

**KIZILDAĞ (HATAY) OFİYOLİTİ VOLKANİK KAYAÇLARIN
PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

ZEHRA GÜZELMANSUR

**MERSİN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI**

**MERSİN
Aralık - 2020**

KIZILDAĞ (HATAY) OFİYOLİTİ VOLKANİK KAYAÇLARININ PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

ZEHRA GÜZELMANSUR
ORCID ID: 0000-0002-4919-6310

MERSİN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

Danışman
Doç. Dr. Utku BAĞCI
ORCID ID: 0000-0002-9295-2898

MERSİN
Aralık- 2020

ÖZET

KIZILDAĞ (HATAY) OFİYOLİTİ VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

Kızıldağ Ofiyoliti güney Türkiye’de en iyi korunmuş ofiyolitik masiflerden birisi olup tabandan tavana doğru (tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabro, levha dayk kompleksi, plajiyogranit, volkanikler ve örtü sedimanları) tam bir istif sunmaktadır. Çalışılan volkanik kayaçlar Kömürçukuru-Tahtaköprü bölgesinde geniş yüzeylenmeler sunmakta, yastık ve masif yapılar sunmaktadır. Afanitik doku sunan volkanik kayaçlar mikroskobik olarak bazalt olarak tanımlanmış, intersertal ve hipokristalin porfirik doku göstermekte, plajiyoklaz ve klinopiroksen minerallerinden oluşmaktadır. İkincil mineral olarak kalsit, klorit içermektedir. Volkanik kayaçların ana ve iz element kimyası dalma-batma zonu üstü ofiyolitler (SSZ) ile uyumludur. Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (REE) desenleri magma kaynağının ada yayı toleyitik (IAT) ve boninitik karakterde olduğunu göstermektedir. Hem ada yayı toleyitik hem de boninitik karakterdeki magma kaynağının varlığı, ofiyolit yitim ile ilişkili yay önü tektonik ortamda oluştuğuna işaret etmektedir. Tüm bu veriler Kızıldağ Ofiyoliti’ne ait volkanik kayaçların yitim zonu üstü tektonik ortamda oluştuğunu ve Geç Kretase döneminde Neotetis okyanusal baseninin güney kolundan türeyerek Arap levhasının pasif kıta kenarına yerleştiğini önermektedir.

Anahtar Kelimeler: Petrografi, Jeokimya, Volkanik, Ofiyolit, Neotetis, Hatay

Danışman: Doç.Dr. Utku BAĞCI, Mersin Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mersin.

ABSTRACT

THE PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF THE VOLCANIC ROCKS OF THE KIZILDAĞ (HATAY) OPHIOLITE

The Kızıldağ Ophiolite is one of the best preserved Neotethyan ophiolites in southern Turkey and displays a well-preserved ophiolite pseudostratigraphy in an ascending order: mantle tectonites, ultramafic-mafic cumulates, isotropic gabbros, sheeted dike complex, plagiogranite extrusives and associated sediments. The studied volcanic rocks are exposed in the Kömürçukuru-Tahtaköprü region, represented by pillow and massive lava flows. The volcanic rocks presenting an aphanitic texture and they are microscopically defined as basalt, display intersertal and hypocrySTALLINE-porphyritic textures and consist of plagioclases and clinopyroxenes. It contains calcite and chlorite as the secondary mineral. Major and trace element chemistry of volcanic rocks is compatible with supra subduction zone ophiolites (SSZ). The chondrite normalized rare earth element (REE) patterns show that the magma source is island arc tholeiitic (IAT) and boninitic character. The existence of both island arc tholeiitic and boninitic magma sources indicates that ophiolite was formed in subduction-related fore-arc tectonic environment. All these data suggest that the volcanic rocks of the Kızıldağ Ophiolite formed in the tectonic environment above the subduction zone and originated from the southern branch of the Neotethys oceanic basin in the Late Cretaceous period and settled on the passive continental margin of the Arabian plate.

Keywords: Petrography, Geochemistry. Volcanic, Ophiolite, Neotethys, Hatay.

Advisor: Assoc. Prof. Dr.Utku BAĞCI, Department of Geological Engineering, University of Mersin, Mersin.

TEŞEKKÜR

Mersin Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışma, Mersin Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimince 2019-3-TP2-3721 numaralı proje kapsamında desteklenmiştir. Yüksek lisans tez çalışması sırasında bilgi ve tecrübesini paylaşarak desteğini esirgemeyen danışman hocam Doç. Dr. Utku BAĞCI' ya çok teşekkür ederim. Tez jürisi, Prof. Dr. Musa ALPASLAN ve Dr. Öğretim Üyesi Ali TÜMÜKLÜ'ye olumlu katkılarından dolayı teşekkürlerimi sunarım.

Arazi ve laboratuvar çalışmalarında maddi olarak projemi destekleyen Mersin Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi yetkililerine teşekkür ederim

Arazi çalışmaları, numune alımı ve çalışmalarımın her aşamasında bana destek olan Jeoloji Mühendisi Mehmet SALĞIN'a teşekkür ederim.

Çalışmalarımda, hayatımda desteğini esirgemeyen babam Vahit GÜZELMANSUR ve annem Naime GÜZELMANSUR'a manevi destekleri için sonsuz teşekkürlerimi sunarım.



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇ KAPAK	i
ONAY	ii
ETİK BEYAN	iii
ÖZET	iv
ABSTRACT	v
TEŞEKKÜR	vi
İÇİNDEKİLER	vii
TABLOLAR DİZİNİ	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
KISALTMALAR ve SİMGELER	xi
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK ARAŞTIRMALARI	4
2.1. Ofiyolit	4
2.2. Önceki Çalışmalar	7
3. MATERYAL ve YÖNTEM	12
3.1. Arazi Öncesi Büro Çalışması	12
3.2. Arazi Çalışması	12
3.3. Laboratuvar Çalışması	12
3.4. Değerlendirme ve Tez Yazımı	14
4. BULGULAR ve TARTIŞMA	15
4.1. Bölgesel Jeoloji	15
4.1.1. Kızıldağ Ofiyoliti	17
4.1.2. Örtü Kayaları	20
4.1.2.1. Okçular Formasyonu (Teo)	20
4.1.2.2. Balyatağı Formasyonu (Tmb)	21
4.1.2.3. Sofular Formasyonu (Tms)	22
4.1.2.4. Tepehan Formasyonu (Tmt)	23
4.1.2.5. Alüvyon	24
4.2. Arazi Gözlemleri ve Petrografi	26
4.2.1. Volkanik Kayaçlar	26
4.3. Jeokimya	35
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	44
5.1. Petrojenez ve Tektonik Ortam	44
5.2. Sonuçlar	50
KAYNAKLAR	52
ÖZGEÇMİŞ	60

TABLÖLAR DİZİNİ

	Sayfa
Tablo 3.1. ACME analitik laboratuvarları (Kanada) dedeksiyon alt limitleri.	14
Tablo 4.1. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların ağırlık yüzdesi cinsinden ana element, ppm cinsinden iz element içerikleri.	36
Tablo 4.2. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların CIPW normatif değerleri	37

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1. Doğu Akdeniz Bölgesindeki Neotetis ofiyolitleri ve ana tektonik kuşaklar [47]. AC: Antalya kompleksi; IPO: İntra Pontid ofiyolitleri; BHN: Beyşehir-Hoyran Napları; İAESZ: İzmir-Ankara-Erzincan suture zonu; MO: Mersin ofiyoliti; PO: Pindos ofiyoliti; VO: Vourinos ofiyoliti; AO: Aladağ ofiyoliti; DO: Divriği ofiyoliti.	2
Şekil 1.2. Çalışma alanının yer bulduru haritası.	3
Şekil 2.1. Eksiksiz bir ofiyolit diziliminin alttan üstte doğru sıralanışı.	5
Şekil 2.2. Okyanus ortası sırtlarda (MORB) ofiyolit oluşumu [62].	6
Şekil 2.3. Okyanus içi dalma-batma zonu üstü (SSZ) sistemi [63].	6
Şekil 2.4. Kıta kenarı (CM), okyanus ortası sırt (MOR), manto yükselmesi (P) ofiyolitler [61].	7
Şekil 3.1. İnce kesit yapımında kullanılan taş kesme ve inceltme makinaları.	13
Şekil 3.2. Kırma ve öğütme işlemleri için kullanılan çeneli kırıcı ve öğütücü.	13
Şekil 4.1. Güneydoğu Anadolu ana tektonik birimleri ve basitleştirilmiş jeoloji haritası [14].	15
Şekil 4.2. Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası [39,53,69,76,81,82]	16
Şekil 4.3. Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti [82].	17
Şekil 4.4. Kömürçukuru ve Tahtaköprü (Hatay) civarının basitleştirilmiş jeoloji haritası ([90]; MTA Genel Müdürlüğü 1/25000 jeoloji haritası).	25
Şekil 4.5. Yapraklı Tepe'nin doğusunda yer alan volkanik kayaların görünümü. (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:512283.00 X:4034422.00).	26
Şekil 4.6. Aşkarın Tepe'nin batısındaki volkanik kayaların tektoniklerle ilişkisi. (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:512630.00 X:4033071.00).	27
Şekil 4.7. Aşkarın Tepe'nin doğusunda yer alan volkanik kayaların yastık yapısı. (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:512630.00 X:4033071.00).	27
Şekil 4.8. Devetabanı Tepesi'nin kuzeyindeki Kömürçukuru Köyü'nde yer alan ayrıışmış volkanik kayaların genel görünümü (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:512321.00 X:4032698.00).	28
Şekil 4.9. Alıçlıgedik Tepesi'nin batısından Tahtaköprü Köyü'nde yer alan ayrıışmış volkanik kayaların genel görünümü (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:515898.00 X:4027964.00).	29
Şekil 4.10. Alıçlıgedik Tepe'nin güneybatısında yer alan yol yarmasında bazalt ve kireçtaşı sınırı. (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:515583.00 X:4027974.00).	29
Şekil 4.11. Alıçlıgedik Tepe'nin güneybatısında yer alan yol yarmasında bazalt ve kireçtaşları. (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:515583.00 X:4027974.00).	30
Şekil 4.12. Tahtaköprü Köyü yol yarmasındaki volkanik kayaların genel görünümü. (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:516204.00 X:4027400.00).	30
Şekil 4.13. Semerdüşen Tepesi üzerinde ayrıışmış volkanik kayaların görünümü. (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:516123.00 X:4028031.00).	31
Şekil 4.14. Tahtaköprü Deresi'nin batısında tektonikler ve yastık lavların sınırı. (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:515884.00 X:4028117.00).	31
Şekil 4.15. Intersertal doku gösteren bazalt kayacının ince kesit fotoğrafı. Pl: Pajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen, Opq: Opak. Çift nikol. Mineral kısaltmaları Whitney ve Evans [91]'tan alınmıştır.	32
Şekil 4.16. Hipokristalin porfirik doku gösteren bazalt kayacının ince kesit fotoğrafı. Pl: Pajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen, Opq: Opak. Çift nikol.	33
Şekil 4.17. Hipokristalin porfirik gösteren bazalt kayacında gözlenen özşekli amfibol minerali. Pl: Pajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen, Amp: Amfibol. Çift nikol.	33
Şekil 4.18. Hipokristalin porfirik doku gösteren bazalt kayacında gözlenen mafik	34

	Sayfa
mineral pseudomorfı, ikincil mineral oluşumları. Pl: Pajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen. Çift nikol.	
Şekil 4.19. İntersertal doku gösteren bazalt kayacında gözlenen birincil ve ikincil opak mineralleri. Pl: Pajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen, Opq: Opak. Çift nikol.	34
Şekil 4.20. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların toplam alkali silika (TAS) diyagramı [99].	37
Şekil 4.21. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre sınıflandırma diyagramı [100].	38
Şekil 4.22. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı [101].	38
Şekil 4.23. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların ana element- % SiO ₂ değişim diyagramları.	39
Şekil 4.24. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların iz element- % SiO ₂ değişim diyagramları.	40
Şekil 4.25. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların iz element- % SiO ₂ değişim diyagramları.	41
Şekil 4.26. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların ana ve iz element – Zr (ppm) değişim diyagramları.	42
Şekil 4.27. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların Kondrite göre normalize edilmiş REE dağılımı. Kondrit değerleri Sun ve McDonough, [102]' dan alınmıştır.	43
Şekil 4.28. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş iz element dağılımı. N-MORB değerleri Sun ve McDonough [102]' dan alınmıştır.	43
Şekil 5.1. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçlarda alterasyona karşı duyarlı olan bazı ana ve iz elementlerin değişim diyagramı.	44
Şekil 5.2. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların M (Uyumsuz element) /Yb-Nb/Yb diyagramları [106]. Manto dizisi (MORB-OIB) Green [107]'den alınmıştır.	45
Şekil 5.3. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların V- Ti diyagramı [108]. IAT: Ada yayı toleyitleri, MORB: Okyanus ortası sırt bazaltları, BABB: Yay ardı havza bazaltları, Boninitlerin alanı Crawford vd. [109] den alınmıştır. Kırmızı karaler Bağcı vd. [27]'den alınmıştır.	45
Şekil 5.4. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların TiO ₂ -Al ₂ O ₃ /TiO ₂ diagramındaki konumları Boninit, MORB ve IAT alanları Hickey ve Frey [110]; Crawford vd. [109]' den alınmıştır. Kırmızı karaler Bağcı vd. [27]'den alınmıştır.	46
Şekil 5.5. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların Y –Cr diyagramındaki konumları [137]. Manto kaynağı bileşimleri ve eklemeli yığılma ergimesi için ergime çizgileri Murton [127]' dan alınmıştır. S1: hesaplanan okyanus ortası sırt bazalt (MORB) kaynağı, S2: %20 MORB ekstraksiyonundan sonra kalan, S3: %12 M2 eriyik ekstraksiyonundan sonra kalan. MORB, VAB alanları [60]; Boninit (BON) alanı[138].	47
Şekil 5.6. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların Zr-Nb-Y tektonomagmatik ayırım diyagramındaki konumları [139]. AI-AII (WPA): Kıta içi alkali bazaltları, AII-C: Kıta içi toleyitleri, B (P-MORB): Okyanus ortası sırt bazaltları, D: Okyanus ortası sırt bazaltları, C-D (VAB): Volkanik yay bazaltları.	48
Şekil 5.7. Geç Kretase Paleocoğrafyası. Yitim zonu (SSZ-type) ofiyolitleri güneye doğru pasif kıta kenarına (Arap Platformu ve mikrokıtalar) yerleşmişlerdir. Yitime eşlik eden yay volkanizması ise Pontidler, güneydoğu Türkiye ve Kuzey Kıbrıs'ta görülmektedir [12].	49

KISALTMALAR ve SİMGELER

Kısaltma/Simge	Tanım
GSA	Amerikan Jeoloji Topluluğu
B	Batı
bdl	Dedeksiyon Limiti Altı
cf	Karşılaştırma(confere)
sp	Türü tanımlanmamış
D	Doğu
AES	Emisyon Spektrometresi
G	Güney
GB	Güneybatı
GPS	Global Yer Belirleme Sistemi
K	Kuzey
LIL	Yüksek İyonik Yarıçaplı Element
KB	Kuzey Batı
GD	Güney Doğu
LOI	Ateşte Kayıp Değeri
Qh	Heyelan Malzemesi
m	Metre
km ²	Kilometre kare
REE	Nadir Toprak Elementleri
cm	Santi Metre
DOM	Dilim Orta Meridyeni
DG	Dilim Genişliği
ED50	European 1950 (Koordinat Sistemi)
MEİTAM	Mersin Üniversitesi İleri Teknoloji Eğitim ve Araştırma Uygulama Merkezi
MS	Kütle Spektrometresi
SSZ	Dalma-Batma Zonu
MORB	Okyanus Ortası Sırtı
IAT	Ada yayı Toleyiti
HFS	Kalıcılığı Yüksek Elementler
Ol	Olivin
Opq	Opak
Cpx	Klinopiroksen
ppm	Milyonde bir
Plj	Plajiolaz
CIPW	Cross, Iddings, Pirrson ve Washington
TAS	Alkali Silika Diyagramı
Teo	Okçular Formasyonu
Tmb	Balyatağı Formasyonu
Tms	Sofular Formasyonu
Tmt	Tepehan Formasyonu
my	Milyon Yıl
DF	Sıyrılma Fayı
TZ	Geçiş Zonu
M	Moho
Gb	Komatitik Gabro İntrüzyonu
DS	Deniz Seviyesi
FA	Yay Önü
BAB	Yay Gerisi
P	Manto Yükselmesi
CM	Kıta Kenarı
AC	Antalya Kompleksi

Kısaltma/Simgesi	Tanım
IPO	İntro Pontid Ofiyoliti
BHN	Beyşehir-Hoyran Napları
İAESZ	İzmir-Ankara-Erzurum Sütur Zonu
MO	Mersin Ofiyoliti
PO	Pindos Ofiyoliti
VO	Vourinous Ofiyoliti
AO	Aladağ Ofiyoliti
DO	Divriği Ofiyoliti



1. GİRİŞ

Türkiye'nin Tetis evrimi, birbirleri ile zaman açısından devamlılık sunan Paleotetis ve Neotetis olmak üzere iki tektonik evreyi kapsamakta olup; Paleotetis dönemi Karbonifer-Liyas zaman aralığında meydana gelmiş, daha çok Kuzey-Orta Anadolu'da etkisini göstermiştir [1-4]. Neotetis dönemi Triyas'tan Miyosene kadar olan zaman aralığında Anadolu'nun tümünde gözlenmiş ve günümüze kadar etkisini sürdürmüştür [5,6]. Neotetis okyanusal basenlerinin kalıntılarını kapsayan Alp-Himalaya orojenik kuşağının önemli bir parçası olan Anadolu levhası, metamorfik masifler ve/veya platform karbonatları arasında D-B uzanımlı olarak yer almaktadır. Tavandan tabana doğru ofiyolitler, ofiyolit tabanı metamorfikleri ve ofiyolitli melanjlardan Neotetis'in kalıntılarını temsil etmektedir [5,7-10]. Neotetis kuzey ve güney kol olmak üzere iki adet okyanusal basenden oluşmaktadır [5]. Neotetis'in kuzey kolu İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu, İç Toros okyanusu ve İntra Pontid okyanusu, güney kolu ise Berit okyanusu ve Güney Neotetis okyanuslarını kapsamaktadır [5,6,11-13] (Şekil 1.1). Neotetis okyanusunun Geç Kretase'de kapanmaya başlamasıyla kuzey ve güney kola ait ofiyolitler genel olarak güneye doğru pasif kıta kenarı üzerine yerleşmişlerdir [5,6,14-16]. Türkiye'de Neotetis evrimi içerisinde önemli bir yere sahip olan ofiyolitler, okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşmuş ofiyolitlerle temsil edilmekte olup oluşumları ve yerleşmeleri sırasında birbirleriyle uyumlu olaylar dizisini yansıtır [10,17-31].

Amanos Dağları, Türkiye'de ofiyolitik kayaçların en yaygın olduğu bölgelerin başında gelmektedir [32]. Ofiyolit napları, Amanos Dağlarında yaklaşık 13000 km²' lik bir alanı kaplayan birbirinden ayrılmış nap ve klipler halinde görülür [33]. Arap Platformu'nun kuzeybatı kenarını oluşturan Amanos dağlarında ve çevresinde Kızıldağ Ofiyoliti başta olmak üzere, ofiyolitik istifler ve ofiyolitlerle ilişkili birimlerle ilgili detaylı birçok petrolojik, jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar yapılmıştır [24,27,34-46]. Türkiye'nin en eksiksiz ve en iyi korunmuş ofiyolit istifi olan Kızıldağ Ofiyoliti, Arap Yarımadası'na ait Kambriyen-Kretase yaşlı kalın bir otokton napı üzerine yerleşmiştir. Bu istif üzerinde yapılan birçok çalışma Kızıldağ Ofiyoliti'nin tabandan tavana doğru; tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları, volkanikler ve örtü sedimanlarından oluşan tam bir istif sunmaktadır [39,40,48-53].

Yüksek lisans tez konusu olarak seçilen bu çalışmanın amacı, Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin en üst seviyesini oluşturan volkanik komplekse ait kayaçların jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin detaylı bir şekilde incelenmesidir. Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin en üst seviyesini olan volkanik kompleks yastık lavlar ve volkanosedimanter kayaçlardan oluşmaktadır. Kızıldağ'ın kuzeydoğusunda Kömürçukuru Köyü, Yapraklı Yayla,

Tahtaköprü ve Deliler Mahallesi'nde yaklaşık olarak 50 km²'lik bir alanda yayılım gösteren yastık lavlar, Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin % 6'sını oluşturmaktadır [40].

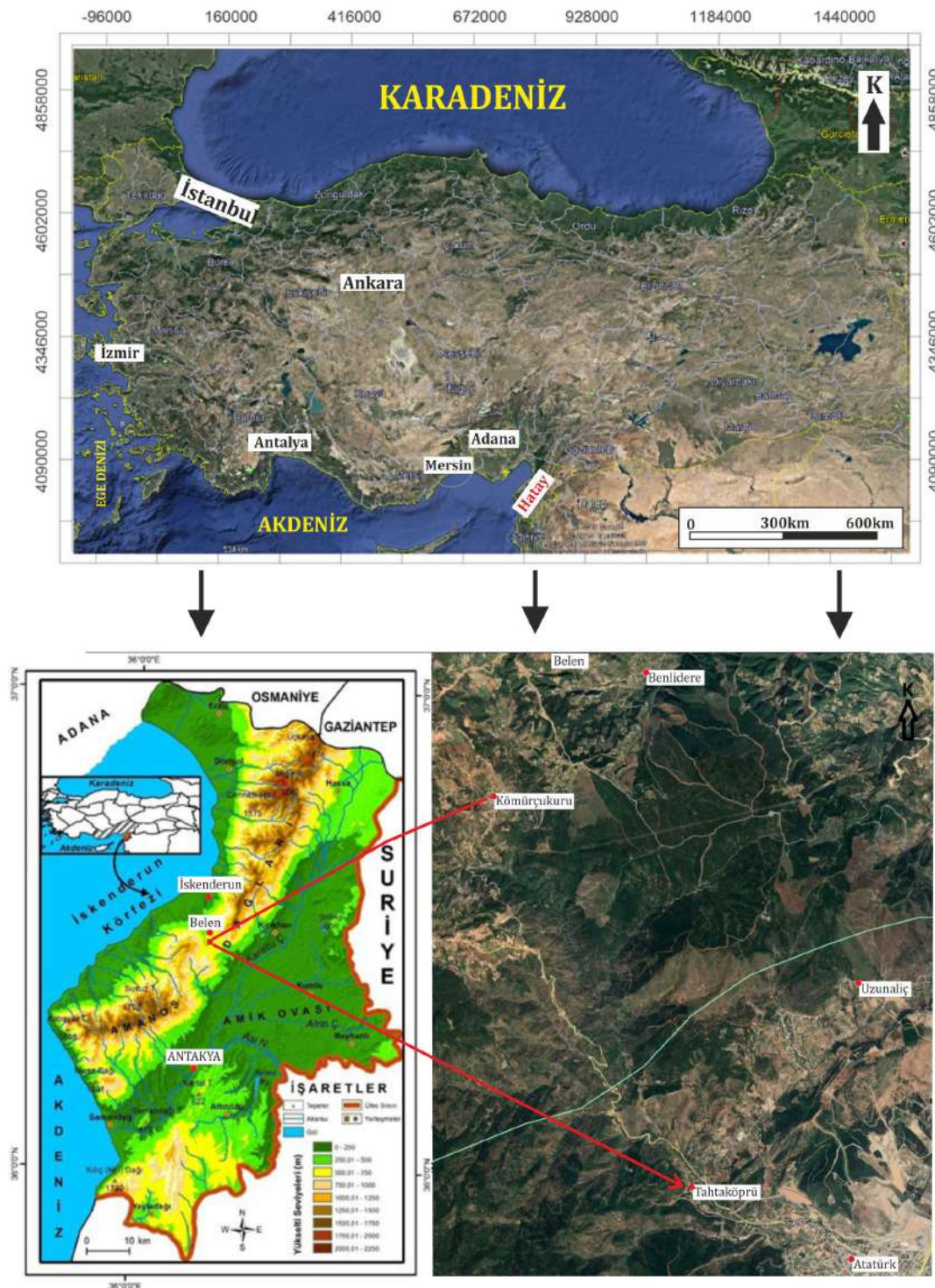


Şekil 1.1. Doğu Akdeniz Bölgesindeki Neotetis ofiyolitleri ve ana tektonik kuşaklar [47]. AC: Antalya Kompleksi; IPO: İnta Pontid Ofiyolitleri; BHN: Beyşehir-Hoyran Napları; İAESZ: İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu; MO: Mersin Ofiyoliti; PO: Pindos Ofiyoliti; VO: Vourinous Ofiyoliti; AO: Aladağ Ofiyoliti; DO: Divriği Ofiyoliti.

Çalışma alanı, Hatay'ın Belen ve Serinyol ilçeleri sınırları içinde, Amanos Dağları üzerinde yer almakta olup, Antakya P36 a2-a3 paftaları arasında yaklaşık 25 km²'lik alanda yer almaktadır (Şekil 1.2). Hatay'ın merkez ilçesine yaklaşık 50 km mesafede bulunan çalışma alanında başlıca yerleşim yerleri Belen ve Serinyol ilçeleri, Benlidere, Kömürçukuru, Tahtaköprü, Uzunaliç köyleridir.

İnceleme alanında, Gök Deresi, Karanlık Dere, Kışla Deresi, Alıçlı Dere ve Yıldırım Deresi önemli derelerinden olup, çalışma alanı sınırları içinde kalan önemli yükseltiler ise Yastutan Dağı, Kirazlı Tepe, Karadağ Tepe, Paşa Tepe, Kurmudun Tepe, Aşkarın Tepe, Devetabanı Tepe, Karşıbağ Tepe, Domuzgözü Tepe, Kapılı Tepe, Gedik Tepe, Çatalçam Tepe, Zaloğlu Tepe, Bağ Tepe, Garip Tepe, Alıçlıgedik Tepe, Semerdüßen Tepe, Hartlaplı Tepe, Sarıkaya Tepe, Gölyeri Tepe, Küçükaliçli Tepe, Büyükaliçli Tepe, Murtlubogaz Tepe olarak gözlenmektedir. Çalışma alanında Akdeniz iklimi hâkim olup, yazları sıcak ve nemli, kışları ılık ve yağışlıdır. Bölge halkının geçim kaynağı tarım ve hayvancılık üzerinedir. Tarım alanında buğday, arpa, pirinç, mercimek, pamuk, yerfıstığı, sebze (domates, patlıcan, biber, fasulye ve soğan), bol miktarda

kavun-karpuz yetişir. Meyve olarak turunçgiller (portakal, mandalina, limon, turunç ve altıntop), erik, kayısı, yenidünyâ, bâdem, incir ve üzüm bol olarak yetişir. Hayvancılıkta koyun, kıl keçisi, sığır beslenir. Arıcılık gelişmiştir. Bitki örtüsü ise 800 m yüksekliğe kadar makilerle, 800-1200 m arası meşe, kayın, ardıç, kızılçık, kavak ve çınar ağaçları ile kaplıdır. 1200 m yukarısında ise karaçam, kızılçam ve sedir ağaçları bulunmaktadır.



Şekil 1.2. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

2. KAYNAK ARAŞTIRMALARI

Kaynak araştırmaları; ofiyolit kavramının tanımlandığı, “ofiyolit” ve çalışma alanı ile yakın çevresinde yapılan önceki çalışmalar hakkında bilgilerin verildiği “önceki çalışmalar” şeklinde iki başlık altında toplanmıştır.

2.1. Ofiyolit

Ofiyolit Yunanca bir kelime olup “ofics” yılan, ofiyolit yılanı anlamına gelmektedir. İlk kez Steinmann üçlüsü olarak tanımlanan ofiyolitler, serpantin, yastık lavlar ve radyolaritlerden (çörtler) oluşan bir kayaç topluluğu olarak tanımlanmıştır [54]. 1972’de Amerika Jeoloji Topluluğu (GSA) tarafından düzenlenen Penrose konferansında ofiyolit mafik ve ultramafik kayalardan oluşan belirgin bir kayaç topluluğuna verilen bir isim olarak belirlenmiştir [55]. Eksiksiz bir ofiyolit alttan üstte doğru şu kayaç türlerinden oluşmaktadır (Şekil 2.1).

1. Ultramafik karmaşık: Harzburgit, lertzolit, dünitin çeşitli oranlarda bulunduğu, genellikle metamorfik tektonik fabrikli az veya ileri derecede serpantinleşme gösteren kısım.

2. Gabro karmaşığı: Ultramafik birime oranla daha az deforme olmuş, genellikle kümülat yapılı, peridotitik kümülatlar ve piroksenitler içeren kısım.

3. Mafik levha dayk karmaşığı.

4. Mafik volkanik karmaşık: Genellikle yastık yapılı.

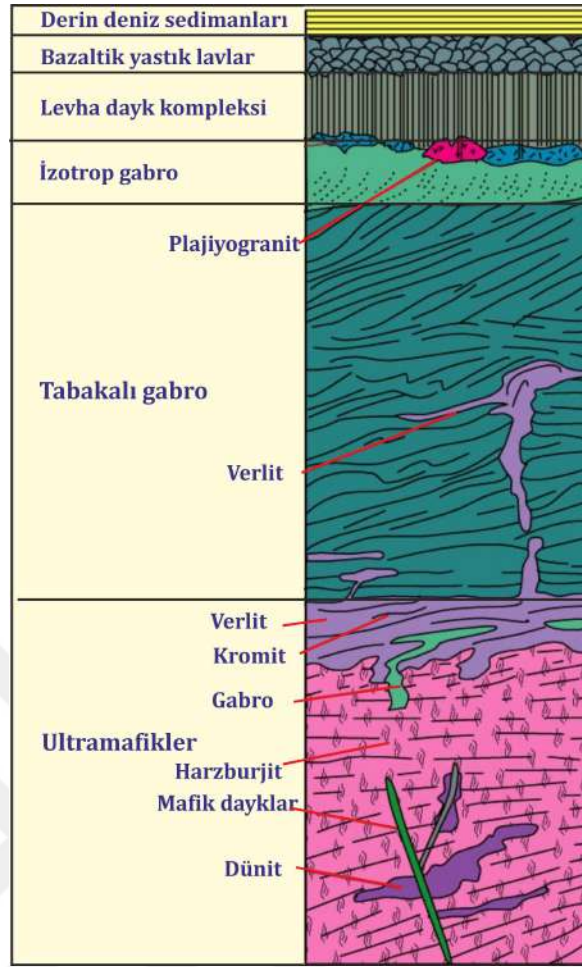
Bu birimlerle bulunan diğer kayaç türleri,

a. Örtü sedimanları: Genellikle radyolaryalı çörtler, ince şeyl ara tabakalı az miktarda kireçtaşları.

b. Genellikle dünit ile çevrili podiform kromit kütleleri.

c. Sodik felsik intrüzif ve ekstrüzif kayalar.

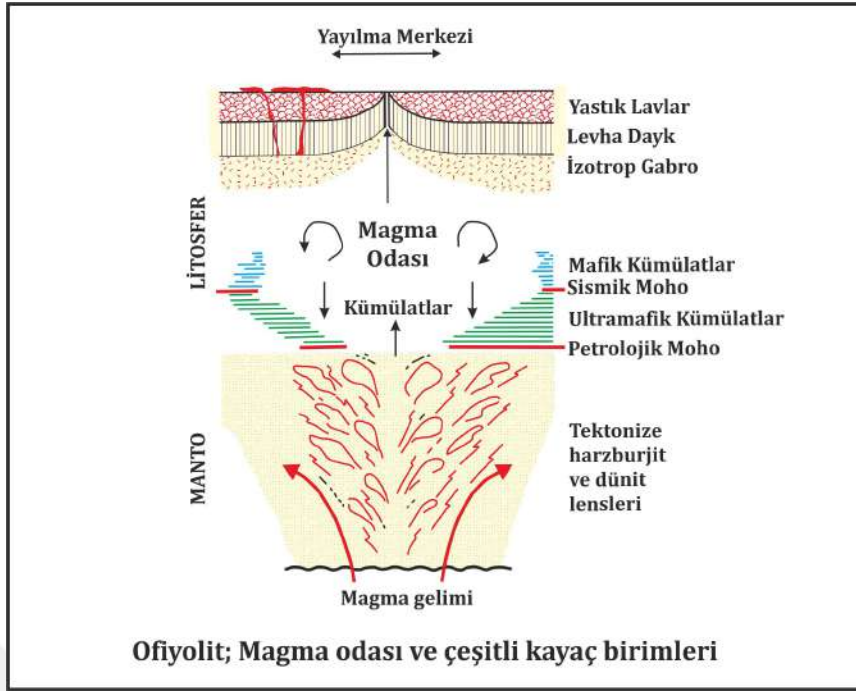
Genel kural olarak sıralanan bu birimlerin tümü her zaman bulunmayabilir. Böyle olunca kısmi, parçalanmış veya tam olmayan ofiyolitten, eğer belirgin ölçüde bir metamorfizma söz konusu ise başkalaşmış ofiyolitten söz edilebilir. Ofiyolit terimi ile eş anlamlı kullanılan diğer isimler yeşil kayalar, ofiyolit topluluğu, ofiyolit birliği veya ofiyolit kompleksidir. Ofiyolit topluluğuna ait birimlerin tektonik hareketlerle tamamen karışması, normal dizilimin kısmen veya tamamen bozulması, karmakarışık olmasına ofiyolitik melanj adı verilir. Ofiyolitik melanjin matriksi ofiyolit tanımındaki birimlerden biri olan pelajik sedimanlar, bloklar ise diğer birimlerdir. Yabancı bloklar genellikle kireçtaşlarından oluşmaktadır.



Şekil 2.1. Eksiksiz bir ofiyolit diziliminin alttan üstte doğru sıralanışı.

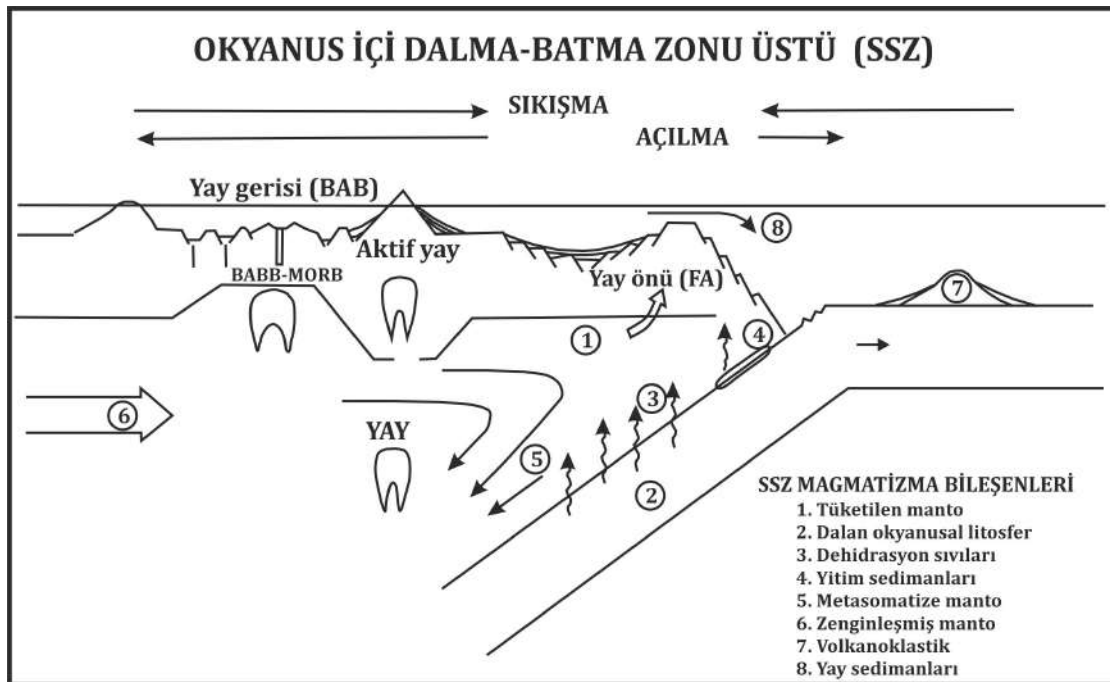
Çoğu modern tanım ofiyolitleri, tabanda harzburgit, lerzolit ve dünitin (genellikle serpantinleşmiş) çeşitli oranlarda bulunduğu ultramafik kayalarla başladığı, bunun üzerine tabakalı ve tabakalı olmayan gabroların geldiği, levha dayk kompleksi ile devam ettiği, pelajik derin deniz sedimanları ile örtüldüğü bir okyanusal magmatik kompleks olarak belirtmektedir. Sismik çalışmalar, okyanus tabanından tarama ile alınan örnekler, okyanus ve derin deniz sondaj projeleri okyanusal kabuk ve manto hakkında değerli bilgiler sağlamış ve kabuğun tabakalı yapısını ortaya çıkarmıştır. Okyanus kabuğu ve manto 4 kattan oluşmakta, ofiyolitlerin içyapıları bileşenleri bakımından okyanusal kabuk ile büyük benzerlikler bulunduğunu göstermektedir.

Ofiyolitler iç yapıları, jeokimyasal ve bölgesel tektonik özelliklerine göre okyanus ortası sırt ofiyolitleri (MORB) (Şekil 2.2) ve dalma-batma zonu üstü ofiyolitleri (SSZ) (Şekil 2.3) olmak üzere sınıflandırılmıştır [10,56-60]. Ofiyolitler en son yapılan bir çalışma ile [61] yitim ile ilişkili ve yitim ile ilişkili olmayan şeklinde sınıflandırılmıştır.



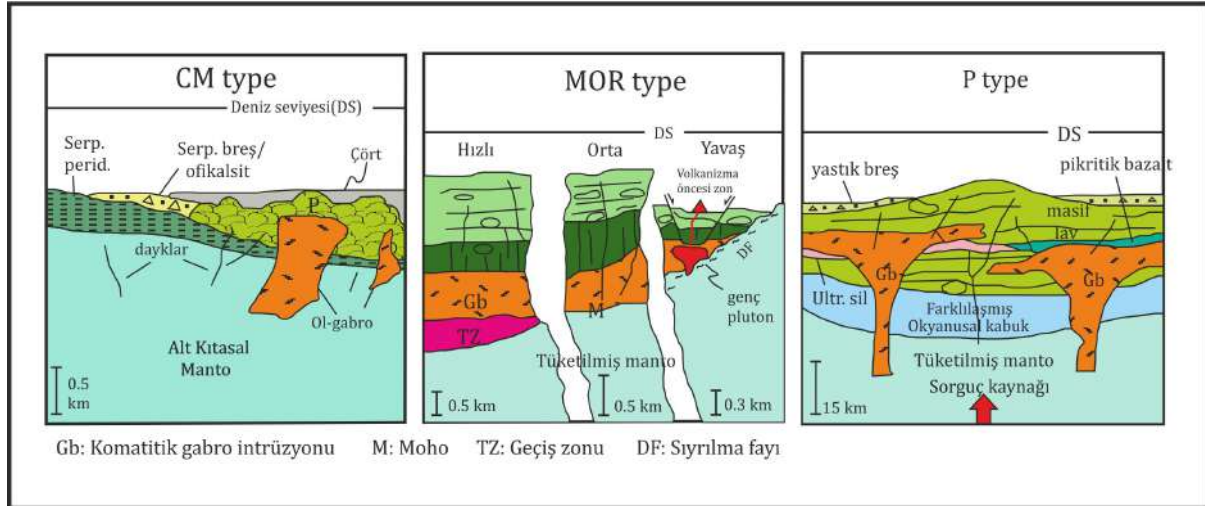
Şekil 2.2. Okyanus ortası sırtlarda (MORB) ofiyolit oluşumu [62].

SSZ-tipi ofiyolitler yay ardı havzalarının gelişmesinden önce dalma-batma zonunun ilk aşamalarında oluşmaktadır. Ada yayı jeokimyasal karakterinde olup, oluşumu deniz tabanı yayılmasından direkt olarak dalan okyanusal litosferin üzerinde gerçekleşmektedir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3. Okyanus içi dalma-batma zonu üstü (SSZ) sistemi [63].

Yitim ile ilişkili ofiyolitler yitim zonu ve volkanik yay ofiyolitleri, yitim ile ilişkili olmayan ofiyolitler ise kıta kenarı (CM), okyanus ortası sırt (MOR), manto yükselmesi (P) ofiyolitleri olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 2.4).



Şekil 2.4. Kıta kenarı (CM), okyanus ortası sırt (MOR), manto yükselmesi (P) ofiyolitleri [61].

2.2. Önceki Çalışmalar

Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti ile ilgili yapılan önceki çalışmaların önemli bir kısmı kronolojik olarak aşağıda özetlenmektedir.

Dubertret [48] Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti ile ilgili ilk çalışmaları yaparak; Suriye-Antakya bölgesinde 1/200.000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış, Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin tabandan tavana doğru peridotit, piroksenit, gabro, dolerit, yastık lavları ve sakalavitlerden oluştuğunu, bu birimler arasındaki ilişkinin tedrici olduğunu belirtmiştir. Ayrıca "Denizaltı Yeşil Kayaç Napı" hipotezini ortaya atmıştır.

Ricou [64] Arap kıtası önünde Bitlis-Zagros kenet kuşağı üzerinde Türkiye'den İran'a kadar uzanan yay şeklindeki kuşağın (peri-Arabia Belt) Kızıldağ, Baer-Bassit, Kermanshah ve Neyriz Ofiyolitleri'ni içerdiğini ortaya koymuştur.

Aslaner [50] İskenderun-Kırıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeolojisi ve petrografisi isimli çalışması ile ofiyolitlerin içyapısı ve mineralojik-petrografik özelliklerini ortaya koymuş ve aynı zamanda ofiyolit diğer tektostratigrafik birimlerle olan ilişkisini ve ofiyolit yerleşimini açıklamıştır.

Çoğulu [65] Kızıldağ Ofiyoliti'nin farklı magmatik birimleri üzerinde jeokimyasal, jeofizik ve jeokronolojik, çalışmalar yaparak, Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin Tetis okyanusunda okyanus ortası sırtta oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Çoğulu vd. [51] Kızıldağ Ofiyoliti'ni oluşturan kabuksal kayalarda yaptıkları jeokimyasal çalışmalar ile bu kayaların üst mantonun kısmi ergimesinden türediklerini ileri sürmüşlerdir. Ayrıca yaptıkları K-Ar yaş tayini ile gabrolarda 112.8 ± 4 ile 69 ± 2.7 my izotopik yaş bulmuşlardır.

Vougnat ve Çoğulu [66] Kızıldağ'ın güneybatı kesiminde yaptıkları çalışmada gabro ile diyabaz arasında tedrici bir geçişin olmadığını, aksine diyabazların dayklar biçiminde gabroları kestiğini belirtmişlerdir.

Delaloye vd. [67] Kızıldağ Ofiyoliti'ndeki doleritlerde K-Ar yaş tayini yöntemini kullanarak 94 my izokron yaşı bulmuşlardır. Ofiyolit oluşum yaşını Erken-Geç Kretase yaşını önermişlerdir.

Delaloye vd. [37] Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin Akdeniz sahili boyunca Çevlik-Arsuz arasındaki kayaların petrografik ve jeokimyasal özelliklerini çalışmışlardır. Levha dayk kompleksinin deniz tabanı yayılmasının en önemli verisi olduğunu belirtmişlerdir.

Juteau [68] Türkiye ofiyolitlerini konu alan çalışmasında; ofiyolitleri Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağı, Toros ofiyolit kuşağı ve Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı olmak üzere üç farklı coğrafik bölgeye ayırmıştır. Kızıldağ Ofiyoliti'nin ise Arap kıtası önü ofiyolit kuşağında yer aldığını belirtmiştir.

Selçuk [69] Kızıldağ Ofiyoliti üzerine yaptığı doktora çalışmasında, Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin içyapısını ortaya çıkarmak amacıyla jeolojik haritalama yapmış ve ofiyolit tüm birimlerini ortaya koymuştur.

Şengör ve Yılmaz [5] Anadolu'daki Neotetis okyanusal basenlerini kuzeyden güneye doğru; Intra Pontid okyanusu, İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu, Güney Neotetis okyanusu olmak üzere farklı okyanusal basenler tanımlayarak evrimlerini açıklamıştır. Kızıldağ Ofiyoliti'nin de Güney Neotetis okyanusundan türediğini ileri sürmüştür.

Tinkler vd. [38] Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin tektonik evrimi üzerinde yaptığı çalışmada, ofiyolit içyapısı ve kaya birimleri arasındaki ilişkileri incelemiş, ayrıca ofiyolit yerleşme ve yerleşme sonrası yapılarını ortaya çıkarmıştır. Özellikle yerleşme sonrası yapıların Ölü Deniz fayının hareketi ile ilişkili olduğunu ileri sürmüştür.

Erendil [70] Kızıldağ Ofiyoliti'nin üst kabuksal kayalarının yapısı ve petrolojisi başlıklı çalışmasında; Kızıldağ Ofiyoliti'nin yavaş yayılan D-B yönlü bir sırt ekseninde Neotetis'in güney kolunda oluştuğunu belirtmiştir. Levha dayklarındaki soğuma kenarı sistematikliğini inceleyerek, Kızıldağ Ofiyoliti'nin D-B yönlü sırt ekseninin güney tarafını temsil ettiğini ortaya koymuştur.

Robertson ve Dixon [6] Balkanlardan İran'a kadar uzanan kuşakta Neotetis'in evrimini özetleyerek, Kızıldağ Ofiyoliti'nin Arap kıtası önü ofiyolitlerine ait olduğunu ve Neotetis'in güney kolunda oluştuğunu belirtmişlerdir.

Pişkin vd. [53] Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin tektonik gelişim tarihçesini yerleşme öncesi, yerleşme ve yerleşme sonrası olmak üzere üç evreye ayırarak yeni bir tektonik yaklaşımda bulunmuşlardır. Manto tektonitlerinin üstkesimlerinde kaba taneli porfiroklastik doku, alt kesimlerinde ise ince taneli porfiroklastik dokunun hâkim olduğunu belirtmişler ve plastik deformasyon yapılarının da varlığından bahsetmişlerdir.

Tekeli ve Erendil [39] Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin jeolojisi ve petrolojisi isimli çalışması ile ofiyolit in önceden tüketilmiş bir manto üzerinde gelişmiş birkaç küçük magma odası içeren yavaş bir yayılma merkezinde üretilmiş olduğunu söylemişlerdir.

Robertson [71] Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin tabanda Arap Platformu'nun üzerinde tektonik ve sedimanter melanj olmak üzere iki farklı melanj birimi ile başladığını, ofiyolit topluluğunun tüm birimlerini tabandan tavana içerdiğini belirtmiştir. Bölgesel jeoloji içerisinde güneydeki Baer-Bassit ofiyoliti ile karşılaştırarak, bu iki topluluğun benzerlik ve farklılıklarını ortaya koymuştur.

Robertson [72] Geç Kretase yaşlı volkaniklerle ilişkili volkanoklastik ve metalce zengin sedimanter kayaçlar üzerine jeokimyasal çalışmalar yapmıştır. Bu kayaçlardan elde edilen jeokimyasal veriler ile yüksek Mg içerikli (boninitik) sakalavit kayaçlarının Maastrichtiye'de ofiyolitik kayaçlarının Arap kıtasına yerleşmesinden önce Kampaniye'de oluşan en son okyanusal kabuğu temsil ettiğini belirtmiştir.

Anıl ve Yaşar [73] Antakya-Arsuz (Hatay) arasında görülen kromit cevherleşmelerinin metalojenezi ve jeokimyası isimli çalışması ile Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nde yer alan ve Arsuz-Antakya arasında yüzeylenen kromit cevherleşmelerinin tamamının podiform tipte olduklarını ve damar, adese, cep ve bantlı tipte yataklanma tiplerinin daha az gözlendiğini söylemişlerdir.

Aysan ve Yaman [74] Kisecik (Hatay) bölgesinde Kızıldağ Ofiyoliti'ndeki levha daykları içinde gelişen mineralizasyonları inceleyerek, altınlı kuvars damarlarını tespit etmiş ve parajenezin altın, pirit, arsenopirit, kalkopirit, sfalerit, pirotin, markazit, galen, kübanit, valeriit, neodijenit, kalkosin, kovellin, rutil, hematit, ilmenomanyetit ve limonitten oluştuğunu gang minerallerinin ise kuvars, klorit, flogopit ve karbonattan oluştuğunu saptamışlardır.

Dilek vd. [75] Kızıldağ Ofiyoliti'nin içyapısını etkileyen yapıları inceleyerek, okyanus ortası sırtta manto yükselimine bağlı olarak oluşan yapıların tektonik hareketlerle oluşandan ziyade magmatik kökenli olduklarını vurgulamaktadırlar.

Dilek ve Delaloye [76] Kızıldağ Ofiyoliti'nde gözlenen yapısal unsurları çalışarak, ofiyolit in yavaş yayılan bir sırt ekseninde oluşan okyanusal kabuğun sahip olduğu karakteristik yapıları içerdiğini ortaya koymuştur.

Dilek ve Eddy [77] Troodos (Kıbrıs), Kızıldağ (Hatay) Ofiyolitleri'nde gelişen yapısal unsurları Josephine ve Semail Ofiyolitleri ile ve Doğu Pasifikteki okyanus ortası sırtlar ile

karşılaştırmışlardır. Bu çalışma sonucunda sözü edilen ofiyolitler için yavaş-yayılan sırt eksen modelini önermişler ve Neotetis okyanusal kabuğun kalıntılarını temsil ettiğini belirtmişlerdir.

Anıl [78] Çevlik-Teknepinarı-Holtakayası (Samandağ-Hatay) arasında yüzeylenen ofiyolitlerde ve kromit cevherleşmelerinde yaptığı çalışma ile harzburjitik tektonitler içinde yer alan kromit cevherleşmelerinin küçük boyutta ve yataklanmalarının düzensiz (Alpin tipi) olduğunu belirtmiş ve Cr_2O_3 içeriğinin %32-41 arasında olduğunu saptamıştır.

Lytwyn ve Casey [79] Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'ndeki volkanik kayaçların ve levha dayk kompleksinin ada yayı toleyitleri ile boninitlerden oluştuğunu ve Troodos Ofiyoliti ile karşılaştırarak, her iki ofiyolit kompleksinin birbirleriyle petrojenetik ve tektonik ilişki içerisinde yay önü tektonik ortamında oluştuklarını belirtmişlerdir.

Yılmaz [80] Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Toros platformu ve Arabistan kıtası arasında kuzeyden güneye doğru napzonu, yığışım prizması ve Arap Platformu olmak üzere üç tektonik kuşak ayırtlamıştır. Göksun, Ispendere, Berit Ofiyolitleri'nin nap zonu içinde yer aldığını, Kızıldağ Ofiyoliti'nin ise Arap Platformu üzerine Geç Kretase' de yerleştiğini ortaya koymuştur.

Dilek ve Thy [81] Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin Mesozoyik yaşlı Neotetis okyanusunun güney kanadında Üst Kretase'de oluşmuş bir okyanusal litosfer kalıntısı olduğunu belirtmişler, MORB tipi bir okyanusal kabuk oluşumu önermişlerdir.

Robertson [10] Doğu Akdeniz Tetis kuşağında Balkanlardan Türkiye'ye kadar uzanan ofiyolitleri konu ettiği çalışmasında; Türkiye'deki ofiyolitlerin beş farklı bölgede (Pontidler, Anatolidler, Toros kuşağı, GD Anadolu kuşağı ve Arap kıtası önü) yayılım gösterdiğini ileri sürerek, bu ofiyolitlerin iç yapı özellikleri ve dokanak ilişkilerini detaylı bir şekilde anlatmıştır.

Bağcı [82] yapmış olduğu doktora çalışmasında Kızıldağ (Hatay) ve Tekirova (Antalya) Ofiyolitleri'nde gözlenen kümülat ve diğer kabuksal kayaçların mineralojik-petrografik ve petrolojik özelliklerini karşılaştırmıştır. Bu çalışmalar sonucunda gerek Kızıldağ gerekse Tekirova Ofiyolitleri'nin yitim zonu üzerinde oluştuğu ortaya konmuştur.

Bağcı vd. [24] Kızıldağ Ofiyoliti'ni oluşturan ultramafik ve mafik kümülat kayaçlar üzerine yaptığı mineral kimyası çalışmaları sonucunda; kümülat kayaçların verlit, olivinli gabro, olivinli gabronorit ve gabrolar ile temsil edildiğini, bu kayaçların yüksek Mg içerikli olivin, klinopiroksen, ortopiroksen ve yüksek Ca-plajiyoklaslardan oluştuğu ve bunları oluşturan magmanın ada yayı toleyitlerine benzerlik gösterdiği vurgulanarak okyanus içi yay önü ortamda oluştuklarını belirtilmiştir.

Bağcı vd. [27] Kızıldağ Ofiyoliti'ni oluşturan izotrop gabro, levha dayk kompleksi ve sakalavitlere ait kayaçların petrolojik özelliklerini incelemiştir. Yapılan çalışmalar neticesinde bu kayaçları oluşturan ada yayı toleyitleri ve boninitler olmak üzere iki farklı magmanın

varlığından söz etmişlerdir. Bu iki farklı magmanın yay önü tektonik ortamda Geç Kretase'de eş zamanlı gelişim gösterdiklerini ifade etmişlerdir.

Parlak vd. [29] Güneydoğu Anadolu bölgesinde iki farklı okyanus gelişiminden bahsetmektedir. Bunlardan ilki kuzeyde Bitlis-Pütürge metamorfikleri ile Toros platformu arasında gelişen ve Berit okyanusu olarak adlandırılan okyanusal basen olup, Göksun, Berit, İspendere, Kömürhan ve Guleman ofiyolitleri bu okyanusal basende gelişimlerini tamamlamışlardır. Daha güneyde olan ikinci okyanusal basen ise Bitlis-Pütürge metamorfikleri ile Arap Platformu arasında gelişip, Kızıldağ, Koçali, Troodos ve Baer-Bassit Ofiyolitleri'ni barındırmaktadır.

Dilek ve Thy [31] çalışmasında Kızıldağ Ofiyoliti'nde Karaçay Vadisi'nde gözlenen plajiyogranitlerde U-Pb yaşlandırması yaparak 91.8-91.6 my yaşlarını bulmuşlardır. Kızıldağ Ofiyoliti'ni oluşturan okyanusal kabuğun Geç Kretase'de yay önü tektonik ortamda ada yayı toleyitik ve boninitik magmalardan beslendiklerini belirtmişlerdir.

Çaputçu [83] yüksek lisans tezinde, Kızıldağ Ofiyoliti'nin en iyi gözleendiği yerlerden biri olan Samandağ-Çevlik (Hatay) bölgesinde Akdeniz sahili boyunca iyi korunmuş yüzlekler sunan levha dayk kompleksinde yer alan daykların kalınlıklarının 0,5 cm ile 100 cm arasında değişmekte olup, diyabaz, mikrodiyorit ve kuvarşlı mikrodiyoritler ile temsil edildiklerini, daykların aralarında gabro merceklerinin ise gabro ve diyoritlerden oluşukları belirtmiştir. Jeokimya çalışmaları ile bu kayaçların kayaçların toleyitik magmadan türediklerini söylemiş, Geç Kretase'de okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşuklarını gösterdiklerini belirtmiştir.

Karaoğlu vd. [45] Kızıldağ Ofiyoliti'nde U-Pb ve Sm-Nd jeokronolojisi yapmışlardır. Bu çalışmada plajiyogranitlerden ve gabrolardan elde edilen zirkonları U-Pb yöntemi ile yaşlandırarak sırasıyla 91.7 ± 1.9 ve 91.6 ± 3.8 my yaşlarını ve ayrıca yine gabrolarda Sm-Nd izokron yöntemi ile 95.3 ± 6.9 my yaşını bulmuşlardır. Bu sonuçlar ile Kızıldağ Ofiyoliti'ni oluşturan kabuksal kayaçların gelişimini 6 my'lık bir süreçte tamamladığını ileri sürmüşlerdir.

Robertson vd. [13] Doğu Akdeniz'in Paleozoyik'ten Neojen'e kadar süren tektonik gelişimi ile ilgili yaptıkları sentezde; Geç Kretase'de kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu ve İç Toros okyanusunun varlığından, güneyde ise Berit okyanusu ve Neotetis'in güney koluna ait okyanusun varlığından bahsetmişlerdir. Kızıldağ Ofiyoliti'nin Neotetisin güney kolunda Geç Kretase'de oluşukunu ve Arap Platformu üzerine güneye doğru Maastrihtiyen' de yerleştiğini ileri sürmüşlerdir.

Şimşek [84] yüksek lisans tez çalışmasında Zirkon U-Pb yöntemi ile Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait kayaçlar üzerinde elde ettiği yaşlar ile okyanus içi yitim zonu kabuk oluşumunun zaman aralığını 1.3-7.2 my ile sınırlandırmış, 84.20 my-98.8 my arasında değişen yaşlar elde etmiştir.

3. MATERYAL ve YÖNTEM

3.1. Arazi Öncesi Büro Çalışması

Çalışma alanı olan Hatay ili Belen ilçesine bağlı Kömürçukuru ve Tahtaköprü köyleri civarının genel ve bölgesel jeolojisi araştırılmış 1/25000 ölçekli jeoloji haritası temin edilmiş ve bu harita üzerinde alınacak numunelerin lokasyonlarına ait çalışmalar yapılmıştır. Çalışma alanı ve çevresinde daha önce yapılan çalışmaların raporları incelenmiş ve arazi çalışmasını kolaylaştıracak bilgiler edinilmiştir.

3.2. Arazi Çalışması

Çalışma alanı, Akdeniz Bölgesi'nde Hatay iline bağlı Belen ilçesinin Kömürçukuru Köyü civarını kapsamaktadır. Bu alan 1/25000 ölçekli haritada P36-a2 paftasında yer almaktadır. Çalışma alanında Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü'nün hazırlamış olduğu 1/25000 ölçekli jeoloji haritası kullanılmış olup bu kesimde volkanik kayaçların yüzeylendiği kesimlerde arazi çalışması yürütülmüştür. Arazi çalışmalarında Volkanik kayaçların sınırları çizilerek bölgenin jeoloji haritası yapılmış, birimlerin litolojileri, renkleri, dokuları ve dayanımları belirlenmiştir. Petrografik ve jeokimyasal analizleri yapılması için uygun boyut ve miktarda numune alınmış, kayaçların sınıflandırılması ile dokanak ilişkileri belirlenmiştir. Tez yazımında kullanılması amacıyla arazi fotoğrafları çekilmiştir. Arazi çalışması sırasında koordinatlar el GPS (Global Yer Belirleme Sistemi) ile belirlenmiş, NETCAD programı üzerine atılarak doğruluğu teyit edilmiştir. Kayaçlardan numune alımında ise jeolog çekici kullanılmıştır.

3.3. Laboratuvar Çalışması

Arazi çalışmaları sırasında alınan toplam 25 adet volkanik kayaç örneklerinin ince kesitleri, Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında yapılmıştır. Örnekler taş kesme makinesinde kesilmiş ve aşındırma-parlatma tezgahında hazırlanmıştır (Şekil 3.1).

İnce kesit örneklerinin mikroskop altında detaylı petrografik tanımlamaları yapılmış ve fotoğraf çekimi gerçekleştirilmiştir. Mikroskop ile yapılan çalışmalar ile kayaç jeokimyası için örnekler incelenip belirlenmiştir. Jeokimyasal analizler için seçilen örnekler laboratuvar ortamında kırılma, ufalanma ve toz haline getirilmiştir. İnce kesit laboratuvarında çeneli kırıcı ile kırılıp ufalanan örneklerin, analize uygun toz numune haline getirebilmek amacı ile Mersin Üniversitesi İleri Teknoloji Eğitim, Araştırma ve Uygulama Merkezinde (MEİTAM), bulunan

titreşimli disk öğütücü RS200 ve titanyum alaşımlı öğütme kapları kullanılmış, 700/1500 dev/dk arası ayarlanabilen hızı ile örnekler toz haline getirilmiştir (Şekil 3.2).



Şekil 3.1. İnce kesit yapımında kullanılan taş kesme ve inceltme makinaları.

Jeokimyasal çalışmalar için toz haline getirilen 16 adet volkanik kayaç örneğinin ana-iz element analizleri ACME analitik laboratuvarında (Kanada) yaptırılmıştır. Ana elementler ile bazı iz elementlerin analizleri 0,2 gr numune Li (Lityum) metaborat/tetraborat eklenmesi ile elde edilen camın %2'lik nitrik asit ile çözünmesi ile ICP-emisyon spektrometresi (ICP-AES) ile ölçülmüştür. Ateşte kayıp değerleri (LOI) ise 1000°C' de ısıtıldıktan sonra aradaki ağırlık farkı alınarak hesaplanmıştır. Diğer iz elementler aynı yöntem ile ICP-kütle spektrometresi (ICP-MS) ile ölçülmüştür. Dedeksiyon limitleri Tablo 3.1'de gösterilmiştir.



Şekil 3.2. Kırma ve öğütme işlemleri için kullanılan çeneli kırıcı ve öğütücü.

Tablo 3.1. ACME analitik laboratuvarı (Kanada) dedeksiyon alt limitleri.

*SiO₂	% 0.01	**Sr	0.5 ppm	**Ta	0.1 ppm	**La	0.1 ppm
*TiO₂	% 0.01	**Y	0.1 ppm	**Co	0.2 ppm	**Ce	0.1 ppm
*Al₂O₃	% 0.01	**Zr	0.1 ppm	**U	0.1 ppm	**Pr	0.02 ppm
*Fe₂O₃	% 0.04	**Nb	0.1 ppm	**W	0.5 ppm	**Nd	0.3 ppm
*MnO	% 0.01	**Th	0.2 ppm	**Sn	1 ppm	**Sm	0.05 ppm
*MgO	% 0.01	**Pb	0.1 ppm	**Mo	0.1 ppm	**Eu	0.02 ppm
*CaO	% 0.01	**Ga	0.5 ppm	**Au	0.5 ppm	**Gd	0.05 ppm
*Na₂O	% 0.01	**Zn	1 ppm	**Be	1 ppm	**Tb	0.01 ppm
*K₂O	% 0.01	**Cu	0.1 ppm	**As	0.5 ppm	**Dy	0.05 ppm
*P₂O₅	% 0.01	**Ni	0.1 ppm	**Cd	0.1 ppm	**Ho	0.02 ppm
*Cr₂O₃	% 0.002	**V	8 ppm	**Sb	0.1 ppm	**Er	0.03 ppm
*Ni	20 ppm	**Hf	0.1 ppm	**Bi	0.1 ppm	**Tm	0.01 ppm
**Ba	1 ppm	**Cs	0.1 ppm	**Ag	0.1 ppm	**Yb	0.05 ppm
**Rb	0.1 ppm	**Sc	1 ppm	**Hg	0.01 ppm	**Lu	0.01 ppm

*ICP-AES, **ICP-MS

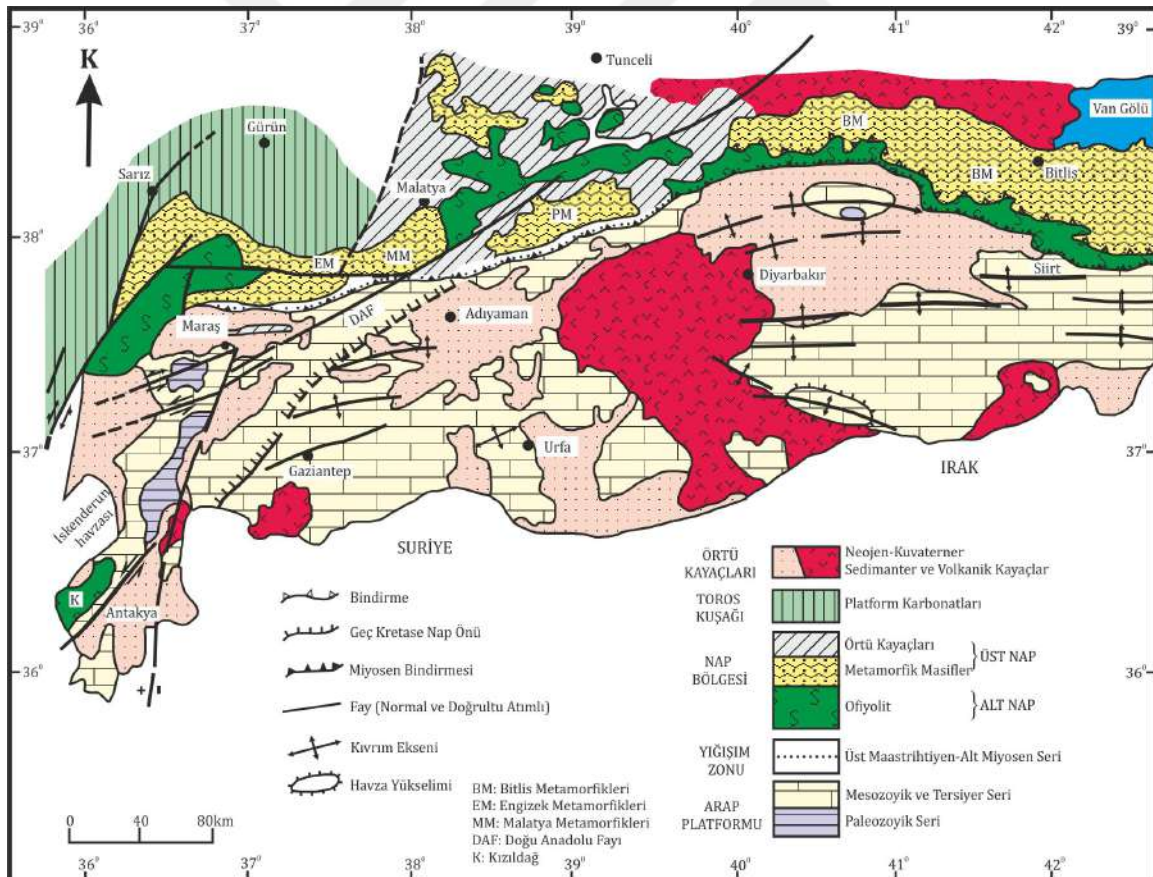
3.4. Değerlendirme ve Tez Yazımı

Arazi ve laboratuvar çalışmaları ile elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve haritaların hazırlanması Paint, NetCAD, AUTOCAD programları kullanılarak hazırlanmıştır. Grafiklerin hazırlanmasında Grapher 12 (Golden Software), şekiller için de Corel Draw X18 (Corel Corporation) programları kullanılmıştır. Tez yazımı ise “Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Esasları” içeriğine göre Microsoft Word ile yapılmıştır.

4. BULGULAR ve TARTIŞMA

4.1. Bölgesel Jeoloji

Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı Toros platformu ile Arap kıtası çarpışmasının bir sonucu olarak yaklaşık D-B uzantılı güneyden kuzeye doğru, Arap Platformu, bunu izleyen yığılma zonu ve nap zonu olmak üzere üç ana tektonik zona ayrılmaktadır [80]. Bu üç yapısal birlik; metamorfik masifler (Bitlis ve Pötürge metamorfik masifleri), ofiyolitik kompleksler ve kalın bir sedimanter istif olan Arap Platformu'dur. Antakya-Kahramanmaraş arası güneybatı-kuzeydoğu yönünde uzanan Amanos Dağlarının güneybatı ucunda Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti ve bunun kuzeydoğusunda Prekambriyen-Kuvaterner aralığında oluşmuş allokon ve otokon konumlu tektono-stratigrafik/magmatik birimler bulunmaktadır (Şekil 4.1). Amanos Dağları birimleri; i) otokon Arap Platformu kayaları, ii) ofiyolit napları, iii) napları örten neo-otokon çökeller olmak üzere üç grupta toplanmaktadır.

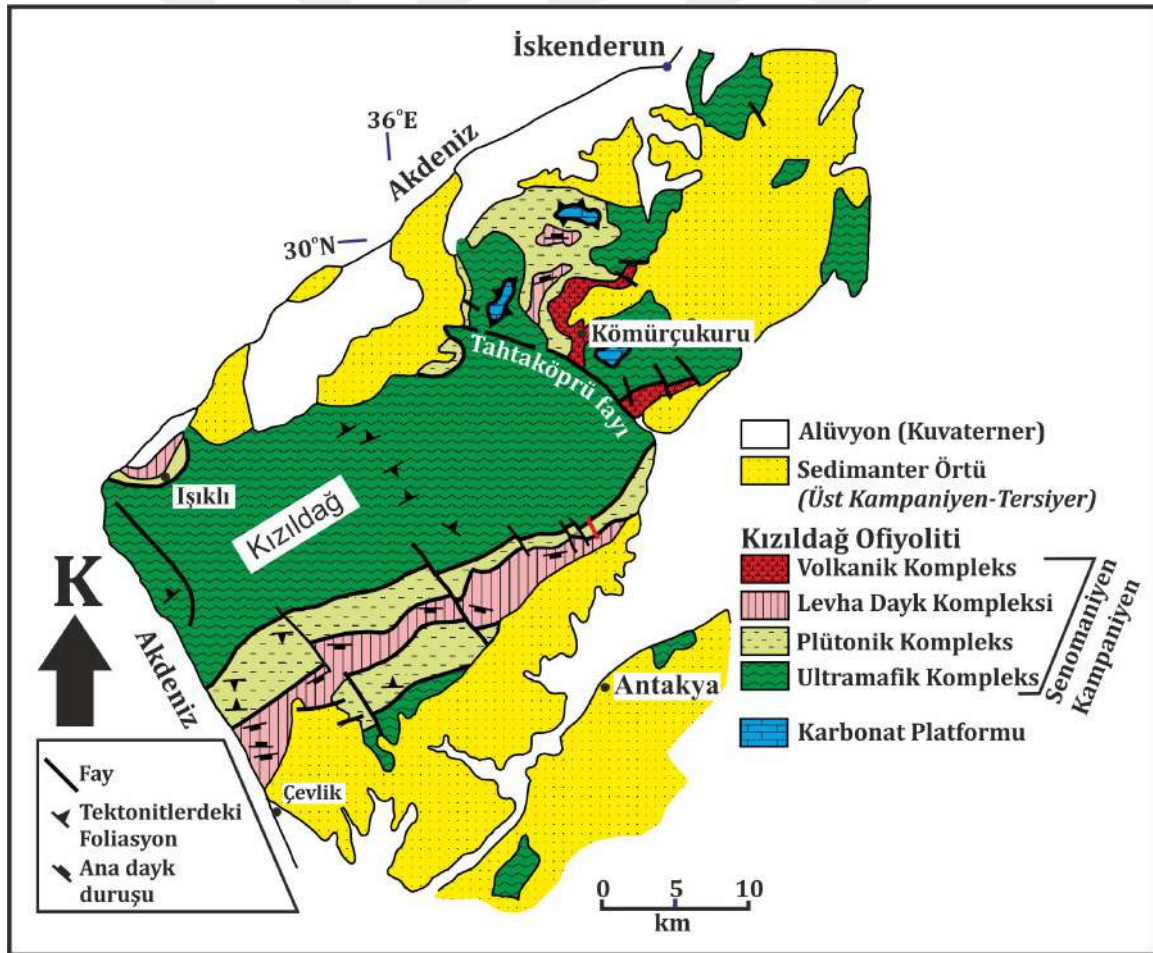


Şekil 4.1. Güneydoğu Anadolu ana tektonik birimleri ve basitleştirilmiş jeoloji haritası [14].

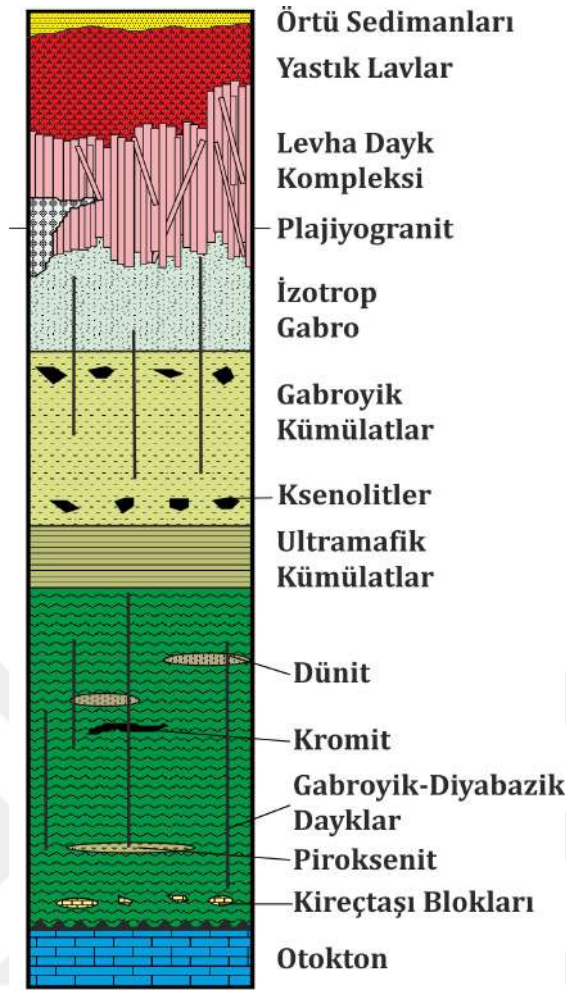
Arap kıtasının kuzeybatı kenarını temsil eden otokon Arap Platformu Erken Paleozoyik'ten itibaren küçük kesilmelerle çökelen otokon sedimanter kayaçları, Geç

Kretase’de yerleşen ofiyolit napları ile Geç Kretase-Miyosen aralığında oluşan örtü sedimanlarını içermekte, alt otokton, üst otokton ve allokton (ofiyolitler ve melanjlar) birimler adı verilen üç bölüme ayrılmaktadır [14,80].

Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti Amanos dağlarının güneybatıdaki en son bölümü olup, ultramafik-mafik kayalardan oluşmakta, İskenderun-Belen-Bedirge-Antakya-Çevlik arasında yaklaşık 950 km²’lik bir alanda KD-GB yönünde yayılım göstermektedir (Şekil 4.2). Türkiye ofiyolitlerinin en eksiksiz ve en iyi korunmuş olan Kızıldağ Ofiyoliti Arap Yarımadası’na ait Kambriyen-Kretase yaşlı kalın bir otokton napı üzerine yerleşmiştir. Birçok araştırmacı [35-40,48,51-53,81] Kızıldağ Ofiyoliti’nin tabandan tavana doğru (tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları, volkanikler ve örtü sedimanları) tam bir istif sunduğunu belirtmişlerdir (Şekil 4.3). Kızıldağ Ofiyoliti büyük açılı Tahtaköprü fayı ile büyük kuzeybatı eğimli masif ve daha küçük kuzeydoğu masif olmak üzere iki kısma ayrılmaktadır [39,40,85] (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti’nin basitleştirilmiş jeoloji haritası [39,53,69,76,81,82].



Şekil 4.3. Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti [82].

Çalışma alanı Hatay'ın Belen ilçesinin güneybatısında yer alan Kömürçukuru Köyü ve Serinyol ilçesinin batısında yer alan Tahtaköprü Köyü sınırını kapsamaktadır. Çalışma alanı ve çevresinde 5 farklı stratigrafik birimden oluşmaktadır. Bu birimler; Ofiyolit Napı (Senomaniyen-Turoniyen), Kömürçukuru köyünün kuzeyinde Tepehan Formasyonu (Langiyen-Serravaliyen), güneyinde Okçular Formasyonu (Lütesiyen-Bartoniyen), Tahtaköprü civarında ise Sofular ve Balyatağı formasyonları (Akitaniyen-Burdigaliyen)'dir. Alüvyon oluşumları bölgedeki en genç birimleri oluşturmaktadır (Şekil 4.4).

4.1.1. Kızıldağ Ofiyoliti

Kızıldağ Ofiyoliti, GD-KB doğrultulu Tahtaköprü ve Kurtbağı köyleri arasında yer alan fay ile yapısal olarak ikii farklı magmatik masife ayrılır. Bu fayın güneyinde, ofiyolit istifinin başlıca üst manto peridotitleri gözlenir ve KD gidişli antiklinal yapısı oluşturur. Peridotitlerin kuzeyi ve güneyi ofiyolit istifinin iç yapısı ve stratigrafisi korunarak okyanusal kabuk kayalar

tarafından çevrilir. Tahtaköprü Fayının kuzeyinde ise okyanusal kabuk kayaçları doğrudan üst manto peridotitlerinin üzerine gelir. Dolayısıyla bu kesimde, ofiyolit istifinin içyapısı korunmamıştır. Epi-ofiyolitik kayalar, bazaltik yastık lobları ince bir kılıf gibi sarar ya da yastık lavların üzerinde çökelmiş ve/veya ara seviyeler olarak bulunan tabakalı sedimanter kayalar olarak bulunur.

Ultramafik kompleks, üst manto peridotitleri, Kömürçukuru dolayında Arap Platformu'na ait Albijen-Apsiyen yaşlı karbonat kayaçları üzerinde düşük açılı bindirme fayı ile birlikte bulunur. Tekeli ve Erendil [39], Üst manto peridotleri (tektonitler), başlıca harzburgitlerden, daha az oranda harzburgitler içerisinde bant ve mercekler şeklinde izlenen dünitlerden oluşur. Üst manto peridotitleri kısmen ya da tamamen serpantinleşmeye maruz kalmıştır. Bazen harzburgitlerde klinopiroksen içeriğinin artması ile lerzolitler gelişir Üst manto peridotitleri yer yer gabroyik dayklar, rodenjitleşmiş diyabaz daykları ve piroksenit damarları tarafından kesilir. Üst manto peridotitlerinde işletilmiş-terkedilmiş kromit ocakları bulunur. Ayrıca, sınırlı bir alanda ağsal manyezit damarları mevcuttur. Üst manto harzburgitlerinin aşınma yüzeyi kızılımsı kahverengi olup taze kırık yüzeyi koyu yeşildir. Masif yapı ya da magmatik katmanlanma sunar.

Kızıldağ Ofiyoliti'nin plütonik kompleksini, tabakalı-laminalı gabra, masif/izotropik gabro ve plajiyogranit daykları oluşturur. Bununla birlikte, tabakalı gabrolarla ardalı verlitler de gözlenmektedir. Ultramafik kümülatları kesen gabroyik ve/veya pegmatittik gabro daykları, plütonik kompleksin geç evre bazik kayaçlarıdır [31]. Bu gabroyik daykların, ultramafik kümülatlarla genetik ilişkili olduğu ileri sürülmüştür [39]. Gabrolar, troktolit, ortopiroksenli troktolit, olivinli gabro, ortopiroksen ve olivinli gabro, klinopiroksen ve olivinli gabro olarak adlandırılmıştır [40]. Tabakalı gabrolar yer yer diyabaz daykları tarafından kesilir. Masif gabrolar (izotrop gabrolar) diyorit ve kuvars-diyoritler ile temsil edilmektedir [40]. İzotrop gabroların jeokimyasal özellikleri, okyanus içi yitim zonunun yay önü ortamında oluşmuş, tüketilmiş bir manto kaynağından kısmi ergime ile türetilmiş ada yayı toleyitik (IAT) ve düşük-Ti boninitik karakterli kayaçları işaret etmektedir [27,31].

Kızıldağ Ofiyoliti'nin dayk kompleksi, birbiri içine girmiş sayısız dayklardan oluşur. Arazideki konumları, bu daykların okyanus tabanı yayılma sırtlarında gerilme kuvvetlerinin etkisi ile gelişen kırıklara bazik magmanın nüfuz etmesi ile oluştuğunu işaret eder. Çevlik'ten kuzeye doğru, Akdeniz kıyısı boyunca mostralara gözlendiği gibi Karaçay vadisi içerisinde Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait diğer birimlerle olan ilişkisi de net gözlenebilmektedir. Dayklarının kalınlığı birkaç cm ile 2 m arasında değişmektedir. Selçuk [40], daykların soğuma kenarlı, soğuma kenarı olmayan ve ince dokulu dayklar olarak 3 gruba ayırmıştır. Koyu yeşil-gri renkli, soğuma kenarı olmayan daykların derin seviyelere yerleştikleri, fakat bunları kesen açık yeşil-gri renkli, soğuma kenarlı daykların sığ derinlikte oluştukları ve dayk kenarlarından merkezine

doğru tane boyutunun arttığını belirtmiştir. Kahverengimsi yeşil renkli fazlaca bozuşmuş, afanitik dokulu dayklar ise en son yerleşmiş dayklar olup daha önceki daykları ve plajiyogranitleri kesmektedir. Bağcı vd. [27], daykların çoğunlukla diyabaz ve kuvars mikrodiorit olarak gözlendiğini, Dilek ve Thy [31], daykların bazaltik, bazaltik andezit, andezit ve nadiren dasitik karakterli olduğunu belirtmiştir. Bazik-ortaç karakterli dayklardan alınan kayaç örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçları, IAT ve boninit bileşimini vermiş, daykların okyanus içi yitim zonunda yay önü ortamında oluştuğunu göstermiştir [27,31,61].

Kızıldağ Ofiyoliti volkanik kayaçları, ofiyolit istifindeki diğer ultrabazik-bazik kayaçlara nazaran oldukça az korunmuştur. Kızıldağ Ofiyoliti'nin mostra verdiği bölgenin kuzeyinde, Tahtaköprü ve Kömürçukuru köyleri dolayında yüzlek vermektedir. Volkanitler, ultramafik peridotitlerle tektonik dokanaklı olup, yer yer diyabaz daykları tarafından kesilmektedir. Bu da volkanitlerin diyabazik magma kanalları tarafından beslendiğini işaret etmektedir [40]. Volkanitler, yastık masif yapıları lav akıntıları şeklinde gözlenmektedir. Kömürçukuru dolayındaki yastık lavların aşınma yüzeyi açık yeşil renkli, taze kırık yüzeyi kahverengi mor renklidir. Küresel, yassılaştırmış ve uzamış oval şekillerde gözlenmektedir. Gözlenen bu morfoloji, okyanus tabanında yayılan yastık lavların daha önceki bazaltik yastık yapıları arasındaki boşlukları doldurarak soğuyup katılaşmasından kaynaklanmaktadır. Yastık yapıları bazaltlar nadiren parçalı, kırıklı-çatlaklı yapı sunarlar. Yastık breşleri denilen bu yapıların arasındaki boşluklar, hyaloklastitler tarafından doldurulmuştur. Hyaloklastitler, volkanik camın parçalanması ve alterasyonu sonucunda ikincil demir hidroksit, karbonat, silis ve klorit minerallerinden oluşur. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanitlerin jeokimyasal özellikleri, Trodos Ofiyoliti gibi MORB-benzeri, IAT- ve boninitik karakterli olduklarını göstermiş olup, bu jeokimyasal özellikler, okyanus içi yitim zonunda, yayönü ortamında manto içine dalan okyanusal litosferin gerilemesi ve dalım açısının büyümesi ile ilişkilendirilmiştir [61].

İlk defa Dubertret [48] tarafından sakalavit olarak tanımlanan Antakya-Altınözü yolu Habib-i Neccar Dağı (Mt. Silpius) eteklerinde gözlenen yastık lavları 300 m kalınlıkta radyolarit, kireçtaşları, kumtaşları ve manganez içeren sedimanlar birlikte bulunmaktadır. Tabanda serpantinitle tektonik bir dokanak sunan ve Üst Maastrichtiyen çökelleri tarafından diskordans olarak üzerlenen yastık lavlar, birkaç cm'den 20 cm'e kadar değişen boyutlarda yumurta şekilli küçük yastıklar (nodüller) hyaloklastitler içinde bulunmaktadır.

Kızıldağ Ofiyoliti'nin en üst seviyesini oluşturan Epi-ofiyolitik sedimanter kayalar Kızıldağ Ofiyoliti'nin Güneydoğu Anadolu Otoktonu üzerine yerleşmesinden önce Güney Neotetis Okyanusu içerisinde oluşmuş sedimenter kayalardır. Hatay'ın güneydoğusunda Yayladağı ilçesi dolayında yaygın olarak gözlenir. Kalınlığı yaklaşık 300 m'dir. Epi-ofiyolitik kayalar, bazaltik yastık lavların üzerinde çökelmiş ve/veya ara seviyeler olarak bulunan tabakalı sedimanter kayalar olarak gözlendiği gibi bazaltik yastık lobların arasında sedimenler olarak da

gözlenir. Yastık bazaltlarla ara seviyeler halinde olan volkanoklastik kayalara nadiren rastlanır. Kömürçukuru ve Tahtaköprü dolayında bazaltik yastık lobların arasında yer yer sedimentlere rastlanır. Pembe renkli karbonat kayaları ve koyu kırmızımsı kahverengi çamurtaşları en çok gözlenen sedimanter kayalar olup bu kayalar ile demir-manganlı (umber) cevherleşmeler gözlenmektedir. Manganlı seviyeler bazaltik yastıkların dış ceplerlerini sıvamış olarak da gözlenir. Yastıkların dış ceplerlerinde 1-5 cm kalınlığındaki demir- manganze zengin oluşumlara okyanus tabanında hidrotermal akışkanların yastık lavların arasında dolaşımı sebep olmaktadır. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanitlerde, hidrotermal akışkanlarla ilişkili mangan, pirit, kalkopirit cevherleşmeleri için açılmış ve terkedilmiş maden ocaklarına rastlanmaktadır. Bununla birlikte, yastık- masif lavların yüzeysel alterasyonu ile gelişmiş, yer yer yaygın olarak gözlenen toprağımsı hematit çökelimleri de mevcuttur.

Kireçtaşı seviyelerinde tanımlanan Globotruncana cf. calcarata Cushman, Globotruncana elevata (Brotzen), Globotruncana stuartiformis Dalbiez fosil içeriğine göre Kampaniyen yaşı verilmiştir [40].

4.1.2. Örtü Kayaları

4.1.2.1. Okçular Formasyonu (Teo)

Kireçtaşı, killi kireçtaşı ve kumlu kireçtaşından oluşan birim, Selçuk [40] tarafından adlandırılmıştır.

Formasyonun tip kesit yeri, Okçular köyüdür. Birim inceleme alanında Belen ilçesi, Reyhanlı ilçesi güneyinde, Güzelyayla, Kıcı, Maraşboğazı, Kuruyer, Sürütme, Sungur, Hisarcık köyleri ile Antakya ilçesi ve çevresinde geniş alanlarda yüzeylenmektedir.

Okçular formasyonu genel olarak kireçtaşı, killi kireçtaşı ve kumlu kireçtaşından oluşmuştur. Kireçtaşlarının ayrışmış yüzeyi gri, taze kırık yüzeyi beyaz- krem renklidir. Kırılması köşeli olan kireçtaşları ince taneli ve sıkı çimentoludur. Karstik erime boşlukları içeren kireçtaşlarını ince kalsit damarları düzensiz olarak kesmektedir. Tabakalanma belirgin olup, 15-30 cm kalınlığındadır. Çörtlü kireçtaşları çört bantları şeklinde, tabanda tabakalanmaya az çok paralel olarak bulunmaktadır. Yassı Tepe civarında yüzeylenmekte olan çörtlü kireçtaşlarının ayrışma yüzeyi kahverengimsi, taze kırık yüzeyi bej renklidir. Kumlu kireçtaşları, kireçtaşları içerisinde mercek ve ara seviyeler şeklinde yüzeylenmektedir. Okçular formasyonu içerisinde yer yer tamamen mercanlardan oluşan resifal kireçtaşı seviyeleri de yer almaktadır. Tabanda belirgin olarak tabakalanma gösteren kireçtaşları üst seviyelere doğru daha masif bir görünüm sunmakta ve bu seviyelerde çörtlere daha az rastlanmaktadır [86]. Arazide karstik görünümüyle kolayca tanınabilen Okçular formasyonu aşınmaya karşı dayanıklı olması

nedeniyle topografik olarak yüksek alanları oluşturmaktadır [86]. Ayrıca formasyon için kırmızı topraklarla dolu düzlükler ile arazide kolayca tanımlanabilmektedir [86].

Okçular formasyonunu kalınlığı 200-320 m olarak ölçülmüştür [40]. Okçular formasyonu üzerinde Kışlak formasyonu geçişli olarak yer almaktadır.

Okçular formasyonu makro ve mikrofosil bakımından çok zengindir. Formasyonda makrofosil olarak lamellibrans, gastropod, ekinit ve mercan bulunmaktadır. Birimin üst seviyelerinden alınan inci kesitler içerisinde mikro fosil olarak; *Nummulites cf. millecaput*, *Nummulites beamonti*, *Nummulites aturicus*, *Discocyclina sp.*, *Heterostegina sp.*, *Alveolina sp.*, *Alveolina fusiformis*, *Eorupertia magna*, *Fabiania cassis*, *Asterigerina rotula*, *Rotalia sp.*, *Rotalidae*, *Gypsina sp.*, *Assilina sp.*, *Sphaerogypsina globula*, *Oberculina sp.*, *Globorotalia sp.*, *Globigerina sp.*, *Textularia sp.*, *Miliolidae* ve Alg fosilleri ayırtlanarak, yaşı Lütésiye-Bartoniye olarak saptanmıştır [86].

Selçuk [40] ayırtladığı fosil kapsamına göre formasyonun yaşını İpresiyen-Lütésiye olarak belirlemiştir. Kopaçlı [87] ise lamellibrans, gastropod, ekinit, mercan *Nummulites aturicus* (Leymeri), *Nummulites gizehensis* (Forskal), *Globorotalia sp.* fosillerini içeren Okçular formasyonun yaşını İpresiyen-Lütésiye olarak saptamıştır.

Litolojik özellikleri ve içerdiği fosillere dayanarak Okçular formasyonunun sığ denizel self ortamında çökeldiği anlaşılmaktadır [86].

4.1.2.2. Balyatağı Formasyonu (Tmb)

Selçuk [40] tarafından Balyatağı formasyonu olarak adlandırılan birim konglomera, mikro konglomera ve kumtaşlarında oluşmaktadır. İnceleme alanında yer alan benzer litoloji ve aynı stratigrafik konuma sahip birim için de aynı ismin kullanılması uygun bulunmuştur.

Formasyonun tip kesiti Antakya P36 d2 paftasında yer alan Balyatağı Tepe dolaylarıdır. Birim inceleme alanında Yoncakaya, Çayır, Bozlu, Enek, Mansurlu, Dikmece, Kıcı köyleri kuzeyinde ve Şenköy ilçesi ve çevresinde yüzeylenmektedir.

Orta Miyosen'in tabanını oluşturan Balyatağı Formasyonunun kaya türlerini konglomera, mikro konglomera ve kumtaşları oluşturmaktadır. Konglomeralar; kırmızı-kahverenkli olup, içinde bulunan yeşil renkli ofiyolit çakılları alacalı bir görünüm sağlamaktadır. Çakıl boyutları değişken olup, 0.5 mm'den 35 cm'ye kadar farklılık sunmaktadır. Çakıltaşları; köşeli, yarı köşeli ve yuvarlak, oldukça kötü boyanmış tanelerden oluşmaktadır. Kırmızı-kahverenkli karbonat çimentolu olan çakıltaşlarının %75'ini ofiyolit çakılları, %25'ini kireçtaşı çakılları oluşturmaktadır. Mikro konglomeralar, konglomeraların kumtaşlarına geçişlerinde yer almaktadırlar. Kumtaşlarının ayrışmış yüzeyi koyu gri renkli, taze kırık yüzeyi açık grimsi renkli olup, karbonat çimentoludur. Çimentolanmanın oldukça kötü olduğu kumtaşlarında

tabakalanma da her yerde belirgin değildir. Balyatağı formasyonunun tabanında daha çok konglomeralar yüzeylenmekte olup, üst seviyelere doğru kumtaşları hâkim duruma geçmektedir. Aşınmaya karşı oldukça dayanıksız olan Balyatağı formasyonu daha çok yumuşak topoğrafyaya sahip alanlarda mostra vermektedir [86].

Balyatağı formasyonu kendisinden yaşlı tüm birimler üzerinde aşıl uyumsuz olarak yer almaktadır. Balyatağı formasyonu üzerine uyumlu olarak Sofular formasyonu gelmektedir [86]. Balyatağı formasyonunun kalınlığı 50-250 m olarak belirlenmiştir [40].

Balyatağı formasyonunun Sofular formasyonuna geçen üst seviyelerinde kireçtaşları gözlenmektedir. Bu seviyelerden itibaren resifal kireçtaşlarından oluşan Sofular formasyonuna geçilmektedir. Bu resifal kireçtaşlarının tabanı mikro ve makrofosil bakımından oldukça zengindir. Sofular formasyonunun alt seviyelerinden alınan örneklerden belirlenen fosillere göre birimin yaşı Akitaniyen-Burdigaliyen'dir [86]. Selçuk [40], yaptığı makrofosil tayinleri sonucunda Balyatağı formasyonunun yaşını Langiye-Serravaliyen olarak belirlenmiştir.

Belirgin bir sedimanter yapı göstermeyen kırmızı renkli karbonat çimentolu konglomeralardan ve kumtaşlardan oluşan Balyatağı formasyonu sedimanlarının, sığ denizel ortamda çökelmiş olan Sofular formasyonu ile geçişli olması sığ denize açılan yelpaze deltası çökelleri olduğunun göstermektedir [86].

4.1.2.3. Sofular Formasyonu (Tms)

Başlıca resifal kireçtaşlarından oluşan birim, Selçuk [40] tarafından Sofular formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birimin tip kesit yeri inceleme alanı dışındaki Sofular köyüdür. Bir inceleme alanında Belen ilçesi ve Kurtbağı köyünün doğusunda, Kırıkhan ilçesi güneyinde, Antakya ilçesi çevresinde, Reyhanlı ilçesi, Cilvegözü, Kavalcık, Çakıryiğit, Alageyik, Kuşaklı, Oğulpınar, Çubuklu, Toygarlı, Kesecik, Dikmece, Eriklikuyu, Karşıyaka, Gözene köyleri çevresinde geniş alanlarda yüzeylenmektedir.

Sofular formasyonu başlıca resifal nitelikli kireçtaşından oluşmakta olup, taban seviyelerinde kumludur. Ayrışmış yüzeyi gri, taze kırık yüzeyi sarımsı krem renkli olan Sofular formasyonu sert ve oldukça iyi çimentoludur. Kırılması köşeli, kırılma yüzeyi pürüzlü olan kesimleri belirgin tabakalanmalıdır. Sofular formasyonunun resifal kireçtaşlarından sonraki üst seviyelerine doğru kil miktarı artmaktadır. Aşınmaya karşı oldukça dayanıklı olan Sofular formasyonu genellikle topografik olarak yüksek alanlarda mostra vermektedir [86].

İnceleme alanında Sofular formasyonu Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı Balyatağı formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır [86]. Orta Miyosen transgresif bir istif olduğundan Sofular formasyonu yer yer kendinden daha yaşlı formasyonlar üzerinde

diskordans olarak görmek mümkündür [86]. Sofular formasyonu üzerinde Langhiyen-Serravaliyen yaşlı Tepehan formasyonu geçişli olarak yer almaktadır [86].

Selçuk [40] Sofular formasyonunun kalınlığı 75-200 m olarak belirlenmiştir. Sofular formasyonu bol miktarda makro ve mikro fosil içermektedir. Makro fosil olarak; lamellibrans, ekinit, gastropod, mercan ve ostrea bulunmaktadır. Kayaç içerisinde mikro fosil olarak; *Textularia* sp., *Heterostegina* sp., *Borelis* sp., *Rotalia* sp., *Globorotalia* sp., *Operculina* sp., *Eorupertia* sp., *Globigerina* sp., *Lepidocyclina* sp. ve Alg fosilleri ayırtlanmıştır. Birimin alt seviyelerinden alınan örneklerden belirlenen bu fosillere göre birimin yaşı Akitaniyen-Burdigaliyen'dir [86]. Selçuk [40], Sofular formasyonun yaşını Langhiyen-Serravaliyen olarak belirlemiştir.

Sofular formasyonunun sedimanları sığ denizel resifal ortamda çökelmiştir. Sofular formasyonu, Balyatağı formasyonu ile birlikte transgrasif bir istif sunmaktadır [86]. Birim Karaisalı formasyonu ile denestirilebilir [88].

4.1.2.4. Tepehan Formasyonu (Tmt)

Başlıca kumtaşı, killi kireçtaşı, kilitaşı ve marnlardan oluşan birim, Selçuk [40] tarafından Tepehan formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Formasyon tip kesiti Tepehan köyünde gözlenmektedir. Birim, inceleme alanında Belen, Karbeyaz, Kamberli, Kepirce, Kurtbağı, Benlidere, Çakallı, Şenbük, Ötençay, Yaylıca, Eriklikuyu, Sebenoba, Karaköse, Pulluyazı, Topraktutan, Kılıçtutan, Üçirmak, Çatbaşı, Hanyolu, Yanıkpınar, Tokaçlı, Tepehan, Açıkdere, Kuyubaşı, Kolcular, Mehmetbeyli köylerinde geniş alanlarda düzenlenmektedir.

Tepehan formasyonu kumtaşı, killi kireçtaşı, kilitaşı ve marnlardan oluşmaktadır. Tepehan oluşturan kumtaşlarının ayrışmış yüzeyi açık gri-boz, taze kırık yüzeyi sarımsı bej renkli olup, kumtaşları orta-kalın tabakalıdır. Birim genellikle gevşek çimentolu olup, çimentosu CaCO_3 'tür. Kumtaşları içerisindeki gastropod ve lamelli brans fosillerinin kavkıları bulunmaktadır. Bu kavkılar çok ince olup, çok kolay kırılmaktadır. Kirli kireçtaşlarının ayrışma yüzeyi sarımsı-gri, taze kırık yüzeyi açık sarı-bej renklidir. Belirgin tabakalanma göstermekte olup tabakalar ince-orta kalınlıktadır. Kırılması çubuğumsu olan kirli kireçtaşları bol miktarda mollusk kavkı parçaları içermektedir. Kilitaşları açık gri-yeşilimsi renkli olup, ince tabakalanma ve laminalanma göstermektedir. Kilitaşları içinde yer yer sarımsı, kırmızımsı renkli kumtaşları mercekler şeklinde gözlenmektedir. Marnların ayrışma yüzeyi yeşilimsi gri, yer yer sarımsı beyaz, taze kırık yüzeyi gri renklidir. Konkoidal ve çubuğumsu kırılmalı olan birim yer yer tabakalı ve laminalıdır. Çok miktarda mollusk kavkı kırıkları içermektedir [86].

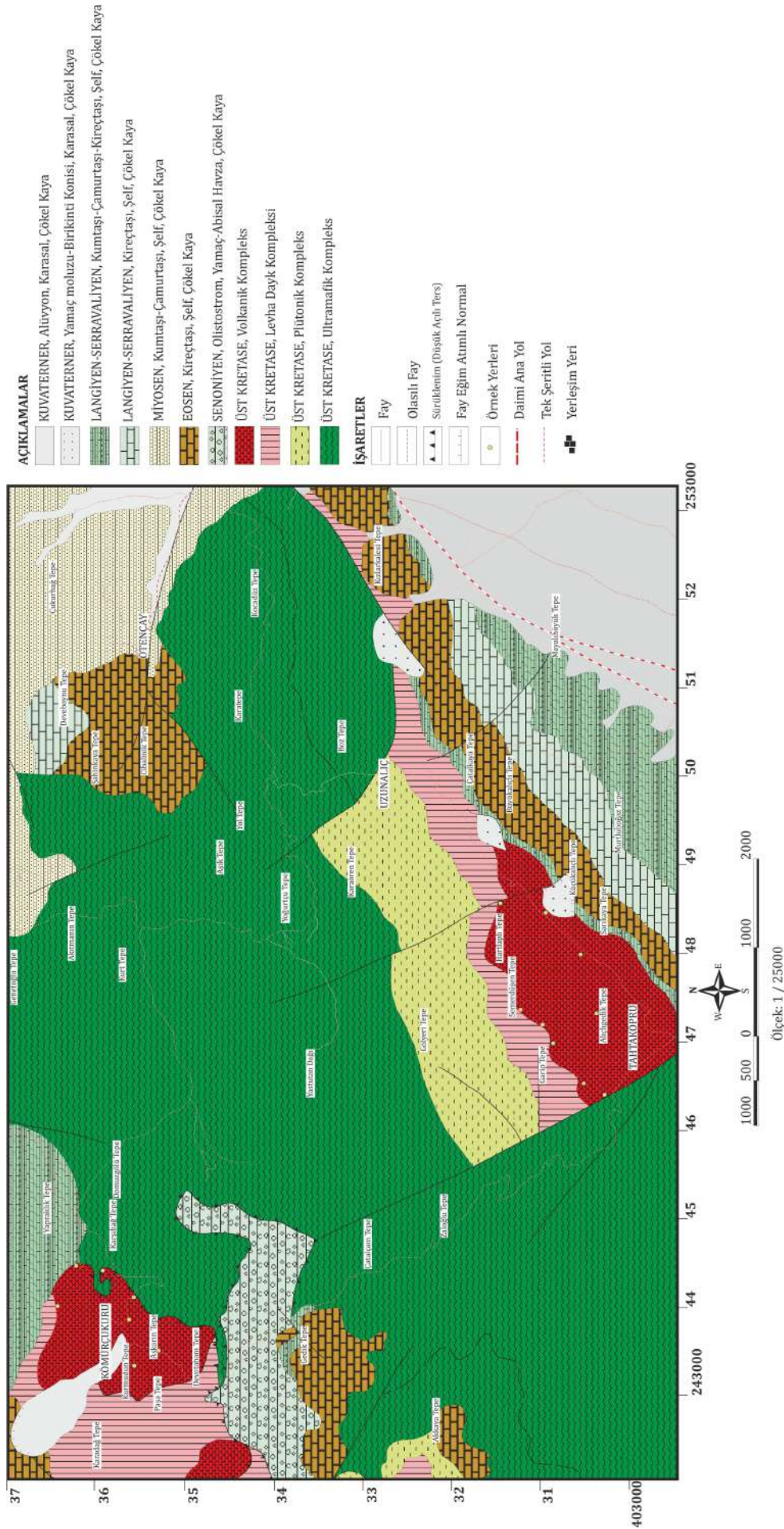
Tepehan formasyonu Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı Sofular formasyonu üzerinde geçişli olarak yer almaktadır [86]. Tepehan formasyonu üzerinde Orta-Geç Miyosen yaşlı Nurzeytin formasyonu geçişli olarak bulunmaktadır [86].

Tepehan formasyonunun kalınlığı 200-500 m arasında değişmektedir [40]. Tepehan formasyonu bol miktarda makro ve mikro fosil içermektedir. Makro lamelli ve gastropod kavkaları ince olduğu ve çok kolay kırıldığı için tür tayini yapılamamaktadır [86]. Selçuk [40] aldığı yıkama numunelerini tayinleri sonucunda Tepehan formasyonunun yaşını Orta Miyosen (Langiyen-Serravaliyen) olarak belirlemiştir.

Tepehan formasyonunu oluşturan birimlerin önce sığ denizel daha sonra gittikçe derinleşen sığ-açık deniz ortamda çökelindiği düşünülmektedir [86]. Birim Karataş formasyonu ile deneşleştirilebilir [89].

4.1.2.5. Alüvyon

Çalışma alanında Kömür çukuru civarında heyelan malzemesi (Qh) gözlenmiştir. Ayrıca inceleme alanı içerisinde yer alan dere yatağında kötü boylanmış çakıl, kum boyutunda farklı kayalar türlerine ait malzemeler gözlenmiştir.



Şekil 4.4. Kömürçükuru ve Tahtaköprü (Hatay) civarının basitleştirilmiş jeoloji haritası ([90]; MTA Genel Müdürlüğü 1/25000 Jeoloji Haritası)

4.2. Arazi Gözlemleri ve Petrografi

4.2.1 Volkanik Kayaçlar

Çalışma alanında gözlenen volkanik kayaçlar çok ayrılmış olup ayrışma yüzeyleri kırmızımsı kahverenkli, yer yer açık yeşil, taze kırık yüzeyleri ise kahverenkli olarak gözlenmiştir. Çok sayıda kırıklı ve çatlaklı yapıya sahip olup çatlak ve kırıklar çok yönlüdür. Volkanik kayaçlar yastık debili olup, küresel, yassılaştırmış ve uzamış oval şekillerde gözlenmektedir. Volkanik kayaçlar, ultramafik peridotitlerle tektonik dokanıklı olup, yer yer diyabaz daykları tarafından kesilmektedir. Volkanik kayaçların dayk kompleksi ile olan taban ilişkisi gözlenmemiştir. Tahtaköprü' de yüzeylenen volkanik kayaçlar tektonitler ile, Kömürçukuru civarında yüzeylenen volkanik kayaçlar ise tektontit ve kümülatlar ile faylı dokanak göstermektedir.

Kömürçukuru köyünün girişinde Yapraklı Tepe'nin doğusunda gözlenen volkanitlerin tektonitlerle sınırı net gözlenmemiş olup bu kesimde bazaltlar çok ayrılmıştır. Ayrışma yüzeyleri kırmızımsı kahverenkli, taze kırık yüzeyleri ise koyu kahverenkli olarak gözlenmiştir. Aynı zamanda buradaki bazaltların alterasyon nedeniyle dayanımının çok düşük olduğu gözlenmiştir. Yer yer elle ufalanabilmektedir (Şekil 4.5). Kömürçukuru köyü ve çevresinde yer alan bazaltların genel görünüşleri kırmızı kahverenkli. Çoğu kesimde çok çatlaklı, kırıklı yapıya sahip olup, bazı kesimlerde yastık yapıları korunmuş şekilde gözlenmiştir.



Şekil 4.5. Yapraklı Tepe'nin doğusunda yer alan volkanik kayaçların görünümü.
(DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:512283.00 X:4034422.00).

Aşkarın Tepesi üzerinde gözlenen yastık lavlar ve bu lavların tektonikler ile arasındaki sınır belirgin olarak izlenmektedir (Şekil 4.6). Yastık lavlar küresel ve yassılaştırmış şekillerde gözlenmekte, alterasyon izlerine rastlanılmamaktadır (Şekil 4.7).



Şekil 4.6. Aşkarın Tepe'nin batısındaki volkanik kayaçların tektoniklerle ilişkisi.
(DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:512630.00 X:4033071.00).



Şekil 4.7. Aşkarın Tepe'nin doğusunda yer alan volkanik kayaçların yastık yapısı.
(DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:512630.00 X:4033071.00).

Devetabanı Tepesi kuzeyinden Kömürçukuru Köyü'ne bakıldığında volkanitler kırmızımsı kahverenkli ayrışma yüzeyleriyle ayırt edilmektedir (Şekil 4.8).



Şekil 4.8. Devetabanı Tepesi'nin kuzeyindeki Kömürçukuru Köyünde yer alan ayrışmış volkanik kayaçların genel görünümü (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:512321.00 X:4032698.00).

Tahtaköprü köyünün girişinde (Alıçlıgedik Tepenin güneybatısında) yol yarmasında bazalt ve kireçtaşı dokanağı gözlenmektedir (Şekil 4.9 ve 4.10). Volkanik kayaçlar çok ayrışmış kırıklı bir yapıya sahip, dayanımları düşüktür. Bazaltik yastık lavların arasında çört bantları içeren krem renkli kireçtaşı seviyeleri de bulunmaktadır (Şekil 4.11).

Alıçlıgedik Tepenin batısından Tahtaköprü Köyüne bakıldığında genellikle volkanik kayaçların çok ayrışmış olan malzemesi gözlenmektedir. Bu kesimde bazaltların ayrışma yüzeyleri açık yeşil, taze kırık yüzeyleri ise koyu kahverenkli olarak gözlenmiştir (Şekil 4.12). Aynı zamanda buradaki bazaltların alterasyon nedeniyle dayanımları çok düşüktür (Şekil 4.13).



Şekil 4.9. Alıçlıgedik Tepesinin batısından Tahtaköprü Köyünde yer alan ayrılmış volkanik kayaların genel görünümü (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:515898.00 X:4027964.00).



Şekil 4.10. Alıçlıgedik Tepenin güneybatısında yer alan yol yarmasında bazalt ve kireçtaşı sınırı. (DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:515583.00 X:4027974.00).

Tahtaköprü deresinin güneybatısında yer alan bazaltların tektonitlerle ilişkisi faylı olup, Tahtaköprü Fayı ile ayrılmış olduğu arazide gözlemlenmiş ve gözlem sonucu formasyon sınırı Şekil 4.14' teki gibi çizilmiştir.



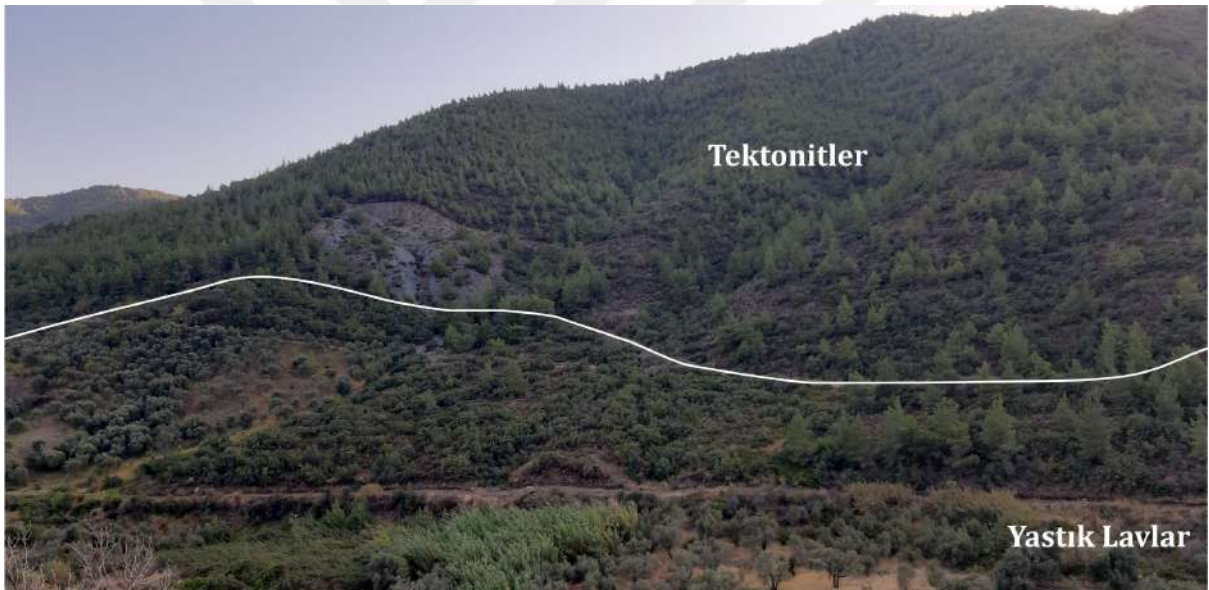
Şekil 4.11. Alıçlıgedik Tepenin güneybatısında yer alan yol yarmasında bazalt ve kireçtaşları.
(DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:515583.00 X:4027974.00).



Şekil 4.12. Tahtaköprü Köyü yol yarmasındaki volkanik kayaçların genel görünümü.
(DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:516204.00 X:4027400.00).



Ŗekil 4.13. Semerdüſen Tepesi üzerinde ayrıſmıŖ volkanik kayaçların görünümü.
(DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:516123.00 X:4028031.00).



Ŗekil 4.14. Tahtaköprü Deresinin batısında tektonikler ve yastık lavların sınırı.
(DATUM: ED50 D.O.M:36 D.G:3- Y:515884.00 X:4028117.00).

Afanitik doku sunan volkanik kayaçlar, ince kesitlerde bazalt olarak tanımlanmıştır. Hipokristalin porfirik ve intersertal dokunun gözleendiğı kayaç içerisinde mineraller koyu renkli bir hamur içerisinde dağılmıŖ durumda gözlenmektedir. Yapılan mikroskopik incelemeler sonucu tanımlanan minerallerin özellikleri aŖağıda belirtilmiştir.

Plajiyoklaz: Çok küçük taneler, mikrolitler Ŗeklinde gözlenen plajiyoklazlar kayaç içerisinde %50-60 oranlarında bulunmaktadır. Plajiyoklaz mikrolitleri yer yer birbirini keser konumda izlenmektedir. Plajiyoklazlar oldukça fazla alterasyon geçirmiŖ ve genellikle epidotlaşma, kalsitleşme sunmaktadırlar.

Piroksen: Küçük-orta tane büyüklüğüne sahip piroksen mineralleri, nadir olarak fenokristal şeklinde gözlenmektedir. Kesit içerisinde %30-40 oranında gözlenen piroksen mineralleri tek yönde belirgin dilinim sunmaları, canlı girişim renkleri ve eğik sönme göstermeleri nedeniyle klinopiroksen olarak tanımlanmıştır. Piroksenler uralitleşme, kloritleşme şeklinde alterasyonlar göstermektedirler.

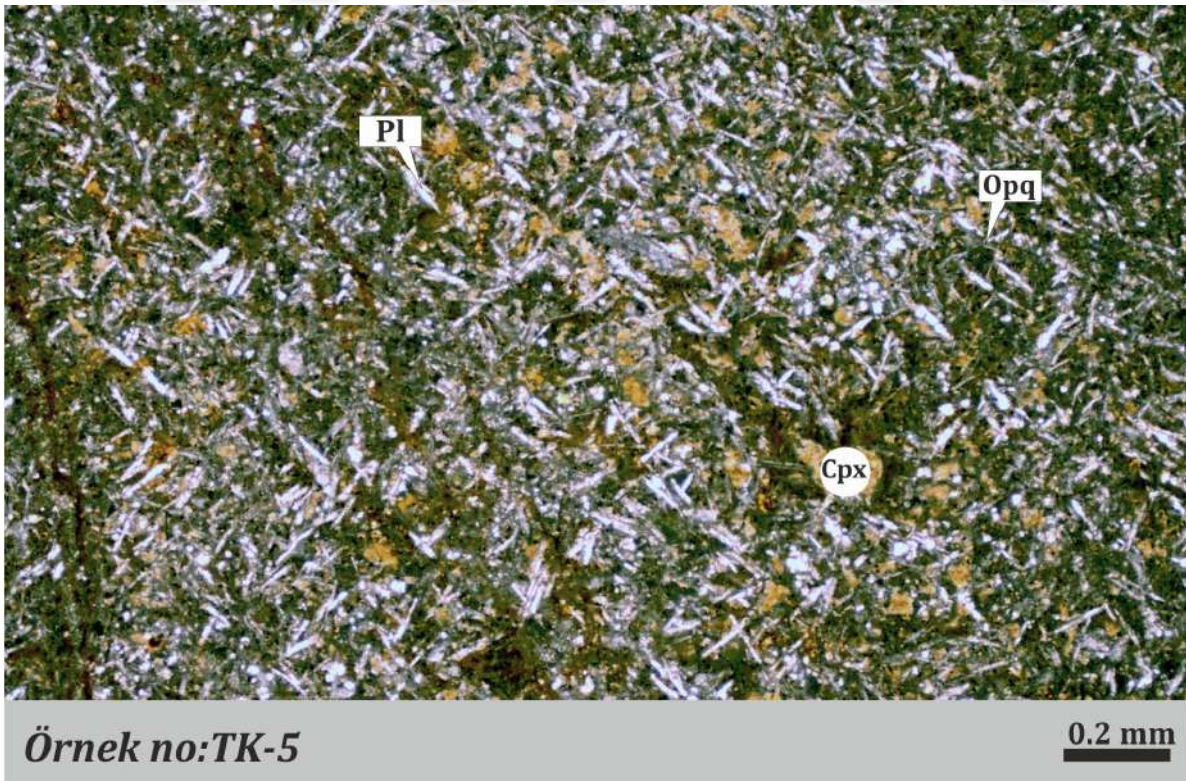
Amfibol: Kayaç içerisinde % 5'e kadar oranlarda gözlenen amfiboller fenokristal olarak özşekilli şekillerde gözlenmektedirler. Kenarlarından itibaren opaklaşma sunmakta, ayrıca kayaç içerisinde mafik mineral pseudomorfaları şeklinde izlenmektedir.

Klorit: İkincil olarak gelişmiş genellikle kayaçta gelişigüzel dağılmış mineraller halinde izlenmekte, çimen yeşili pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

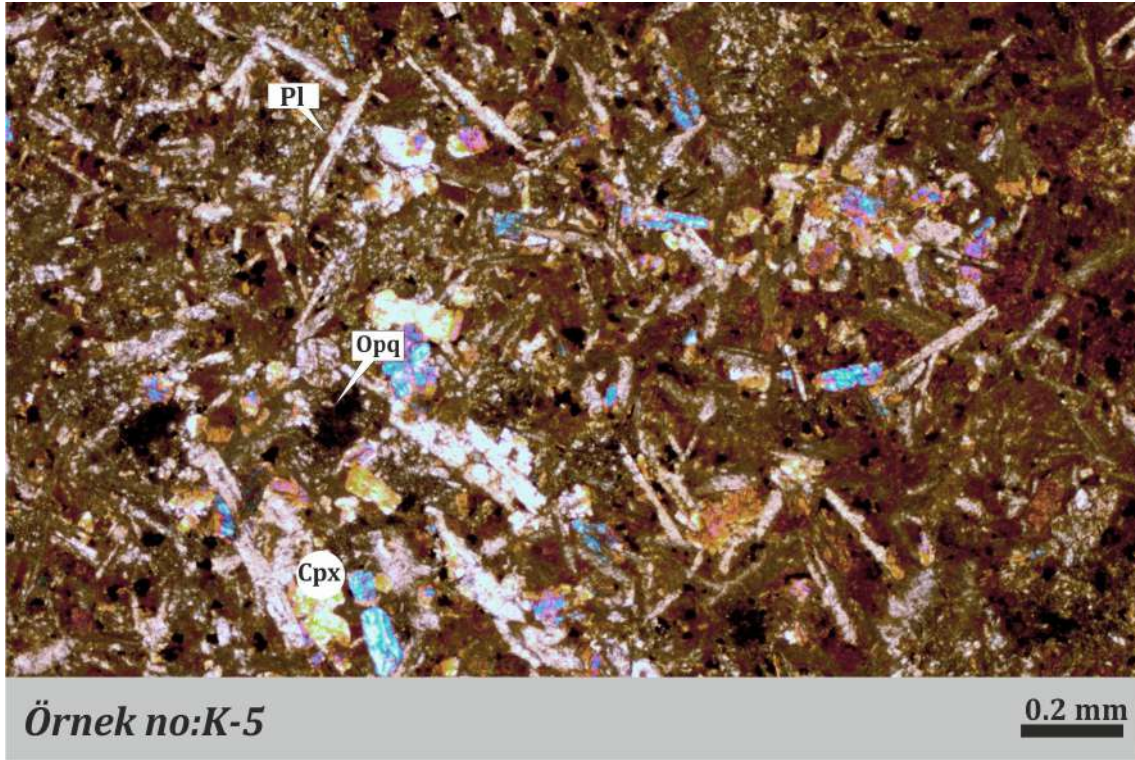
Kalsit: Kalsitler ikincil dönüşüm süreçleriyle plajiyoklazların aleyhine gelişmiş olarak izlenmektedirler.

Epidot: Kayaçta az miktarlarda izlenen epidotlara canlı girişim renklerine sahip mineral kümeleri halinde rastlanmakta, plajiyoklazların epidotlaşması sonucu oluştukları düşünülmektedir.

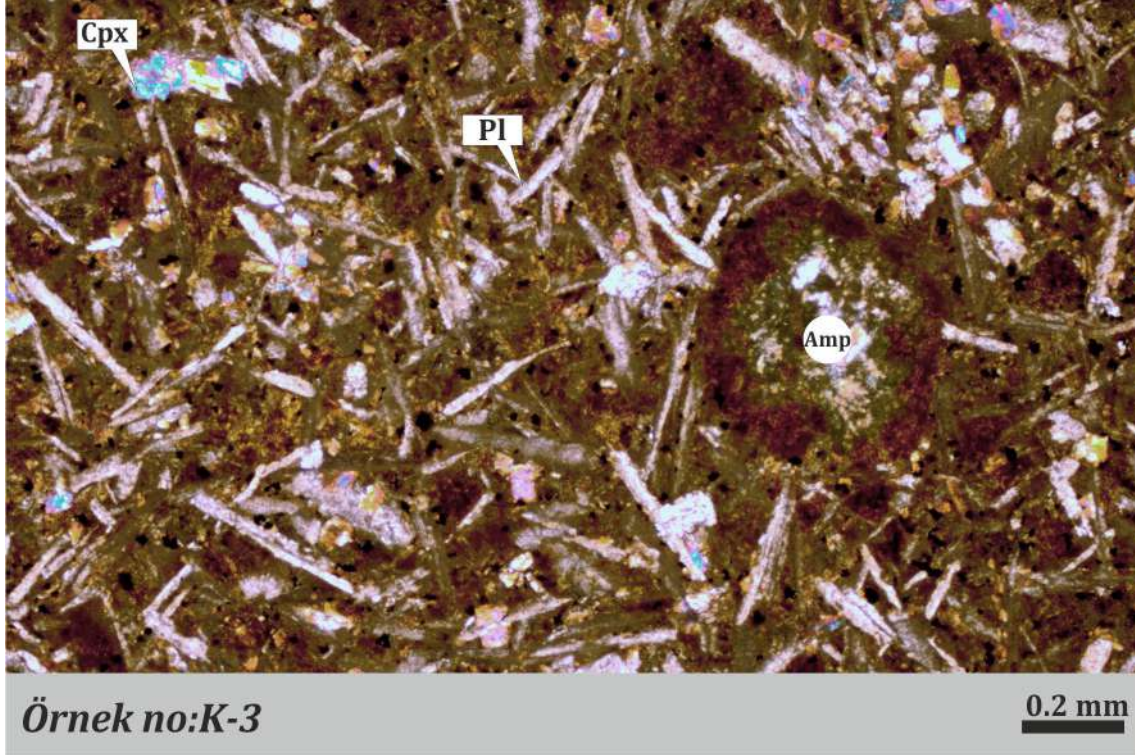
Opak: Bir kısmı birinci, diğer bir kısmı ferromagnezyen minerallerden itibaren oluşmuş ikincil olmak üzere kayaç içinde dağılmış şekilde yarı özşekilli ve özşekilsiz ve küçük taneler halinde bulunmaktadır.



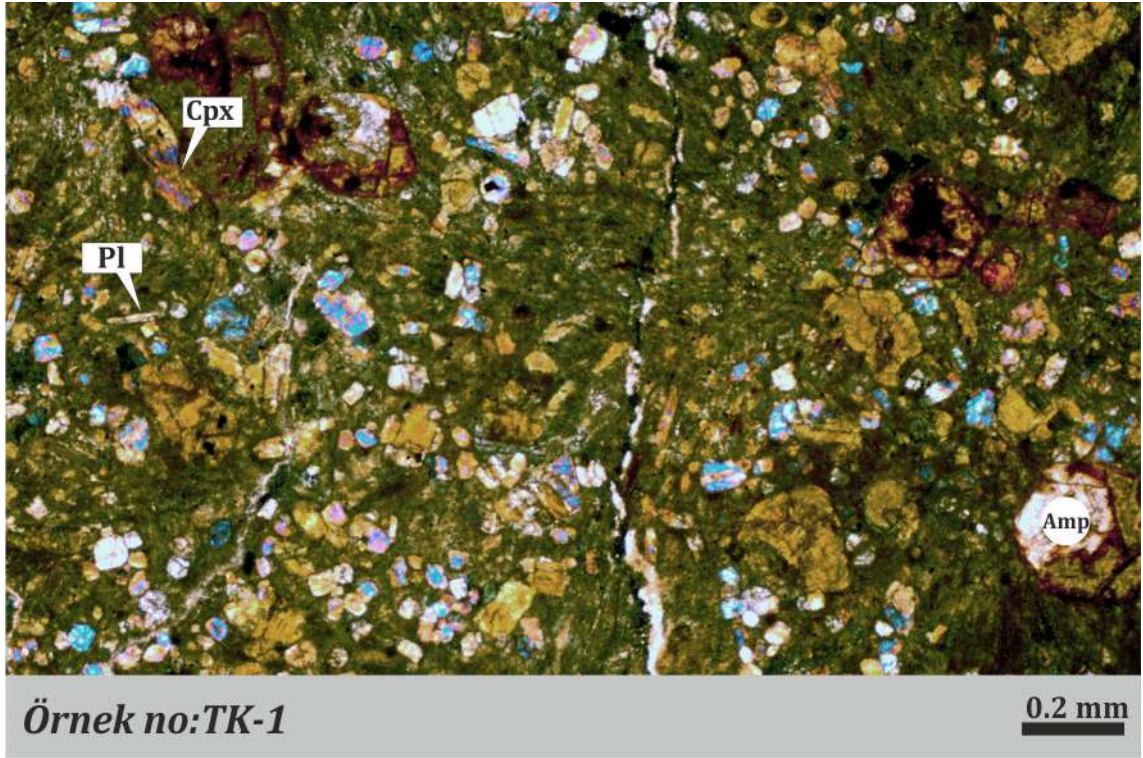
Şekil 4.15. Intersertal doku gösteren bazalt kayacının ince kesit fotoğrafı. Pl: Plajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen, Opq: Opak. Çift nikol. Mineral kısaltmaları Whitney ve Evans [91]'tan alınmıştır.



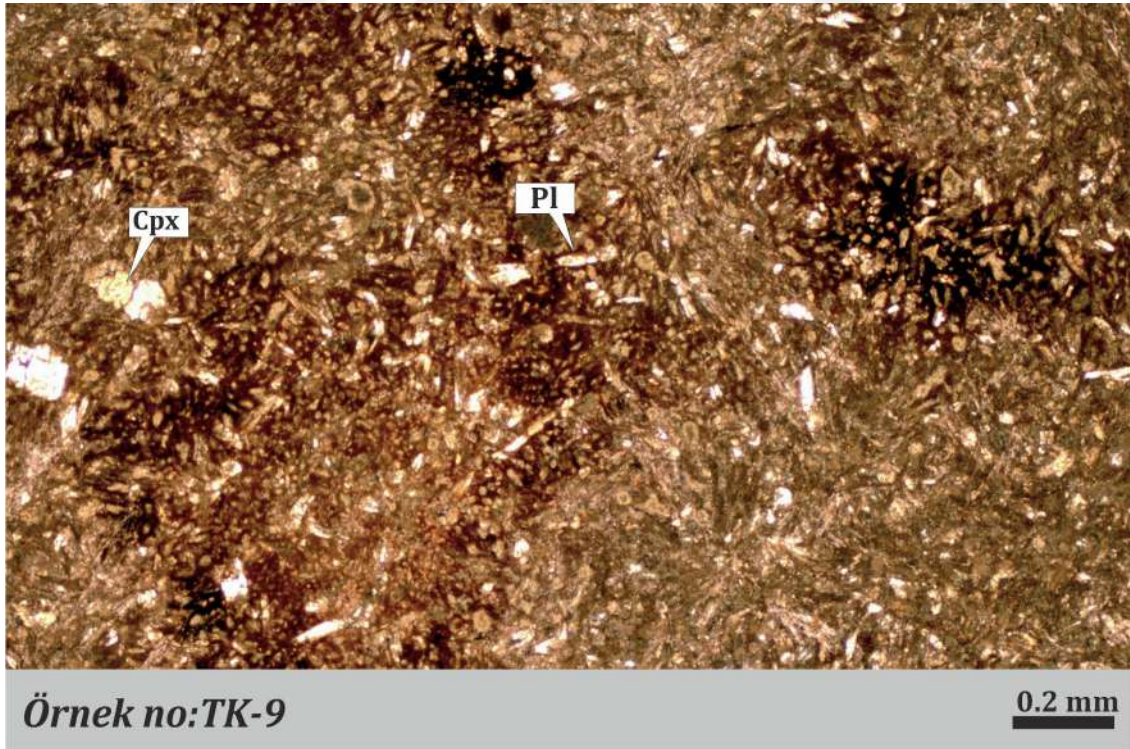
Şekil 4.16. Hiporistalin porfirik doku gösteren bazalt kayacının ince kesit fotoğrafı.
Pl: Pajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen, Opq: Opak. Çift nikol.



Şekil 4.17. Hipokristalin porfirik gösteren bazalt kayacında gözlenen özşekli amfibol minerali.
Pl: Pajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen, Amp: Amfibol. Çift nikol.



Şekil 4.18. Hipokristalin porfirik doku gösteren bazalt kayacında gözlenen mafik mineral pseudomorfları, ikincil mineral oluşumları. Pl: Pajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen. Çift nikol.



Şekil 4.19. İntersertal doku gösteren bazalt kayacında gözlenen birincil ve ikincil opak mineralleri. Pl: Pajiyoklaz, Cpx: Klinopiroksen, Opq: Opak. Çift nikol.

4.3. Jeokimya

Petrografik tanımla sonucunda bazalt olarak belirlenen örneklerden seçilerek analizi yapılan volkanik kayaç örneklerinin ana oksit (% ağırlık) ve iz element (ppm) analiz sonuçları Tablo 4.1' de, CIPW normatif değerleri ise Tablo 4.2' de gösterilmektedir.

Ateşte kayıp değerlerinin (% 2,7-7.37) değişkenliği, petrografik tanımlamalarda uralitleşme, kloritleşme, epidotlaşma ve karbonatlaşma gibi alterasyon ve/veya ikincil sulu ya da karbonat fazlarını göstermektedir [92]. Alterasyon nedeni ile ana elementler ile yüksek iyonik yarıçaplı elementlerde (LIL) hareketlilik gözlenmesi [93-95] petrolojik yorumlarda alterasyona karşı dayanımlı nadir toprak elementleri (REE) ile kalıcılığı yüksek elementlerin (HFS) kullanılması önerilmektedir [96-98]. Bu nedenle kayaçların petrolojik özelliklerinin tanımlanması sırasında kalıcılığı yüksek elementlerin kullanılması uygun olacaktır.

Volkanik kayaçların ana element içerikleri; SiO₂ (% 47.83-59.09), TiO₂ (% 0.28 - 0.81), Al₂O₃ (% 13.24-16.51), Fe₂O₃ (% 6.50-10.19), MnO (% 0,10-0,50), MgO (% 3.83-10.75), CaO (% 3.62-9.72), Na₂O (% 2.01-6.04), K₂O (% 0.05-0.68), P₂O₅ (% 0.01-0.07), Cr₂O₃ (% 0,004-0,109), iz element içerikleri; Ni (29-194 ppm), Ba (8-144 ppm), Sc (31-42 ppm), Y (9.3-24.0 ppm), Rb (0.4-21.6 ppm), Sr (38,0-300.8 ppm), Zr (9.0-48.0 ppm), Nb (0,7-1,8 ppm), Th (0.2-0.3 ppm), Pb (0.3-1.0 ppm), Ga (6,6-18.0 ppm), Zn (31-73 ppm), Cu (12,0-97.0 ppm), Ni (11.1-145.5 ppm), Mo (0.3-2.1 ppm), V (184-345 ppm), Hf (0.4-1.4 ppm), Co (28.1-48.0 ppm), Cs (0.2-0.9 ppm), W (0.5-3.5 ppm) arasında değişmektedir (Tablo 4.1).

Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların (bazaltların) Na₂O+K₂O içeriğinin SiO₂ içeriğine göre çizilerek elde edilen toplam alkaliler-silika (TAS) diyagramında [99] 7 adet örnek subalkali alanında yer alırken, 3 adet örnek alkali alanında, diğer 6 adet örnekte alkali-subalkali çizgisinin üzerinde yer almaktadır (Şekil 4.20).

Volkanik kayaçların normatif değerlerine baktığımızda (Tablo 4.2) TK-2, TK-4, TK-6, TK-10 numaralı örneklerin normatif kuvars, diğer örneklerin ise normatif olivin içerdikleri gözlenmektedir. Ayrıca örneklerin hepsi normatif ortoklaz, plajiyoklaz, diyopsit, hipersten, ilmenit, manyetit ve apatit içermektedir. TK-14 ve KC-17 numaralı örnekler normatif nefelin içermektedir. TK-10 örneğinde sadece normatif korund bulunmaktadır. Örneklerin normatif değerlerini petrografik özellikleri ile karşılaştırdığımızda bir takım uyumsuzlukların olduğu görülmektedir. Bu nedenle yukarıda belirtildiği gibi petrolojik tanımlamalarda ve yorumlarda alterasyona karşı duyarlı iz elementlerin kullanılması daha uygun olmaktadır.

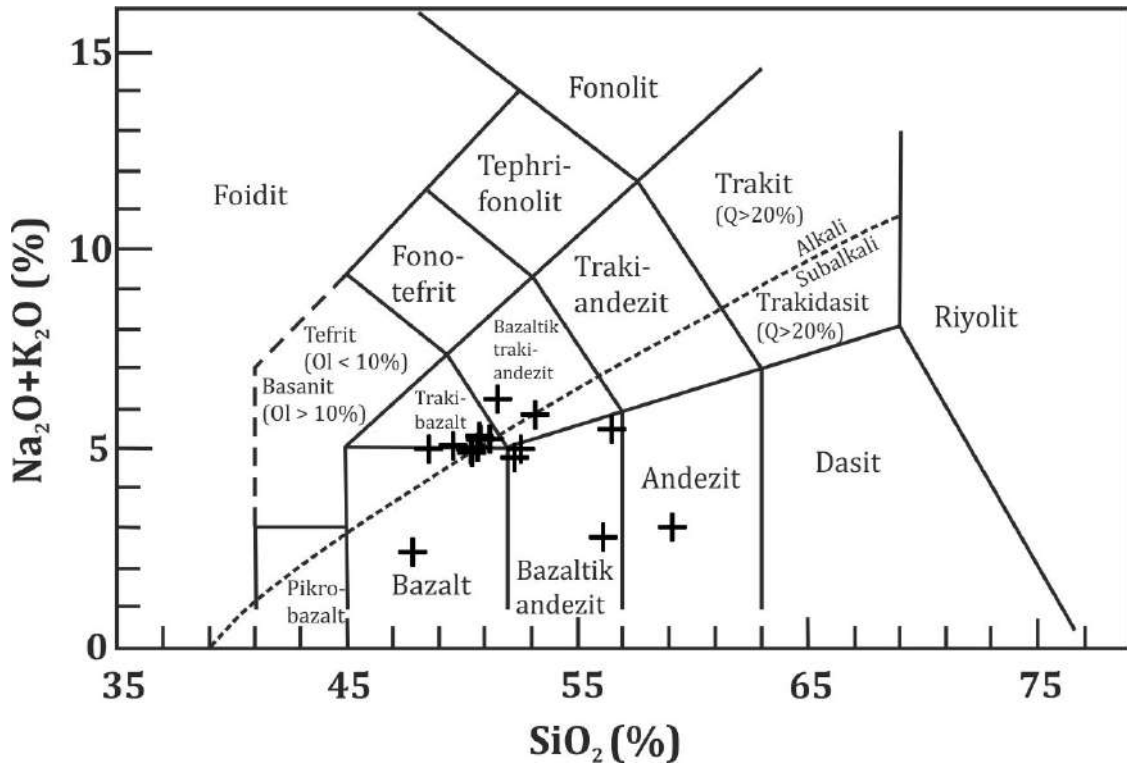
Tablo 4.1. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların ağırlık yüzdesi cinsinden ana element, ppm cinsinden iz element içerikleri.

Örnek	TK-2	TK-3	TK-4	TK-5	TK-6	TK-8	TK-10	TK-11	TK-14	KC-6	KC-17	K-3	K-4	K-5	K-18	K-19
SiO ₂	52.25	47.83	59.09	50.64	56.47	52.52	56.09	50.76	51.52	49.58	48.52	51.18	53.13	50.72	50.34	50.39
TiO ₂	0.81	0.46	0.50	0.81	0.35	0.65	0.28	0.79	0.29	0.70	0.58	0.76	0.79	0.79	0.82	0.80
Al ₂ O ₃	14.99	13.24	14.14	16.09	14.44	14.80	13.62	15.50	15.65	16.51	14.46	15.44	14.68	15.61	15.61	16.11
tFe ₂ O ₃	10.19	7.40	8.88	8.99	6.50	7.71	8.51	9.39	9.10	9.69	8.44	9.25	9.35	9.32	9.50	9.07
MnO	0.12	0.50	0.11	0.10	0.20	0.18	0.11	0.16	0.15	0.16	0.15	0.16	0.13	0.17	0.14	0.11
MgO	7.86	10.75	3.83	4.32	5.59	6.32	5.29	6.49	5.41	6.08	6.89	6.38	5.42	6.41	4.54	4.07
CaO	3.62	9.72	7.53	8.96	6.01	6.13	8.58	7.04	5.95	6.17	9.53	6.94	6.01	6.63	7.84	9.03
Na ₂ O	4.48	2.01	2.37	4.86	5.00	4.93	2.09	5.13	6.04	4.77	4.50	5.14	5.80	5.20	4.92	4.70
K ₂ O	0.29	0.38	0.65	0.16	0.48	0.05	0.68	0.10	0.20	0.30	0.48	0.10	0.05	0.11	0.05	0.19
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.02	0.07	0.01	0.04	0.02	0.05	0.01	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06
Cr ₂ O ₃	0.004	0.109	0.008	0.017	0.019	0.062	0.014	0.012	0.029	0.007	0.043	0.013	0.012	0.015	0.019	0.017
LOI	5.1	7.3	2.7	4.8	4.7	6.4	4.5	4.4	5.5	5.8	6.1	4.4	4.4	4.7	6.0	5.3
Toplam	99.78	99.75	99.85	99.83	99.82	99.84	99.83	99.79	99.85	99.80	99.79	99.80	99.82	99.78	99.84	99.84
Ni	29	194	31	41	56	162	52	48	70	39	101	46	40	44	50	41
Sc	31	33	36	33	37	32	39	33	42	35	33	33	32	33	34	33
Ba	23	16	37	50	64	8	32	25	8	23	144	22	10	36	16	59
Rb	1.2	10.1	14.9	1.9	12.2	0.5	21.6	0.8	8.1	3.1	6.5	0.9	0.5	0.8	0.4	2.3
Sr	98.0	51.5	69.3	143.2	217.5	73.3	209.8	258.3	38.0	186.6	288.1	245.0	93.0	300.8	94.9	152.1
Y	22.3	12.7	17.9	24.0	9.5	16.4	12.7	21.8	9.3	21.5	15.4	21.2	20.6	20.7	20.6	22.2
Zr	38.5	20.0	19.3	48.0	12.2	34.3	11.0	38.1	9.0	32.3	25.9	37.2	37.6	38.4	47.2	46.6
Nb	1.8	0.7	1.8	1.1	1.2	1.0	1.2	1.2	1.1	1.0	0.9	1.1	1.1	0.9	0.9	0.9
Th	0.3	bdl	0.2	0.2	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.3	bdl
Pb	0.5	0.4	0.4	0.9	0.3	0.5	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.3	0.6	0.4	0.7	1.0
Ga	13.1	10.8	14.4	17.4	6.6	13.1	9.7	18.0	10.0	14.4	10.6	16.8	13.3	16.0	15.2	17.6
Zn	70	35	43	67	51	46	34	44	31	69	44	39	70	48	66	73
Cu	62.3	88.5	17.2	36.7	26.7	22.4	21.3	65.3	12.0	45.3	23.9	34.4	20.4	57.9	97.0	66.1
Ni	21.8	145.5	13.3	24.4	23.0	139.2	11.1	23.6	16.9	23.9	67.2	23.2	26.1	24.6	32.8	28.2
Mo	0.5	2.1	1.7	0.6	0.8	0.3	1.2	0.8	0.4	0.5	1.0	0.7	0.6	0.6	0.7	0.5
V	283	236	345	310	277	186	254	298	250	290	264	285	291	289	283	293
Hf	1.2	0.8	0.7	1.3	0.4	1.2	0.4	1.4	0.4	1.1	0.7	1.4	1.4	1.2	1.3	1.4
Co	34.7	48.0	28.1	31.6	29.1	41.4	32.9	36.5	38.7	33.5	37.3	32.6	34.3	32.5	36.2	32.5
Be	bdl	bdl	bdl	2	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Cs	bdl	bdl	0.2	bdl	bdl	bdl	0.2	bdl	0.3	bdl	0.9	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ta	0.1	bdl	0.1	0.1	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.1	bdl
U	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
W	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	3.5	0.5	0.7	0.8	bdl
La	2.0	1.2	1.7	3.4	0.8	1.7	0.9	2.2	0.9	2.7	2.4	2.3	2.1	1.9	2.9	3.5
Ce	4.8	1.5	2.5	7.0	1.4	3.9	1.3	5.0	1.1	4.8	2.9	4.8	4.6	5.0	6.4	6.8
Pr	0.85	0.34	0.45	1.11	0.21	0.70	0.22	0.80	0.17	0.74	0.49	0.74	0.75	0.73	0.96	1.10
Nd	4.5	1.9	2.4	5.8	1.3	4.0	1.1	4.8	0.9	4.4	3.1	4.4	4.4	4.4	5.6	9.6
Sm	1.66	0.90	1.04	1.93	0.61	1.55	0.52	1.81	0.40	1.63	1.16	1.65	1.63	1.66	1.93	2.00
Eu	0.63	0.44	0.42	0.80	0.22	0.58	0.21	0.72	0.18	0.65	0.46	0.65	0.60	0.66	0.72	0.76
Gd	2.77	1.61	2.02	2.88	0.96	2.27	1.06	2.85	0.87	2.47	2.01	2.63	2.57	2.77	2.72	2.84
Tb	0.52	0.30	0.40	0.56	0.22	0.41	0.21	0.52	0.20	0.49	0.37	0.50	0.51	0.51	0.52	0.52
Dy	3.76	2.06	2.73	3.70	1.53	2.72	1.75	3.54	1.33	3.33	2.55	3.37	3.39	3.52	3.54	3.49
Ho	0.80	0.47	0.70	0.80	0.35	0.63	0.41	0.86	0.38	0.78	0.63	0.78	0.77	0.86	0.82	0.78
Er	2.68	1.44	2.12	2.60	1.21	1.92	1.44	2.42	1.15	2.32	1.78	2.43	2.35	2.52	2.37	2.50
Tm	0.38	0.22	0.32	0.38	0.17	0.27	0.20	0.37	0.16	0.34	0.27	0.34	0.32	0.36	0.33	0.34
Yb	2.46	1.27	2.13	2.33	1.15	1.80	1.40	2.40	1.09	2.39	1.87	2.31	2.19	2.37	2.19	2.28
Lu	0.39	0.21	0.37	0.38	0.18	0.29	0.22	0.37	0.20	0.34	0.27	0.34	0.34	0.36	0.35	0.36
Nb/Yb	0.73	0.55	0.85	0.47	1.04	0.56	0.857	0.5	1.009	0.42	0.481	0.48	0.5	0.38	0.41	0.39
Zr/Yb	15.7	15.7	9.06	20.6	10.6	19.1	7.857	15.88	8.257	13.5	13.85	16.1	17.2	16.2	21.6	20.4
La/Yb	0.81	0.94	0.8	1.46	0.7	0.94	0.643	0.917	0.826	1.13	1.283	1	0.96	0.8	1.32	1.54
Sm/Yb	0.67	0.71	0.49	0.83	0.53	0.86	0.371	0.754	0.367	0.68	0.62	0.71	0.74	0.7	0.88	0.88
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	18.5	28.8	28.3	19.9	41.3	22.8	48.64	19.62	53.97	23.6	24.93	20.3	18.6	19.8	19	20.1

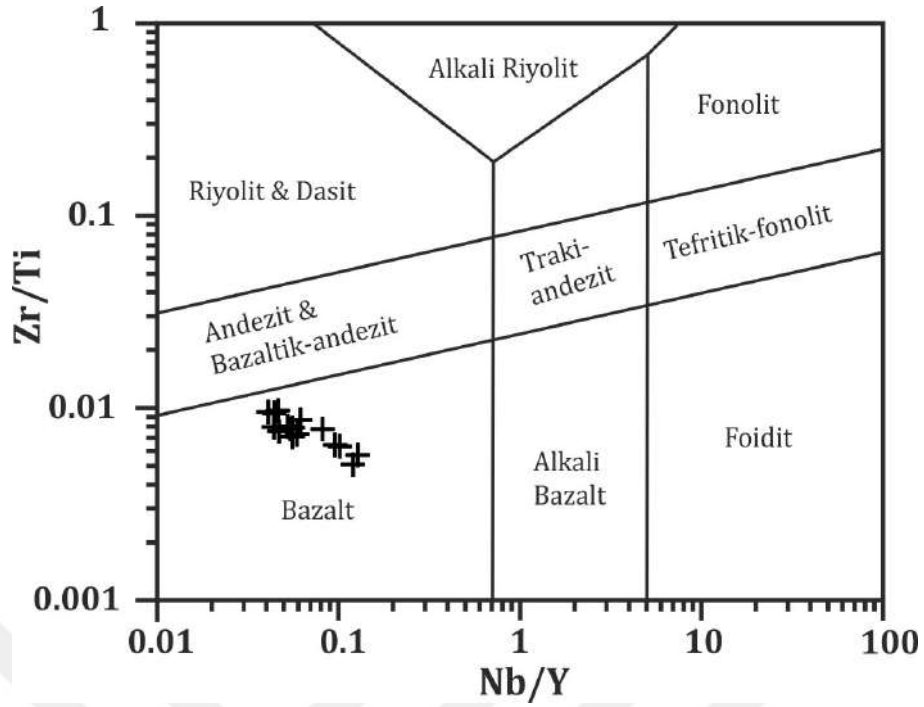
tFe₂O₃; toplam demir, LOI; ateşte kayıp, bdl; dedeksiyon limiti altı.

Tablo 4.2. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların CIPW normatif değerleri

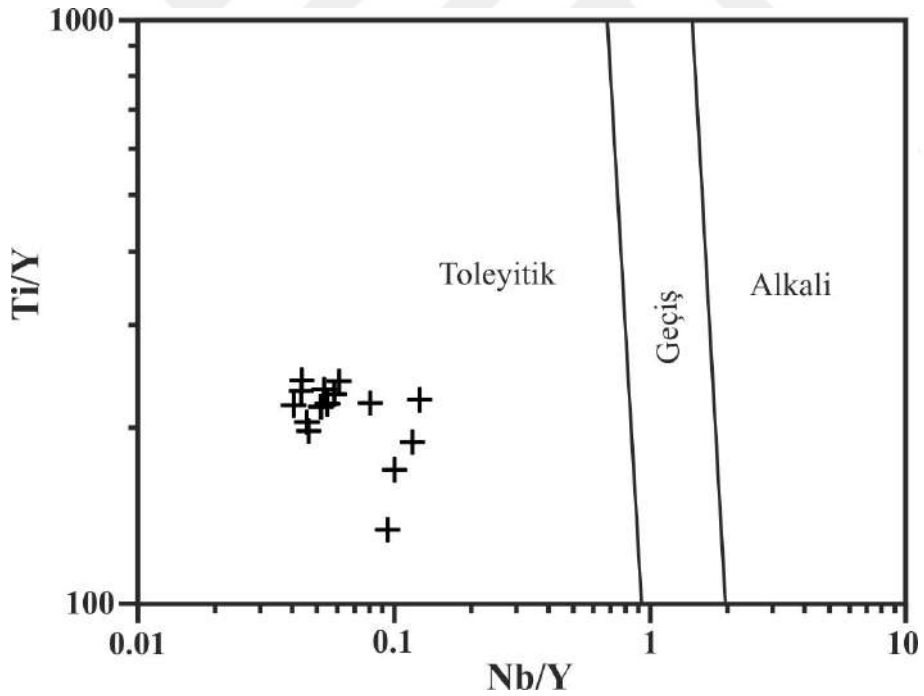
Örnek	TK-2	TK-3	TK-4	TK-5	TK-6	TK-8	TK-10	TK-11	TK-14	KC-6	KC-17	K-3	K-4	K-5	K-18	K-19
Kuvars	2.15		20.8		5.09	1.05	16.16									
Plajiyoklaz	59.1	46.8	47.8	66.5	61.2	64.5	45.92	65.81	67.31	67.6	52.09	65.7	66.4	66.7	66.6	66.1
Ortoklaz	1.83	2.42	3.96	1	3.01	0.3	4.25	0.65	1.24	1.89	3.07	0.65	0.3	0.71	0.3	1.18
Nefelin									1.78		4.35					
Korund	0.9															
Diyopsit		19.2	9.53	19.4	12.1	10.5	14.3	13.34	12.55	6.6	25.35	13.1	13.4	11.8	15.9	19.3
Hipersten	29.5	25.8	12.9	1.36	14.9	18.7	14.86	2.77		8.06		5.31	9.35	3.64	7.01	3.38
Olivin		1.26		5.86				11.43	12.28	9.78	9.94	9.41	4.55	11.2	3.96	4.05
İlmenit	1.63	0.95	0.99	1.63	0.7	1.33	0.57	1.58	0.59	1.42	1.18	1.52	1.58	1.6	1.67	1.61
Manyetit	4.71	3.51	4	4.15	2.99	3.61	3.91	4.31	4.22	4.52	3.94	4.25	4.29	4.29	4.44	4.2
Apatit	0.12	0.07	0.05	0.16	0.02	0.09	0.05	0.12	0.02	0.09	0.07	0.12	0.12	0.09	0.14	0.14

**Şekil 4.20.** Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların toplam alkali silika (TAS) diyagramı [99].

Alterasyone karşı duyarlı elementlerce çizilen kayaç sınıflama diyagramlarında; örneklerin Zr/Ti ile Nb/Y diyagramında bazalt alanına düştükleri (Şekil 4.21), Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramında ise örneklerin tamamının toleyitik karakterde oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.22).



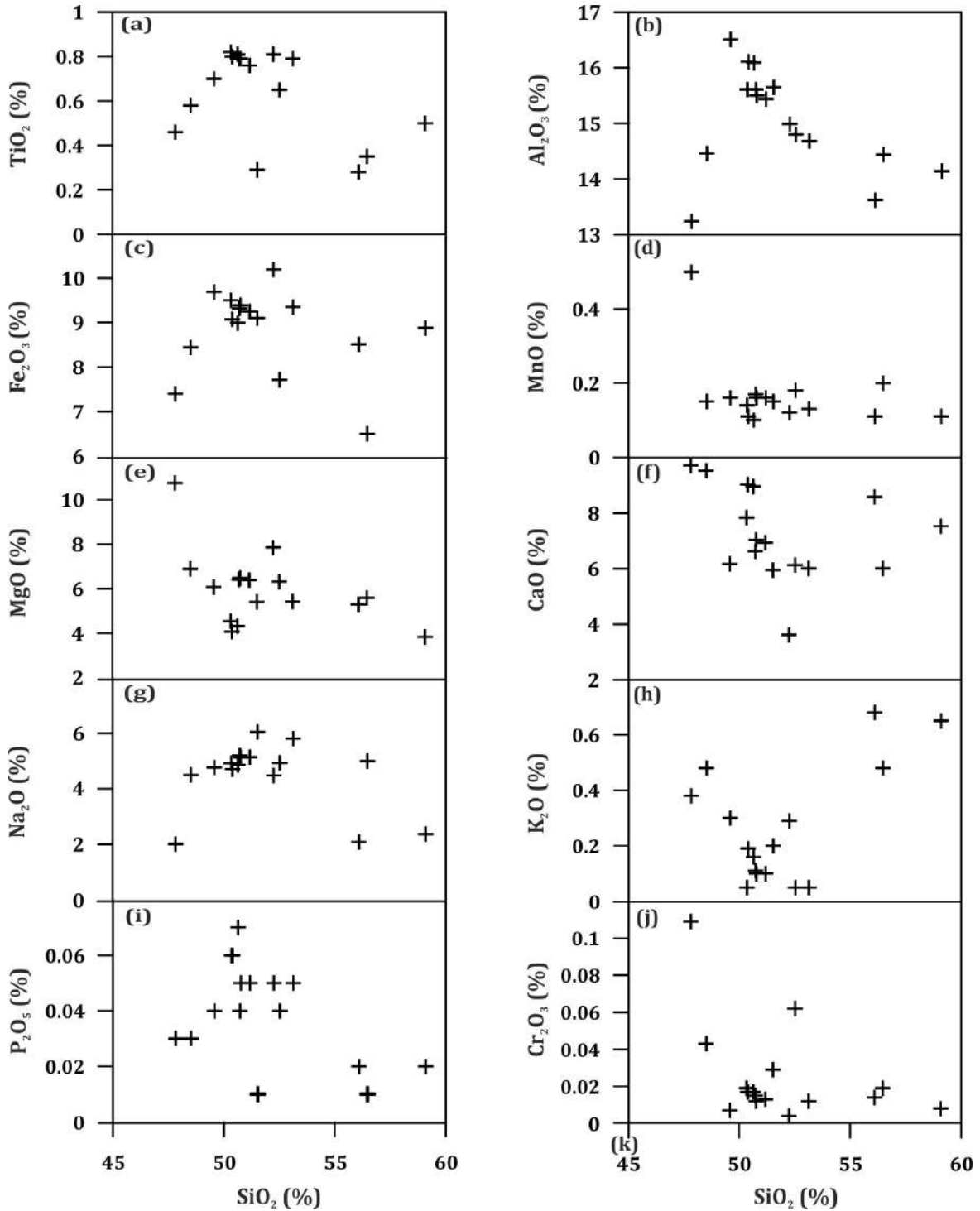
Şekil 4.21. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre sınıflandırma diyagramı [100].



Şekil 4.22. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı [101].

Bazaltların ana oksit değerlerinin SiO_2 içeriğine karşı değişimleri incelendiğinde (Şekil 4.23), SiO_2 içeriğinin artması ile Al_2O_3 , MgO değerlerinin azaldığı gözlenmekte aralarında negatif bir ilişki olduğu (Şekil 4.23 b, e), K_2O değerlerinin ise arttığı, aralarında pozitif bir ilişki olduğu

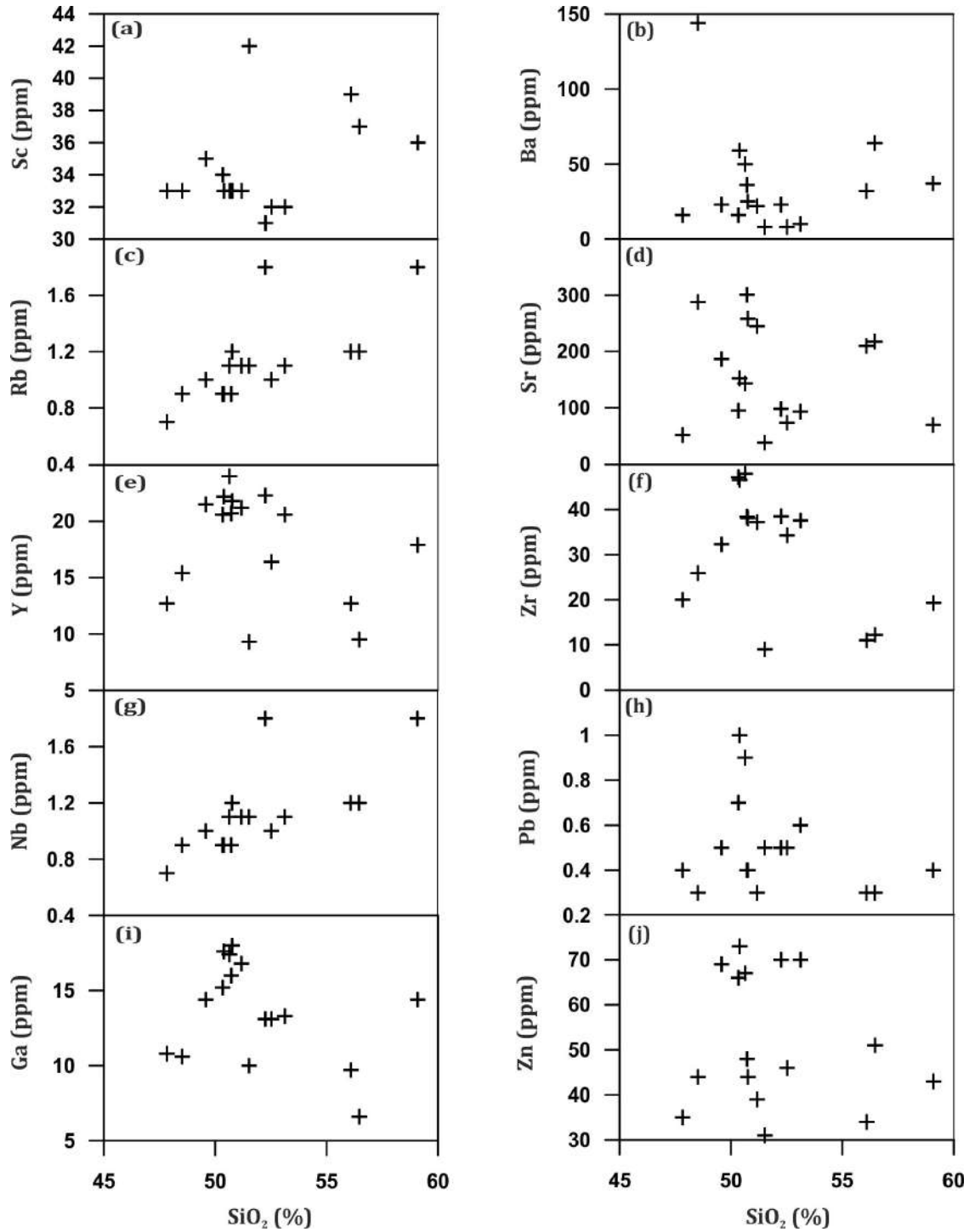
anlaşılmaktadır (Şekil 4. 23 h). Diğer ana oksitler ile aralarında alterasyon nedeniyle belirgin bir ilişki gözlenmemektedir (Şekil 4.23 a, c, d,, f, g, i, j)).



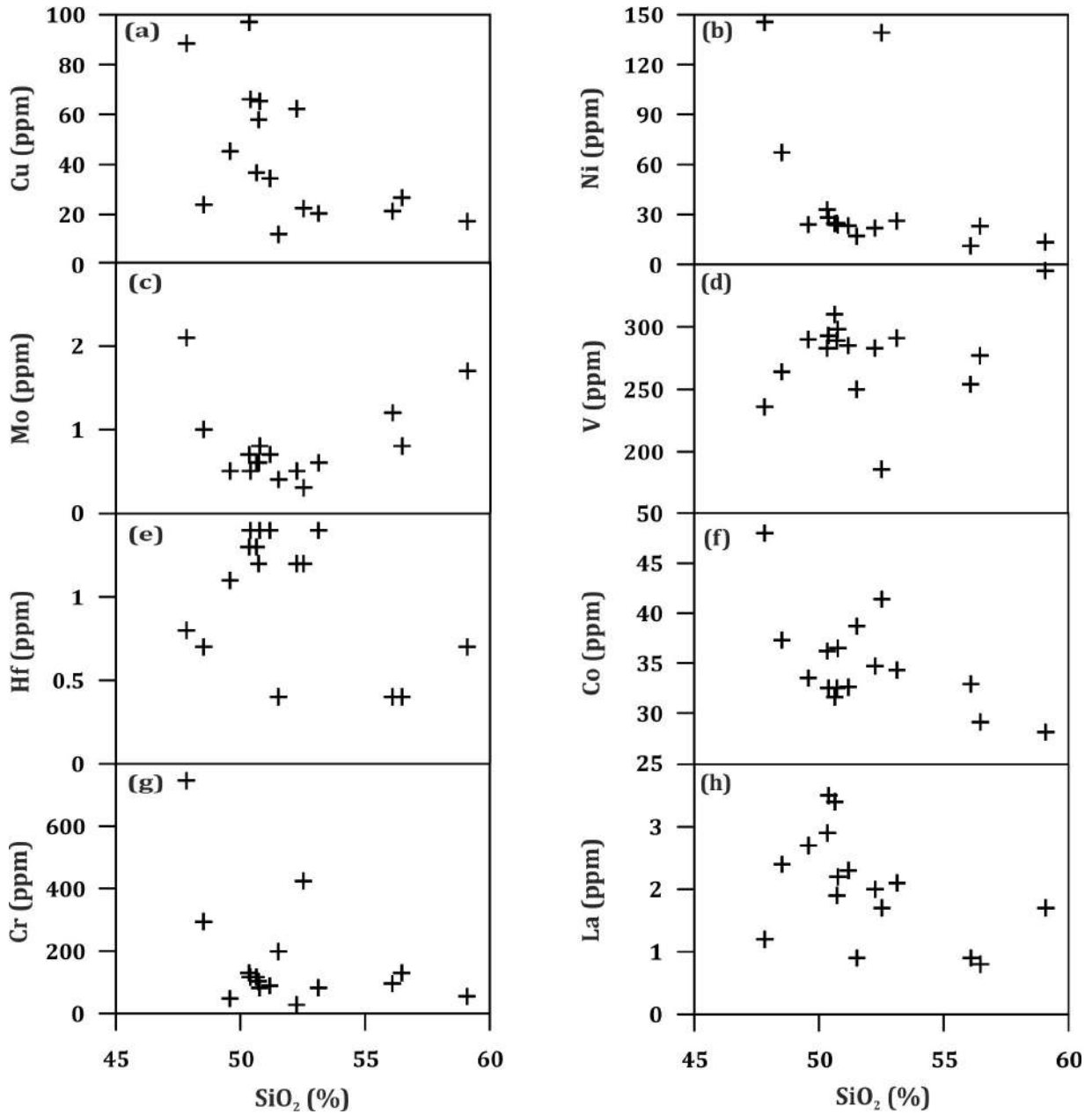
Şekil 4.23. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların ana element- % SiO₂ değişim diyagramları.

Bazaltların SiO₂ içeriğinin iz elementlere göre davranışı incelendiğinde (Şekil 4.24, Şekil 4.25), artan SiO₂ içeriğine göre Rb, Zr, Nb ve Mo elementlerinin içeriklerinin arttıkları,

aralarında pozitif bir ilişki oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.24 c, f; Şekil 4.25 c). Cu, Ni, Co, Cr ve La elementlerinin artan SiO_2 içeriğine göre azaldıkları, negatif bir ilişki sundukları anlaşılmaktadır (Şekil 4.25 a, b, f, g, h). Diğer iz elementlerin bazaltlarda artan SiO_2 içeriğine göre herhangi bir ilişki sunmadıkları görülmüştür (Şekil 4.24 ve Şekil 4.25 c, d, e).



Şekil 4.24. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların iz element- % SiO_2 değişim diyagramları.

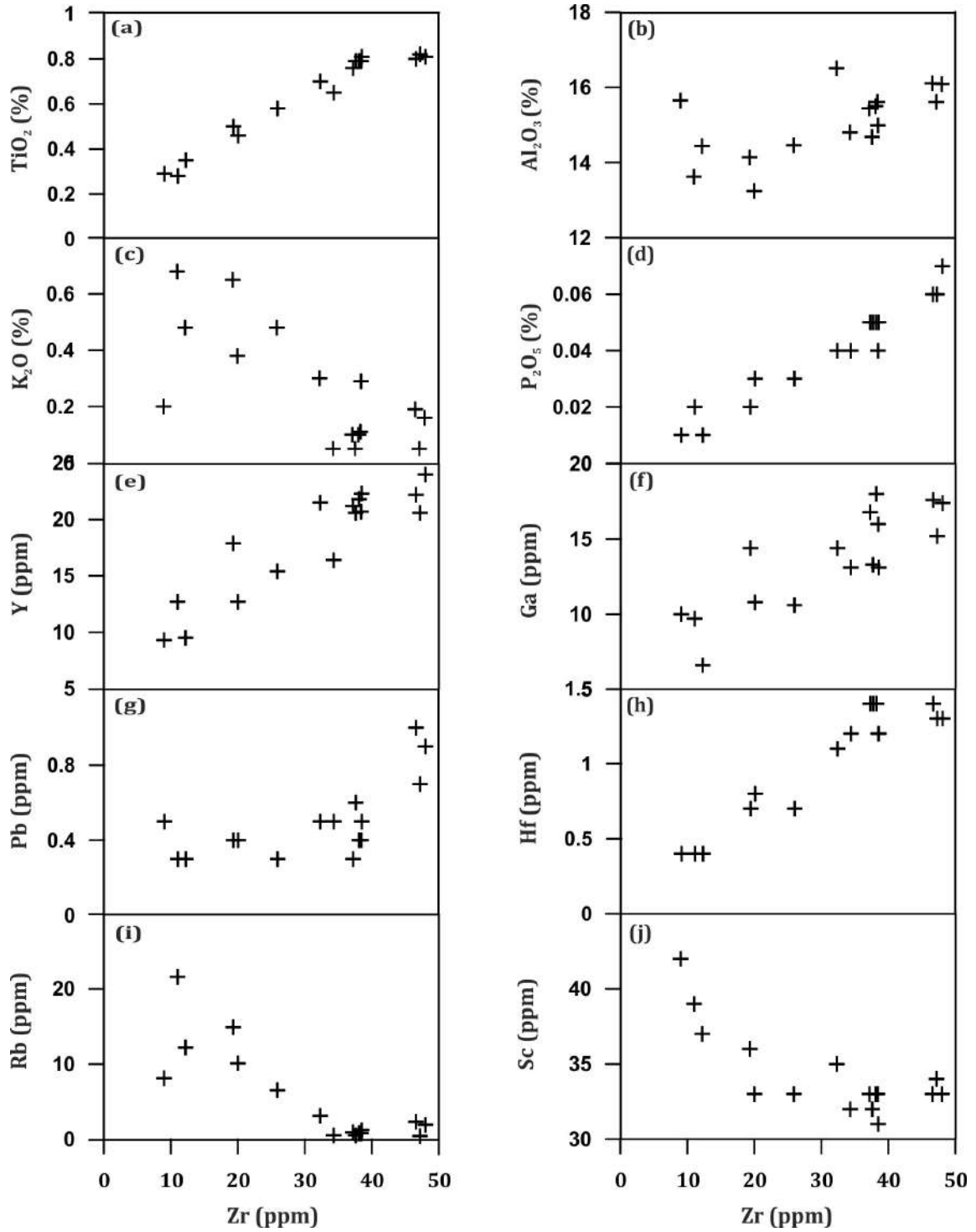


Şekil 4.25 Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların iz element- % SiO_2 değişim diyagramları.

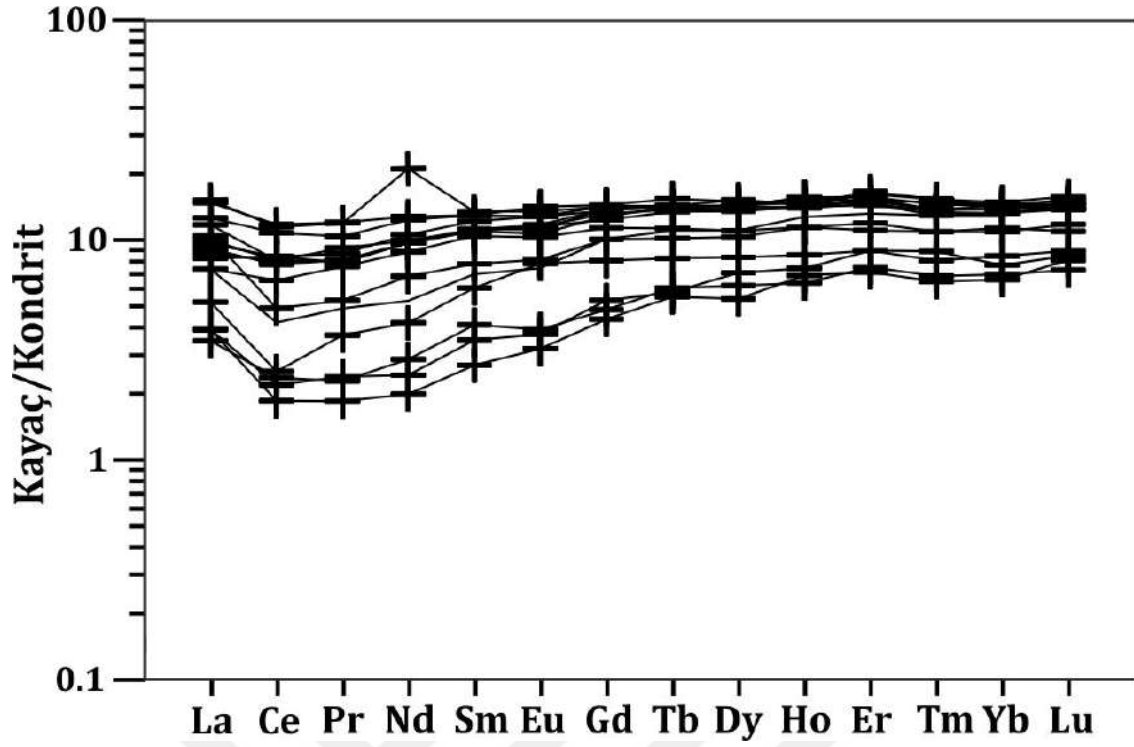
Bazaltların alterasyona karşı duyarlı iz element Zr içeriğinin ana ve iz elementlere göre davranışı incelendiğinde (Şekil 4.26), artan Zr içeriğine göre TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , Y, Ga, Pb ve Hf değerlerinin arttıkları, aralarında pozitif bir ilişki oldukları (Şekil 4.27 a, b, d, e, f, g, h), K_2O , Rb ve Sc değerlerinin ise azaldıkları, aralarında negatif bir ilişki oldukları görülmektedir (Şekil 4.26 c, i, j),

Bazaltların Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı Şekil 4.27' de gösterilmiştir. Bazaltların nadir toprak elementlerine (REE) bakıldığında örneklerin bir kısmının hafif nadir toprak elementlerince (LREE) az miktarda tüketilmiş, yatay veya yataya yakın görünüm sunmakta, bazı örneklerin ise U veya kaşık şeklinde hafif nadir

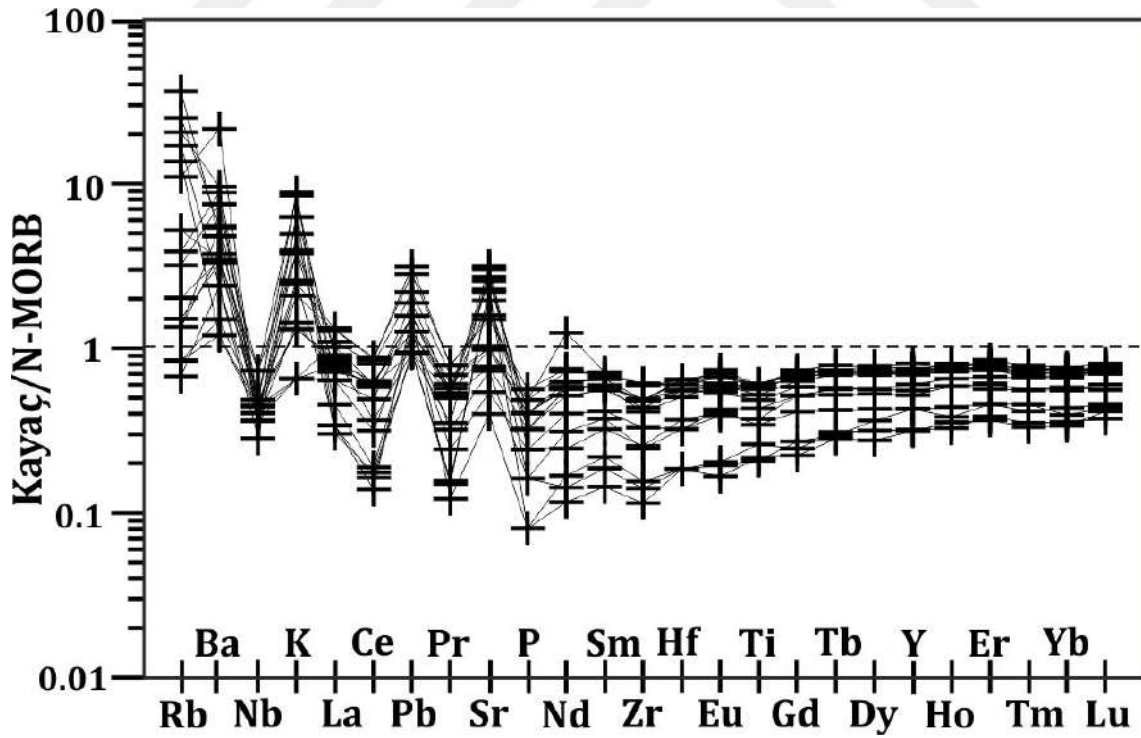
toprak elementlerince daha fazla tüketilme gösterdikleri yataya yakın bir görüntü sundukları gözlenmektedir. N-MORB' a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında ise büyük iyon yarıçaplı elementlerce (LIL), (Rb, Ba, K) bir zenginleşme, Nb'ca tüketilme, yataya yakın MORB' a göre oldukça tüketilmiş şekilde görülmektedir (Şekil 4.28).



Şekil 4.26. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların ana ve iz element – Zr (ppm) değişim diyagramları.



Şekil 4.27. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların Kondrite göre normalize edilmiş REE dağılımı. Kondrit değerleri Sun ve McDonough [102]' dan alınmıştır.

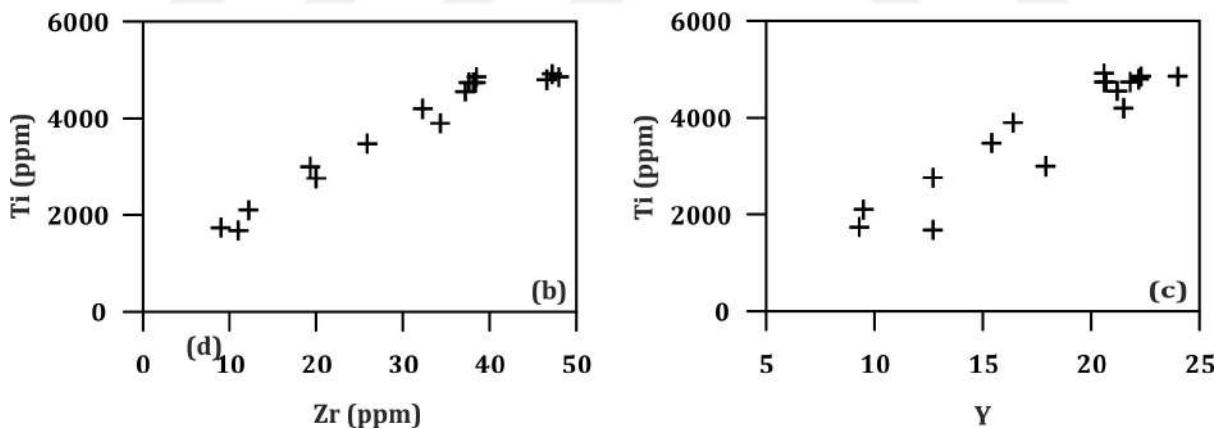


Şekil 4.28. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilmiş iz element dağılımı. N-MORB değerleri Sun ve McDonough [102]' dan alınmıştır.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

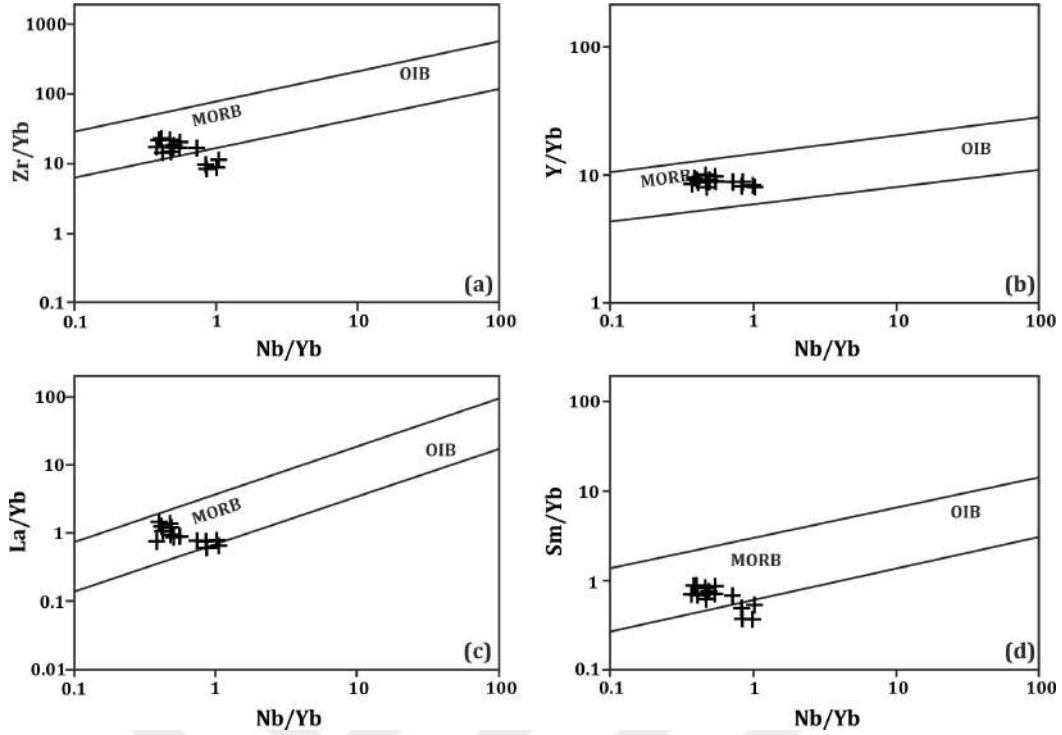
5.1. Petrojenez ve Tektonik Ortam

Kızıldağ Ofiyoliti'ne gözlenen yastık yapılı bazaltik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri fraksiyonel kristalleşmeyi işaret etmektedir. Bazaltların SiO_2 içeriğine karşı MgO ve Al_2O_3 oksit ile Ni, Co, Cr gibi iz elementlerin değerlerindeki azalma magmanın farklılaşması ile olivin ve piroksen minerallerinin azaldığını, plajiyoklaz mineralinin ise arttığını göstermektedir. Magma evrimleşmesi sırasında Zr ve Y jeokimyasal olarak benzer davranışlar sunmakta ve uyumsuz (incompatible) elementler olarak tanımlanmaktadır [96,103]. Bu nedenle magma evrimleşmesi sırasında her iki element kalıntı sıvıda kalarak pozitif bir yönseme göstermektedir. Ada-yayı sistemlerinde toleyitik fraksiyonlanma yönsemesi olivin-klinopiroksen ve plajiyoklaz kristallenmesi ile karakterize edilmekte ve Zr-Y elementleri tüm seri boyunca pozitif bir korelasyon sergilemektedirler [104]. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçlarda Ti elementine karşı Zr elementin davranışı incelendiğinde aralarında lineer bir yönseme oldukları gözlenmektedir (Şekil 5.1). Bazı kayaçların lineer yönsemeden farklılıklar göstermesi, magma evrimleşmesi sırasında manyetit ve ilmenit gibi minerallerin kristallenmesi ile Ti/Zr veya Ti/Y oranlarında bir düşüş olabileceğine işaret etmektedir [104,105].



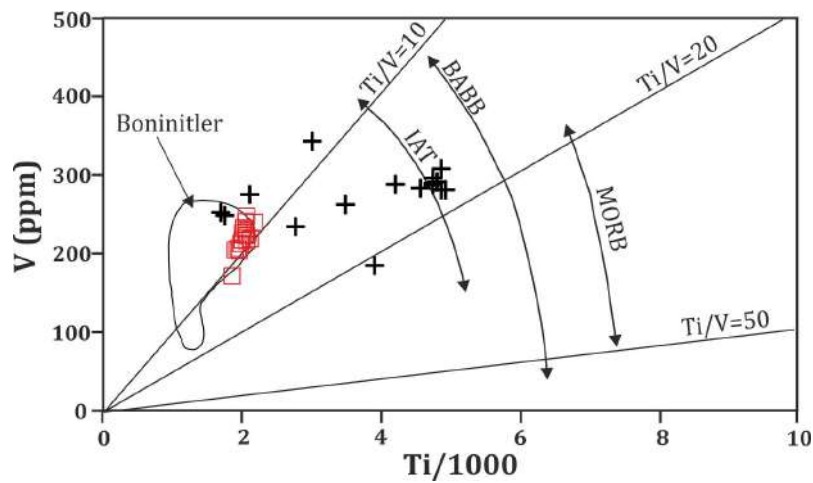
Şekil 5.1. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçlarda alterasyona karşı duyarlı olan bazı ana ve iz elementlerin değişim diyagramı.

Manto kaynak bölgelerini belirlemek için çizilen M (uyumsuz element) /Yb'ye karşı Nb (Ta)/Yb diyagramları [106], yitim ile ilişkili magmatik kayaçlar için, yitimin kimyasal bileşiminin dilimden türeyen sıvılar veya eriyikler tarafından eklenmesi manto kaynağında M/Yb oranının artmasıdır. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların iz element değerleri (Tablo 4.1) diyagramda MORB tipi tüketilmiş manto kaynağından türediği görülmektedir (Şekil 5.2).



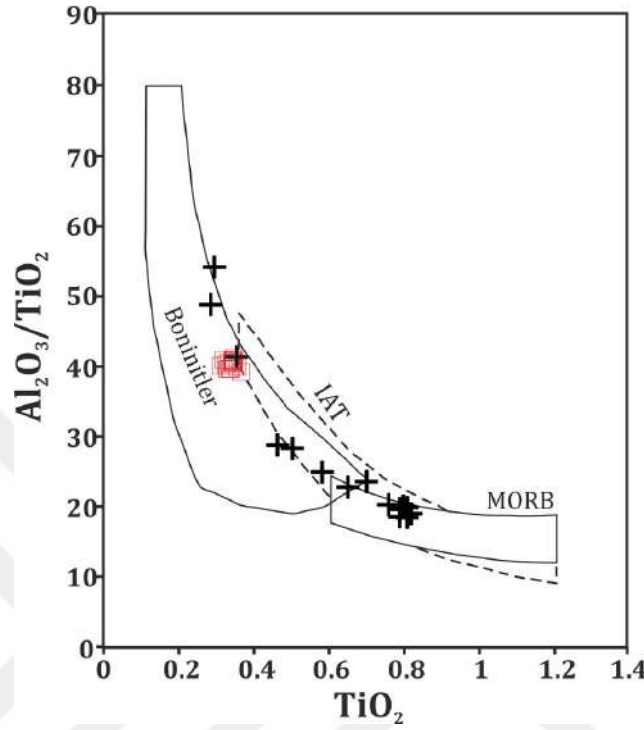
Şekil 5.2. Kızıladağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların M (Uyumsuz element) /Yb-Nb/Yb diyagramları [106]. Manto dizisi (MORB-OIB) Green [107]'den alınmıştır.

Shervais [108] tarafından geliştirilen Ti-V diyagramı volkanik yay tektonik ortamında oluşmuş bazaltları okyanus ortası sırtı tektonik ortamında oluşmuş bazaltlardan ayırmak için kullanılmaktadır. Volkanik kayalardan 12 adet örneğin ada yayı bazaltları alanında, düşük Ti/V oranına sahip 4 adet örnek ise boninitik alanında yer almaktadır. Bu özellikler okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitik kayaların genel özelliği olarak bilinmektedir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Kızıladağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların V- Ti diyagramı [108]. IAT: Ada yayı toleyitleri, MORB: Okyanus ortası sırt bazaltları, BABB: Yay ardı havza bazaltları, Boninitlerin alanı Crawford vd. [109]'den alınmıştır. Kırmızı karaler Bağcı vd. [27]'den alınmıştır.

TiO_2 'e karşı $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ diyagramında (Şekil 5.4) yüksek TiO_2 içeriğine sahip olan örnekler ada yayı (IAT) ve okyanus ortası sırt (MORB) alanlarında yer alırken, daha düşük TiO_2 değerlerine sahip örnekler boninitik alanında yer almaktadır.



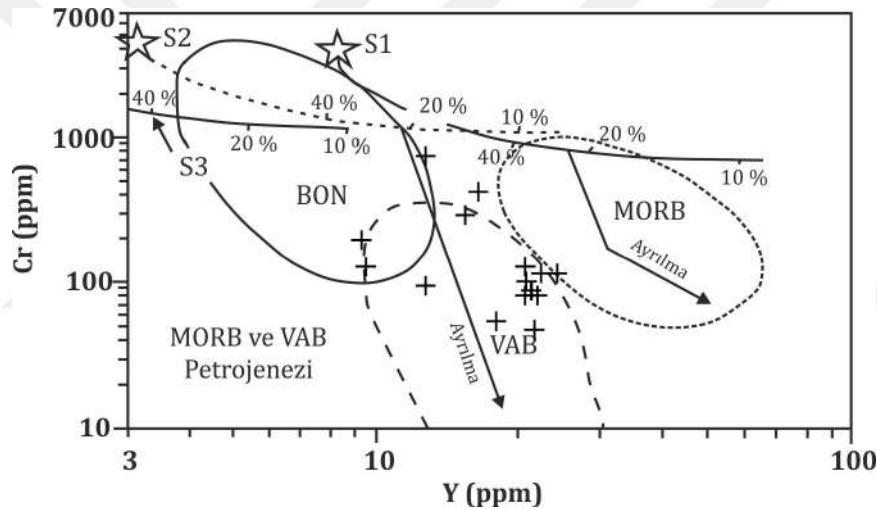
Şekil 5.4. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların TiO_2 - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ diyagramındaki konumları Boninit, MORB ve IAT alanları Hickey ve Frey [110]; Crawford vd. [109]'den alınmıştır. Kırmızı karalar Bağcı vd. [27]'den alınmıştır.

Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların REE ve N-MORB a göre normalize edilmiş diyagramlarında Nb tüketilmesi ve LIL elementlerince zenginleşme, HFS elementlerinin yataya yakın bir desen sunması bu kayaçların oluşum ortamı için dalma-batma zonu tektonik ortamları işaret etmektedir. Volkanik kayaçlardaki LRRE az miktarda tüketilme ve yataya yakın desenler Papua Yeni Gine, Solomon Adaları, Macquarie Adası ada yayı toleytik seriler ve Doğu Akdeniz Kuşağı boyunca gözlenen dalma-batma zonu üstü ofiyolitler ile benzer özellikler sunmaktadırlar [26-28,42,44, 111-119].

Boninit petrojeneziyle ilgili deneysel çalışmalar, bu magma tipinin ya klinopiroksen açısından zayıf bir lherzolitten ya da daha yaygın olarak, bu magmadaki gerçekçi H_2O içerikleri (<5 %) için muhtemelen 10 kbar'dan daha düşük bir harzburjit kaynağından üretildiğini göstermektedir [120-123]. Boninitlerde tüketilmiş veya refrakter bir magma kaynağı düşük- TiO_2 içerikleri ile temsil edilmektedir. Bu da yüksek $\text{CaO} / \text{TiO}_2$ ve $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$ değerlerine ve düşük Ti / V ve Ti / Sc değerlerine neden olmaktadır [109]. Boninitler; genel olarak yay önü ortamlarında oluşmaktadır [124-128] ve yüksek-Ca ve düşük-Ca'lu boninitler olarak

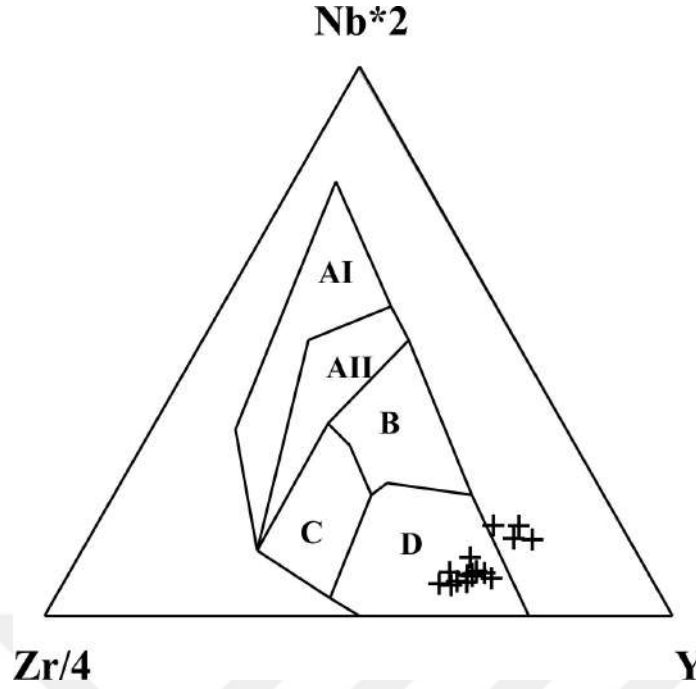
sınıflandırılmaktadır [109]. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayalarındaki 4 örneğin düşük TiO_2 içeriğine sahip olması, Kondrite göre normalize edilmiş REE diyagramında (Şekil 4.26) U veya kaşık şeklinde hafif nadir toprak elementlerince daha fazla tüketilme gösterdikleri yataya yakın bir desen sunmaları boninitik bir kaynaktan türediklerine işaret etmekte, Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait sakalavit kayalar [27], Troodos ofiyolitine ait üst yastık lav birimi [109] ve çeşitli ofiyolitik istiflerdeki boninitik kayalar [58,117,122,123,129-136].

Manto kaynaklarının bileşimini ve farklı magma türlerini üreten kısmi erime derecesini tahmin etmek için Y' a karşı Cr diyagramı kullanılmıştır (Şekil 5.5). Bu diyagram üzerinde manto kaynağı bileşimleri ve ergime çizgilerine göre Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların volkaniklerin % 40-45 (S1) MORB eriyik ekstraksiyonu olan bir manto kaynağından oluştuğu ve buna bağlı olarak boninitik magmaların yaklaşık S2 kaynağının % 20-30 kısmi ergimesi sonucu oluştuğu görülmektedir.



Şekil 5.5. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların Y -Cr diyagramındaki konumları [137]. Manto kaynağı bileşimleri ve eklemeli yığılma ergimesi için ergime çizgileri Murton [127]' dan alınmıştır. S1: hesaplanan okyanus ortası sırt bazalt (MORB) kaynağı, S2: %20 MORB ekstraksiyonundan sonra kalan, S3: %12 M2 eriyik ekstraksiyonundan sonra kalan. MORB, VAB alanları [60]; Boninit (BON) alanı [138].

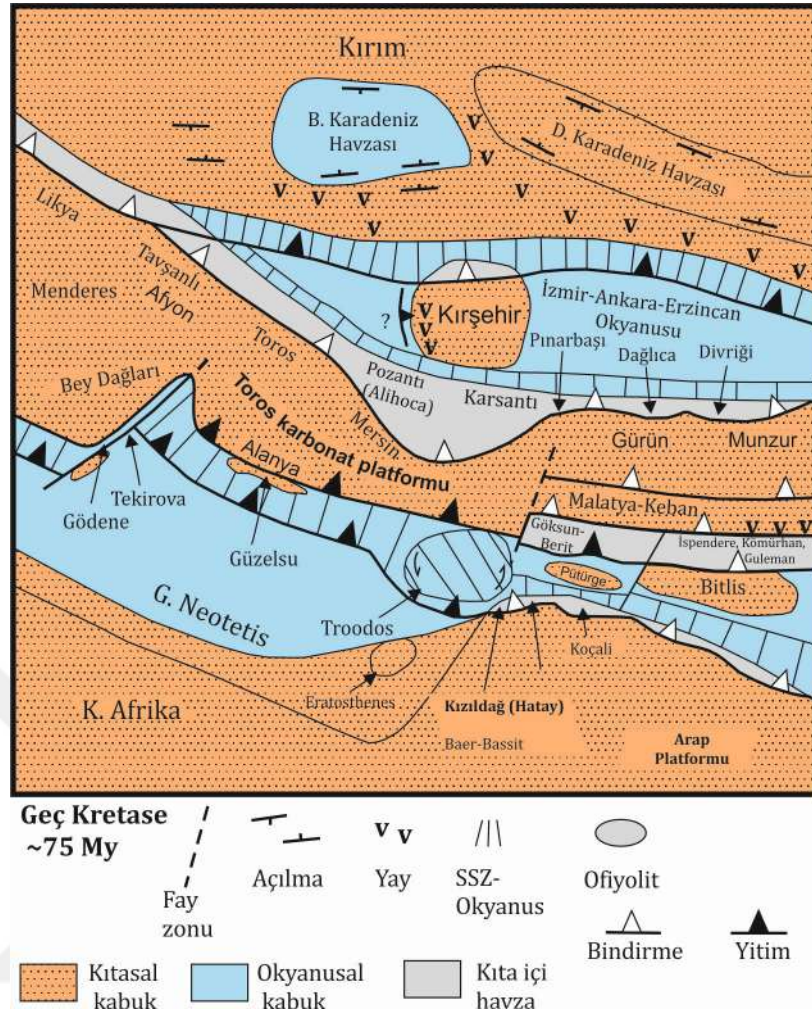
Zr-Nb-Y üçgen diyagramı ada yayı bazaltlarını (VAB), kıta içi bazaltlarından (WPB) ve okyanus ortası sırtı bazaltlarından (MORB) düşük Nb içeriği ile ayırmaktadır [139]. Kızıldağ Ofiyoliti'ne volkanik kayalar bu diyagramda genel olarak ada yayı (VAB) tektonik ortamına düşmekte ve Doğu Akdeniz kuşağı ofiyolitleri ile benzer özellikler sunmaktadırlar (Şekil 5.6).



Şekil 5.6. Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların Zr-Nb-Y tektonomagmatik ayırım diyagramındaki konumları [139]. AI-AII (WPA): Kıta içi alkali bazaltları, AII-C: Kıta içi toleyitleri, B (P-MORB): Okyanus ortası sırt bazaltları, D: Okyanus ortası sırt bazaltları, C-D (VAB): Volkanik yay bazaltları.

Erken Kretase sonunda Güney Atlantik okyanusunun açılması ile ilgili olarak Avrasya ve Afrika plakaları arasında bulunan Neotetis okyanusal baseninde diverjan rejimden konverjan rejime geçilmiş [140,141], Neotetis' in güney kolunda kuzeye soğuk ve yoğun Triyas-Kretase yaşlı okyanusal litosfer parçası astenosfer içine dalarak okyanus içi yitim zonu içinde oluşan ofiyolitlerin (SSZ-tipi) oluşumunu gerçekleştirmiştir. Güneydoğu Anadolu bölgesinde yaklaşık KD-GB uzanımlı iki ofiyolit kuşağı gözlenmektedir (Şekil 5.7).

Güney kuşak Troodos (Güney Kıbrıs), Baer-Bassit (Suriye), Tekirova (Antalya), Kızıldağ (Hatay), Amanos, Koçali (Adıyaman) ofiyolitlerini kapsamaktadır. Bu ofiyolitler Güney Neotetis'te Bitlis-Pütürge metamorfikleri ile Arap Platformu arasında oluşmuşlardır (Şekil 5.7). Kuzey kuşak ise Göksun (Kahramanmaraş), İspendere (Malatya), Kömürhan ve Guleman (Elâzığ) ofiyolitlerini kapsamaktadır. Bu ofiyolitler Bitlis-Pütürge metamorfikleri ile Toros Platformu arasında gelişim gösteren Berit okyanusunda oluşmuşlardır (Şekil 5.7) [12,13,142]. Her iki kuşakta yüzeyleyen ofiyolitler okyanus içi yitim zonunda oluşmasına rağmen tektonik ilişki, ofiyolit stratigrafisi, petrografik ve petrolojik özellikleri bakımından farklılıklar sunmaktadırlar [29].



Şekil 5.7. Geç Kretase Paleocoğrafyası. Yitim zonu (SSZ-type) ofiyolitleri güneye doğru pasif kıta kenarına (Arap Platformu ve mikrokıtalar) yerleşmişlerdir. Yitime eşlik eden yay volkanizması ise Pontidler, güneydoğu Türkiye ve Kuzey Kıbrıs'ta görülmektedir [12].

Shervais [57], okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitlerin (SSZ-tipi) yaşam çevriminden bahsetmiş, okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitlerin, oluşumları ve evrimleri sırasında birbirleri ile uyumluluk gösteren olaylar zinciri *Başlangıç, Gençlik, Olgunluk, Ölüm ve Kıta üzerine yerleşme* dönemleri olarak tanımlamıştır.

Başlangıç döneminde oluşan ofiyolitler; okyanus içi dalma-batmanın ilk safhasında meydana gelmekte, volkanik kayalar (bazalt-bazaltik andezit) tipik olarak düşük potasyumlu yay toleyitlerinden meydana gelmektedir. Bu dönemde oluşan tabakalı ve izotrop gabrolar ve levha dayk kompleksi, volkanikleri oluşturan düşük potasyumlu yay toleyitleri magmasından oluşmuştur. Mersin ve Pozantı-Karsantı Ofiyolitleri dalma-batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitlerin başlangıç aşaması için iyi birer örnek temsil etmektedirler [143]. Gençlik döneminde daha önceden oluşan okyanusal kabuk gerilmeye bağlı olarak deformasyona uğramış, dalan litosferden ayrılan uçucuların etkisi ile astenosferin sürekli ergimesi ile yüksek

magnezyumlu andezitlerin/boninitlerin oluşumu söz konusudur. Verlit, piroksenit, gabro ve diyorit gibi plütonik kayalar ksenolitler şeklinde yeni oluşan plütonikler içinde gözlenirler. Oman [144], Troodos [145,146], Bay of Island [147], Kızıldağ (Hatay) [27] Ofiyolitleri bu döneme ait ofiyolitler olarak açıklanmıştır. Olgunluk döneminde oluşan ofiyolitleri oluşturan magmalar silise daha doymuş, yüksek LIL elementlerinde zengin HFS elementlerince fakirdir [57]. Olgunluk döneminde oluşan plütonik kayalar hornblendli diyoritler, kuvars diyoritler, tonalitler ve tranjemitler ile karakterize edilirler. Ölüm döneminde ters metamorfik zonlanma gösteren kayaların oluşumu, Yerleşme dönemi ise ofiyolitin pasif kıta kenarına bindirmesi (Tetis tipi) veya ofiyolitin devam eden dalma-batma ile büyüyen yığılma prizması üzerinde yükselmesi (Cordilleran tipi) olarak tanımlanmıştır.

Ofiyolitlerin yaşam çevrimi [57,135] ile ilgili modeller, güneydoğu Anadolu bölgesi ile ilgili tektonik modeller [14,148-150] ve Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nin oluşum modelleri [24,27,31] ele alındığında Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaların yitim zonu üstü tektonik ortamda oluştuğu ve Geç Kretase döneminde Neotetis okyanusal baseninin güney kolundan türeyerek Arap levhasının pasif kıta kenarına yerleştiği önerilmektedir.

5.2. SONUÇLAR

Yüksek lisans tez çalışması kapsamında yürütülen arazi, petrografi ve jeokimyasal çalışmalardan elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmuştur.

1. Çalışma alanı Kömürçukuru ve Tahtaköprü civarında gözlenen volkanik kayalar çok ayrılmış olup ayrışma yüzeyleri kırmızımsı kahverenkli, yer yer açık yeşil, taze kırık yüzeyleri ise kahverenkli. Çok sayıda kırıklı ve çatlaklı yapıya sahip olup volkanik kayalar yastık debili olup, küresel, yassılaştırmış ve uzamış oval şekillerde gözlenmektedir. Volkanik kayalar, ultramafik peridotitlerle tektonik dokanaklı olup, yer yer diyabaz daykları tarafından kesilmektedir.
2. Volkanik kayalar makroskobik olarak afanitik dokuludur. Mikroskobik olarak bazalt olarak tanımlanmıştır. İntersertal ve hipokristalin porfirik dokunun gözlemlendiği bazaltlarda başlıca klinopiroksen ve plajiyoklaz mineralleri koyu renkli bir hamur içerisinde dağılmış durumda izlenmektedir. Opak mineraller yarı özşekilli ve küçük taneler halinde bulunmaktadır. Hamurda, kloritleşme, karbonatlaşma ve epidotlaşma izlenmiştir. İkincil mineral olarak kalsit, klorit gözlenmektedir
3. Bazaltların Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementler (REE) desenleri magma kaynağının ada yayı toleyitik (IAT) ve boninitik karakterde olduğunu göstermektedir. IAT karakterdeki bazaltlar hafif nadir toprak elementlerince (LREE) az miktarda tüketilmiş, yatay veya yataya yakın görünüm sunmakta, boninitik karakterdeki bazaltlar ise U veya kaşık şeklinde

hafif nadir toprak elementlerince daha fazla tüketilme ve yataya yakın bir görüntü sunmaktadır. N-MORB' a göre normalize edilmiş çoklu element desenleri bazaltların büyük iyon yarıçaplı elementlerce (LIL), (Rb, Ba, K) bir zenginleştiğine, Nb'ca tüketilme, yataya yakın MORB' a göre oldukça tüketildiğine işaret etmektedir.

4. Hem ada yayı toleyitik hem de boninitik karakterdeki magma kaynağının varlığı, ofiyolitin yitim ile ilişkili (SSZ) yay önü tektonik ortamda oluştuğuna işaret etmektedir.

5. Tüm bu veriler Kızıldağ Ofiyoliti'ne ait volkanik kayaçların yitim zonu üstü tektonik ortamda oluştuğu ve Geç Kretase döneminde Neotetis okyanusal baseninin güney kolundan türeyerek Arap levhasının pasif kıta kenarına yerleştiği önerilmektedir.



KAYNAKLAR

- [1]. Robertson A.H.F. ve Ustaömer, T. (2009). Formation of the Late Palaeozoic Konya Complex and comparable units in southern Turkey by subduction-accretion processes: Implications for the tectonic development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Tectonophysics*, 473, 113-148.
- [2]. Göncüoğlu, M., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A. ve Uysal, S. (2000). A geotraverse across NW Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London Special Publication*, 173, 139-162.
- [3]. Göncüoğlu, M.C., Çapkinoğlu, Ş., Gürsu, S., Noble, P., Turhan, N., Tekin, U.K., Okuyucu, C. ve Göncüoğlu, Y. (2007). The Mississippian in the Central and Eastern Taurides (Turkey): constraints on the tectonic setting of the Tauride-Anatolide Platform. *Geologica Carpathica*, 58, 427-442.
- [4]. Okay, A.I. (2000). Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area. Geological Society, London Special Publication*, 173, 25-41.
- [5]. Şengör A.M.C. ve Yılmaz Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- [6]. Robertson A.H.F. ve Dixon D.E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London Special Publication*, 17: 1-74.
- [7]. Dilek Y. ve Moores E.M. (1990). Regional tectonics of the eastern Mediterranean ophiolites. In: J. Malpas, E. Moores, A. Panayiotou ve C. Xenophontos (Eds.), *Proceeding of Troodos Ophiolite Symposium*, Cyprus, p. 295-309.
- [8]. Dilek Y., Thy P., Hacker B. ve Grundvig S., (1999). Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dyke intrusions (Turkey): implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1192-1216.
- [9]. Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., Winchester, J.A. ve Yalınız, M.K. (2000). Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Pp. In *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surroundings Area*, Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (eds). *Geological Society, London, Special Publications*, 173: 183-202.
- [10]. Robertson A.H.F. (2002). Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65: 1-67.
- [11]. Görür N., Oktay F.Y., Seymen İ. ve Şengör A.M.C., (1984). Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Anatolia: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London Special Publication*, 17: 455-466.
- [12]. Robertson A.H.F., Parlak, O. ve Ustaömer, T. (2012). Overview of the Palaeozoic-Neogene evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean region (S Turkey, Cyprus, Syria). *Petroleum Geoscience*, Vol. 18, 381 -404.
- [13]. Robertson A.H.F., Parlak O., Metin Y., Vergili Ö., Taslı K., İnan N., Soycan H. (2013). Late Palaeozoic-Cenozoic tectonic development of carbonate platform, margin and oceanic units in the Eastern Taurides, Turkey. In A.H.F. Robertson, O. Parlak and U.C. Ünlügenç (Eds.), *Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications*, 372: 167-218.
- [14]. Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. ve Genç, Ş.C. (1993). Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic Belt. *Tectonics*, 12: 1280-1297.
- [15]. Robertson, A.H.F. (2000). Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. &

- Piper, J.D.A. (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area . *Geological Society, London, Special Publications*, 173, 43–82.
- [16]. Robertson, A.H., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taşlı, K. ve 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.
- [17]. Yalınız K.M., Floyd P. ve Göncüoğlu M.C. (1996). Supra-subduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarikaraman ophiolite, Aksaray, Turkey. *Mineralogical Magazine*, 60: 697–710.
- [18]. Parlak, O., Delaloye, M. ve Bingöl, 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: 647–661.
- [19]. Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M. (2000). Suprasubduction zone origin of the Pozanti-Karsantiophiolite (southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. In Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surroundings Area, Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (eds). *Geological Society, London, Special Publications*, 173: 219–234.
- [20]. Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M. (2002). The suprasubduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. *Lithos*, 65: 205–224.
- [21]. Çelik, Ö.F. ve Delaloye, M.F. (2003). Origin of metamorphic soles and their post-kinematic mafic dyke swarms in the Antalya and Lycian ophiolites, SW Turkey. *Geological Journal*, 38, 235–256.
- [22]. Çelik, Ö.F. ve Delaloye, M.F. (2006). Characteristics of ophiolite-related metamorphic rocks in the Beyşehir ophiolitic mélange (Central Taurides, Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 461–476.
- [23]. Vergili, Ö. ve Parlak, O. (2005). Geochemistry and tectonic setting of metamorphic sole rocks and mafic dikes from the Pınarbaşı (Kayseri) ophiolite, Central Anatolia. *Ofioliti*, 30: 37–52.
- [24]. Bağcı U., Parlak O. ve 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: 39–62.
- [25]. Bağcı U., Parlak O. ve Höck V. (2006). Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulates from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). *Geological Journal*, 41: 193–219.
- [26]. Rızaoğlu T., Parlak O., Höck V. ve İşler F. (2006). Nature and significance of Late Cretaceous ophiolitic rocks and its relation to the Baskil granitoid in Elazığ region, SE Turkey. In: A.H.F. Robertson and D. Mountrakis (Eds.), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 260: 327–350.
- [27]. Bağcı U., Parlak O. ve Höck 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.
- [28]. Bağcı, U. ve 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 Sciences*, 98: 387–405.
- [29] Parlak, O., Rızaoğlu T., Bağcı, U., Karaoğlu, F., Höck, V. (2009). Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 473: 173–187.
- [30]. Sarıfakioğlu E., Özen H. ve Winchester J.A. (2009). Whole rock and mineral chemistry of ultramafic-mafic cumulates from the Orhaneli (Bursa) ophiolite, NW Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18: 55–83.
- [31]. Dilek Y. ve Thy P. (2009). Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kızıldağ (Turkey) Ophiolite: Model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories. *Lithos*, 113: 68–87.

- [32]. Yılmaz, Y., Demirkol, C., Yalçın, N., Yiğitbaş, E., Gürpınar, O., Yetiş, C., Günay, Y. ve Sarıtaş, B. (1984). *Amanos Dağlarının Jeolojisi, II Ofiyolit*. İstanbul Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Publication 351.
- [33]. Tekeli, O. ve Erendil, M. (1986). Geology and petrology of the Kızıldağ Ophiolite (Hatay). *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 21, 21-37.
- [34]. Dubertret, L. (1955). *Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie)*. Notes Mémoires Moyen-Orient, 6, 227 pp.
- [35]. Çoğulu, H.E. (1975). *Hatay Ultramafitlerinin Jeolojisi ve Petrolojisi*. Proje TBAG-62 (Tübitak), Turkey, 90 p.
- [36]. Parrot, J.F. (1973). Petrologie de la Coupe du Djebel Moussa Massif Basique-Ultrabasique du Kızıldağ (Hatay-Turquie). *Sci. De la Tere*, t XVIII, 2, 143-172.
- [37]. Delaloye, M., Pişkin, Ö., Selçuk, H., Vuagnat, M. ve Wagner, J.J. (1980). Geological Section Through the Hatay Ophiolite along the Mediterranean Coast, Southern Turkey. *Ofioliti*, 5 (2/3), 205-216.
- [38]. Tinkler, C., Wagner, J.J., Delaloye, M. ve Selçuk, H. (1981). Tectonic history of the Hatay ophiolites (south Turkey) and their interpretation with the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 72, 23-41.
- [39]. Tekeli, O. ve Erendil, M. (1984). *Kızıldağ Ofiyoliti'nin (Hatay) jeolojisi ve petrolojisi*. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (Temel Araştırmalar Dairesi), Rapor No, 7778.
- [40]. Selçuk, H. (1985). *Kızıldağ-Keldağ-Hatay dolayının jeolojisi ve jeodinamik evrimi*. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütler Dairesi Başkanlığı, Rapor No, 1787.
- [41]. Pişkin, Ö., Delaloye, M., Moritz, R. ve Wagner, J.J. (1990). Geochemistry and geothermometry of the Hatay complex Turkey: implication for genesis of the ophiolite sequence. In Proceeding of Troodos Ophiolite Symposium, Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (eds). *Cyprus Geological Survey Department*: 329-337.
- [42]. Bağcı U., 2013. The geochemistry and petrology of the ophiolitic rocks from the Kahramanmaraş region, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22: 536-562.
- [43]. Boulton, S.J., Robertson, A. H. F. ve Ünlügenç, U.C. (2006). Tectonic and sedimentary evolution of the Cenozoic Hatay Graben, Southern Turkey: a two-phase model for graben formation, foreland basin then transtensional basin model. In: Robertson, A.H.F., Mountrakis, D. (Eds.), Tectonic Evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 260, 613-634.
- [44]. Parlak, O., Karaoğlan F., Rızaoğlu T., Klötzli U., Koller F. ve Billor Z. (2013). U-Pb And Ar-40-Ar-39 Geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride Belt: Implications for the evolution of the Inner Tauride Suture, *Journal of Geodynamics*, vol.65, pp. 22-37.
- [45]. Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M. ve Koller, F. (2013a). U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Kızıldağ (Hatay, Turkey) ophiolite: implications for the timing and duration of suprasubduction zone type oceanic crust formation in southern Neotethys. *Geological Magazine*, 283-299.
- [46]. Tanırlı M. ve Rızaoğlu T. (2016). Whole-rock and mineral chemistry of mafic cumulates from the low-Ti ophiolite in the southern part of Kahramanmaraş, Turkey. *Russian Geology and Geophysics*, 57(10): 1398-1418.
- [47]. Dilek, Y. ve Flower, M.F.J. (2003). Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. In: Ophiolites in Earth History, Dilek, Y., Robinson, P.T. (eds). *Geological Society, London, Special Publications*, 218: 43-68.
- [48]. Dubertret, L. (1953). *Geologie des Roches Vertes du Nord-Qvest de la Syrie et du Hatay (Turquie)*. Notes Mem. Mayen Orient 6, 227s.
- [50]. Aslaner, M. (1973). *İskenderun-Kırıkhan Bölgesindeki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Petrografisi*. MTA yayını, No, 150.
- [51]. Çoğulu, H.E., Delaloye, M., Vuagnat, M. ve Wagner, J.J. (1976). Some Geochemical, Geochronological and Petrophysical Data on the Ophiolitic Massif the Kizil Dagh Hatay-Turkey. *Compte Rendu des Seances de la Societe de Physique et D'Histoire Naturelle de Geneve*, NS, 10, 2-3, 141-150.

- [52]. Delaloye, M., Vuagnat, M. ve Wagner, J.J., 1976. K-Ar Ages, from Kizil Dagh Ophiolitic Complex (Hatay, Turkey) and their Interpretation. *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins. Split (Yugoslavia)* 25-29 October 1976, B. Biju-Duval and L. Montadert, eds. Editions Tecnip. Paris, 1977, pp.73-78.
- [53]. Pişkin, Ö., Delaloye, M., Selçuk, H. ve Wagner, J.J. (1986). Guide to Hatay Geology (SE Turkey). *Ofioliti*, 11, 87-104.
- [54]. Steinmann, G. (1927). Die Ophiolitischen Zonen in der Mediterranean Kettengebirgen: *International Geological Congress*, 14th, Madrid, 2, 638-667.
- [55]. Anonymous, (1972). Penrose Field Conference On Ophiolites. *Geotimes*, 17, 24-25
- [56]. Pearce, J. A., Lippard, S. J. ve Roberts, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B. P. ve Howells, M. F., (eds.) *Marginal Basin Geology. Geological Society London Special Publication*, 16, 77-89.
- [57]. Shervais, J. W. (2001). Birth, death and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2, 2000GC000080.
- [58]. Saccani, E. ve Photiades, A. (2004). Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos Massif ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a proto-forearc setting. *Lithos*, 73, 229-53.
- [59]. Arai, S., Kadoshima, K. ve Morishita, T. (2006). Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *Journal of the Geological Society of London*, 163, 1-11.
- [60]. 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.
- [61]. Dilek, Y. ve Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123, 387-411.
- [62]. Gass, I.G., (1980). The Troodos massif: its role in the unraveling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes, in Panayiotou, A., ed., *Ophiolites, Proceedings, 1979 International Ophiolite Symposium*, Cyprus, Nicosia, Cyprus Geological Survey Department, p. 23-35.
- [63]. Hawkins, J.W. (2003). Geology of supra-subduction zones—Implications for the origin of ophiolites, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought: Geological Society of America Special Paper 373*, p. 227-268
- [64]. Ricou, L.E. (1971). Le croissant ophiolitique peri-Arabe une ceinture de nappes mises en place au Cretace superieur. *Revue de Ggeographie Physique et de geologie dynamique* (2),XII, 4, 327-350 p.
- [65]. Çoğulu, H.E. (1973). Hatay-Kızıldağ Masifinin Oluşumu Hakkında Yeni Buluşlar. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri*, Ankara, 409, 423.
- [66]. Vaugnat, M. ve Çoğulu, H.E. (1967). Quelques Reflexions Sur le Massif Besique-Ultrabasique du Kızıl Dag, Turquie. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Geneve*, 2, 210-216.
- [68]. Juteau, T. (1980). Ophiolites Of Turkey. *Ofioliti*, 2, 199-235.
- [69]. Selçuk, H. (1981) *Etud géologique de la partie méridionale du Hatay (Turquie)*. These Doctora, Université de Genève, Suisse.
- [70]. Erendil, M. (1984). Petrology and Structure of the Upper Crustal Units of the Kızıldağ Ophiolite. In: Tekeli, O. & Göncüoğlu, M.C. (eds) *Geology of the Taurus Belt, Proceedings, Mineral Research & Exploration Institute*, Turkey, Ankara, 269-284.
- [71]. Robertson, A.H.F. (1986a) The Hatay ophiolite (southern Turkey) in its eastern Mediterranean tectonic context: a report on some aspects of the field excursion. *Ofioliti*, 11, 105-119.
- [72]. Robertson, A.H.F. (1986b) Geochemistry and tectonic implications of metalliferous and volcanoclastic sedimentary rocks associated with late cretaceous ophiolitic extrusives in the Hatay area, southern Turkey. *Ofioliti*, 11, 121-140.

- [73]. Anil, M. ve Yaşar, E. (1990). Antakya-Arsuz (Hatay) Arasında Görülen Kromit Cevherleşmelerinin Metalojenezi ve Jeokimyası. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 5/1, 117-153.
- [74]. Aysan, H. ve Yaman, S. (1991). Kisecik (Hatay) Altınlı Kuvars Damarının Jeolojik, Mineralojik ve Kökensel İncelenmesi. *Yerbilimleri Geosound*, 18, 57-66.
- [75]. Dilek, Y., Moores, E.M., Delaloye, M. ve Karson, J.A. (1991) A magmatic extension and tectonic denudation in the Kızıldağ ophiolite, southern Turkey: implications for the evolution of Neotethyan oceanic crust. Pp. 487-502 in: *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere* (T. Peters, A. Nicolas and R.G. Coleman, editors). Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- [76]. Dilek, Y. ve Delaloye, M. (1992). Structure of the Kızıldağ Ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory. *Geology*, 20, 19-22.
- [77]. Dilek, Y. ve Eddy, C.A. (1992). The Troodos (Cyprus) and the Kızıldağ (S. Turkey) ophiolites as structural models for slow-spreading ridge segments. *Journal of Geology*, 100, 305-322.
- [78]. Anıl, M. (1993). Çevlik-Teknepinarı-Holtakayası (Samandağ-Hatay) Arası Ofiyolitleri ve Kromit Cevherleşmeleri. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 8, 1, 195-214.
- [79]. Lytwyn, J.N. ve Casey, J.F. (1993). The Geochemistry and Petrogenesis of Volcanics and Sheeted Dikes from the Hatay (Kızıldağ) Ophiolite, Southern Turkey: Possible Formation with the Troodos Ophiolite, Cyprus, Along Fore-Arc Spreading Centers. *Tectonophysics*, 223, 237-272.
- [80]. Yılmaz, Y. 1993. New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolian orogen. *Bulletin of Geological Society of America*, 105: 251-71.
- [81]. Dilek Y. ve Thy P. (1998). Structure, petrology and seafloor spreading tectonics of the Kızıldağ Ophiolite, Turkey. Pp. 43-69 in: *Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record* (R.A. Mills, and K. Harrison, editors). *Geological Society London Special Publication* 148.
- [82]. Bağcı, U. (2004). *Kızıldağ (Hatay) ve Tekirova (Antalya) Ofiyolitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi*. Yayınlanmamış doktora tezi, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- [83]. Çaputçu, A. (2013). *Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'nde yer alan levha dayklarının kökeni*. Yayınlanmamış yüksek lisans tezi, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- [84]. Şimşek, E. (2017). *Kızıldağ (Hatay) Ofiyoliti'ni oluşturan farklı magmatik kayaların U-Pb yöntemi ile yaşlandırılması*. Yayınlanmamış yüksek lisans tezi, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- [85]. Delaloye, M. ve Wagner, J.J. (1984) Ophiolites and volcanic activity near the western edge of the Arabian plate. Pp. 225-233 in: *The Geological evolution of the eastern Mediterranean* (J.E. Dixon, A.H.F. Robertson, editors). *Geological Society London Special Publication* 17.
- [86]. Kavuzlu, M. (2006). *Altınözü (Antakya) ve yakın civarının tektono-stratigrafisi*. Yayınlanmamış yüksek lisans tezi, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- [87]. Kopaçlı, A. (2009). *Hatay ili Yayladağı ilçesinde öz direnç yöntemiyle yeraltı suyu aramaları*. Yayınlanmamış yüksek lisans tezi, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- [88]. Schmidt, G. C. (1961). *Stratigraphy and petroleum possibilities of central District VI, Turkey*. Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşiv, Kutu No:332, Rapor No:4, 43 s., (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Genel Müdürlüğü Rapor No:767) Ankara (yayınlanmamış).
- [89]. Schiettecate, S.P. (1971). Geology of Misis Mountains. Camphell, J. (Ed). *Geology and history of Turkey. Petroleum Exploration Society of Libya*, Tripoli, 35-312 p.
- [90]. Erendil, M. (1981). *1/25.000 ölçekli sayısal jeoloji haritası, Antakya P36-a2 paftası*, Türkiye Jeoloji veri tabanı, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- [91]. Whitney D. L. ve Evans B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- [92]. Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, Harlow.
- [93]. Hart S.R., Erlank A.J. ve Kable E.J.D. (1974). Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44: 219-230.

- [94]. Humphris, S.E. ve Thompson, G. (1978). Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 127-136.
- [95]. Thompson, G. (1991). Metamorphic and hydrothermal processes: basalt seawater interactions. In: FLOYD, P.A. (ed), *Oceanic Basalts*. Blackie, 148-173.
- [96]. Pearce, J. A. ve Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- [97]. 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.
- [98]. Floyd, P.A. ve Winchester, J.A. (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21, 291-306.
- [99]. Irvine T. N. ve Baragar W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- [100]. Pearce, J. A. (1996). A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks, Wyman, D. A. (ed.) Applications for Massive Sulphide Exploration. *Geochemistry Short Course Notes*, Geological Association of Canada, 12, 79-113.
- [101]. Winchester, J. A. ve Floyd, P. A. (1976). Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- [102]. Sun, S. S. ve McDonough, W. F. (1989). Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes, in Magmatism in the Ocean Basins. (Saunders, A. D. ve Norry, M. J. (eds.) *Geological Society Special Publication*, 42, 313-345.
- [103]. Stern, C. R. ve Elthon, D. (1979). Vertical Variation in the Effects of Hydrothermal, Metamorphism in Chilean ophiolites: Their Implication for Ocean Floor Metamorphism. *Tectonophysics*, 55, 179-213.
- [104]. Pearce, J. A. ve Norry, M. J. (1979). Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Nb variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
- [105]. Winchester, J.A., ve Floyd, P.A. (1977). Geochemical Discrimination Of Different Magma Series And Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- [106]. Pearce, J.A. ve Peate, D.W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc lavas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285.
- [107]. Green, N. L. (2006). Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87, 23-49.
- [108]. Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- [109]. Crawford, A. J., Falloon, T. J. ve Green, D. H. (1989). Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A. J. (ed.) *Boninites and Related Rocks* (ss.1-49). UK: Unwin Hyman Ltd. Şti.
- [110]. Hickey, R.L. ve Frey, F.A. (1982). Geochemical Characteristics of Boninite Series Volcanics; Implications for their Source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 209-215.
- [111]. Alabaster, T., Pearce, J. A. ve Malpas, J. (1982). The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81, 168-183.
- [112]. Meffre, S., Aitchison, J. ve Crawford, A. J. (1996). Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite. New Caledonia. *Tectonics*, 15, 67-83.
- [113]. Parlak, O., Delaloye, M. ve Bingöl, 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: 647-661.
- [114]. Al-Riyami, K., Robertson, A. H. F., Dixon, J. ve Xenophontos, C. (2002). Origin and emplacement of the Late Cretaceous Baer-Bassit ophiolite and its metamorphic sole in NW Syria. *Lithos*, 65, 225-260.

- [115]. Beccaluva, L., Coltorti, M., Giunta, G. ve Siena, F. (2004). Tethyan vs Cordilleran ophiolites: A reappraisal of distinctive tectonomagmatic features of suprasubduction complexes in relation to the subduction mode. *Tectonophysics*, 393, 163–174.
- [116]. Beccaluva, L., Coltorti, M., Saccani, E. ve Siena, F. (2005). Magma generation and crustal accretion as evidenced by supra-subduction ophiolites of the Albanide–Hellenide Subpelagonian zone. *The Island Arc*, 14, 551–563.
- [117]. Pe-Piper, G., Tsikouras, B. ve Hatzipanagiotou, K. (2004). Evolution of boninites and island- arc tholeiites in the Pindos ophiolite, Greece. *Geological Magazine*, 141, 455–469.
- [118]. Saccani, E. ve Photiades, A. (2005). Petrogenesis and tectonomagmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks in the Albanide-Hellenide ophiolitic mélanges. *The Island Arc*, 14, 494–516.
- [119]. Camuzcuoğlu, M., Bağcı, U., Koepke, J. ve Wolff, P. E. (2017). Tectonic Significance of the cumulate gabbros within Kuluncak ophiolitic suite (Malatya, SE Turkey) inferred from geochemical data. *Ophioliti*, 42, 81–103.
- [120]. Green, D.H. (1976). Equilibrium testing of ‘equilibrium’ partial melting of peridotite under water-saturated, high-pressure conditions. *Canadian Mineralogist*, 14, 255–268.
- [121]. Tatsumi, Y. (1982). Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, II. Melting phase relations at high pressures. *Earth and Planetary Science Letters* 60, 305–317.
- [122]. Cawthorn, R.G. ve Davies, G. (1983). Experimental data at 3 kbar pressure on parental magma to the Bushveld complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83, 128–135.
- [123]. Jenner, G.A. (1983). *Petrogenesis of High-Mg Andesites: An Experimental and Geochemical Study With Emphasis on High-Mg Andesites From Cape Vogel, PNG*. PhD Thesis, University of Tasmania, Hobart [unpublished].
- [124]. Cameron, W. E., Nisbet, E. G. ve Dietrich, V. J. (1979). Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. *Nature*, 280, 550–553.
- [125]. Meijer, A. (1980). Primitive arc series volcanism and a boninitic series: examples from western Pacific island arc. *American Geophysical Union Monograph*, 23, 269–282.
- [126]. Hawkins, J. W., Bloomer, S. H., Evans, C. A. ve Melchior, J. T. (1984). Evolution of intra-oceanic arc-trench systems. *Tectonophysics*, 102, 175–205.
- [127]. Murton, B.J. (1989). Tectonic controls on boninite genesis. In: Magmatism in the Ocean Basins. Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Geological Society, London, Special Publications* , 42: 347–377.
- [128]. Stern, R. J. ve 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.
- [129]. Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. ve Paupy, A. (1984). Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, 253–271.
- [130]. Malpas, J. ve Langdon, G. (1984). Petrology of upper pillow lava suite, Troodos ophiolite, Cyprus. In: Gass, I. G., Lippard, S. J. ve Shelton, A. W. (Eds.), *Ophiolites and Oceanic Lithosphere. Geological Society, London, Special Publications*, 13: 155–167.
- [131]. Beccaluva L. ve Serri G. (1988). Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Tectonophysics*, 146, 291–315.
- [132]. Smellie, J. L, Stone, P. ve Evans, J. (1995). Petrogenesis of boninites in the Ordovician Ballantrae Complex ophiolite, southwestern Scotland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 323–342.
- [133]. Bedard, J. H., Lauziere, K., Tremblay, A. ve Sangster, A. (1998). Evidence for forearc seafloor-spreading from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: oceanic crust of boninitic affinity. *Tectonophysics*, 284, 233–245.

- [134]. Bedard, J. H. (1999). Petrogenesis of Boninites from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: identification of subducted source components. *Journal of Petrology*, 40, 1853-1889.
- [135]. Pearce, J. A. (2003). Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In: Dilek, Y. ve Newcomb, S. (eds). *Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Geological Society of America Special Paper*, 373, 269-293.
- [136]. Parlak, O. (2006). Geodynamic significance of granitoid magmatism in the southeast Anatolian orogen: geochemical and geochronological evidence from Göksun-Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) region. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 95: 609-627.
- [137]. Whattam S. A., Montes C. ve Stern R. J. (2020). Early central American forearc follows the subduction initiation rule. *Gondwana Research*, 79, 283-300.
- [138]. Dilek, Y., Furnes, H. ve Shallo, M. (2007). Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, 11, 453-475.
- [139]. Meschede, M.A. (1986). Method of Discriminating between Different Types of Mid Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with The Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- [140]. Livermore, R. A. ve Smith, A. G. (1984). Some Boundary Conditions for the Evolution of the Mediterranean Region. In: Stanley, D. J. ve Wezel, F. C. (Eds.), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin* (ss: 83-100). Berlin: Springer-Verlag.
- [141]. Savostin, L. A., Sibuet, J. C., Zonenshain, L. P., Le Pichon, X. ve Rolet, J. (1986). Kinematic Evolution of the Tethys Belt, from the Atlantic to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1-35.
- [142]. Karaoğlu, F., Parlak, O., Klötzli, U., Koller, F. ve Rızaoğlu, T. (2013b). Age and duration of intra-oceanic arc volcanism built on a suprasubduction zone type oceanic crust in southern Neotethys, SE Anatolia. *Geoscience Frontiers*, 4, 399-408.
- [143]. Parlak, O. (2002). Türkiye’de okyanus içi dalma-batma zonu üstünde oluşan ofiyolitlerin genel özellikleri ve evrimi. 55. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, 237-238.
- [144]. Ernewein, M., Pflumio, C. ve Whitechurch, H. (1988). The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). *Tectonophysics*, 151 (1-4), 247-274.
- [145]. Malpas, J. (1990). Crustal accretionary processes in the Troodos ophiolite, Cyprus; evidences from field mapping and deep crustal drilling. In: Malpas, J., Moores, E. M., Panayoutou, A. ve Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites; oceanic crustal analogues. Proceedings of Symposium Troodos 1987* (ss. 65-74). Cyprus:
- [146]. Laurent, R. (1992). Peridotite intrusions emplaced in the fossil suprasubduction zone environment of Cyprus. Geological Society, London, Special Publications, 60, 233-239.
- [147]. Bedard, J. H. ve Hebert, R. (1996). The lower crust of the Bay of Islands ophiolite, Canada: petrology, mineralogy, and the importance of syntexis in magmatic differentiation in ophiolites and at Ocean Ridges. *Journal of Geophysical Research*, 101, 25105-25124.
- [148]. Yazgan, E., ve Chessex, R. (1991). Geology And Tectonic Evolution Of The Southeastern Taurides İn The Region Of Malatya. *Tapg Bulletin*, 3/1, 1-42.
- [149]. Beyarslan, M. ve Bingöl, A.F. (2000). Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Elazığ, Turkey). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 1411-1424.
- [150]. Robertson, A. H. F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Unlugenc, U., İnan, N., Tasli, K. ve Ustaomer, T. (2007). Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey). In: Ries, A. C., Butler, R. W. H. ve Graham, R. H. (Eds.), *Deformation of the Continental Crust: the Legacy of Mike Coward* (ss. 231-270). London: Geological Society, Special Publications.