

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Evren ARSLAN

**BEYPINARI-ZARA (SİVAS) BÖLGESİNDE BULUNAN KROMİT
YATAKLARININ JEOLojİK VE MİNERALojİK OLARAK
İNCELENMESİ**

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA, 2012

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**BEYPINARI – ZARA (SİVAS) BÖLGESİNDE BULUNAN KROMİT
YATAKLARININ JEOLojİK VE MİNERALojİK OLARAK
İNCELENMESİ**

Evren ARSLAN

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ**

Bu tez 06/06/2012 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oybirliği ile Kabul Edilmiştir.

.....
Yrd. Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ Prof. Dr. Mesut ANIL Prof. Dr. Osman PARLAK
Danışman Üye Üye

Bu tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında hazırlanmıştır.

Kod No:

**Prof. Dr. M. Rifat ULUSOY
Enstitü Müdürü**

**Bu Çalışma Çukurova Üniversitesi Araştırma Birimi Tarafından
Desteklenmiştir.**

Proje No: 2010MMFYL14

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 dayalıdır.

ÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**BEYPINARI–ZARA (SİVAS) BÖLGESİNDE BULUNAN KROMİT
YATAKLARININ JEOLojİK VE MİNERALojİKOLARAK
İNCELENMESİ**

Evren ARSLAN

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

Danışman : Yrd. Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ

Yıl : 2012, Sayfa: 79

Jüri : Prof. Dr. Mesut ANIL

: Prof. Dr. Osman PARLAK

Bu çalışmada Beypınarı (Zara/SİVAS) bölgesinde bulunan kromit cevherleşmelerinin jeokimyasal, mineralojik ve petrografik yönden incelenmiştir. Kromit cevher örneklerinin ana ve iz elementler olarak analizleri yapılmıştır.

Çalışma alanında bulunan ofiyolitler, serpantinize dunit, serpantinize harzburjit, rodenjit daykları ve breşik serpantinitlelerden oluşmaktadır. Serpantinize dunitler içerisinde kromit damarları genel olarak masif şekilde gözlenmektedir. Kimyasal analizlerde kromitlerin Cr_2O_3 içeriği % 33.94 – 51.71 arasındadır. Kromitler, ana oksitlerden Al_2O_3 ve MgO ile negatif, Fe_2O_3 ile pozitif korelasyon, iz elementlerden Ni elementi ile negatif, V ve Co elementleri ile pozitif korelasyon sunmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Zara- Beypınarı, Kromit, Ofiyolit, Jeokimya, Petrografi

ABSTRACT

MSC THESIS

GEOLOGIC AND MINERALOGICAL INVESTIGATIONS OF CHROMITE DEPOSITS IN THE BEYPINARI-ZARA REGION (SİVAS)

Evren ARSLAN

ÇUKUROVA UNIVERSITY
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES
DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING

Supervisor : Asst. Prof.Dr. Mustafa AKYILDIZ
Year: 2012, Page: 79
Jury : Prof. Dr. Mesut ANIL
Prof. Dr. Osman PARLAK

In this study, mineralogical, petrographical and geochemical properties of chromite deposits in Beypınarı-Zara Region (Sivas) has been investigated.

Ophiolite in the study area consists of serpentized dunite, serpentized harzburgite, rodengite dikes and brecciated serpentinites. Chromite pods in the serpentized dunites are usually in massive form. Based on chemical analysis, the Cr_2O_3 contents range from 33.94 to 51.71 %. The Cr_2O_3 content of chromites show negatively correlated with some major elements such as Al_2O_3 and MgO , whereas Fe_2O_3 is positively correlated. The Cr_2O_3 content of chromites show V and Co is positively correlated although negatively correlated with Ni.

Keywords: Beypınarı-Zara, Chromite, Ophiolite, Geochemistry, Petrography

İÇİNDEKİLER

SAYFA

ÖZ	I
ABSTRACT.....	II
TEŞEKKÜRLER	III
İÇİNDEKİLER	IV
ÇİZELGELER DİZİNİ	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VIII
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	5
3. MATERYAL VE METOD	15
3.1. Materyal.....	15
3.1.1. Krom Minerali	15
3.1.2. Kromit Yatakları	16
3.1.2.1. Stratiform Kromit Yatakları	17
3.1.2.2. Podiform Kromit Yatakları	17
3.1.2.2. Üst Kabuk Podiform Kromit Yatakları.....	24
3.2. Metod	26
3.2.1. Laboratuar Çalışmaları	26
3.2.2. Büro Çalışmaları.....	26
4. ARAŞTIRMA BULGULARI	27
4.1. Genel Jeoloji.....	27
4.1.1. Divriği Ofiyolitli Karışığı	27
4.1.1.1. Serpantinize Dunitler	29
4.1.1.2. Serpantinize Harzburjitler	30
4.1.1.3. Rodenjit Daykı	32
4.1.1.4. Kromit	34
4.1.1.5. Breşik Serpantinitler	34
4.1.1.6. Asbest Damarları	36
4.1.2. Gürlevik Kireçtaşları (Tpg)	37
4.1.3. Bahçecik Konglomerası(TEib)	37

4.1.4. Bozbel Formasyonu (TElb)	39
4.1.5. Selimiye Formasyonu (Tos)	41
4.2. Zara - Beypınarı Ofiyolitlerine Kromit Cevherleşmeleri	43
4.2.1. Gürgenağlı Kromit Cevherleşmesi	44
4.2.2. Karaburun Kromit Cevherleşmesi.....	47
4.2.3. Eğer Tepe Kromit Cevherleşmesi.....	50
4.2.4. Çatkarası Sırtı Kromit Cevherleşmesi	50
4.2.5. Mostralar	52
4.2.5.1. Mostra 1	52
4.2.5.2. Mostra 2	53
4.2.5.3. Mostra 3	54
4.2.5.4. Mostra 4	56
4.2.5.5. Mostra 5	56
4.2.5.6. Mostra 6	57
4.3. XRF Analizleri	61
4.3.1. Kromit Cevheri Ana Oksit Element Değerleri	61
4.3.2. Kromit Cevheri İz Element Değerleri.....	61
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	65
KAYNAKLAR	67
ÖZGEÇMİŞ.....	74
EKLER.....	76

ÇİZELGELER DİZİNİ

SAYFA

1.1. Kromun clark sayısı ve çeşitli kayalardaki ortalama bolluğu.....	1
3.1. Kromit cevherinin kullanım alanlarına göre istenilen Cr/Fe rasyo değeri ve % oksit bileşim değerleri.....	16
4.1. Ocaklardan alınan kromit örneklerine ait % oksit ve iz element değerleri.	61
4.2. Mostra ve yarmalardan alınan kromit örneklerine ait % oksit ve iz element değerleri.....	62

ŞEKİLLER DİZİNİ

SAYFA

Şekil 1.1. Alp Orojenez Kuşağında ofiyolitlerin dağılımı.....	2
Şekil 1.2. Çalışma alanının yerbulduru haritası	3
Şekil 3.1. Peridotit içinde bazik magmanın dayk şeklinde sokulum yaptığı kırıklar boyunca boşluk oluşturma modeli A) Tansiyon kırığında makaslanmayla eşzamanlı boşluğun meydana gelmesi B) Tamamen kristallenmiş olan eski boşluğa yeni magma getirimi.....	19
Şekil 3.2. Manto Eriyik Etkileşimi Esnasında Podiform Kromit Yerleşimi Gösteren Bir Model. Harzburjit Ve Harici Eriyiğin Etkileşimi Sonucu Oluşan Silisce Zengin İkincil Eriyik (B), Spinelce Zengin İkincil Bir Eriyik Oluşturmak İçin Ortama Giren Eriyik (A) İle Karışabilir. Bu Melez Magma (C) İçinde Spinel Grubuna Ait Oluşabilecek Tek Mineral Kromittir	21
Şekil 3.3. Hareket altındaki yayılma sırtı altında üst okyanus mantosu içinde kromit kütlelerinin oluşumu ve gelişimi	22
Şekil 3.4. Podiform kromit yataklarının oluşumunun tektonik ortamlarla ilişkisi...23	
Şekil 3.5. Oman Ofiyoliti içerisindeki üst kabuk podiform tipi kromitlerin konumunu gösteren dikme kesit.....	25
Şekil 4.1. Zara – Hafik – İmranlı bölgesinin genel jeoloji haritası	28
Şekil 4.2. Serpantinize dunitlerin arazi görünümü	29
Şekil 4.3. Serpantinize dunitlerin çift ve tek nikol görünümü.....	30
Şekil 4.4. Arazide harzburjitlerin görünümü.....	31
Şekil 4.5. Serpantinize harzburjitlerde kromit tanelerinin kenarlarında gözlenen hematitleşme ve kromit içerisinde olivin ve serpantin kapanımları	31
Şekil 4.6. Arazide rodenjit daykının görünümü	32
Şekil 4.7. Rodenjit daykının çift nikol ve tek nikol görünümü	33
Şekil 4.8. Cevher Mikroskobunda Kromit Tanelerinin Görünümü.....	34
Şekil 4.9. Breşik serpantinitleerin arazi görünümü	35
Şekil 4.10. Breşik serpantinitleer içerisinde gözlenen asbest damarları	36
Şekil 4.11. Gürlevik Antiklinali	38

Şekil 4.12. Ofiyolitik malzeme içeren Bahçecik Konglomerası	38
Şekil 4.13. Gürlevik Kireçtaşları (Tpg), Bahçecik Konglomerası (TEib), Bozbel Formasyonu (TELb) ve ofiyolitlerin dokanakları.....	39
Şekil 4.14. Bozbel Formasyonuna ait kumtaşları.....	40
Şekil 4.15. Selimiye Formasyonuna ait jips tabakaları	41
Şekil 4.16. Ofiyolitlerin üzerine diskordans ile gelen Yağbasan Üyesine Jipsleri.....	42
Şekil 4.17. Çalışma Alanında Bulunan Kromit Ocakları ve Mostraların Görünümü	43
Şekil 4.18. Gürgenağlı yeraltı işletmesi	44
Şekil 4.19. Gürgenağlı Krom Ocağının KB – GD Kesiti.....	45
Şekil 4.20. Gürgenağlı Krom Ocağı 86 katındaki krom damarlarının dunitler içerisindeki konumu	46
Şekil 4.21. Karaburun Tepe Ocağı açık işletme ve düz galeri	48
Şekil 4.22. Karaburun Tepe Ocak krom damarı ve imalat haritası	49
Şekil 4.23. Karaburun Tepe Ocağının A – A Kesiti.....	50
Şekil 4.24. Eğer Tepe Krom Ocağı açık işletme ve krom damarı.....	51
Şekil 4.25. Çatkarası kromit damarının kalınlığının ve dokanaklarının görünümü...52	
Şekil 4.26. Aliçukuru Tepesinde bulunan mostra 1’ de gözlenen kromit damarı	53
Şekil 4.27. Mostra 2’ ye ait krom damarlarının görünümü	54
Şekil 4.28. Kromit damarının yarma içinde görünümü ve dunitlerle primer dokanakları.....	55
Şekil 4.29. Mostra 4’ün üst kesimlerinde gözlenen dissemine kromit ve alt kesimlerde gözlenen tektonik zon.....	56
Şekil 4.30. Çattepe civarında gözlenen mostra 5’ e ait kromit damarının uzanımı ve dunitlerle olan primer dokanakları	57
Şekil 4.31. Mostra 6’ da Gözlenen Kromit Mercekleri.....	58
Şekil 4.32. Kromitlerin % Cr ₂ O ₃ ve % oksit oranlarının karşılaştırmalı diyagramları	62
Şekil 4.33. Kromitlerin % Cr ₂ O ₃ ve iz elementlerin (ppm) karşılaştırmalı diyagramları	63

1. GİRİŞ

Krom periyodik cetvelde VI A grubunda yer alan ve atom numarası 24 olan bir elementtir.

Kromun Clark sayısı ve çeşitli kayaç türlerindeki ortalama bolluğu Çizelge 1.1'de gösterilmiştir (Krauskopf, 1979 ve Rose ve diğ., 1979).

Çizelge 1.1 Kromun clark sayısı ve çeşitli kayaç türlerindeki ortalama bolluğu

Clark Sayısı	ppm
Ultramafik Kayaçlar	2000
Mafik Kayaçlar	300
Felsik Kayaçlar	25
Kireçtaşları	5
Kumtaşları	100
Şeyler	100

Krom, Cr^{+2} , Cr^{+3} , Cr^{+6} olmak üzere üç farklı iyonla sahip olup, Cr^{+3} iyonu yalnızca aşırı oksidan ve bazik karakterli yüzeysel ortamlarda bulunabilmektedir. Cr^{+3} iyonunun oksijene ilgisi çok fazla olup magmatik diferansiasyon sırasında Fe, Mg, Al ile birlikte hareket ederek ayrımlanmakta ve bu elementlerle birlikte çeşitli minerallerin yapısına girmektedir.

Krom içeren 25 kadar farklı mineral bilinmekte olup en önemlileri Kromit ($Mg, Fe)^{+2}(Cr, Al, Fe)^{+3}_2O_4$), Uvarovit (Cr – granat), Kemererit (Cr – Klorit) mineralleridir.

Türkiye'deki kromit yataklarının tamamı Alp Orojenez kuşağı içerisinde yer alan ofiyolitler içerisinde (Şekil 1.1). Ofiyolitler içerisindeki kromit yataklarının boyutlarını ve rezervlerini stratiform yataklar ile karşılaştırıldıklarında oldukça küçük boyutlu ve düzensiz bir dağılıma sahip olmalarına rağmen, kimyasal bileşimindeki Cr/Fe oranının daha yüksek olmasından dolayı Dünya'daki önemlerini uzun yıllardan beri korumaktadır.

İnceleme alanı Sivas ilinin Zara ilçesine bağlı Beypınarı Köyü çevresidir. Eğer Tepesi, Büyük Kuşkayası Tepesi, Gürgenağlı Mevkii ve Çatkarası Sırtı arasında kalan içerisine alan 2100 hektarlık alandır (Şekil 1.2).



Şekil 1.1. Alp Orojenez Kuşağında Ofiyolitlerin Dağılımı (Juteau, 1980)

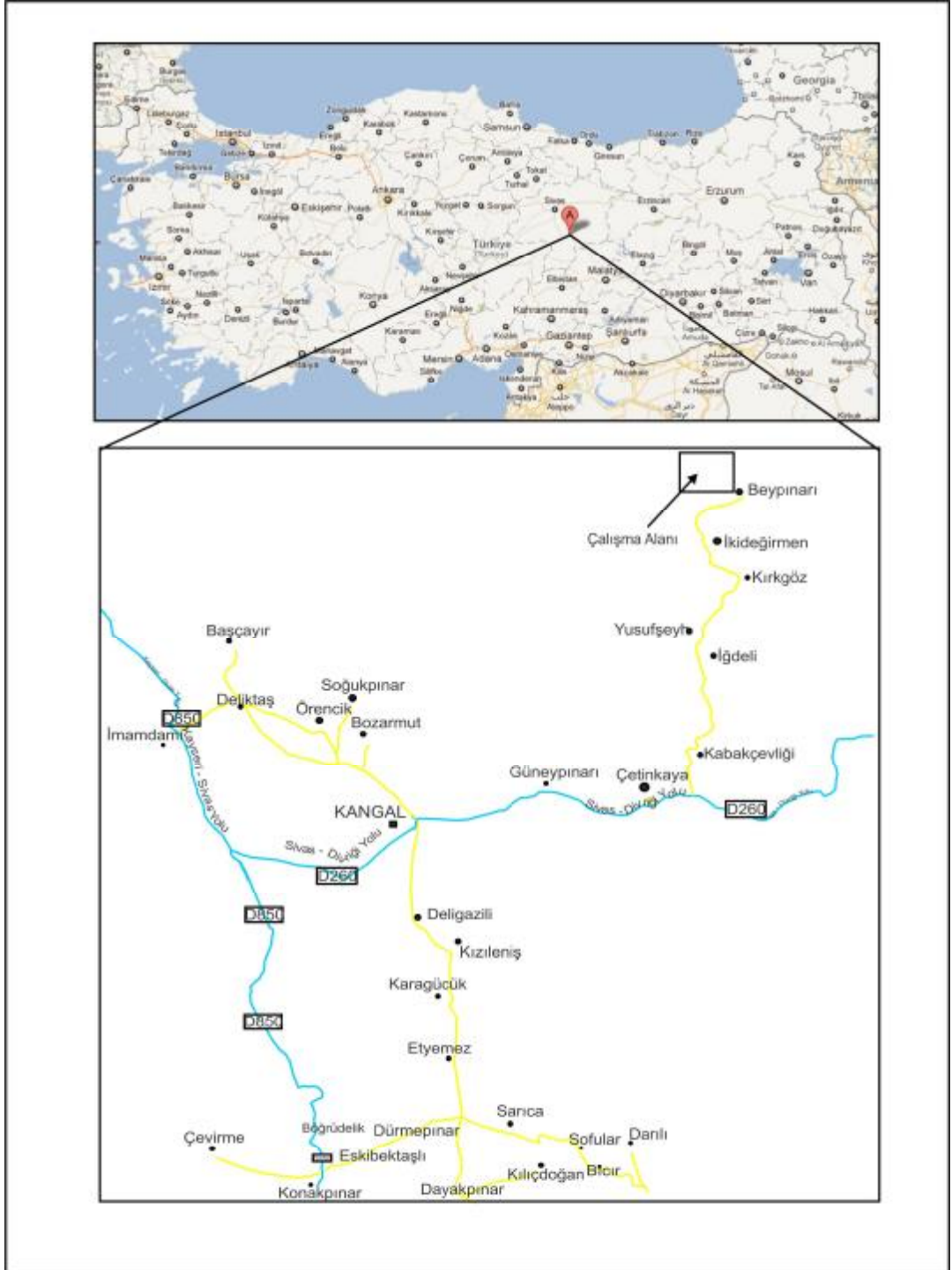
İnceleme alanında Üst Kretase yaşlı ofiyolitler bölgenin en yaşlı birimidir. Paleosen yaşlı Gürlevik Kireçtaşının, İpresiyen yaşlı Bahçecik Konglomerası, Lütesiye yaşlı Bozbel Formasyonu gelir. Ofiyolitler bu birimlerin üzerine bindirme ile gelmektedir. Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu çalışma alanının güneyinde diskordans ile ofiyolitlerin üzerinde yer almaktadır.

Ofiyolitler genellikle çok fazla serpaninleşmiş olarak gözlenmektedir. Ofiyolitlerin üst kesimlerinde zonda breşik serpantinler bulunmaktadır. Serpantinelşmeye bağlı olarak kayaların çatlaklarında ve fay düzlemlerinde asbest damar ve damarcıkları gözlenmektedir.

Bölgenin maden yatakları açısından incelendiği takdirde genel olarak buradaki cevherleşmeler ofiyolitlere bağlı olarak gelişmektedir. Ofiyolitlerin bünyesinde bulunan dunit zarflarının içerisinde kromit ve fay zonları içerisinde asbest damarlarına sık sık rastlanmaktadır.

Bölgede ofiyolitlere bağlı olarak 33 adet krom mostrası, 3 açık işletme ve 2 yeraltı işletmesi bulunmaktadır. Krom cevherleşmeleri genellikle, $K60^{\circ}-75^{\circ}D$ istikametinde, $45^{\circ}GD'$ ya eğimli ve $30^{\circ}-45^{\circ}$ ile GB' ya dalımlıdır.

Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmada bölgede yüzeylenen ofiyolitler içerisindeki krom cevherleşmelerini mineralojik, petrografik ve jeokimyasal olarak incelenmiştir.



Şekil 1.2. Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

V. Stchepinsky (1939) Sivas bölgesindeki jipsli seriyi Oligosen yaşında kabul etmiştir

Nebert (1956); Zara - İmranlı bölgesindeki jips serisi içinde bulunan marn tabakalarında Miyosen mikro fosilleri gözlemiş ve bu serinin Oligosen yaşlı olmayıp Miyosen yaşlı olduğunu belirtmiştir.

Kurtman (1961a); Sivas-Divriği arasında yaptığı çalışmada Tersiyer'in, Paleosen konglomera tabakaları ile Kretase üzerinde uyumsuz olarak başladığını, Lütesiyen kalkerleri, Eosen flişi, Oligosen ve Miyosen jipsli serisi ile Pliosen tabakalarından oluştuğunu belirtmiştir. Bölgenin Paleozoyik, Kretase, Eosen ve Miyosen sonlarında dörtdefa kıvrımlanma hareketine uğradığını ve bu kıvrımların eksenlerinin genellikle D-Bdoğrultulu olduğunu belirtmiştir. Kurtman (1961b); Sivas civarındaki jips serilerinin stratigrafik konumu ile ilgili yaptığı çalışmada, daha önceki çalışmalarda Oligosen yaşında kabul edilen birimin yaşını Miyosen olarak düzeltmiştir.

Arpat (1964), Gürlevik Dağı civarının petrol imkanlarını kapsayan çalışmasında, yöredeki en yaşlı birimin Üst Kretase yaşlı kireçtaşları olduğunu, bu birimin üzerine Sögütlü Karmasığı ve Bozbel Formasyonu'nun geldiğini, Başyurt Formasyonu'nun Bozbel Formasyonu içerisinde güneye doğru kamalandığını belirtmiştir. Oligosen seviyelerinin üzerinde ise Alt Miyosen yaşlı Celalli Grubu açılı uyumsuzlukla yer almaktadır. Ayrıca Üst Kretase yaşlı Gürlevik Kireçtaşlarının petrol içerebileceği de ileri sürmüştür.

Pisoni (1965), Sivas - Zara bölgesinin jeolojisi ve petrol imkanlarını incelediği çalışmasında; bölgede hidrokarbon oluşumu açısından hazne kaya, ana kaya ve örtü kaya özelliğinde birimlerin olduğunu belirtmiş, kırıntılı Miyosen yaşlı birimlerin hazne kaya, Eosen Yaşlı Bozbel Formasyonunun ana kaya, Miyosen yaşlı birimlerin ise örtü kaya niteliği taşıdığını ileri sürmüştür

Artan ve Sestini (1971), Zara - Beypınarı bölgesinin jeolojisinin incelediği çalışmalarında, serpantinitle, Beypınarı bölgesinde Maestrihtiyen - Alt Paleosen

kireçtaşları ve BKB - DGD kıvrım eksenli Eosen flişleri üzerine bindirme ile geldiğini, Orta Eosen kalkerlerinin ise, yer yer serpantinitletlerin üzerini örttüğünü belirtmiştir. Bölgedeki tektonik hareketlerin yönünün güneyden kuzeye doğru olduğunu, ofiyolitik kompleksin esas kayacı olan serpantinitletler parçalanmış ve breşik bir yapı gösterdiğini ve bu durumum şariyaj hattı boyunca daha sık görüldüğünü ifade etmişlerdir. Ayrıca gabro, bazalt, radyolarit, metamorfik kayalar ve Mesozoik kireçtaşı blokları ofiyolitik kompleksin bünyesinde bulunduğunu, ofiyolitlerin Üst Kretase zamanında yerçekimi kayması ile kuzeye doğru harekete başladığını ve Bundan dolayı flişler içerisinde Alt ve Orta Eosen zamanında olistostromların oluştuğunu, kıvrımlanma ve şariyaj hareketleri Üst Eosen zamanında meydana geldiğini, daha sonraları post-jeosenklinal serileri olan evaporit, kalker ve kumtaşları yaşlı formasyonları örttüğünü ifade etmişlerdir..

Kurtman (1973);Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinde Tersiyer'in kalker fasiyesinde gelişmiş Paleosen tabakaları ile Üst Kretase üzerinde uyumsuz olarak başladığını, Eosen'in volkanik arakatıkları içeren fliş fasiyesinde geliştiğini, Oligosen'in jipsli alacalı renkli kumtaşı ve silttaşlarından oluştuğunu, Miyosen'in jipsli alacalı renkli kumtaşları ile kalker ve marn tabakalarının yanal geçişi şeklinde görüldüğünü ve Neojen'in kaba klastiklerle tatlı su kalker tabakalarından oluştuğunu belirtmiştir. Diğer taraftan, bölgenin tektonik gelişimini ise iki yükselim alanı arasında kalan bir gerilim alanıyla sınırlı olduğunu ve aynı zamanda bu kesimde yoğun kıvrımlanma tektoniğinin egemen olduğunu ifade etmiştir.

Ataman ve diğ. (1975), Erzincan bölgesi ofiyolitleri, Sivas bölgesi ofiyolitlerinin doğu uzantısı olarak düşünmüş ve kuzeyden güneye doğru; peridotitler, serpantinitletler, diyabazlar, gabrolar ve yastık yapıları şeklinde sıralandığını belirtmiştir. Bu ofiyolitlerin güneyde kalan kısmının yapısal olarak oldukça karmaşık olduğunu gözlemlemiştir. Yapısal bakımdan düzenliden karmaşığa doğru sıralanan bu sıralanmanın, üstte yayılma yaptığını ve güneye doğru devrilmiş bir okyanus kabuğunun olabileceğinden bahsetmiştir. Araştırmacılara göre, bu bölge ofiyolitleri, Anadolu Plakacığı ve Doğu Pontid Ada Yayısı arasında pliyosen'de meydana gelen çarpışma sırasında, batma sırasında, batma zonunun çok derin

olmayan düzeylerinde batmakta olan olan plakadan sıyrılarak kopmuş, üst manto ve okyanus kabuğu parçaları olarak yorumlamışlardır.

Arpat ve Tütüncü (1978), Gürlevik ve Tecer Dağları yöresinde yaptıkları araştırmalarında, serpantin kütlelerinin Maestrihtiyen yaşlı kireçtaşlarının altında, Paleosen yaşlı kireçtaşlarının içerisinde arakatıklar halinde, Eosen flişlerinin altında ve üstünde, Miyosen' in alt seviyesinde ve Pliyosen içerisinde yer aldıklarını belirtmişlerdir. Özellikle Miyosen ve Pliyosen' de yer alan küçük boyutlu serpantin olistolitlerinin yerleşmesindeki tek etkenin yer çekimi kuvveti olduğundan ve serpantin gelişlerinin sürekli olmadığından bahsetmişlerdir.

Kalkancı (1978); Zara-Suşehri (Sivas) arasındaki bölgede yaptığı çalışmada tabanda Alt Kretase yaşlı serpantinleşmiş ofiyolit ve ultrabazik masifin yer aldığı ve üzerinde Lütesiyen'den, Priaboniyen'e kadar çökelmiş fliş fasiyesli kalın bir volkano sedimanter formasyonun bulunduğu, bunun üzerine Priaboniyen yaşında andezitik karakterli volkaniklerin geldiğini ve bu volkanik faaliyetten sonra, siyenitik bir masifin yer alması ile sonuçlanan plütonik aktivitenin varlığını belirlemiş ve siyenitik masifi üç ayrı fasiyese ayırmıştır;

1-Kenar fasiyesi: monzonitik siyenit, siyenitik kütlelerin yerleşimi sırasında porfirik andezitleri yeniden kristalleştirmesi ile meydana gelmişlerdir.

2-Kuvarslı siyenit: Kösedag'ını meydana getiren esas fasiyedir. 3-Biyotitli siyenit: masifinmerkezi kısmında bulunur). Rb-Sr yaş tayini analizleri sonucunda kuvarslı siyenit için 42 ± 4 m.a., Pegmatitik biyotitli siyenit için $37 \pm 2,6$ m.a. yaş bulunmuştur. AraştırmacıPriaboniyen yaşlı porfirik andezitlerin magma kökeninin üst manto, kuvarslı siyenitinmagma kökeninin üst manto-kabuk sınırı, pegmatitik biyotitli siyenitin kabuksal bir magma kökenine sahip olduğunu ve buna göre magma kökenlerinde zamanla üst manto → manto-kabuk sınırı → kabuk yönünde bir gelişme olduğunu açıklamıştır. Bölgedeki magmatik aktivitenin büyük çatlaklar boyunca yerleşen keratofirik ve riyolitik karakterli volkanizma ile devam ettiğini ve Priaboniyen'de önemsiz gölsel sedimanların çökeldiğini belirtmiştir. Bölgede siyenitik batolite bağlı olarak, çatlakları dolduran hidrotermal karakterli, blend+pirit+galen+kalkopirit mineralleri ile zaman zaman stibnit ve pirolüzi çeren kuvars, barit ve limonit gangli filonlar bulunduğunu ve porfirik andezitlerde

diyalaklazları dolduran bakır (nabit bakır+tenorit+küprit+malakit+azurit) zuhurlarının bulunduğunu belirtmiştir.

Saner (1979), Sivas, Çankırı, Çorum ve Tuz Gölü havzalarının en önemli ortak özelliğinin ofiyolitik kayaçlarla temsil edilen temel üzerinde gelişmiş olduğunu ve bu havzaların, yitim karmaşığının bindirmeli morfolojisi üzerinde yer alan çukurluklarda gelişmiş, yığışımlı yay önü havzaları niteliğinde olduğundan belirtmiştir.

Temizer (1979), Gürlevik Dağı çevresindeki asbest oluşumlarını inceleyerek, bu oluşumların Üst Eosen' e ait ve sedimanter tipte izlenen serpantinitle içinde geliştiğini belirtmiştir. Tektonizmaya bağlı olarak, yer yer kayma izleri gösteren, kireçtaşı bloklu serpantinlerde Eosen sonunda güneyden-kuzeye doğru gelişen hareket etkisiyle oluşan eklem takımlarında, ısı ve basınç sonucu asbest mineralizasyonları geliştiğini ve bunlar içerisinde tabakamsı tip asbestlerin önemli yataklanmalar gösterdiğinden bahsetmiştir.

Juteau (1980), Türkiye'deki ofiyolitik kayaçları Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağı, Toros ofiyolit kuşağı ve Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı olmak üzere üç farklı coğrafik bölgeye ayırmıştır.

Meshur ve Aziz (1980), Sivas Baseni'nin jeolojisi ve hidrokarbon olanaklarının incelendiği çalışmada, Üst Kretase yaşlı Tecer kireçtaşlarının hazne kaya, Eosen yaşlı Bozbel Formasyonu şeyllerinin orta-iyi nitelikli ana kaya olabileceği, Eosen sonrası birimlerin ise petrol oluşumu açısından herhangi bir değer taşımadığı belirtilmektedir.

Çapan (1981a), Marmaris, Pozantı, Mersin, Pınarbaşı ve Divriği Ofiyolitlerini incelemiş, ofiyolitlerin iç yapılarını ve litolojik (petrografik-petrokimyasal) özelliklerini belirlemeye çalışmıştır. İncelemelerinde, tüm peridotitlerin metamorfik özellikler taşıdığını, şisti serpantinitle tektonik zonlar boyunca yer aldığını göstermiştir. Kümeli ve homojen gabrolar Divriği Ofiyolitlerinde en yaygın litolojiyi oluşturmakta, tüm masiflerde levha dayklarının yerine izole diyabaz dayklarının yer aldığını belirtmiştir. Marmaris ofiyolitlerinin diğer ofiyolitlerden yaş, kayaç türü ve içyapıları açısından farklı olduğunu belirttiği bu çalışmaya göre Divriği Ofiyolitlerinin yerleşim yaşının Maestrihtiyen olması gerektiğinden bahsetmiştir.

Çapan (1981b), Daha önceden iç yapılarını ve litolojik özelliklerini incelediği beş ofiyolit masifinden derlediği peridodit, piroksenit, gabro, dolerit, yastık yapılı bazalt ve amfibolit örneklerinin analiz sonuçlarını ‘ortalamalar farkı testi’ ile karşılaştırmıştır. Karşılaştırma sonucunda Marmaris-Pozantı, Marmaris-Divriği ve Pozantı-Divriği ofiyolitlerinin birbirinden farklı majör element kimyasına sahip olduklarını belirtmişlerdir.

Çapan (1981c), bu kez kökensel yaklaşımda bulunmak amacıyla, peridodit ve gabro örneklerinin major oksit analiz sonuçlarına ‘korelasyon ve faktör analizi’ çözümlenmesiyle yaklaşmış ve peridodit ve gabroların, kimyasal değişkenlerin davranışları ve diğer elementlerle olan ilişkileri açısından büyük benzerlikler gösterdiğini belirtmiştir. Bu tür benzer davranışların kayaçların eşkökenli bir magmaya ait olmaları ile gelişebileceğini ve incelenen masiflerdeki peridodit ve gabroların aynı okyanus kabuğunun malzemesine ait olduğunu ileri sürmüştür.

Yılmaz (1981a), Tokat ve Sivas arasında yer alan temel kayaçları iki ana kısma ayırmıştır. Bunlar, kuzeyde metamorfik karışı görünümünde olan birimler ile güneyde yaygın olarak yüzeyleyen metamorfitleerdir. Bu birimler arasında doğu-batı uzanımlı ofiyolitli karışık yer almaktadır. Ofiyolitli karışık, çoğunlukla serpantinitle olmak üzere tuf ve aglomeradan oluşan kesme kırıklarının yaygın olduğu bir hamur, hamur içinde mermer, fillit, kristalize kireçtaşı, radyolarit, Üst Jura-Alt Kretase yaş aralığında yer alan çeşitli sedimanter kayaçlar, Senomaniyen yaşlı pelajik kireçtaşı, peridodit, gabro ve diyabaz bloklarından oluştuğunu belirtmiştir. Kuzeyde ofiyolitli karışık üzerinde, gereçleri ofiyolitik kayaçlardan türemiş olistostrom düzeyleri kapsayan Üst Senoniyen yaşlı pelajik kireçtaşlarının uyumsuzlukla geldiğinden bahsetmiş ve bu verilere göre ofiyolitli karışığın yaşının Senoniyen-Alt Senoniyen olduğunu ifade etmiştir.

Yılmaz (1981b), Tokat ile Sivas arasındaki ofiyolitli karışık içinde gözlenen küçük ölçekli ezilme zonları ve kırık sistemleri ile bölgede yer alan Üst Senoniyen, Eosen ve Neojen yaşlı birimlerde gözlenen kuzey-güney sürüklenimler arasında genel bir uyumluluktan bahsetmiştir. Bu verilere dayanarak, bölgedeki sürüklenimlerin kuzeyden-güneye doğru geliştiğinden söz etmiştir.

Yılmaz (1981c), Tokat ile Sivas arasındaki alandan derlediği volkanit örneklerinin petrokimyasal özelliklerini incelemiş ve ofiyolitli karışık içinde yer alan volkanitlerin okyanus ortası sırtlarında oluşan toleyitik kayaların özelliklerini taşıdıklarını belirtmiştir. Üst Kretase yaşlı volkanitlerin ise yitim kuşaklarında oluşan volkanitlerle özdeş göründüklerini ve bunlar ada yayı ortamının oluşumunun il aşamasının ve devamını belirleyen kalkalkalen volkanitler olduğundan söz etmiştir. Araştırmacı, Eosen veya daha genç yaşta olduğunu belirttiği diğer bir grup kalkalkalen kayaların farklılaşmasını son ürünü olarak düşünmektedir.

Bayhan ve Baysal (1982), Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) bölgesinde yaptıkları çalışmada, sahada geniş bir alanda dağılım gösteren ofiyolitlerin alttan üste doğru ultramafikler, gabrolar, spilit/diyabazlar ve onların piroklastik türevlerinden oluştuğunu belirtmişlerdir. Aşırı derecede bozunmuş olan ultramafik ve gabroyik kayalarda bantlı bir yapı gözleyememişlerdir. Ofiyolitik seriyi oluşturan birimlerde düzenli bir dizilim gözleyememişler ve serini yaşını Üst Kretase olarak kabul etmişlerdir.

Gökçen (1981), Zara-Hafik Bölgesi'ndeki çalışmasında, Celalli-Karayün civarındaki Oligosen istifinin en üst seviyelerinde ve jipsli serilerin tabanındaki marnlarda bulunan fosillerin Miyosen yaşını gösterdiğini belirtmiştir. Eosen istifinin orta seviyelerinde de arazi gözlemlerine göre yanal devamlılığa sahip "Petrollü Kanal Dolguları" saptamıştır.

Gökçen (1982); Zara-Hafik ve Refahiye bölgelerindeki Eosen filişini incelediği çalışmasında, Refahiye alt basenine ait kumtaşlarının ağırlıklı olarak ultrabazik-ofiyolitik, Zara-Hafik bölgesi arenitlerinin ise asidik magmatik ve metamorfik kayalardan türediğini belirterek; Refahiye ve çevresinde okyanus kabuğu kayalarından, Sivas-Hafik yöresinde ise kıtasal kabuk kayalarından bir getirimin olduğunu öne sürmüştür.

Gökçen ve Kelling (1982), Zara-Hafik yöresinde, Oligosen'in havzada yaklaşık 900 m kalınlıkta olduğunu açıklayarak, dört bölümde incelemişlerdir. Ayrıca Selimiye Formasyonu'nun en üstte kırmızı renkli kumtaşı ve çamurtaşlarından meydana geldiği, bu düzeyin altında gri ve yeşil renkli çamurtaşları ile kumtaşlarının bulunduğu, bunların üzerinde koyu kahverenkli kumtaşlarının yer

aldığı, en altta da ince katmanlı mikritik kireçtaşları ile jipslerin varlığına değinilmiştir.

Tutkun ve diğ. (1988), Divriği yöresinin jeolojik, tektonik özelliklerinin ve yer altı zenginliklerinin incelenmesini amaçlayan çalışmalarında, bölgedeki en yaşlı birimin Üst Karbonifer-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları olduğunu ve bu kireçtaşlarının üzerinde de tektonik dokanaklı olarak ofiyolit serilerin ve bunların üzerinde de Eosen, Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökellerin bulunduğunu belirtmişlerdir. Bölgedeki granitoyitlerin yaşlarının Üst Kretase ile Eosen arasında çeşitlilik sunduğunu belirten araştırmacılara göre ofiyolitik seriler Üst Kretase yerleşim yaşına sahiptir. Yer altı zenginlikleri kapsamında demir, krom ve mangan yataklarını inceleyen araştırmacılar cevherleşmelerin kökenine dair yaklaşımlarda bulunmuşlardır.

Aktimur ve diğ. (1990); Sivas - Erzincan arasında yer alan Tersiyer havzasının çok karmaşık sedimanter ve tektonik özellikler sunduğunu, havzanın güneyinde Munzur kireçtaşı, kuzeybatısında Karaçayır formasyonunun yer aldığını ve bölgeye Alt Kampaniyen-Alt Mestrihtiyen aralığında Refahiye ofiyolitli karışığının yerleştiğini belirtmiştir. Ofiyolitli karışığın Üst Mestrihtiyen yaşlı karbonatlı sığ deniz çökelleri tarafından uyumsuzlukla örtüldüğünü, bu karbonatların Paleosen-Eosen yaşlı olistostromal filiş özelliğindeki derin deniz çökellerine geçtiğini, Oligo-Miyosen ve Alt-Orta Miyosen yaşlı kırıntılılar ve karbonatların daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örttüğünü ifade etmektedir. Bu kırıntılıların ve karbonatların denizel, lagüner ve karasal ortam koşullarında çökelmiş ve bölgede bu ortam koşullarının birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli olduğunu, Üst Miyosen yaşlı evaporitli kırıntılıların alttaki birimleri uyumsuz olarak örttüğünü ve Pliyo-Kuvaterner'in ise karasal çökellerle temsil edildiğini belirtmiştir.

İnan ve İnan (1990), Sivas Güneydoğusunda yer alan Gürlevik Kalkerlerini (Arpat 1964) incelemiş ve *Discocyclus seunesi* Douville, *Planorbtilina crete* (Marsson), *Daviesina danteli* Smith, *Rotaia trochidiformis* Lamarck, *Mississippina binktorstli* (Reuss), *Pseudolacazina oeztemueri* (Sirel) bentik foraminiferlerini içeren karbonatlar, Tanesiyen yaşında ve sığ-sakin deniz ortamında depolandığını ve karbonatların, paleontolojik, stratigrafik ve yapısal özellikleri bakımından Tecer

kireçtaşı formasyonunun (İnan ve İnan, 1987) yanal devamı olduğu belirlenerek, her iki birimin "Tecer formasyonu" adı altında birleştirilebileceği sonucuna varmışlardır

Korkmaz (1990), Sivas Havzasında, metamorfik ve ofiyolitik temel üzerine, yaklaşık 6000 m kalınlığında kırıntılı ve evaporitik bir isitifin yüzeylendiği ve Bozbel ve Kozluca Formasyonlarının hidrokarbon bakımından ana kaya olabileceğini belirtmiştir.

Özçelik ve Altunsoy (1992), Bolucan (Zara-Sivas) yöresinde Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu jips, kumtaşı, marn, ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur. Formasyonun egemen bileşeni olan kumtaşları üzerinde hafif, ağır ve kil minerali analizleri yapılarak sedimanter petrolojik özelliklerini incelemiştir. Kumtaşlarında klorit, illit ve kaolinit gibi kil mineralleri ile piroksen, klorit, biyotit,, muskovit ve demir oksitçe zengin opak mineraller gibi ağır mineraller belirlenmiş ve Van Andel (1958), Travis (1970) ile Folk ve diğ. (1970)' nin üçgen sınıflandırma diyagramlarına göre kumtaşları, sırasıyla grovak, kayaç parçalı kumtaşı ve litarenit olarak tanımlanmışlardır

Ocakoğlu (1999), Sivas Doğusunda yer alan Zara ve Bolucan bucakları civarında kırılmalı tektonikle açıklanamayan büyük tektonik hatları ve bir dizi sınımlı deformasyonu gözlemiştir. Sağlanan stratigrafik ve tektonik veriler, evaporitlerdeki sınımlı deformasyonun Geç Miyosen'de havza ölçeğinde K – G doğrultulu sıkışmanın ortaya çıktığını; olayın gerçekleşmesinde Oligosenyaşlı Hafik jipslerinin yayılımının anahtar rol oynamış olduğunu, ayrıca Geç Miyosen'de ortaya çıkan bazaltik volkanizmanın da evaporitlerde ağırlığı azaltıcı bir etmen olarak sürece katkıda bulunmuş olabileceğini belirtmiştir.

Özçelik (2000), Sivas havzasının organik jeokimyasal özelliklerinin değerlendirildiği çalışmada, Eosen Kozluca ve Bozbel formasyonlarının TOC oranlarının zayıf-çok zengin aralığında değiştiği, Tip III kerojenlerin egemen olduğu, Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu örneklerinin düşük TOC bileşimi, düşük Hidrojen İndeksi ve düşük olgunlaşma değeri ile karakteristik olduğu belirlenmiştir. Bu sonuçlar Eosen çökellerinin sıvı hidrokarbon için kaynak olamayacağını ancak yeterli olgunlaşma düzeyinde gaz türetebileceğini ve Oligosen ve Miyosen

sedimanları ise yeterince olgunlaşmadığını ve hidrokarbon türetme potansiyelleri bulunmadığını belirtmiştir.

Koşun ve Çiner (2002), Sivas Miyosen havzası birimlerinin zaman ve mekân içerisindeki ortamsal ve sedimenter özellikleri ile çökel evrimlerini belirlemek amacı ile Zara güneyinde yapılan detay çalışmalar sonucunda Erken Miyosen yaşlı Ağilkaya formasyonunun (1900 m), Karayün üyesi (alüviyal yelpaze ve akarsu çökelleri), Hafik üyesi (sabka jipsleri), Karacaören üyesi (sığ denizel çökeller) ile Erken-Orta Miyosen yaşlı Eğribucak formasyonunun (550 m), Sekitarla üyesi (akarsu çökelleri), olmak üzere 2 formasyon ve 4 üye ayırtlamıştır. Bu birimler 13 litofasiyes tanımlanarak incelenmiş ve anılan bu fasiyesler sığ denizel-lagün, gel-git ortamı, playa-sabka, alüviyal yelpaze ve akarsu ortamlarının değişik litolojilerini içermektedir.. Sivas havzasında geniş yayılım sunan ve yaşı tartışma konusu olan Hafik jipsleri, havzanın farklı kesimlerindeki gözlemlere dayanılarak, bu çalışmada (?)Oligosen - Alt Miyosen olarak kabul edilmiştir. Paleoakıntı değerlerinin Kuzey-Kuzeybatı yönünde yoğunlaşmış olması ve petrografik veriler, havzayı dolduran kırıntılı istifin, muhtemelen Güney-Güneydoğudaki bir ofiyolitik temelden beslendiğini belirtmiştir..

Çiftçi (2002), Sivas - Kızıldağ Ofiyolitlerinin eser element, Ni ve Au jeokimyasının incelediği çalışmasında, Refahiye Ofiyolitli Karmaşığı'na ait Kızıldağ (Sivas) Ofiyolitleri genel olarak ultramafik tektonit kesime ait serpantinleşmiş dünit ve harzburjit; verlit; gabro, piroksenli gabro, hornblendli gabro; mikrogabro; meta - bazalt ve spilitik bazalt'lardan olduğunu ve bunların, Neojen magmatizmasına ait aplit, granit, kuvars monzonit ve diyorit ile eş yaşlı volkanizma ürünleri olan andezit ve bazalt türü kayaçlar tarafından kesildiğini belirtmişlerdir. Ofiyolitler içinde yer yer 4630 ppm'e varan Ni zenginleşmelerinin, cevher mikroskopisi çalışmaları sonucunda linneit, bravogit, gersdorfit, millerit, hazlevodit ve pentlandit gibi nikel - sülfürlere bağlı olduğu tespit etmiş ve ultramafik kayaçlarda % 0.2 ila % 0.3 oranlarında bulunabilen Nikel'in % 0.46'ya varan zenginleşmeler gösterdiği, daha detaylı çalışmalar ile olasılıkla işletilebilir tenörlerde nikel zenginleşmelerinin bulunabileceği ortaya koymuştur.

Başbüyük, Yalçın ve Bozkaya (2009), Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nda Sivas'ın güneyinde serpantinleşmiş peridotitler içerisinde asbest yataklarını inceledikleri çalışmalarında, koyu yeşil renkli bozlaşmamış peridotitik ultramafik kayaların serpantinitle içerisinde mercerler biçiminde korunmuş olduğunu, grimsi yeşil, siyah renkli piroksenit, gabro ve diyorit daykaları ile kesildiğini belirtmişlerdir. Asbest oluşumlarının yan kayaların yaklaşık 100 m kalınlığındaki tabakalı ve 10-20 m kalınlığındaki breşik serpantinitle olduğunu ve tabakalı serpantinitlelerdeki asbest oluşumlarının, mm den 4 cm ye kadar ulaşan kalınlıkta genellikle birbirine paralel onlarca damardan oluştuğunu ifade etmişlerdir.

3. MATERYAL VE METOT

İnceleme alanı Zara - Divriği arasında bulunan İ39d3 - İ39d4 paftaları arasında bulunan 2100 hektarlık bir alanı kapsamaktadır. Bu tez kapsamında 2009 – 2010 yıllarında arazi öncesi literatur taraması ve çalışma konusu ile ilgili önceki çalışmaların derlenip incelenmesi, 2010 yılı yaz sezonunda arazi çalışması 2009 – 2010 yılı yıllarında laboratuvar ve tez yazımını kapsayan büro çalışması şeklinde yapılmıştır.

3.1. Materyal

Ofiyolitik kayaç grubu içerisinde oluşan metalik maden yatakları önem sırasına göre krom, bakır, nikel platin grubu mineraller (Pt, Pd, Rh, Ir, Ru ve Os) ve altın (listvenitleşmelere bağlı olarak) sıralanabilmektedir. Metalik maden yataklarının dışında endüstriyel ham madde olarak da manyezit, olivin (forsterit), krizotil, talk ve mermer (serpantinit, diyabaz) ofiyolit grubu kayaçlarla köken ilişkisi olan ve ekonomik olarak işletilebilenlerdir.

3.1.1. Krom Minerali

Krom, periyodik cetvelde VI A grubunda yer alan ve atom numarası 24 olan bir metalik elementtir. Doğada bilinen mineraller içerisinde krom elementi 82 adet mineralin içerisinde yer alabilmektedir ve bu mineralden sadece bir spinel (AB_2O_4) grubu mineral olan kromit ($FeCr_2O_4$) minerali ekonomik olarak önem taşımaktadır, fakat bu ideal bileşimde kromite doğada rastlanmaz. Bundan dolayı krom yatakları yerine kromit yatakları terimi kullanılmaktadır. Krom spinelin yapısında A^{+2} , (Fe^{+2} , Mg^{+2}) ve B^{+3} ; (Cr^{+3} , Al^{+3} , Fe^{+3}) değerli elementleri yer alır. Hemen her zaman Fe^{+2} bir miktar Mg^{+2} ile Cr^{+3} ise Al^{+3} ve Fe^{+3} ile yer değiştirir. Buna bağlı olarak kromitin formülünü (Fe, Mg) (Cr, Fe, Al) $_2O_4$ olarak belirtmek daha doğru olur. Bileşimindeki farklılıklar kromitin rengini, kristalografik yapısını ve görünümünü değiştirmedeğinden kimyasal analizi yapılmadan kromitlerin tenörünü (% Cr_2O_3) tahmin etmek mümkün olmaz. Kromit içerisinde kirlilik olarak bulunan Ni, Mn, Co,

V ve Ti elementlerinin varlığı cevherin değerlendirilmesinde önem arz etmezken, S ve P elementleri oldukça düşük değerlerde veya olmaması istenir. Cevher içerisindeki Si içerişi % 10'dan düşük olması gerekmektedir.

Ultrabazik kayalar içerisinde kromit mineralinin toplanmalarının ekonomik olarak işletilebilecek boyutta olduğu yer kromit yatağı olarak nitelendirilmektedir. Kromit cevherinin kimyasal bileşimi endüstrideki kullanım alanlarını belirlemektedir. Kimyasal analizlerdeki % Cr₂O₃ - Al₂O₃ ve SiO₂ miktarı ile Cr / Fe rasyo değeri göre metalürjik, kimyasal ve refrakter olarak üç grupta toplanır (Çizelge 3.1).

Çizelge 3.1. Kromit cevherinin kullanım alanlarına göre istenilen Cr/Fe rasyo değeri ve % oksit bileşim değerleri (Tathavadkar ve ark., 2004)

Kromit Cevheri Kullanım Alanı	Yataklanma Tipi	Cevher Bileşimi			% Kullanım Oranı
		%Cr ₂ O ₃	Cr/Fe	%SiO ₂	
Metalürjik/Yüksek-Cr	Podiform ve stratiform	46 - 55	>2 : 1	<3	80
Kimya/Yüksek-Fe	Stratiform	40 - 46	1.5 - 2 : 1	<1	15
Refrakter/Yüksek-Al	Podiform	33-38 ve %Al ₂ O ₃ 22-34	2 - 2.5 : 1	<1	5

3.1.2. Kromit Yatakları

Köken, jeolojik konum, mineraloji, doku ve kimyasal özellikleri bakımından kromit yatakları üç tipe ayrılır (Thayer 1960, Jackson ve Thayer 1972).

- Kıtalar içerisinde bazik intruzyonlara bağlı stratiform kromit yatakları,
- Alpin Dağ Kuşakları boyunca ultrabazik-bazik kaya topluluklarına (Ofiyolitlere) bağlı Alpin veya Podiform tip kromit yatakları,
- Eş merkezli iç düzene sahip ultrabazik kayalar topluluklarına bağlı kromit yatakları.

3.1.2.1. Stratiform Tip Kromit Yatakları

Kromitler, oluştuğu magmadan daha yoğundur. Bundan dolayı diğer erken oluşumlu mineraller gibi magma odasının tabanına tabakalı olarak çökler. Bir çok stratiform komplekslerde magma yerleşimi ve kristalleşmesi duraylı kratonik ortamlarda gerçekleşmiştir. Bu nedenle birincil magmatik özelliklerin tamamı korunmuştur. Bunlar daha sonra üst kabuğa yerleşmişlerdir.

Stratiform adı verilen bu masifler kratonik kıta içi bölgelerde oluşan derin kırıklar boyunca aniden yükselmiş ve üzerindeki litostatik basıncın kalkması ile önemli ölçüde erimiş manto malzemesinin ayrılaşması ile oluşmuş, tabanda ultramafik kayalardan üst seviyelerde granotoidlere kadar değişen çeşitli kayaç türlerini içeren, ortalama gabroyik bileşimli, tabakalı iç yapıya sahip, büyük boyutlu Prekambriyen yaşlı masiflerdir. Dünyada en önemli stratiform yatakları Bushveld ve Stillwater Kompleksleridir.

Stratiform kromit yataklarında kromit kristalleri çok küçük boyutlu olup % Fe_2O_3 içerikleri yüksek (%10-24), % Al_2O_3 içerikleri çok düşük, % MgO /% FeO oranının düşük (3/5 ile 1/1 arasında), % Cr_2O_3 / % Fe_2O_3 oranının düşük, % Cr_2O_3 / % Al_2O_3 oranını yüksek olması ile karakteristiktirler.

3.1.2.2. Podiform Kromit Yatakları

Ofiyolitler içerisindeki kromit kütlelerinin oluşumu ve ofiyolit içerisindeki konumları ile ilgili bir çok görüş bulunmaktadır. Bu görüşlerin tamamında podiform kromit kütlelerinin MOHO zonu altında tektonitler içerisinde oluşabileceği, teorilerin ana ortak noktası yönünde idi. Fakat Dünyada üzerinde en çok çalışma yapılan ofiyolit olarak tanınan Oman Ofiyolitinde, Arai ve ark. (2004) de yapılan bir çalışmada, levha dayklarının tabanı ile üst gabro zonu arasındaki bölge içerisinde podiform kromit kütleleri bulunduğu bildirilmektedir. Yazarlar burada bulunan kromitleri “ Üst Kabuk Podiform Kromitleri (Upper Crustal Podiform Chromitite) ” olarak adlandırmaktadırlar.

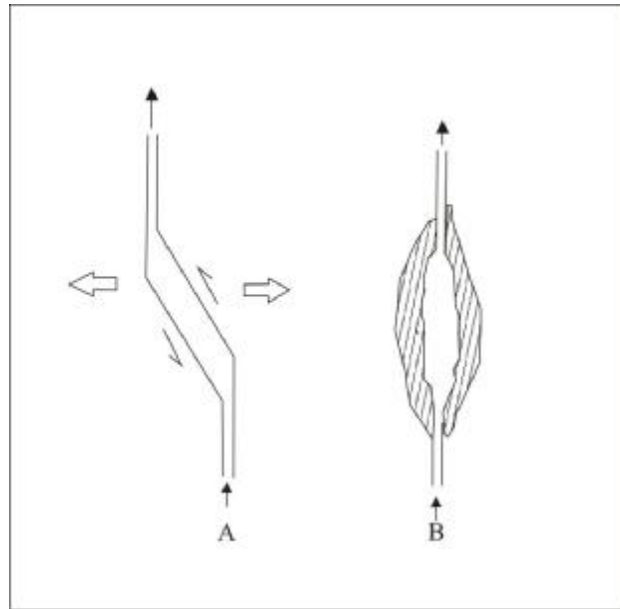
Tektonitler içerisindeki podiform kromit kütlelerinin oluşumlarıyla ilgili farklı görüşler bulunmaktadır. Stratiform tip kromit yataklarının oluşumu ile ilgili olan kümülat süreçler ve jeosenkinal teorisi podiform tip kromit yataklarına uyarlandığında; podiform kromit yatakları, süper kompleksler içinde üst mantonun kısmi ergimesi sonucu oluşan bazik magmanın, mantonun üst kısmında meydana gelen magma odasında stratiform intrüzyonlarda olduğu gibi yoğunluk farklılaşması sonucu bantlar şeklinde oluşur (Engin, 2001). Moutte (1982), kromit bantlarının oluşumunu bazik magmanın farklılaşarak kristallenmesi sırasında, ani basınç düşmesi sonucu eriyiğin Cr bakımından çok doygun hale gelmesiyle açıklamaktadır. Farklılaşarak oluşan bu birimlerin kabuk içine sıcak lapalar şeklinde sokuldukları düşünülmektedir (Thayer, 1969).

Yeniden yerleşim sırasında katı haldeki kromit bantları kopup parçalanmakta, oluşan yapılar içinde kendi yeni konumlarını kazanmaktadır. Olivin, piroksen gibi silikat mineralleri yeniden kristallenmeye uğrarlar ve böylece mozaik dokusu gelişir. Olivinlerde deformasyon şeritleri ve piroksenlerde bükülme bantları meydana gelir. Kromitler kataklazmaya uğrarlar (Raleigh, 1967). Bu oluşum modeli, okyanus tabanı yayılma modeline uyarlandığında; okyanus tabanı yayılma merkezleri altında üst mantonun kısmi ergimesi sonucu oluşan magma odalarında kromit kütleleri, kromit kristallerinin magma odası tabanında kümülat süreçlerle (kristal çökeli) birikimleri meydana geldiği sonucuna ulaşılabilir. Burada kromit kütleleri eş zamanlı dunitlerle beraber bulunur. Bu modelde kısmi ergime sonucu geride kalan çoğunlukla harzburjit mineralojisindeki tektonitler içinde büyük kromit kütlelerinin ilksel ilişkili olarak bulunuşları teorik olarak açıklanmaktadır.

George (1978) ve Greenbaum, (1972) 'e göre ,tektonit harzburjitler içindeki kromit yataklarının bulunuşunu dunit, bant ve mercikleri ve bunların içinde yer alan kromit kütleleri, üstteki kümülatlar içinde oluşmuşlardır. Magma odası tabanındaki düzensizliklere bağlı olarak dunit ve kromitler kristal çökeli ile eşzamanlı deformasyona uğrarlar. Magma odasında, bu plastik deformasyon sürecinde, kümülat istifin tabanının ve kalıntı üst manto harzburjitlerini etkileyen kapalı derin kıvrımların geliştiği ve bu kapalı derin kıvrımlar, üstte kümülatlar içinde gelişmiş olan dunit ve kromit yataklarını harzburjitler içine taşımıştır

Dickey (1975)'e göre; podiform kromitler, kuramsal olarak tektonit-kümülat sınırı boyunca dunitler içinde magma ayrılma kuşağında kümülat süreçlerle meydana gelmişlerdir. Daha alt kesimlerde harzburjitler içinde bulunan kromit yataklarının varlığı, üstte tektonit-kümülat sınırında oluşan kromit bant ve merceklerinin ağırlıkları nedeniyle altta harzburjitler içine batmış olmalarıyla açıklanmıştır.

Peridotit diyapiri içindeki boşluğu dolduran bazaltik magma ile boşluğun duvarları arasındaki, ısı farkı nedeniyle burada konveksiyon akımı gelişmektedir. Kristallenen tanelerin gelişen konveksiyon akımı üzerine izleyecekleri güzergah ağırlık farkı nedeniyle farklı olacaktır. Bu da tanelerin birbirleriyle karışmasına, çarpışmasına neden olmaktadır. Böylece birbirleriyle temas eden kromit taneleri uygun kristal köşe ve kenarından başlayarak büyümekte ve taneler topluluğu veya nodüller meydana gelmektedir. Burada biriken kromit taneleri, içinde buldukları boşluğun şekline uygun olarak kromit kütlelerini meydana getirmektedir (Şekil 3.1) (Lago ve ark., 1982).



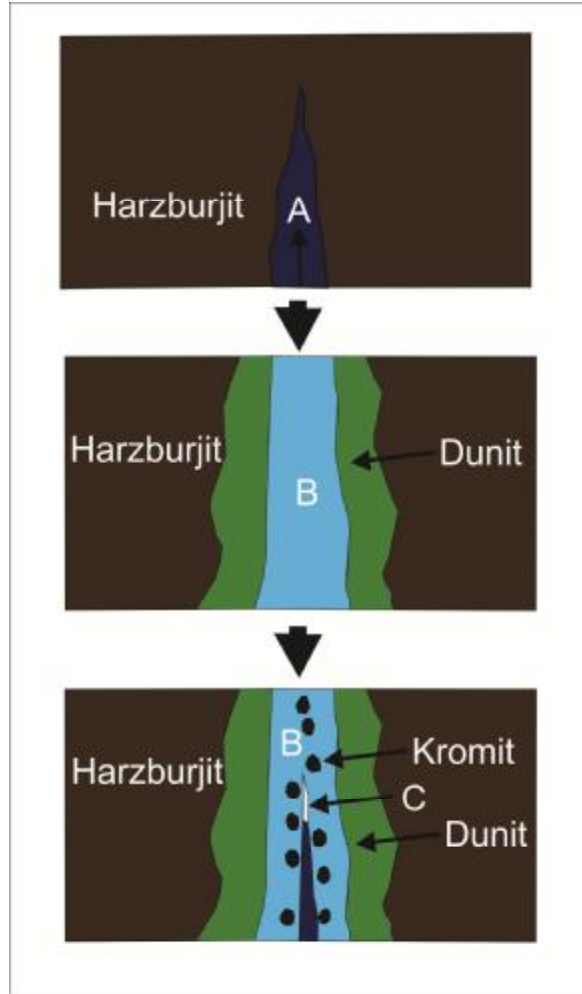
Şekil 3.1. Peridotit İçinde Bazaltik Magmanın Dayk Şeklinde Sokulum Yaptığı Kırıklar Boyunca Boşluk Oluşturma Modeli. A) Tansiyon Kırığında Makaslanmayla Eşzamanlı Boşluğun Meydana Gelmesi. B) Tamamen Kristalleşmiş Olan Eski Boşluğa Yeni Magma Getirimi (Lago ve Ark. 1982).

Yan kayaç - ergiyik tepkimesindeki değişimler, kromit kristallenmesi, magma karışımı ve ergiyik bileşiminde birçok değişimlere ve dalgalanmalara sebep olmakta ve bunun sonucunda da bir kromit kütlesinde masif ve saçınımlı kromit bantları ve faz bantlanmaları meydana gelmektedir. Magma ve yan kayaç denge durumuna ulaşp, kayaç-ergiyik reaksiyonun durması sonucunda, kromit ve olivin kotektik olarak kristallenmekte ve sacınımlı kromitler meydana gelmektedir. Farklılaşmış magma ile ilksel yeni magmanın karışması, eriyiği tekrar kromit kristallenme ortamına taşıyacaktır (Zhou ve ark., 1996).

Podiform kromit kütlelerinin etrafında bulunan dunit kılıfı, boşluğu dolduran bazik magmanın, boşluğun cidarları boyunca kimyasal tepkimeye girmesi ve harzburjitin ortopiroksenlerin olivine dönüşmesi sonucu gelişmektedir. Dunit kılıfın kalınlığı bazik magmanın ve harzburjitin ortopiroksenlerin bileşimi ve tepkimenin süresiyle bağlantılı olarak değişmektedir (Lago ve ark., 1982).

Bazaltik magmanın harzburjitin ortopirokseniyle reaksiyonu sonucu, krom spinel kristallenmesinin yoğun şekilde geliştiği, ancak piroksenitin ortopiroksenitin bazalt magmasıyla tepkimesi sonucunda ise, hemen hemen hiç veya çok az krom spinel meydana gelmektedir. Alkali bazalt magması aynı olduğuna göre, gözlenen farklılık ortopiroksenlerin farklılığında kaynaklanmaktadır. Bu durum, harzburjitlerin ortopiroksenlerin (Cr) içeriğinin fazla (Al) içeriğinin az, lertzolitlerin ortopiroksenlerin (Cr) içeriğinin az (Al) içeriğinin fazla oluşuyla izah edilmektedir (Arai, 1997).

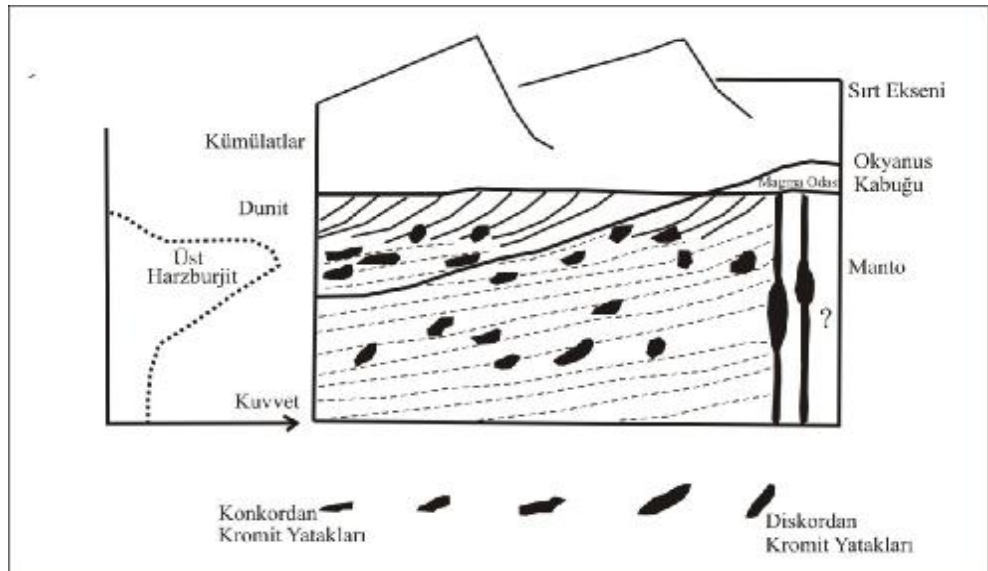
Yan kayaç peridotitinin (Cr+Al) içeriği kısmen de olsa bazaltik magma tepkimesi sonucu oluşabilecek kromit kütlesinin boyutunu kontrol eden etmendir. Podiform kromit kütlelerinin boyutu, bazik magma ile tepkimeye giren harzburjitin mineralojisi ve ortopiroksenlerin bileşimi ile doğrudan ilgilidir. Harzburjitin (Cr) içeriği de önemlidir. Cr oranı, %0.4 - 0.6 olanların kromit oluşumu için en uygun olduğu düşünölmektedir (Şekil 3.2) (Arai, 1997).



Şekil 3.2. Manto Eriyik Etkileşimi Esnasında Podiform Kromit Yerleşimini Gösteren Bir Model. Harzburjit ve Harici Eriyiğin Etkileşimi Sonucu Oluşan Silisçe Zengin İkincil Eriyik (B), Spinelce Aşırı Doygun Bir Eriyik (C) Oluşturmak İçin Sonradan Ortama Giren Eriyik (A) İle Karışabilir. Bu Melez Magma (C) İçinde Spinel Grubuna Ait Oluşabilecek Tek Mineral Kromittir (Arai ve Yurimoto, 1994)

Peridotit içinde yükselen bazik magmanın derinlerdeki yükseliş hızı nispeten fazla olduğundan bazik magma-peridotit tepkimesi için yeterli süre olmamakta ve yeterli kromit kristallenmesi meydana gelmemektedir. Derinlerde düşey konumlu magma ceplerinde genelde dunit mercekleri ve bu mercekler içinde ancak kromit segregasyonları gelişmektedir. Tektonitler içinde kanallar boyunca yükselen bazik magmanın yükselme hızı üst kesimlere doğru giderek azalmakta ve kendi itici gücüyle yan taşı parçalayıp yükseleceği yolu artık açmamaktadır. Bu kesim çoğunlukla manto-kabuk geçiş kuşağına denk gelmektedir (Nicolas, 1989). Bu nedenle kromit kütlelerinin daha çok manto-kabuk geçiş kuşağına yakın kesimlerde

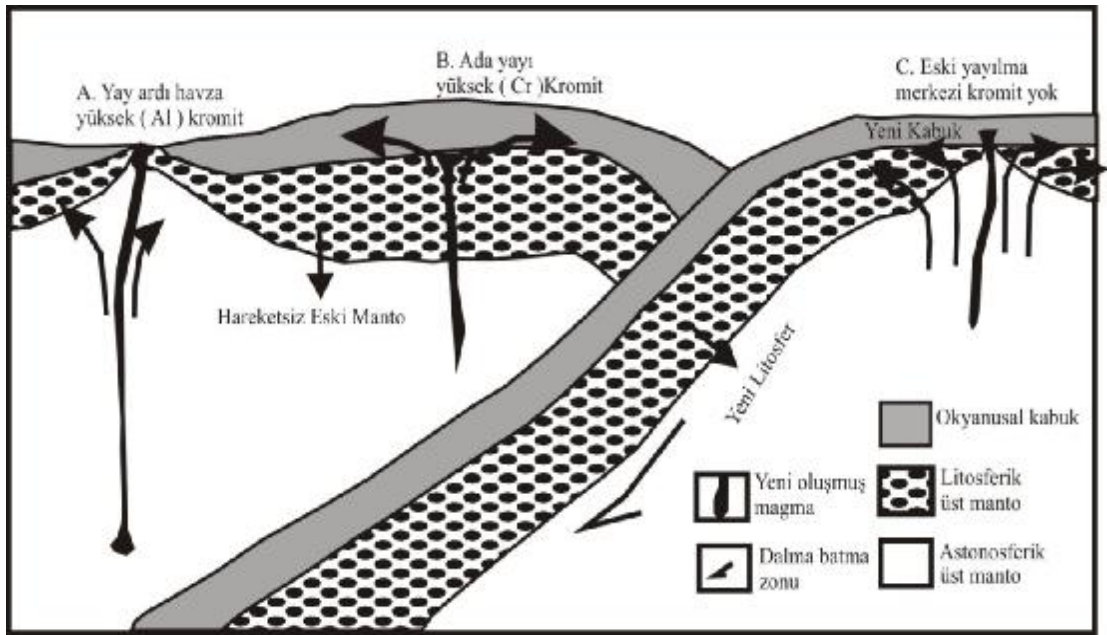
harzburjitler içinde geliştikleri düşünülmektedir. Bu yaklaşım daha önceden ileri sürülen ve podiform kromit kütlelerinin kümülat-tektonit sınırından itibaren ilk 100 m içinde tektonit harzburjitler içinde bulduklarını ifade eden arazi gözlemlerine dayanan görüşle de uyumludur (Thayer, 1969., Moutte, 1982., Stowe, 1987). Dik ve dike yakın konumdaki kanal ve boşluklarda oluşmuş kromit kütleleri, dunit damarları oluşumlarını takiben yukarı doğru hareketleri sırasında konveksiyon akımları ve okyanus tabanı yayılması sonucu giderek çıkış kanallarının olduğu yerden uzaklaşırlar. Uzaklaştıkça da yavaş yavaş dikten yatay konuma geçerler ve içlerinde yer aldıkları peridotitin iç yapısıyla uyumlu konum kazanırlar (Lago ve ark., 1982, Stowe, 1987) (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Hareket Halindeki Yayılma Sırtı Altında Üst Okyanus Mantosu İçinde Kromit Kütlelerinin Oluşumu ve Gelişimi (Lago ve Ark., 1982)

Kromitlerin genelde meydana geldiği üst manto ve kabuk-manto geçiş kuşağında kromitler oluştuğundan sonra kalıntı eriyikler hala sıcak ve hareket kabiliyetine sahiptirler. Bunlar, kromiti ve etrafındaki dunit kılıfını ve tüketilmiş harzburjiti bırakarak süzülüp daha yukarılara hareket ederler. Bazı magmanın türediği kaynak ile üst kesimlerde tepkimeye girdiği kısmi ergimeye uğramış manto malzemesinin farklı olduğu durumlarda, bazı magma ile peridotit arasındaki tepkime daha şiddetli olacaktır. Buna bağlı olarak da kromit oluşumu ve birikimi daha fazla olacaktır (Zhou ve Robinson, 1997).

Dalma Batma Zonu (Supra-subduction Zone, SSZ), farklı ada yayı jeokimyasına ve okyanus kabuğuna sahiptir. Okyanus tabanı yayılması sonucu alta dalan okyanus litosferin üstünde gelişmektedir (Şekil 3.4). Bunlar okyanus ortası sırtı ofiyolitlerinde yalnızca jeokimyası yönüyle değil, manto kesimlerinin daha fazla tüketilmiş olması, içlerinde podiform krom yataklarının daha çok bulunması, kümülat kesimde verlitlerin oranının trokitlerden daha fazla olması ile dikkat çekerler (Arai, 1997). Dalma batma zonu ofiyolitleri, manto diliminin alta dalma aşamasının başlangıç safhasında ve ada yayı oluşumunda önce meydana gelmişlerdir. Okyanus içi dalma sonucunda oluşan magma boninitik bileşimlidir (camsı, modal feldispat içermeyen, olivin, bronzit, andezit). Bu magma manto dilimi içinde bileşimine H₂O almış okyanus litosferin kısmi ergimesi sonucu oluşmuştur. Manto diliminin alta dalması devam ettiği sürece magmanın bileşimi ada yayı toleyitine değişim gösterir (Pearce ve ark., 1984).



Şekil 3.4. Podiform Kromit Yataklarının Oluşumunun Tektonik Ortamlarla Olan İlişkisi(Zhou ve Robinson, 1997)

Levha tektoniği kavramından hareketle yukarıdaki bilgilerin ışığında, podiform kromitlerin boninitik bileşimli bazik eriyiklerin tektonit harzburjitlerle tepkimesi sonucu oluştuğu görüşü ağırlık kazanmaktadır. Kromit kütleleri,

boninitik magmanın yukarı doğru hareketi ve daha önceki okyanus ortası sırtı tipi peridotitle daha sığ derinlerde tepkimesi sonucu meydana gelmişlerdir. Kromit kütlelerini oluşturan kromit taneleri içlerinde sıvı kapanımlarının bolluğu ve su içeren minerallerin fazlalığı ile dikkat çekerler. Bu da ana magmanın su oranının fazla olduğunu ve oluşumların dalma batma zonu' nda geliştiğini göstermektedir. Podiform kromitler, ada yayı ve yeni oluşan yay gerisi yayılım merkezleri gibi başlıca iki tektonik ortamda meydana gelmektedirler. Okyanus ortası sırtlar gibi eski yayılma merkezlerinde podiform kromitlerin oluşması pek beklenmez. Diğer bir ifadeyle, okyanus ortası sırtı ofiyolitlerinin manto kesiminde bulunan kromitler küçük boyutludur. Ekonomik boyuttaki kromit yatakları Dalma Batma Zonu ofiyolitler ile ilişkili olarak bulunmaktadır (Zhou ve Robinson, 1997).

Eş oluşumlu kromitlerin ekonomik olarak bir önemi yoktur. Bu tip cevherlere en tipik örnek Alaska' daki cevherleşmeler verilebilir.

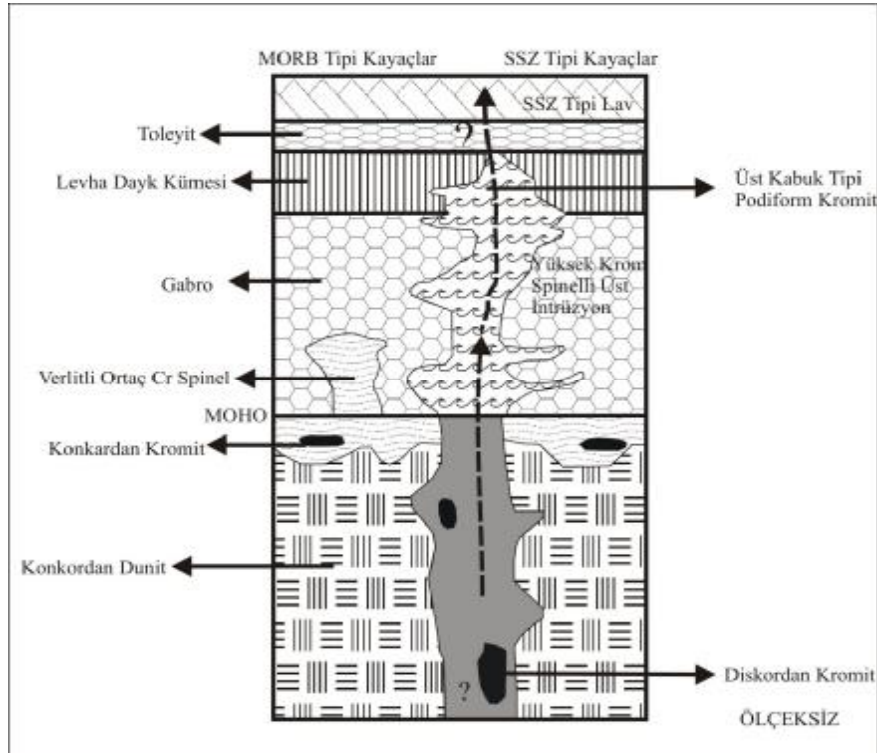
3.1.2.2 Üst Kabuk Podiform Kromit Yatakları

Oman ofiyoliti MORB (mid –ocean - ridge - okyanus ortası açılım) ve SSZ (supra-subduction zone-dalma-batma zonu) bileşeninden meydana gelmektedir. Üst kabuk bölümü kromit kütleleri üst intrüzyon dunitleri içerisinde ssz kayaları bölümündedir(Arai ve ark. 2004).

Arai ve ark.,(2004)., Oman Ofiyolitindeki yaptıkları araştırmada yeni bir tip olarak Üst Kabuk Podiform tipi kromit kütleleri bulunduğunu bildirmektedirler. Yazarlara göre bu kromit kütlelerin genel özellikleri:

- Levha dayk sistemi ve gabroların üst zonu arasında (Şekil 3.5),
- Podiform kromit kütleleri 30 cm den küçük düzensiz yuvarlıgımsı yapılar şeklinde,
- Kromit kütleleri, gabroyik kayaların ağısı yapısıyla çevrili dunitik kayaç içerisinde,
- Kromit kütleleri içerisinde tabakalanma ve derecelenme benzeri yapılar gözlenmez,

- MOHO zonu altında bulunan diğer podiform kütlelerine nazaran ofiyolitlerin tavanına çok yakın konumlu bulunurlar,
- Kromit kütlesi, küçük feslik ve gabroyik kayaç oluşturan mineraller ile dunit içerisindedir,
- Stratiform kromit kütlelerinde matriksi plajiyoklas ve klinoproksen oluştururken podiform kromitin matriksini oluşturan dunit aynı zamanda kromit kristalleri içinde inklüzyonlar halinde bulunur.
- Üst kabuk kromitleri bu yönüyle stratiform tipi kromitlere benzemekte,
- Kromit minerallinin (Ortalama, $Cr_2O_3+Al_2O_3 = 58.08$) değerlerinin manto normal kromitler içerisindeki değerlerle (Manto Kromitleri ortalama $Cr_2O_3+Al_2O_3 = 69.01$) karşılaştırıldıklarında oldukça düşük olduğunu,
- $Cr/(Cr+Al)$ oransal değerinin ortalama 0.6 olduğunu,
- Kromit kristali içerisindeki TiO_2 değerinin % 1-3 arasında değiştiğini bildirmektedirler.



Şekil 3.5. Oman Ofiyoliti İçerisindeki Üst Kabuk Podiform Tipi Kromitlerin Konumunu Gösteren Dikme Kesit (Arai ve ark. 2004).

3.2 Metot

3.2.1. Laboratuvar alışmaları

Çalışmanın bu aşamasında, araziden derlenen el örneklerinin ince kesitleri hazırlanmış ve polarizan mikroskop altında mineralojik ve petrografik açıdan incelenip, her örnek içinde minerallerin yapıları ve dokuları gözlenip, Jeoloji Bilimleri Uluslararası Birliği (IUGS) tarafından yayımlanan diyagramlar kullanılarak mineral isimlendirmesi yapılmıştır. İnce kesitlerden uygun kesitlerin polarizan mikroskop altında tek nikol ve çift nikol görüntüleri alınmıştır. Bunun yanında kromit örneklerinden toplam 14 adet kromit rneği ana element ve eser element analizleri ALS Analytical Laboratories LTD. (KANADA) laboratuvarlarında yaptırılmıştır.

3.2.2 Büro alışmaları

Elde edilen analiz sonuçları ve saha verileri bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Verilerin matematiksel değerlendirilmesi için Microsoft Excel, haritalar için NetCAD 5 ve grafik çizimleri ise CorelDRAW X5 bilgisayar programları kullanılarak yapılmıştır.

Tüm elde edilen veriler Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü yüksek lisans tez yazım kurallarına göre tez yazımı Microsoft Word programı kullanılarak yazılmıştır.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

Bu bölümde Zara - Beypınarı bölgesinde yüzeylenen birimlerin genel jeolojisi ve ofiyolitler içerisinde bulunan krom cevherleşmelerinin jeokimyasal ve petrografik özellikleri incelenmiştir.

4.1. Genel jeoloji

Çalışma alanında yüzeylenen birimler, Üst Kretase yaşlı ofiyolitler, Paleosen yaşlı Gürlevik Kireçtaşları, İpresiyen yaşlı Bahçecik Konglomerası, Lütésiyen yaşlı Bozbel Formasyonu ve Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonundan oluşmaktadır. (Şekil 4.1).

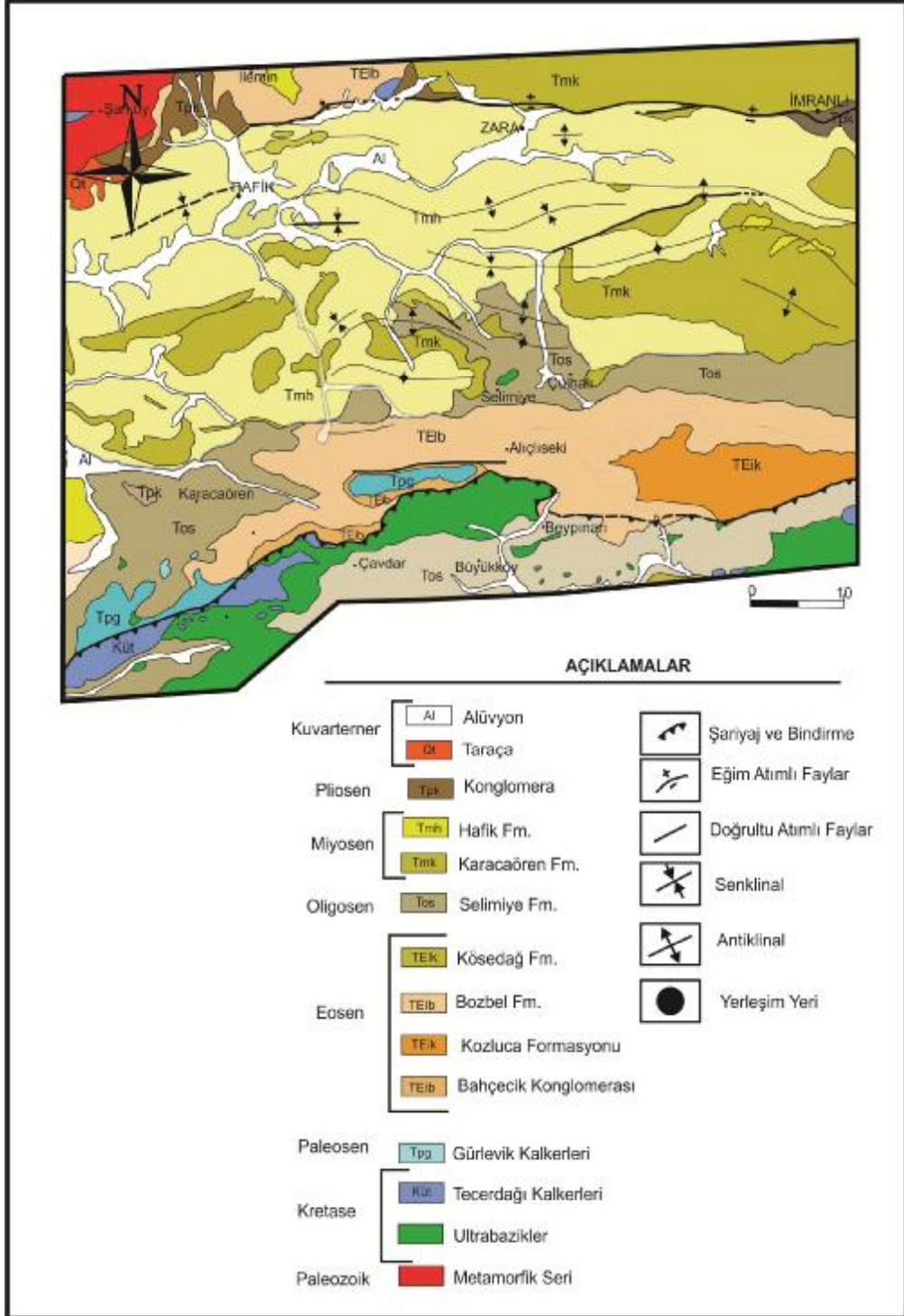
4.1.1. Divriği Ofiyolitli Karışığı

Ulaş - Divriği arasında yüzeyleyen ve genelde lerzolit, harzburjit ve dunit türü ultramafiklerin yanı sıra; bunların bozuşma ürünü serpantin ile az miktarda kireçtaşı ve radyolarit gibi sedimanter kayalardan oluşan ve bu kayaların genellikle serpantinleşmiş peridotitik bir matriks içinde tektonik dokanıklı olarak bir araya gelmeleri ile oluşan allokton birimler, ilk kez Bayhan ve Baysal (1981, 1982) Güneş Ofiyoliti; daha sonra Öztürk vd. (1988) tarafından Divriği Ofiyolitli Karışığı olarak tanımlanmıştır.

Orta Anadolu'nun doğusunda yer alan Geç Kretase yaşlı Divriği ofiyoliti tabandan tavana doğru ofiyolitik melanj, metamorfik dilim ve okyanusal litosfer kalıntılarını içermektedir. Ofiyolitik melanj tabanda Erken Karbonifer-Kampaniyen yaşlı Munzur Kireçtaşlarını (Toros platformu) bindirmeli bir dokanıklı üzerler ve tavandaise metamorfik dilim tarafından tektonik dokanıklıdır. Metamorfik dilim amfibolit, plajiyoklaslı amfibolit, plajiyoklas-amfibol şist, plajiyoklas-epidot-amfibol şist ve kalk-şist kayaları ile temsil edilmektedir. Okyanusal litosfer kalıntıları volkanikler hariç tam bir kesit sunarlar ve manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, izotropik gabrolar ve levha daykları ile temsil edilirler. İzole dayklar

metamorfik dilim ve manto tektonitlerini değişik yapısal seviyelerde keserler (Parlak vd. 2006).

Divriği Ofiyolitlerine ait stratigrafik kesit EK-1' de verilmiştir.



Şekil 4.1. Zara - Hafik - İmranlı Bölgesinin Genel Jeoloji Haritası (Kurtman, 1975)

Üst Kretase yaşlı Divriği Ofiyolitli Karışığı çalışma alanının en yaşlı birimidir. Çalışma alanında ofiyolitler, Gürlevik Kireçtaşlarının üzerine tektonik olarak gelmektedir. Gürlevik Kireçtaşlarının üzerine diskordans ile gelen Bahçeçik Konglomerası, bol miktarda ofiyolitik malzeme içermektedir (Kurtman, 1975).

Bölgede ofiyolitler dunit, harzburjit, rodenjit daykları ve breşik serpantinlerden oluşmaktadır. Bu kayaç grublarında ileri derecede serpantinleşmiş olarak gözlenmektedir. Ayrıca bölgede dunitler içerisinde kromit ve asbest damarları da bulunmaktadır.

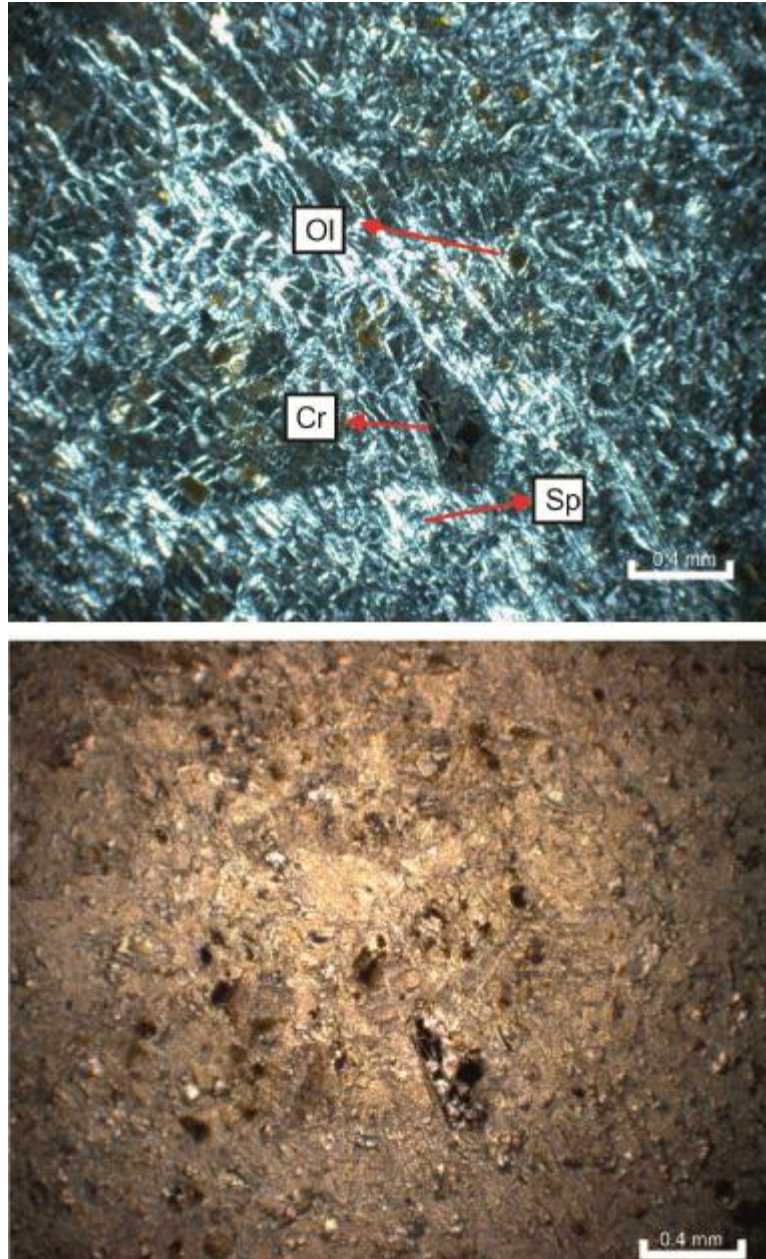
4.1.1.1. Serpantinize Dunitler

Çalışma alanında harzburjitler ile birlikte çok geniş bir alan kaplamaktadırlar. Altere olmuş durumlarda sarı veya sarımsı kahverengine, topoğrafyadan daha alt kotlarda ise koyu yeşil renkli gözlenmektedir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Serpantinize Dunitlerin Arazi Görünümü

Dunitler, petrografik analizlerde serpantinleşmiş ve elek dokusuna sahiptir. Genel olarak serpantin, az miktarda olivin ve kromitten oluşmaktadır (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. Serpantinize Dunitlerin ift ve Tek Nikol Görünümü (Ol: Olivin, Sp: Serpantin, Cr: Kromit)

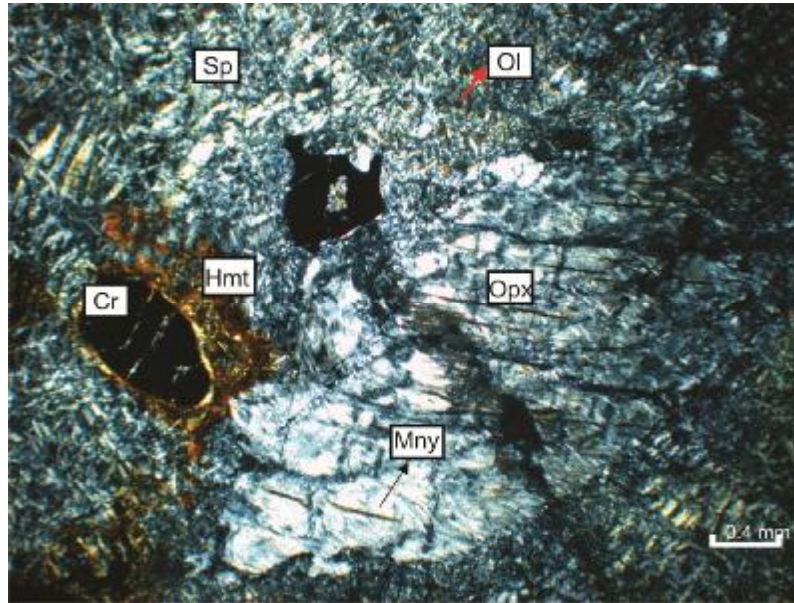
4.1.1.2. Serpantinize Harzburjitler

Çalışma alanında harzburjitler koyu kahverengi görünümdedir. Harzburjitler arazide dunitlere ve breşik serpantinilere nazaran daha az yer kaplamaktadır. El örneklerinde içerisinde piroksenler ve çatlakları boyunca asbest damarları gözlenmektedir (Şekil 4.4).

Harzburjitler, petrografik analizlerde dunitlerde olduğu gibi serpantinleşmiş Şekilde gözlenmektedir. İri ortopiroksenlerin, yanında serpantinler ve kenarları boyunca martitleŐmiŐ kromitlerden oluşmaktadır. Ayrıca kromitlerde pull-apart dokusu gözlenmektedir. Ortopiroksenlerin dilimleri boyunca manyetitleŐme gözlenmektedir (Şekil 4.5).



Şekil 4.4. Arazide Harzburjitlerin Görünümü



Şekil 4.5. Serpantinize Harzburjitlerde Kromit Tanelerinin Kenarlarında Gözlenen MartitleŐme ve Kromitlerde Pull-Apart Yapısının Görünümü. (Opx: Ortopiroksen, Mny: Manyetit, Hmt: Hematit)

4.1.1.3. Rodenjit Daykđ

Rodenjitlerin oluşunu ile ilgili birçok teori ortaya atılmıştır. Örneğin Marshall rodenjitlerin magmatik diferansiyasyon ürünü olduğunu, Graham (1917), Benson (1926), Grange (1927), Turner (1933) magmatik hidrotermal eriyikler etkisi ile kuvvetli basıncđ altında ve metazomatizma sonucu meydana geldiğini, Miles (1951) ise gabro dayklarının granatlaşmasını bazik magmanın son ürünleri olan yüksek sıcaklıktaki eriyikler etkisiyle oluştuğunu ileri sürmüştür.

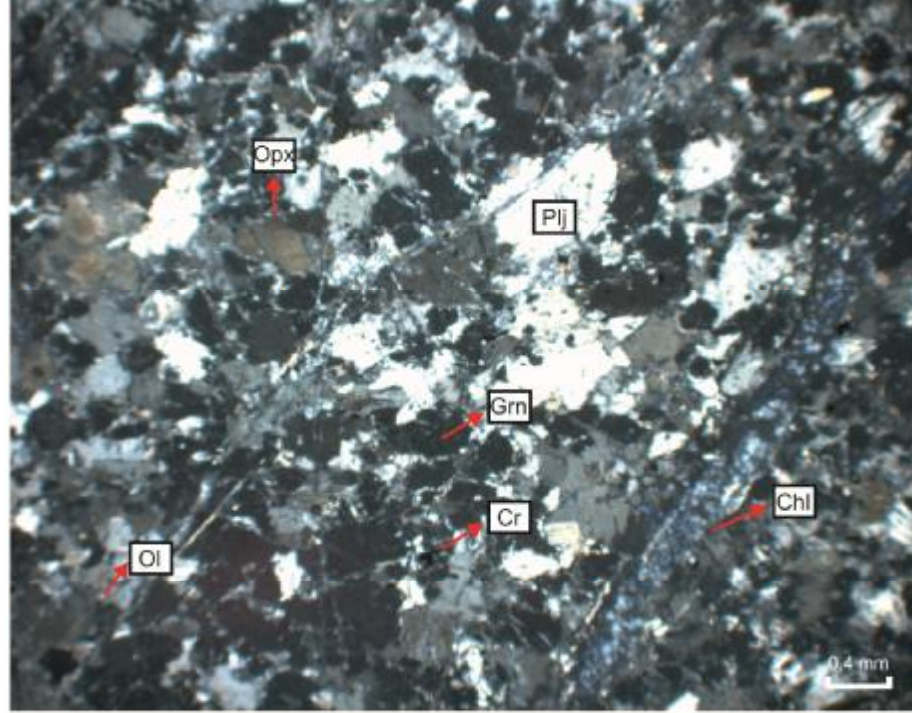
Rodenjitler saha geneline bakıldığı zaman dunit ve harzburjitlere nazaran daha az bir yer kaplamaktadır. Dayk şeklinde gözlenen rodenjitler arazi gözlemlerinde orta kesimleri beyaz renkli, kenar zonları ise kloritleşmeden dolayı yeşil renkte gözlenmektedir (şekil 4.6).



şekil 4.6. Arazide rodenjit daykđnđn görünümü

Rodenjitler petrografik analizlerde olivin, piroksen, kalsitleşmiş plajyoklas,

klorit ve kromitten oluşmuş şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.7)

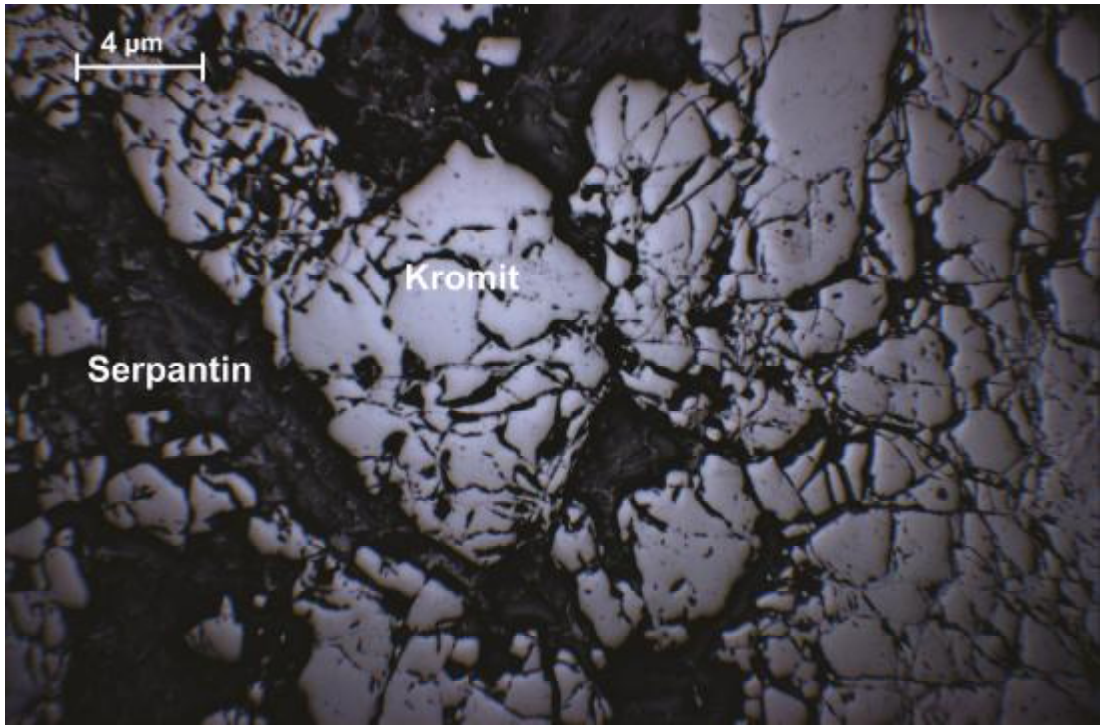


Şekil 4.7. Rodenjit daykının çift nikol ve tek nikol görünümü (Plj: Kalsitleşmiş plajyoklas, Grn: Granat, Chl: Klorit)

4.1.1.4. Kromit

Çalışma alanında kromitler, yüzeyde ince birkaç damar şeklinde gözlenmekte ve serpantinize dunitlerle keskin dokanıklıdır. Kromitler genellikle masif, az miktarda nodüler ve saçınımlı olarak gözlenmektedirler. Masif cevherlerin ortalama tenörü %43'tür. Kromitler el örneklerinde iri kristalli görünmektedir

Cevher mikroskobisinde kromit taneleri yarı özşekilli veya özşekilsiz görünmekte ve deformasyonlara bağlı kataklastik doku sunmaktadır. Gang mineralleri genellikle serpantinlerdir . Kataklastik doku, etkin deformasyon geçirmiş ve şiddetli basınç ve sıcaklığa maruz kalmış kayalarda gözlenmektedir. Bu dokularda, eziklenme, tanelerin kırılanması ve mineral dönüşümleri izlenir (Uz, 1999) (Şekil 4.9).



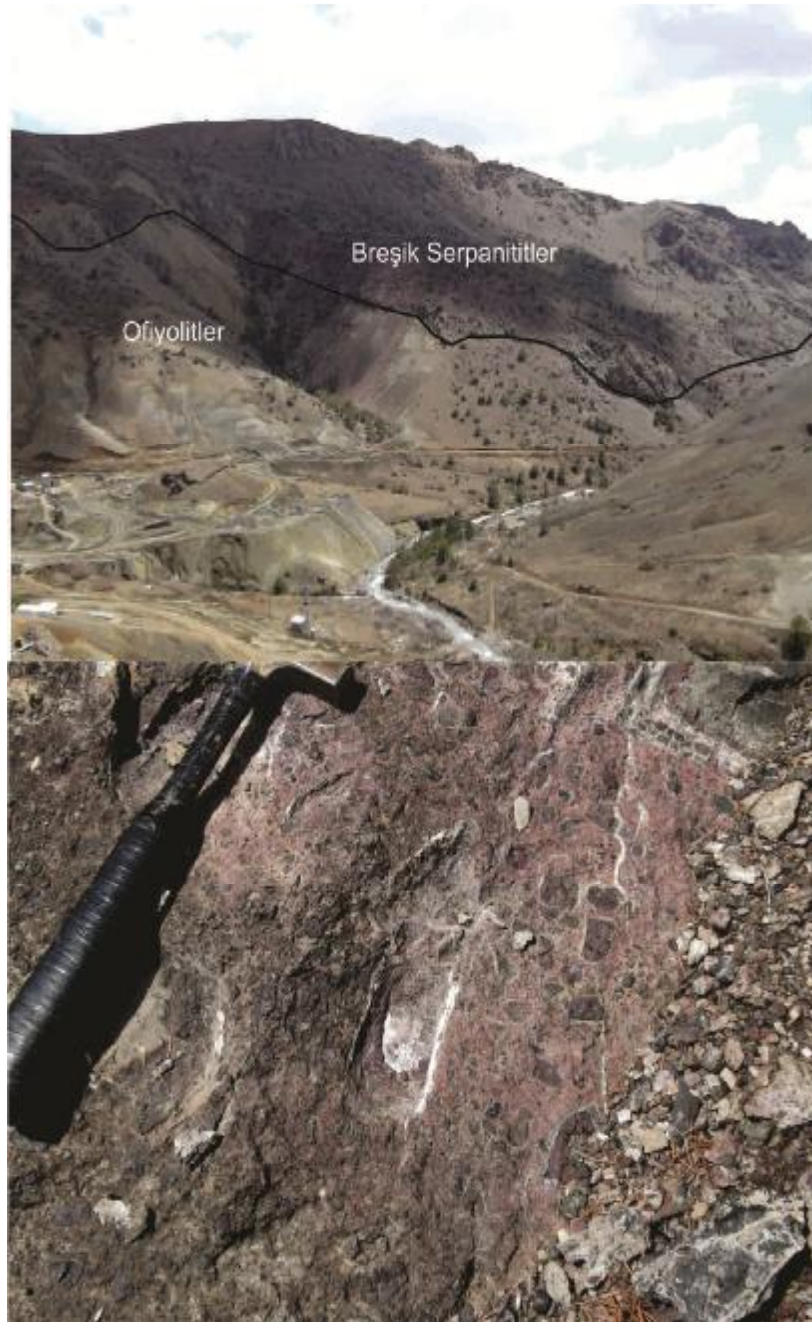
Şekil 4.8. Cevher Mikroskobunda Kromit Tanelerinin Görünümü

4.1.1.5. Breşik Serpantinitler

Breşik serpantinler tüm ofiyolit istifin üzerinde olup bünyesinde birçok mineral bulunmaktadır. Genel olarak hamur maddesi serpantinlerden oluşurken çakıllar

olivin ve piroksenden oluşur ve bunların yanı sıra ince ağlar Şeklinde asbestler gözlenmektedir (Şekil 4.9).

Artan ve Sestini (1971), breşik serpantinlerin kökeninin tektonik olduğunu kabul etmiş. Bu tip serpatinlerin, serpantin akıntıları ile meydana geldiği ne sürmüşlerdir.



Şekil 4.9. Breşik Serpantinlerin Arazi Görünümü

4.1.1.6. Asbest Damarları

Asbest mineralleri; yapılarına bağlı olarak serpantin asbest ve amfibol asbest olmak üzere iki gruba ayrılırlar. Serpantin-asbest minerali krizotil olup, bu mineral beyaz asbest olarak bilinmekte ve lifleri 10-12 cm uzunluğundadır. Amfibol-asbest mineralleri amozit (grüneritin lifsel türü), krokidolit (ribekitin lifsel türü), tremolit, aktinolit ve antofillit olup; bunlardan son üçünün ekonomik önemi yoktur (Deer vd., 1992).

Beypınarı bölgesinde serpantinitle yaygın olarak ağsal doku gözlenmekte, yer yer kalıntı enstatit içermekte ve çok kalın birbirine paralel yer yer kesen onlarca lifsi krizotil damarı ve gözenek dolgusu şeklinde kümelenme gösteren yapraksı-iğnemsî yalancı asbest (Pikrolit) olarak nitelendirilen sert levhamsı prizmatik mineraller gözlenmektedir (Başbüyük vd. 2009).

Asbest damarları, kayaçlar içerisinde veya fay zonlarına yerleşmiş şekilde gözlenmektedir. Özellikle breşik serpantinitle içerisinde gözlenen asbest damarcıkları 1mm ile 3mm arasında değişen kalınlıklar sunmaktadır. Bölgede MTA'nın daha önce asbest damarlarına yönelik galeride bulunmaktadır (Şekil 4.10).



Şekil 4.10. Breşik Serpantinitle İçerisinde Gözlenen Asbest Damarcıkları

4.1.2. Gürlevik Kireçtaşları (Tpg)

İlk olarak Arpat (1964) tarafından adlandırılan Gürlevik Kireçtaşları çalışma alanının kuzeyinde bulunmaktadır. Arpat (1964), Gürlevik Kireçtaşlarını Üst Kretase, Artan ve Sestini (1971) ve Gökçen (1981 ve 1985), Maestrihtiyen- Paleosen yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Kurtman (1975), Tecer Kireçtaşlarının kuzey yarısındaki daha açık renkli kesime Paleosen yaşını vermiş ve aynı kireçtaşlarının Gürlevik Dağında da yer aldığını işaret etmiştir. İnan ve İnan (1987 ve 1990), Gürlevik ve Tecer Dağlarında yaptıkları paleontolojik çalışmalarda Gürlevik Kireçtaşlarının yaşını Tanesiyen olarak belirlemiştir. Ayrıca Gürlevik Kireçtaşlarının Tecer Kireçtaşlarının yanal devamı olduğunu belirtmiş ve Tecer Formasyonuna dahil etmişlerdir.

Gürlevik Kireçtaşları, kuzeyde İpresiyen yaşlı Bahçecik Konglomerası (Kurtman 1973) üzerinde, güneyde ise aynı konglomeranın altında bulunmaktadır. Gerek bu ilişki gerekse kireçtaşlarının KD-GB doğrultulu, güneye eğimli olması nedeniyle, dağ kuzeye devrik bir antiklinal yapısı sunmaktadır.

Gürlevik Dağını oluşturan kireçtaşları, mavimsi, açık gri renkte, genellikle masif, yer yer kalın katmanlı (50-70 cm), KD-GB doğrultulu, 25°-45° ile güneydoğu eğimli katman durumudur. Kireçtaşlarının yüzeyleri erime boşluklu, çok çatlaklı ve çatlakları kısmen kalsit dolguludur. Bazı seviyelerde killi ve dolomitik kireçtaşları da gözlenir (İnan ve İnan, 1990) (Şekil 4.11).

4.1.3. Bahçecik Konglomerası (TEib)

Eosenin tabanını temsil eden bu birim Kuzeyde Bahçecik, Karahisar ve İlemin Köyleri civarında, güneyde Tecer Dağlarının kuzey eteklerinde ve Gürlevik Dağı çevresinde yüzeylenmektedir. En tipik olarak Bahçecik Köyünde gözlemlendiğinden dolayı Bahçecik Konglomerası adı verilmiştir.

Bahçecik konglomera tabakaları, Bahçecik Köyünün 500 - 600 metre kuzeyinde, Bahçecik Deresi içerisinde serpantinler, kırmızı radyolarit tabakaları üzerinde diskordans olarak başlar. Burada konglomeralar genellikle ofiyolit, mermer,

radyolarit, kireçtaşı ve kuvarsit çakıllarından meydana gelmiŐı olup iyi tabakalanmıŐlardır. 25-30 cm den iki metreye kadar değişen kalınlıklar gösterirler. Çakıllar iyi çimentolanmıŐ olup, büyüklüğü de 5-6 mm den 7-8 cm ye kadar değişmektedir. DıŐ görünüŐleri oval ve yassılaŐmıŐ durumdadır. Tabakalarda yer yer boylanma görülmektedir (Kurtman, 1975) (Şekil 4. 12).



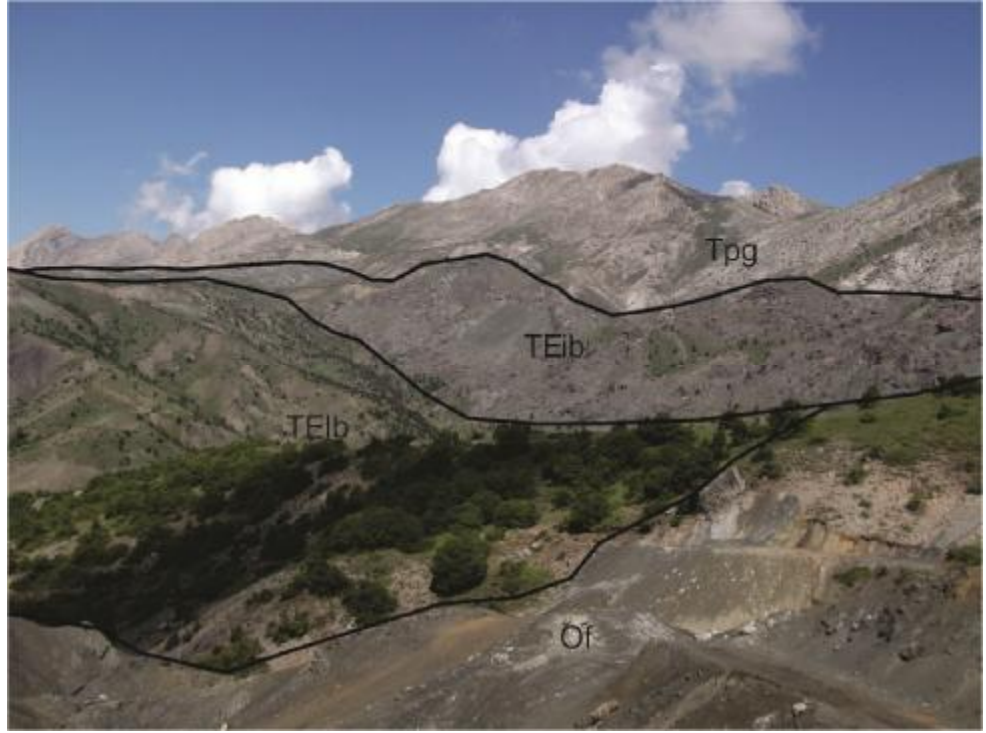
Şekil 4.11. Gürlevik Antiklinali



Şekil 4.12. Ofiyolitik Malzeme İçeren Bahçecik Konglomerası

Kurtman (1975), serpantin bloklarının, yakın çevrede geniş alanlar kaplayan Üst Kretase yaşlı otokton kütlede gravite ile kayarak, konglomera tabakaları ile birlikte çökelmiş olabileceğini veya tamamen serpantin çakıllarından meydana gelen seviyelerin, serpantin plastik özelliği dolayısıyla diyajenez ile sıkışarak, serpantin blokları haline dönüşmesi sonucu oluşmuş olduğunu belirtmiştir.

Gürlevik dağının güneyinde, Söğütlü mezrası yakınında konglomera tabakalarının, Gürlevik Kireçtaşı (Paleosen) üzerine açılmal bir diskordans ile geldiği gözlenmektedir (Kurtman, 1975) (Şekil 4.13).



Şekil 4.13. Gürlevik Kireçtaşları (Tpg), Bahçecik Konglomerası (TEib), Bozbel Formasyonu (TElb) ve Ofiyolitlerin Dokanakları

4.1.4. Bozbel Formasyonu

Bu formasyon, Tecer dağlarının kuzey eteklerinden başlayarak, Gürlevik dağının kuzeyinde kalan sahalarla, Karababa Dağı, Bozbel Dağları ve Fıdıl Dağını içine alan sahalarda, doğu-batı yönünde uzanan bir şerit halinde ve Sakardağ güney eteklerinde gözlenmektedir. En tipik olarak Bozbel dağlarında gözlenebildiğinden Bozbel Formasyonu adı verilmiştir.

Genellikle bej ve açık gri renkli, bir cm den 8-10 cm ye kadar değişen kalınlıklarda, çok iyi tabakalanma gösteren marn, kumtaşı, şeyl, kireçtaşı ve marnlı kireçtaşı ardalanması şeklindedir. Tabakalardaki ritmik tabakalanma fliş özelliği taşımaktadır. Bazı kumtaşı tabakaları üzerinde bulantı akıntı izleri ile konkresyonlar gözlenmiştir. Karababa dağının güney eteğinde, bu formasyonun üst seviyelerine yakın bir kesimde 10-12 m kalınlıkta jips tabakaları da çökelmiştir. Fakat yaygın olmadığı anlaşılmaktadır (Şekil 4.14).

Bozbel formasyonu marn, kumtaşı ve kireçtaşı tabakalarının ardalanması şeklindedir. Bahçecik köyü yakınında Bozbel formasyonu, Bahçecik konglomera tabakaları üzerinde konkordan olarak bulunmaktadır. Sakardağ'ın güney eteklerinde ise, metamorfiklerle Kretase kireçtaşları üzerinde diskordan olarak yer alır. Burada Eosen tabakalarının tabanı olan Bahçecik konglomeraları çökelmemiştir (Kurtman,1975).



Şekil 4.14. Bozbel Formasyonuna Ait Kumtaşları

4.1.5. Selimiye Formasyonu

Gülandere Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen ve üstte tedricen Kemah formasyonuna geçen Selimiye formasyonu, ilk olarak Kurtman (1973) tarafından tanımlanmıştır. Aktimur vd (1988), bu formasyonu, Yağbasan ve Zikri üyelerine ayırarak incelemişlerdir.

Yağbasan üyesi, Ulaş, Beypınarı, Beydağı, Yağbasan dolaylarında yüzeyleyen üye; kumtaşı, kilitaşı, çamurtaşı, jips ve konglomera ardalması ile temsil edilmektedir. Alacalı (kırmızı, gri, yeşilimsi, beyaz) renkli, ince orta tabakalı, eklemlili ve yer yer devrik kıvrımlıdır. Sığ deniz, lagün ve karasal ortam koşullarında çökelmiş olan birimin kalınlığı oldukça değişkendir. Kalınlığı 800-900 m ye ulaşan birim, yer yer konglomera, yer yer de jipslerle başlamakta olup, jipslerle başlayan dokanakları genellikle stronsiyumludur (Aktimur vd, 1990) (Şekil 4. 15).



Şekil 4.15. Selimiye Formasyonuna Ait Jips Tabakaları

Yağbasan üyesi hareketli bir ortamda çökelmiştir. Çökelme sırasındaki hareketler sonucu, gelişen kayma yüzeyleri vasıtasıyla birim kendi üzerine sürüklenmiş ve bu hareketler formasyon içi yerel diskordansların meydana gelmesine

neden olmuştur. Bu olaylara bağılı olarak Refahiye Ofiyolitli Karışığındakilere benzer özellikte alttaki birimlere ait çeşitli olistolitler çökeltme havzasına gelmiştir (Aktimur vd, 1990).

Çalışma alanında Selimiye Formasyonuna ait Yağbasan üyesi jipsleri Üst Kretase yaşlı ofiyolitlerin üzerine diskordans ile gelmektedir (Şekil 4.16)



Şekil 4.16. Ofiyolitler Üzerine Diskordans ile Yağbasan Üyesi Jipsleri

Zikri üyesi, genellikle kırmızı-şarabi renkli, ince - orta - kalın tabakalı konglomera, kumtaşı ve silttaşından oluşmuştur. Bolca çapraz tabakalanma ve çapraz laminalanmaların gözlendiği birim yaklaşık 200 m kalınlığa sahiptir.

Delta ortamında çökelen bu üyeye yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Ancak Yağbasan üyesi ile yanal geçişli olması nedeniyle yaş Oligo-Miyosen olarak kabul edilmiştir (Tütüncü ve Aktimur, 1988).

4.2. Zara-Beypınarı Ofiyolitlerine Bağlı Kromit Cevherleşmeleri

Beypınarı ofiyolitleri, gerek masif krom cevherleşmeleri gerekse asbest damarlarının bol miktarda gözlenmesi nedeniyle maden yatakları açısından önemli bir yer tutmaktadır.

Çalışma alanında dunit istiflerinin çok kalın olması nedeniyle birçok krom mostrasına rastlanılmaktadır. Bunlar dunitlerle primer dokanaklı olmasının yanında tektonik olarak taşınmış kromit mostralarıda bulunmaktadır. Bu mostralarda görülen krom damarlarının genel istikameti KD ve eğim yönü GD'dur. Sahada 33 adet krom mostrası bulunmaktadır. Bu çalışmada bölgede bulunan 3 kromit ocağı ve 6 mostradan numuneler alınmış ve jeokimyasal olarak incelenmiştir (Şekil 4.17).

Sahada bulunan tüm mostra ve ocakların yerleri Ek-2'de verilmiştir.



Şekil 4.17. Çalışma Alanında Bulunan Kromit Ocakları ve Mostraların Görünümü

Sahada bulunan en önemli krom cevherleşmeleri Gürgenağlı, Karaburun, Eğertepe ve Çatkarası Tepe cevherleşmeleridir.

4.2.1. Gürgenağlı Kromit Cevherleşmesi

Gürgenağlı kromit ocağı ilk açık işletme olarak çalışılmış, cevherleşmenin daha alt kotlara devam etmesi nedeniyle yer altı işletmesi olarak çalışılmaya devam edilmiştir (Şekil 4.18).

Gürgenağlı yeraltı krom işletmesi 6 ana galeriden oluşmaktadır. Bunlar 1485 kotundan itibaren topoğrafyadan olan düşey uzaklıklarına göre 1464 kotunda 21 katı, 1444 kotunda 41 katı, 1422 kotunda 64 katı, 1401 kotunda 84 katı, 1377 kotunda 110 katı ve 1355 kotunda 130 katı olarak adlandırılmaktadır. Ana galeriler dışında cevher üretilen 33 katı, 29 katı, 46 katı ve 56 katı şeklinde adlandırılan ara katlar bulunmaktadır.



Şekil 4.18. Gürgenağlı Yeraltı İşletmesi

Gürgenağlı krom cevherleşmesi $K75^{\circ}D$ istikametinde ve 45° ile GD ya eğimli ayrıca 30° ile GB ya dalımlı olarak bulunmaktadır. Kromit damarının doğrultu boyu 55, eğim boyu 40, dalım boyu topoğrafyadan itibaren 130 metredir. Kromit cevherleşmesi bu ocakta birbirine paralel iki krom damarı şeklindedir. Bunlardan ilki

kütlelerinin tektonik basınçlara maruz kalarak civardaki çatlaklara enjeksiyonu ile oluştuğu belirtmiştir (Şekil 4.20).

Kromit cevherleşmeleri her katta parça parça gözlenmektedir. Bu parçaların ayrı mercek olarak değerlendirilmemesinin sebebi tektonik olarak sonlanmalarındandır. Genellikle bu parçaların tektonizma sonucu sonlanmasının ardından fayların konumlarına göre verilen bacalar yardımıyla cevherlerin tekrar bulunması, alt kotlarda ise bu cevherlerin eğim ve dalım boyuna yönelik verilen galeride cevherlere beklenen yerlerde girilmesi üretilen cevherin sadece bir mercek olduğunu göstermektedir.

Kromit damarları, taban kotlara inildikçe hem eğim yönü olan GD'ya hemde dalım yönü olan GB ya doğru kaymaktadır. Kromit damarların ana katlardaki konumları Ek-3'de verilmiştir.



Şekil 4.20. Gürgenağlı Krom Ocağı 86 Katında Kromit Damarının Dunitler İçerisindeki Konumu.

4.2.2. Karaburun Tepe Kromit Cevherleşmesi

Karaburun tepe ocağı Gürgenağlı kromit ocağının 1,6 km güneybatısında bulunmaktadır. İlk açık işletme olarak çalışılmıştır. Cevherleşme 1480 kotundan 1460 taban kotuna kadar devam etmiştir. Cevherin sondajla tespit edilen 5100 ton krom rezervinin alınmasından sonra cevherleşmenin hala devam ettiği gözlenmiş ve 1429 kotundan düz galeri girilmiştir (Şekil 4.21).

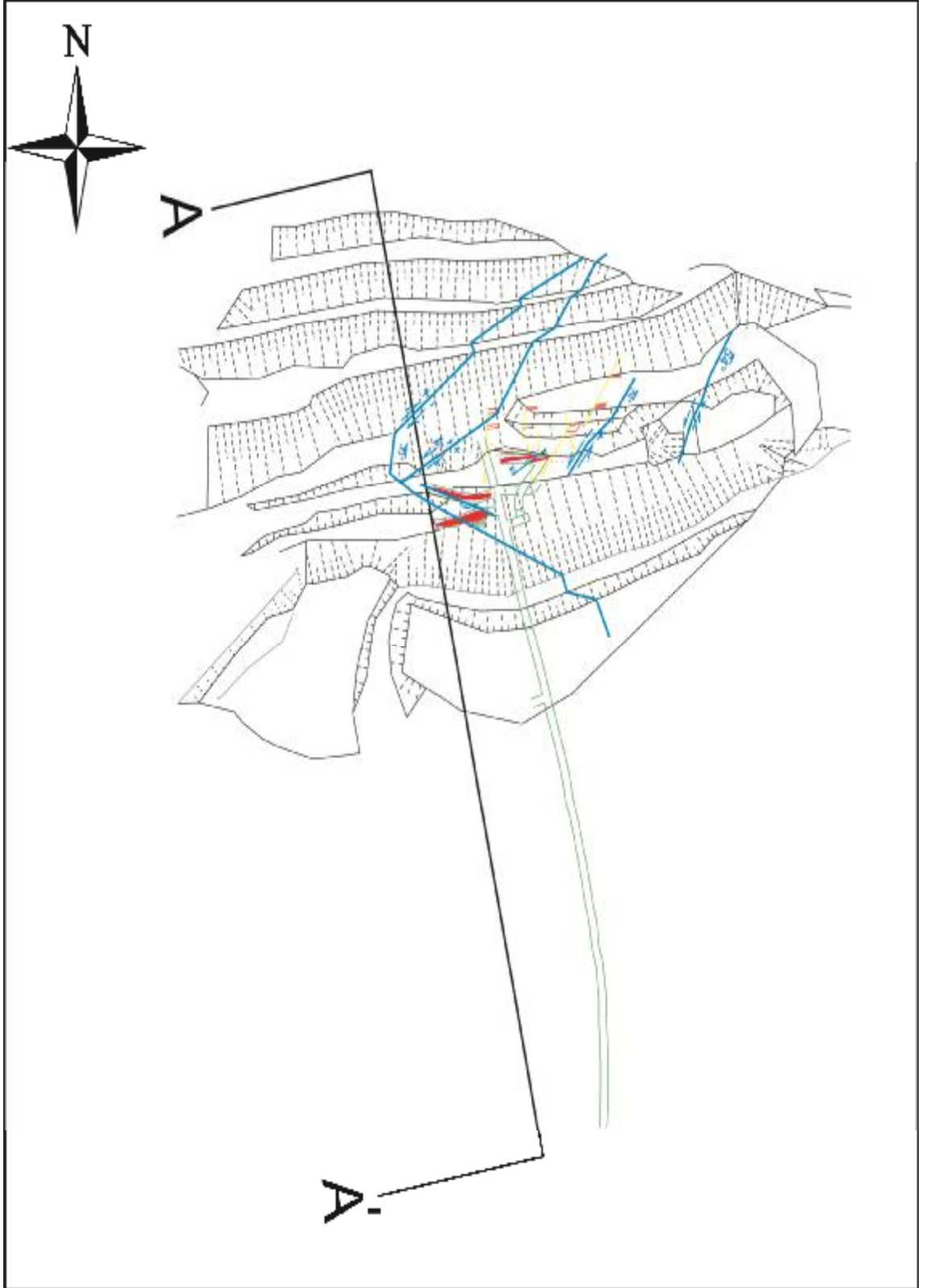
Ocak maden yataklanması açısından değerlendirildiği zaman Gürgenağlı mevkiindeki yataklanmaya benzer şekilde magmatik banklaşmaları keserek yerleşmiş olduğu gözlenmektedir. Damarın kalınlığındaki dokanakları primer olmasına karşın doğrultu boyu her iki taraftandan da tektonik olarak sınırlanmaktadır

Yapısal açıdan ocağa bakıldığı takdirde cevher, hem kuzeydoğuda hem de güneybatıda tektonik olarak sınırlandığı gözlenmiştir. Kromit damarını ocağın kuzeydoğusunda $K34^{\circ}D$ doğrultulu 74° ile KB' ya eğimli sol yönlü aynı zamanda taban bloğunu düşüren oblik bir fay tarafından sınırlandırılmıştır. Güney batıda ise damar $K57^{\circ} D$ doğrultulu 53° ile güneydoğuya eğimli başka bir sol yönlü taban bloğunu düşüren oblik bir fay tarafından sınırlandırılmıştır. Kromit damarının 1475 kotunda sadece doğrultu boyunu kesen bu fayların eğimlerinin de birbirlerine karşılıklı olması nedeniyle alt kotlara inildikçe 1460 kotunda cevherin boyunu 26 m' ye kadar azaltmışlardır. Alt kotlardan girilen düz galeri, açık işletmedeki fayların arkasına geçmiş olmasına rağmen cevher burada çok parçalanmış şekilde, kalınlığı 1,5 m ve doğrultu boyu toplamda 12m'yi geçmemiştir (Şekil 4.23).

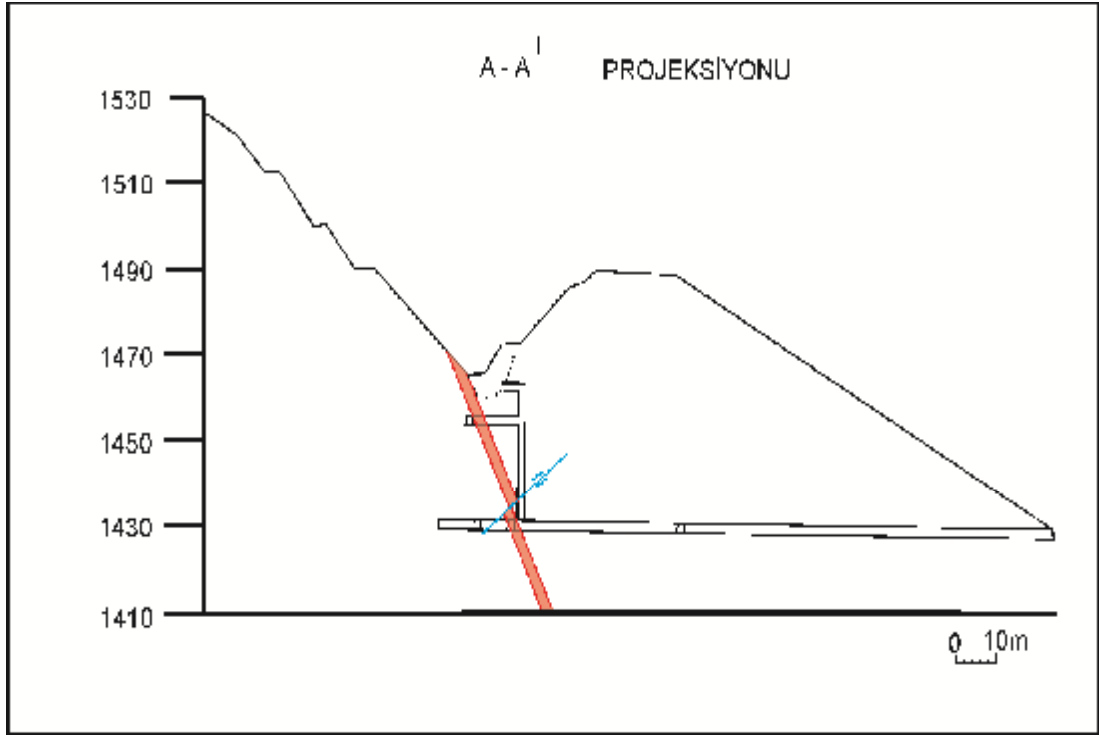
Karaburun tepe ocağında kromit damarı konum olarak $K78^{\circ}D$ doğrultulu ve 65° ile GD ya eğimli olarak bulunmaktadır. Krom damarının başlangıçtaki doğrultu boyu 32,5 m ve ortalama kalınlığı 1,5 m'dir. Sondajlarla tespit edilen krom damarının eğim boyu devamlılığı topoğrafyadan itibaren 80m'dir. Masif şekilde gözlenen damarının ortalama tenörü % 48'dir (Şekil 4.24).



Şekil 4.21. Karaburun Tepe Ocağı Açık İŞletme ve Düz Galeri



Şekil 4.22. Karaburun Ocağı Krom Damarı ve İmalat Haritası



Şekil 4.23. Karaburun Tepe Ocağının A – A' Kesiti

4.2.3. Eğer Tepe Kromit Cevherleşmesi

Eğer Tepe krom ocağı açık işletme olarak çalışılmaktadır. Kromit damarı K65°D istikametinde, 42° ile GD' ya eğimli olarak bulunmaktadır. Damarın boyu 45m ve ortalama 2,30 m kalınlığındadır (Şekil 4.24).

Eğer Tepe krom ocağında cevherleşme tek bir krom damarı şeklindedir. Bazı bölgelerde bu krom damarına bağlantılı şekilde gelişen ikincil ince ve boy devamı olmayan kromit damarları gözlenmektedir.

Eğer Tepe kromit ocağının maden imalat haritası Ek-4'te verilmiştir.

4.2.4. Çatkarası Sırtı Kromit Cevherleşmesi

Çatkarası Sırtı cevherleşmesi, bölgede uzun bir dönemdir açık işletme olarak çalışılmaktadır. Cevherin kalınlığı yaklaşık 3m'dir. Masif ve iri kristalli krom damarı diğer cevherleşmelerin aksine K50°B doğrultulu ve 85° ile KD' ya eğimli olarak bulunmaktadır (Şekil 4.25).

Krom damarının eğim boyu devamlılığı yaklaşık 40m'dir. Doğrultu boyu devamı ocak içinin harfiyat ve su ile dolu olmasından dolayı 9m takip edilebilmektedir. Kromit damarının tavan dokanağı primer geçişli olması, taban dokanağı tektoniktir. Krom damarı, K59°B doğrultulu 75° ile GB'ya eğimli oblik ters bir fay tarafından sınırlandırılmıştır. Fay ile krom damarı arasındaki arakesit miktarı arttıkça, cevherin doğrultu boyunun artacağı düşünülmektedir.



Şekil 4.24. Eğer Tepe Krom Ocağı Açık İşletme ve Krom Damarı



Şekil 4.25. Çatkarası Krom Damarının Kalınlığının ve Dokanaklarının Görünümü

4.2.5. Mostralar

Bölgede Eğertepe ile Gürgenağlı Mevkii arasında bulunan mostralardan 6 tanesi üzerinde çalışılmıştır.

4.2.5.1. Mostra 1

Mostra 1, Aliçukuru Tepe üzerinde bulunmaktadır. Kromit damarı, 15- 52 cm arasında kalınlığa ait ve altere dunitlerle primer geçişlidir. Cevherleşme $K79^{\circ}D$ doğrultulu ve 45° ile GD'ya eğimli olarak gözlenmektedir (Şekil 4.26).

Cevherleşmenin eğim boyu devamı yarmanın boyutlarının küçük olması nedeniyle tam olarak gözlenememektir. Doğrultu boyu devamında ise cevherin doğrultusu boyunca üç yarma bulunmaktadır. Bu veriler göz önüne alınarak damarın doğrultu boyu en az 50 m olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.26. Aliçukuru Tepesinde Bulunan Mostra 1’de Gözlenen Kromit Damarı

4.2.5.2. Mostra 2

Mostra 2, Karataş Tepe ile Karaburun Tepe arasında bulunmaktadır. Daha önce ufak bir yarma olarak çalışılmıştır. Cevherli zon, dört krom damarından oluşmakta ve toplam kalınlığı 2,70 m’dir. Kromit damarlarından, üçünün ortalama kalınlığı 10 cm, kalın olan üçüncü damar 1 m kalınlığındadır. Küçük damarlar tabanda kalın kromit damarıyla birleşmektedir. Krom damarları masif yapıda ve dunitlerle primer dokanıklıdır.. Cevherleşme, K80°D doğrultulu ve 42° ile GD’ya eğimli olarak bulunmaktadır. Yarmaların taban kısımları su ile dolu olduğundan eğim boyu devamlılıkları gözlenememektedir (Şekil 4.27).

Mostra 2’de gözlenen krom damarlarının 20 m eğim boyuna yönelik sahada yapılmış sondajlarda ince krom damarları kesilmiştir. Bu sondaj verilerine dayanılarak sürülen 18 m’lik düz galeri sürülmüş ve bu 18 m’lik kesim harzburjitten oluşmaktadır.

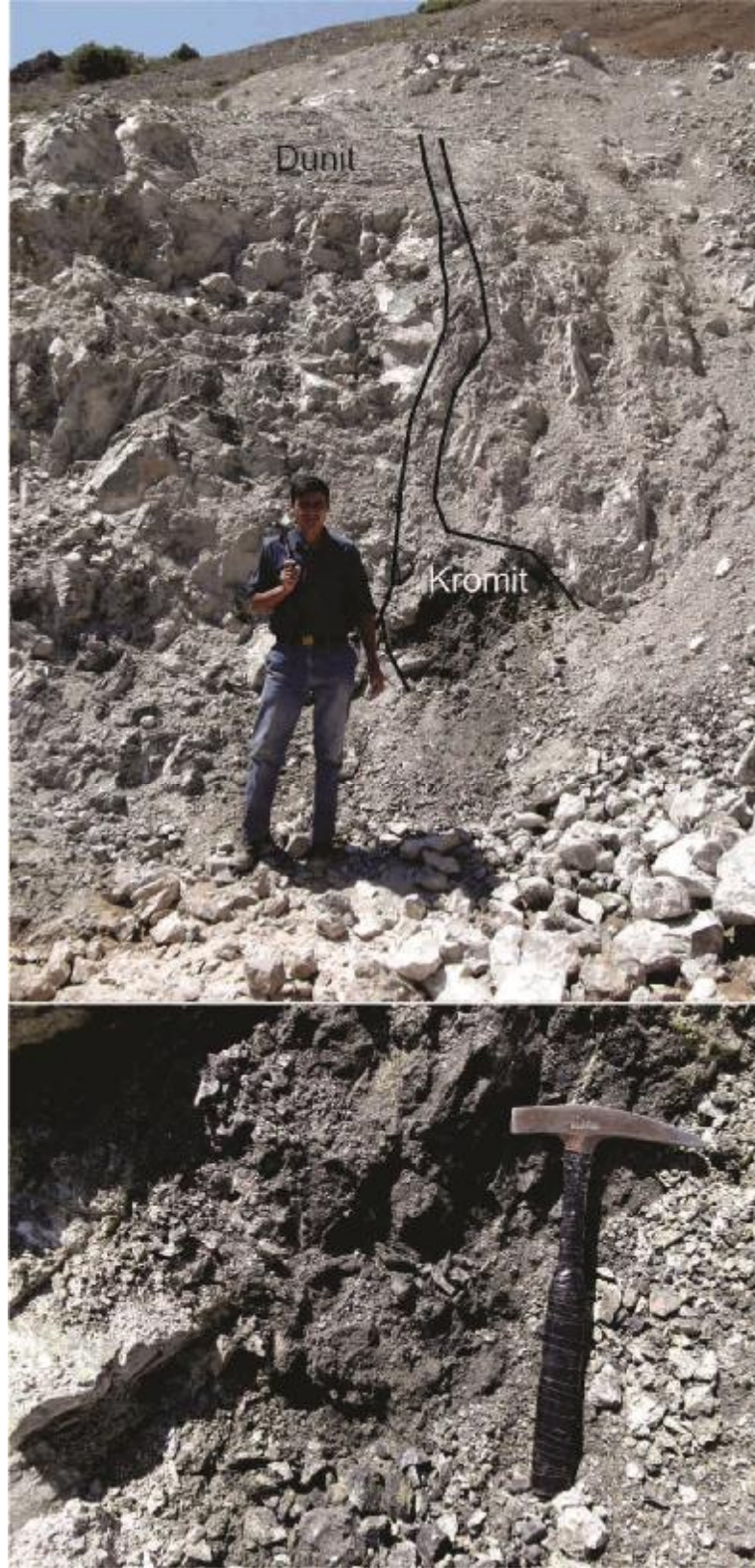


Şekil 4.27. Mostra 2' ye Ait Kromit Damarlarının Görünümü

4.2.5.3. Mostra 3

Mostra 3, Karaburun Tepe'nin Güney Batı yamacında bulunmaktadır. Yarma içerisinde kalın ve yarmanın kuzeydoğusunda ince olmak üzere iki ayrı krom damarı bulunmaktadır. Hemen hemen birbirine paralel konumda bulunan damarlar $K75^{\circ}D$ doğrultulu ve 80° ile GD' ya eğimli olarak bulunmaktadır. Kalın krom damarının kalınlığı 50 cm ve ince damarın 7 cm ile 10 cm civarındadır. Gerek eğim boyu gerek doğrultu boyu devamlılığı sunmaktadır. Yarmada kromit damarının ise 12m doğrultu boyu devamı takip edilebilmektedir. Krom damarları dunitlerle primer geçişli olarak gözlenmektedir (Şekil 4.28).

Bölgede yapılan sondaj çalışmalarında kalın kromit damarının, 20 m eğim boyu devamlılığı sunduğu bilinmektedir. Ayrıca sondajlarda taban kotlarında damarın kalınlığının değişmediği tespit edilmiştir.



Şekil 4.28. Kromit Damarının Yarma İçinde Görünümü ve Dunitlerle Primer Dokanaklar

4.2.5.4. Mostra 4

Mostra 4, Karataş Tepe ile attepe arasında bulunmaktadır. Yarmanın üst kesimlerinde dunitler içerisinde saçınımlı ve dağınık Şekilde bulunan kromit yığıőımları gözlenmektedir. Yarmanın taban kesimlerinde kromitin tenörünün artmasına rağmen dokanakları tektonik ve düzensiz kk mercekler halinde gözlenmektedir (Şekil 4.29).



Şekil 4.29. Mostra 4'n st Kesimlerinde Dissemine Kromit

4.2.5.5. Mostra 5

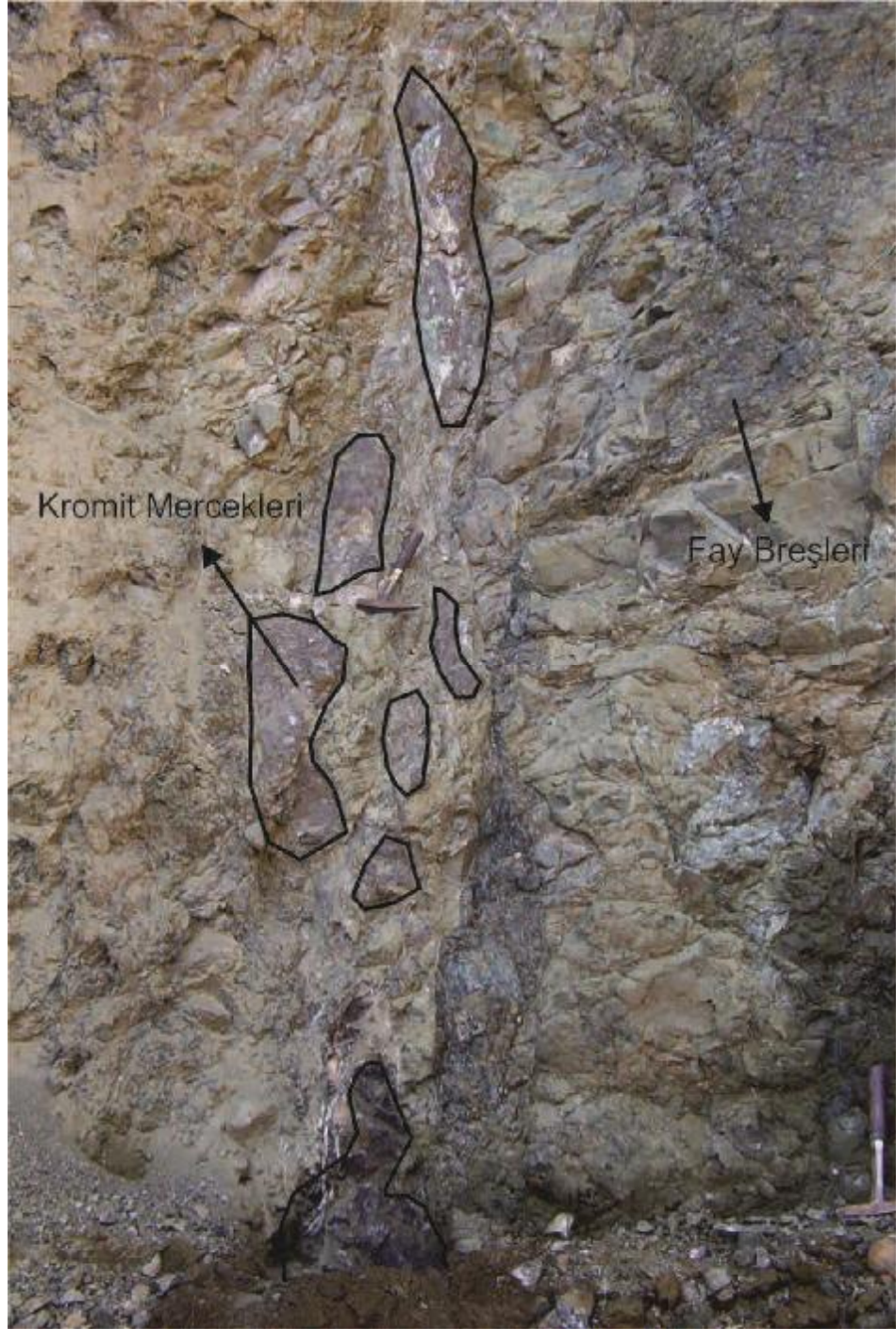
Mostra 5, Karataş Tepe ile attepe arasında mostra 4'n güneyinde bulunmaktadır. Krom damarı, 5 ile 20 cm arasında kalınlığında, K70°D doğrultulu ve 49° ile GD'ya eğimli olarak bulunmaktadır. Mostra, breşik serpantitlerin altında bulunan dunitlerle ile primer geçişli olarak bulunmakta ve takip edilen boy devamı 20 m'dir (Şekil 4.30).



Şekil 4.30. attepe Civarında Bulunan Mostra 5' e Ait Kromit Damarının Uzanımı ve Dunitlerle Olan Primer Dokanaklar

4.2.5.6. Mostra 6

Çalışma alanının batısında yeralan mostra 6 içerisindeki kromitler, tektonik zonun içinde mercekler Şeklinde gözlenmektedir. Kromit damarı, yarma içerisinde 15 m boyunca devam etmektedir. Tektonizma nedeniyle kromit damarının yakınlarda fay breŐleri bulunmaktadır (Şekil 4.31).



Şekil 4.31. Mostra 6' da Gözlenen Kromit Mercekleri

4.3. XRF Analizleri

İnceleme alanı içerisindeki ocak ve mostralardan alınan 14 adet masif kromit numunesi üzerinde XRF analizleri yapılmıştır.

XRF analizi sonuçlarındaki ocaklardan ve mostralardan alınan kromit numunelerin içerdiği ana oksit ve iz element dağılımları Çizelge 4.1 ve Çizelge 4.2’de görülmektedir.

Çizelge 4.1. Ocaklardan alınan kromit örneklerine ait % oksit ve iz element değerleri (ppm)

Numune	K27	K60	K80	K110	K130	S1
SiO₂	7.25	11.78	3.51	9	6.14	6.44
Al₂O₃	7.29	6.69	11.29	7.27	8.63	9.31
Fe₂O₃	14.28	11.51	15.08	11.97	18.94	16.09
MgO	18.74	24.75	23.04	21.66	21.4	18.94
Cr₂O₃	43.85	39.01	42.76	45.07	41.02	45.48
TiO₂	0.07	0.17	0.18	0.18	0.08	0.14
CaO	3.26	0.31	1.73	0.49	0.15	0.05
FeO	-	-	-	-	0.65	-
Toplam	94.74	94.22	97.59	95.64	97.01	96.45
İz Elementler (ppm)						
As	6.4	7.5	8.9	6.6	0.6	6.4
Cd	0.02	0.02	<0.02	<0.02	0.07	0.02
Ce	0.13	0.11	0.08	0.1	0.02	0.07
Co	131	138	150.5	135	143	160
Cu	4.1	3.8	2.6	4.5	5.4	2.2
Ga	10.5	9.88	13.75	11.25	12.1	14.25
Ge	0.14	0.18	0.2	0.18	0.17	0.19
Li	5.3	1.3	2.8	1.3	4.4	0.5
Mn	742	686	770	694	753	961
Mo	0.31	0.31	0.27	0.33	0.17	0.27
Ni	880	1425	835	1150	1130	930
Pb	1.1	0.8	0.8	0.9	6.5	0.9
Sb	0.16	0.09	0.16	0.1	2.66	0.07
Sc	3.5	4.2	5.2	4.3	4.7	4.2
Sr	23.8	7.7	29.6	17.6	10.4	0.9
V	314	256	355	252	303	259
Zn	216	139	197	179	182	348

Çizelge 4.2. Mostra ve yarmalardan alınan kromit örneklerine ait % oksit ve iz element değerleri

Numune	A1	M1	M2	M3	M4	M5	M6
SiO₂	6.18	13.23	3.81	8.4	4.19	4.69	5.71
Al₂O₃	12.54	5.27	4.24	14.05	5.25	15.26	6.91
Fe₂O₃	15.55	14.07	22.15	14.73	16.02	14.1	16.87
MgO	19.02	21.18	16.28	18.92	16.99	19.04	17.37
Cr₂O₃	43.85	41.75	51.71	33.94	50.12	42.22	45.72
TiO₂	0.19	0.05	0.05	0.19	0.05	0.1	0.08
CaO	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	1.52
FeO	0.98	0.84	0.52	0.52	0.59	0.46	
Toplam	98.32	96.41	98.78	90.76	93.22	95.88	94.18
İz Elementler (ppm)							
As	0.2	4.2	0.6	<0.2	<0.2	0.6	6.3
Cd	0.05	2.05	0.9	0.33	0.23	0.06	<0.02
Ce	0.17	0.25	0.1	0.02	0.07	0.04	0.05
Co	151	134.5	186	191	185.5	143.5	206
Cu	8.4	9.3	8.3	2.5	11.7	1.9	1.9
Ga	19.45	10.75	11.7	20.1	11.95	19.75	14.35
Ge	0.16	0.23	0.17	0.16	0.15	0.14	0.2
Li	1.7	2.1	1.3	0.9	1.9	1.3	0.4
Mn	929	1140	1060	1920	1180	965	1180
Mo	0.15	0.29	0.13	0.13	0.15	0.15	0.25
Ni	955	936	766	1080	658	926	879
Pb	3.7	365	33.9	33.1	17.5	4.7	0.5
Sb	0.66	6.02	3.36	3.52	1.31	4.97	0.06
Sc	6.1	7.8	7.2	3.7	6.1	3.7	4.7
Sr	133	1.1	0.5	48.2	4910	6.6	32.7
V	482	339	468	339	599	384	447
Zn	209	563	338	573	304	292	460

4.3.1 Kromit Cevheri Ana Oksit Element Değerleri

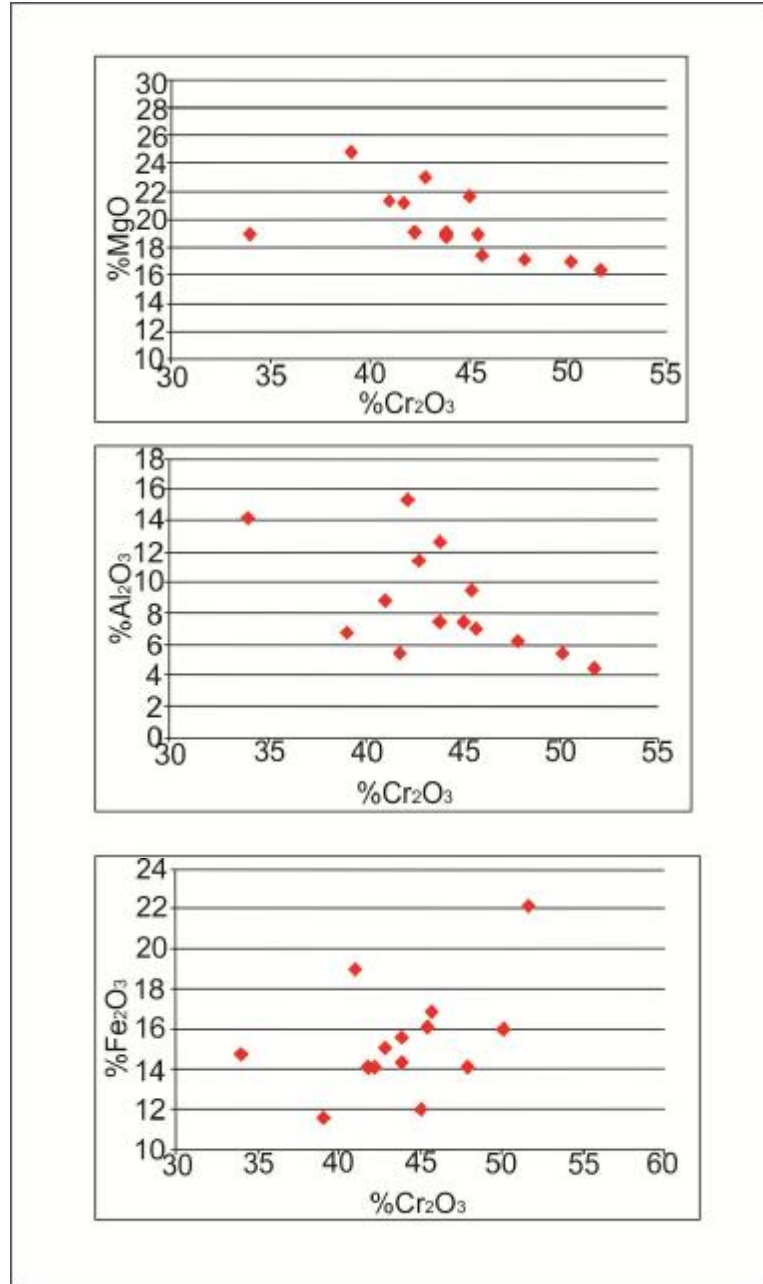
Kromit cevherlerinden yapılan analizlerde Cr_2O_3 oranı % 51.71 ile %33.94 arasında değişmektedir. XRF analiz sonuçlarının % oksit değerlerinde Cr_2O_3 - Al_2O_3 ve Cr_2O_3 - MgO olan diyagramlarında negatif korelasyon gösterirken Cr_2O_3 - Fe_2O_3 diyagramlarında pozitif korelasyon göstermektedir. Cevherin içerdiği Al_2O_3 ve MgO oranı arttıkça Cr_2O_3 oranı azalmakta, Fe_2O_3 oranı arttığında Cr_2O_3 oranı artmaktadır (Şekil 4.32).

Kromitlerin bileşimi, oksijen fugasitesi, basınç, sıcaklık (Barnes, 1986., Murck ve Campbell, 1986., Roeder ve Reynolds, 1991) ve eriyik içerisindeki iyon değişimi (Irvine, 1967., Lehmann, 1983) ile kontrol edilirken, Cr/Al oranı eriyik içerisindeki Cr_2O_3 ve Al_2O_3 'in konsantrasyonuna bağlıdır (Zhou ve ark, 2001). Podiform kromitlerin bileşimleri geniş bir aralıkta dağılım gösterirler, fakat tipik olarak yüksek Al ($Al_2O_3 > %25$) veya yüksek Cr ($Cr_2O_3 = % 45-60$) olarak ayrılırlar (Leblanc ve Violette, 1983). Yüksek Al kromitler genelde trokit dayakları ile birlikte bulunurlar (Thayer, 1969; Hock ve ark. 1986) ve muhtemelen düşük dereceli kısmi ergime gösteren magmalardan türemişlerdir (Zhou ve Robinson, 1994). Yüksek Al kromit yatakları, düşük Mg 'lu toleyitik eriyiklerden meydana gelirken, yüksek Cr kromit yatakları daha yüksek Mg içeriğine sahip (boninitik eriyiklere benzer şekilde) magmalardan türemişlerdir (Zhou ve ark., 2001). Çalışma alanına ait kromit numunelerinin ortalama Cr_2O_3 içeriği %43.88, Al_2O_3 içeriği %8.57 ve MgO içeriği %19.60 ile düşük Al ve yüksek Cr ' lu kromit özelliğine daha yakın özellikler sunmaktadır.

4.3.2. Kromit Cevheri İz Element Değerleri

Kromit cevherlerin ana oksit elementleriyle olan negatif ve pozitif ilişkiler, iz elementleriyle karşılaştırılmasında da benzer ilişkiler göstermektedir.

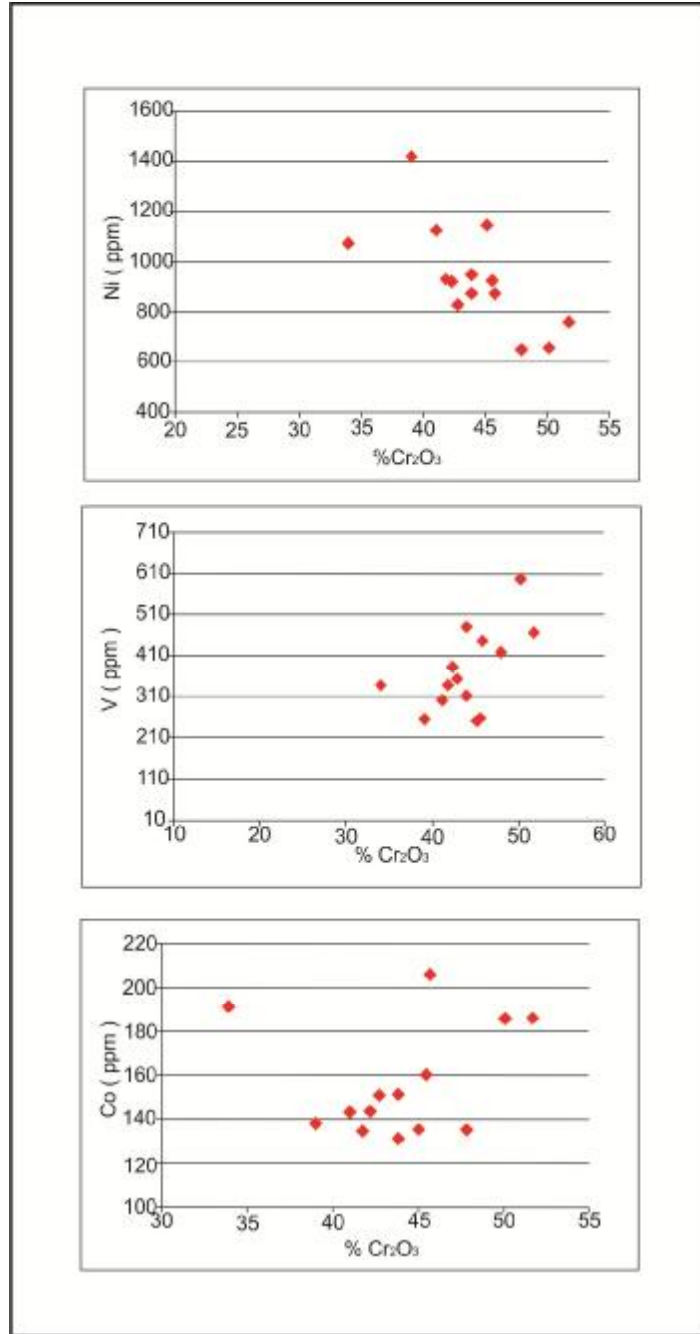
Cevher örneklerinin içerisindeki % Cr_2O_3 oranı ile Ni ile negatif korelasyon gösterirken, V ve Co ile pozitif bir korelasyon göstermektedir (Şekil 4.33).



Şekil 4.32. Kromitlerin % Cr₂O₃ Oranı ile % Oksit Oranlarının Karşılaştırmalı Diyagramları

Ni elementi magmatik eriyikler içerisinde pentlandit mineralini oluşturmasının yanı sıra, diğer mineraller içerisinde Fe ve Mg' un yerini alarak özellikle olivin, kromit, az oranda piroksen ve manyetit yapılarına girer. Co elementi, iyonik yarıçapı ve elektronegatiflik değerlerinin benzerliği nedeniyle Ni'in yer aldığı tüm minerallerin yapılarına girer. (Baş ve Terzioğlu, 1986). Podiform kromitlerin ana

bileşeni kromit ve olivindir. V ve Zn, kromit için uyumlu, olivin minerali için uyumsuz elementlerdir. Bundan dolayı Cr_2O_3 ile V ve Zn elementi arasındaki pozitif korelasyon kromitin modal mineralojik özelliğinden kaynaklanmaktadır (Zhou ve ark., 1998).



Şekil 4.33. Kromit Cevherin % Cr_2O_3 Oranı İle İz Elementlerin (ppm) Karşılaştırmalı Diyagramları

5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Çalışma alanı olan Divriği Ofiyolitli Karışığı içerisinde yer alan Zara – Beypınarı bölgesindeki kromit cevherleşmeleri üzerine yapılan çalışmalardan aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir

1. Bölgedeki krom cevherleşmeleri banklaşmaları farklı açılarla kesmektedir. Banklaşmalara uygun olmayan bu cevherleşmeler enjeksiyon tipi yatak sınıfına girmektedir.
2. Cevherleşmeler büyük bir çoğunluğu KD doğrultulu, 45°- 70° ile GD'ya eğimli ve GB' ya dalımlıdır. Gürgenağılı, Eğer Tepe ve Karaburun Tepe ocaklarından elde edilen verilere dayanarak bölgedeki kromit damarlarının eğim boyu devamlılıkları 40m ile 80m arasında iken doğrultu boyu devamlılıkları ise 50 – 75 m arasındadır.
3. Kromit damarları gerek yeraltı ocaklarında gerekse açık işletmelerde doğrultu atımı eğim atımından fazla olan oblik faylarla kesilmekte ve tektonik olarak sonlandığı gözlenmektedir.
4. Bölgedeki cevherleşmeler genellikle masif ve az miktarda saçınımlı cevherlerden oluşmaktadır.
5. Petrografik analizlerde cevherler içerisindeki olivinler ve yan kayaçların serpantinleşmiş olduğu görülmektedir. Yan kayaçlarda serpantinler ile karakteristik olan elek dokusu gözlenmektedir.
6. Kromitlerin XRF analizi sonucu % oksit diyagramlarında değerlendirilmiştir. Kromitlerin bünyesinde bulunan MgO ve Al₂O₃ ile negatif, Fe₂O₃ ile pozitif korelasyon göstermektedir.
7. Kromit minerali bünyesinde bulunan Cr₂O₃, iz elementler ile karşılaştırılması sonucunda, % Cr₂O₃, Ni ile negatif korelasyon gösterirken Co ve V ile pozitif korelasyon gösterdiği belirlenmiştir

8. Bölgede 33 adet mostra bulunmaktadır ve bunların büyük bir çoğunluğunun Gürgenağlı Mevkii ile Eğer Tepesi arasındaki bölgede ve bir hat üzerinde yoğunlaştığı gözlenmektedir. Bu hat üzerinde 2 adet yer altı ve 1 adet açık ocak bulunduğu da göz önüne alınırsa bölgedeki en umut veren cevherleşmenin burada olup ve aramaların bu hat üzerine yoğunlaştırılması sonucunda farklı cevherlerde tespit edilebilir.

KAYNAKLAR

- AKTİMUR, H.T. vd., 1990, Sivas - Erzincan Tersiyer Havzasının Jeolojisi MTA Derg. 111, 25-36
- ARAİ, S., 1997, Origin Of Podiform Chromitites, Journal Of Asian Earth Sciences, Vol. 15: Nos 2-3, Pp. 303-310, 1997
- ARAİ, S., UESUGİ, J., AHMED H. A., 2004, Upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration. Contrib Mineral Petrol 147: 145–154
- ARAİ, S., Chemistry Of Chromian Spinel İn Volcanic Rocks A Potential Guide To Magma Chemistry, Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University, Kanazawa 920, Japan
- ARAİ, S. & YURIMOTO H. 1994. Podiform Chromitites Of The Tari-Misaka Ultramafic Complex, Southwestern Japan As Mantle-Melt İnteraction Products. Economic Geology 89, 1279–88.
- ARTAN, Ü., ve SESTİNİ, G., 1971, Sivas -Zara-Beypınarı Bölgesinin Jeolojisi: MTA Derg.,76, s.80-97.
- ARPAT, E., 1964, Gürlevik Dağı Bölgesinin Genel Jeolojisi Ve Petrol İmkanları: MTA Rap., No: 4180 (yayınlanmamış)
- ARPAT, E. ve TÜTÜNCÜ, K., 1978. Gürlevik ve Tecer Dağları Yöresinde Serpantinit Yerleşimi Sorunu, T.J.K. 32. Kurultayı Bildin Özetleri, Sy.56-57,Ankara.
- ATAMAN, G., BUKET, E VE ÇAPAN, U.Z., Kuzey Anadolu fay zonu bir paleo-beniof zonu olabilir mi?. MTA Der., 84, s.112-119
- AUMENTO, F. And LOUBAT, H., 1971. The Mid-Atlantic Ridge Near 45o N XVI Serpantinized Ultramafic Intrusions Can. J. Earth Sciences. 8. 634-663.
- BALLHAUS, C., 1998, Origin Of Podiform Chromite Deposits By Magma Mingling. Earth Planet Sci. Lett. 156:185–193.

- BAĞCI, U., 1998, Musalı (Mersin) Bölgesindeki Kromit Yataklarının Mineralojisi ve Petrografisi, ME.Ü.F.B.E Yüksek Lisans Tezi, Mersin, s. 11
- BAŞ, H. Ve TERZİOĞLU, N. 1986. Jeokimya Ortamları. Türkiye jeoloji Kurumu Yerbilimleri Eğitim Dizisi. Editör. A. ERLE. 1-61. Ankara
- BAŞIBÜYÜK, Z., YALÇIN, H., BOZKAYA, Ö., Sivas Bölgesi Ofiyolitleri İle İlişkili Asbest Yataklarının Mineralojisi, 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, s. 11-26, 2009
- BAYHAN, H. VE BAYSAN, O. 1982. Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) Yöresinin Petrografik-Petrolojik İncelenmesi. TJK Bült., 25/1, S. 1-15
- BENSON, W. N. 1926, The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. Mem. Nat. Acad.Sci. Washington, 19, No. 1.
- BLUMENTHAL, M. 1937, Kangal İle Divriği Arasındaki Mıntıkada Başlıca Jeolojik Hatlar: MTA Rap... No: 568 (yayınlanmamış).
- ÇAPAN. U.Z., 1981a., Toros Kuşağında Yeralan Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği Ofiyolitinin İç Yapıları, Birimler Arası İlişkileri Ve Yapısal Özelliklerine Yaklaşımlar. TJK 35. Bil. ve Tek. Kurultayı, Bildiri Özetleri, s. 46-47
- ÇAPAN. U.Z., 1981b., Toros Kuşağında Beş Ofiyolit İstifine Ait (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ,Divriği) Majör Element Analizlerinin İstatiksel Yorumu:1, Ortalama Değerlerin Karşılaştırılması. Yerbilimleri, HÜ yay., 7, s.105-114
- ÇAPAN. U.Z., 1981b., Toros Kuşağında Beş Ofiyolit İstifine Ait (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ,Divriği) Majör Element Analizlerinin İstatiksel Yorumu:2, Faktör Analizleri. Yerbilimleri, HÜ yay.,8, s.83-89
- ÇİFTÇİ, Y. 2002 Sivas - Kızıldağ Ofiyolitlerinin (Orta Anadolu) Eser Element, Ni, PGE ve Au Jeokimyası Türkiye Jeoloji Bülteni Cilt 45, Sayı 1
- DEMİRMEN, R, 1965. Sincan (Zara - Divriği) Bölgesinin Jeolojisi: MTA Rap. No: 5127 (Yayınlanmamış).
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN,J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman,Hong Kong, 696 p.
- DICK, H.J.B. and BULLEN, T., 1984. Chromian Spinel as a Petrogenetic Indicator in Abyssal and Alpine Type Pridotites and spatially Associated lavas.

- Contributions to Mineralog and petrology. 86, 54-76.
- DICKEY, J.S., 1975. A Hypotesis of Origine For Podiform Chromit Deposits, Geochim. Cosmo, Chim. Acta 39
- DROOP, G.T.R., 1987. A General Equation For Estimating Fe³⁺ Concentrations In Ferromagnesian Silicates And Oxides From Microprobe Analyses, Using Stoichiometric Criteria. Mineralogical Magazine, V.51, p.431-435.
- GEORGE, R. P., 1978. Structural Petrology Of The Olympus Ultramafic Complex _n The Troodos Ophiolitic Coplexç Geo. Soc. Am. Bull. 89. 845-865.
- GÖKÇEN, S.L., 1981, Zara - Hafik Güneyindeki Paleojen İstifinin Sedimantolojisi ve Paleocoğrafik Evrimi: Yerbilimleri, 8,1-25.
- GÖKÇEN, S.L., 1982, Zara - Hafik (SE Sivas) Ve Refahiye (SW Erzincan) Bölgeleri Eosen Filişinin Sedimanter Petrolojik Karşılaştırılması:Yerbilimleri, 9,141-147.
- GÖKÇEN, S.L.S and KELLİNG, G., 1985, Oligocene Deposits Of The Zara - Hafik Region (Sivas-Central Turkey): Evolution From, Storminfluenced Shelf To Evaporitic Basin.: Geologische Rundschau 74/1,139-153
- GRAHAM, R. P. D. 1917, Origin of massive serpentine and ehrysotile -asbestos, Black Lake - Thetford area, Quebec. Econ Geol, 12,159-202.
- GRANGE, L. 1927, On the "Rodingite" of Nelson. Trans. Proc. NewZealand Inst. 58, 160-166.
- İNAN, N., 1987, Tecer Dağının (Sivas) Jeolojik Özellikleri Ve Foraminiferlerin Sistematik İncelenmesi: Cumhuriyet Üniv., Fen Bil. Enst., Doktora Tezi (Yayımlanmamış), 127 S.
- İNAN, N., Ve İNAN, S., 1990, Gürlevik Kireçtaşlarının (Sivas) Özellikleri Ve Önerilen Yeni İsim: Tecer Formasyonu: TJK Bült.. C. 33. S.1. 51-56.
- İNAN, S., 1993-1994, Sivas Baseni Güneydoğusunun Yapısal Evrimi: Cum. Üniv., Müh. Fak. Derg., Seri A, yerbilimleri, C.1-1, S.1-1, 13-22.
- IRVINE, T. N., 1967. Chromian Spinel As A Petrogenic Indicator, Part II, Petrologic Applications. Canadian Jurnal Of Earth Sciences 4. 71-103.
- LAGO, B. L., RABINOWICZ M. and NİCOLAS A. (1982), Podiform Chromite Ore Bodies: A Genetic Model. J. Petrol. 23, 103-125.

- KALKANCI, Ş., 1978, Suşehri Güneyinin Jeolojik Ve Petrokimyasal Etüdü. Köseadağ Siyenitik Masifinin Jeokronolojisi (NE Sivas - Türkiye). 38. T.J.K Bildiri Özleri S. 33 - 34
- KOŞUN, E.ve ÇİNER A., 2002 ,Zara Güneyi (Sivas Havzası) Karasal-Sığ Denizel Miyosen Çökellerinin Litostratigrafisi ve Fasiyes Özellikler, MTA Derg. ,125, 65 - 88, 2002
- KURTMAN, F., 1961, Sivas - Divriği Arasındaki Sahanın Jeolojisi ve Jipsli Seri Hakkında Müşahedeler: MTA Derg., 56,14 - 25
- KURTMAN, F. (1963): Tecer Dağlarının Jeolojisi ve Alacalı Seri Hakkında Bazı Müşahedeler. T. J.K. Bült., Cilt VIII, Sayı 1-2, Ankara.
- KURTMAN, F., 1973, Sivas-Hafik -Zara ve İmranlı Bölgesinin Jeolojik ve Tektonik Yapısı: MTA Derg.,, 80, 1-32.
- LEBLANC, M. and VIOLETTE, J. F., 1983. Distribution of Al-Rich and Cr-Rich Chromite Pods in Ophiolites. Economic Geology. 78, 123-132.
- LEBLANC, M. And NICOLAS, A., 1992. Ophiolitic Chromitites. Int. Geology Rev. 34, 653-686.
- LEHMANN, J. 1983. Diffusion Between Olivine and Spinel: Application to Geothermometry. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 64, p. 123-138
- KAMENETSKY V., CRAWFORD A. J. and MEFFRE S. 2001.Factors Controlling Chemistry Of Magmatic Spinel: Anempirical Study Of Associated Olivine, Cr-Spinel and Melt Inclusions From Primitive Rocks. Journal Of Petrology 42, 655–71.
- KORKMAZ, S., 1990, Sivas Havzasında Anakaya, Fasiyesi Ve Petrol Oluşumunun Organik Jeokimyasal Yöntemlerle Araştırılması, Jeoloji Mühendisliği, S. 37, 61-68.
- MELCHER F., GRUM W., SİMON G., THALHAMMER T.V., STUMPFL E.F., 1997, Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. J Petrol 38: 1419–1458
- MİLES, K. R. 1951, Garnetoized gabbros from the Eulamina district, Mt. Margaret Goldfield. Geol. Surv. Western Australia. Bull. 103/2.

- MOUTTE, J., 1982. Chromite Deposits of The Tiebaghi Ultramafic Massif, New Caledonia. *Econ. Geo.* 77. 576-591.
- MEŞHUR, M. ve Aziz, A., 1980, Sivas Baseni Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları: TPAO Rap. 1530 (yayımlanmamış).
- NEBERT, K., 1956, Sivas Vilayetinin Zara - İmranlı Mıntıkasındaki Jips Serisinin, Stratigrafik Durumu Hakkında: *MTA Derg.*, 48,76-82,
- NORMAN, T. (1964): 1:25 000 Ölçekli Sivas - İ38 - C2 Paftası Celalli (Hafik) Bölgesinin Genel Jeolojisi. M.T.A. Rap. No. 4114 (Yayınlanmamış), Ankara.
- OCAKOĞLU, F., 1999. Evaporitlerden Kaynaklanan Sünümlü Deformasyona İlişkin Bazı Veriler (Zara, Sivas Doğusu). *Maden Etüt ve Arama Dergisi*, S. 121, Say. 83 - 96
- ÖZÇELİK O. ve ALTUNSOY M., 1992, Bolucan (Zara - Sivas) Yöresinde Oligosen Yaşlı Selimiye Formasyonu Kumtaşlarının Sedimanter Petroloji İncelemesi, *Jeoloji Mühendisliği* S. 41,131-137
- ÖZTÜRK, A., İNAN, S., TERZİOĞLU, N., GÜRSOY, H., 1988. Ulaş-Deliktaş-Kavak - Sincan - Beypınarı - Ovacık (Sivas) yöresinin jeolojisi, tektonik özellikleri ve yeraltı zenginlikleri. TUBİTAK Projesi Raporu, TBAG-672, 70 s. 3 Ek, (yayımlanmamış), Ankara.
- ÖZKOÇAK O., Alpin Tipindeki Kromit Yataklarının Özellikleri. *Madencilik Derg.* Cilt 11, Sayı 2, 1972
- PARLAK O., YILMAZ H., BOZTUĞ D., 2006, Divriği Ofiyolitindeki (Sivas, Türkiye) Metamorfik Dilim ve İzole Daykların Kökeni ve Tektonik Önemi: Ofiyolit Yerleşmesinden Önce Dalan Levhanın Kopmasına İlişkin Veriler *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, S. 15, 25-45
- PAKTUNÇ, A.D., 1990. Origin Of Podiform Chromite Deposits By Multistage Melting, Melt Segregation And Magma Mixing In The Upper Mantle. *Ore Geol Rev* 5:211-222
- PEARCE, J. A., LIPPARD, S.J. ve ROBERTS, S. 1984. Characteristics and Tectonic Significance of Supra-Subduction Zone Ophiolites (In YALINIZ, M. K. 2001. Dalma Batma Zonu (Supra-Subduction Zone SSZ) Ofiyolitlerin

- Petrojenezi. Magmatik Petrojenez TÜBİTAK. Lisans Üstü Yaz Okulu. 7-12. 377-400.
- PİSONİ, C., 1965, Sivas İ38c1 ve c4 Paftasının Jeolojisi Ve Petrol İmkanları: MTA Rap., 3442 (Yayımlanmamış), Ankara
- PROENZA, J., GERVILLA F., MELGAREJO J.C., BODİNİER J.L., 1999, Al and Cr Rich Chromitites From The Mayari - Baracoa Ophiolitic Belts (Eastern Cuba); Consequence Of İnteraction Between Volatile Rich Melts And Peridotite İn Subduction Mantle. *Economic Geology*, 94. 547 – 566
- SANER, S., 1979. Batı Pontid Ve Komşu Havzaların Oluşumlarının Levha Tektoniği Kuramıyla Açıklanması, Kb Türkiye. *MTA Derg.*, 93/94 S.1-20
- SESTİNİ, J., 1968, Sivas - Zara - Beypınarı, Bozbel, Gürlevik Dağları Sahasının Jeolojisi Ve Ekonomik Durumu: MTA Rap., 4045 (Yayımlanmamış), Ankara
- STCHEPİNSKY, V., 1939, Sivas Vilayeti Merkezi Kısımının Umumi Jeolojisi Hakkında Rapor. M. T.A. Rap., no. 868, Ankara.
- STERN R. J., JOHNSON P. R., KRÖNER A. & YIBAS B. 2004, Neoproterozoic ophiolites of the Arabian–Nubian Shield. In Kusky T. M. (ed.) *Developments in Precambrian Geology*, Elsevier, Amsterdam
- STEVENS, R. E., 1944, Composition Of Some Chromites Of The Western Hemisphere *Am. Mineralogist* V. 29/1-2. 1-34. Illus Incl. Index Map, Jan.-Feb. *Econ. Geology*.
- STOWE, C. W., 1994. Compositions and Tectonic Settings Of Chromite Deposits Through Time. *Econ. Geol.* 89. 528-546.
- TATHAVADKAR V.D.; ANTONY M.P. and JHA A., 2004. An Investigation Of The Mineralogical Properties Of Chemical Grade Chromite Minerals *Scandinavian Journal Of Metallurgy*, Vol. 33, No. 2, Pp. 65-75(11).
- TEMİZER, Y., 1979. Gürlevik Dağları Cevresindeki Ofiyolitlerde Krizotil Asbest Mineralizasyonları. 33. Türkiye Jeol. Bil. ve Tek. Kurultayı, Bildiri Özetleri, S.81-82
- THAYER, T. P., 1960. Some Critical Differences Between Alpine Type and Startiform Peridotite Gabro Complexes: 21. St. *Inter Geol. Congr., Copenhagen, Reports.*, 13. 247-259.

- THAYER, T.P., 1964. Principal Features and Origin Of Podiform Chromite Deposits and Some Observations On The Guleman - Soridağ District, Turkey: Econ. Geol., 59. 1497-1524.
- THAYER, T.P., 1969. Gravity Differentiation and Magmatic Replacement Of Podiform Chromite Deposits
- TURNER, F. J. ,1933. The Metamorphic and Intrusive rocks of Southern Westland. Trans. Proc. New Zealand Inst. 63, 178-284.
- TUTKUN, S.Z., ÖZÇELİK, O., GÖKÇE, A. VE TUNÇ, M., 1988. Divriği, Yakuplu, İliç, Hamo (Sivas) Yöresinin Jeolojisi, Tektonik Özellikleri ve Yer Altı Zenginlikleri. Tübitak Proje No: TBAG 673, 133 s. (Yayımlanmamış)
- TÜMÜKLÜ, A., 2005. Mazmılı (Pozantı - Karsantı Ofiyolitik Masifi) Yöresindeki Kromit Cevherleşmelerinin Jeolojik - Metalojenik Ve Jeokimyasal İncelenmesi, Ç.Ü.F.B.E Doktora Tezi, Adana, 37 - 39
- ZHOU, M.F. and BAI, W.J., 1992. Chromite Deposits In China And Their Origin. Mineralium Deposita 27, 192-19
- ZHOU M.F and ROBINSON P.T., 1997. Origin and Tectonic Environment Of Podiform Chromite Deposits; Economic Geology, V92, Pp.259 - 262
- ZHOU, M.F., SUN, M., KEAYS, R. R., and KERRICH,W. 1998. Controls On Platinum-Group Elemental Distributions of Podiform Chromites: A Case Study Of High-Cr-And High Al Chromitites from Chinese Orogenic Belts. Geochimica et Cosmochimica Acta Vol. 4. 677-688.

ÖZGEÇMİŞ

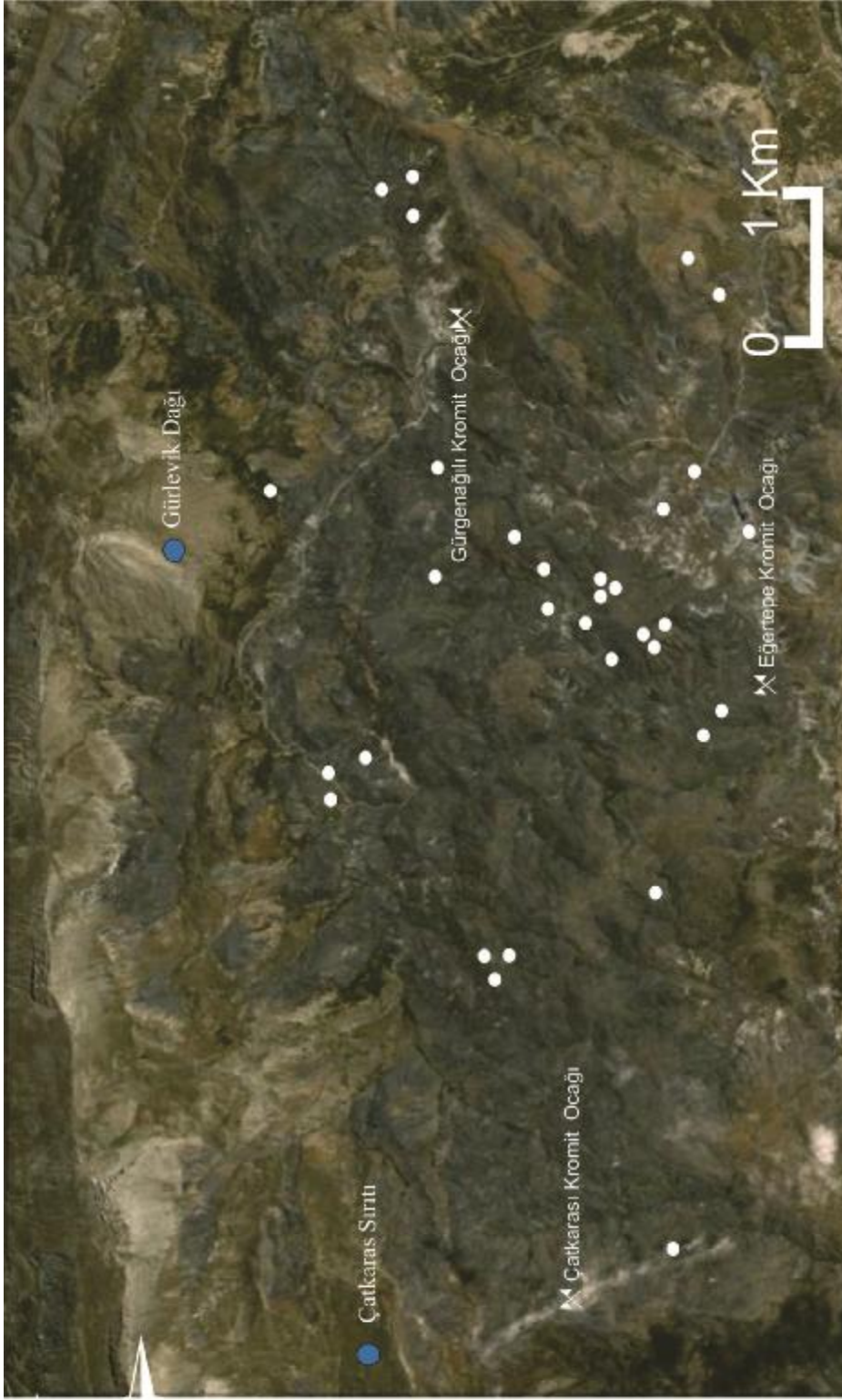
Evren Arslan, 16/12/1985 yılında Kayseri' de doğdu. İlk,orta öğrenimini ve lise öğrenimini Kayseri' de tamamladı. 2004 yılında başladığı Çukurova Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 2008 yılında mezun oldu ve aynı yıl Karizma Enerji'de işe başladı. Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Maden Yatakları ve Jeokimya Ana Bilim Dalı'nda 2009 yılında yüksek lisans öğrenimine başladı. Yrd. Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ danışmanlığında "Beypınarı- Zara (Sivas) Bölgesinde Bulunan Kromit Cevherleşmelerinin Jeolojik ve Mineralojik Olarak İncelenmesi" adlı bir yüksek lisans tezi hazırladı.

EKLER

EK-1 Divriği Ofiyolitine Ait Stratigrafik Kesit (Parlak vd. 2006)

Yaş	BİRİM	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
Kuvaterner			Alüvyon ve Birikinti <i>Uyumsuzluk</i>
Kuvaterner Pliosen	Örenlice For.		Kıtasaal Klastik Kayaçlar <i>Uyumsuzluk</i>
	Yamadağı volcanikleri		Andesitik and asaltik lavlar ve piroklastikler <i>Uyumsuzluk</i>
Miyosen Eosen	İsimlendirilmemiş Birim		Kırıntılılar, karbonatlar and evaporitler <i>Uyumsuzluk</i>
Paleosen Maastritliyen	Divriği Granatoyidleri		Granitic Kayaçlar
Kampaniyen- Maastritliyen	Saya Formasyonu		Taban konglomerası, çakıltı -kumtaşı ardalanması, çamurtaşı ve kireçtaşı ara katmanlı pillow lavlar <i>Uyumsuzluk</i>
			Levha Dayk Kompleksi
Geç Kretase	Divriği Ofiyoliti		Masif Gabro
			Tabakalı Gabro
			Dunit, Verlite ve Klinonopiroksenit İçeren Kümüllat Peridotitler
			→ <i>Tektonik Dokanak</i> Tabakaları ve dunit mercikleri içeren Tektonitler
			→ <i>Tektonik Dokanak</i> İzole Dayklar
	Metamorfik Taban		→ <i>Tektonik Dokanak</i> Serpantinize matrisinde Kireçtaşı ve metamorfikler içeren Melanj
	Yeşiltaşyayla melanji		→ <i>Tektonik Dokanak</i>
G. Karbonifer Kampaniyen	Munzur Kireçtaşı		Rekristalize Kireçtaşları

EK-2 Beypınarı Bölgesinde Bulunan Kromit Mostra ve Ocaklarının Görünümü



Açıklamalar



Mostra

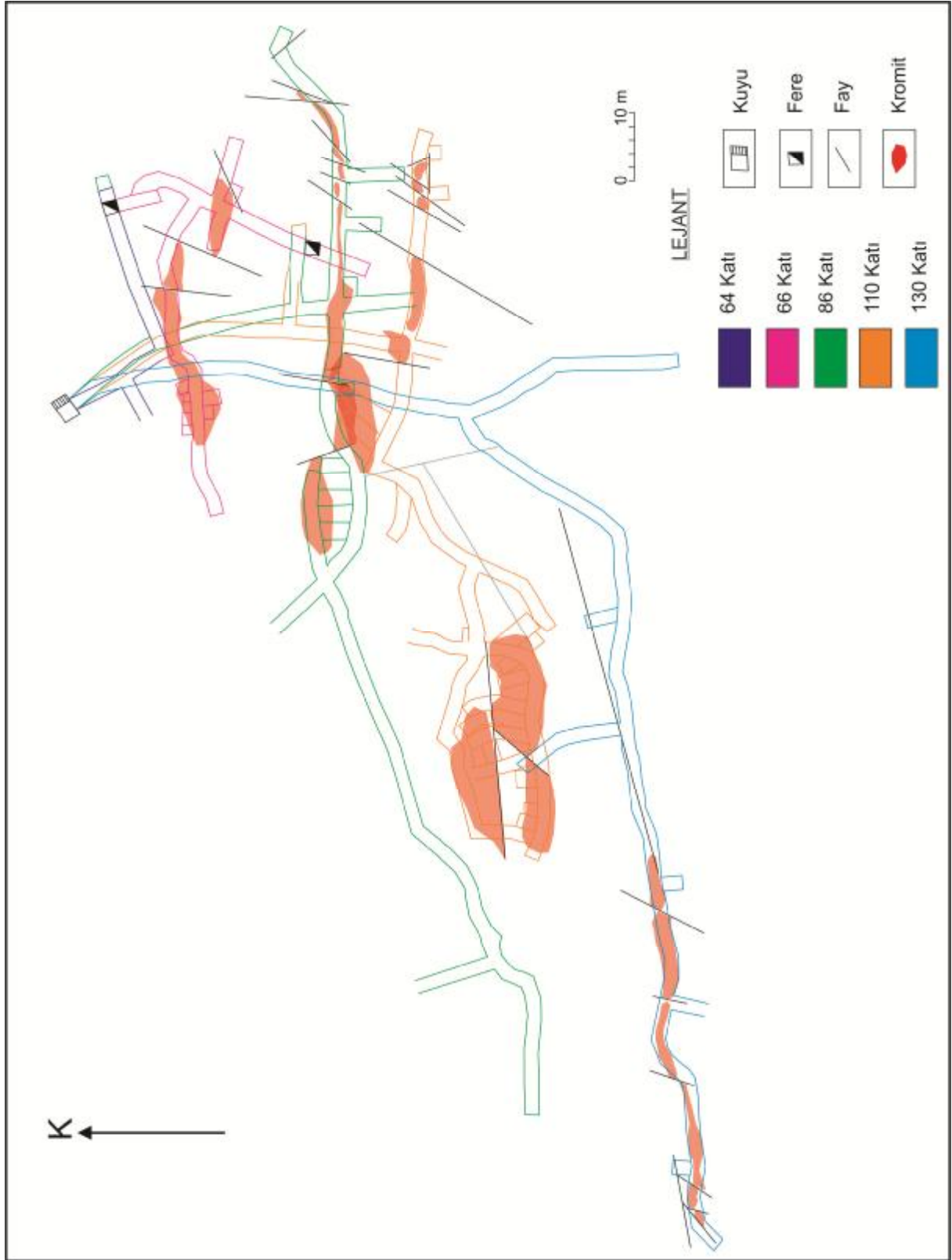


Mevkii İsimleri



Ocak

EK-3 Gürgenağlı Kromit Ocağı İmalat Haritası



EK-4 Eğertepe Kromit Ocağı İmalat Haritası

