

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Hüseyin SAYAK

**KARADAĞ (NARMAN-ERZURUM) VE ÇEVRESİNDEKİ
OFİYOLİTLERİN KÖKENİ**

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA, 2010

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KARADAĞ (NARMAN-ERZURUM) VE ÇEVRESİNDEKİ
OFİYOLİTLERİN KÖKENİ**

Hüseyin SAYAK

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu Tez 03/02/2010 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oybirliği/Oyçokluğu ile Kabul Edilmiştir.

.....
Prof. Dr. Osman PARLAK
Danışman

.....
Prof. Dr. Fikret İŞLER
Üye

.....
Yrd. Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU
Üye

Bu tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında hazırlanmıştır.

Kod No:

Prof. Dr. İlhami YEĞİNGİL
Enstitü Müdürü

Bu Çalışma Çukurova Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi Tarafından Desteklenmiştir.

Proje No:MMF2008YL12

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge, şekil ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

ÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**KARADAĞ (NARMAN-ERZURUM) VE ÇEVRESİNDEKİ
OFİYOLİTLERİN KÖKENİ**

Hüseyin SAYAK

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİMDALİ**

Danışman : Prof. Dr. Osman PARLAK
Yıl : 2010, Sayfa: 68
Jüri : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Prof. Dr. Fikret İŞLER
: Yrd. Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU

İnceleme alanında Üst Kretase yaşlı Karadağ ofiyoliti'ne ait magmatik kayaçlar ve bu birimleri uyumsuzlukla örten Tersiyer birimleri yer almaktadır.

Karadağ (Narman-Erzurum) çevresinde yüzeyleyen ofiyolitik kayaçların en alt kesiminde ileri derecede serpantinleşmiş ultramafik tektonitler yer alırlar. Bunlar üzerine tektonik dokanakla kümülat ve izotropik gabrolar gelmektedir. En üst kesimde de gabroları kesen levha daykları, plajiyogranitler ve volkanikler bulunmaktadır. Bu bölgedeki ofiyolitlere bağlı ultramafik kayaçlar tektonik hatlar boyunca yoğun listvenitleşme sunmaktadırlar. Yapılan arazi ve petrografik çalışmalar neticesinde inceleme alanındaki ofiyolitik istifin düzenli bir istif olduğunu söylemek mümkündür. Jeokimyasal analizler neticesinde; Karadağ Ofiyolitine ait kayaçların toleyitik karakterli bir magmadan türedikleri ve Neotetis'in kuzey kolunun Üst Kretase'den itibaren kuzeye doğru dalmaya başlaması ile okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğu sonucuna varılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Ofiyolit istifi, Dalma-batma Zonu, Karadağ, Narman-Erzurum

ABSTRACT

MSc THESIS

ORIGIN OF OPHIOLITES IN KARADAG (NARMAN-ERZURUM) AND SURROUNDING REGION
--

Hüseyin SAYAK

**DEPARTMENT OF GEOLOGY
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES
UNIVERSITY OF ÇUKUROVA**

Supervisor : Prof. Dr. Osman PARLAK
Year : 2010, Pages:68
Jury : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Prof. Dr. Fikret İŞLER
: Asst. Prof. Dr. Tamer RIZAOĞLU

In the study area, the magmatic rocks belonging to the Karadağ ophiolite and Tertiary units unconformably covering the ophiolitic units are present.

The ophiolitic rocks in Karadağ (Narman-Erzurum) region are represented by highly-serpentinized ultramafic tectonites at the bottom and in turn tectonically overlain by cumulate and isotropic gabbros. At the top, the sheeted dikes cutting the gabbros, plagiogranites and volcanics are present. The ultramafic rocks of the ophiolite body display intense lizardite occurrences along the tectonic lines. We can conclude that the ophiolitic rocks may represent a normal ophiolite pseudostratigraphy based on the field and petrographic studies. Geochemical studies suggest that the rocks from the Karadağ ophiolite were derived from a tholeiitic magma and formed in a suprasubduction zone setting as a result of north deeping intraoceanic subduction zone in the northern branch of Neotethys since late Cretaceous.

Keywords: Ophiolite sequence, subduction zone, Karadağ, Narman-Erzurum

TEŞEKKÜR

Bu çalışma Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans alışması olarak yapılmış ve Çukurova Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi tarafından MMF2008YL12 nolu proje kapsamında desteklenmiştir. Bu projeyi destekleyen Çukurova Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimine teşekkür ederim.

ukurova Üniversitesi Mühendislik- Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yapmış olduğum Yüksek Lisans Tez çalışmamda, tez süresi boyunca yapıcı öneri ve eleştirileri ile beni yönlendiren danışman hocam Sayın Prof. Dr. Osman PARLAK'a teşekkür ederim.

Tez jürisinde yer alarak tezimi okuyan ve yapıcı eleştirileri ile katkı sağlayan Prof. Dr. Fikret İŞLER ve Yrd. Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU'na teşekkür ederim.

Arazi alışmaları sırasında mesleki deneyimlerini benimle paylaşan meslektaşım ve mesai arkadaşım Jeoloji Mühendisi Aydın O. ÇOLAKOĞLU'na, çizim ve rapor yazımı aşamalarında Jeoloji Yüksek Mühendisi Cahit DÖNMEZ ve Jeoloji Mühendisi Aytekin TÜRKEİ'e teşekkür ederim.

Laboratuar alışmaları sırasında ince kesitleri değerlendiren, fotoğraflarını çeken Jeoloji Yüksek Mühendisi Banu PARLAK ve Jeoloji Mühendisi Özgöl AFŞİN'e teşekkür ederim.

MTA Genel Müdürlüğü Maden Etüt ve Arama Dairesi Başkanlığı'na ve Kamp çalışmalarına katılan bütün arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Ayrıca çalışmaların yürütölmesi sırasında sosyal hayatlarımdan aldığım aileme teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

SAYFA

ÖZ	I
ABSTRACT	II
TEŞEKKÜR	III
İÇİNDEKİLER.....	IV
ÇİZELGELER DİZİNİ	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ	VII
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	4
3. MATERYAL VE METOD	7
3.1. Materyal	7
3.2. Metod	7
3.2.1. Saha Öncesi Çalışmalar	7
3.2.2. Saha Çalışmaları.....	7
3.2.3. Laboratuvar Çalışmaları	8
3.2.4. Değerlendirme ve Tez Yazım Çalışmaları.....	8
4. ARAŞTIRMA BULGULARI	9
4.1. Bölgesel Jeoloji.....	9
4.2. Stratigrafi ve Petrografi	16
4.2.1. Karadağ Ofiyoliti.....	16
4.2.1.1. Ultramafik Kayalar (Gedikler Ultramafiti-kKge).....	17
4.2.1.1.(1). Tektonitler	20
4.2.1.1.(1).(a). Dunitler	20
4.2.1.1.(1).(b). Harzburjitler.....	21
4.2.1.1.(1).(c). Serpantinitler	23
4.2.1.1.(1).(d). Silisleşmiş(Listvenit), Karbonatlaşmış(Ofikalsit)	
Kayaçlar (kKgel).....	23
4.2.1.2. Mafik Kayalar	24
4.2.1.2.(1). Gabrolar (Pulumdağ Gabrosu-kKp)	24
4.2.1.2.(2). Plajiyogranitler	28

4.2.1.2.(3). Levha Daykları.....	29
4.2.1.2.(4). Volkanitler	30
4.2.2. Kaleboğazı Formasyonu (çKk)	32
4.2.3. Dağdibi Formasyonu (Td)	33
4.2.4. Karataş Formasyonu (Tka)	34
4.2.5. Narman Volkaniti (Tn)	35
4.2.6. Alüvyonlar (Qal)	37
4.2.7. Heyelan Kütleleri	37
4.3. Tektonik	37
4.4. Yapısal Evrim	39
4.4.1. Geç Kretase Öncesi	39
4.4.2. Geç Kretase (Santoniyen-Maastritiyen)	40
4.4.3. Eosen	42
4.4.4. Oligosen.....	42
4.4.5. Pliyosen-Günümüz	43
4.5. Jeokimya	44
4.6. Ekonomik Jeoloji	56
5. SONUÇLAR	58
KAYNAKLAR.....	60
ÖZGEÇMİŞ	68
EKLER.....	69

ÇİZELGELER DİZİNİ

SAYFA

Çizelge 4.1. ACME Laboratories Ltd. (Kanada) deteksiyon limitleri.....	44
Çizelge 4.2. Karadağ (Narman-Erzurum) Ofiyolitine ait kayaçların ana oksit içerikleri.....	45
Çizelge 4.3. Karadağ (Narman-Erzurum) Ofiyolitine ait kayaçların iz element içerikleri.....	46
Çizelge 4.4. Karadağ (Narman-Erzurum) Ofiyolitine ait kayaçların nadir toprak element içerikleri.....	47

ŞEKİLLER DİZİNİ

SAYFA

Şekil 1.1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.....	2
Şekil 1.2. Çalışma alanı ve yakın çevresinin uydu görüntüsü (google.maps'den alınmıştır).....	3
Şekil 4.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1966)	9
Şekil 4.2. Doğu Karadeniz bölgesinin tektonik haritası (Okay ve Şahintürk, 1997) .	10
Şekil 4.3. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999) ..	10
Şekil 4.4. Çalışma alanını sınırlayan tektonik birliklerin karşılaştırmalı Ölçeksiz stratigrafisi (Konak ve arkadaşları. 2001 den değiştirilerek alınmıştır) ..	12
Şekil 4.5. Kuzey ve Güney Eosen Havzalarının Paleocografik konumu (Konak ve ark., 2001'den değiştirilerek alınmıştır)	15
Şekil 4.6. İnceleme alanın genelleştirilmiş sütun kesiti (Bozkuş 1998'den alınmıştır)	18
Şekil 4.7. Ofiyolit istifini ve iç yapısını gösterir şematik kesit (Çolakoğlu ve ark., 2008).....	19
Şekil 4.8. Çalışma alanının Jeoloji Haritası (Çolakoğlu ve ark., 2009).....	22
Şekil 4.9. Dağyolu Köyü ve İnceleme Alanı Genel Görünümü.....	23
Şekil 4.10. Gabroların serpantinitleri üzerlediği düzlemin altında oluşan listvenitler (Dağyolu Köyü kuzeyi, Elvankaya Dere batısı, Bakış yönü Kuzeybatıya)	24
Şekil 4.11. Gabro-serpantinit faylı dokanağı (Dağyolu Köyü kuzeybatısı,Cesur Dere, Bakış yönü Batıya)	25
Şekil 4.12. Kümülat gabrolara ait mikroskobik görüntü (a-c, Ç.N. 2,5X; b-d, T.N. 2,5X,Prx:Piroksenit, Cl:Klorit, Op:Opak Mineral)	27
Şekil 4.13. İzotrop gabrolara ait mikroskobik görüntü (a-Ç.N. 2,5X, b-T.N. 2,5X) ..	27
Şekil 4.14. Mikrogabrolara ait mikroskobik görüntü (a-Ç.N. 2,5X, b-T.N. 2,5X)	28
Şekil 4.15. Plajiyogranitlerden görünüm(Cesur Dere, Bakış yönü Güneybatıya)	28
Şekil 4.16. Elvankaya Dere'de levha dayklara ait görünüm (Bakış yönü Kuzeydoğu)	30
Şekil 4.17. Levha dayklara ait mikroskobik görüntü (a-Ç.N. 2,5X, b-T.N. 2,5X)	30

Şekil 4.18. Karaçamurların (Kara) Dere’de Volkanitlerden görünüm (Bakış yönü Kuzeybatı).....	31
Şekil 4.19. Volkanitlere ait mikroskobik görüntü (a-Ç.N. 2,5X, b-T.N. 2,5X)	32
Şekil 4.20. Kaleboğazı ile Volkanitler ve Levha Dayklarının dokanağı (Bakış yönü Kuzeybatıya)	33
Şekil 4.21. Narman Volkanitlerinden görünüm (Bakış yönü Kuzeydoğuya)	36
Şekil 4.22. Narman Volkanitlerinden görünüm (Bakış yönü Kuzeydoğuya)	36
Şekil 4.23. Hava fotoğraflarından yapılan çalışma sonucunda çizilen gül diyagramı (Genç, 1992’den alınmıştır).	39
Şekil 4.24. Karadeniz ile Doğu Akdeniz arasında jeolojik evrimi gösteren ölçeksiz enine kesitler (Şengün 2006’dan alınmıştır)	41
Şekil 4.25. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde gözlenen volkanik, levha dayk ve izotrop gabro kayaç örneklerinin Zr/Ti-Nb/Y oranlarına göre sınıflaması (Pearce, 1996).....	49
Şekil 4.26. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitine ait kayaçların ana ve iz element içeriklerinin değişimi.	50
Şekil 4.27. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkanik kayaçların kondirite göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve Mc Donough, 1989’dan alınmıştır).....	51
Şekil 4.28. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan levha dayk kayaçlarının kondirite göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve Mc Donough, 1989’dan alınmıştır).....	52
Şekil 4.29. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan izotrop gabro kayaçlarının kondirite göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve Mc Donough, 1989’dan alınmıştır).	52
Şekil 4.30. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkaniklerin örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989’dan alınmıştır).....	53

Şekil 4.31. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan levha dayklarının örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).....	54
Şekil 4.32. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan izotrop gabrolara ait kayaçların örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).	55
Şekil 4.33. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkanikler, levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların Th/Yb-Ta/Yb diyagramı (Pearce, 1982).	56

1. GİRİŞ

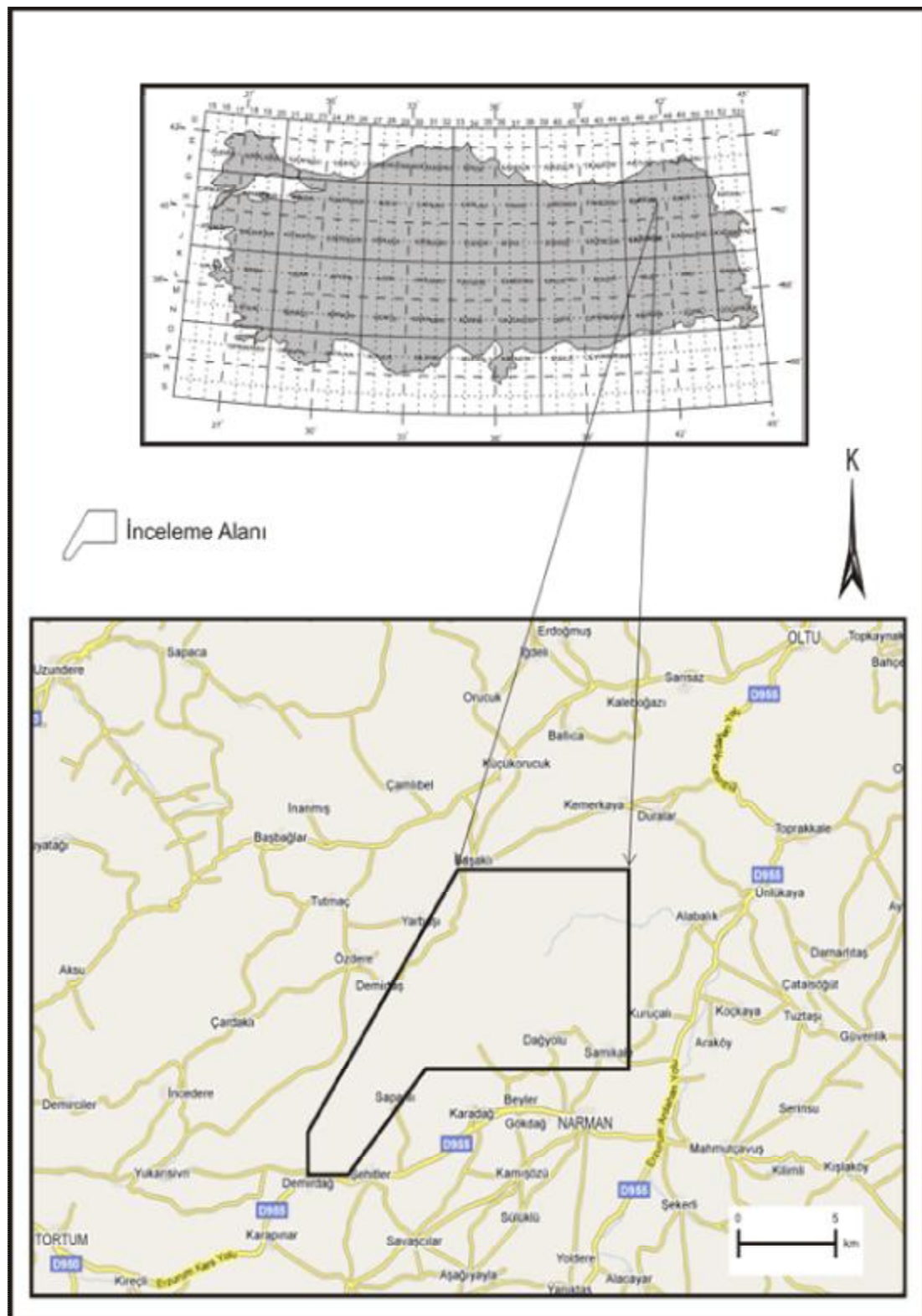
İnceleme alanı İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı 'nın doğuya doğru uzanımına karşılık gelen Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu içerisinde yer almaktadır.

Doğu Anadolu Bölgesinde, 130 km²'lik bir alanı kapsayan çalışma alanı Narman ilçesi (Erzurum) kuzeybatısında olup, Narman - Tortum - Oltu (Erzurum) ilçelerinin oluşturduğu üçgen içerisinde yer alır. Dağyolu (Soğurmek), Bulutlu (Kahkam), Demirdağ (Kutumar), Demirtaş (Hanege), Başaklı (Kiğık), Alabalık ve Beyler Köyleri çalışma alanının sınırlarını oluşturur. 1/25.000 ölçekli Tortum H47a₂-a₃, H47 b₁-b₂-b₄ paftalarında yer alır (Şekil 1.1).

İnceleme alanında ofiyolitlerin yüzeylemiş olduğu alanlar yüksek ve dağlık, diğer birimlerin olduğu kesimler ise daha yayvan topografya sunmaktadırlar (Şekil 1.2). İnceleme alanındaki başlıca yükseltiler; Karadağ (2930 m), Gökdağ (2700 m), Ağdere Tepe (2827 m), Kılıç Tepe (2800 m), Taşlıdağ Tepe (2792 m), Çatal Tepe (2719 m), Pulumdağ (2657 m), Kumlugüney Tepe (2615 m), Kızıldağ Tepe (2611 m), Öremeler Tepe (2500 m), Kurugöl Tepe (2453 m), Zengin Tepe (2432 m), Bardaklı Tepe (2381 m), Laleli Tepe (2335 m) 'dir.

Çalışma sahasındaki ofiyolit istifinin stratigrafisini ortaya koyabilmek için; 1/25.000 ölçekli, ayrıntılı jeoloji haritası yapılmıştır. Haritalama sırasında istifi oluşturan birimlerin dokanak ilişkileri incelenmiş ve sınırlar ayrıntılı bir şekilde ayırtlanmıştır. Tektonik hatlar ve heyelan yapıları harita üzerine işlenmiştir. Çalışmalar sırasında fotoğraflarla birimler detaylandırılmıştır.

Lisansüstü tez çalışması kapsamında, Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu 'na ait Kırdağ-Karadağ Birliği 'nin Karadağ kesimine ait ofiyolitik birimlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin ortaya konması amaçlanmıştır. Elde edilen yeni gözlem ve bulgularla Neotetis Okyanusunun kuzey kolundaki tektono-magmatik oluşum ortamı hakkında bir yaklaşımda bulunulacaktır.



Şekil 1.1. İnceleme alanının yerbulduru haritası



Şekil 1.2. Çalışma alanı ve yakın çevresinin uydu görüntüsü (google.maps'den alınmıştır)

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çalışma alanı ve yakın bölgesinde gerçekleştirilen çalışmaların özeti aşağıda verilmiştir. İnceleme alanı, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı üzerinde ve Erzurum'un kuzeydoğusunda yer alır.

Çalışma alanında, Oltu ve Narman ilçeleri çevresindeki Balkaya, Sütkans ve Hanege gibi önemli kömür yataklarının yer alması nedeniyle bir dönem çeşitli araştırmacılar (Lahn ve Romber, 1939; Tendam, 1951; Wedding, 1956; Nebert, 1963a ve b; Engin ve Engin, 1964; Nebert ve ark., 1964) tarafından çalışılmıştır.

Gettinger (1955), yörenin 1/10 000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış, buradaki kayaçları amfibolit, serpantinit, gabro, granit, mermer, Alt Kretase volkanik fasiyes ve Oligo-Miyosen jipsli fasiyes gibi birimlere ayırarak incelemiştir. Bu çalışma, bölgedeki birimlerin ana gidişlerini belirleyen ilk çalışmadır.

Nebert ve ark. (1964), kömür potansiyelini ortaya koymak amacıyla Balkaya-Oltu-Narman Tersiyer Havzası'nın jeolojisini bir bütün olarak incelemiş ve haritalamıştır.

Engin ve Engin (1964), Hanege (Demirtaş) Köyü (Oltu) dolayında çalışmışlar ve yörede kömür içeren olası Neojen yaşlı çökellerin temelini Mesozoyik yaşlı kireçtaşı, gabro, bazalt ve serpantinitlerle Eosen yaşlı flişin oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Yüksel (1971), Kars Havzası'nda petrol aramalarına yönelik yaptığı çalışmada, Oltu-Oltur yöresinin jeolojisine kısaca değinmiştir.

Acar ve ark. (1983), Karadağ'da (Narman) çalışma yapmışlar, dilimlenmiş ofiyolitik kayaçların, Üst Kretase yaşlı volkanosedimanter bir istif üzerine bindirmeli olarak geldiğini, ofiyolitik kayaçların üzerine de Alt-Orta Eosen yaşlı kömürlü çökellerle, bunlarla arakatkılı andezit-dasit türü volkanitlerin uyumsuz olarak geldiğini belirtmişlerdir. Bu çalışmanın amacı gereği, listvenitlerdeki polimetallik cevherleşmeler ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Koçyiğit ve Rojay (1984), Horasan-Narman dolayında yaptığı çalışmada Kuzey Anadolu Ofiyolitli Karışığı olarak tanımladıkları allohton konumlu ofiyolitik kayaların ilk yerleşiminin Valajiniyen sonu-Turoniyen öncesi bir yaş konağında

gerçekleştiğini ve daha sonraki dönemlerde tektono-sedimanter yollarla birkaç evrede tekrar taşındığını ileri sürmüşlerdir.

Arbas ve ark. (1991), Horasan dolayında çalışan en alta Üst Paleozoyik-Alt Kretase yaş konağında olduğu düşünülen metamorfikleri (Kırdağ Formasyonu) ve bunların üzerinde ise tektonik dokanakla ofiyolitik kayaları (Zopik Formasyonu) gözlerler. Ofiyolitlerin, üzerine transgresif olarak gelen, Tahir Formasyonu olarak adlandırılan fliş tipi çökeller ile Üst Eosen sonunda ekaylandığını ve Kaletepe Monzoniti, Balabantaş Andeziti ile Sini Riyolitleri tarafından kesildiğini belirtmişlerdir.

Bozkuş (1990 ve 1992), Oltu-Narman Havzası'nın kuzeydoğusunda yaptığı çalışmalarda yöredeki Tersiyer istifinin Eosen yaşlı sığ denizel çökellerle başladığını ve üste doğru volkano-sedimanter kayalar la devam ettiğini belirtir.

Genç (1992), bölgede bulunan serpantinitlere bağlı civa yatağının mineralojik-petrografik, jeolojik ve jeokimyasal olarak incelemesini yapmıştır. Civa cevherleşmesinin KD-GB yönünde uzanan dar bir serpantinit zonunda yer aldığını ve silisleşmiş, karbonatlaşmış serpantinitlere (silika-karbonat kayacı) bağlı olduğunu belirtmiştir. Yapılan makroskobik, mikroskobik ve jeokimyasal araştırmalar sonucu silika-karbonat kayaçları içindeki ana civa cevherleşmesinin bu kayaçların breşleşmesi ve yeniden kristalleşmeleri ile yaklaşık eş zamanlı olarak meydana geldiğini belirtmiştir. Ayrıca zamanlama açısından cevherleşmelerin serpantinitin bozunma sürecinin son evrelerinde olduğunu belirtmiştir.

Cengiz ve Çakır (1997), Erzurum-Tortum-Narman civarı jeokimyasal prospeksiyon raporunda, Erzurum-Tortum civarında yüzeyleyen Üst Kretase yaşlı ofiyolitik istif ve Tersiyer yaşlı volkano-sedimanter istifin metalojenezini incelemişler ve 11 adet anomali sahası belirlemişlerdir.

Okay ve Şahintürk (1997), doğu Karadeniz bölgesinin jeolojisini ve tektoniğini irdeleyen çalışmalarında doğu Pontidleri iç ve dış olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Dış Pontidlerde egemen olarak Senoniyen-Orta Eosen yaşlı volkanik ve volkanoklastik kayaçlar; iç Pontidlerde ise Senononiyen öncesi kayaçların egemen olduğunu belirtmişlerdir. Söz konusu çalışmaya göre çalışma alanındaki ofiyolit ve

ofiyolitik melanj tektonik olarak Pontidlerin güneyinde Torid platformu üzerinde bulunmaktadır.

Bozkuş (1998), Pontid/Anatolid kenet kuşağının, Narman-Oltu kesiminde yüzeyleyen kaya birimlerinin ayrıntılı stratigrafisi ve yapısal evrimlerini incelemiştir.

Okay ve Tüysüz (1999), Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birliklerini irdeleyen çalışmalar yapmışlardır.

Konak ve ark. (2001), Doğu Pontidler'in doğu kesiminde yapmış oldukları çalışmada, yaklaşık KD-GB doğrultulu yapısal hatlarla sınırlanan ve bir kısmında Üst Paleosen'e kadar süreklilik izlenebilen Jura-Kretase yaşlı çeşitli birliklerin varlığını ortaya koymuşlardır. Farklı litostratigrafik özellikler sunan bu birlikler kuzeyden güneye doğru Hopa-Borçka Zonu, Artvin-Yusufeli Zonu, Olur-Tortum Zonu, ve Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu olmak üzere dört zon olarak gruplandırılmıştır.

İnceleme alanının en güneyinde yer alan, Kırdağ-Karadağ uzanımında gözlenen ve ofiyolitik kayalarla bunları transgresif olarak örten sığ ve derin denizel kırıntılıları kapsayan zon, Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu olarak tanımlanmıştır. Bu çalışma ile, tipik bir yığılma karmaşığı niteliğindeki bu zon boyunca, birbirleriyle tektonik ilişkili olarak bulunan gabro, mikrogabro/diyabaz, peridotit, ofiyolitik melanj, glokofanlı yeşil şist fasiyesindeki metamorfik ve düşük dereceli metamorfik ile granitik kaya tektonik dilimleri ayırtlanmıştır. Kampaniyen öncesinde ofiyolitik kayaların bölgeye yerleşmesiyle başlayıp, izleyen dönemlerde süren yatay hareketler sonucunda ofiyolitlerle, ofiyolitik melanjın yeniden aktarılarak daha genç birimleri tektonik olarak üzerlemesi ve Paleosen sonundan itibaren yanal bileşenin de eklendiği bu hareketlerin Tortoniyen öncesine kadar devam etmesi, bu zonun oldukça karmaşık bir biçim kazanmasına neden olduğu belirtilmiştir.

Çolakoğlu ve ark. 2009, Karadağ- Kırdağ ve Horasan (Erzurum) çevresinde yer alan ofiyolitlerde prospeksiyon ve revizyon çalışmaları yapmışlar; ofiyolitler içerisinde bulunan krom ocak, yarma ve zuhurlarını incelemişlerdir. Bu kapsamda ofiyolitler as birimlerine ayırtlanmıştır.

3. MATERYAL VE METOD

3.1. Materyal

Araştırmanın ana materyalini Erzurum ili, Narman (Erzurum) kuzeybatısında bulunan Karadağ ve çevresindeki ofiyolit istifini oluşturur. İnceleme alanı Narman - Tortum ve Oltu (Erzurum) ilçelerinin oluşturduğu üçgen içerisinde Tortum H47a₂-a₃, H47 b₁-b₂-b₄ paftalarında yer almakta ve yaklaşık 130 km² lik bir alanı kapsamaktadır.

3.2. Metod

Çalışma; saha öncesi çalışmalar, arazi çalışmaları, laboratuvar çalışmaları, değerlendirme ve tez yazım çalışmaları olmak üzere başlıca 4 aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.2.1. Saha Öncesi Çalışmalar

Çalışma alanı ile ilgili literatür taraması yapılmış, ilgili kurumların kütüphane ve arşivlerinden yararlanılmıştır.

3.2.2. Saha Çalışmaları

Saha çalışmaları 2007 - 2008 yıllarında gerçekleştirilmiş ve inceleme alanında yayılım sunan birimlerin litolojisi ve sınırları belirlenerek, 1/25.000 ölçekli topoğrafik harita üzerine işlenmiştir. Petrografi ve XRD amaçlı numuneler alınmıştır. Bu çalışmalar sırasında Brunton tipi jeolog pusulası, jeolog çekici, lup, fotoğraf makinesi, GPS v.b. araçlardan yararlanılmıştır.

3.2.3. Laboratuvar Çalışmaları

Araziden derlenen el örneklerin, 25 adetinden petrografi, 1 adetinden XRD analizleri yapılmış ve gerekli görülenlerden mikroskop altında fotoğraflar çekilmiştir. İnceleme alanında yüzeyleyen ofiyolitlere ait gabro, levha dayk ve volkanitlerden toplam 25 adet örnek (10 adet volkanit, 10 adet levha dayk, 5 adet izotrop gabro) kırma-öğütme işleminden geçirilerek, Kanada ACME laboratuvarında ana oksit ve eser element analizleri yapılmıştır.

Plajiyogranitlerden alınan 1 adet örnek çelik havanda kırıldıktan sonra agat havanlarda iyice öğütülüp toz haline getirilmiştir. Toz haline gelen örnekler cam lamlara konularak XRD cihazlarının özel localarında analiz edilmiştir. XRD analizleri MTA Maden Etüt ve Arama Dairesi laboratuvarlarında Rigaku Geigerflex D-Maxll TC model XRD cihazında yaptırılmıştır.

3.2.4. Değerlendirme ve Tez Yazım Çalışmaları

Tez çalışmasının son bölümünde sırasıyla aşağıdaki işlemler yapılmıştır.

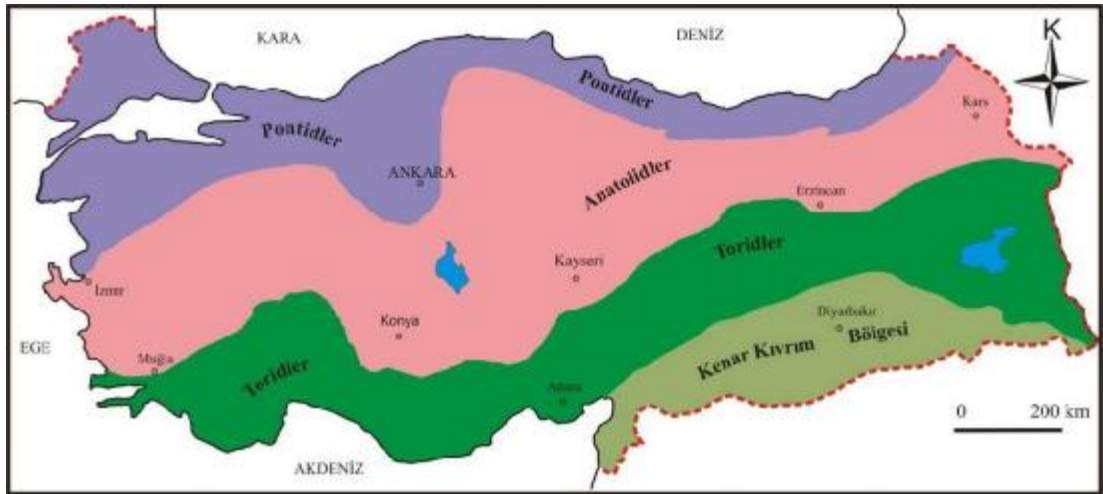
- Temel jeoloji haritası ve kesitleri hazırlanmış,
- Açıklayıcı ve yorum getirici şekiller ve fotoğraflar tez düzenine uygun olarak rapora eklenmiş,
- Çalışma alanına ait fotoğraflar hazırlanarak dizimi yapılmıştır.

Sonuçta, saha ve laboratuvar çalışmaları ile elde edilen veriler Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, tez yazım kurallarına uygun biçimde derlenerek tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Bölgesel Jeoloji

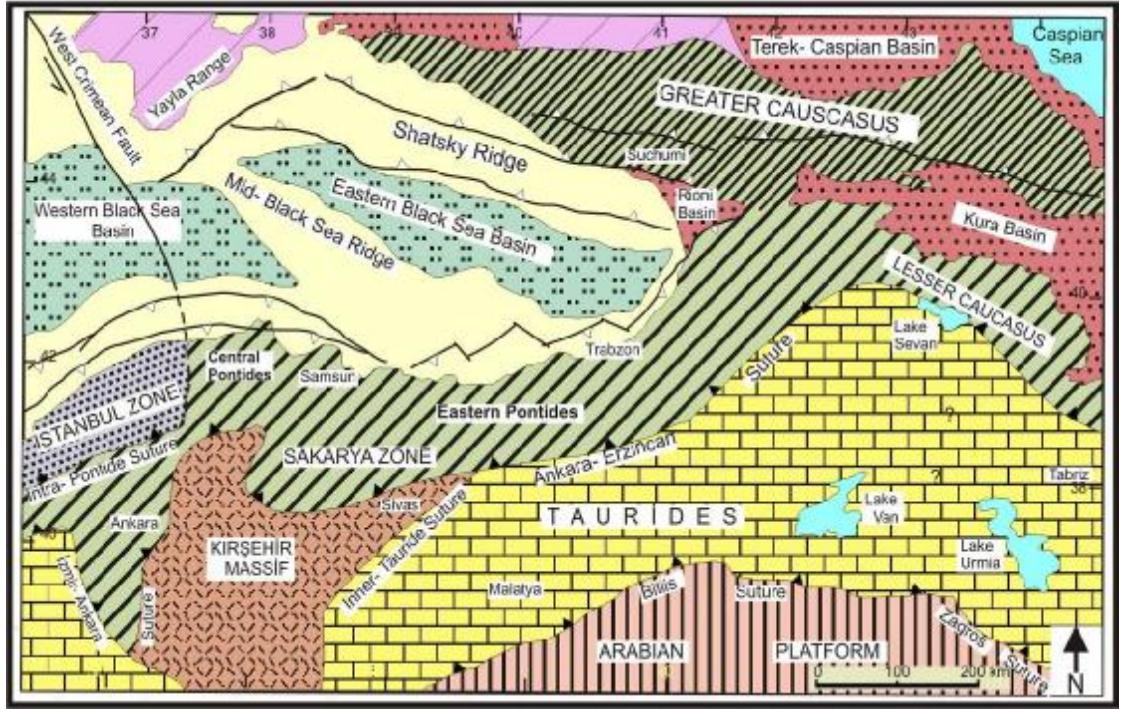
Ketin (1966), dağ kuşaklarının orojenik gelişimlerini esas alarak Türkiye'yi dört tektonik birliğe ayırmıştır. Bunlar kuzeyden güneye doğru; Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar kıvrımları bölgesidir (Şekil 4.1). Çalışma sahası, doğu Pontid tektonik kuşağının güneyinde Anatolidler ile kuzeyinde yer almaktadır.



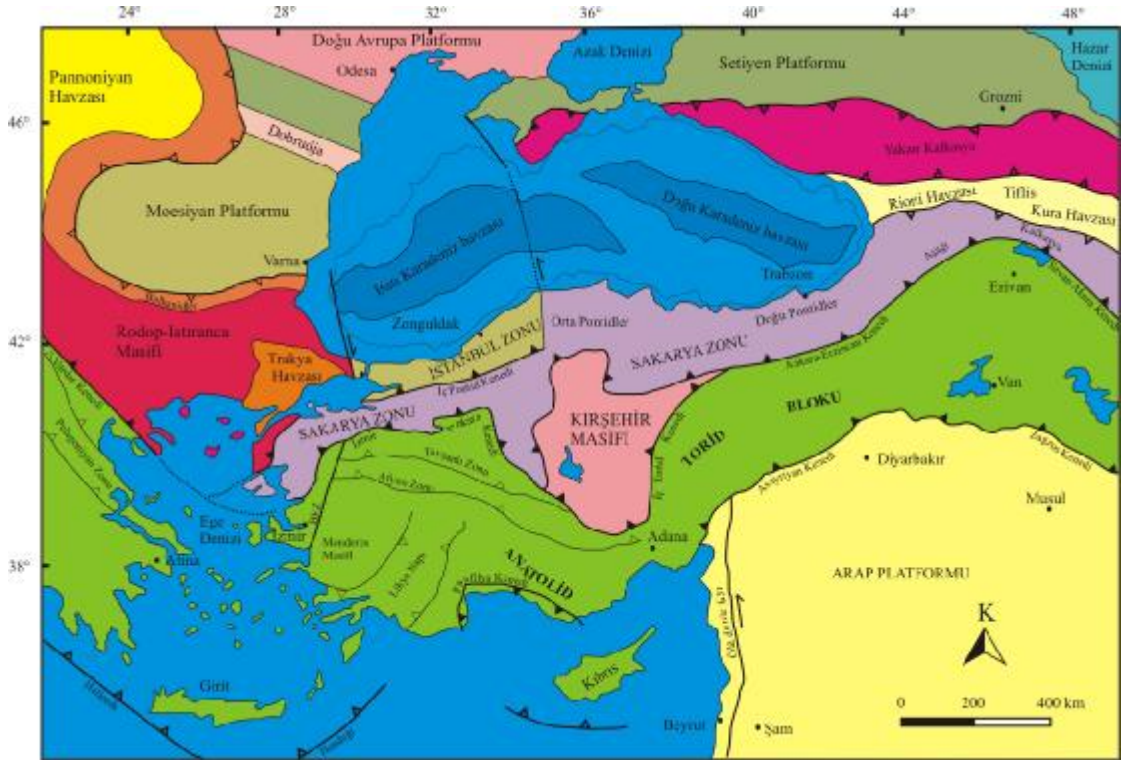
Şekil 4.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1966)

Okay ve Şahintürk (1997) doğu Karadeniz bölgesinin jeolojisini ve tektoniğini irdeleyen çalışmalarında doğu Pontidleri iç ve dış olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Dış Pontidlerde egemen olarak Senoniye-Orta Eosen yaşlı volkanik ve volkanoklastik kayalar; iç Pontidlerde ise Senoniye öncesi kayaların egemen olduğunu belirtmişlerdir. Söz konusu çalışmaya göre çalışma alanındaki ofiyolit ve ofiyolitik melanj tektonik olarak Pontidler güneyinde Torid platformu üzerinde bulunmaktadır (Şekil 4.2).

Yine Okay ve Tüysüz (1999)'ün Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birliklerini irdeleyen çalışmasına göre inceleme alanı Pontidler ile Anatolid-Torid Bloğu sınırında, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonu üzerinde bulunmaktadır (Şekil 4.3)



Şekil 4.2. Doğu Karadeniz bölgesinin tektonik haritası (Okay ve Şahintürk, 1997)



Şekil 4.3. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999)

Bu tez çalışmasında bölgesel jeoloji Konak ve arkadaşları (2001)'dan alınmış olup, adlamalara sadık kalınmıştır.

Doğu Pontidlerin doğu kesiminde, çalışma alanını da içine alan bölgede Konak ve ark. (2001) tarafından, yaklaşık KD-GB doğrultulu yapısal hatlarla sınırlanan ve bir kısmında Üst Paleosen'e kadar süreklilik izlenebilen Jura-Kretase yaşlı çeşitli birliklerin varlığı ortaya konulmuştur. Değişik litostratigrafik özellikler sunan bu birlikler Hopa-Şenkaya kesitinde dört zona ayrılarak incelenmiştir. Bu zonlar kuzeyden güneye doğru;

- Hopa-Borçka Zonu,
- Artvin-Yusufeli Zonu,
- Olur-Tortum Zonu
- Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu şeklinde ayırtlanmıştır.

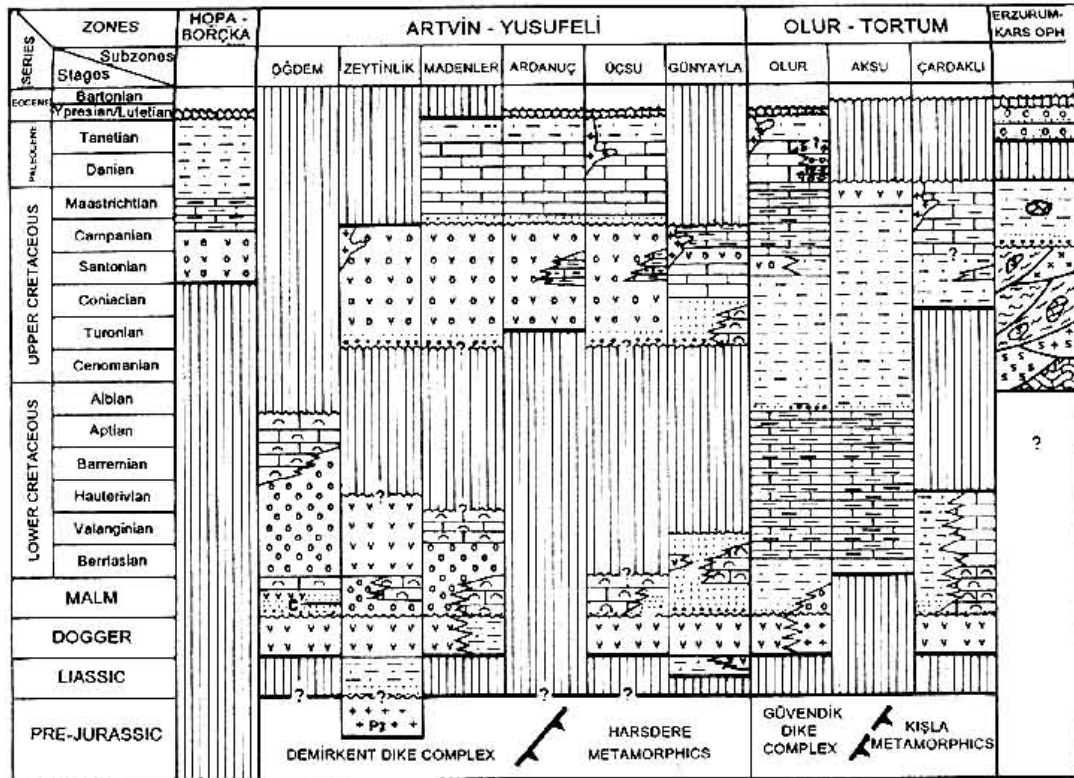
Konak ve ark. (2001)'e göre "En kuzeyde yer alan Hopa-Borçka Zonu'nun tip kesiti Hopa-Borçka yolu boyunca gözlenmekte olup, bu kesimin en alt düzeyini Santoniyen-Kampaniyen yaşlı andezitik, bazaltik, dasitik lav ve proklastikler oluşturur. Üste doğru sırasıyla Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen yaşlı türbiditik çökeller, Orta-Alt Maastrichtiyen yaşlı kalsitürbidit arakatkılı killi kireçtaşları, Orta-Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı çamurtaşları ve biyomikritlerle temsil edilen istif ortaç ve asidik bileşimli volkanit ve volkanoklastiklerin egemen olduğu Eosen yaşlı çökeller tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 4.4).

Hopa-Borçka Zonu'nun güneyinde yer alan Artvin-Yusufeli Zonu birbirleriyle tektonik ilişkili altı birliği kapsar. Bunlar kuzeybatıdan güneydoğuya doğru Öğdem Birliği, Zeytinlik Birliği, Madenler Birliği, Ardanuç Birliği, Üçsu Birliği ve Günyayla Birliği'dir. Bu birlikler arasında Jura öncesi temele ait iki farklı kaya birimi tektonik dilim halinde yer alır. Bu kayalardan olası Prekambriyen-Alt Paleozoyik yaşlı gnays ve mikaşistler Harsdere Metamorfiti olarak tanımlanmıştır. Gabro ve diyabaz özellikli yan kayasının diyabazik, tonalitik, dasitik, aplitik ve granitik bileşimli çeşitli dayk ve damarlar tarafından sıkça kesilmesiyle oluşan magmatik kompleks ise Demirkent Dayk Karmaşığı adıyla ayırtlanmıştır (Şekil 4.4).

Birbirleri üzerine güneydoğudan kuzeybatıya doğru itilmiş olan ünitelerden en kuzeyde yer alan Öğdem Birliği'nin en alt düzeyini olası Dogger yaşlı bazik-ortaç

özellikli lav ve proklastikler oluşturur. Bunların üzerine uyumsuz olarak gelen yelpaze deltası karakterli çökeller başlıca kırmızı konglomeralardan oluşur. Arasında Malm ve Barremiyen-Apsiyeen yaşlı olmak üzere iki resifal kireçtaşı düzeyi içeren istifin daha üst kesimi gözlenmemiştir (Şekil 4.4).

Daha güneydeki Zeytinlik Birliği'nin temelini olası Alt-Orta Karbonifer yaşlı granitoidler oluşturur. Bu temel üzerine tartışmalı bir uyumsuzlukla gelen Liyas-Dogger istifinin alt kesimi kırıntılı kayalarla, üst kesimi ise bazalt bileşimli spilitik volkaniklerle temsil edilir. Bunları uyumsuzlukla örten karasal çökeller üste doğru Malm yaşlı resifal kireçtaşlarına, daha üstte ise andezitik lav ve proklastiklere geçer. Turoniyen ile başlayan Üst Kretase volkano-sedimanter istif alttaki birimleri uyumsuzlukla örter (Şekil 4.4).



Şekil 4.4. Çalışma alanını sınırlayan tektonik birliklerin karşılaştırmalı Ölçeksiz stratigrafisi (Konak ve arkadaşları. 2001 den değiştirilerek alınmıştır)

Zeytinlik Birliği üzerine güneydoğudan bindiren Madenler Birliği'nin en alt düzeyini Dogger yaşlı bazik-ortaç karakterli volkanikler ve kırıntılı kayalar oluşturur.

Bunların üzerine uyumsuzlukla gelen kırmızı renkli yelpaze deltası çakıldaşları ve kumtaşları alt düzeylerde Malm yaşlı resif merceklerini, üst kesiminde ise Valanjiniyen yaşlı kireçtaşlarını bulundurur. Bunların da üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve yarı pelajik kireçtaşı ve çamurtaşı aradüzeyleri içeren Üst Kretase yaşlı volkano-sedimanter istifi, Geç Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen'de transgresif olarak sığ denizel kireçtaşları örter. Orta Paleosen'e kadar çökelimini sürdürmüş olan bu kireçtaşları ise Orta-Geç Paleosen'de kumtaşı arakatmanlı silttaşı-marn istifine geçer (Şekil 4.4).

Madenler Birliği'nin güneydoğusunda yer alan Ardanuç Birliği'nin Üst Kretase'den daha yaşlı birimleri yüzeylememiştir. Bu ünitenin Madenler Birliği'nden farkı, Kampaniyen-Maastrichtiyen sığ denizel karbonatlarının alt kesiminde volkanoklastiklerin bulunmayışıdır. Ardanuç Birliği'ne ait Üst Paleosen silttaşı-marn istifi, Alt Eosen sığ denizel çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülür (Şekil 4.4).

Kuzeydeki Ardanuç Birliği ile güneydeki Günyayla ve Olur birlikleri arasında yer alan Üçsu Birliği'nin en alt düzeyini olası Dogger yaşlı bazik-ortaç karakterli volkanitler oluşturur. Üstte uyumsuz olarak yer alan Malm yaşlı platform karbonatları yanal yönde sığ denizel kırıntılılara geçer. Üstte keskin bir dokanakla yer alan Üst Kretase yaşlı andezitik-bazaltik volkanitler, üst düzeylerinde kumtaşı-marn-killi kireçtaşı araldanmasından oluşan merceksel aradüzeyler içerir(Şekil 4.4).

Artvin-Yusufeli Zonu'nun en güneyindeki Günyayla Birliği'nin en alt düzeyini olası Dogger yaşlı bazaltik volkanitler ve bunlarla girik kırıntılı kayalar oluşturur. Üstte uyumsuzlukla yer alan Malm-Alt Kretase istifi altta karasal kırıntılılarla başlar ve üste doğru resif mercekli sığ denizel kırıntılılarla devam eder. Altaki tüm birimleri uyumsuzlukla örten Üst Kretase kayaları Turoniyen'de resifal kireçtaşı mercekli sığ denizel kırıntılılarla, Konisaniyen-Santoniyen'de yarı pelajik kireçtaşlarıyla, Üst Santoniyen'de lav ve tuf arakatlı kumtaşı-silttaşı-marn araldanmasıyla vedaha üste tuf ve epiklastik arakatmanlı killi kireçtaşı ve marnlarla temsil edilir (Şekil 4.4).

Kuzeydeki Artvin-Yusufeli Zonu ile güneydeki Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu arasında yer alan Olur-Tortum Zonu birbirleriyle tektonik ilişkili üç birliği kapsar. Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru Olur, Aksu ve Çardaklı birlikleri olarak sıralanan

bu üniteler Oltu-Balkaya Tersiyer havzasının kuzeyi boyunca düzensiz bir şekilde dilimlenerek Oltu Ekaylı Zonu'nu oluştururlar (Şekil 4.4).

Olur-Tortum Zonu'nun en kuzeyindeki Olur Birliği en altta olası Dogger yaşlı, birbirleriyle girik bazik-ortaç-asidik karakterli volkanitlerle başlar. Bunların üzerinde keskin bir dokanakla yer alan Oksfordiyen-Berriyasiyen yaşlı deltayik ve türbiditik kırıntılılar Berriyasiyen-Apsiyen'de yarı pelajik çörtlü karbonatlara, Apsiyen-Santoniyen'de kumtaşı-silttaşı-marn araldanmasına geçer ve bunların üzerinde yanal yönde kamalanan ortaç karakterli volkanitler yer alır. Santoniyen-Maastrichtiyen döneminde marn ve killi kireçtaşlarıyla devam eden istif Alt-Orta Paleosen'de neritik kireçtaşlarıyla, Üst Paleosen'de ise türbiditik kumtaşı ve kireçtaşı arakatmanlı marn ve silttaşlarıyla temsil edilir ve Üst İpresiyen'de karasal/sığ denizel kırıntılılar tarafından açısal uyumsuzlukla örtülür (Şekil 4.4).

Daha güneydeki Aksu Birliği'nin gözlenebilen en alt düzeyini oluşturan Malm yaşlı türbiditler ve bunların üzerinde geçişli olarak yer alan Alt Kretase yaşlı yarı pelajik kireçtaşları Olur Birliği istifiyle benzerdir. Farklılık sunan Üst Kretase istifinin alt kesimi siltli-kumlu-killi kireçtaşı, silttaşı ve kumtaşı araldanması, üst kesimi ise bazik volkanitlerle temsil edilir (Şekil 4.4).

En güneydeki Çardaklı Birliği'nin alt kesimini olası Dogger yaşlı bazik lav ve volkano-klastikler oluşturur. Bunların üzerinde keskin bir dokanakla yer alan Malm-Alt Kretase yaşlı sığ denizel karbonatlar, türbiditik çökellerle yanal yönde girik ve düşey yönde geçişlidir. Bu istifle doğrudan ilişkisi gözlenemeyen ve altta kireçtaşı mercekli flişle, üstte ise neritik kireçtaşlarıyla temsil edilen Üst Kretase çökelleri Çardaklı Birliği'nin en üst kesimi olarak yorumlanmıştır. Tüm bu birlikler Geç Paleosen-Erken Eosen'de dasitik sokulumlarla kesilmiştir (Şekil 4.4).

Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu tipik bir yığılma karmaşığı özelliğindedir. İnceleme alanındaki kesimi Kırdag-Karadağ Birliği olarak nitelendirilen bu zon boyunca gabro, mikrogabro, diyabaz, peridotit, ofiyolitli melanj, glokofanlı yeşil şist, dinamometamorfik/ankimetamorfik çökeller ve granitik kayalar tektonik olarak birbirleriyle ekaylanmıştır. İlk tektonik biçimlenmesini Kampaniyen öncesinde kazanan bu zondaki gabrolar üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve altta karasal/sığ denizel çökellerle başlayıp üste doğru olistolitli türbiditik çökellerle devam eden

Kampaniyen istifini ofiyolitik kayaların tektonik olarak üzerlemesi, ofiyolitik kayaların, izleyen dönemlerde yeniden aktarıldığını belgeler (Şekil 4.4).

Bölgede yaklaşık Coşkunlar (Olur) –Uzundere hattının kuzeyinde ve güneyinde iki farklı Eosen istifi gözlenir (Şekil 4.5.). Alt Eosen ile başlayan, altta karasal ve sığ denizel kırıntılılarla üstte ise volkanik arakatkılı delta ve denizaltı yelpazesi çökelleriyle temsil edilen Kuzey Eosen istifi Olur Birliği üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alır. Güneydeki Eosen istifi kuzeydekinden tamamen farklıdır. Burada kaba taneli denizaltı yelpazesi /yelpaze deltası karakterli çökellerle temsil edilen ve Kırdag-Karadağ Birliği kapsamındaki kayalarla tektonik ilişkili olan Üst Paleosen (?) –Alt Eosen istifini, Bartoniye-Priyaboniye yaşlı volkanik arakatkılı sığ denizel kırıntılı kayalar açısız uyumsuzlukla örter. Daha üstte uyumsuzlukla yer alan Oligosen-Orta Miyosen yaşlı fluvial ve gölsel çökeller, volkanik arakatkıları ile kömür ve jips içermektedir. İnceleme alanında Üst Miyosen yaşlı volkano-sedimanter ve volkanik kayalar daha eski tüm birimleri açısız uyumsuzlukla örtmektedir.



Şekil 4.5. Kuzey ve Güney Eosen Havzalarının Paleocografik konumu (Konak ve ark., 2001’den değiştirilerek alınmıştır)

4.2. Stratigrafi ve Petrografi

Çalışma alanı KD-GB uzanan bir tersiyer çökelme havzası içinde yer alır. Temeli oluşturan Geç Kretase yaşlı birimler başlıca ofiyolit ve filiş serilerini içerir. Bu birimleri, açılı uyumsuzlukla Alt-Orta Eosen yaşlı ve karasal-sığ denizel iri-ince kırıntılı çökeller (Dağdibi Formasyonu) örter. Üzerinde ise uyumlu olarak çoğunlukla bazik karakterli (bazalt, bazaltik andezit, tüf) Üst Eosen volkanitleri (Karataş Formasyonu) yer alır. Genel olarak olivin bazaltlardan oluşan Narman Volkaniti, Karaçamurların Dere’de Dağdibi Formasyonu üzerinde açılı uyumsuzdur. Sahada gözlenen en genç birim ise alüvyonlardır (Şekil 4.6).

4.2.1. Karadağ Ofiyoliti

Türkiye’de geniş bir yayılım sunan ofiyolitler, Kuzey Kuşak, Orta veya Toros Kuşağı ve Güney Kuşak olmak üzere başlıca üç büyük kuşakta toplanmaktadır.

- Kuzey Kuşak : İzmir’den başlayıp, Orhaneli ve Mihalıcık Masifleri’nden Ankara ve Erzincan’a kadar uzanmaktadır. Bu kuşaktaki ofiyolitler genellikle mavi şist ve yeşil şist fasiyeslerinde metamorfize olmuş ve granodiyoritik plütonlarla kesilmiştir.
- Orta veya Toros Kuşağı : Batıdan doğuya doğru Marmaris, Fethiye, Antalya, Mersin ve Pozantı-Karsantı ofiyolitlerini kapsamaktadır.
- Güney Kuşak : Kızıldağ, Bahçe-Kahramanmaraş, Göksun-Elbistan, Karanlıkdere, İspendere, Kömürhan, Guleman, Koçali, Kulp, Gevaş, Cilo (Oraman) ofiyolitlerini kapsamaktadır (Juteau, 1979).

İnceleme konusunu oluşturan Karadağ Ofiyoliti, Kuzey Kuşak ofiyolitleri içerisinde yer almaktadır. Bölgesel boyutta daha önce Doğu Anadolu yığılma karmaşığı (Şengör, 1980), Anadolu ofiyolitli karışığı (Koçyiğit, 1985) olarak adlandırılan birimlerin inceleme alanı içerisindeki devamını oluşturur. Bölgedeki ofiyolitler Neo-Tetis okyanus kabuğuna ait olup, oluşum yaşları ise Geç Jura-Erken Kretase’dir (Şengör ve Yılmaz, 1983).

Daha önce yapılan çalışmalarda ofiyolitli kayaların alttan üste doğru; serpentinit, gabro, diyabaz ve bunları kesen plajiogranitler ve yastık lavlardan oluşan düzenli bir ofiyolitli seri oluşturduğu ve üzerindeki kireçtaşlarının ise bunlar üzerinde çökelmiş karbonatlı kayalar olduğu belirtilmiştir (Genç, 1992, Şekil 4.6, Şekil 4.7).

4.2.1.1. Ultramafik Kayalar (Gedikler Ultramafiti-kKge)

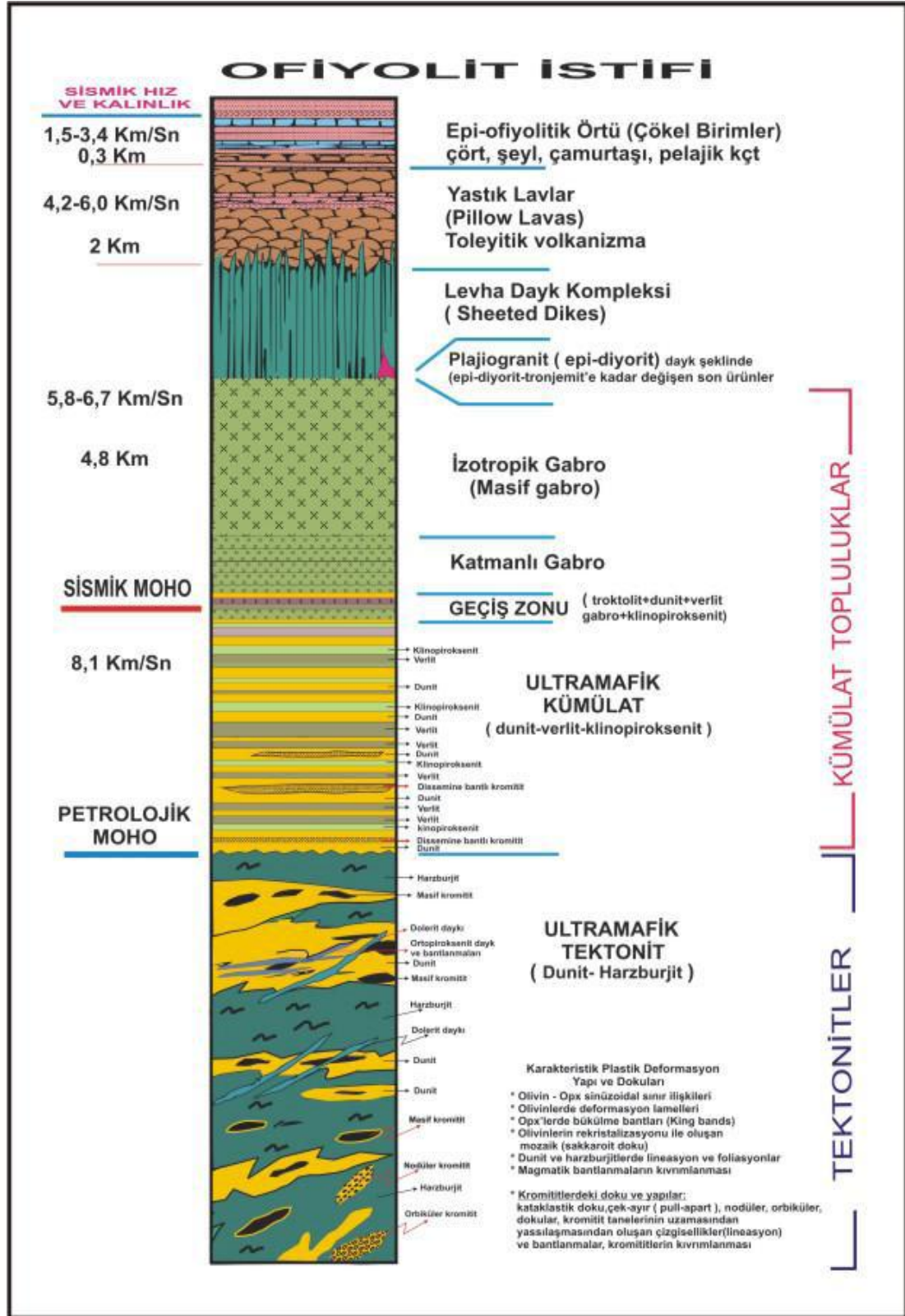
Bölgedeki ofiyolitler, Oltu (Kırdağ), Narman (Karadağ) ve Horasan ilçeleri çevresinde yüzeylemektedir. Bunlardan Oltu ve Narman çevresindeki ofiyolitlerin ultramafik kesimi, Konak ve ark. (2001) tarafından Gedikler Ultramafiti olarak, Horasan çevresindekiler ise melanj da buna dahil edilerek Arbas ve ark. (1991) tarafından Zopik Formasyonu olarak tanımlanmıştır.

Narman (Karadağ) İlçesi çevresinde yüzeyleyen ultramafik kayalar, ileri derecede serpantinleşmiş olup, bunların ilksel kayaçları çoğunlukla harzburgit ve daha az oranda dunitten oluşan tektonit türü kayaçlardır. Bunlar üzerinde, tektonik dokanakla genellikle gabrolar, bazı kesimlerde de ofiyolitlere ait volkanitler yer almaktadır. Ultramafik kayaların ve diğer ofiyolitik kayaların kendisinden daha genç birimlerle dokanakları kimi yerlerde tektoniktir. Bunlar ofiyolit yerleşiminden sonra meydana gelen hareketlerle, ofiyolitlerin dike yakın açılarla genç birimleri üzerlemesine neden olan ters faylardır. Ultramafik kayalar tektonik dokanaklar boyunca listvenitleşmişlerdir. Ayrıca tektonitlerin dunitik kesimlerinde krom cevherleşmelerine yönelik açılmış küçük boyutlarda yarmalar mevcuttur.

Ultramafik kayaçlar, mineralojik bileşim, yapı ve dokusal özellikleri ile jeolojik evrimleri birbirinden farklı olarak iki gruba ayrılırlar.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	GRUP	FORMASYON	KALINLIK(m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
M E S O Z O Y İ K	T E R S İ Y E R	P L İ Y O S E N	H O L O S E N	N A R M A N	KURUÇALI TUZTAŞI	40		Yamaç molozu ve alüvyon
						120		Konglomera
						229		Jips, Kilitaşı
						562		Çakıltası, Kumtaşı, Çamurtaşı, Kilitaşı ardalanması
						326.80		Aglomera, Kumtaşı, Tüf, Tüfit ardalanması
						351.50		Çamurtaşı, Kilitaşı ardalanması Kumtaşı, Killi Kireçtaşı ara katmanlı
						800		Bazaltik, Andezitik Lav, Tüf ardalanması
						105		Kilitaşı, Silttaşı, Kumtaşı, Çakıltası
						600		Kireçtaşı, Marn, Şeyl, Kumtaşı, Diyabaz ve Spilit ara katkılı
						1000		Kireçtaşı bloğu Yastık Lav Diyabaz Plajiyogranit Gabro Serpantinit
M E S O Z O Y İ K	T E R S İ Y E R	P L İ Y O S E N	H O L O S E N	N A R M A N	KURUÇALI TUZTAŞI	40		Yamaç molozu ve alüvyon
						120		Konglomera
						229		Jips, Kilitaşı
						562		Çakıltası, Kumtaşı, Çamurtaşı, Kilitaşı ardalanması
						326.80		Aglomera, Kumtaşı, Tüf, Tüfit ardalanması
						351.50		Çamurtaşı, Kilitaşı ardalanması Kumtaşı, Killi Kireçtaşı ara katmanlı
						800		Bazaltik, Andezitik Lav, Tüf ardalanması
						105		Kilitaşı, Silttaşı, Kumtaşı, Çakıltası
						600		Kireçtaşı, Marn, Şeyl, Kumtaşı, Diyabaz ve Spilit ara katkılı
						1000		Kireçtaşı bloğu Yastık Lav Diyabaz Plajiyogranit Gabro Serpantinit

Şekil 4.6. İnceleme alanının genelleştirilmiş sütun kesiti (Bozkuş 1998'den alınmıştır)



Şekil 4.7. Ofiyolit istifini ve iç yapısını gösterir şematik kesit (Çolakoğlu ve ark., 2008)

4.2.1.1.(1). Tektonitler

Tektonit, basınç altında yeniden kristalleşmeleri ve plastik deformasyona uğramış olmaları nedeniyle, yapıcı mineralleri tercihli yönelim kazanmış kayalara verilen genel bir addır. Tektonitlerde bu nitelikleri yansıtan en önemli yapılar; yapraklanma (foliasyon), mineral çizgiselliği (lineasyon) ve bileşimsel katmanlanmaların kıvrımlanmasıdır. Tektonitlerde yapraklanma, uzamış olivin/ortopiroksen/kromit kristallerinin paralel yönelimi ile belirir. Çizgisellik, peridotitlerin bileşiminde yer alan minerallerin (kristallerin) uzun eksenleri boyunca bir dizilim sunmalarıdır. Bileşimsel katmanlanma ise tektonitlerde izlenen dunit-harzburgit ardalanmasıdır. Dunit düzeyleri içerisinde görülen kromit katmanlanmaları da buna katılır. Tektonitlerde izlenen plastik deformasyonun en çarpıcı kanıtlarından biri de çok seyrek olarak katmanlanma yüzeylerinin kıvrımlanmış olmasıdır. Bazı yüzeylemelerde magmatik katmanlanmaların da kıvrımlanmış olduğu gözlenebilmektedir. Tektonitlerde izlenen bu dokusal ve yapısal özelliklerin katı durumda plastik deformasyonlarla kazanıldığı deneysel çalışmalarla ortaya konmuştur (Thayer, 1980).

Tektonitler, başlıca harzburgit ve dunitler ile dunitlere bağlı podiform kromit kütlelerinden oluşur. Kromit tenörü genellikle dunit katmanlanmalarının genişliğine bağlı olarak değişmektedir. Dunit zonu kalınlaştıkça kromit tenörünün azaldığı ve cevherin zon içerisinde ince bantlı, saçınmış bir karakter kazandığı, dunit zonu incelidikçe, cevher tenörünün arttığı ve cevherin zon içerisinde masif, iri taneli, benekli karakter kazandığı gözlenmiştir.

4.2.1.1.(1).(a). Dunitler

Çalışma alanında, ofiyolitlerin tektonit kesimlerine ait dunitler bulunmaktadır. Tektonitlerin yüzeylediği tek bölge Narman (Karadağ) yöresi olmakla birlikte, Oltu (Kırdağ) çevresinde yüzeyleyen Örükyayla Melanjı içerisinde de tektonitlere ait çeşitli büyüklüklerde blokların varlığı tespit edilmiştir. Tamamen tektonitlerin egemen olduğu, Narman (Karadağ) kesimindeki ofiyolitler, tektonizma

etkisiyle ileri derecede serpantinleşmiş ve killeşmişlerdir. Bunların dışında listvenitleşme de yaygın olarak gözlenmektedir. Arazide harzburjitlere oranla daha düşük rölyef sunmalarıyla ayırt edilebilen dunitleri, bu tür alanlarda dahi yoğun alterasyon nedeniyle tanımak oldukça güçtür. Bölgede dunitler yaygın olmamakla birlikte, krom ocak, yarma ve mostraları çevresinde birkaç cm ile birkaç 10 m arasında değişen kalınlıklarda izlenebilmektedir. Harzburjitler içerisinde değişik boyutlarda, düzensiz mercekler şeklinde olan, haritalanabilir boyutlarda değildirler.

Tektonit kökenli dunitlerin mikroskopik incelemeleri sonucunda, yoğun alterasyon nedeniyle tamamen serpantinleştikleri gözlenmiştir. Ağ dokusu boyunca ve tektonik kırıklıklar boyunca yoğun karbonatlaşmalar ve opak mineraller izlenmiştir. Yer yer talklaşma gözlenmiş olup, kayacın birincil özellikleri tamamen kaybolmuştur (Çolakoğlu ve ark.,2009).

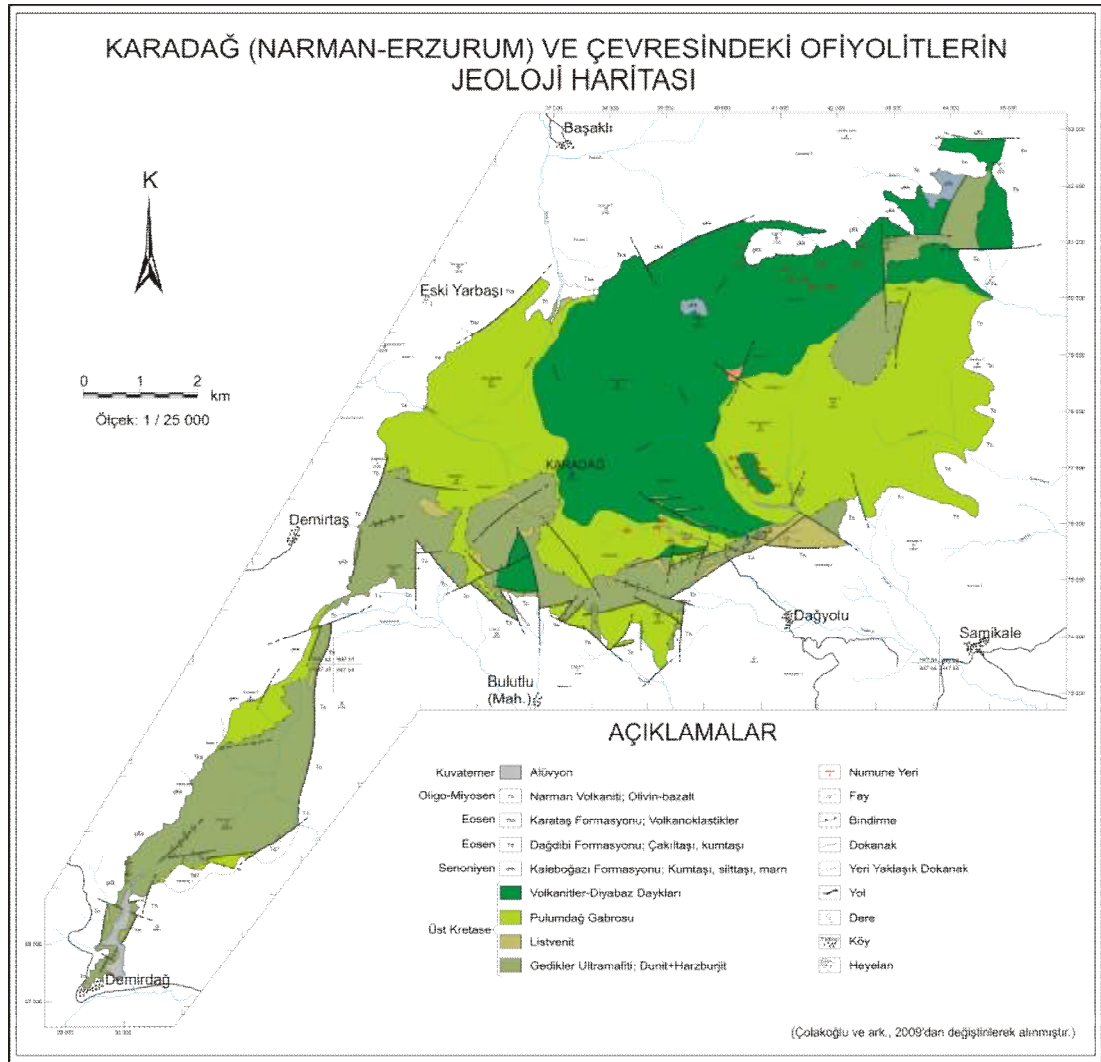
4.2.1.1.(1).(b). Harzburjitler

Dunitlere oranla çok daha geniş yayılıma sahiptirler. Kızılımsı günlenme renkleri ve dunitlere oranla aşınmaya daha dayanıklı olmaları, dolayısıyla daha yüksek rölyef sunmalarıyla arazide kolayca ayırt edilebilirler. Ancak yukarıda da bahsedildiği gibi bölgedeki dunit ve harzburjitlerin, tektonizma etkisiyle ileri derecede serpantinleşmeleri, ve milonitleşmeleri nedeniyle arazi görünüşleri ile ayırt edilebilmeleri oldukça zordur. Uzaktan görünüşleri daha çok dunit morfolojisine benzerlik sunmaktadır. Peridotitlerin iç yapısının ortaya konulması açısından önemli kriterlerden olan harzburjit-dunit ilksel sınırı net olarak gözlenememiştir. Bununla birlikte ofiyolitik kayaçların KD-GB doğrultulu genel bir gidişinin olduğu söylenebilir (Şekil 4.8, Şekil 4.9, Ek 1). Bunun dışında ne tektonitlerden ne de bunlar üzerine tektonik dokanakla gelen ofiyolitlere ait gabrolardan, iç yapı hakkında bir fikir verebilecek magmatik katmanlanma ölçüsü alınamamıştır.

Tektonitlerin maruz kaldığı plastik deformasyonun varlığına işaret eden yapıların en iyi izlendiği litoloji harzburjitlerdir. Ancak çalışma sahasında ileri derecede serpantinleşmenin varlığı bu tür yapıların izlenebilmesine olanak vermemektedir.

Arazi çalışmaları sırasında derlenen örneklerin mikroskopik incelemesi sonucu, serpantinleşme ile gelişen ağ dokusu boyunca antigorit ve krizotil minerallerinin oluşmuş olduğu, bunlar arasında yer yer iri taneli, bir kısmı büyük ölçüde karbonatlaşmış, bastitleşmiş ortopiroksen ve birkaç adet tamamen kloritleşmiş klinopiroksen mineralleri ile yer yer yönlenmiş halde kromit mineralleri gözlenmiştir. Ayrıca yer yer de talklaşmalar izlenmiştir (Çolakoğlu ve ark.,2009).

Çalışma sahasında Karadağ (Narman) ve çevresinde yüzeyleyen ve genel olarak harzburjit ile daha az oranda dunitten oluşan tektonitler, podiform kromitit kütlelerini içermektedir (Çolakoğlu ve ark.,2009).



Şekil 4.8. Çalışma alanının Jeoloji Haritası (Çolakoğlu ve ark., 2009)



Şekil 4.9. Dağyolu Köyü ve İnceleme Alanı Genel Görünümü

Yukarıda değinildiği üzere, inceleme alanının genelinde, Narman İlçesi çevresi dışında, tektonitlerin yüzeylediği başka bir alan bulunmamaktadır. Ancak Örükayla Melanjı içerisinde değişik boyutlarda ayırtlanmamış blokları mevcuttur.

4.2.1.1.(1).(c). Serpantinitler

İnceleme alanında görülen serpantinitler, hem dunitlerin hem harzburgitlerin olduğu bölgelerde, tektonik hatlar boyunca gözlenir (Şekil 4.10).

Çalışma alanından alınan serpantin örneklerinden yapılan ince kesitlerin incelenmesi sonucu serpantinlerin elek dokusuna sahip oldukları ve serpantin mineralleri + klorit $\pm$ kalıntı piroksen (genellikle ortopiroksen) minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir (Çolakoğlu ve ark., 2009).

4.2.1.1.(1).(d). Silisleşmiş(Listvenit), Karbonatlaşmış(Ofikalsit) Kayaçlar (kKgel)

Gabroların serpantinitleri üzerlediği düzlemin altında ve serpantinitlerin Tersiyer birimlerine bindirdiği düzlem üzerinde serpantinitlerin bozuşması ile oluşmuşlardır (Şekil 4.10). Bindirme hatları boyunca mercerler halinde ve uzanımları bindirme hatlarına paralel olarak görülürler. Kalınlıkları çok olmamakla birlikte (50-70 m), uzanımları fazladır (1 km'ye kadar). Listfenitler demirli sularla boyandığı için renkleri genelde sarımsı kahverengidir. Ayrıca Soğurmek Köyü

kuzeyinde (H47-b₁) daha sonraki hidrotermal çıkışlar sonucunda listfenit zonları silişçe iyice zenginleşmiş, bu kesimlerde mavi, yeşil, sarı, kırmızı renk alacalanmaları meydana gelmiş ve zinober ve volframit cevherleşmeleri oluşmuştur. Listvenit zonlarında yer yer de olsa serpantinitler korunabilmiştir.

Daha az olarak gözlenen ofikalsitler açık renkleri ile dikkati çekerler. Karbonatlaşmanın ileri safhalarında serpantin parçaları içeren mermer görünümünde olan bu kayalar daha çok tektonik zonlarda bulunmaktadır.



Şekil 4.10. Gabroların serpantinitleri üzerlediği düzlemin altında oluşan listvenitler (Dağyolu Köyü kuzeyi, Elvankaya Dere batısı, Bakış yönü Kuzeybatıya)

4.2.1.2. Mafik Kayalar

4.2.1.2.(1). Gabrolar (Pulumdağ Gabrosu-kKp)

İnceleme alanının yüzeyleyen gabrolar Konak ve ark. (2001) tarafından Pulumdağ Gabrosu ve Elvankaya Mikrogabrosu ismiyle ayırtlanmıştır. Konak ve ark. (2001)'den farklı olarak, Elvankaya Mikrogabrosu olarak ayırtlanmış olan birim, bu

çalışma ile, ayrılmamış levha dayk ve spilitik volkaniklerden oluşmuş mafik volkanik karmaşık şeklinde de isimlendirilen birim içine dahil edilerek haritalanmıştır (Şekil 4.11, Ek 1).

Gabroların en iyi gözleendiği yerler, Narman (Karadağ) yöresinde, H 47-b₁ paftasında yer alan, Pulumdağ, Taşlıdağ, Gökdağ, Kumlugüney Tepe ve Yanık Tepe'dir. Bu bölgedeki gabroların tamamı izotrop gabrolar olup, bunlar tektonik dokanakla ultramafik tektonitleri üzerlemişlerdir. İzotrop gabrolar üzerine, levha dayklar ve levha daykları çıkış kanalları olarak kullanan; denizaltı volkanizması ürünü; spilitik volkaniklerden oluşan birim normal dokanakla gelmektedir. Gabro ile mafik volkanik karmaşık dokanağı net olarak gözlenemediğinden iki birim arasındaki sınır olası geçirilmiştir.



Şekil 4.11. Gabro-serpantinit faylı dokanağı (Dağyolu Köyü kuzeybatısı, Cesur Dere, Bakış yönü Batıya)

Arazi çalışmaları sırasında gabrolardan derlenen örneklerin mineralojik-petrografik determinasyonları sonucu, gabro, mikrogabro, gabronorit ve altere gabro

şeklinde adlandırılmışlardır. Gabro olarak adlandırılan örneklerde, yapılan incelemeler sonucunda, holokristalin hipidiyomorf taneseli doku izlenmekte olup, başlıca mineral bileşeni, felsik mineral olarak plajiyoklaz, mafik mineral olarak amfibol izlenmiştir. Plajiyoklazlar az oranda killeşmiş ve serizitleşmiştir. Yer yer kloritleşmiş, karbonatlaşmış piroksen mineralleri ve uralitleşme sonucu oluşmuş amfibol (tremolit, aktinolit ve glöföfan) mineralleri ile iri taneler halinde opak mineraller gözlenmiştir (Şekil 4.12).

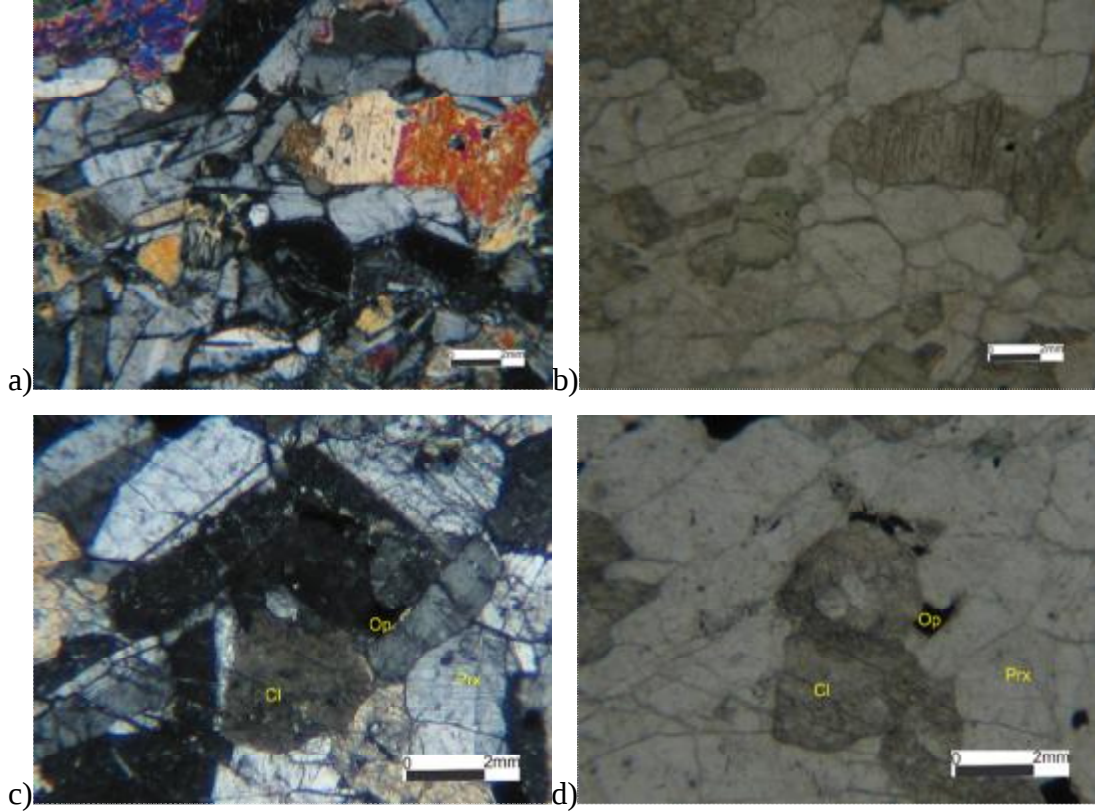
Mikrogabro olarak adlandırılan örneklerde, yapılan incelemeler sonucunda, holokristalin allotriyomorf taneseli doku izlenmekte olup, başlıca mineral bileşeni, felsik mineral olarak plajiyoklaz, mafik mineral olarak amfibol grubu mineraller izlenmiştir. Plajiyoklazlar özşekilsiz olup killeşmiş ve bazıları çok az kloritleşmiştir. Piroksen dönüşümü olan amfiboller özşekilsizdir. Opak mineraller özşekilsiz olup değişik tane boylarındadır (Şekil 4.13).

Altere gabro olarak isimlendirilen örneklerde, holokristalin-taneseli doku izlenmekte olup, yoğun alterasyon sonucu büyük ölçüde killeşmiş, yer yer serizitleşmiş, karbonatlaşmış plajiyoklas mineralleri; tamamen kloritleşmiş, bir kısmı uralitleşme sonucu aktinolit minerallerine dönüşmüş ve yer yer karbonatlaşmış piroksen mineralleri ile yoğun olarak hidrogranat mineralleri gözlenmektedir. Ayrıca yer yer yaygınlaşan epidotlaşmalar ve sfen mineralleri arasında plajiyoklas, kuvars, piroksen ve çok az amfibol mineralleri izlenmektedir. Kayaçta, tektonik kırıklar boyunca silisleşme ve karbonatlaşmalar oluşmuştur. Yer yer opak mineraller de mevcuttur (Şekil 4.14).

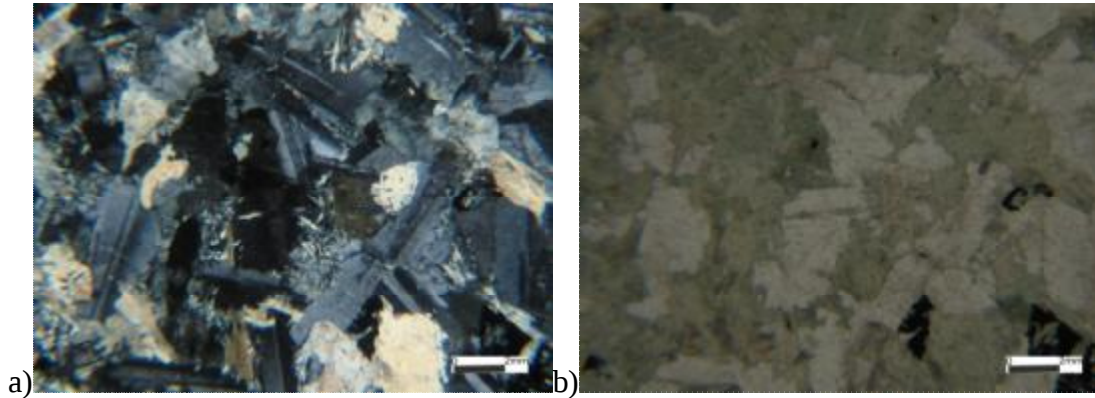
Gabronorit olarak adlandırılan örnek ise, holokristalin-taneseli dokuda olup, başlıca mineral bileşeni olarak, plajiyoklas, piroksen ve uralitleşme sonucu oluşmuş amfibol mineralleri içermektedir. Piroksen ve amfibollerde kloritleşmeler izlenmektedir. Ayrıca yer yer tektonik etkiler sonucu rekristalizasyona uğramış halde kuvars mineralleri mevcuttur. Plajiyoklaslarda yer yer killeşmeler gözlenmektedir. Hem piroksen hem de plajiyoklaslarda tektonik etkiler sonucu kırılma ve bükülmeler meydana gelmiştir.

Ayrıca, inceleme alanının Narman (Karadağ) bölümündeki gabrolarda, yer yer birkaç cm ile birkaç 10 cm arasında değişen kalınlıklarda, devamlılıkları birkaç

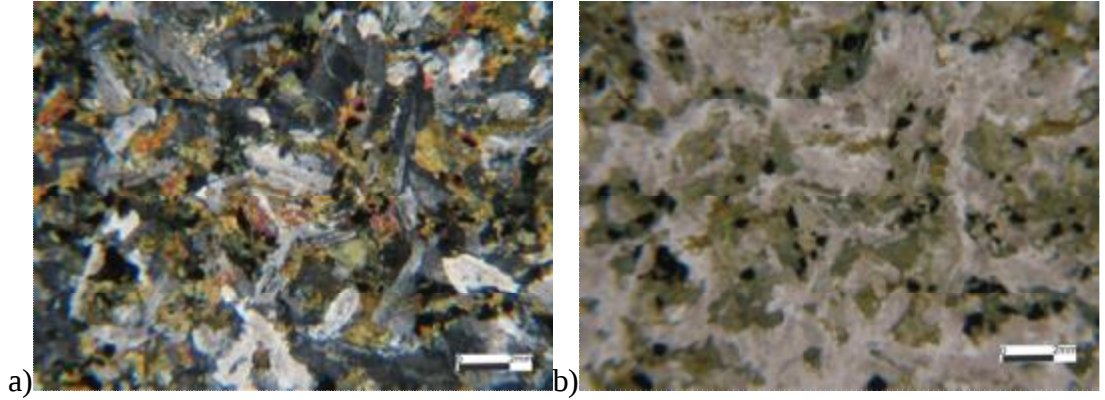
m ile sınırlı anortozit bantları izlenmiştir. Anortozit bandından alınan örnek, holokristalin-tanesel dokuda olup, tamamen plajiyoklas minerallerinden oluşmaktadır. Tektonik kırıklar boyunca gelişmiş ikincil kuvars ve çok az oranda talk mineralleri izlenmektedir.



Şekil 4.12. Kümülat gabrolara ait mikroskopik görüntü. Piroksenlerde kloritleşme gözlenmektedir. (a-c, Ç.N. 2,5X; b-d, T.N. 2,5X, Prx:Piroksen, Cl:Klorit, Op:Opak Mineral)



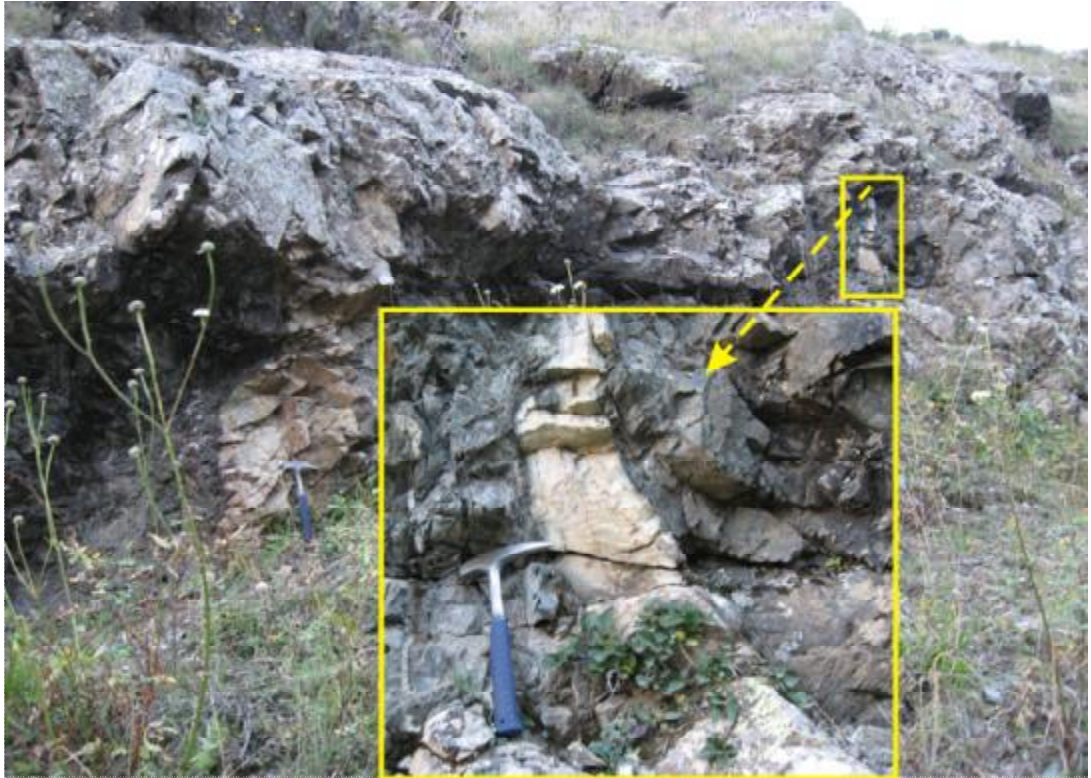
Şekil 4.13. Gabrolara ait mikroskopik görüntü (Piroksenlerde uralitleşme gözlenmektedir) (a-Ç.N. 2,5X, b-T.N. 2,5X)



Şekil 4.14. Gabrolara ait mikroskopik görüntü (Piroksenlerde uralitleşme gözlenmektedir) (a-Ç.N. 2,5X, b-T.N. 2,5X)

4.2.1.2.(2). Plajiyogranitler

Plajiyogranitlerin en net gözlemlendiği yer, H 47-b₁ paftasında yer alan Karadağ Tepe'nin batı yamaçlarıdır. 1983 yılında MTA tarafından polimetallik aramalarına yönelik olarak ücretli etütler kapsamında yapılan çalışmalarda anılan bölgede plajiyogranitlerin varlığı belirlenmiş ve haritalanmıştır (Acar ve ark., 1983).



Şekil 4.15. Plajiyogranitlerden görünüm(Cesur Dere, Bakış yönü Güneybatıya)

Levha daykları ile izotrop gabrolar arasında, levha daykları içerisine sokulmuş şekilde, kalınlıkları birkaç 10 cm ile birkaç m arasında değişen, uzunlukları 3-5 m izlenebilen plajiyogranit yüzeylemeleri gözlenmiştir (Şekil 4.15).

Plajiyogranitlerden alınan örneklerin mikroskobik incelemesi sonucu örneklerin, tektonik etkiler sonucu başlıca mineral bileşenlerinde rekristalizasyon (kuvars ve plajiyoklas) meydana gelmiş olup, kuvars ve plajiyoklas minerallerinin arası epidot ve klorit minerallerince doldurulmuş olduğu gözlenmiştir. Ayrıca yer yer plajiyoklas ve kuvars mineralleri arasında mirmekitik dokunun geliştiği izlenmektedir. Az oranda opak mineral mevcuttur.

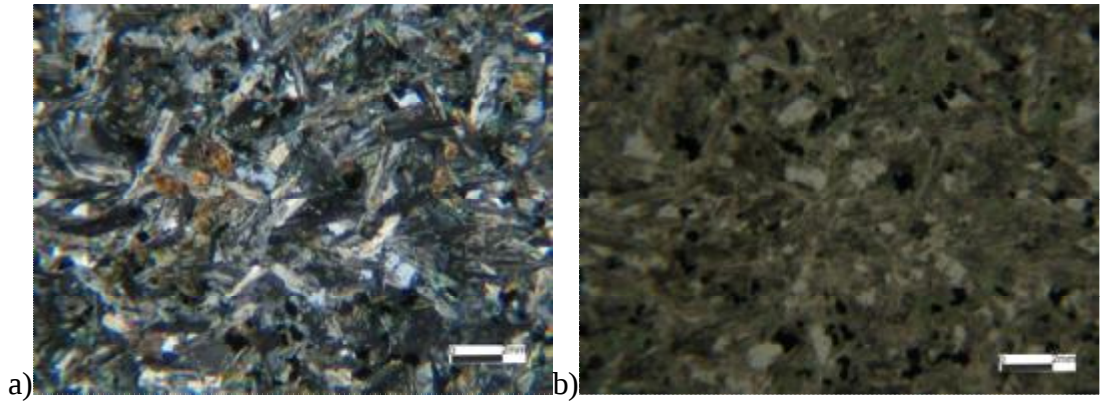
4.2.1.2.(3). Levha Daykları

İnceleme alanının Narman (Karadağ) kesiminde, gabrolar üzerinde yer alan levha daykları yer yer çok net şekilde gözlenmekle birlikte, arazi genelinde volkanitlerle ayırt edilemeyecek şekildedirler. Bunların en iyi gözlendiği yerler, H 47-b₁ paftasında yer alan, Dağyolu (Soğurmek) Köyü kuzeyinde bulunan Elvankaya Dere'nin doğu yamaçları ve Karadağ Tepe zirvesinin batı kesimleridir (Şekil 4.16). Levha daykları ve volkanitlerden oluşan, mafik volkanik karmaşık olarak da adlandırılan birim ile gabroların sınırı olası geçirilmiştir.

Levha dayklardan derlenen örneklerden yapılan ince kesitlerin mikroskobik incelemeleri sonucunda, örneklerde, subofitik doku izlenmekte olup, başlıca mineral bileşeni olarak yoğun bir şekilde killeşmiş, karbonatlaşmış, yer yer serizitleşmiş, kloritleşmiş plajiyoklas mineralleri ve bunların aralarında etrafını çevreler şekilde tamamen kloritleşmiş, yer yer epidotlaşmış piroksen ve amfibol mineralleri ile yer yer ikincil olarak oluşmuş kuvars ve karbonat mineralleri de izlenmektedir (Şekil 4.17). Bazı örneklerde epidotlaşma ve silisleşmeler daha yaygın gözlenmektedir. Kuvars ve plajiyoklas mineralleri yer yer mirmekitik doku oluşturmaktadır. Ayrıca yer yer opak mineraller mevcuttur.



Şekil 4.16. Elvankaya Dere’de levha dayklara ait görünüm (Bakış yönü Kuzeydoğu)



Şekil 4.17. Levha dayklara ait mikroskobik görüntü (Subofitik doku içerisinde kloritleşmiş mafik mineraller) (a-Ç.N. 2,5X, b-T.N. 2,5X)

4.2.1.2.(4). Volkanitler

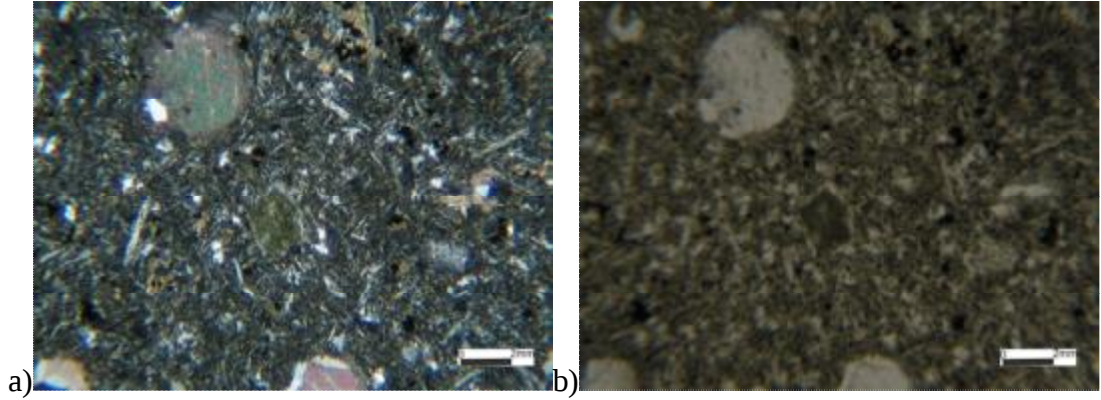
Yukarıda bahsedildiği gibi Narman (Karadağ) kesimindeki volkanitler, levha dayklarla ayırtlanamayacak şekilde iç içe geçmiş durumda olup, birlikte haritalanmışlardır (Çolakoğlu ve ark.,2009, Ek 1). Ofiyolit istifine ait volkanitlerde gözlenen yastık yapısı her yerde net olarak izlenememektedir. Bunun en iyi izlendiği

yer, H 47-b₁ paftasında, Çatal Dağ'ın güneydoğusunda Karaçamurların Dere'nin (Alabalık Dere) başlangıç kesimleridir (Şekil 4.18).



Şekil 4.18. Karaçamurların (Kara) Dere'de Volkanitlerden görünüm (Yastık yapılı bazaltlar) (Bakış yönü Kuzeybatı)

Çalışma alanındaki volkanitler çok alteredir. Buralardan alınan örneklerin mineralojik-petrografik tanımlaması sonucunda, çoğunlukla altere bazalt şeklinde isimlendirilmişlerdir. Buna göre örneklerde, intersertal ve ofitik dokular izlenmekte olup, başlıca mineral bileşeni olarak, çoğunlukla killeşmiş plajiyoklas mikrolitlerinin arasında devitrifiye cam, (çoğu kloritleşmiş, bir kısmı kloritleşmiş, karbonatlaşmış ve silisleşmiş) piroksen mineralleri ve opak mineraller ile yaygın karbonatlaşmalar izlenmiştir (Şekil 4.19). Ayrıca tektonik etkiler sonucu oluşmuş kırıklar boyunca, iri taneli kuvars, karbonat ve opak mineraller ile yer yer limonit boyamaları gözlenmiştir. Bazı örneklerde killeşmeler ve kloritleşmeler yaygındır.



Şekil 4.19. Volkanitlere ait mikroskopik görüntü (Kalsit dolgulu boşluklar içeren bazalt) (a-Ç.N. 2,5X, b-T.N. 2,5X)

4.2.2. Kaleboğazı Formasyonu (çKk)

Konak ve ark. (2001) tarafından Kaleboğazı Formasyonu adıyla ayırtlanmış birim, mikritik kireçtaşı mercekli fliş istifidir. Formasyonun adı, en iyi izlendiği Kaleboğazı Köyü'nden (G 47-c3) alınmıştır.

Kaleboğazı Formasyonu şiddetli deformasyon geçirmiş bir tektonik dilim halinde bulunduğu için, aşırı kıvrımlı ve kırıklıdır. Bu yüzden tabandan tavana tam bir litolojik tanımlaması yapılamamaktadır. Birim genelde kahve, kırmızı, sarı, gri, yeşil renklerde başlıca epiklastik kumtaşı ve silttaşı ardalıması özelliği gösterir. Yer yer az miktarda marn, tuf, aglomera ve çakıltası düzeyleri içerir. Egemen litoloji kumtaşı olmakla birlikte, bazen silttaşı ve marnın egemen olduğu düzeyler kalınlaşmaktadır (Şekil 4.20). Bu ince taneli düzeyler içindeki kumtaşları, yer yer budinaj yapısı gösterir. Genelde volkanik kırıntılı olan kumtaşları bazen karbonat çimento ile sıkı tutturulmuştur. Özellikle gevşek tutturulmuş olanlar küresel ayrışmalıdır. Birimin içinde mercekler halinde yer alan mikritik kireçtaşları “Fırınlıtepe Kireçtaşı Üyesi” olarak ayırtlanmıştır (Konak ve ark., 2001).

Kaleboğazı Formasyonunun alt dokanağı tektonik olup, birincil ilişkisi gözlenmez. Üzerine geçişli olarak Çataldağ kireçtaşı gelir. Yorumsal olarak İncedere Formasyonu'nun üzerinde yer aldığı varsayılmıştır (Konak ve ark., 2001).

Kaleboğazı Formasyonu Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan Alıcık Formasyonu ile deneştirilebilir.



Şekil 4.20. Kaleboğazı ile Volkanitler ve Levha Dayklarının dokanağı (Bakış yönü Kuzeybatıya)

Konak ve ark. (2001) tarafından, Kaleboğazı Formasyonu'ndan derlenen örneklerden elde edilen mikrofaunaya göre birime, Senoniyen yaşı verilmiştir.

4.2.3. Dağdibi Formasyonu (Td)

Bozkuş (1990) tarafından Dağdibi Formasyonu olarak adlandırılan birim, altta gri-yeşil renkli çakıltaşları, üstte ise gri-yeşil-sarı renkli ve bol fosilli kumtaşları ile temsil edilmektedir (Konak ve ark., 2001).

Birim, tipik olarak yüzeylediği Bedenkışla-Dağdibi-Alıcık-Yukarı Susuz-Kaledibi dolaylarında tabanda gri-yeşil renkli çakıltaşları ve bunların üzerinde yer alan kumtaşlarıyla temsil edilir. Çakıltaşları, Sağlıcak Çakıltaşı Üyesi adı altında ayrıca tanımlanmıştır. Çakıltaşlarının üzerinde yer alan ve bol makrofosilli, bentik foramlı, nannoplanktonlu ve canlı eşeleme izli, yer yer çapraz lamine kumtaşlarının

egemen olduğu düzeyi, gri-sarı-yeşil renkli ve kalın katmanlı kumtaşları ile gri renkli ve ince-orta katmanlı kumtaşı-silttaşı ardalanımı izler. Alt kesimdeki kumtaşları içinde 2-3 m kalınlığında merceksi çakıltası düzeyleri de gözlenir (Konak ve ark., 2001).

Dağdibi Formasyonu Dağdibi, Alıcık Dere, Sütkans ve Karaçamurların Dere'de Eosen öncesi birimler üzerinde, Şorak Tepe'de (Bedenkışla Köyü) ise açılı uyumsuzlukla ve taban çakıltası ile Alt Eosen yaşlı Bahçelikişla Formasyonu'nun üzerinde yer alır. Birimi Üst Eosen yaşlı Karataş Formasyonu uyumlu olarak, Oltu Formasyonu ve Narman Volkaniti ise açılı uyumsuzlukla örter (Konak ve ark., 2001).

Konak ve ark. (2001) tarafından, Dağdibi Formasyonu'nda, taban çakıltalarının hemen üstüne gelen kumtaşlarından derlenen örneklerden elde edilen fosil bulgularına göre birime, Bartoniyen-Alt Priaboniyen yaşı verilmiştir.

4.2.4. Karataş Formasyonu (Tka)

Bozkuş (1990)'un isimlendirdiği birim, genel olarak koyu gri-yeşil renkli, volkano-klastik kayalardan oluşur ve en üst düzeyinde bazaltlar yer alır (Konak ve ark., 2001). Birimin en üst seviyesindeki bu bazaltlar Sosanbaşı Bazalt Üyesi adı ile Konak ve ark., (2001) tarafından ayrıca tanımlanmıştır.

Birim başlıca gri-yeşil-sarı renkli volkano-klastik kayalardan oluşur. Bunlar bazik, ortaç volkanik kırıntılı kumtaşları ve silttaşları ile tüflerdir. Yer yer merceksi geometrili, kalın aglomera ara düzeyleri de içerir. Volkanik kumtaşları ve tüfler genellikle kalın katmanlı ve orta-ince taneli olup, gri-yeşil renkli silttaşları ile ardalanır. Kumtaşı katmanlarının tabanları keskin olup, taban yapıları gözlenir. Litik ve kristal tuf karakterine sahip olan tüfler porfirik dokuludur. Fenokristaller çoğunlukla plajiyoklas (zonlu andezin) olup, kayaçta ayrıca amfibol, piroksen kristalleri ve volkanik kayaç parçaları bulunur. Hamur, kloritleşmiş volkanik camdır. Karataş Formasyonu Alıcık batısında kalın bir aglomera düzeyi ile temsil edilir. Buradaki aglomeralar gri-yeşil renkli ve belirsiz katmanlı olup, andezitik-bazaltik

bloklar içermektedir. Birimin en üst düzeyini Sosanbaşı Bazalt Üyesi adı ile tanımlanan olivin bazaltlar oluşturur (Konak ve ark., 2001).

Karataş Formasyonu, Dağdibi Formasyonu'nun üzerinde uyumlu olarak yer alır. Dağdibi doğusunda Oltu Formasyonu, Serban Tepe kuzeyinde Susuz Formasyonu, Sosanbaşı Tepe KD'sunda da yine Oltu Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür (Konak ve ark., 2001).

Volkanik kumtaşı-tüfler ile ardalanmış kilitaşlarından alınan örneklerden elde edilen fosil bulgularına göre birime, Konak ve ark. (2001) tarafından Bartonien-Priabonien yaşı verilmiştir.

4.2.5. Narman Volkaniti (Tn)

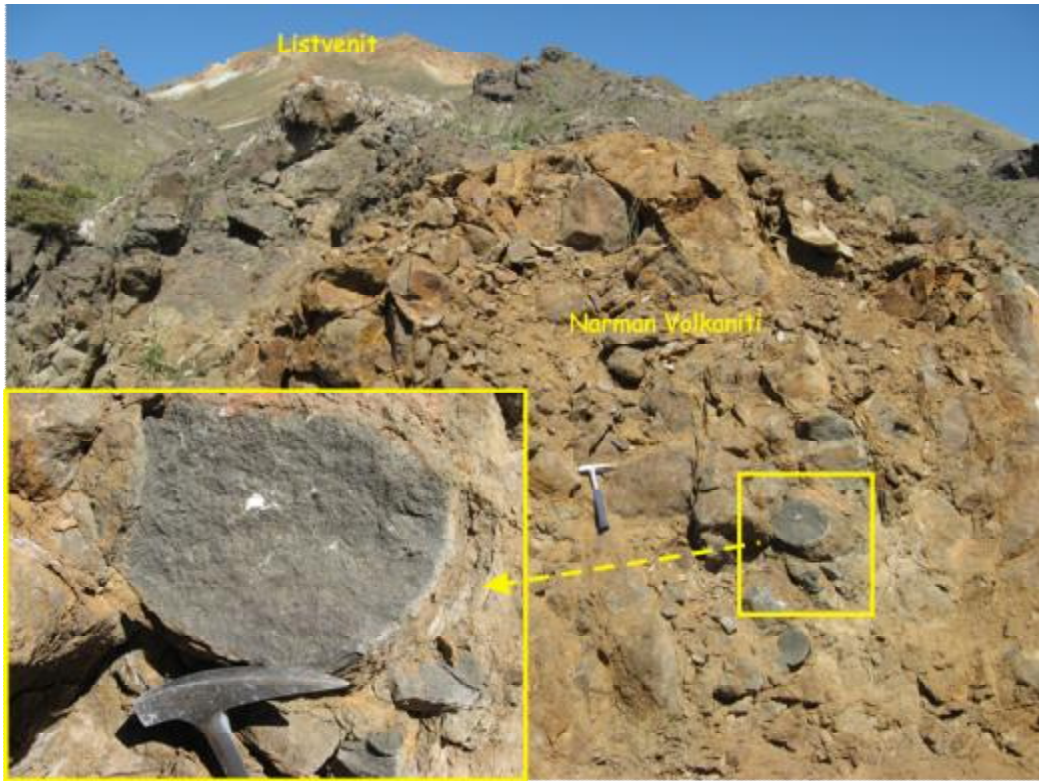
Genel olarak olivin bazaltlardan oluşan birim, Narman havzasında çok yaygın yüzeylenmesi nedeniyle, Konak ve ark. (2001) tarafından Narman Volkaniti adı ile formasyon mertebesinde tanımlanmıştır.

Birim, siyah-mor renkli kalın lav düzeylerinden oluşur (Şekil 4.21). Bunlar yer yer dayk şeklinde de görülür. Olivin bazalt-bazalt bileşiminde olup, porfirik dokuludur (Şekil 4.22). İri ojit fenokristalleri ile tipiktirler. Ayrıca plajiyoklas (andezin) fenokristalleri de içerirler. Bol gaz boşlukludurlar ve bu boşluklar karbonat ve silis ile dolmuştur. Birim içinde yer yer dasitik lavlar da gözlenir. Karaçamurların Dere'de ve Oltu Çayı boyunca sadece lavlardan oluşan birim, KD yönünde sedimanter arakatkılar da içerir (Konak ve ark., 2001).

Narman Volkaniti, Çengelli-Odunluk Tepe arasında Çengelli Formasyonu'nun üzerinde uyumlu olarak yer alır. Karaçamurların Dere'de ise Çengelli Formasyonu'nun Tombultaş Üyesi ile birlikte Dağdibi Formasyonu üzerinde açılı uyumsuzdur. Sütkans-Topkaynak arasında, üzerinde uyumlu olarak Oltu Formasyonu yer alır. Çengelli kuzeyinde de Oltu Formasyonu içinde kapanması nedeniyle iki birimin yanal ilişki içinde bulunduğu belirgindir (Konak ve ark., 2001).



Şekil 4.21. Narman Volkanitlerinden görünüm (Bakış yönü Kuzeydoğuya)



Şekil 4.22. Narman Volkanitlerinden görünüm (Bakış yönü Kuzeydoğuya)

Birimin egemen kaya türü volkanik olup, bunlarla girik olan çökel kayalarda fosil saptanamamıştır. Bayraktutan (1985a ve 1994) Narman Volkaniti'nden aldığı örneklerde Rb/Sr ve K/Ar yöntemleri ile 42-36 my arasında değişen yaşlar saptamış olup, birimin Üst Eosen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Ancak Narman Volkaniti, Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Sütkans kömürlerinin üzerinde yer alması ve aynı yaşlı Oltu Formasyonu ile yanall geçişli olması nedeniyle "Üst Oligosen-Alt Miyosen" Yaşında olmalıdır (Konak ve ark., 2001).

Yukarıda anlatılan, Arbas ve ark. (1991) tarafından tanımlanmış Çamlıkale Formasyonu Bazalt Üyesi Narman Volkaniti ile deneştirilebilir.

4.2.6. Alüvyonlar (Qal)

Günümüz akarsu yataklarında depolanan blok, çakıl, kum, silt, kil gibi çok çeşitli boyutlarda çökellerdir. Narman Çayı, Elvankaya Dere ve Cesur Dere vadileri boyunca en yaygın yüzeylemelerini sunar.

4.2.7. Heyelan Kütleleri

İnceleme alanının güneyinde (Dağyolu köyü KB'sında), heyelan kütleleri gözlenmektedir. Yamaç eğimlerine uygun yönde kayarak yer değiştirmiş kütlelerden oluşmaktadır. Sismik aktivitesi yüksek olan bu bölgedeki heyelanların önemli bir bölümü faylar tarafından tetiklenmiştir.

4.3. Tektonik

Türkiye'de ofiyolit yerleşimi Alpin Orojenezi ile ilgilidir. Ofiyolitler, gerek kıtalar üzerine yerleşimleri sırasında gerekse, daha sonraki tektonik hareketlerle büyük ölçüde parçalanmış ve faylanmışlardır.

Doğu Pontidler'in doğu kesiminde, Konak ve ark. (2001) tarafından yapılan çalışma, inceleme alanının Kırdag (Oltu) ve Karadağ (Narman) kesimini de kapsamaktadır. Bu çalışma ile belirtilen alanda, yaklaşık KD-GB doğrultulu yapısal

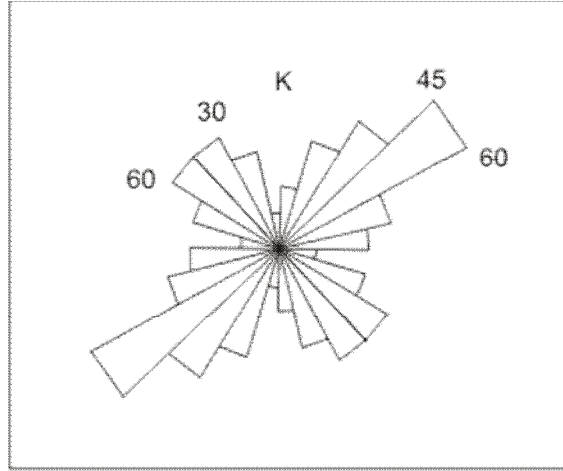
hatlarla sınırlanan ve bir kısmında Üst Paleosen'e kadar süreklilik izlenebilen Jura-Kretase yaşlı çeşitli birliklerin varlığı ortaya konmuştur. Farklı litostratigrafik özellikler sunan bu birlikler, aralarındaki ortak yönler dikkate alınarak kuzeyden güneye doğru Hopa-Borçka Zonu, Artvin-Yusufeli Zonu, Olur-Tortum Zonu ve Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu olmak üzere dört zon bazında gruplandırılmıştır.

Genelde ofiyolitik kayaların egemen olduğu Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu kapsamındaki Kırdag-Karadağ Birliğinde birbiriyle tektonik ilişkili farklı birimler yer almaktadır. Çalışma alanının Kırdag kesiminde, peridotit, serpantinit, gabro, ofiyolitik melanj, glokofanlı yeşil şist, dinamo-metamorfik/ankimetamorfik çökeller ve potasyumca oldukça fakir granitik kayalar ile ofiyolitik kayalar üzerinde uyumsuz olarak yer alan Üst Senoniyen yaşlı çökellerin birbirleriyle ekaylandığı bu zon boyunca dike yakın ve genellikle KD-GB doğrultulu çok sayıda tektonik hat gelişmiştir. Kırdag'da gözlenen tipik bir yığılma karmaşıklığı niteliğindeki bu tektonik istif Kırdag kuzeyindeki Üst Paleosen?-Alt Eosen çökelleri üzerine itilir (Konak ve ark., 2001).

Karadağ kesiminde ise ofiyolitik kayalar, tabanda tektonitler ile başlar ve bunların üzerinde çok düşük açı ile bindiren gabrolar yer alır. En üstte de gabrolarla geçişli olarak, ayrılmamış levha dayklar ve volkanitlerden oluşan birim bulunur. Ofiyolitik kayaların güneyindeki ve kuzeyindeki tersiyer kayaları ile ilişkisi genel olarak tektoniktir. Ofiyolitler, genellikle KD-GB doğrultulu, çok yüksek açılı faylarla bu birimler üzerine itilmişlerdir. Bunların, ofiyolit yerleşiminden sonraki dönemde meydana gelen hareketler sonucu gelişen ters faylar olduğu düşünülmüştür.

İnceleme alanında ofiyolitik kayalar KD-GB uzanımlı olup, genel tektonik hatlar bu uzanımına uygunluk göstermektedir. Bölgede, ofiyolitik birimlerin KD-GB doğrultulu ekay dilimleri halinde gözlenmesi kıta üzerine yerleşim sırasındaki sıkışmanın KB-GD doğrultulu olduğunu düşündürmektedir.

Hava fotoğraflarından yapılan çalışma sonucunda hakim faylanma doğrultusu K45-60D ve K30-60B'dır (Genç, 1992, Şekil 4.23).



Şekil 4.23. Hava fotoğraflarından yapılan çalışma sonucunda çizilen gül diyagramı (Genç, 1992'den alınmıştır).

Bu bölümde, çalışma alanındaki, görece büyük ölçekli diyebileceğimiz tektonik hatlardan bahsedilmiştir. Ofiyolitlerin kıtalar üzerine yerleşimi sırasında maruz kaldıkları tektonizma etkisini düşündüğümüzde haritaya işaretlenip anlatılabilecek boyutlarda birçok fayın mevcut olduğu açıktır.

4.4. Yapısal Evrim

Geç Kretase ve sonrası yaşlı kaya birimlerinin yüzeylediği inceleme alanının, Pontid-Anatolid kenet kuşağı üzerinde yer alması nedeniyle, yörenin yapısal evrimi bu iki kıtanın Geç Kretase-Günümüz arasında geçirmiş olduğu tektonik süreçle yakın ilişkili olarak gelişmiştir. Yapısal evrim Bozkuş 1992'den alınmıştır.

4.4.1. Geç Kretase Öncesi

Günümüzde kenet kuşağının K-KB sında (Doğu Pontid kıtası güney kesimi) Jura öncesi yaşlı (olasılıkla Permo-Karbonifer) çoğunlukla kalk alkali volkanitler ve yer yer derinlik/yarı derinlik kayaları ile metavolkanitlerden oluşan ve karmaşık yapılı bir temel (Bozkuş, 1990) üzerinde uyumsuz olarak Erken Jura-Geç Kretase yaşlı pasif bir kıta kenarı çökel istifi bulunur. G-GD da tamamen okyanusal kabuktan türemiş ofiyolit dilimleri ve yitim sırasında karışmış oldukları çökel prizmasının

oluşturduğu ofiyolitli karışık yeralır. Karışığın üzerinde yerel olarak Eosen ve sonrası, bölgesel olarak ise Üst Maastrichtiyen ve sonrası yaşlı (Bozkuş, 1992a) denizel ve karasal birimler uyumsuz olarak yer alır.

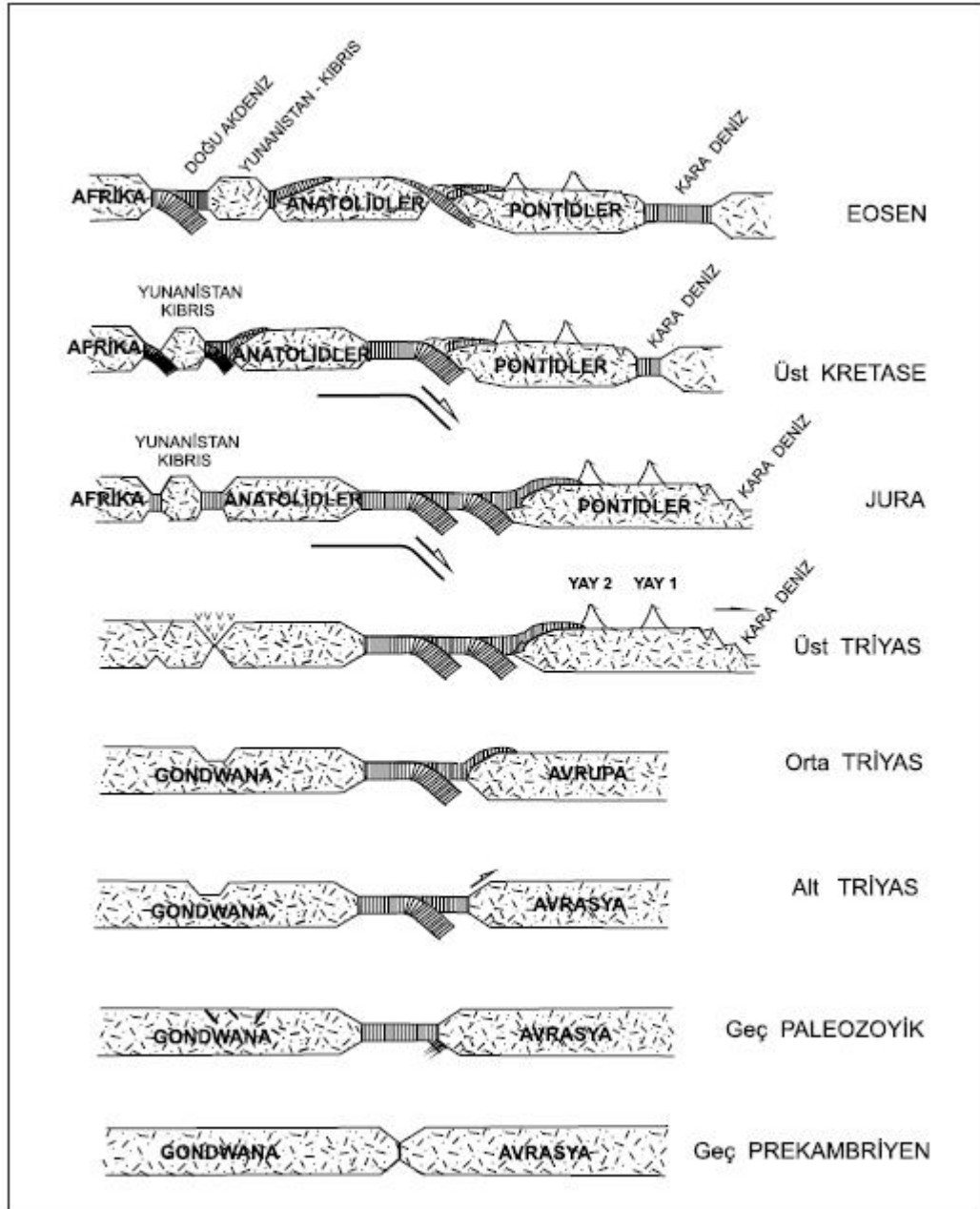
Farklı iki kabuğun kenet kuşağında ise en yaşlı kaya birimi olarak volkanit ara katkıları içeren ve Santoniyen-Maastrichtiyen yaşlı flişin bulunması, İnceleme alanı ve yakın civarının Santoniyen öncesinde Atlantik türü bir kıta (Yılmaz, 1981) kenarına yakın bir yerde bulunmalı ve daha sonra gelişen kuzey yönlü yitim Santoniyen öncesinde başlamalıdır. Ancak bölgesel olarak (Aşkale ve Erzincan yörelerinde) ofiyolitli karışık içerisinde yaşı saptanmış en genç kireçtaşı bloklarının Senomaniyen olması, yitimin Senomaniyen'de de başlamış olabileceğini gösterir (Yılmaz, 1985).

4.4.2. Geç Kretase (Santoniyen-Maastrichtiyen)

Geç Kretase başında Neo-Tetis kuzey kolunun oluşturduğu okyanus kabuğu ile kuzeyinde yeralan Pontid kıtası arasında bir dalma-batma olayı başlamış olduğu çoğu araştırmacının ortak görüşüdür (Şengör, 1980; Saner, 1980; Yılmaz, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1983, Şekil 4.24).

İnceleme alanında kenet kuşağı boyunca yüzeyleyen spilit, spilitik bazalt, diabaz, tuf türü volanit arakatkılı ve Santoniyen-Maastrichtiyen yaşlı fliş, yitim kuşağı boyunca gelişmiş bir ortamda çökelmiştir. Pontid kıtasına doğru kuzeye eğimli bir bindirme zonu önünde (Alıcık köyü kuzeyi) yeğın formasyon içi kıvrımlı ve kırıklı yapılar ile Jura-Kretase yaşlı değişik boyutta kireçtaşı ve Jura öncesi yaşlı volkanit(andezit, dasit, riolit) blokları içeren yapısıyla yitim sırasında gelişmiş bir karışık görüntüsü verir. Fliş içerisine girmiş ve ara katkı halinde bulunan bazik voklanitler, çökelme dönemi ve yitim sırasında, yitim kuşağına yakın bir kaynaktan türeyen okyanusal kabuk kökenli bir volkanizma ürünü olarak değerlendirilmiştir.

Bu süreç fliş serilerini güneyden çoğunlukla tektonik olarak sınırlayan ve ofiyolitli karışığı oluşturan okyanusal kabuk kökenli ofiyolitlilerin kuzeye eğimli ekay ve nap yüzeyleri boyunca güneye doğru dilimlenerek yerleşmeye başladığı bir dönemdir.



Şekil 4.24. Karadeniz ile Doğu Akdeniz arasında jeolojik evrimi gösteren ölçeksiz enine kesitler (Şengün 2006'dan alınmıştır)

Bu alanda şimdiye kadar Paleosen'in saptanmamış olması, sadece daha kuzeyde Pontid yayı ve kuzey kesimlerinde Paleosen'in bulunması, Pontit-Anatolid çarpışmasının Geç Kretase sonrası, Paleosen öncesinde gerçekleştiği, kuzeye doğru yay yönünde regresyonun meydana geldiği şeklinde değerlendirilebilir.

4.4.3. Eosen

Çarpışma sonrası devam eden sıkışma, kenet kuşağı boyunca gelişen asimetrik (kuzey sınırı bindirmeli) yay önü molas havzasında (Oltu-Narman havzası) İpresiyen-Lütesiyen yaşlı sığ denizel ve karasal istif (Dağdibi Formasyonu) Üst Kretase flişi ve ofiyolitli karışık üzerine açılı uyumsuzlukla çökelmiştir.

Üzerine ise uyumlu olarak bazalt, bazaltik andezit ve tüf ardaşımlı ve yer yer volkanik kumtaşı arakatkılı volkano-tortul birim (Karataş formasyonu) gelirken, yine aynı dönemde stok ve dayk şeklinde gelişmiş trakit ve andezitik volkanitler daha yaşlı birimleri kesmiştir. Üst Eosen yaşlı (Bozkuş, 1992b) bu volkanitler yaygın bir biçimde kenet kuşağını ve güneyindeki ofiyolit kayaları örtmüştür. Çoğun bazik karakterli volkanitler, çarpışma sonrasında okyanusal kabuk kökenli kıta içi bir volkanizma ürünü olarak değerlendirilmiştir. Kırdag yükseltisi kuzey yamacı boyunca Ofiyolitli karışık ile Üst Kretase ve sonrası yaşlı birimler arasında gelişmiş ve güneye eğimli (20°-40°) olan bindirmenin geriye doğru itilme (retroşaryaj) olarak yorumlanmıştır. Eosen ve Oligosen yaşlı kaya birimleri üzerinede yürümüş olan bindirme, güney yönünde ekaylanmış ofiyolit dilimlerinin kalınlaşması, dikleşmesi ve daha sonrada geriye dönerek olasılıkla Eosen ya da sonrasında gelişmiş olmalıdır.

4.4.4. Oligosen

Pireniyen fazıyla tamamen su üstü olan kenet kuşağı boyunca iki yönlü (Oltu ve kuzeydoğusunda), daha güneyde ise (Narman civarı) tek yönlü (Karadağ yükseltisi güney yamacı boyunca) post-orojenik bindirmelerle sınırlı karasal dağarası molas havzası gelişmiştir. Havza tabanında alüvyal yelpaze, akarsu ortamlarında çoğunlukla kanal dolgusu ve kenarlara doğru ise kamasal geometriye sahip çakıltaşları ile taşkın ovası ve göl ortamlarda gelişmiş çamurtaşlarının yanal ve düşey yönde geçişli ve ardaşımlı istifleri (Alabalık formasyonu) çökelmiştir. Üste doğru yeniden etkinlik kazanan volkanizmaya bağlı olarak havza içerisinde volkanik kumtaşı, tüf, tüfit, aglomera, andezitik ve bazaltik lav ardaşımlı, havza dışında ise bazaltik ve andezitik stok ve dayklar ile yaygın lav, tüf ve aglomeralardan oluşan

volkanitler (Ünlükaya formasyonu) gelişmiştir. Giderek tamamen göl ortamına dönüşen havzada kumtaşı, kireçtaşı ara katmanlı ve çoğun katmansız kilttaşlarından oluşan istif (Toprakkale formasyonu) çökelmiştir. En üstde ise önce jipskiltası ardışımı, sonra kiltası ara katkılı çoğun masif, yer yer katmanlı jipsler (Tuztaşı formasyonu) çökelmiştir. Çökelme döneminde etkin olan ve çökelmeyi kontrol eden sıkışma tektoniği, çökelme sonrasında da etkinliğini sürdürmesiyle Oligosen yaşlı birimlerde havza gidişine koştut KD-GB eksen konumlu asimetrik, asimetrik-devrik kıvrımlar ve yine aynı doğrultuda ters faylar gelişmiştir.

4.4.5. Pliyosen-Günümüz

Üst Kretase'den beri devam eden sıkışma gerilimi, Pliyosen başlarına kadar kabuksal daralma ve kalınlaşma ile karşılanarak, bununla ilgili yapıların (değişik kıvrımlar ile bindirme fayları ve bunlarla şekillenen havza yapıları) gelişmesine neden olmuştur. Yersel olarak Pliyosen başı, bölgesel olarak Geç Miyosen'den itibaren yanal hareketlerin etkin duruma geçmesiyle, doğrultu atımlı fayların egemen olduğu yeni bir tektonik dönem başlamıştır.

Fay önlerinde ve dağ eteklerinde alüvyal yelpaze, aşağı kesimlerde ise akarsu ortamlarında gelişen ve çoğunlukla çakıltaşları ile temsil edilen, Pliyosen-Pleyistosen yaşlı ve yatay konumlu birim (Kuruçalı formasyonu) daha yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla örtmüştür. Holosen'de ise yamaç molozları ve alüvyonlar gelişmiştir. Pliyosen-Pleyistosen yaşlı iri kırıntılı çökellerin doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmesi ve yaşlı birimlerle dokanak oluşturması, daha genç oluşukların (yamaç molozları ve alüvyonlar) yaşlı birimlerle, yine aynı özellikteki faylarla dokanak oluşturması ve yöresel sismik aktivite, bu alandaki doğrultu atımlı fayların çoğunun aktif olduklarını gösterir.

4.5. Jeokimya

Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkanikler, levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların jeokimyasal ve petrolojik özelliklerini belirlemek amacıyla toplam 25 adet örneğin (10 adet volkanik, 10 adet levha dayk ve 5 adet izotrop gabro) ana, iz ve nadir toprak element analizleri Acme Analytical Laboratories Ltd (Kanada)'de yaptırılmıştır. Ana element analizleri ICP-ES (Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry), iz ve nadir toprak element analizleri ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) yöntemiyle yapılmıştır. Analiz sonuçları Çizelge 4.2, 4.3 ve 4.4'de verilmektedir.

Belirtilen metodlara göre ana, iz ve nadir toprak elementlerinin deteksiyon limitleri Çizelge 4.1'de verilmektedir.

Çizelge 4.1. ACME Laboratories Ltd. (Kanada) deteksiyon limitleri

ELEMENT	Det. Limiti	ELEMENT	Det. Limiti	ELEMENT	Det. Limiti
SiO ₂	0,01%	Cs	0,1 ppm	Rb	0,1 ppm
Al ₂ O ₃	0,01%	Dy	0,05 ppm	Sc	1 ppm
Fe ₂ O ₃	0,04%	Er	0,03 ppm	Sm	0,05 ppm
MgO	0,01%	Eu	0,02 ppm	Sr	0,5 ppm
CaO	0,01%	Ga	0,5 ppm	Ta	0,1 ppm
Na ₂ O	0,01%	Gd	0,05 ppm	Tb	0,01 ppm
K ₂ O	0,01%	Hf	0,1 ppm	Th	0,2 ppm
TiO ₂	0,01%	Ho	0,02 ppm	Tm	0,01 ppm
P ₂ O ₅	0,01%	La	0,1 ppm	U	0,1 ppm
MnO	0,01%	Lu	0,01ppm	V	8 ppm
Cr ₂ O ₃	0,002%	Nb	ppm	Y	0,1 ppm
Ateş Kaybı	0,10%	Nd	0,3 ppm	Yb	0,05 ppm
Ba	1 ppm	Ni	0,1 ppm	Z	10 ppm
Ce	0,1 ppm	Pb	0,1 ppm		
Co	0,2 ppm	Pr	0.02 ppm		

Çizelge 4.2. Karadağ (Narman-Erzurum) Ofiyolitine ait kayaçların ana oksit içerikleri

Volkanik Kayaçlar										
Numune N.	NV-1	NV-2	NV-3	NV-4	NV-5	NV-6	NV-7	NV-8	NV-9	NV-10
SiO ₂	56,93	54,84	50,87	52,86	51,67	61,12	53,42	57,67	51,18	52,78
Al ₂ O ₃	14,61	13,76	13,33	13,19	14,47	12,56	14,64	13,57	14,31	14,79
Fe ₂ O ₃	10,87	11,69	11,86	12,57	11,40	10,24	12,55	8,21	13,23	9,44
MgO	3,77	4,88	4,44	4,72	5,29	1,86	3,80	1,79	3,19	3,30
CaO	3,56	3,97	6,33	4,29	5,20	6,26	6,57	7,61	5,91	5,96
Na ₂ O	5,36	3,23	2,70	4,52	3,56	3,31	4,28	4,00	3,72	6,94
K ₂ O	0,32	0,38	0,64	0,16	0,62	0,60	0,56	0,34	0,11	0,22
TiO ₂	1,59	1,47	1,41	1,78	1,32	1,86	2,04	1,63	2,12	1,75
P ₂ O ₅	0,17	0,11	0,11	0,15	0,10	0,16	0,18	0,16	0,17	0,19
MnO	0,11	0,10	0,16	0,12	0,16	0,18	0,19	0,15	0,25	0,17
Cr ₂ O ₃	<0,002	0,00	0,00	<0,002	0,00	0,00	0,01	<0,002	<0,002	0,01
Ateş K.	2,6	5,4	8	5,5	6	1,7	1,6	4,7	5,7	4,3
TOPLAM	99,87	99,82	99,82	99,84	99,8	99,85	99,82	99,87	99,83	99,83

İzotrop Gabrolar										
Numune N.	NG-1	NG-2	NG-3	NG-4	NG-5					
SiO ₂	52,76	50,73	51,34	49,45	50,59					
Al ₂ O ₃	15,81	14,07	15,67	15,56	15,01					
Fe ₂ O ₃	13,25	11,56	13,43	11,04	12,36					
MgO	3,64	4,35	4,99	7,26	6,15					
CaO	4,72	9,47	6,13	10,70	8,60					
Na ₂ O	6,00	5,02	4,64	2,77	3,46					
K ₂ O	0,33	0,16	0,53	0,13	0,33					
TiO ₂	1,22	0,95	1,01	1,10	1,45					
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,07	0,08	0,15					
MnO	0,19	0,19	0,20	0,18	0,18					
Cr ₂ O ₃	<0,002	<0,002	<0,002	0,03	0,02					
Ateş K.	1,8	3,2	1,8	1,4	1,4					
TOPLAM	99,78	99,82	99,8	99,68	99,76					

Levha Daykları										
Numune N.	ND-1	ND-2	ND-3	ND-4	ND-5	ND-6	ND-7	ND-8	ND-9	ND-10
SiO ₂	55,99	54,08	51,96	53,24	57,25	51,00	54,72	55,90	57,05	54,19
Al ₂ O ₃	14,63	15,08	15,90	14,71	14,78	13,50	15,13	15,00	14,91	15,07
Fe ₂ O ₃	11,74	11,75	13,39	12,61	10,58	15,63	12,05	11,69	11,19	12,11
MgO	3,99	4,65	4,45	5,13	3,45	4,68	4,67	4,44	4,41	4,76
CaO	6,47	5,94	6,15	7,71	5,27	6,75	5,84	5,77	6,19	6,27
Na ₂ O	3,72	4,21	3,47	3,10	5,24	3,07	3,96	3,59	3,54	3,29
K ₂ O	0,31	0,27	0,24	0,19	0,03	0,28	0,30	0,37	0,35	0,29
TiO ₂	1,41	1,29	1,42	1,51	1,25	2,42	1,38	1,04	1,01	1,36
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,12	0,12	0,10	0,23	0,12	0,08	0,08	0,11
MnO	0,15	0,17	0,16	0,19	0,15	0,20	0,19	0,17	0,19	0,17
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	<0,002	0,01	0,01	0,01
Ateş K.	1,2	2,2	2,6	1,3	1,8	2	1,5	1,8	0,9	2,2
TOPLAM	99,82	99,78	99,83	99,82	99,88	99,8	99,84	99,85	99,84	99,85

Çizelge 4.3. Karadağ (Narman-Erzurum) Ofiyolitine ait kayaçların iz element içerikleri

Numune N.	Volkanik Kayaçlar										Levha Daykılar										Izotrop Gabrolar				
	NV-1	NV-2	NV-3	NV-4	NV-5	NV-6	NV-7	NV-8	NV-9	NV-10	ND-1	ND-2	ND-3	ND-4	ND-5	ND-6	ND-7	ND-8	ND-9	ND-10	NG-1	NG-2	NG-3	NG-4	NG-5
Ba	53	46	53	18	28	56	49	93	99	82	41	28	31	29	8	24	39	33	36	34	28	11	39	29	45
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	23,1	29,3	33,5	24,7	33,9	16,8	30,1	51,2	46	39,7	29,2	31,4	37,2	35,4	26	36,9	32,2	31,6	28	32,4	36,6	36,4	37,9	41,3	42,1
Cs	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,4	0,4	0,2	0,3	0,2	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1
Ga	17,1	15,5	16,5	16,5	16,2	16,5	18,5	17	18,6	15,5	18,6	17,3	20	18,4	15,5	18	16,4	16,1	14,5	16,9	16,9	14,7	17	17	18,8
Hf	3,6	2,4	2,3	3	2,1	3	3	2,7	3,4	3,3	2,7	2,1	3	2,7	2,7	4	2,5	1,5	1,8	2,4	1,5	1,4	1,2	1,6	2,7
Nb	2,4	1,8	1,8	2,3	1,6	2,3	2,5	2,1	2,8	2,6	2	1,6	1,7	1,9	1,5	3,3	1,4	0,9	1	1,5	0,9	0,7	0,5	1,2	1,8
Rb	2	3,3	6	1	5,6	13,9	10,5	3,7	0,8	1,8	2	1,6	1,5	1,1	0,1	1,7	1,8	2,5	2,3	1,8	2,8	2,3	8	1,1	3,2
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	132	78,4	64,9	93,9	97,1	117	121	131	102	149	154	149	130	124	74,8	124	157	116	128	126	107	27	118	149	192
Ta	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	0,5	0,4	0,4	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	0,6	0,3	0,2	0,2	0,4	0,3	<0,2	<0,2	<0,2	0,6
U	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3	0,6	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
V	256	360	393	297	355	384	375	344	481	338	354	352	308	368	302	414	343	344	357	335	407	345	411	304	331
W	<0,5	0,9	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2	1,3	0,7	<0,5	0,9
Zr	109	74	76,2	91,7	68,2	104	103	90,2	112	101	103	83,4	85,6	87,1	77,1	134	75,9	48,8	52,4	77,5	55,7	40,3	35,9	58,6	90,6
Y	39,6	28,3	34,9	46,9	29,4	36	38,9	35,3	34,6	37,8	33,6	29	34,2	34,8	32,4	50,3	30,1	24,4	25,3	30,7	25,2	19,3	20,5	22,4	31
Mo	0,2	0,2	0,1	0,4	0,2	0,7	0,6	0,5	0,6	0,5	1	0,2	0,4	0,3	0,4	0,5	0,2	1,7	0,4	0,3	0,1	0,5	0,2	1,1	0,5
Cu	1,3	36,6	34,5	7,8	46,3	26,9	32,9	36	56,6	47,1	4,2	2,9	18,5	8,5	2,1	5,3	3,7	9,7	18,2	3,4	51,9	86,9	13,9	56,8	2,8
Pb	0,2	2,1	2,7	0,4	0,5	0,4	0,7	0,6	0,5	0,8	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,1	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	<0,1
Zn	10	99	88	84	80	95	90	85	101	79	15	23	32	11	18	27	26	18	12	26	54	28	25	14	7
Ni	1,4	19,7	16	2,1	19,9	3,6	3,3	15,9	18,1	19,3	4	7	12,1	7,4	4,4	10,7	8	8,6	6,4	7,4	4,1	6,2	4,6	28,1	14,8
As	<0,5	4,3	0,7	<0,5	1,9	<0,5	<0,5	20,2	25,9	8,3	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2	0,8	1,5	0,6
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,4	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	1,3	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	1,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1	0,7	0,6	1,4	<0,5	1,4	0,6	0,7	<0,5
Hg	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,03	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,02	<0,01	0,07	0,13	0,02	0,02	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Cizelge 4.4. Karadağ (Narman-Erzurum) Ofiolitine ait kavaçların nadir toprak element içerikleri

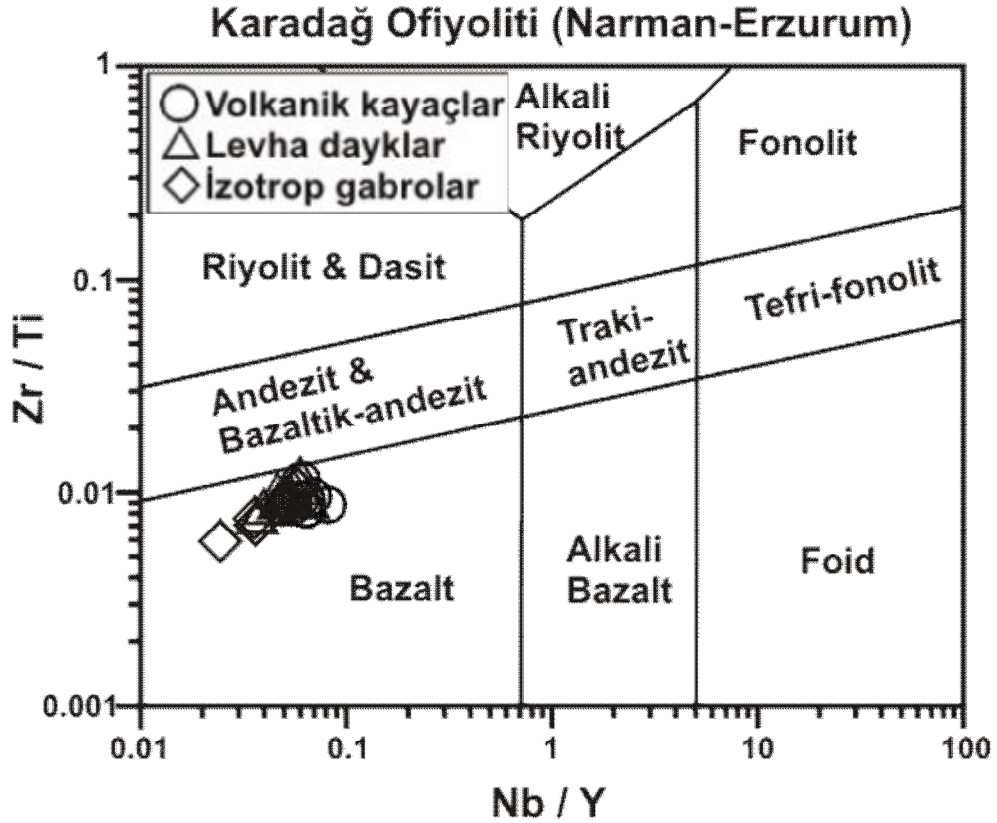
Numune N.	Volkanik Kayaçlar										Levha Daykları										İzotop Gabroları				
	NV-1	NV-2	NV-3	NV-4	NV-5	NV-6	NV-7	NV-8	NV-9	NV-10	ND-1	ND-2	ND-3	ND-4	ND-5	ND-6	ND-7	ND-8	ND-9	ND-10	NG-1	NG-2	NG-3	NG-4	NG-5
La	4,7	3,6	4,2	5,1	3,5	4,9	4,6	5,2	5,1	5,1	4,8	3,7	3,8	3,8	3,2	6,5	3,4	2	2,5	3,7	2,6	1,9	1,8	2,7	4,1
Ce	13,5	10	11,4	14,7	9,7	13,5	13,2	13,7	14	13,9	13,8	10,9	10,9	11	9,3	19	10	5,9	6,9	10,2	7,5	5,4	5,3	8	12,3
Pr	2,24	1,68	1,81	2,51	1,58	2,2	2,33	2,25	2,34	2,34	2	1,61	1,84	1,84	1,6	3,06	1,67	1,04	1,13	1,7	1,09	0,81	0,8	1,19	1,82
Nd	11,9	8,5	10	14	8,5	10,9	13	11,8	12,4	12,6	11	8,5	9,5	9,7	9	15,7	8,7	6,1	5,9	9,2	6,3	4,4	4,6	7	10,4
Sm	3,78	2,86	3,06	4,29	2,69	3,84	4,09	3,65	3,79	3,86	3,33	2,85	3,31	3,38	2,93	4,94	2,94	2,08	2,14	2,9	2,17	1,7	1,85	2,15	3,19
Eu	1,12	1,08	1,19	1,47	1,05	1,35	1,51	1,32	1,34	1,35	1,16	0,97	1,14	1,12	1,14	1,66	0,99	0,77	0,74	0,99	0,79	0,64	0,68	0,89	1,21
Gd	4,93	3,74	4,35	5,83	3,71	4,93	5,27	4,82	4,82	5,16	4,46	3,95	4,39	4,44	4,13	6,65	3,82	3,01	2,99	3,87	3,15	2,37	2,65	3,09	4,28
Tb	1,01	0,76	0,86	1,16	0,76	0,96	1,07	0,96	0,94	1,02	0,92	0,8	0,89	0,9	0,84	1,32	0,79	0,62	0,62	0,79	0,67	0,51	0,54	0,62	0,88
Dy	6,19	4,43	5,2	7,01	4,61	5,73	6,43	5,8	5,67	6,16	5,96	4,97	5,59	5,55	5,26	8,02	4,85	3,97	3,99	4,71	4,62	3,49	3,57	3,91	5,53
Ho	1,41	0,99	1,17	1,57	1,04	1,24	1,43	1,28	1,23	1,37	1,32	1,15	1,22	1,23	1,19	1,77	1,1	0,88	0,9	1,08	0,97	0,69	0,79	0,9	1,23
Er	4,13	3,06	3,52	4,6	3,15	3,8	4,23	3,75	3,42	3,91	3,89	3,58	3,7	3,73	3,52	5,44	3,3	2,66	2,73	3,26	2,94	2,26	2,33	2,69	3,62
Tm	0,65	0,45	0,54	0,67	0,49	0,58	0,64	0,59	0,54	0,58	0,57	0,52	0,57	0,59	0,54	0,79	0,51	0,42	0,43	0,5	0,45	0,33	0,37	0,39	0,55
Yb	4,04	2,81	3,43	3,99	3,04	3,53	3,93	3,76	3,35	3,65	3,95	3,37	3,59	3,56	3,41	5	3,17	2,57	2,74	3,19	2,9	2,16	2,42	2,33	3,34
Lu	0,63	0,44	0,53	0,59	0,46	0,52	0,59	0,56	0,49	0,53	0,61	0,54	0,54	0,56	0,54	0,77	0,48	0,39	0,43	0,49	0,46	0,35	0,38	0,38	0,53

Çizelge 4.2’de verilen analizlerin Ateşte Kayıp (LOI=Loss On Ignition) değerleri incelendiğinde, bu değerlerin volkanikler için % 1,6-8,0 arasında, levha daykları için % 0,9-2,6 arasında ve izotrop gabrolarda ise % 1,4-3,2 arasında değiştiği görülmektedir. Bu değişken değerler kayaçlarda daha sonra meydana gelen alterasyonu ve/veya ikincil sulu yada karbonat fazlarını işaret etmektedir (Rollinson, 1993). Kayaçların oluşumundan sonra meydana gelen alterasyon nedeniyle özellikle ana ve bazı iz elementlerde (LIL-iri katyonlu litofil) hareketlilik (mobilité) gözlenebilir (Hart ve ark, 1974; Humphris ve Thompson, 1978; Thompson, 1991). Bu nedenle kayaçların petrolojik özelliklerinin çalışılması sırasında alterasyona karşı dayanımlı nadir toprak elementleri (NTE) ve HFS elementlerin (Yüksek değerli katyonlar) kullanımı önerilmektedir (Pearce ve Cann, 1973; Smith ve Smith, 1976; Floyd ve Winchester, 1978).

Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkanikler, levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaç örneklerinin Zr/Ti ve Nb/Y oranlarına göre yapılan kaya sınıflandırma diyagramı Pearce (1996) tarafından geliştirilmiştir. Buna göre volkanik kayaçların Zr/Ti (0.0083-0.011) ve Nb/Y (0.049-0.0809) değerlerine bakıldığında; kayaçların tamamının toleyitik bazalt bileşimde oldukları görülmektedir (Şekil 4.25). Levha dayklarının ise Zr/Ti (0.007-0.0122) ve Nb/Y (0.03-0.065) değerleri bu kayaçların da volkanikler gibi toleyitik bazalt bileşimde oldukları görülmektedir (Şekil 4.25). İzotrop gabroların Zr/Ti (0.0059-0.010) ve Nb/Y (0.024-0.058) değerleri de bu kayaçların da toleyitik bazalt bileşiminde olduğunu göstermektedir. (Şekil 4.25).

Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkanikler, levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaç örneklerinin jeokimyasal özellikleri bakımından önemli olan bazı ana ve iz element değişimleri Şekil 4.26’de verilmektedir. Buna göre Zr element içerikleri volkanik kayaçlarda 68,2-112 ppm, levha dayklarında 48,8-134,3 ppm ve izotrop gabrolarda ise 35,9-90,6 ppm’dir (Çizelge 4.3). Y element içeriği volkanik kayaçlarda 28,3-46,9 ppm, levha dayklarında 24,4-50,3 ppm ve izotrop gabrolarda ise 19,3-31 ppm’dir. Nb element içerikleri volkanik kayaçlarda 1,6-2,8 ppm, levha dayklarında 0,9-3,3 ppm ve izotrop gabrolarda ise 0,5-1,8 ppm’dir. TiO₂ içeriği volkanik kayaçlarda % 1,32-2,12, levha dayklarında % 1,01-

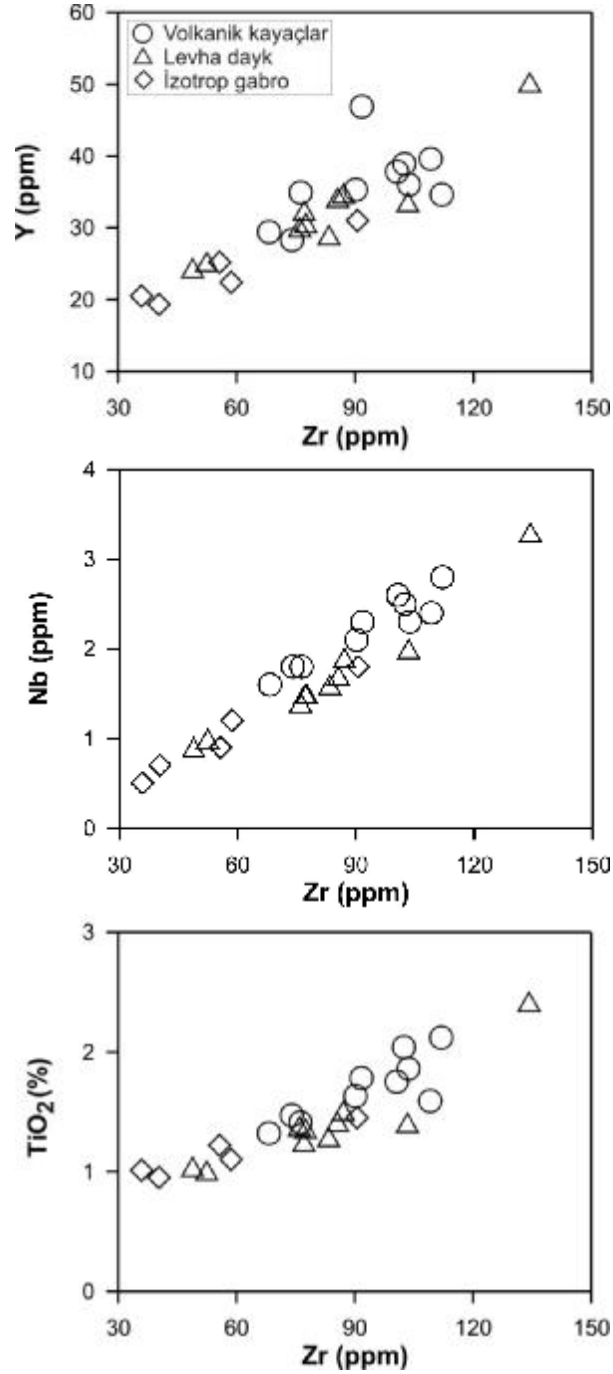
2,42 ve izotrop gabrolarda ise % 0,95-1,45'dir. Şekil 4.26'te gösterilen Zr-Y, Zr-Nb ve Zr-TiO₂ diyagramlarında, toleyitik bir magmadan türeyen volkanikler, levha daykları ve izotrop gabroların pozitif bir değişim gösterdikleri ve aynı kökenden geldikleri görülmektedir.



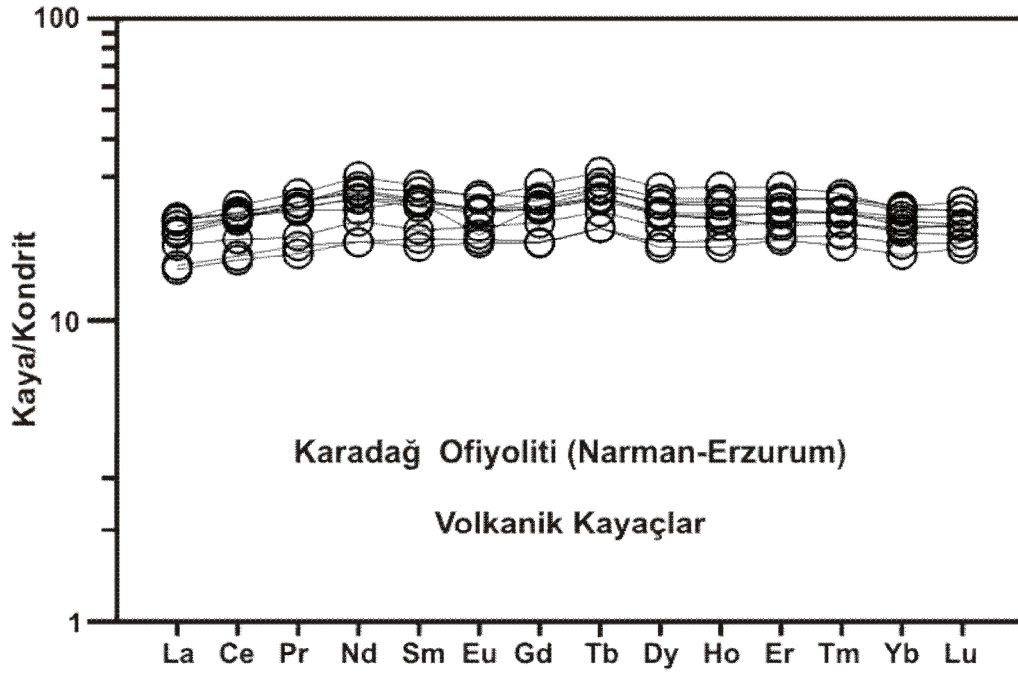
Şekil 4.25. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde gözlenen volkanik, levha dayk ve izotrop gabro kayaç örneklerinin Zr/Ti-Nb/Y oranlarına göre sınıflaması (Pearce, 1996).

Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkaniklere ait kayaç örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramları Şekil 4.27'de verilmektedir. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitindeki volkanik kayaçların hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından az oranda tüketilme sunmakla beraber yatay ve yataya yakın bir şekil sunmakta olup, La_N/Yb_N değerleri 0,82-1,09 arasında değişmektedir (Şekil 4.27). Bu tip nadir toprak element şekilleri tipik olarak ada yayı toleyitlerinde (Papua New Guinea, Solomon Island, Macquarie Island) ve Türkiye'de okyanus içi dalma batma zonu üzerinde oluşan

ofiyolitlerde görülmektedir (Jakes ve Gill, 1970; Parlak ve ark, 1995; Lytwyn ve Casey, 1995; Parlak, 1996; Parlak ve Delaloye, 1996; Parlak ve ark, 2000, 2004; Parlak ve Robertson, 2004; Yalınız ve ark., 1996, 2000; Çelik ve Delaloye, 2003; Bağcı ve ark., 2008; Bağcı ve Parlak, 2009).



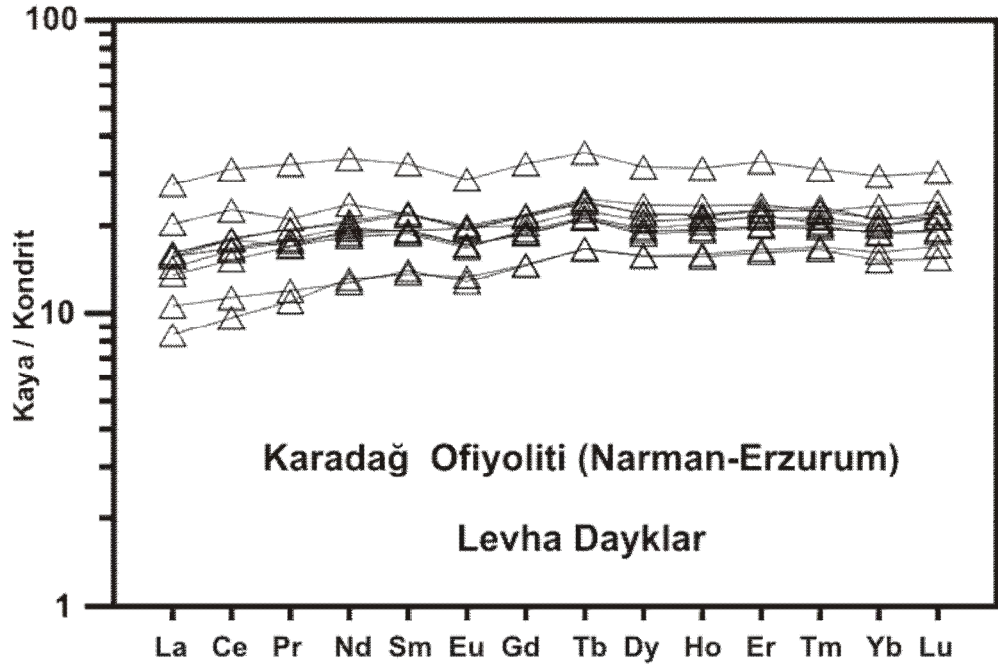
Şekil 4.26. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitine ait kayaların ana ve iz element içeriklerinin değişimi.



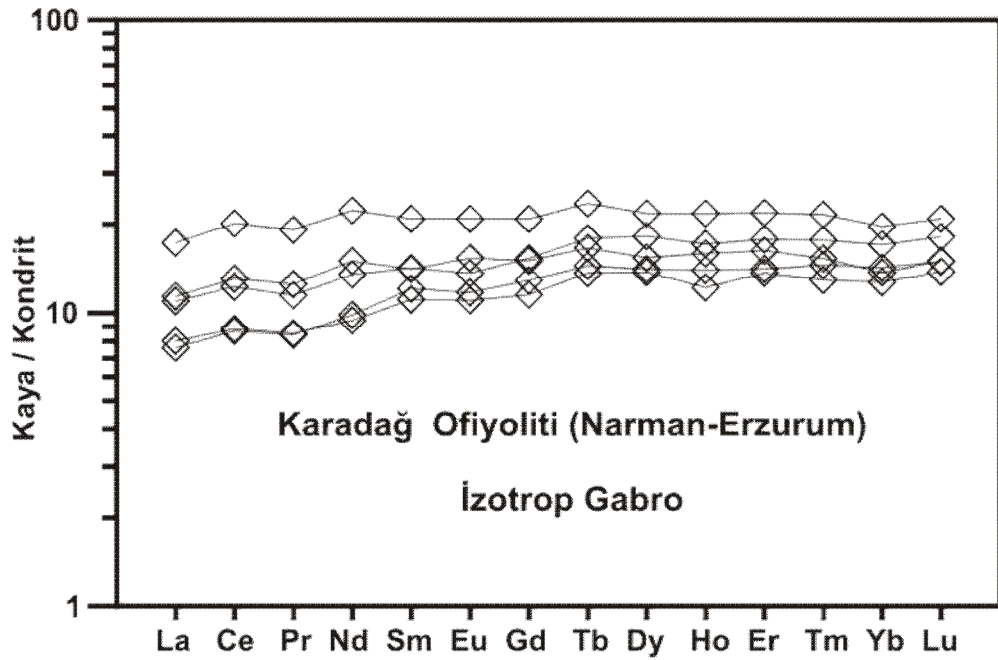
Şekil 4.27. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkanik kayaçların kondrite göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve Mc Donough, 1989'dan alınmıştır).

Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan levha dayklarına ait kayaç örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (REE) diyagramları Şekil 4.28'de verilmektedir. Levha dayklarına ait kayaçların tekdüze bir nadir toprak element deseni sundukları ve yatay-yataya yakın bir ($La_N/Yb_N=0,56-0,93$) şekilde oldukları görülmektedir. Levha dayk kayaçları, volkanik eşlenikleri gibi tipik olarak ada yayı toleyitlerine benzemekte ve okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşan kayaçlara benzemektedirler.

Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan izotrop gabrolara ait kayaç örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (REE) diyagramları Şekil 4.29'de verilmektedir. İzotrop gabrolara ait kayaçların yatay ve yataya yakın bir ($La_N/Yb_N=0,53-0,88$) şekil sunduğu ve volkanikler ve levha daykları gibi okyanus içi yay ortamında oluşan kayaçlara benzediği söylenebilir.

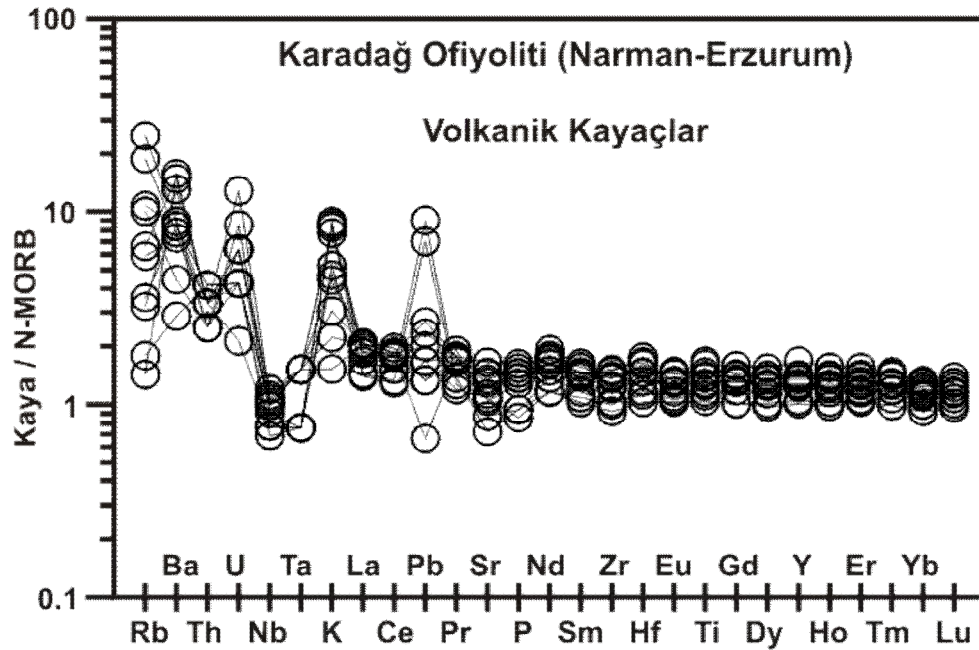


Şekil 4.28. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan levha dayk kayalarının kondrite göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve Mc Donough, 1989'dan alınmıştır).



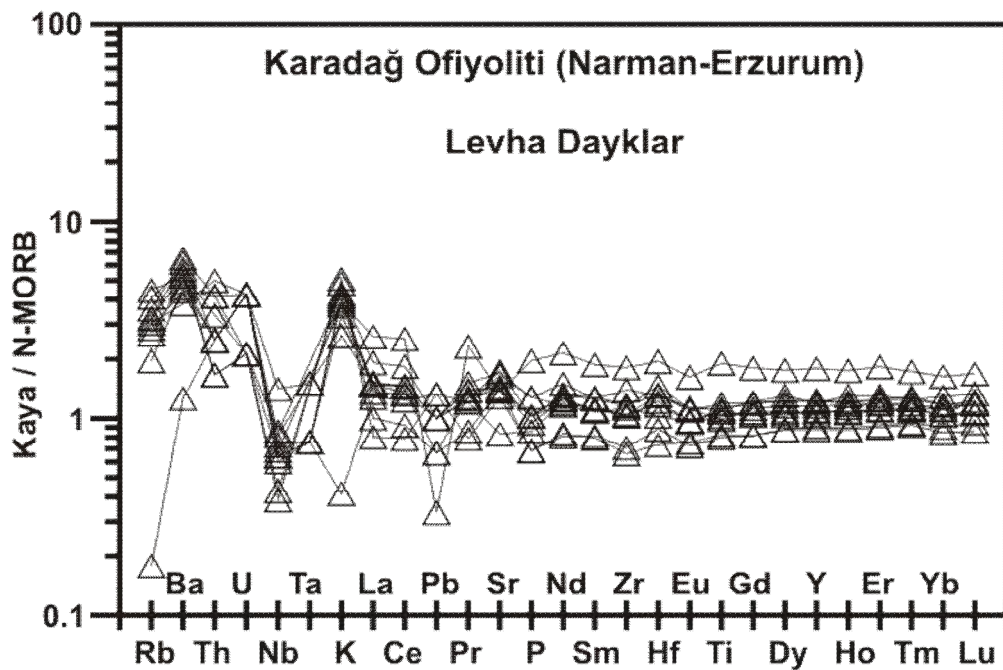
Şekil 4.29. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan izotrop gabro kayalarının kondrite göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve Mc Donough, 1989'dan alınmıştır).

Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkanik kayaçların okyanus ortası sırtı bazalt'a (N-MORB) göre normalize edilmiş örümcek (spider) diyagramları Şekil 4.30'de verilmektedir. Volkanik kayaçların örümcek diyagramına bakıldığında bazı özelliklerin göze çarptığı görülmektedir. Bunlar sırasıyla; (a) iri katyonlu litofil (LIL-Large Ion Lithophile) elementler bakımından zenginleşme (Rb, Ba, Th, K gibi), (b) Pb elementi bakımından zenginleşme, (c) Nb ve Ta elementleri bakımından tüketilme, (d) yüksek değerli katyonlar (HFS) bakımından ise yatay bir dağılım sunmasıdır (Şekil 4.30). İri katyonlu litofil (LIL-Large Ion Lithophile) elementler içerisinde bulunan Th elementi oldukça duraylı ve güvenilir bir element olup, diğer uyumsuz elementlere göre zenginleşme göstermesi bu kayaçların dalma-batma zonu ortamında oluştuğuna işaret eder (Wood ve ark, 1979; Pearce, 1983). Bunun yanında Nb ve Ta elementlerindeki tüketilme de volkaniklerin dalma-batma zonu ile ilişkili bir ortamda oluştuğunu göstermektedir (Arculus ve Powel, 1986; Yogodzinski ve ark, 1993; Wallin ve Metcalf, 1998).



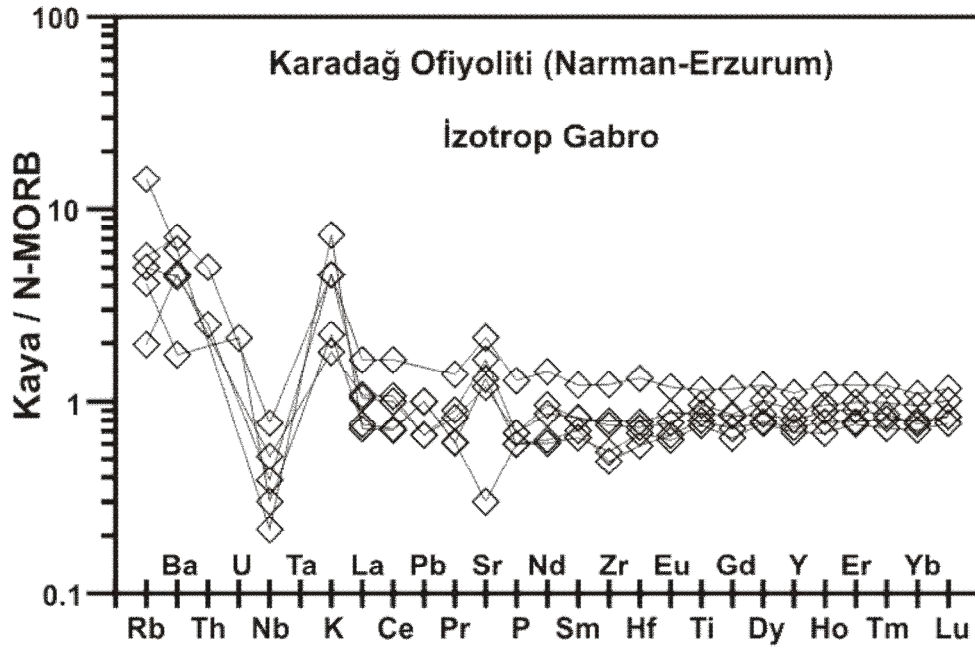
Şekil 4.30. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkaniklerin örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan levha dayklarına ait kayaç örneklerinin okyanus ortası sırtı bazalt'a (N-MORB) göre normalize edilmiş örümcek (spider) diyagramları Şekil 4.31'de verilmektedir. Levha dayklarına ait kayaçların volkaniklere benzer örümcek desenleri sundukları görülmektedir. Kayaçların Nb elementi bakımından tüketilme göstermeleri, okyanus içi yitim zonu üzerinde yay ortamında oluştuklarını göstermektedir (Arculus ve Powel, 1986; Yogodzinski ve ark, 1993; Wallin ve Metcalf, 1998).



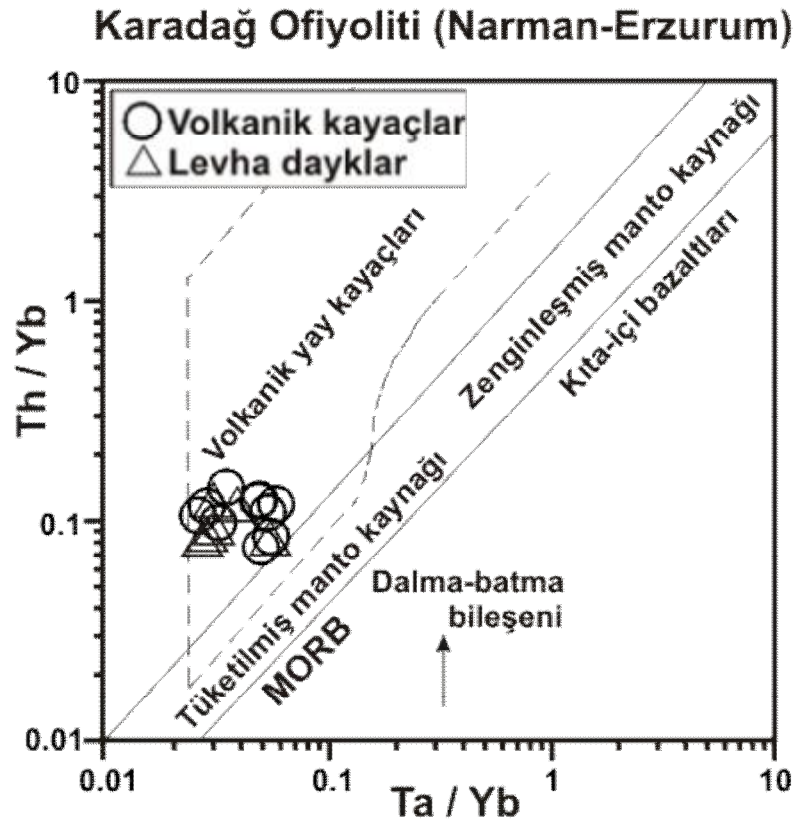
Şekil 4.31. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan levha daykların örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan izotrop gabrolara ait kayaç örneklerinin okyanus ortası sırtı bazalt'a (N-MORB) göre normalize edilmiş örümcek (Spider) diyagramları Şekil 4.32'de verilmektedir. İzotrop gabrolara ait kayaçların iri katyonlu litofil (LIL-Large Ion Lithophile) elementler bakımından zenginleşme (Rb, Ba, Th, K gibi) gösterdiği ve Nb elementleri bakımından aşırı tüketilme gösterdikleri görülmektedir (Şekil 4.32). Bu özellikleri bakımından kayaçlar eş kökenden geldikleri volkanikler ve levha daykları ile benzer bir okyanus içi yay ortamında oluştukları söylenebilir.



Şekil 4.32. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan izotrop gabrolara ait kayaçların örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Th/Yb ve Ta/Yb oranları kullanılarak tüketilmiş ve zenginleştirilmiş manto kaynaklarını birbirinden ayrılabilir (Pearce, 1982). Dalma-batma zonlarında dalan levhadan ayrılan eriyiklerle taşınan elementlerin manto kaynağında zenginleşmeye neden olması Th/Yb oranının artmasına sebep olacaktır ve bu da Şekil 4.33'de bir ok ile belirtilmektedir. Bu diyagrama göre Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde gözlenen kayaçların tüketilmiş bir magma kaynağından türediklerini ve yitim zonu üzerinde oluştuklarını işaret etmektedir (Şekil 4.33).



Şekil 4.33. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkanikler, levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların Th/Yb-Ta/Yb diyagramı (Pearce, 1982).

4.6. Ekonomik Jeoloji

Çalışma alanında, Oltu ve Narman ilçeleri çevresinde Balkaya, Sütkans ve Hanege gibi kömür yatakları yer almaktadır.

Çalışma alanının Karadağ (Narman) kesiminde geçmiş yıllarda biri polimetallik cevherleşmelere diğeri krom cevherleşmesine yönelik olmak üzere MTA tarafından yapılmış iki çalışma bulunmaktadır. Acar ve ark. (1983) tarafından, ücretli etütler kapsamında, listvenitler içinde yataklanmış wolfram, civa ve nikel cevherleşmeleri çalışılmış ve bunun sonucunda, o günkü koşullarda wolfram ve nikel cevherleşmelerinin ekonomik olamayacağı, civa cevherleşmesinin ise küçük boyutlu bir işletme için ekonomik olabileceği sonucuna varılmıştır. Ayrıca bu çalışmada serpantinler içindeki ufak krom kafalarından bahsedilmekte olup, çalışmalar sırasında tespit edilen yarmalar, bunların araştırılması amacı ile açılmış olmalıdır.

Yukarıda bahsedilen krom cevherleşmesine yönelik çalışma hakkında, sözlü görüşme yolu ile bilgi edinilmiştir. Buna göre,1998 yılı arazi mevsiminde, MTA adına ruhsatlı AR.62292 No'lu ruhsat sahasında, toplam 2 km²'lik iki ayrı alanın 1/2500 ve 1/1000 ölçekli detay maden jeoloji, jeokimya ve jeofizik etütleri yapılarak, Hanege (Demirtaş) ve Öremeler sahalarında krom cevherleşmelerine yönelik 800 m sondaj önerilmiştir. Sonuç olarak yapılan bu sondajlarla, ortaya konmuş herhangi bir cevher potansiyelinin olmadığı öğrenilmiştir.

Ayrıca Dağyolu Köyü civarındaki listvenitlerin mermer olarak işletme çalışmaları yapılmaktadır.

5. SONUÇLAR

Tortum H47 a₂-a₃, H47 b₁-b₂-b₄ paftalarında yaklaşık 130 km²'lik bir alanda yapılan bu çalışmada, Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde yer alan volkanikler, levha daykları ve izotrop gabrolara ait kayaçların jeokimyasal ve petrolojik özelliklerini belirlemek amacıyla toplam 25 adet örneğin (10 adet volkanik, 10 adet levha dayk ve 5 adet izotrop gabro) ana, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda,

1. Çalışma alanında yüzeyleyen Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayaçlar, tabandan tavana doğru tam bir ofiyolit istifi sunarlar. Bunlar sırasıyla tektonitler, kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları ve volkaniklerden meydana gelmektedir,

2. Ofiyolitik kayaçların güneyindeki ve kuzeyindeki tersiyer kayaları ile ilişkisi genel olarak tektoniktir. Ofiyolitler, genellikle KD-GB doğrultulu, yüksek açılı faylarla bu birimler üzerine itilmişlerdir. Bunların, ofiyolit yerleşiminden sonraki dönemde meydana hareketler sonucu gelişen ters faylar olduğu düşünülmüştür,

3. Jeokimyasal analizi yapılan ofiyolitik kayaçların Zr/Ti ve Nb/Y oranlarına göre bazaltik bileşimde oldukları ve toleyitik bir magmadan türedikleri görülmüştür,

4. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitine ait kayaç örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramlarında yatay ve yataya yakın bir şekil sunmaktadırlar. Bu şekil tipik olarak ada yayı toleyitlerinde okyanus içi dalma batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitlerde görülmektedir,

5. Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitine ait kayaç örneklerinin okyanus ortası sırtı bazalt'a (N-MORB) göre normalize edilmiş örümcek (spider) diyagramlarında iri katyonlu litofil (LIL-Large Ion Lithophile) elementler bakımından zenginleşme (Rb, Ba, Th, K gibi) ve Nb-Ta elementlerindeki tüketilme kayaçların dalma-batma zonu ile ilişkili bir ortamda oluştuğunu göstermektedir,

6. Ta/Yb-Th/Yb diyagramına göre Karadağ (Narman-Erzurum) ofiyolitinde gözlenen kayaçların tüketilmiş bir magma kaynağından türediklerini ve yitim zonu üzerinde oluştuklarını işaret etmektedir,

7. Karadağ Ofiyolitine ait kayaçların Neotetis'in kuzey kolunun Üst Kretase'den itibaren kuzeye doğru dalmaya başlaması ile okyanus içi yitim zonu üzerinde olduğu sonucuna varılmıştır.

KAYNAKLAR

- ACAR,A., 1975, Tortum ve Çevresinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi Üzerine Bir Araştırma, Atatürk Üniv. Doçentlik Tezi., Erzurum.
- ACAR,E.Ç., ALTUN,Y. VE ÖZKAN,Y.Z., 1983, Karadağ (Erzurum-Narman) polimetalik cevherleşmesinin jeoloji raporu: MTA Rap. No:7406, Ankara.
- ARBAS, A., GÖK, L., ATEŞ,M., İMİK,M., KILINÇ, F., CANPOLAT,M. VE AYDIN,A., 1991, Horasan (Erzurum İli) dolayının jeolojisi: MTA Rap. No:9431, Ankara.
- ARCULUS, R.J. AND POWELL, R., 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal of Geophysical Research* 91, 5913–5926.
- BAGCI, U., PARLAK, O. AND AND HOCK, V., 2008, Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kızıldağ (Hatay) ophiolite, Southern Turkey. Submitted to *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 17, pp. 43–71.
- BAGCI, U. AND PARLAK, O., 2009, Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan-subduction. Submitted to *International Journal of Earth Sciences*,
- BARKA, A., ŞAROĞLU, F. VE GÜNER, Y., 1983, Horasan-Narman Depremi ve Bu Depremın Doğu Anadolu Neotektoniğindeki Yeri, *Yeryuvarı ve İnsan*:8, sayfa 16-20.
- BAYRAKTUTAN,S., 1982, Narman (Erzurum) Havzasının Miyosendeki Sedimentoloji Evrimi, Atatürk Üniv. Doktora Tezi, Erzurum
- _____, 1985, Geochronology and geochemistry of Paleogene volcanic basement of the Narman Basin, E Turkey: *Terra Cognita*, 6, 168.
- _____, 1994, Narman-Gaziler bölgesinin Tersiyer'deki volkano-tektonik evrimi, 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri.
- BOZKUŞ,C., 1990, Oltu-Narman Tersiyer havzası kuzeydoğusunun (Kömürlü) stratigrafisi: *Türkiye Jeoloji Bült.*, 33, 2, 47-56.

- _____, 1992, Olur (Erzurum) Yöresinin Stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara, sayı 35-1, s. 103-120.
- _____, 1998, Kuzeydoğu Anadolu'da (Oltu-Narman Arası) Pontid / Anatolid Kenet Kuşağının Stratigrafisi Ve Yapısal Evrimi: Pamukkale Üniv. Mühendislik Bilimleri Dergisi, Cilt:4, Sayı:1-2, Sayfa:487-499, Denizli.
- CANN, J. R., 1971. Major element variations in ocean-floor basalts. Philos. Trans. R. Soc. London, 268A: 495-505.
- CENGİZ, İ. VE ÇAKIR, C., 1997, Oltu-Tortum (Erzurum) civarının genel jeokimyasal prospeksiyon Raporu: MTA Rap. No:9708.
- ÇELİK, Ö.F. AND DELALOYE, M., 2003. Origin of metamorphic soles and their postkinematic mafic dyke swarms in the Antalya and Lycian ophiolites, SW Turkey. Geological Journal 38, 235–256.
- ÇOLAKOĞLU, O.A., ÖZEN, H., TÜRKEK, A., SAYAK, H., DÖNMEZ, C. VE ODABAŞI, İ., 2008. Tekman-Pasinler-Karayazı (Erzurum) Yöreleri Cr-Ni Prospeksiyon Raporu: MTA Maden Etüt ve Arama Dairesi Raporu (yayımlanmamış).
- ÇOLAKOĞLU, O.A., DÖNMEZ, C., TÜRKEK, A. VE SAYAK, H., 2009, Oltu-Narman-Horasan (Erzurum) Yöreleri Cr-Ni Prospeksiyon Raporu: MTA Maden Etüt ve Arama Dairesi Raporu (yayımlanmamış).
- ENGİN, O. VE ENGİN, T., 1964, Hanege Köyü (Erzurum-Oltu) ve civarındaki linyit ihtiva eden sahanın jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap. No:3548, Ankara.
- ERCAN, T., FUJİTANI, T., MATSUDA, J.-İ., NOTSU, K., TOKEL, S. VE Uİ, T., 1990, Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu: MTA Derg., 110, 143-164, Ankara.
- FLOYD, P. A. AND WINCHESTER, J. A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters, 27, 211-218.
- FLOYD, P. A. AND WINCHESTER, J. A., 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. Chemical Geology 21, 291–306.

- GATTİNGER, T.E., 1955, Kuzeydoğu Türkiye’de Çoruh ile Erzurum arasındaki bölgede yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor. MTA Rap. No:2379, Ankara.
- GENÇ, Y., GORZAWSKI, H. AND AMSTUTZ, G.C., 1990, Silica-carbonate-talc alteration of serpentinite from the Narman Karadağ ophiolitic complex (Erzurum-Turkey): it’s mineral paragenesis and chemistry. IESCA 1990, International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, Izmir-Turkey.
- _____, 1992, Mineralogisch-petrographische, geologische und geochemische Untersuchung des Quecksilbervorkommens von Narman-Erzurum(Türkei), Heidelberger Geowissenschaftliche Abhandlungen, Band:54, Heidelberg, Deuchland.
- GOOGLE EARTH, 2006. www.google.com, Erişim tarihi: 14.09.2009.
- HARKER, A., 1909. The Natural History of Igneous Rocks. Macmillan, New York.
- HART, S.R., GLASSLEY, W.E. AND KARIG, D.E., 1972, Basalts and sea floor spreading behind the Mariana island arc: Earth and Planet. Sci.Let., 15, 12-18.
- HART, S.R., ERLANT, A. J. AND KABLE, E. J. D., 1974. Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. Contributions to Mineralogy and Petrology, 44, 219-230.
- HUMPRIS, S. E. AND THOMPSON, G., 1978. Trace Element Mobility During Hydrothermal Alteration Of Oceanic Basalts. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 42: 127-36.
- JAKES P. AND GILL J., 1970. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth Planet. Sci. Lett, 9: 17-28.
- JENNER, G. A., DUNNING, G. R., MALPAS, J., BROWN, M. AND BRACE, T., 1991. Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin. Canadian Journal of Earth Sciences, 28, 16: 35–52.
- JUTEAU, T., 1979, Ophiolites des Taurides: Essai sur leur histoire oceanique, Revue de Geologie Dynamique de Geographic Physique, 21, 3, 191-214, Paris.
- KETİN, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri., M.T.A Derg., 66: 20-34.

- KOÇYİĞİT, A. VE ROJAY, B., 1984, Doğu Anadolu Bölgesi'nin yeni tektonik çatısı ve Horasan-Narman depremi-1983: Kuzey Anadolu I. Ulusal Deprem Sempozyumu, Bildirileri, Atatürk Üniv., Erzurum.
- KOÇYİĞİT, A. 1985; Karayazı fayı. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28, 67-72.
- KONAK, N., HAKYEMEZ, H.Y., BİLGİÇ, T., BİLGİN, Z.R.,HEPŞEN, N. VE ERCAN, T., 2001, Kuzeydoğu Pontidler'in jeolojisi. MTA Rap. No:10489, Ankara.
- LAHN, E. VE ROMBER, H., 1939, Balkaya linyit zuhuratının jeolojik tetkikatı ile mezkur havzada yapılan araştırma işleri ve işletme teklifleri hakkında rapor, MTA Rap No: 765, Ankara.
- LYTWYN, J.N., AND CASEY, J.F., 1995. The geochemistry of post kinematic mafic dyke swarms and sub-ophiolitic metabasites, Pozanti-Karsanti ophiolite, Turkey: evidence for a ridge subduction. Bulletin of Geological Society of America, 107: 830-850.
- MATTHEWS, D. H., 1971. Altered Basalts From Swallow Bank, An Abyssal Hill In The NE Atlantic, And From A Nearby Seamount, Phil. Tran. Trans Roy. Soc. London, 286: 551-571.
- MESCHEDE, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-oceanic ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol, 56: 207-218.
- NEBERT, K., 1963a, Kömür ihtiva eden Sütkans bölgesinin (Vilayet Erzurum-Kaza Oltu) jeolojik yapısı ve kömür yataklarının jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap No:3232, Ankara.
- _____, 1963b, Hanege Köyü (Kaza Oltu, Vilayet Erzurum) bölgesinde yapılan kömür prospeksiyonu sonuçları hakkında rapor: MTA Rap No:3344, Ankara.
- NEBERT, K., ENGİN, T. VE ENGİN, O., 1964, Oltu (Erzurum) çevresindeki Oligosen çökellerinin (Alacalı horizon) jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap No:3485, Ankara.
- OKAY, A.İ., 1983, Ağvanis metamorfikleri ve çevre kayalarının jeolojisi: MTA Derg., 99/100, 51-71, Ankara.

- OKAY, A.İ., AND ŞAHİNTÜRK,Ö., 1997, Geology of the Eastern Pontides. Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Regions'de (editör: A. Robinson), American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir No. 68, 291-311.
- OKAY, A.İ., AND TÜYSÜZ, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen (In B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne eds), Geological Society of London, Special Publication no. 156. 475–515.
- ÖZGÜL, N., SEYMEN, İ. VE ARPAT,E., 1983, Horasan-Narman depreminin makro-sismik ve tektonik özellikleri. Yeryuvarı ve İnsan:8 (3), sayfa:21-24, Ankara.
- PARLAK O., DELALOYE M. AND BİNGÖL E., 1995. Origin of subophiolitic metamorphic rocks beneath the Mersin ophiolite, southern Turkey. *Ophioliti*, 20 (2): 97-110.
- PARLAK O., 1996. Geochemistry and Geochronology of the Mersin ophiolite within the Eastern Mediterranean Tectonic Frame (Southern Turkey). PhD thesis, Université de Geneve.
- PARLAK O. AND DELALOYE, M., 1996. Geochemistry and timing of postmetamorphic dyke emplacement in the Mersin ophiolite (southern Turkey): new age constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Terra Nova*, 8, 585-592.
- PARLAK O. AND ROBERTSON A.H.F., 2004, Tectonic setting and evolution of the ophiolite-related Mersin Melange, southern Turkey: its role in the tectonic-sedimentary setting of the Tethys in the eastern Mediterranean region. *Geological Magazine*, 141, 257-286.
- PARLAK O., HOCK, V. AND DELALOYE, M., 2000. Suprasubduction zone origin of the Pozantı-Karsantı ophiolite (southern Turkey) deduced from whole rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. In: BOZKURT, E., WINCHESTER, J.A. & PIPER, J.A.D. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, Special Publications 173, 219-234.

- PARLAK O., HOCK, V. AND DELALOYE, M., 2002, The Supra-Subduction Zone Pozanti-Karsanti Ophiolite, Southern Turkey: Evidence For High-Pressure Crystal Fractionation of Ultramafic Cumulates. *Lithos*, 65: 205-224.
- PARLAK O., HOCK, V., KOZLU, H. AND DELALOYE, M., 2004, Oceanic Crust Generation in an Island Arc Tectonic Setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey). *Geological Magazine*, 141(5): 583-603
- PEARCE, J. A., 1975, Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25: 41-67.
- _____, 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites* (ed.R.S.Thorpe), NewYork, Wiley 525–48.
- _____, 1983, Role Of The Subcontinental Lithosphere In Magma Genesis at Active Continental Margins. In: C.J. Howkesworth And M.J Norry (eds.), *Continental basalts And Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing, Cheshire, 230-249.
- _____, 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (ed), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. *Geochemistry Short Course Notes*, Geological Association of Canada, 79–113.
- PEARCE, J. A., AND CANN, J. R., 1971. Ophiolite origin investigated by discrimination analysis using Ti, Zr and Y. *Earth planet. Sci. Lett*, 12: 339-349.
- PEARCE, J. A., AND CANN, J. R., 1973. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett*, 19: 290-300.
- PEARCE, J. A., AND NORRY M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral Petrol*, 69: 33-47.
- PEARCE, J. A., LIPPARD S. J. AND ROBERTS S., 1984. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds.), *Marginal basin geology*. *Geol. Soc. London Spec. Publ*, 16: 77-94.
- RATHUR, Q., 1969, Pasinler-Horasan (Erzurum) saharına ait genel jeolojik rapor: MTA Rap. No:4168, Ankara.

- ROBERTSON, A. F., 2002. Overview of the Genesis and Emplacement of Mesozoic Ophiolites In the Eastern Mediterranean Tethyan Region, *Lithos*, 65: 1-67.
- SMITH, R. E. AND 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.
- ŞENGÖR, A.M.C., 1980; Türkiye'nin neotektoniğinin esaslar. Türkiye Jeoloji Kurumu, Konf. Ser., No: 2,40.
- ŞENGÖR, A.M.C., VE YILMAZ, Y., 1983; Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım.Türkiye Jeoloji Kurumu, Yerbilimleri Özel Dizisi, No: 1, 75.
- THAYER, T.P., 1980, Syn-Crystallization and Subsolidus Deformation in Ophiolitic Peridotite and Gabbro: *Am. Jour. Sci.*, v.280-A, p.269-283.
- TENDAM, A., 1951, Balkaya linyit yatağının jeolojik haritasının revizyonu hakkında rapor: MTA Rap. No:1887, Ankara.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., MARSH, N.G. AND WOOD, D. A., 1980. Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. In: Panayiotou, A (eds). *Ophiolite Geol.Surv Dept. Cyprus*, 193-203.
- SUN, S.S. AND 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., Norry, M. J. eds), Geological Special Publication, 42: 313-345.
- ŞAROĞLU, F. VE GÜNER, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri. *Türkiye Jeol. Kur. Bült*, 24: 65-74.
- ŞENGÜN, M., 2006, Anadolu'nun Kenet Kuşakları ve Jeolojik Evrimine İrdelemeli ve Eleştirel Bir Bakış, *MTA Dergisi* No:133, s.1-26, Ankara.
- WALLIN, E.T. AND METCALF, R.V., 1998. Supra-subduction zone ophiolites formed in an extensional forearc: Trinity terrane, Klamath mountains, California. *Journal of Geology* 106, 591–608.
- WEDDİNG, H., 1956, Balkaya linyit zuhuru, vilayet Erzurum, kaza Oltu, Pafta 31/2: MTA Rap. No: 2947, Ankara.

- WOOD, D. A., GIBSON, I. L. VE THOMPSON, R. N., 1979. Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of Eastern Iceland. Contributions to Mineralogy and Petrology,. 55,241-254.
- YALINIZ, M.K., FLOYD, P.A. AND GONCUOGLU, M.C., 1996. Supra-subduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarıkaraman ophiolite, Aksaray, Turkey. Mineralogical Magazine 60, 697-710.
- YALINIZ, M.K., GONCUOĞLU, M.C., AND OZKAN-ALTINER, S., 2000, Formation and emplacement ages of the SSZ-type Neotethyan ophiolites in Central Anatolia, Turkey: palaeotectonic implications. Geol. J., 35, 53-68.
- YILMAZ, Y. ve YİĞİTBAŞ, E., 1991. GD Anadolu'nun farklı ofiyolitik-metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimindeki rolü. Türkiye 8. Petrol kongresi, TPJD, TMMOB Petrol Müh. Odası Bildirileri, 128-140.
- YOGODZINSKI, G. M., VOLYNETS, O. N., KOLOSKOV, A. V., SELIVERSTOV, N.I. AND MATVENKOV, V.V., 1993. Magnesian andesites and the subduction component in strongly calc-alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. Journal of Petrology 35, 163–204.

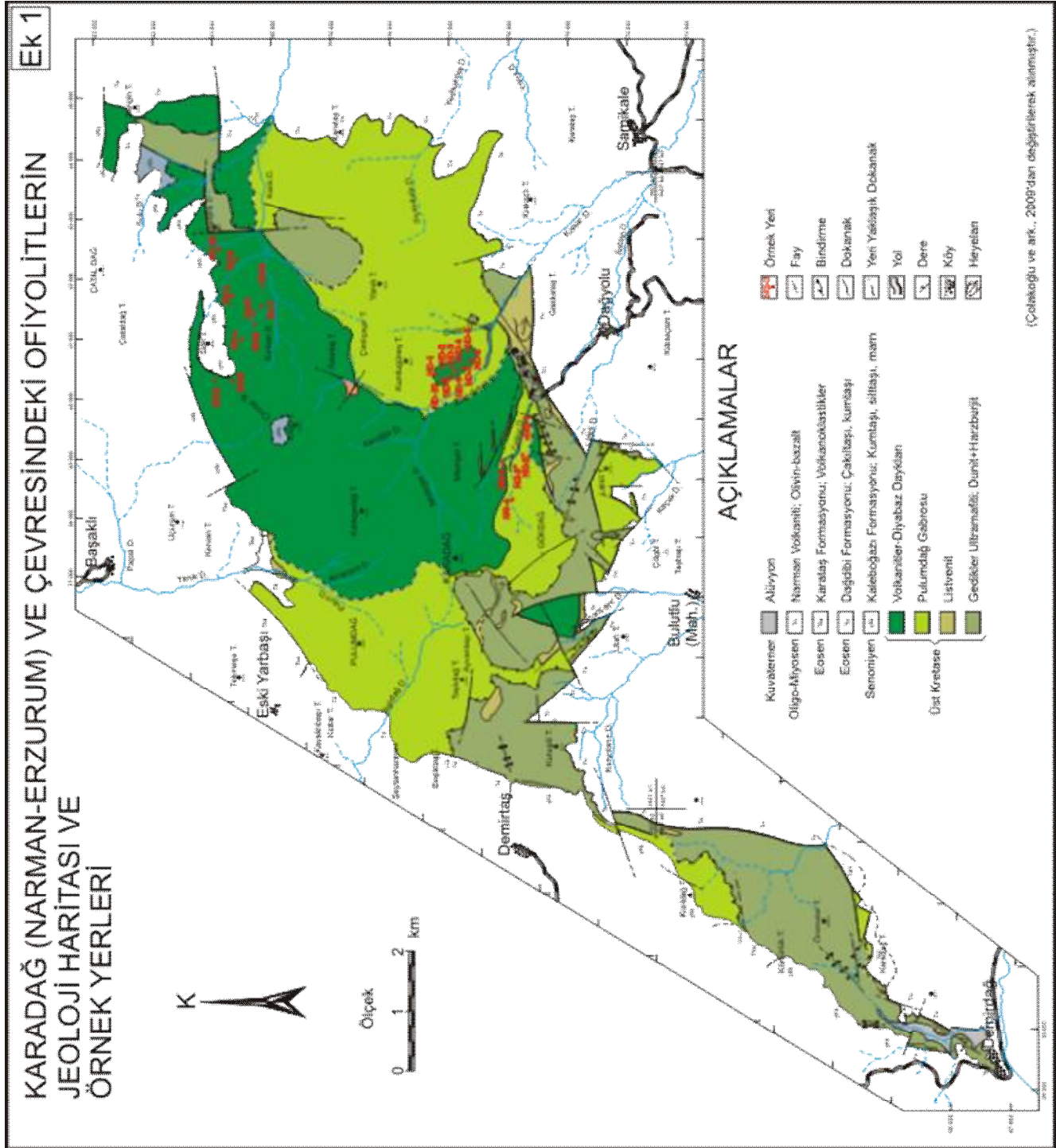
ÖZGEÇMİŞ

1974 yılında Tokat'ta doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Tokat'ta tamamladı. 1997 yılı Temmuz ayında Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu.

2000-2009 Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi, Metalik Maden Aramaları Koordinatörlüğü'nde Jeoloji Mühendisi olarak görev yaptı. 2001-2004 yıllarında Eskişehir, Kütahya ve Bursa illerinde Ofiyolitlere Bağlı Cevherleşmeler projesinde çalıştı. 2005-2008 yıllarında Erzincan, Erzurum, Malatya ve Kahramanmaraş illerinde Krom-Nikel Aramaları projesinde çalıştı.

2009 Nisan ayından itibaren S.B. İnşaat ve Onarım Dairesinde Jeoloji Mühendisi olarak görev yapmaktadır. Orta derecede İngilizce bilmektedir.

Evli ve bir çocuk babasıdır.



Ek 1. Karadağ (Narman-Erzurum) Çevresindeki Ofiyolitlerin Jeoloji Haritası ve Örnek Yeri Haritası