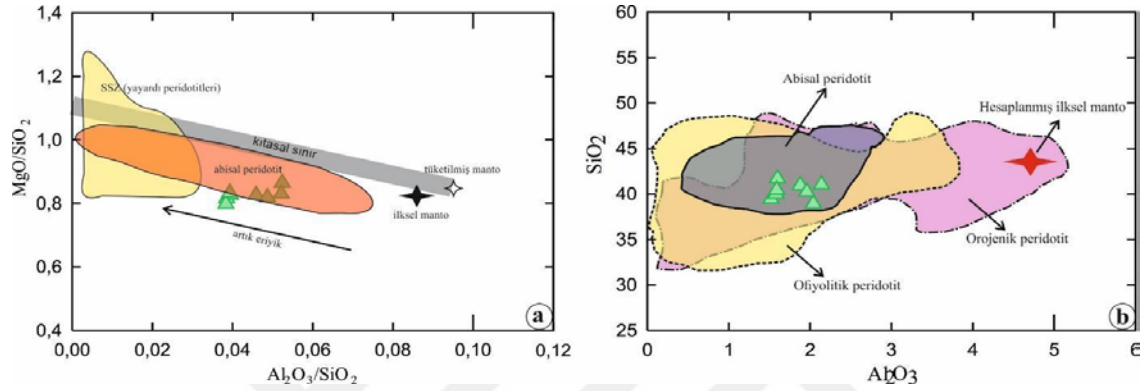


Şekil 3.29. Ultramafik kayaların  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$  diyagramına göre dağılımı (Coleman, 1977).

Çizelge 3.1. Ultramafik kayaların major oksit (%) ve iz element (ppm) analiz sonuçları

	HRJ-1	HRJ-2	LK-3	CR-4	CR-5	CR-7	CR-8	CR-9
SiO <sub>2</sub>	39,44	39,99	41,7	40,96	40,45	38,93	41,02	40,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,52	1,58	1,6	1,88	1,59	2,04	2,14	1,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,15	8,01	7,92	8,94	9,25	9,47	8,62	8,35
MgO	32,17	33,03	33,29	33,85	33,69	33,64	34,04	32,94
CaO	1,37	1,78	0,55	0,48	0,68	0,13	0,16	0,71
Na <sub>2</sub> O	nd	0,02	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K <sub>2</sub> O	nd	nd	nd	0,01	nd	nd	nd	nd
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	nd	0,04	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0	0	0	0	0,02	0	0
MnO	0,13	0,12	0,11	0,11	0,11	0,13	0,1	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,278	0,255	0,312	0,62	0,501	0,943	1,701	0,366
Ba	7	5	5	6	3	2	2	8
Ni	1381	2387	1941	1448	1475	2292	1944	2051
Sc	4	6	8	7	6	10	8	8
LOI	15,5	15,3	13,4	13,1	13,1	13,8	12,8	14,7
Toplam	99,45	99,42	99,42	99,42	99,43	99,91	99,4	99,45
Be	nd	nd	nd	1	nd	nd	nd	nd
Co	129,5	115,6	105,3	113	108,2	120,7	97,2	99,2
Cs	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,1
Ga	nd	nd	nd	nd	nd	2,4	1,9	nd
Nb	nd	nd	nd	0,1	nd	nd	nd	0,1
Rb	0,1	0,4	0,2	0,5	nd	0,6	0,8	nd
Sr	94,9	67,4	8,4	3,8	2,7	2,7	2,3	15,1
V	9	15	24	37	32	71	78	30
W	1,3	1,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Zr	2,3	2,1	0,5	1,1	0,6	0,7	0,9	0,4
Y	0,1	0,3	0,3	0,3	0,3	1	0,9	0,5
La	0,1	0,3	0,2	0,4	0,2	0,4	0,1	0,2
Ce	0,2	0,4	0,3	0,5	0,1	0,2	0,3	0,2
Pr	nd	0,03	nd	0,05	nd	0,05	nd	nd
Nd	nd	nd	nd	0,3	nd	nd	nd	nd
Sm	nd	nd	nd	nd	nd	0,07	nd	nd
Eu	nd	nd	nd	nd	nd	0,03	0,02	nd
Gd	nd	nd	nd	0,08	0,06	0,12	0,09	nd
Tb	nd	nd	nd	0,01	nd	0,02	0,02	nd
Dy	nd	0,1	0,06	0,08	0,07	0,17	0,1	nd
Ho	nd	nd	nd	0,03	nd	0,05	0,03	nd
Er	0,03	nd	nd	0,07	0,06	0,09	0,1	0,06
Tm	nd	nd	nd	0,01	nd	0,02	0,01	nd
Yb	nd	nd	nd	0,07	0,06	0,12	0,09	0,06
Lu	nd	nd	nd	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
TOT/C	0,6	0,46	0,09	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04
TOT/S	nd	0,03	0,02	nd	nd	nd	nd	nd
Mo	0,2	0,4	0,2	0,01	nd	0,1	0,1	0,2
Cu	13,5	99,7	44,6	5,4	11,4	27,2	4,2	15,5
Pb	0,8	0,1	1,3	0,8	0,3	0,7	0,2	0,2
Zn	25	16	35	22	25	17	13	38
Ni	1264,9	2242,7	1845,2	1581,5	1578,7	2241,3	2013,4	2267,4
As	0,6	0,6	0,9	10,6	4,3	3,9	2	48,9
Cd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,4
Sb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,4
Au	0,8	3,5	1,1	0,7	0,8	nd	nd	1
Hg	nd	nd	nd	0,05	0,02	nd	nd	0,04

Ultramafik kayalara ait ana oksit ve bazı iz element değerleri MgO ile çok güzel korelasyonlar sunmaktadırlar (Şekil 3.31, Şekil 3.32). CaO, MnO, Ba, Co gibi elementlerin MgO ile negatif ilişileşim sundukları gözlenmektedir. Bu korelasyon orto ve klino-piroksenlerin azalması ve olivin artışı ile karşılanmaktadır. Olivin artışı Ni ve Mg elementlerinin pozitif korelasyonu ile uyum gösterir. Bu veriler peridotitlerde tüketilmişlik derecesinin bir göstergesidir.

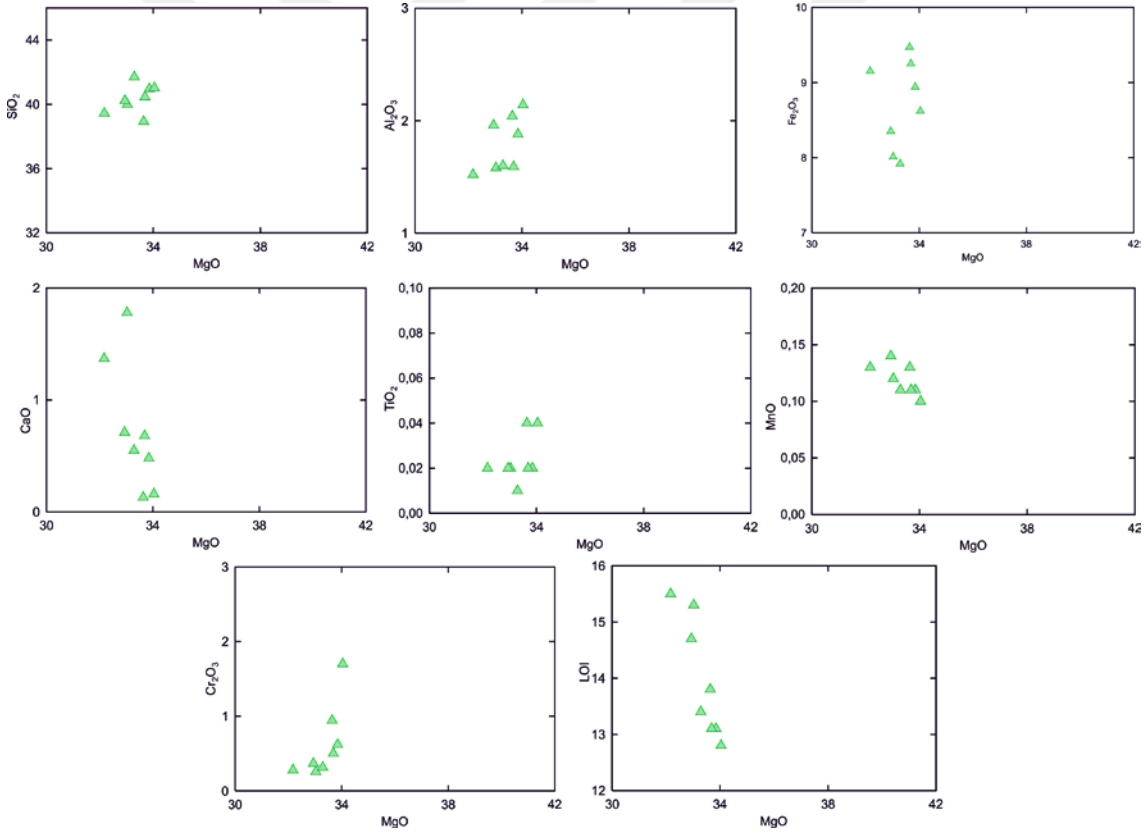


Şekil.3. 30. Ultramafik kayaların a)  $Al_2O_3/SiO_2$ - $MgO/SiO_2$  (a. Jagoutz ve ark. (1979), Hart ve Zindler (1986), İlksel manto değerleri Wanke (1981)'den alınmıştır), b)  $Al_2O_3$ - $SiO_2$  (Bodinier ve Godard (2003). İlksel manto Mc Danough ve Sun (1995) den alınmıştır).

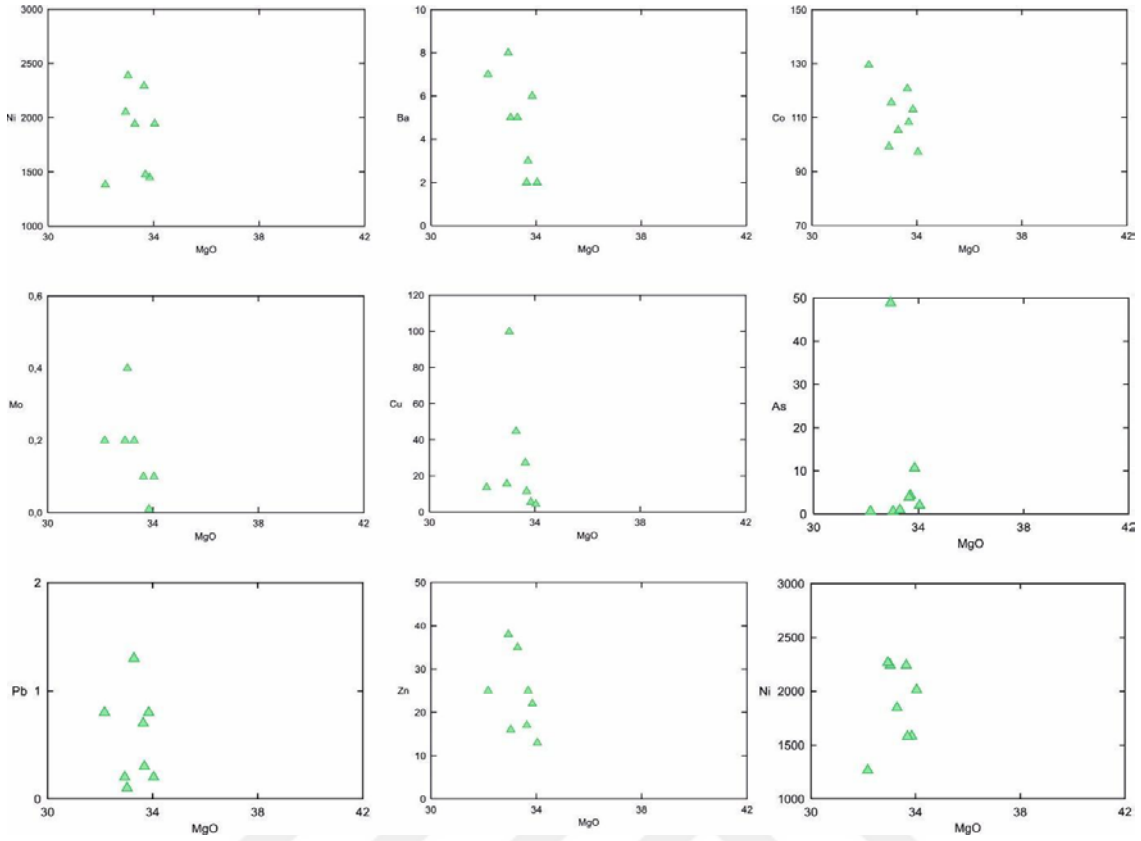
### 3.5.2. Mafik kayaç jeokimyası

Ofiyolitik birimlerden gabro ve izole diyabaz dayklarından oluşan mafik kayalardan alınan örneklerin analiz sonuçlarında elde edilen verilere göre ana element (% ağırlık) ve iz element (ppm) değerleri Çizelge 3.2'de verilmektedir. Çizelge 3.2'de ana oksit verileri incelendiğinde  $SiO_2$  değerlerinin %42.35-%50.95 aralığında,  $Cr_2O_3$  değerlerinin ise 0.004-0.308 değerleri arasında değiştiği görülmektedir (LOI değerleri %3.0-%14.5 aralığında). Aynı şekilde iz element verileri incelendiğinde Ni değerlerinin 22.4-1942.4 ppm aralığında, Co değerlerinin 24.2-98.7 ppm aralığında değişim gösterdiği belirlenmiştir. Bu değişken değerler kayalarda daha sonra meydana gelen alterasyonu ve/veya ikincil sulu ya da karbonat fazlarını işaret etmektedir (Rollinson, 1993). Kayaların oluşumundan sonra meydana gelen alterasyon nedeniyle özellikle ana ve bazı iz elementlerde (LIL-iri katyonlu litofil) hareketlilik (mobilité) gözlenebilir (Hart ve ark., 1974; Humphris ve Thompson, 1978; Thompson, 1991). Bu nedenle kayaların petrolojik özelliklerinin çalışılması sırasında

alterasyona karşı dayanımlı nadir toprak elementleri (NTE) ve HFS elementlerin (Yüksek değerli katyonlar) kullanımı önerilmektedir (Pearce ve Cann, 1973; Smith ve Smith, 1976; Floyd ve Winchester, 1978). Yukarıda belirtilen nedenlerden dolayı, mafik kayaçların isimlendirilmesinde Pearce (1996) diyagramı tercih edilmiştir (Şekil 3.33). Genel olarak örneklerin tamamının bazalt karakterinde olduğu görülmektedir. Diyagrama göre mafik kayaçlar alkali ve subalkali bazalt özelliği taşıyan iki gruba ayrılmaktadır. Alkali ve subalkali kayaç özelliği taşıdığı belirlenen örneklerden subalkali özellik taşıyanlar toleyit-kalkalkali özelliğinin belirlenmesi amacıyla  $\text{SiO}_2\text{-FeO/MgO}$  diyagramına yerleştirilmiştir (Şekil 3.33). Diyagrama yerleştirilen örneklerin tamamının toleyitik özellikte olduğu gözlenmektedir.



Şekil 3.31. Ultramafik kayaçlarda major oksit elementlerin MgO ya karşı değişim diyagramları.



Şekil 3.32. Ultramafik kayalarda iz elementlerin MgO ya karşı değişim diyagramları.

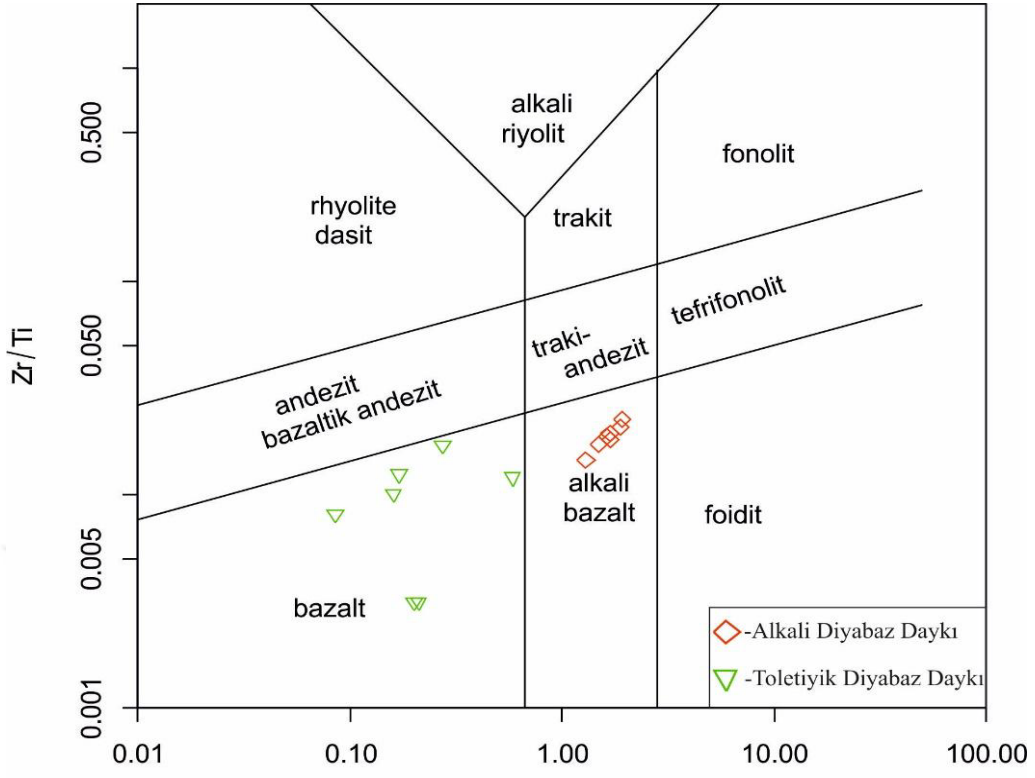
Ana elementlerin sınıflandırılmasında oldukça sık kullanılan çoklu element diyagramlarındaki değişimler kayaların oluşumu sırasında etkili olan çeşitli süreçler sonucu gelişmektedir (Şekil 3.35, Şekil 3.36). Bu süreçler, fraksiyonel kristalleşme, kısmi ergime, mağma karışımı ve kontaminasyon şeklinde olabilmektedir. Bu diyagramlar ile fraksiyonel kristalleşme sonucu mağmada meydana gelen değişimler izlenebilir. Kristalleşen minerallerin mağmadan devamlı ayrılması ile mağmanın bileşimi de sürekli değişir.

Major oksit elementler bozunmaya karşı duraysız olduklarından, bozunmadan dolayı bazen fakirleşme gösterebileceği gibi bazen de zenginleşme gösterebilmektedir. Bu nedenle sadece ana elementlere bağlı olarak magmatik kayaların köken yorumuna gidilmemelidir. İz elementler bozunmaya karşı daha duraylı olduklarından iz elementlerin MgO ile değişimini incelemek gerekir. MgO ile uyumsuz elementlerden Rb, Ba, Th, Hf, Cs, Zr, Nb, Y arasında pozitif; uyumlu elementlerden Co, Sc ve Ni arasında ise negatif bir ilişki görülmektedir (Şekil 3.36).

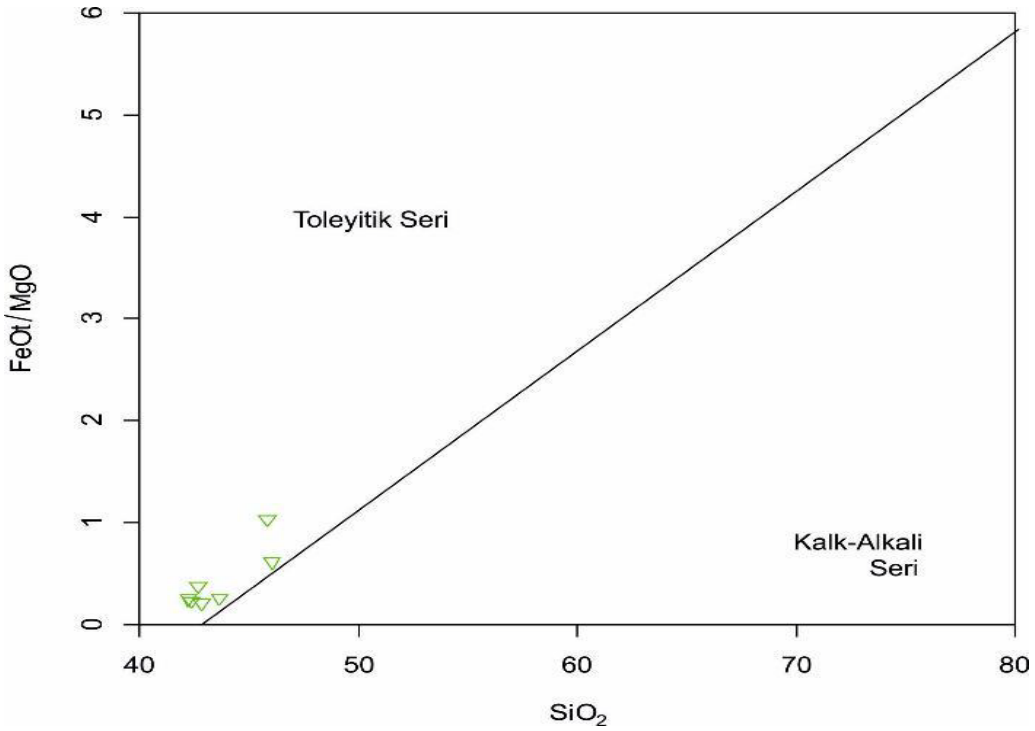
Çizelge 3.2. Çalışma alanı içerisinde yer alan daykların majör oksit (%) ve iz element (ppm) jeokimyasal analiz sonuçları

	LK-3	DYK-4	DYK-19	DYK-23	LK-16	LK-6	LK-41	LK-38	DYK-8	LK-18	LK-7	DYK-5	DYK-1	LK-40
SiO <sub>2</sub>	42,85	42,35	46,04	45,82	42,23	43,65	42,69	49,43	49,52	42,69	50,95	50,6	47,17	39,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74	22,97	14,88	15,25	21,12	15,57	10,21	16,68	16,73	14,65	16,79	16,76	15,25	13,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,53	2,43	7,21	10,2	2,63	3,64	7,72	8,98	8,29	10,82	9,43	9,75	9,77	6,02
MgO	32,54	9,54	10,63	8,92	9,47	12,86	18,38	5,48	6,95	4,2	5,14	4,38	4,99	20,48
CaO	0,62	15,71	11,1	10,14	14,61	17,34	15,69	8,95	7,12	18,4	7,14	7,65	11,44	8,84
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,91	3,14	3,33	0,94	0,27	0,43	4,11	3,53	1,84	5,11	4,19	3,95	4,02
K <sub>2</sub> O	0,201	0,7	1,02	0,35	0,27	0,46	0,14	0,98	2,19	0,67	0,59	1,63	1,42	0,05
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,06	0,93	1,36	0,05	0,08	0,16	1,57	1,31	2,19	1,62	1,5	1,76	1,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,48	0,31	0,01	0,02	0,03	0,39	0,43	0,42	0,41	0,52	0,35	0,01
MnO	0,11	0,05	0,32	0,17	0,05	0,07	0,13	0,15	0,16	0,17	0,16	0,15	0,16	0,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,308	0,117	0,11	0,14	0,086	0,062	0,211	0,021	0,012	0,004	0,014	0,007	0,008	0,083
LOI	14,5	4,8	3,96	3,61	8,1	5,7	3,8	3	3,4	3,7	2,4	2,6	3,5	10,5
Toplam	99,44	99,7	99,47	99,46	99,65	99,72	99,65	99,77	99,74	99,79	99,75	99,76	99,79	99,63
Ba	6	208	211	198	25	35	86	191	533	238	100	384	377	265
Sc	8	10	30	48	4	41	34	24	20	23	25	21	25	19
Co	98,7	29,5	36	43	40,7	42,2	68,2	29,9	24,2	32,8	30,5	28,8	30,9	73,8
Ga	6,8	8,4	14	16	6,4	5,9	3,9	13,5	13,8	14	14,3	15	14,1	12,7
Hf	0,4	0,6	5,2	3,1	0,4	0,2	0,2	3,6	3,7	4,2	3,8	3,7	3,9	3,3
Nb	0,4	0,3	4	2,1	0,7	0,4	0,9	41,4	49,9	35,8	45,7	52,8	39,2	43,7
Rb	6,8	9,8	9,6	7,5	3,7	10,3	2,1	15,7	32,1	8,4	10,5	19,2	25,8	18,6
Sr	470	1061,2	402	196	1003,5	267,7	142,4	315,7	362,3	268,7	415,2	461,6	226,2	302,8
Ta	2	1,8	2,2	2,4	2,3	2,1	nd	2,2	2,7	2,3	2,2	3	2,7	2,5
Th	0,9	2,1	2,42	1,9	1,6	2,3	1,9	4,3	6,1	3	6	6,8	3,8	3,6
U	0,8	0,6	2,1	3,1	0,6	1	1,8	1,2	1,9	0,6	1,4	2,1	0,9	1,2
V	33	30	216	187	22	82	120	164	162	192	174	193	177	168
W	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,9	nd	nd	nd	1,4	0,6	0,6	3,8
Zr	4,8	6,1	69	65,9	3,6	1,5	3	174,8	175,6	190,4	187,2	184,6	181,9	182,4
Y	2,5	1,1	23,6	24,6	1,2	1,9	4,5	25,4	26,1	27,6	27,3	28,1	26,5	25,8
La	0,3	0,5	16,9	0,3	1,2	0,4	0,3	38,4	49,7	29	45,8	59,8	38,8	37,3
Ce	0,4	1,4	15,8	16,3	1,1	0,5	0,5	72,1	87,7	55,7	82,9	100,9	68,1	66,8
Pr	0,04	0,08	0,08	0,06	0,1	0,06	0,11	7,81	9,45	6,62	8,91	10,7	7,41	8,03
Nd	16,5	21,9	13,9	24,3	0,5	0,5	0,7	29,9	34,5	26,9	33,1	39,7	27,6	30,8
Sm	0,05	0,08	5,78	0,05	0,15	0,13	0,33	5,64	5,8	5,52	6,25	6,65	5,45	5,62
Eu	0,08	0,09	1,8	0,9	0,1	0,1	0,22	1,8	1,81	1,94	1,9	2,02	1,69	1,06
Gd	0,06	0,18	5,96	0,06	0,18	0,28	0,069	5,53	5,62	6,08	6,27	6,29	5,63	5,87
Tb	0,02	0,02	0,92	0,02	0,03	0,05	0,13	0,82	0,86	0,92	0,92	0,96	0,85	0,82
Dy	0,07	0,32	4,16	0,09	0,21	0,32	0,88	5,02	4,65	5,33	5,43	5,18	4,78	4,46
Ho	0,02	0,08	0,82	0,08	0,04	0,08	0,17	0,98	0,97	1,08	1,1	1,08	0,99	0,88
Er	0,06	0,21	0,16	0,02	0,11	0,21	0,59	2,55	2,89	3,14	3,08	2,94	2,75	2,15
Tm	0,01	0,02	0,42	0,32	0,01	0,02	0,08	0,37	0,38	0,42	0,43	0,43	0,39	0,36
Yb	0,05	0,15	0,18	0,46	0,08	0,15	0,47	2,38	2,49	2,65	2,65	2,75	2,42	1,46
Lu	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,37	0,37	0,38	0,44	0,41	0,36	0,31
TOT/C	0,1	0,05	0,03	0,2	0,05	0,05	0,03	0,03	0,05	0,05	0,02	0,02	0,06	0,02
Mo	0,4	1	0,8	0,6	1	1	0,5	0,5	1,3	1,4	0,4	0,7	3	0,6
Cu	16,9	122,4	78,6	86,2	464,3	178	77	68,1	70,6	60,1	142,9	55,9	77	98,8
Pb	0,2	0,3	0,3	0,4	0,8	0,3	1,5	2,3	2,7	2,5	2,5	1,8	1,4	2,8
Zn	29	7	27	32	6	7	23	34	26	45	42	28	52	29
Ni	1942,4	109,6	144	157	930,1	109,6	482,1	34,2	37,2	22,7	27,2	22,4	29,5	729,9
Au	nd	1,8	1,8	nd	40,4	2,3	1,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	3,2

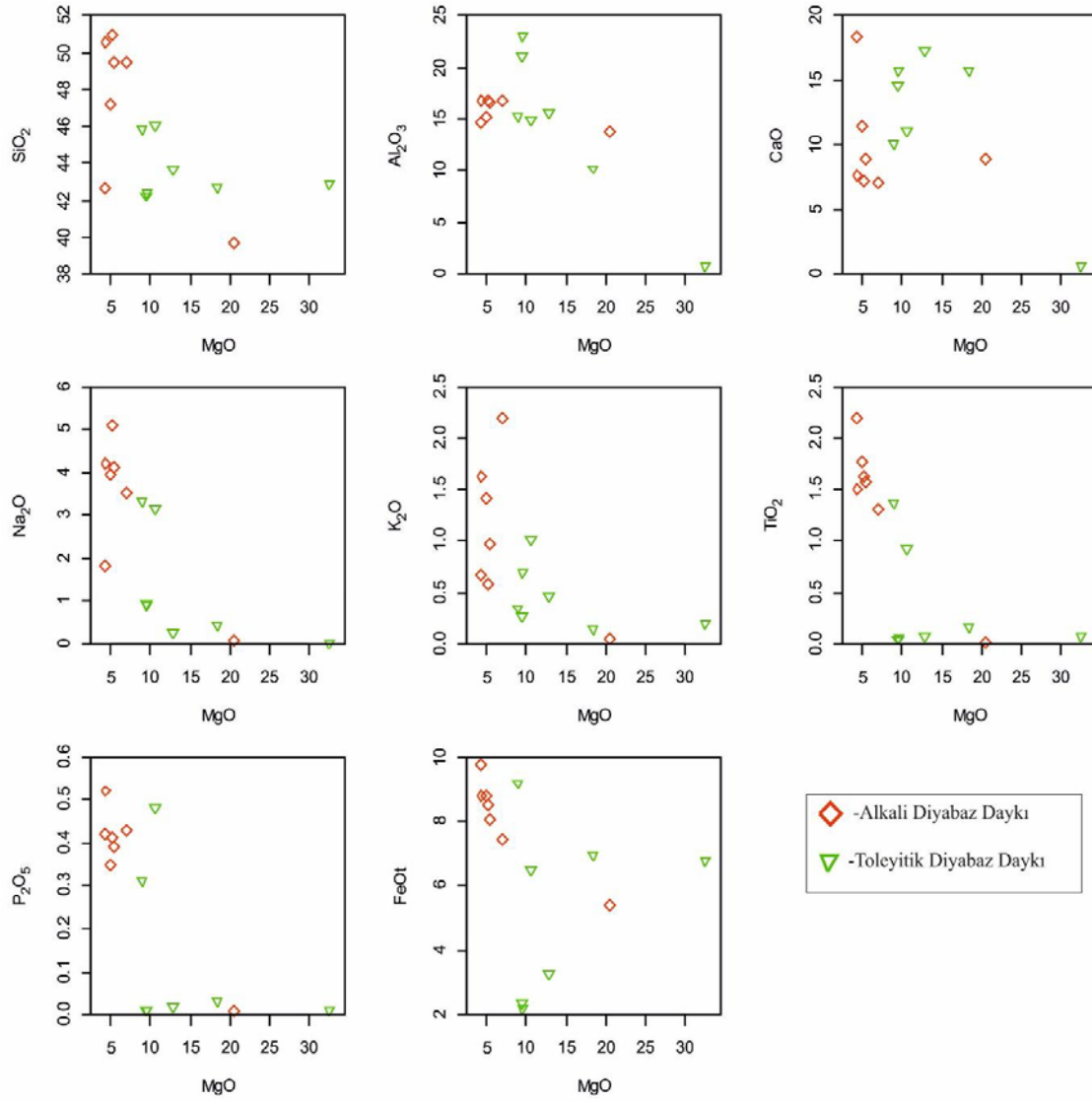




Şekil 3.33. İzole dayk örneklerinin isimlendirilmesi amacıyla Nb/Y-Zr/Ti diyagramında gösterilmesi (Pearce, (1996)'dan alınmıştır).

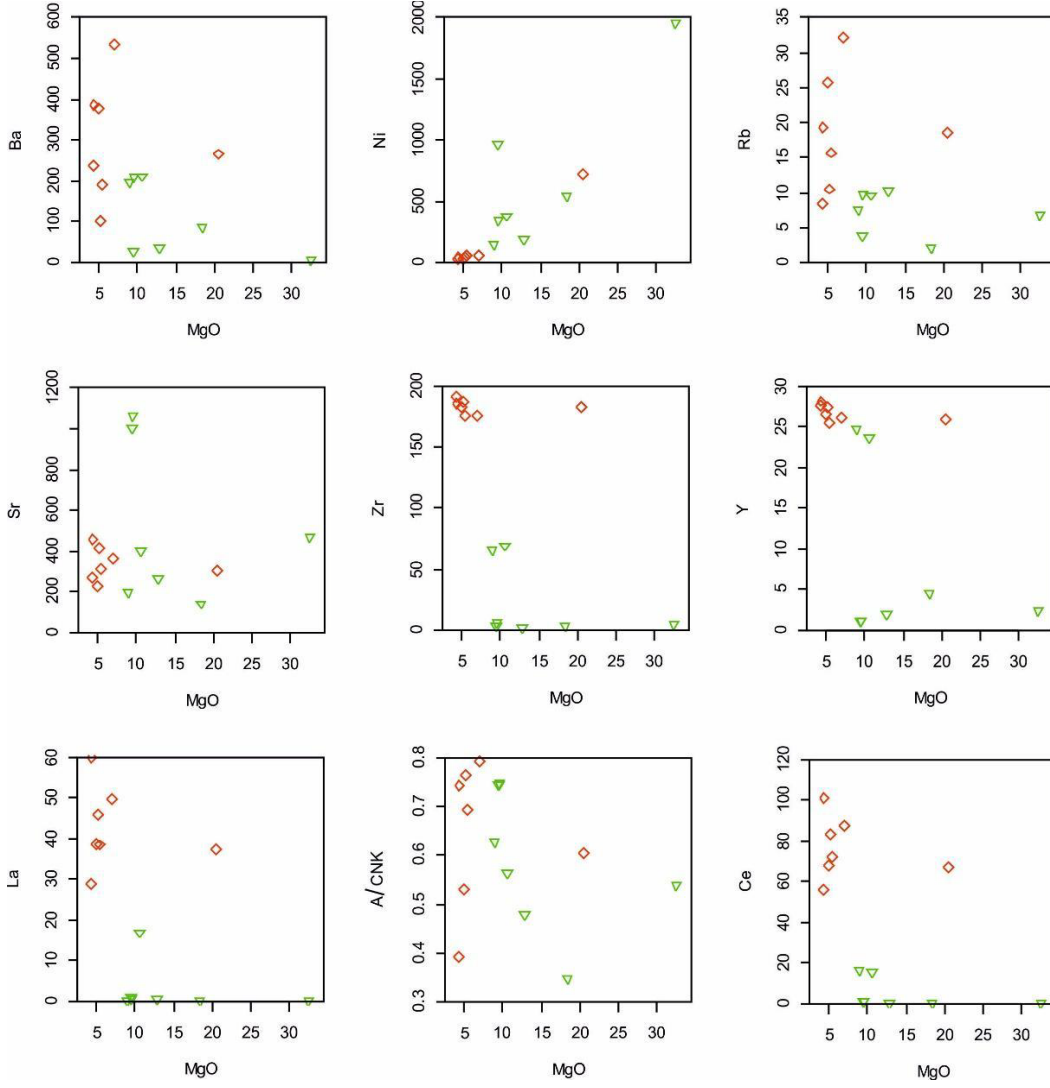


Şekil 3.34. Subalkali kayaçların toleyitik-kalkalkali ayrımı için kullanılan ikili diyagramı (Miyashiro, (1973)'den alınmıştır, semboller Şekil 3.33 ile aynıdır).



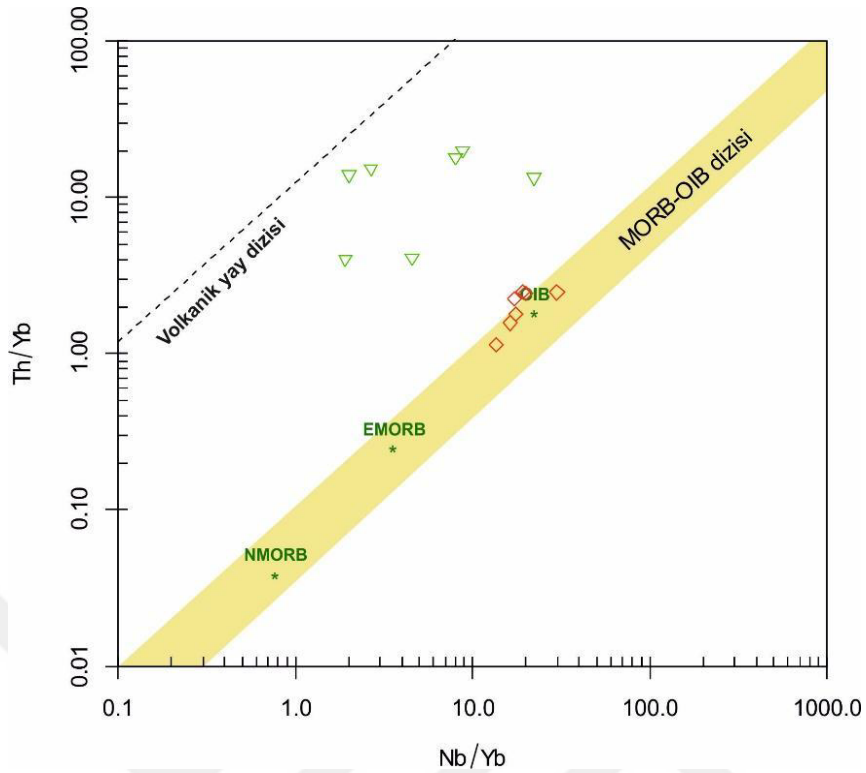
Şekil 3.35. Mafik kayaçların majör oksit değerlerinin MgO ya karşı çizilmiş ikili diyagramları.

Mafik kayaçların tektonik ortamlarının belirlenmesinde alterasyon ve düşük dereceli metamorfizmadan fazla etkilenmeyen duraylı iz element (Ti, V, Zr, Y ve Nb) içerikleri yaygın olarak kullanılmaktadır. Magmatik kayaçların oluştuğu tektonik ortamların belirlenmesi amacı ile araştırmacılar tarafından birçok ayırtman diyagram geliştirilmiştir. Çoğunlukla bu diyagramlarda volkanik kayaçların iz element içerikleri kullanılarak ortamsal yorumlamalara gidilmektedir.



Şekil 3.36. Mafik kayaların bazı iz element değerlerinin MgO'ya karşı çizilmiş ikili diyagramları (semboller Şekil. 3.35 ile aynıdır).

Nb/Yb ve Th/Yb oranları kullanılarak tüketilmiş ve zenginleştirilmiş manto kaynakları birbirinden ayrılabilir (Pearce, 2008) (Şekil 3.37). Dalma-batma zonlarında dalan levhadan ayrılan eriyiklerle taşınan elementlerin manto kaynağında zenginleşmeye neden olması Th/Yb oranının artmasına sebep olacaktır. Bu diyagrama göre bölgede gözlenen ofiyolite ait mafik toletiyik bileşimdeki kayaların tüketilmiş bir magma kaynağından türediklerini ve yitim zonu üzerinde oluştuklarını işaret etmektedir. Bununla birlikte alkali mafik kayaların ise okyanusal adayayını işaret ettikleri görülmektedir. Pearce (2008)' in Nb/Yb – Th/Yb diyagramına göre elde edilen veriler ışığında birimler genel olarak okyanus ortası sırt ve adayayı ofiyolitleri olduğu anlaşılmıştır (Şekil 3.37).

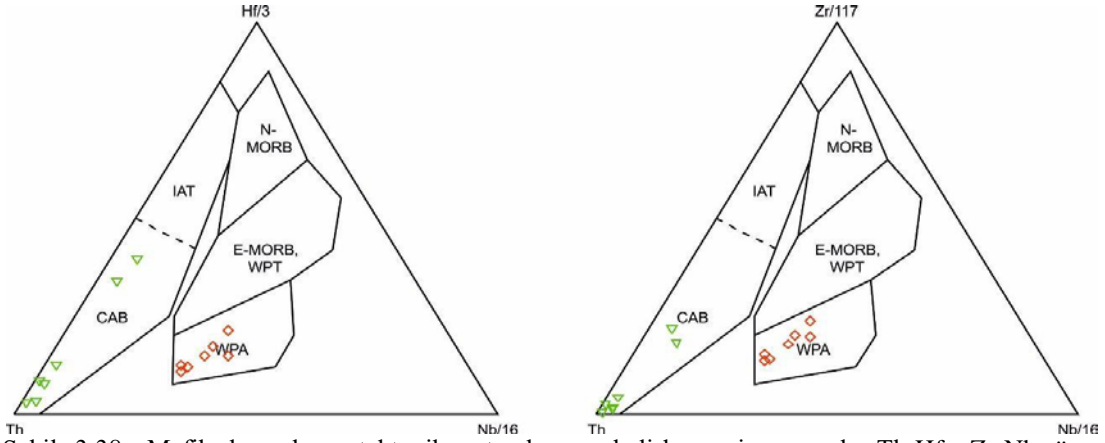


Şekil 3.37. Mafik kayaların sınıflandırılması Pearce (2008)'in Nb/Yb – Th/Yb diyagramına göre dağılımı (semboller Şekil. 3.35 ile aynıdır).

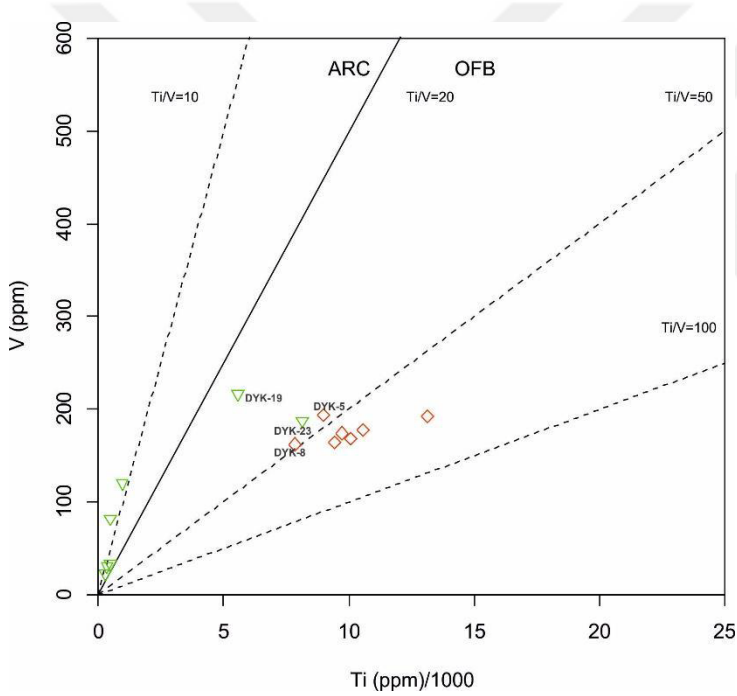
Mafik kayaların oluşum ortamlarının detaylı bir şekilde belirlenmesi amacıyla Wood,1980 tarafından geliştirilen Th-Hf- Zr-Nb üçgen diyagramları kullanılmıştır. Alınan örneklerin alkali bileşende olanlarının plaka içi alkali alanlarına, toleyitik bileşende olanlarının ise ada-yayı bazalt alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 3.38).

Sherveis (1982), tarafından geliştirilen V-Ti diyagramında alınan örneklerin bir bölümü IAT (Ada-yayı toleyitleri) alanında yer alırken, 4 örnek ise MORB (Okyanus Ortası Sırt Bazaltı) alanına düşmektedir (Şekil 3.39). Bu örnekler yay ile MORB arasındaki geçiş kayacı olduklarını işaret edebilir.

Çalışma alanı içerisinde yer alan mafik kayaların kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramları Şekil 3.40'da verilmektedir. Alkali mafik kayaların hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından yatay ve yataya yakın bir şekil sunmakta olup, bu tip nadir toprak element şekilleri okyanus içi yay ortamında oluşan kayalara benzediği söylenebilir. Bu kayaların kondrite göre zenginleşmeleri yaklaşık olarak 1-3 kat olarak gözlenmektedir. Toleytik özellikteki kayaların ise kondrite göre negatif bir şekil sunmakta olup bu elementler bakımından tüketilmişliği temsil etmektedir.



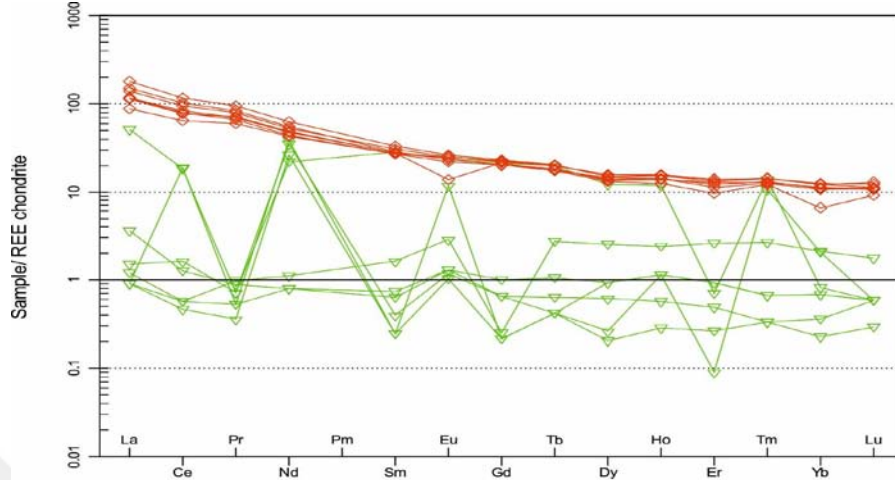
Şekil 3.38. Mafik kayaların tektonik ortamlarının belirlenmesi amacıyla Th-Hf- Zr-Nb üçgen diyagramlarında gösterimi (Wood (1980), semboller Şekil. 3.35 ile aynıdır).



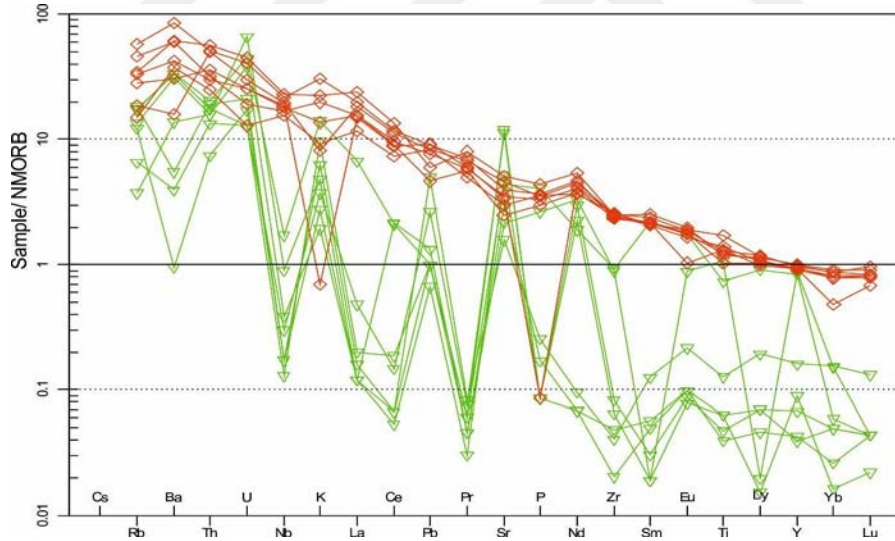
Şekil 3.39. Mafik kayaların V-Ti (ppm) değişim diyagramı (Sherveis (1982), semboller Şekil. 3.35 ile aynıdır).

Kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Şekil 3.41)'de verilmiştir. Kayaçlar LIL elementler açısından (Sr, Rb, K, Ba, Th) bir zenginlik gösterirken, HFS elementler açısından ise fakirleşme ve normalize edilmiş MORB çizgisine göre bir paralellik sunmaktadır. LIL elementler açısından zenginleşme sonucu; dalma zonunda biriken duraysız elementler ergiyen mantonun üst zonuna doğru akışkanlarca geçebilmekte ve akışkanlar ile birlikte yeni oluşan ürüne

geçmektedirler. Zenginleşme gösteren elementler dalma zonuna ait, toleyitik çizgisine paralellik



Şekil 3.40. Çalışma alanına ait mafik kayalara ait nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (kondrit değerleri Sun ve Mc Donough,1989 alınmıştır) ( semboller Şekil 3.35 ile aynıdır).



Şekil 3.41. Çalışma alanına ait mafik kayaların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (Sun ve Mc Donough (1989), semboller Şekil 3.35 ile aynıdır).

gösteren elementler ise manto kaynaklı olduğu sonucunu ortaya koymaktadır. Bu diyagramda göze çarpan en önemli özellik Th elementindeki pozitif ve Nb elementindeki negatif anomalilerdir. Gözlenen bu özellik dalma-batma zonu bileşenini vermektedir (Schilling ve ark., 1983).



## 4. TARTIŞMA VE SONUÇ

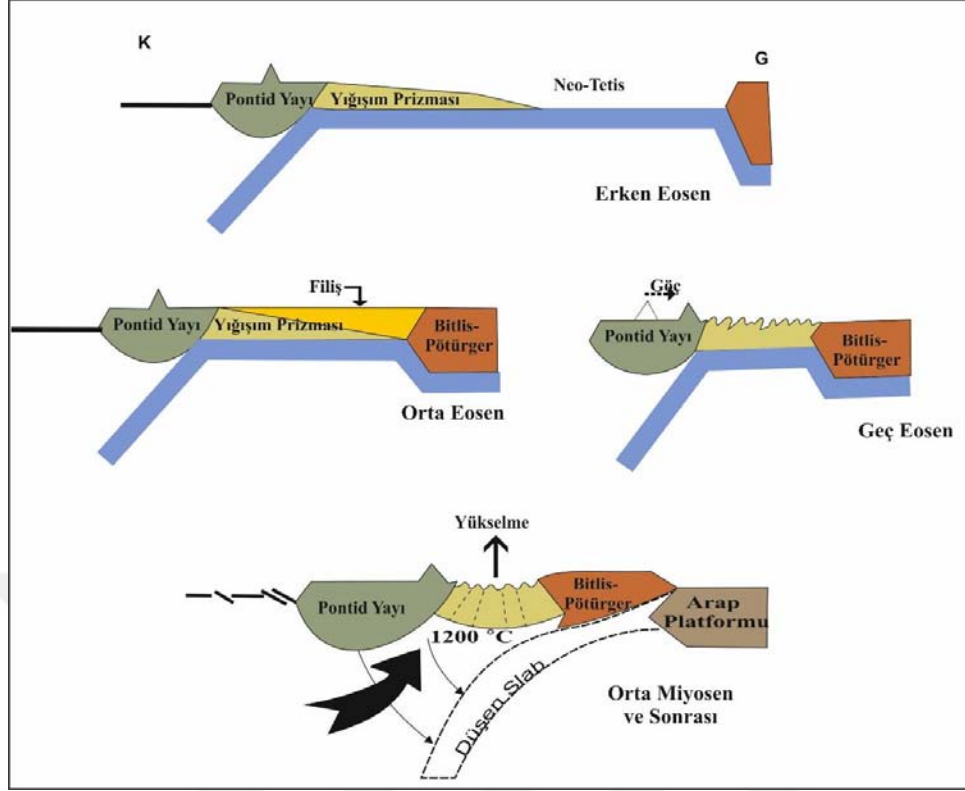
### 4.1. Tartışma

Anadolu'nun tektonik yapısı oldukça karmaşık ve değerlendirmesi de güç bir işlemdir. Bunun nedeni ise; tüm dönemler boyunca Anadolu' tüm kıtacıklar birçok kez birbirlerine yaklaşmış ve çarpışmışlardır. Bu çarpışmalar sonucunda da birbirinden farklı özellik taşıyan çok sayıda tentonik birlikler bir araya gelmiştir. Alpin dönemin tektonik birlikleri ve suture zonları konusunda birçok çalışma bulunmakla birlikte (Göncüoğlu ve Turhan, 1984; Yılmaz,1993; Parlak ve ark., 2004; Robertson, 2002; Dilek ve ark., 2010 vb), ayrıntıda yine birçok bilinmeyen varlığı, tektonik modellemelerin sağlıklı yapılması, bu modellerin yorumsallıktan kurtarılması açısından sıkıntılar yaratmaktadır. Özellikle çalışma alanının içinde bulunduğu bölgede genel jeolojik araştırmalara dayanan bulgular, tektonik modellemelerin yapılabilmesi açısından yetersizdir.

Doğu Anadolu Yığılım Karmaşığı'nın (DAYK) güneydoğu kısmını temsil eden çalışma alanı kuzeye dalımlı Neotetis okyanusal litosferi üzerinde gelişen yığılım kompleksinin bir bölümünü oluşturur. Bu büyük yığılım kompleksinin Neotetis okyanusunun hangi koluna dahil olduğu, hangi tektonik birlikler arasında geliştiği ve bu okyanusun açılma yaşı ile ilgili tartışmalar devam etmektedir. Orta Anadolu'dan doğuya doğru gidildikçe DAYK'nın kuzey sınırında genç volkanik birimler, güney sınırında ise Bitlis-Pötürge Masifi bulunmaktadır. Bir görüşe göre Doğu Anadolu'da DAYK'nın modellenmesinde güney sınır zonu Bitlis-Pötürge Masifi olarak değerlendirilirken (Keskin, 2003; Şengör ve ark., 2003, 2008; Dilek ve ark., 2010) kuzey zon Avrasya kıtası volkanik birimleri (Keskin, 2003), Pontid yayı (Şengör ve ark., 2003, 2008) ve Doğu Torid Kıtasal Bloğu (Dilek ve ark., 2010) olarak belirtilmiştir (Şekil . 4.1).

Göncüoğlu (2010), Güney Neotetis üzerinde kapanma dinamiklerinin iki ayrı yitim zonundan oluştuğunu belirtmektedir. Yazar, bunlardan ilkinin okyanus içi yitim bileşenleri taşıdığını, ikincisinin ise Torosların altına dalarak kıtasal yayları meydana





Şekil 4.1. Doğu Anadolu Platosunun Eosen'den günümüze şematik kesiti (Şengör ve ark. (2003)'den alınmıştır).

getirdiğini belirtmektedir. Şenel ve ark. (1984) tarafından Geç Kretase yaşlı Yüksekova karmaşığının içinde ada yayı volkanik ürünlerinin varlığından bahsedilir. Bu görüşler çerçevesinde bölgede DAYK'ın oluşum dinamiği ve Neotetis okyanusunun kapanmasının jeolojik evrimi sürecinde en az iki ensimatik ada yayı ve bir kıtasal yay zonunun etkin olduğu söylenebilir. Yapılan bu çalışmada jeokimyasal verilerle diyabaz dayklarından elde edilen okyanus içi ada yayı oluşumları da Neotetis Okyanusu içerisinde ensimatik bir yayın varlığını kanıtlamaktadır.

## 4.2. Sonuç

Doğu Anadolu Yığışım Melanjı içerisinde bulunan Van Gölü doğusunda Kıratlı Köyü çevresinde yer alan Bakışık Melanjı içerisinde yer alan mafik ve ultramafik kayalar üzerinde gerçekleştirilen jeolojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda elde edilen sonuçlar aşağıda yer almaktadır.

1. Kıratlı Köyü çevresinde Bakışık Melanjı içerisinde harzburjit ve dünitin oluşturduğu ultramafik kayalar ile bunları keser konumda bulunan farklı boyutlardaki dayklar (mikrogabro ve diyabaz) yer almaktadır. Bakışık Melanjı'nın üzerine uyumsuz olarak Toprakkale Formasyonu gelmektedir.

2. Çalışma alanı içerisinde yer alan mafik ve ultramafik kayalar ileri derecede alterasyona uğramışlardır. Çalışma alanı içerisinde serpantinleşme, rodenjitleşme, kloritleşme yaygın olarak görülmektedir.

3. Ultramafik kayaların petrografik incelemelerinde yaygın olarak harzburjitlerin bulunduğu ve bu kayaların olivin ve piroksen minerallerinin değişen oranlarında oluştukları görülmektedir. Kayaç genel olarak porfirik dokuya sahiptir. Olivin minerallerinin lizardit ve krizotile, piroksen minerallerinin ise bastite dönüştükleri belirlenmiştir. Bu tür kesitlerde elek dokusu egemendir. Ultramafik kayalar içerisinde krom minerallerine de rastlanmaktadır.

4. Mafik kayaların petrografik incelemelerinde plajiyoklaz, piroksen ve/veya olivin minerallerine rastlanmaktadır. Kayaçta genel olarak ofitik doku hakimdir. Mafik kayalar içerisinde kloritleşme ve serisitleşme yaygın olarak izlenmektedir.

5. Ultramafik kayalardan toplamda 8 adet örneğin majör oksit ve iz element analiz sonuçlarında bu örneklerin MgO'ce zengin metamorfik peridotit oldukları belirlenmiştir. Bu kayalar abisal peridotit olarak sınıflandırılmıştır.

6. Mafik dayklardan toplamda 14 adet örneğin majör oksit ve iz element analiz sonuçlarına bu kayaların 7 tanesi alkali 7 tanesi de subalkali (toleyitik) özelliktedir. Alkali dayklar genellikle okyanus içi yay ortamı özelliği gösterirken, toleyitik kayaların manto kaynaklı dalma-batma özelliğinde olduğu belirlenmiştir.



## KAYNAKLAR

- Acarlar, M., Bilgin, A., Erkal, T., Güner, E., Şen, A., Umut, M., Elibol, E., Gedik, İ., Hakyemez, Y., Uğuz, F., 1991. *Van Gölü ve Kuzeyinin Jeolojisi*. M.T.A Raporu, Rapor no: 9469, Van.
- Acarlar, M., Türkecan, A., 1986. *Başkale (Van) Batı ve Kuzeybatısının Jeolojisi*. MTA Raporu, Rapor no: 7913 Van.
- Aktaş, G., Robertson, A.H.F. 1984. The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan continental margin. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (eds). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **17**: 375-402.
- Al-Riyami, K., Robertson, A., Dixon, J., Xenophontos, C., 2002. Origin and emplacement of the Late Cretaceous Baer-Bassit Ophiolite and its metamorphic sole in Syria. *Lithos*, **65**(1): 225-260.
- Anonim, 1972. Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, **17**: 24–25.
- Ateş, S., Mutlu, G., Özerk, O.C., Çiçek, İ., Karakaya Gülmez, F., Bulut Üstün, A., Karabıyıkoglu, M., Osmañcelebiođlu, R., Özata, A., Aksoy, A. 2007. *Van İlinin Yerbilim Verileri*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 10961, Ankara, 158.
- Bağcı, U., Parlak, O., Hoeck, V. 2008. Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kızıldağ (Hatay) Ophiolite, southern Turkey. *Turkish Journal Of Earth Sciences*, **17**, 43-71.
- Bağcı U., Parlak O., Höck V., 2006 Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey). *Geological Journal*, **41**, 193-219,
- Bağcı, U. 2004. *Kızıldağ (Hatay) ve Tekirova (Antalya) Ofiyolitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi*. Doktora tezi, Çukurova University, Adana.
- Bağcı, U., Parlak, O., 2009. Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan-subduction. *International, Journal of Earth Science*, **98** (2), 387-405
- Bağcı, U., Parlak, O., Höck, V., 2005. Whole rock and mineral chemistry of cumulates from the Kızıldağ (Hatay) ophiolite (Turkey): clues for multiple magma generation during crustal accretion in the southern Neotethyan ocean. *Mineralogical Magazine*, **69**: 53-76.
- Barazangi, M., Sandvol, E., and Seber, D., 2006. Structure and tectonic evolution of the Anatolian plateau in eastern Turkey. in Dilek, Y., and Pavlides, S., eds., *Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*: *Geological Society of America Special Paper*, **409**, 463-473,
- Bédard, J.H., Lauziere, K., Tremblay, A., Sangster, A., 1998. Evidence for forearc sea floor spreading from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: oceanic crust of boninitic affinity. *Tectonophysics*, **284**: 233–245.
- Beyarslan, M., Bingöl, A. F., 2000. Petrology of a Supra-Subduction Zone Ophiolite (Elazığ, Turkey). *Can. J. Earth Sci.*, **37**, 1411-1424
- Bodinier, J.L., Godard, M. 2003. *Orojenik, Ophiolitic and Abyssal Peridotites*. In: *Treatise on Geochemistry*, Carlson, R.W. (Ed). Mantle and Core, Elsevier, ISBN: 0-08-043751-6.

- Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G., 2005. Mesozoic to Tertiary tectonic history of the Mirdita ophiolites, northern Albania. *The Island Arc*, **14**: 471–493.
- Boyalı, İ., Sayın, A., Ş., İçin, B., Özkan, Z., M., 1974. *Van – Özalp Civarındaki Peridotitlerdeki Krom Cevheri Prospeksiyonu*. M.T.A. Raporu (Yayımlanmamış) Van.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey-a Synthesis. *Geodinamica Acta*, **13** (1-3): 3-30
- Coleman, RG., 1977. *Ophiolites*. Springer-Verlag Berlin 229 p.
- Çakır, Ü., Juteau, T., Whitechurch, H. (1978). Nouvelles preuves de l'écaille intraocéanique précoce des ophiolites téthysiennes: les roches métamorphiques infra péridotitique du massif de Pozanti-Karsanti". *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **XX**, 1: 61-70,
- Çolakoglu, A.R., Göncüoğlu M.C., Günay K, Çakır Ü. 2013. Van-Özalp Bölgesi Melanjlarının Jeolojisi ve GD Anadolu Kenet Kuşakları İçindeki Konumu *19th International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey*, 15-17 Mayıs 2013, 339-340.
- Dilek Y., Thy P., Hacker B. and Grundvig S., 1998. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dyke intrusions (Turkey): implications for the Neotethyan ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **111**: 1192-1216.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*, **113**,1-20.
- Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M., 2007. Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, **11**, 453–475.
- Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M., 2008. Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos*, **100**, 174–209
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, Ş., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle Dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review*, **52**, 536-578.
- Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), 2003. Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. *Geological Society of America Special Paper*, **373**, 504.
- Elitok, Ö., Dolmaz, M.N., 2011. Tectonic escape mechanism in the crustal evolution of eastern Anatolian region (Turkey). *New Frontiers in Tectonic Research-At the Midst of Plate Convergence*, (Uri Schattner ed.), 289-302.
- Encarnación, J., 2004. Multiple ophiolite generation preserved in the northern Philippines and the growth of an island arc complex. *Tectonophysics* 392(1):103-130.
- Erkan, Y., 2006. *Magmatik Petrografi*. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, Ankara: 93, 176s.
- Evans, B. W. 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Annu. Rev. Earth & Planet Sci.*, **5**, 397-447.
- Floyd, P. A. Ve Winchester, J. A., 1978. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**, 211-218.

- Floyd, R. A., Göncüoğlu, M. C., Winchester, J. A., Yalınz, M. K., 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. In: Bozkurt., E., Winchester, J. A. (eds). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the surrounding area, Geological Society of London Special Publications*, **173**, 182-202.
- Furnes, H., Pedersen, R.B., Hertogen, J., Albrektsen, B.A., 1992. Magma development of the Leka Ophiolite Complex, central Norwegian Caledonides. *Lithos*, **27**, 259–277.
- Göncüoğlu, M., Turhan, N. 1984. Geology of the Bitlis metamorphic belt. In: Tekeli, O., Göncüoğlu, M. C. (eds) *Geology of the Taurus Belt, Proceedings of International Symposium*. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), Ankara, 237–244.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997. General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Geologique de Pays Hellenique*, **37**, 515-536.
- Günay, K., Çolakoğlu, A.R., Çakır, Ü. 2012. Yüksekova Kompleksinde (Özalp-Van, Türkiye) Peridotitleri Kesen Diyabaz Daykların Jeokimyasal Özellikleri ve Rodenjitleşme. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **144**, 1-22
- Günay, K. 2011. *Van-Özalp Çevresindeki Ofiyolitlerin Jeolojisi, Petrolojisi ve Krom Cevherleşmeleri* (doktora tezi, basılmamış). Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Ens., Van, 274s.
- Hall, R., 1979. Güneydoğu Türkiye’de Ofiyolit Yerleşmesi ve Toros Sütür Zonunun Evrimi. *Yeryuvarı ve İnsan*, Mayıs, 18-28.
- Hart, S. R. ve Zindler, A. 1986. In search of a bulk-Earth composition. *Chemical Geology*, **57**, 247–67.
- Hart, S.R., Erlant, A. J. And Kable, E. J. D., 1974. Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **44**, 219-230.
- Hebert, R. and Laurent, R.1990. *Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite*: new constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: Malpas, J., Moores, E. M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (eds). *Ophiolites: Oceanic crustal analogues*. Geological Survey Cyprus, Nicosia, Cyprus, 149-163
- Heskestad, B., Hofshagen, H.H., Furnes, H., Pedersen, R.B., 1994. The geochemical evolution of the Gulfjellet Ophiolite Complex, west Norwegian Caledonides. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **74**, 77-88.
- Humphris, S. E.And Thompson, G., 1978. Trace Element Mobility During Hydrothermal Alteration Of Oceanic Basalts. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, **42**, 127-36.
- Ishikawa, T., Nagaishi, K., Umino, S., 2002. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: implications for thermal conditions during transition from spreading ridge to arc. *Geology*, **30**, 899–902
- Jagoutz, E.,Palme, H.,Blum, H.,Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V., Wanke, H. 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the earth’s mantle derived from primitive ultramafic nodules. *Proceedings of 10th Lunar Planetary Science Conference* 2, 2031–50. New York: Pergamon Press.

- Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (24), 8046.
- Ketin İ. 1977. Van Gölü ile İran Sınırı arasındaki bölgede yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuçları Hakkında Kısa Bir Açıklama. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **20**, 79-85, Maden Fakültesi, İstanbul
- Ketin, İ. 1983, *Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış*: İ.T.Ü. Kütüphanesi, Sayı 1259, 595s.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, A., Kuloshvili, S. 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for Transition From Thrusting To Strike-Slip Faulting. *Geodinamica Acta*, **14**: 177–195.
- Laurent, R., Hébert, R., 1989. The volcanic and intrusive rocks of the Quebec Appalachian ophiolites (Canada) and their island-arc setting. *Chemical Geology*, **77**: 287–302.
- Mc Donough, W.F. ve Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**: 223-253.
- Miyashiro, A., 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*.. George Allen and Unwin Limited, London, 492 pp
- Nakamura, N., 1974. Determination of NTE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. et Cosmo. Acta*, **38**: 757-775.
- O'Hanley, D. S. 1996. *Serpentinites. Records of Tectonic and Petrological History*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics Volume 34. Xiii, New York, Oxford: Oxford University Press, 277 pp
- Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Paupy, A, Rocci, G. 1979. La diversite des ophiolites: importance de la nature du fractionnement et consequences metallogeniques. *Memoires du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres*, **97**: 47-61.
- Okay, A. I., Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds) The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, **156**: 475–515.
- Okay, A.I., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q.G., Shang, C.K.: 2008. Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*, **460** (1-4): 252-264.
- Özkan, Y.Z. (1982). “Guleman (Elazığ) ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi”. *İstanbul Yerbilimleri*, **3**(1-2): 295-312,
- Parlak O, Höck V, Delaloye M 2000. Suprasubduction zone origin of the Pozanti-Karsanti ophiolite (southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates *Geological Society, London, Special Publications*, **173** (1): 219-234
- Parlak O., Delaloye M., 1996. Geochemistry and timing of post-metamorphic dyke emplacement in the Mersin Ophiolite (southern Turkey): New age constraints from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology. *Terra Nova*, **8** (6): 585-592.
- Parlak O., Delaloye M., Bıngöl E. 1996. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey). *Geologische Rundschau*, **85** (4), 647-661.

- Parlak O., Hock , Kozlu H., Delaloye M., 2004 "Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian orogenic belt (Turkey)", *Geological Magazine*, **141**: 583-603,
- Parlak, O. Delaloye, M., Bingöl, E. 1996. "Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey)". *Geol Rundsch*, **85**: 647-661.
- Parlak, O., 2006 Geodynamic significance of granitoid magmatism in the southeast Anatolian orogen: geochemical and geochronological evidence from Goksun-Afsin (Kahramanmaraş, Turkey) region. *International Journal Of Earth Sciences*, **95**: 609-627
- Parlak, O., Höck, V., Delaloye, M. 2000. Suprasubduction zone origin of the Pozantı-Karsantı ophiolite (southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D.A. (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surroundings Area. Geological Society, London, Special Publications*, **173**: 219–234.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlu, F. and Höck, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey., *Tectonophysics*, **473**: 173-187.
- Pearce, J. A., 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**: 41-67.
- Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W., Searle, M. P., 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A300**, 299-317.
- Pearce, J. A., Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks investigated using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* **19**: 290-300.
- Pearce, J., 1996. *A User's Guide to Basaltic 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, V.12, 79-113.
- Pearce, J.A., 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: Panayiotou, A. (Ed.), *Ophiolites: Proceedings, International Ophiolite Symposium*,. Geological Survey Department, 1979, Nicosia, Cyprus, 261–272.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**, 14-48.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P. & Howells, M.F. (eds), *Marginal Basin Geology. Geological Society, London, Special Publications*, **16**: 77-94
- Pedersen, R.B., Furnes, H., 1991. Geology, magmatic affinity and geotectonic environment of some Caledonian ophiolites in Norway. *Journal of Geodynamics* **13**: 183–203.
- Pedersen, R.B., Hertogen, J., 1990. Magmatic evolution of the Karmøy Ophiolite Complex, SW Norway: relationships between MORB–IAT–boninitic–calc-alkaline and alkaline magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**: 227–293



- Prichard, H.M., A petrographic study of the process of serpentinitisation in ophiolites and the ocean crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **68** (3), 231-241
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., İşler, F. (2006). "Nature and significance of Late Cretaceous ophiolitic rocks and its relation to the Baskil granitoid in Elazığ region, SE Turkey", In: Robertson, A.H.F., and Mountrakis, D., (eds), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. *Geological Society, London, Special Publications*, **260**: 327-350,
- Robertson, A.H., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taşlı, K., İnan, N., 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, S. Turkey: Late Cretaceous–Early Cenozoic accretionary/ collisional processes related to closure of the southern Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, **27**: 108–145.
- Robertson, A.H.F. ve Dixon, D.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publication*, **17**: 1–74
- Robertson, A.H.F., 2002. "Overview of the Genesis and Emplacement of Mesozoic Ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan Region", *Lithos*, **65**: 1-67,
- Robertson, A.H.F., Ünlügenç, U.C., İnan, N., Taşlı, K., 2004. The Misis–Andırın complex: a Mid-Tertiary melange related to late-stage subduction of the Southern Neotethys in S Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, **22**: 413–453.
- Robinson, P.T., Malpas, J., 1990. The Troodos ophiolite of Cyprus: new perspectives on its origin and emplacement. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, *Proceedings of the Symposium Troodos* The Geological Survey Department, 1987.Nicosia, Cyprus, 13–26.
- Rollinson, H.R., (1993) *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, England, 352.
- Saydamer, M., 1976. *İran sınırı boyunca yapılan jeolojik çalışmanın nihai raporu*. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 5622, Ankara, (yayımlanmamış).
- Schilling, J.-G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W, Devine, J. D., Kingsley, R., 1983. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N. *Am. J. Sci.*, **283**:510-586.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**: 101-118.
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **2**: 1525-2027.
- Smith, R. E. ve Smith, S. E., 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, **32**, 114-120.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. In: E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area. *Geological Society of London, Special Publication*, **173**: 163-185.
- Stern, R.J., Bloomer, S.H., 1992. Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu– Bonin–Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America Bulletin*, **104**: 1621–1636.

- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London Special Publications*, **42**: 313–345.
- Şaroğlu, F., Güner, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Ögeler; Tektonik, Volkanizma ilişkileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **24**: 39-50.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1986. *Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri*. MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Şenel, M., Acarlar, M., Çakmakçoğlu, A., Erkanol, D., Taşkiran, M.A., Ulu, Ü., Ünal, M.F., Örcen, S., Yıldırım, H., Dağar, Z., 1984. *Özalp (VAN) İran sınırı Arasındaki Alanın jeolojisi*. M.T.A Genel Müdürlüğü Jeoloji Dairesi. (Yayımlanmamış) Rapor No 663, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Özeren, M., S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A., D., Kayan, İ., 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. *Earth- Science Reviews*, **90**: 1–48.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Zor, E., Genç, T., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N-S shortened domal structure. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24): 45-80.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, **75**: 181-241.
- Thompson, T.B, 1991, Genesis of gold associated with alkaline igneous rocks. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, . **23**: 99- 100.
- Topuz, G., Candan. O., Zack, T., Yılmaz, A., 2017. East Anatolian Plateau Constructed Over a Continental Basement: No Evidence for the East Anatolian Accretionary Complex. *Geology*, **45** (9): 791-794.
- Tüysüz, N. ve Erler, A., 1995. Geology and geotectonic implications of Kazıkkaya area, Kağızman-Kars (Turkey), *Proceedings of the International symposium on the Geology of the Black sea Region* (Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E. and Örcen, S., eds.), September 7-11, Ankara, Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers, Ankara, 76-81.
- Ustaömer T., Robertson, A.H.F., 1994. Late Palaeozoic marginal basin and subduction-accretion: the Palaeotethyan Küre complex, central Pontides, northern Turkey *Journal of the Geological Society*, **151** (2): 291-305.
- Wanke, H., 1981. *Constitution of terrestrial planets*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A 303, 287–302.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**: 11-30.
- Yılmaz Y., Şaroğlu F. ve Güner Y., 1987. Initiation of the Neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, **134**: 177-199.
- Yılmaz, Y., 1981. Gevaş (Van) Ofiyolitinin jeolojisi ve Sinkinematik Bir Makaslama Zonu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **24**: 37-44.

Yılmaz, Y., 1993. New Evidence and Model on the Evolution of the Southeast Anatolian Orogen. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **105**: 251-271.



## ÖZ GEÇMİŞ

Hakan YAZICIOĞLU, 1990 yılında Van'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini tamamladıktan sonra lise öğrenimini Şehit İbrahim Karaoğlanoğlu Lisesi'nde tamamladı. 2008 yılında yerleştiği Van Yüzüncü Yıl üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne başladı. 2012 yılında Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. 2012-2017 yılları arasında ZETEM Müh. Mad. San. Tic. Ltd. Şti.'de Jeoloji Mühendisi olarak çalıştı. 2018 yılında kurduğu Yazıcıoğlu Mühendislik Firması'nda özel sektörde hizmet vermektedir. 2013 yılında Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans eğitime başladı.

T.C  
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
LİSANSÜSTÜ TEZ ORJİNALLİK RAPORU

Tarih: 19/10/2018

Tez Başlığı / Konusu:

“Kıratlı (İpekyolu-Van) Çevresinde Gözlenen Mafik ve Ultramafik Kayaçların Petrolojik Özellikleri”

Yukarıda başlığı/konusu belirlenen tez çalışmamın Kapak sayfası, Giriş, Ana bölümler ve Sonuç bölümlerinden oluşan toplam 84 sayfalık kısmına ilişkin, 19 /10/2018 tarihinde şahsım tarafından turnitin intihal tespit programından aşağıda belirtilen filtreleme uygulanarak alınmış olan orijinallik raporuna göre, tezimin benzerlik oranı % 13 (yüzde onüç) dür.

Uygulanan filtreler aşağıda verilmiştir:

- Kabul ve onay sayfası hariç,
- Teşekkür hariç,
- İçindekiler hariç,
- Simge ve kısaltmalar hariç,
- Gereç ve yöntemler hariç,
- Kaynakça hariç,
- Alıntılar hariç,
- Tezden çıkan yayınlar hariç,
- 7 kelimedenden daha az örtüşme içeren metin kısımları hariç (Limit inatch size to 7 words)

Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Lisansüstü Tez Orijinallik Raporu Alınması ve Kullanılmasına İlişkin Yönergeyi inceledim ve bu yönergede belirtilen azami benzerlik oranlarına göre tez çalışmamın herhangi bir intihal içermediğini; aksinin tespit edileceği muhtemel durumda doğabilecek her türlü hukuki sorumluluğu kabul ettiğimi ve yukarıda vermiş olduğum bilgilerin doğru olduğunu beyan ederim.

Gereğini bilgilerinize arz ederim.

19.10.2018

Tarih ve İmza

Adı Soyadı: Hakan YAZICIOĞLU

Öğrenci No:139101004

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Programı:

Statüsü: Y. Lisans

Doktora

DANIŞMAN ONAYI  
UYGUNDUR



Dr. Öğrt. Üyesi Tijen ÜNER

ENSTİTÜ ONAYI  
UYGUNDUR



(Unvan, Ad Soyad, İmza)

Enstitü Müdürü