

MUSALI (MERSİN) BÖLGESİNDEKİ KROMİT YATAKLARININ
MİNERALOGİSİ VE PETROGRAFİSİ

UTKU BAĞCI

78368

ME.Ü.

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİMDALI
YÜKSEK LİSANS TEZİ




MERSİN
EYLÜL-1998

78368
T.C. YATIRIM MENKUL DEĞERLER A.Ş. KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

Bu çalışma, jürimiz tarafından, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

10.19.98

Adı-Soyadı	İmza
Başkan ; Prof. Dr. Türker ÖZSAYAR	
Üye ; Prof. Dr. Fikret İŞLER	
Üye ; Yrd. Doç. Dr. Fevzi ÖNER	

Bu tezin kabulü, Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 25.12.98 gün ve 98.121-2 Sayılı kararıyla onaylanmıştır.


Prof. Dr. Nevzat KÜLCÜ

Mersin Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü



ÖZ

Çalışma alanı Musalı Köyü (Mersin) kuzeybatısında yer almaktadır. Bölgede Geç Kretase yaşlı Mersin Ofiyoliti ve bunun üzerine tektonik dokanakla gelen Alt-Orta Miyosen yaşlı Kaplankaya ve Karaisalı Formasyonu bulunmaktadır. Mersin Ofiyolitinin ana bileşenini ileri derecede serpantinleşmiş ultramafik kayalar oluşturur. Cevher minerali olarak sadece kromit bulunur. Kromitler harzburjitik çevre kayalar içerisinde dünitik kayalar tarafından sarılmış olup, 50-100 m genişliğinde 1-1.5 km uzunluğunda olası bir krom cevher zonunda bulunmakta, yer yer masif, saçınımlı, nodüler ve bantlı yapı göstermektedirler.

Mikroskobik incelemelerde kromitlerde kataklastik ve çek-ayır dokusunun yaygın olduğunun gözlenmesi, yatakların hem oluşum hem de ofiyolitlerin yerleşmesi sırasında şiddetli bir tektonik deformasyon etkisinde kaldığını göstermektedir. Yapılan kimyasal incelemelerde kromitlerde demir içeriğinin yüksek olduğu gözlenmiştir. Yapısal, mineralojik ve kimyasal özellikler podiform kromit kütlelerinin yan kayalarla eş zamanlı bir oluşum olduğunu göstermektedir.

Gül diyagramı ve kontur diyagram çözümlerine göre K60B-K80B, K60D-K70D, K20B-K50B doğrultularına sahip üç çatlak takımının egemen olduğu belirlenmiştir.

ABSTRACT

The study area is situated on the northwest of Musalı Village (Mersin). Late Cretaceous aged Mersin Ophiolite are overlain by Lower-Middle Miocene aged Kaplankaya and Karaisalı Formations with a tectonic boundaries in this area. Mersin Ophiolite is composed of mainly serpentinized ultramafic rocks and chromite is only ore mineral. Chromite enrichments are enveloped by a dunitic cover in the harzburgitic surrounding rocks. They are located 50-100 m wide and 1-1.5 km length possible chromite zone. They show in places different ore textures such as massive, disseminated, nodular and banded.

Microscopic studies indicate that the chromites have generally cataclastic and pull-apart texture. These properties have shown chromite deposits affected advanced tectonic deformation both occurrence and placement. Chemical studies have shown that chromites have high iron content. Structural, mineralogical and chemical properties show that chromite deposits formed contemporaneously with their enclosing rocks.

The rose and contour diagrams analyses show that there are three dominant fracture sets within the quarry and their dips are N60W-N80W, N60E-N70E, N20W-N50W.

TEŐEKKŪR

Musalı (Mersin) BŖlgesindeki Kromit Yataklarının Mineralojisi ve Petrografisi isimli yŖksek lisans tez çalışması sırasında yardımlarını esirgemeyen Mersin Őniversitesi Araştırma Fonu'na, YŖksek lisans tez çalıŐmasını yŖneten danıŐman hocam Yrd. Doç. Dr. Fevzi ÖNER'e, değerli katkılarından dolayı, Yrd. Doç. Dr. Nurdan AYDIN'a, parlatma kesitlerinin yapımı için Çukurova Őniversitesi MŖhendislik FakŖltesi Jeoloji MŖhendisliėine, parlatma ve ince kesitlerden fotoğraf ve slayt çekimine olanak sağlayan Niğde Őniversitesi MŖhendislik FakŖltesi Jeoloji MŖhendisliėine, kimyasal analizlerin yapımı için Kromsan Firması ve Berlin Teknik Őniversitesi'ne, ayrıca Mersin Őniversitesi MŖhendislik FakŖltesi Jeoloji MŖhendisliėi Araştırma GŖrevlilerine, ve Minsan Madencilik'den Cavit SAYIL'a teŐekkŖr ederim.



İÇİNDEKİLER

ÖZ.....	iii
ABSTRACT	iv
TEŞEKKÜR	v
İÇİNDEKİLER.....	vi
TABLO LİSTESİ.....	ix
ŞEKİL LİSTESİ	x
FOTOĞRAF LİSTESİ	xii
EKLER.....	xiii
1. GİRİŞ.....	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	4
3. OFİYOLİT KAVRAMI	6
3.1. Tanım.....	6
3.2. Ofiyolitin Kökeni	8
4. KROMİT MİNERALİ HAKKINDA GENEL BİLGİLER	10
4.1. Giriş	10
4.2. Kromit Oluşumu	10
4.2.1. Stratiform Yataklar	11
4.2.2. Podiform Yataklar	11
5. BÖLGESEL JEOLojİ.....	16
5.1. Mesozoyik.....	16
5.1.1. Geç Kretase	16
5.1.1.1. Mersin Ofiyoliti.....	16
5.1.1.2. Fındık Karmaşığı.....	16

5.2. Senozoyik.....	18
5.2.1. Tersiyer	18
5.2.1.1. Kaplankaya Formasyonu	18
5.2.1.2. Karaisalı Formasyonu.....	18
5.2.2. Kuvaterner.....	18
5.2.2.1. Kaliçi.....	18
5.2.2.2. Alüvyon.....	18
6. MATERYAL METOD.....	19
6.1. Arazi Çalışmaları	19
6.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	19
6.2.1. Mikroskopik İncelemeler.....	19
6.2.2. Kimyasal Analizler	20
6.3. Büro Çalışmaları.....	20
7. ARAŞTIRMA BULGULARI	21
7.1. Tektonitler.....	21
7.1.1. Dünit	24
7.1.2. Harzburjit	25
7.1.3. Serpantinit	27
7.2. Tektonitlerin Jeokimyası	29
7.2.1. Analizlerin Harker (1908) Diyagramında İncelenmesi	29
7.2.2. Analizlerin Al_2O_3 -MgO-CaO Üçgen Diyagramda İncelenmesi.....	31
7.3. Kromit Cevherleşmesi.....	31
7.3.1. Kromit Cevherlerinin Mikroskopik İncelenmesi.....	36
7.4. Kromitlerin Kimyası.....	39

7.5. Kromitlerde Ateş Kaybı	48
7.6. Kromitlerin Jenezi.....	48
8. EKONOMİK JEOLJİ	50
9. SONUÇLAR	51
KAYNAKLAR	52
ÖZGEÇMİŞ.....	57
TABLolar.....	58
EKLER.....	65



TABLO LİSTESİ

Tablo 1. Musalı (Mersin) tektonitlerinin ana bileşen oksit % değerleri	59
Tablo 2. Musalı (Mersin) tektonitlerinin eser element ppm değerleri.....	60
Tablo 3. Musalı (Mersin) kromitlerinin ana bileşen oksit % değerleri	61
Tablo 4. Musalı (Mersin) kromitlerinin eser element ppm değerleri.....	62
Tablo 5. Musalı (Mersin) kromitlerinin birim hücredeki katyon değerleri.....	63
Tablo 6. Musalı (Mersin) kromitlerindeki, ana elementlerin korelasyon değerleri	63
Tablo 7. Musalı (Mersin) kromitlerindeki, krom ile eser elementler arası korelasyon değerleri.....	63
Tablo 8. Musalı (Mersin) kromitlerinin spinel prizmasındaki dörtlü parametre değerleri.....	64



ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası	3
Şekil 2. Tipik ofiyolit birliğinin sistematik kesiti.....	7
Şekil 3. Spinel grubu minerallerin kimyasal bileşimlerine göre isimlendirilmesi ve doğal kromitlerin bileşimsel alanı.....	10
Şekil 4. Okyanusal kabuk içinde Alpin tipi krom yataklarının oluşum modelleri.....	14
Şekil 5. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti	17
Şekil 6. Musalı (Mersin) tektonitlerindeki çatlak sistemlerinin doğru güllü diyagramı	22
Şekil 7. Musalı (Mersin) tektonitlerindeki çatlak sistemlerinin eğim güllü diyagramı...	23
Şekil 8. Musalı (Mersin) tektonitlerindeki çatlak sistemlerinin kontur diyagramı.....	23
Şekil 9. Musalı (Mersin) tektonitlerinin Harker (1908) diyagramındaki durumları ...	30
Şekil 10. Musalı (Mersin) tektonitlerinin Al_2O_3 - MgO - CaO (Coleman 1977) üçgen diyagramındaki durumları	31
Şekil 11. Musalı (Mersin) kromitlerinin analizlerdeki ana bileşenlerin çeşitli ikili diyagramlarındaki konumları.....	41
Şekil 12. Musalı (Mersin) kromitlerinin birim hücredeki katyon değerlerinin karşılaştırılması.....	42
Şekil 13.1. Musalı (Mersin) kromitlerinde, krom elementi ile bizmut, kadmiyum, kobalt ve antimon elementlerinin değişim diyagramları.....	43
Şekil 13.2. Musalı (Mersin) kromitlerinde, krom elementi ile vanadyum, volfram ve çinko elementlerinin değişim diyagramları	44
Şekil 14. Musalı (Mersin) kromitlerinin Cr_2O_3 yüzdelerinin $Cr/Cr+Al+Fe$ ve $Mg/Mg+Fe'$ in fonksiyoner diyagramı.....	45

- Şekil 15.** Musalı (Mersin) kromitlerinin Stevens (1944)' ın $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3$ üçgen diyagramındaki konumları 46
- Şekil 16.** Musalı (Mersin) kromitlerinin spinel prizmasındaki değerlerinin çeşitli üçgen diyagramlardaki konumları 47



FOTOĞRAF LİSTESİ

Fotoğraf 1. Musalı (Mersin) tektonitlerinde gözlenen çatlaklar	21
Fotoğraf 2. Dünit içinde, olivin mineralindeki iddingsitleşme	24
Fotoğraf 3. Harzburjitlerin polarizan mikroskopta genel görünüşü	26
Fotoğraf 4. Harzburjit içinde, ortopiroksen mineralindeki bastitleşme.....	26
Fotoğraf 5. Serpantinitler içindeki tipik ağ dokusu	28
Fotoğraf 6. Serpantinitlerin polarizan mikroskopta genel görünüşü	28
Fotoğraf 7. Serpantinitlerdeki kromit minerali.....	29
Fotoğraf 8. Harzburjitik tektonitler içindeki kromit cevheri.....	32
Fotoğraf 9. Çalışma alanındaki işletme amacıyla açılan galeriler.....	33
Fotoğraf 10. Çalışma alanındaki masif cevherler.....	34
Fotoğraf 11. Çalışma alanındaki nodüler cevherler	35
Fotoğraf 12. Çalışma alanındaki bantlı cevherler	36
Fotoğraf 13. Polarizan mikroskopta tek nikol altında kromit mineralinin kataklastik ve çek-ayır dokusu.....	37
Fotoğraf 14. Polarizan mikroskopta tek nikol altında saçınımlı kromitlerin görünüşü	37
Fotoğraf 15. Cevher mikroskobunda saçınımlı kromitlerde gözlenen halka (rim) yapısı.....	38
Fotoğraf 16. Cevher mikroskobunda nodüler kromitlerin görünüşü.....	38

EKLER

Ek 1. Musalı (Mersin) yöresinin jeolojik haritası	65
--	-----------



1. GİRİŞ

Türkiye'nin Doğu Akdeniz Bölgesinde, Mersin ili, Musalı Köyünün kuzeybatısında yer alan çalışma alanı Mersin O₃₃-a₁ paftasında yer almaktadır. Yerleşim birimleri olarak Gözne ilçesi, Korum, Musalı, Darıseki ve Evrenli köyleri bulunmaktadır (Şekil 1).

Bu çalışmanın amacı Musalı (Mersin) bölgesindeki kromit yataklarının jeolojik özellikleri, cevher-yan kayaç ilişkileri, cevherleşmenin mineralojik bileşimi, mikro yapı doku özellikleri, kromitlerin kimyasal bileşimleri ve kökenini incelenmesi, üniversite sanayii işbirliği içerisinde çeşitli konferans ve bilimsel etkinliklerle işletmelerin yararına sunulması ve aynı zamanda ME. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsüne Yüksek Lisans Tezi olarak sunulmasıdır.

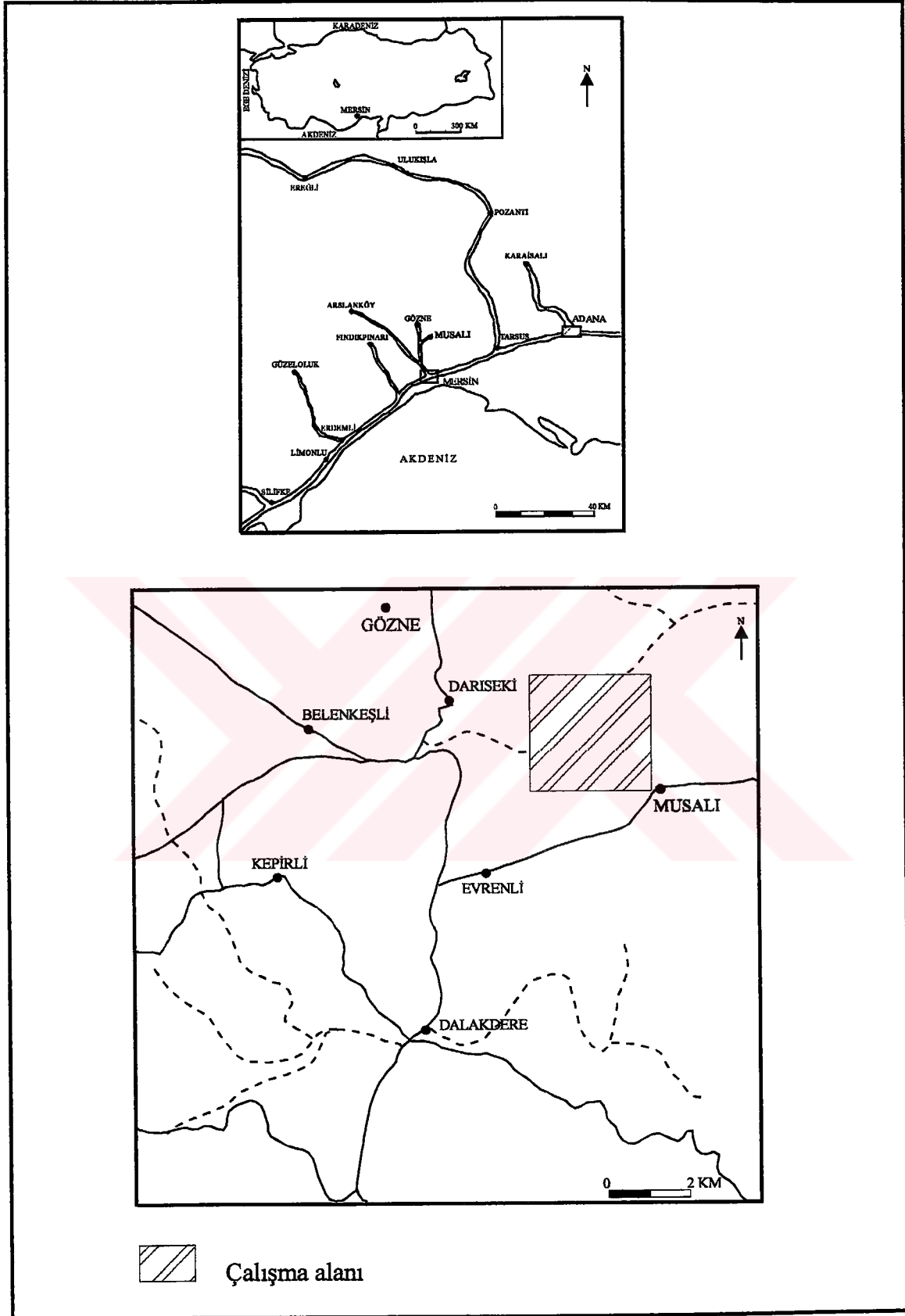
Çalışma alanında Akdeniz iklimi hakim olup, yazları sıcak ve nemli, kışları ılık ve yağışlıdır. Bölge halkının geçim kaynağı tarım ve hayvancılık üzerinedir. Tarım alanında üzüm, incir, şeftali, kiraz ve erik yetiştirilmektedir. Hayvanlardan küçük ve büyük baş hayvanlar ile tavuk besiciliği yapılmaktadır. Dağ eteklerinde çam ormanları bulunurken küçük tepeler makiler ile kaplıdır.

Çalışma alanına ulaşım Mersin'den Musalı köyüne kadar asfalt yol, daha sonrası ise stabilize yol ile sağlanmaktadır. Röliyef açısından en yüksek tepeler Kömürdağı Tepe (684 m), İhsankaya Tepe (831 m), akarsu bakımından önemli olarak da Karabucak Dere ve Kuşça Dere gözlenmektedir.

Kromit ekonomik değer taşıyan tek krom minerali olup geleneksel olarak kullanım sahaları dikkate alınarak bileşimlerine göre üç sınıfa ayrılır. Metalurjik, kimyasal ve refrakter cevher diye adlandırılan bu cevherler günümüzün gelişen teknolojik şartlarında birbirlerinin yerine kullanılabilir hale gelmişlerdir. Kromit, dünya endüstrisi açısından hayati önemde bir mineraldir. Hem paslanmaz çelik ve diğer çelik alaşımlarının kullanılması hem de bu çeliklerin kullanıldığı fırnlarda refrakter yapımında tüketilmesi nedeni ile direkt olarak demir çelik sanayiinin ve bunlara bağlı nükleer reaktör, buhar, gaz trübünleri, petrokimya, petrol rafineri ve diğer endüstri tesislerinin temel malzemesidir.

Türkiye dünyada kromit üreten ilk beş ülkeden biridir. Krom yataklarının ekonomik konsantrasyonlarına yalnız magmatik kayalarda, özellikle ultramafik kayalar içerisinde rastlanılmaktadır. Kromitin ekonomik tenörü % 35-55 Cr_2O_3 arasında değişmektedir. Ekonomik kromit yatakları stratiform (tabakalı) ve podiform (Alpin) tip yataklarda gözlenmektedir.





Şekil 1. Yer bulduru haritası

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

NOVAK (1927), yaptığı çalışmada % 47 Cr_2O_3 tenörlü gri renkte, kolayca ufalanan kromit cevherinin yaklaşık 5.000 ton kadar olduğunu, çok daha büyük cevher rezervlerin bulunduğunu, fakat günün koşullarında görmenin mümkün olmadığını, saha hakkında iyi bir fikir edinmek için eski ocak imalatının tekrar açılması gerekliliğini belirtmiştir.

WIJKERSLOOTH (1941), birinci dünya savaşından önce Musalı köyünün kuzeybatısında % 47 Cr_2O_3 tenörlü cevherin işletildiğini, ayrıca Sıraç köyünün batısında % 43-44 Cr_2O_3 tenörlü 40.000 ton cevher üretildiğini ve konsantre edilerek tenörün % 53-54 Cr_2O_3 ' e yükseltildiğini, cevherin nodüllü ve lekeli cevherden meydana geldiğini belirtmiştir.

BORCHERT (1958), Mersin ilinin kuzeybatısındaki peridotit masifinin GB-KD doğrultusunda uzanmakta olduğunu bir yandan ince tekstürlü gri ve beyaz Kretase kalkerler, diğer yandan Miyosen yaşlı ve marnlı kireçtaşı ile örtülü olduğunu belirtmiştir.

CANSIZ (1979), yapılan çalışmada Musalı köyünün 1 km kuzeybatısındaki mostralarda galeri ve yarmalar açıldığını, bantlı ve masif tipteki cevherin 400 m doğrultu boyunca izlenebildiğini belirtmiştir. Yaklaşık 50 m genişlikte bir zon içinde 1-8 m kalınlıklarda izlenebilen cevheri güneybatıda Kuşça derenin güneybatısında 500 m'lik bir hat üzerinde açılan yarmalarda cevher bantının görülebildiğini ve bunların aynı zonun devamı olabileceğini tahmin etmiştir. Yörede yaygın olarak dünit bulunduğunu ve muhtemel rezervin 315.000 ton olduğunu belirtmiştir.

PAMPAL (1984), Bolkar dağlarının güney yamaçlarında yer alan Arslanköy-Tepeköy (Mersin) yöresinin stratigrafisini ortaya çıkarmış, ayrıca tüm Toros dağlarının yapısal evriminin açıklanması için önem arz eden ofiyolit yerleşimi konusunu incelemiş ve bölgeye ofiyolitlerin Üst Kretase (Maestrihtiyen) sonrası geldiğini belirtmiştir.

İŞLER (1990), Fındıkpınarı Yöresi (Mersin) Ofiyolitlerinin Jeolojisi ve Petrografisi isimli çalışmasında, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik seri ve ofiyolitik melanj ile Alt-Orta Miyosen yaşlı kireçtaşlarını ayırtlamıştır. İncelediği harzburjitlerin içerisinde irili ufaklı taneler şeklinde değişik oranlarda kromit kristalleri gözlemiştir.

ANIL (1990), Benzer morfolojik ve yapısal özellik gösteren Pozantı-Karsantı, Mersin ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitlerindeki bazı kromit yataklanmalarında başlıca dört tip kromit cevherinin gözlemlendiğini, bunların; kompakt-masif, nodüler, saçınımlı-dissemine ve bantlı cevherler olduğunu belirtmiştir. Bölgesel farklılıklara rağmen Pozantı-Karsantı ve Mersin ofiyolitik komplekslerindeki kromit yataklarında, Hatay bölgesindeki bir çok yataktan daha fazla % Cr_2O_3 içeriğinin bulunduğunu, incelediği üç masifdeki tüm ocakların bir bütün olarak ele alındığında Akdeniz tipi yataklarla global ölçekte büyük benzerlikler gösterdiğini belirtmiştir.

ÖZPEKER (1991), Mersin-Erdemli Ofiyolitik Masifinde düşük-orta tenörlü, büyük rezervli, ileri teknoloji ile yüksek öneme sahip olabilecek kromit cevherlerinin bulunduğunu belirtmiştir. Çalışılan bölgede potansiyel olarak % 15-30 Cr_2O_3 tenör aralığında toplam 233.000 ton görünür rezerve sahip cevher varlığını, cevherleşmenin genellikle KD-GB gidişli olduğunu; KD, KG ve KB yönlü faylanmalarla ekaylanmış ve düzensiz bloklar şeklini aldığını belirtmiştir.

YAMAN (1991), Akarca, Yapraklı, Musalı krom yataklarını incelemiş, düzensiz damar ve mercek gösteren yatakların harzburjit tektonitlerin yapısal öğeleriyle uyumlu olduğunu, masifteki tüm kromitli kütlelerin, masif, saçınımlı ve bantlı yapı şeklinde olduğunu belirtmiştir. İncelediği tüm kromitlerin petrografisinde zuhur şekillerine göre değişiklik görülmediğini, masif kromitlerin adkümülatik ve heterakümülatik doku gösterdiklerini belirtmiştir. Mineral kimyasını ise Stevens (1944) spinel prizmasında incelenmiş kimyasını Al kromit bölgesinde yer aldığını görmüştür.

PARLAK (1996), Mersin Ofiyolitinin, Güney Tetis Okyanusunda Üst Kretase'deki yay oluşumuna bağlı olarak geliştiğini ve Toros aktif kıta kenarına bindirdiğini söylemiştir. Ofiyolit yaklaşık 6 km kalınlığında bir okyanus kabuğunu temsil ettiğini, tabandan tavana doğru, metamorfik bir dilimi, harzburjitleri, ultramafik ve mafik kümülatları, bazalt ve derin deniz sedimanlarını içerdiğini, tüm bu birimlerin ofiyolitik melanj üzerine tektonik dokanakla geldiğini belirtmiştir.

3. OFİYOLİT KAVRAMI

3.1. Tanım

Ofiyolit mafik ve ultramafik kayalardan oluşan belirgin kayaç topluluğuna verilen bir isimdir. Yunanca “ofics” yılan, “ofiyolit” yılan taşı anlamına gelmektedir. 1972’ de toplanan 1. Penrose konferansına göre tam eksiksiz bir ofiyolit dizisi, alttan üstte doğru şu kayaç türlerinden oluşmaktadır (Şekil 2).

1. Ultramafik kompleks: Harzburjit, lerzolit, dünitin çeşitli oranlarda karışımından oluşan, genellikle tektonit dokulu, az veya ileri derecede serpantinleşmiş kompleks (Tektonitler).

2. Gabro kompleksi: Ultramafik birime oranla daha az deforme olmuş genellikle kümülat yapı, peridotitik kümülat ve piroksenitler içeren kısım (Kümülatlar).

3. Mafik tabular dayk kompleksi: Diyabaz, dolerit, tronjenit ve kuvars porfir dayklardan oluşan kompleks.

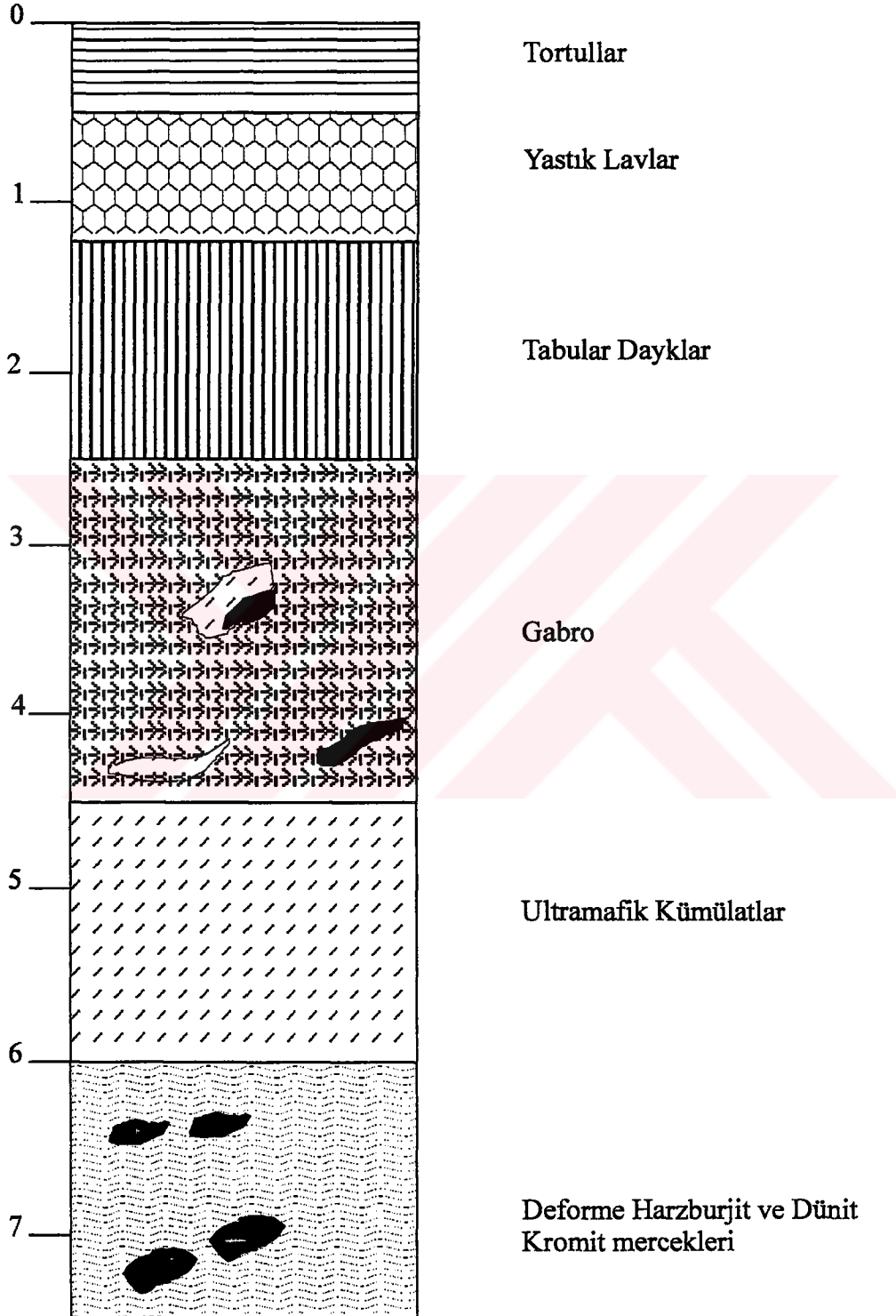
4. Mafik volkanik kompleks: Genellikle yastık yapı, çeşitli bazalt ve spilitlelerden oluşan kompleks

Bu birimlerle birlikte örtü tortulları, genellikle radyolaryalı çörtler, ince şeyl aratabakalı az miktarda kireçtaşları, dünit ile çevrili podiform kromit kütleleri, alkali ve silis içeriği fazla intrüzif (sokulum) ve ekstrüzif (akıntı) kayalar bulunmaktadır.

Genel kural olarak ofiyolit topluluğuna ait birimlerin tektonik kuvvetlerle tamamen karışması, normal dizilimin kısmen veya tamamen bozulması, karmakarışık olmasına ofiyolitli melanaj adı verilir. Genellikle ofiyolitli melanajın matriksi ofiyolit tanımındaki birimlerden biri olan pelajik tortullar, bloklar ise diğer birimlerdir. Yabancı bloklar genellikle kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır.

Derinlik (km)

Ofiyolit Kayaç Türleri



Şekil 2. Tipik Ofiyolit Birliğinin Sistematik Kesiti (Clague ve Straley, 1977'den)

3.2. Ofiyolitın Kökeni

Ofiyolitlerin kökeni ile ilgili ilk açıklama Steinmann (1927), tarafından yastık lavlar da dahil olmak üzere ofiyolitın tüm bileşenlerinin bir magmadan türediğini belirtmesiyle yapılmıştır.

Borchert (1958), ofiyolitlerin büyük çaplı bir denizaltı lav akıntısı içindeki gravitasyonel farklılaşma ürünü olduğunu belirtmiştir.

Maxwell (1969), ofiyolitlerin Alpin orojenik çevrimi başlangıç evresinde gerilme kuvvetlerinin hakim olduğu sırada mantonun yukarı doğru diyapirik yükselmesi ve kısmi erimesi ile oluşmuş bir denizaltı lakoliti şeklinde oluştuğunu savunmuşlardır.

Moore (1969), ofiyolit komplekslerinin, manto malzemesinin kısmen eriyerek okyanus tabanına sürekli olarak farklılaşmaya uğrayan ve deforme olan sıvı-katı karışım bir kütle halinde akması ile oluşmakta olduğunu belirtmiştir.

Sismik alışmalar, okyanus tabanlarından tarama ile alınan örnekler ve JOIDES (Joint Oceanographic Institute for Deep Earth Sampling) programı ile DSDP (Deep Sea Drilling Project) projesi uyarınca yapılan sondajlar okyanus kabuğu ve manto hakkında değerli bilgiler sağlamış ve kabuğun tabakalı yapısını ortaya çıkar mıştır. Araştırmacıların çoğu ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarda oluşmuş ve litosferin yakınsayan levha kenarlarındaki yitim kuşaklarına taşınmış okyanus kabuğu parçaları olduğunu varsayan görüşü desteklemiş ve levha tektoniğinin tamamlayıcı bir ögesi olarak benimsemişlerdir. Gerçekten ofiyolitlerin okyanus kabuğu kökenli olduğu varsayımını savunanların tümü, Kıbrıs' taki Troodos Ofiyolitinin bir okyanus ortası sırta oluşmuş okyanus kabuğunu temsil eden bir ofiyolit kompleksi olduğunu kabul etmişlerdir. Fakat kompleksin petrografik ve kimyasal verilerinin incelenmesiyle, okyanus ortası sırtı kayaçları arasında büyük kimyasal ve petrografik farklılıkların bulunduğu ortaya çıkmıştır. Böylece ofiyolitlerin okyanus ortası sırtı kökenli oldukları üzerine kuşkular ortaya çıkmıştır. Ofiyolitlerin genellikle ada yayı kökenli oldukları kabul edilmektedir.

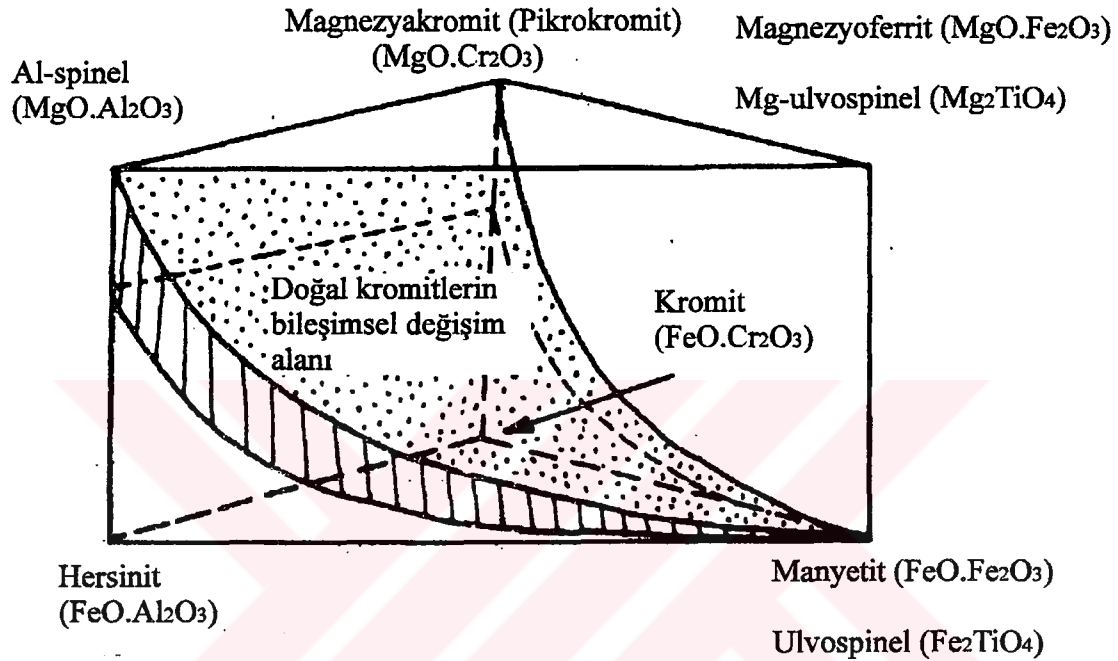
Okyanus ortası volkanikler diverjan (uzaklaşan) plaka sınırlarında oluşmaktadır ve toleyitik yapıda, bazaltik bileşimdedir. Bu kayalar az miktarda olivin içermektedir. Fe_2O_3 / FeO ve K_2O / Na_2O oranları düşüktür. K_2O içeriği % 0.2'den TiO_2 içeriği % 1'den azdır. Toleyitik bazaltlar düşük miktarda K, Ba, P, Sr, U, Th ve Zr içermektedir. Ada yayı volkanikleri ise konverjan (yaklaşan) plaka sınırlarında oluşmakta, kalkalkalin magmatizma ve andezitik volkanizma egemendir. Ada yayı volkanik kayaları kalkalkalin yapıda olup potasyum içeriğine göre alt gruplara ayrılmaktadır. Düşük potasyumlu kayalar genellikle ada yaylarında iken yüksek potasyumlu kayalar (şoşonitik) kıta içi bölgelerde gözlenmektedir. Bir çok ofiyolit istifi standart okyanus kabuğu vermemektedir. Bir çok istiflerde levhamsı dayklar çok az veya hiç gelişmemektedir. Buna bağlı diğer nedenlerle ofiyolitlerin çoğu gerçek okyanuslardan ziyade yay gerisi yayılım havzalarında oluşmuş kural dışı okyanusal kabuğu temsil ettikleri anlaşılmaktadır.

Sonuç olarak ofiyolitlerin, okyanus içi sırtlarda ve ada yayı yöresinde oluştuğu, yitme zonlarında plakaların katıldığı orojenik hareketlerde esas olarak sıyrıma ve üzerleme (obduction) yoluyla bugünkü konumlarını aldıkları belirtilmektedir.

4. KROMİT MİNERALİ HAKKINDA GENEL BİLGİLER

4.1. Giriş

Kromit, spinel grubu minerallerden olup, sıkı ve yoğun kristal hücreli, özgül ağırlığı yüksek ($3.8-4.9 \text{ gr/cm}^3$), sertliği 8 olan bir mineraldir. Spinel grubu minerallerin kristal kimyasal formülleri genel olarak $(\text{Fe}, \text{Mg})^{2+} (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Cr})_2^{3+} \text{O}_4$ şeklinde yazılmakta olup, yaygın kimyasal bileşimleri Şekil 3' de gösterilmiştir.



Şekil 3. Spinel grubu minerallerin kimyasal bileşimine göre isimlendirilmesi ve doğal kromitlerin bileşimsel değişim alanı (Stanton, 1972)

4.2. Kromit Oluşumu

Kromit yataklarının tamamı, ultramafik kayalar ile ilişkili olarak oluşmuş kristallenme ile ayrışım yatakları şeklindedirler. Kromit yataklarının ilişkili oldukları ultramafik kayalar jeolojik konumları, içerdikleri kayaç türleri ve iç yapıları bakımından 3 gruba ayrılmaktadır. Bunlar sırasıyla

1. Stratiform / tabakalı-otijenik masifler
2. Podiform / Alpin tipi-allojenik masifler
3. Konsantrik / zonlu-polijenik masifler

Krom yatakları bu masiflerden hangisi içinde gözleniyorsa ona göre stratiform / tabakalı, podiform / Alpin tip veya konsantrik masifler şeklinde tanımlanmaktadır. Bunlardan konsantrik masifler, krom yatakları bakımından fazla önemli değildir (Gökçe, 1995).

4.2.1. Stratiform Yataklar

Kromit oluşumu, oluştuğu magmadan daha yoğundur ve bundan dolayı diğer erken oluşumlu mineraller gibi magma odasının tabanına tabakalı olarak çökelir. Birçok stratiform komplekslerde magma yerleşimi ve kristalleşme duraylı kratonik ortamda gerçekleşmiştir. Bu nedenle birincil magmatik özelliklerin tümü korunmuştur. Bunlar daha sonra üst kabuğa yerleşmişlerdir.

Stratiform adı verilen bu masifler kratonik plaka 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 granitoidlere kadar değişen çeşitli kayaç türlerini içeren, ortalama gabroik bileşimli, tabakalı iç yapılı büyük boyutlu Prekambriyen yaşlı masiflerdir. Dünyadaki en önemli stratiform yatakları Bushveld ve Stillwater kompleksleridir.

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

4.2.2. Podiform Yataklar

Ofiyolitlere bağlı olarak oluşan podiform kromit yataklarının ana kayaçları, kökensel olarak mantoda kristallenmiş, daha sonra bindirmeler ve ters faylarla kabuktaki yüksek derecedeki duraysız tektonik çevreye yerleşmiştir. Bunlar ofiyolit topluluğunun parçasıdır. İlk olarak büyük bir olasılıkla okyanus ortası veya yay gerisinde açılmakta olan sırtlarda oluşmuşlardır. Tektonik deformasyon geçirmiş olmalarına karşın kristal dizilimi ile ilgili dokular sıkça korunmuştur ve bazıları stratiform yataklara benzerlik gösterir. Bu durum ortak bir kökeni yansıtmaktadır. Peridotit ve kromitin üst mantodan şimdiki buldukları üst kabuğa taşınması, yüksek sıcaklıkta, plastik akış şeklinde ve uzun mesafeler boyunca gerçekleşmiştir.

Bu taşınma ilksel tabakalanmada parçalanma meydana getirmiş, kromit ve ana kayacında metamorfik özelliklerin gelişmesine yol açmıştır. Peridotitler ileri derecede serpantinleşmiş olup stratiform yataklara zıttır.

Alpin tipi krom yatakları ofiyolit kompleksleri içinde harzburjit ve dünitlerden oluşan ultramafik tektonit seviyesinde, özellikle dünitik bir kılıfla sarılmış olarak büyük merccekler, küçük cepler, torba ve ender olarak da kalem, boru, levha şekilli zenginleşmeler olarak gözlenmektedir.

Lerzolit bileşimli manto malzemesinin kısmi ergimesi sonucu oluştukları düşünülen harzburjit ve dünitler içindeki krom yataklarının oluşumu oldukça tartışmalı olup, harzburjit ve dünitten oluşan tektonitler içindeki konumları hakkında bugüne kadar çeşitli görüşler ileri sürülmüştür (Şekil 4).

Thayer (1964 ve 1969), tarafından ileri sürülen görüşte kromitlerin tektonit seviyesinin tabanında kısmi ergime olayları sonucunda oluşan magmatik eriyikler içinde oluştukları, gravitatif ayrımlanma sonucu magma odasının tabanında birikerek krom yataklarını oluşturdukları, daha sonra bu yatakların jeosenklinallerin kıvrımlanması sırasında tektonitler içine yerleştikleri, hem oluşumları hem de yüksek sıcaklık ve basınç altında gelişen yerleşimleri sırasında önemli ölçüde deformasyon geçirdiklerini belirtmiştir (Şekil 4, I). Ayrıca podiform kromit yataklarını stratiform kromit yataklarından ayıran önemli bir fark olarak nodüler dokunun gelişimini ise çok yavaş soğuyan bir ortamda kromit kristallerinin çok yavaş hızlarla çökmesi ile oluştuğunu açıklamıştır.

Dickey (1975), kromit yataklarının tektonitlerin hemen üzerinde bulunan kümülat seviyesinde gelişen erime ve magmatik kristallenme olayları sırasında oluştukları, daha sonra yoğunluklarının yüksek olması nedeniyle tabandaki tektonitler içine gömülerek yatakları düşünmektedir (Şekil 4, II). Nodüler kromitlerin oluşumunda ise hareketli bir ortamın gerekliliğini vurgulamış, türbülanslı bir magma segregasyonu zonunda kromit kristallerinin yuvarlanma ve dönme hareketi esnasında biraraya gelerek kümelenmeleri, hareket devam ettikçe etrafındaki kromit kristallerini çeperlerine toplayarak büyümelerinden meydana geldiğini açıklamıştır.

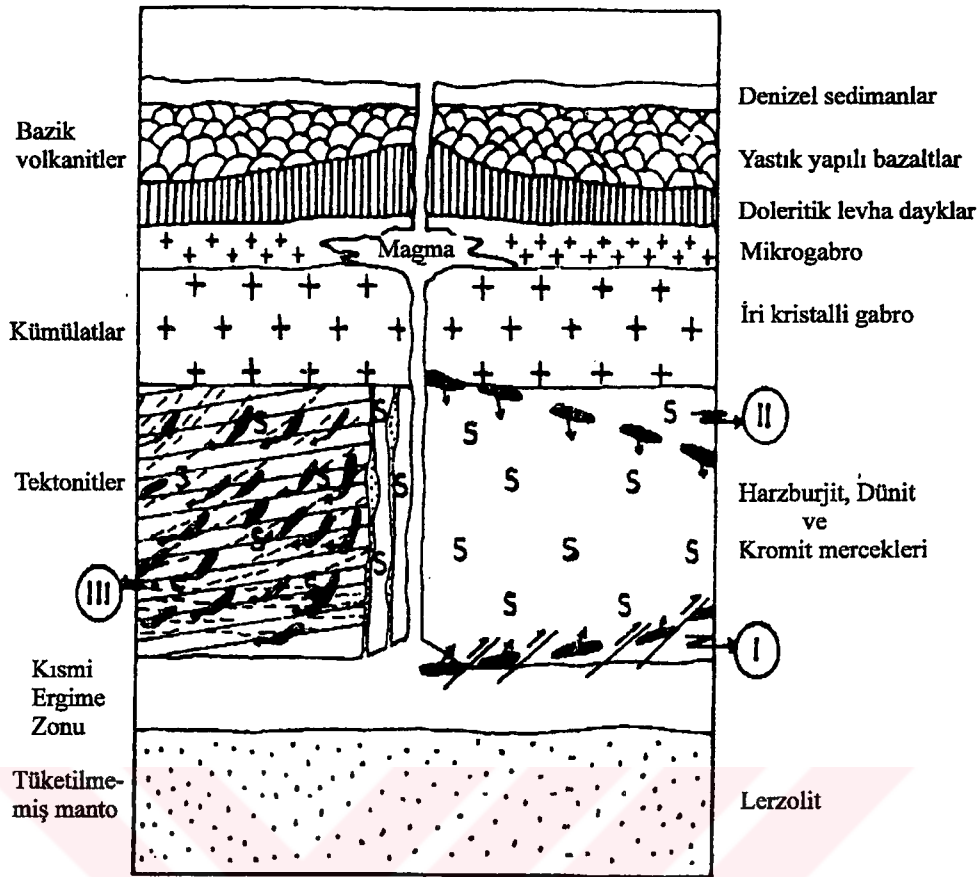
Greenbaum (1977), magma haznesi tabanında birikmiş olan kromit seviyelerinin tektonitler içerisine tektonik aktiviteyle ilişkili olarak, plastik haldeki peridotitlerin kıvrımlanması esnasında kromit kütlelerinin peridotitler içerisine sokulduğunu belirtmiştir.

Burgath ve Weiser (1979), Cr'ca zengin kromitlerin okyanusal yayılım bölgelerinin altında peridotitik malzemenin kısmi ergimesi ile oluştuğunu, Al'ca zengin kromitlerin ise manto malzemesi içindeki ilksel spineller veya bu spinellerin kısmi ergime artığı Al'ca zengin bazaltik eriyikler ile reaksiyonu sonucu oluştuğunu belirtmiştir.

Paktunç (1981), kromitleri kromca zengin ve alüminyumca zengin tipler olmak üzere iki ana grup altında toplamıştır. Alüminyumca zengin tiplerin okyanus ortası yayılma bölgelerinde, kabuk-manto sınırı civarlarında bazaltik bileşimli kısmi eriyiklerden itibaren kümülatlar olarak kristallenmiş, kromca zengin tiplerin ise üst manto kayaçlarının kısmi ergimesi sırasında oluşmuş, son şekillerini kısmi eriyikle olan tepkimeleri sonucunda kazanıldığı belirtmiştir.

Lago ve diğ. (1982), bu yataklanmanın tektonitlerin tabanında gelişen kısmi ergimeler sırasında oluşan kromca zengin eriyiklerin tektonitler içinde diyapirler şeklinde yükselmeleri ve oluşan konveksiyon akımları içinde kromitlerin yoğunluklarının yüksek olması nedeniyle ayrımlanarak zenginleşmesi sonucu oluştuklarını savunmaktadır (Şekil 4, III).

Ayrıca Lago ve diğ. (1982) podiform krom cevherleşmelerinin çevresinde gözlenen dünitik kılıfın oluşumunu tekrarlanmalı kısmi ergime olayları ile açıklamaya çalışmıştır. Boudier ve Coleman (1981) ile Nicolas ve Prinzhofer (1983), lertzolit bileşimli manto malzemesinin iki kez tüketildiğini düşünmüşlerdir. İlk evrede kalıntı harzburjitlelerin oluştuğu, daha sonra bunların tekrar kısmi ergimeye uğraması ve bileşimlerindeki ortopiroksenlerin tüketilmesiyle de dünitlerin oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.



Şekil 4. Okyanusal kabuk içinde Alpin tipi kromit yataklarının oluşum modelleri

(I; Thayer, 1964, 1969, II; Dickey, 1975, III; Lago ve diğ., 1982; Gökçe, 1995'den)

Üşümezsoy (1986), podiform tipteki kromit kütlelerinin diyapirik üst manto peridotitleri içinde oluştuklarını benimsemiştir. Peridotitlerin harzburjit ve dünit bileşiminde, çok fazlı tüketilmiş manto kalıntıları olduğunu, kromit tanelerinin magma kanallarındaki boşluklarda, konveksiyon akıntıları kontrolünde biriktiğini açıklamıştır.

Zhou (1994), kromit oluşumunu kısmi ergimenin derecesine bağlamıştır. Kısmi ergime derecesinin fazla olmasıyla oluşan magmaların kristalleşme ürünleri yüksek krom içermektedir. Yüksek alüminyum içeriğine sahip kromitler ise düşük ergime sonucu oluşmaktadır. Podiform kromit kütlelerinin iki farklı magmanın karışımı ile oluşumundan çok kayaç / eriyik arasındaki reaksiyonlarla oluştuklarını açıklamıştır.

Özpınar ve Bilgin (1996), yaptıkları çalışmalarda kromitlerin lertzolitik bileşimli üst manto malzemesinin kısmi ergime ile oluşan bazaltik sıvının yukarıya çıkarken üst manto peridotitleri ile reaksiyona girmesi sonucu oluştuğunu belirtmişlerdir. Kayaç / eriyik arasındaki reaksiyonun , üst manto peridotitlerindeki klinopiroksen ve ortopiroksenlerin çözünmesine yardımcı olduğunu, sonuçta geride kalıntı olivin (dünit) bırakıldığını ve bu modelle kromit yatakları çevresinde geçişli olarak yer alan dünitik, harzburjitik ve yer yer izlenen lertzolitik zonları daha kolay açıklamıştır.

Belirtilen bütün bu görüşlerde; Alpin tipi krom yataklarının farklı şekillerde oluştuğu düşünülürken birlikte, tüm araştırmacılar bu yatakların okyanusal kabuğun yatay hareketine bağlı olarak taşındıklarını, yaklaşan plaka sınırlarında okyanusal kabuğun kıtasal kabuk üzerine sürüklenmesi sonucu bugünkü konumlarını aldıklarını ve bu olaylar sırasında önemli ölçüde deformasyon geçirdiklerini kabul etmektedirler.

Alpin tip kromit yataklarında kromit kristalleri genellikle büyük boyutlu olup kristal kümelerinde nodüller, antinodüller, orbiküler dokular ile magmatik akıntı ve plastik deformasyon izleri olarak tanımlanabilecek foliasyon, lineasyon ve kopma (pull-apart) yapı ve dokuları gözlenmektedir.

Bu yataklardaki kromitler, kimyasal bileşim bakımından Cr, Al ve Mg'ca zengin, Fe ve Ti'ca fakirdirlerdir. % Al_2O_3 içeriği % 6 ile 52 arasında % Fe_2O_3 içeriği % 8 civarında, % MgO / % FeO oranı 1/1 ile 7/3 arasında, % Cr_2O_3 / % Fe_2O_3 oranı 1.5 ile 4.5 arasında Cr / Fe oranı 2 ile 4.5 arasında, Cr / Cr+Al oranı 0.2 ile 0.8 arasında değişmektedir.

5. BÖLGESEL JEOLJİ

Çalışma alanını içine alan Mersin O₃₃-a₁ paftasında, yerleşme yaşı Üst Kretase olan ofiyolitik seri ve ofiyolitli melanj ile Alt-Orta Miyosen yaşlı kireçtaşları ayrırtlanmıştır (İşler, 1990).

Bölgede temeli oluşturan Mesozoyik yaşlı Geç Kretase'de yerleşen Mersin Ofiyoliti ve Fındık Karmaşığı bulunmaktadır. Bunun üzerine uyumsuzlukla Senozoyik yaşlı Erken-Orta Miyosen ile temsil edilen Kaplankaya Formasyonu gelmektedir. Orta Miyosen yaşlı Karaisalı Formasyonu ile Kaplankaya Formasyonu yanal ve düşey geçişlidir (Tağa, 1995). En üstte ise, bu formasyonların üzerine diskordan olarak gelen Kuvaterner yaşlı kalıcı ve alüvyon bulunmaktadır (Şekil 5).

5.1. Mesozoyik

5.1.1. Geç Kretase

5.1.1.1. Mersin Ofiyoliti

Birim daha çok büyük harzburjit dilimleri ile bunları kesen izole diyabaz dayklarından oluşmuştur. Ofiyolitin % 80'den fazlasını serpantinleşmiş peridotitler oluşturmaktadır (Yaman, 1991).

İşler (1990), yaptığı arazi gözlemleri ve mikroskopik çalışmalar sonucunda ofiyolitik seri içerisinde harzburjit, serpantin, ortopiroksenit, diyabaz, diyorit, gabro ve metamorfik seviyeler tespit etmiştir.

5.1.1.2. Fındık Karmaşığı

Pampal (1984), yaptığı çalışmalarda Tepeköy türüsü olarak ayırdığı karışık içerisinde Permian, Triyas ve Jura yaşlı kireçtaşı bloklarını tespit etmiştir.

Karmaşık, ofiyolitik bir matriks içinde çok değişik boyutlarda bir cm büyüklüğünde parçadan yüzlerce metre büyüklükte boyutlara kadar varan yabancı elemanlar içermektedir. Yabancı elemanların büyük çoğunluğunu değişik yaşlardaki kireçtaşları daha az olarak da kumtaşları ve konglomeralar oluşturur. Bunların yanında yine küçük parça ve blok şeklinde bol miktarda ofiyolite ait elemanlardan peridotit, serpantin, diyabaz, gabro, diyorit, radyolarit, kırmızı renkli kireçtaşı ve splitler görülmektedir (İşler,1990).

ÜST SİSTEM	SENOZOYİK				LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SİSTEM	KUVATERNER		TERSIYER		ALÜVYON	Açık gri renkli, som yapılı
SERİ	MIYUSEN		LANGHIYEN	KARİSALI	KALICI	
KAT	BURDİĞALİYEN		KAPLANKAYA	MESTRİHTİYEN		Açık gri, bej, ince-orta katmanlı, algli, mercanlı, foraminiferli, mikrit, biomikrit yapıllı kireçtaşı
FORMASYON	KAPLANKAYA		FINDIK KARMAŞIĞI	MERSİN OFİYOLİTİ		Çakıltası, kumtaşı, silttaşı, marn, ince karbonat katmanlı, gastrapodlu, lamellibranslı, ekinidli
	KRETAŞE		ÜST			Serpantin, kireçtaşı blokları, amfibolit, bazalt ve radyolarit
						Harzburjlit, diyabaz, dünit

Şekil 5. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Yaman, 1991'den)

5.2. Senozoyik

5.2.1. Tersiyer

5.2.1.1. Kaplankaya Formasyonu

Kaplankaya Formasyonu genelde boz renkli, çakıllı kumtaşı, kumlu kireçtaşı vb. yapılıdır. İçerisindeki çakıl oranıyla karbonat oranı yersel ortam şartlarına bağlı olarak değişim sunmaktadır. Yetiş ve Demirkol (1986) tarafından isimlendirilen birim Tersiyer'in tabanını oluşturmakta olup, Mesozoyik yaşlı Fındık Karmaşığı üzerine şerit halinde diskordan olarak gelmektedir. Erken-Orta Miyosen yaşlı Karaisalı Formasyonu ile yanıl ve düşey geçiş göstermektedir. Yetiş ve Demirkol (1986) tarafından bu birimin yaşı Burdigaliyen-Langhiyen (?) olarak değerlendirilmiştir.

5.2.1.2. Karaisalı Formasyonu

İlk defa Schmidt (1961) tarafından Karaisalı Kalkeri olarak adlandırılan birim sonra İlker (1975), Görür (1980), Yetiş ve Demirkol (1984) tarafından da Karaisalı Kireçtaşı olarak kabul edilmiş, daha sonra Yalçın ve Görür (1984) birime Karaisalı Formasyonu adını uygulamışlardır. Adını Adana'ya bağlı Karaisalı ilçesinden alan Karaisalı Formasyonu karstik yapıdadır. Çalışma alanında bulunan kireçtaşları masif, orta-kalın tabakalı, genellikle beyaz, açık gri-bej renkli, bol çatlaklı, karstik erime boşluklu ve yaklaşık yatay tabakalıdır. Birimin yaşı Yetiş ve Demirkol (1986) tarafından Burdigaliyen-Langhiyen olarak belirtilmiştir.

5.2.2. Kuvaterner

5.2.2.1. Kaliçi

Bölgede yeraltı sularının sıcak dönemlerde kılcal çekim ile yüzeye doğru yükselmesi ve yüzeye yakın kesimlerde suyun buharlaşması sırasında içindeki karbonatın çökmesiyle kaliçi oluşumları ortaya çıkmıştır (Tağa, 1995).

5.2.2.2. Alüvyon

Bölgede eski alüvyonlar ile dere boylarında gelişmiş genç alüvyon bulunmaktadır. Eski alüvyon genellikle bitkisel toprak ile örtülü bulunmaktadır. Yeni alüvyon ise dere boylarında gelişmiş olup; çakıl, kum, çört, değişik yaştaki kireçtaşları, radyolarit ve ofiyolit parçalarından oluşmaktadır.

6. MATERYAL VE METOD

“Musalı (Mersin) Bölgesindeki Kromit Yataklarının Mineralojisi ve Petrografisi” konulu bu çalışma 1996-1997 yıllarında arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları şeklinde üç bölümde yapılmıştır.

6.1. Arazi Çalışmaları

1996 yaz aylarında yapılan arazi çalışmalarında, çalışma alanının 1/5000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Çalışma bölgede yüzeylenen kayalardan örnek alımı, cevher mostralarının yerinin tespiti, fotoğraf ve slayt çekimi şeklinde yürütülmüştür.

Cevherleşmenin doğrultusu, eğimi ve dalımı, yankayaç ile olan ilişkileri, cevher oluşumu, cevherleşme ve tektonizmanın etkileri araştırılmıştır.

6.2. Laboratuvar Çalışmaları

Arazi çalışmaları sonucunda toplanan örneklerle yapılan laboratuvar çalışmaları, mikroskobik incelemeler ve kimyasal analizler şeklinde yürütülmüştür.

6.2.1. Mikroskobik İncelemeler

Çalışma alanından toplanan örneklerden taze ve ayrışmamış olanlarından ince kesitler ve parlatma kesitleri yapılmıştır.

Mersin Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği İnce Kesit atölyesinde hazırlanan kesitler polarizan mikroskopta incelenmiş ve karakteristik olanlarından fotoğraf çekimi yapılmıştır. Yapılan ince kesitlerin incelenmesi sonucu minerallerin bileşimi, mikro yapı-doku özellikleri, minerallerin kayaç içinde göreceli oranları göz önüne alınarak da parajenezi ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Petrografik adlama için Jeolojik Birimleri Uluslararası Birliği (I. U. G. S.) tarafından kabul edilen ve önerilen modal analiz diyagramları kullanılmıştır.

Parlatma kesitleri ise Çukurova Üniversitesi İnce Kesit Laboratuvarında hazırlanmış, maden mikroskobunda incelenmiştir. Kromun gönderilen ışığı yansıtması durumuna göre rengi, içinde bulunduğu kayaçlar ile olan ilişkisi ortaya çıkarılmıştır.

6.2.2. Kimyasal Analizler

Cevher ve yan kayaçlardan alınan örneklerin bir kısmı Kromsan Firmasında, diğer bir kısmı da Berlin Teknik Üniversitesi Jeokimya Laboratuvarında, XRF yöntemi ile analiz edilmiştir. Kromit ve tektonit örneklerindeki ateş kaybı değerleri Mersin Üniversitesi kimya laboratuvarında, kül fırınında bulunmuştur.

6.3. Büro Çalışmaları

Arazi ve Laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen bütün veriler derlenerek ME. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsüne Yüksek Lisans Tez Çalışması olarak sunulmuştur.



7. ARAŞTIRMA BULGULARI

7.1. Tektonitler

1. Penrose konferansında (1972), tektonitler harzburjit, lertzolit, dünitin çeşitli oranlarda karışımından oluşan az veya ileri derecede serpantinleşmiş ultramafik kayalar olarak tanımlanmıştır.

Thayer (1962), tektonitleri metamorfik peridotitler olarak tanımlamıştır. Jackson ve Thayer (1972), Alpin komplekslerin dünit, harzburjit veya lertzolit, olivinli gabro, norit ve anortozit kayalarından oluştuğunu, bu kayaların tektonik dokulu olduğunu, foliasyon ve lineasyonun gözlemlendiğini belirtmiştir.

Tektonitler kalıntı ultramafik kayalardan olup büyüme zonu altında magmanın yükselmesi sırasında katı halde deformasyon geçirmişlerdir. Bu kayaların içinde yer yer üst mantoya ait parçalar bulunmakta ve kısmi ergime nedeniyle bazaltik fraksiyon bakımından fakir görülmektedir (Anıl, 1987).

Tektonit kayaları birbirlerine dereceli geçiş yapmaktadır. Ayrışma yüzeyleri sarımsı kahverenkli olup, taze yüzeyi siyah-koyu yeşil renklindedir. Tektonitler çok sayıda kırıklı ve çatlaklı yapıya sahiptir. Çatlak ve kırıklar birbirine dik ve eğiktirler (Fotoğraf 1).

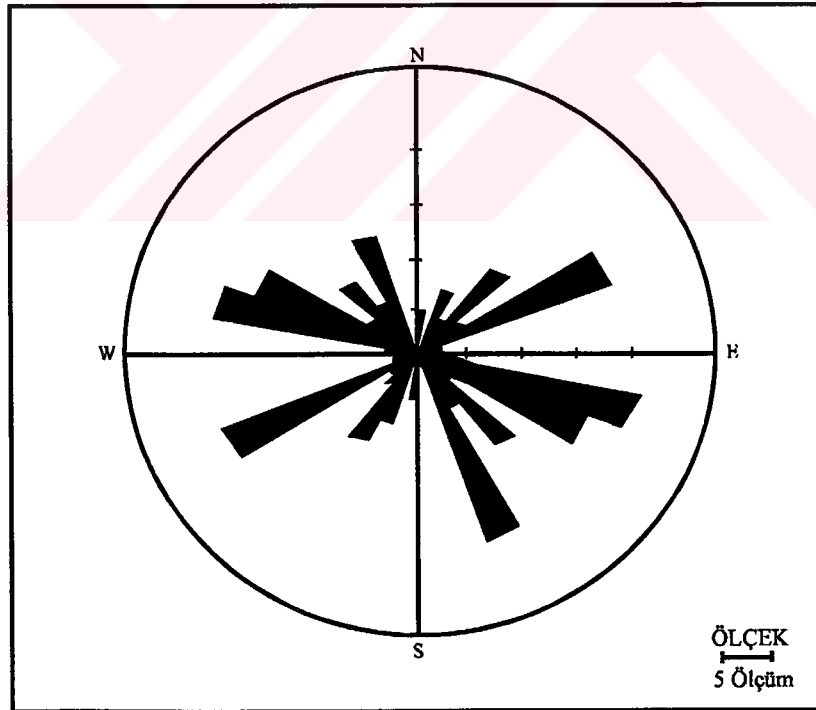


Fotoğraf 1. Musalı (Mersin) tektonitlerinde gözlenen çatlaklar (Kuşça Derenin doğusu)

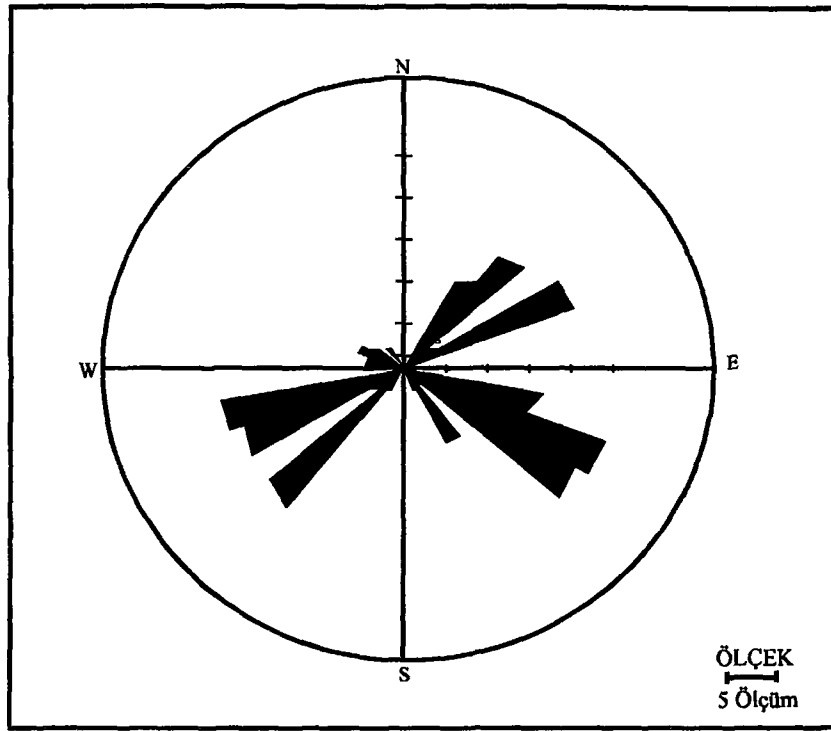
Arazi gözlemlerine dayanarak, bölgede ikisi daha yaygın olmak üzere kabaca üç çatlak takımının varlığı gözlenmiştir. Bu çatlak takımlarından alınan ölçümlerle çatlak sistemlerinin doğrultu gül diyagramı (Şekil 6), eğim gül diyagramı (Şekil 7) çizilmiştir. DIPS adlı bilgisayar programı ile de kontur diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 8).

Doğrultu gül diyagramı ve kontur diyagramı incelendiğinde üç takım çatlak sistemi gözlenmektedir. Birinci çatlak takımına ait ana çatlak doğrultuları K60B-K80B arasında, ikinci çatlak takıma ait ana çatlak doğrultuları K60D-K70D arasında değişmektedir. Bu iki çatlak takımı arasında gelişen üçüncü takıma ait çatlak doğrultuları ise K20B-K50B arasındadır. Elde edilen doğrultu gül diyagramına göre, tektoniklere lokal olarak etkiyen gerilme yönlerinin K5B ve G5D olduğu belirlenmiştir.

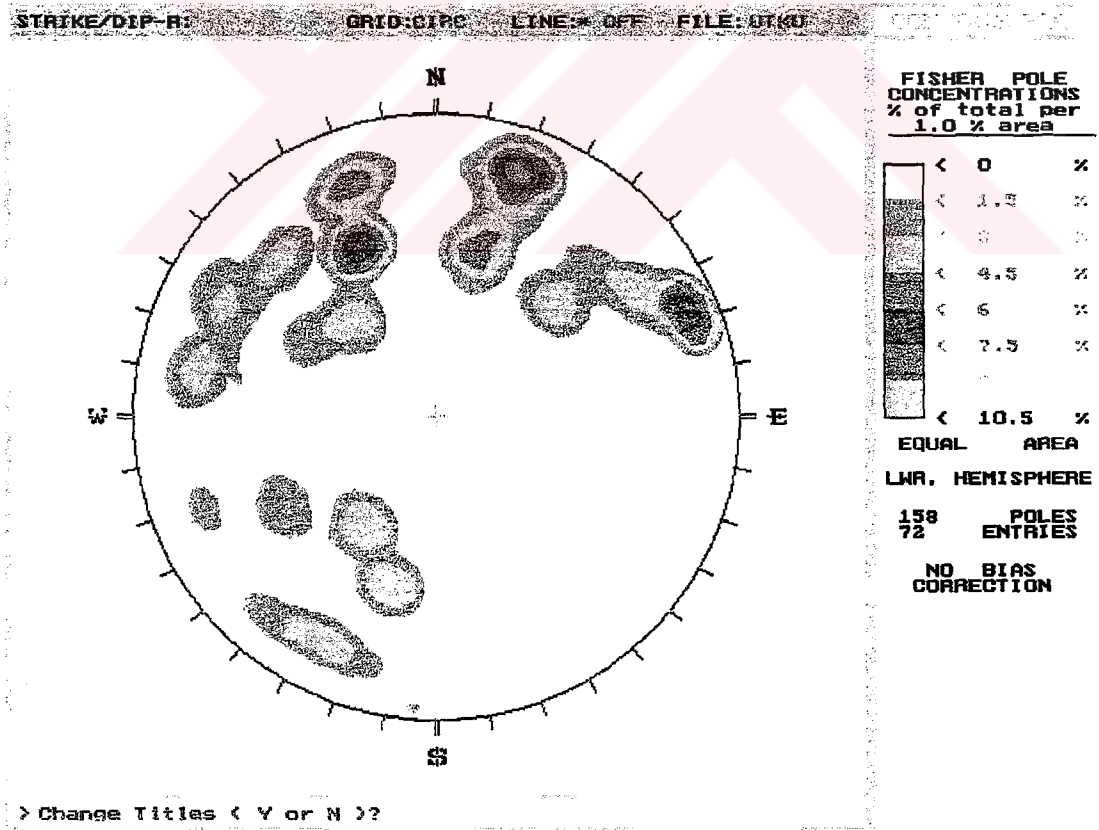
Eğim gül diyagramına bakıldığında eğimlerin KD, GD ve GB'ya olduğu gözlenmektedir.



Şekil 6. Musalı (Mersin) tektonitlerindeki çatlak sistemlerinin doğrultu gül diyagramı



Şekil 7. Musalı (Mersin) tektonitlerindeki çatlak sistemlerinin eğim gül diyagramı



Şekil 8. Musalı (Mersin) tektonitlerindeki çatlak sistemlerinin kontur diyagramı

7.1.1. Dünit

Çalışma alanında gözlenen dünitler, harzburjitler içerisinde sıkça irili ufaklı, cepler ve bantlar şeklindedir. Bantlar şeklindeki dünitlerde kromit cevherleşmesi gözlenmektedir. Ayrışma yüzeyi yeşil-sarımsı yeşil, taze yüzeyi koyu yeşil siyah renklerde. Bol kırıklı yapıda ve serpantinize olmuşlardır. Mikroskobik incelemeler sonucunda şu mineraller gözlenmiştir.

Olivin: Dünitlerin esas mineralidir. Kayaçta % 90 oranında bulunmaktadır. Şekil olarak yarı özşekilli ve özşekilsiz olarak gözlenmekte, taneli bir yapı sunmaktadır (Fotoğraf 2). Olivinler genellikle 2. sıranın polarizasyon renkleri olan mavi-yeşil-turuncu-sarı-pembe renklerde. Çatlakları ve kenarları boyunca serpantinleşmişlerdir. Ayrışma nedeniyle iri taneli olivinler, küçük sivri köşeli olivinlere dönüşmüştür. Serpantinleşme olivin mineralinin çatlakları ve kenarları boyunca, tek ve çift nikolde kahverenkli olarak görülmektedir (Fotoğraf 2).

Kromit: Dünitik kayaçlarda %5-10 oranında bulunmaktadır. Kesitlerde özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenir. Tek ve çift nikolde koyu kahverenklidir.



Fotoğraf 2. Dünit içindeki olivin mineralindeki serpantinleşme

(ol: olivin, sp: serpantinit, örnek no:15)

7.1.2. Harzburjit

Çalışma alanında gözlenen harzburjitler bol çatlaklı ve kırıklı kaygan yapıdadır. Çatlak sisteminin fazlalığı nedeniyle, çatlaklar boyunca bloklara ayrılmıştır. Harzburjitlerin büyük çoğunluğu ayrılmış ve serpantinleşmiştir. Serpantinleşme dıştan içe doğru gelişen zonlu bir yapı sunmaktadır. Ayrışma yüzeyi rengi sarımsı-kahve, taze yüzey rengi ise yeşil-siyah renktedir. Harzburjitlerin ince kesitlerinin mikroskopta incelenmesi ile elde edilen veriler şu şekildedir.

Olivin: Yaklaşık % 70-80 oranında bulunarak kayaç içinde egemen minerali oluşturur. Olivin taneleri çok sayıda çatlak içerdiğinden dolayı küçük taneli olup, çatlakları ve kenarları boyunca serpantinleşmiştir. 2. sıranın polarizasyon renkleri gözlenmektedir. Ayrışma nedeniyle bazı kesitlerde olivinler kalıntı halinde düzensiz keskin köşeli ve irili ufaklı parçalar şeklinde gözlenmiştir. Olivinler dalgalı sönme gösterir. Bu dalgalı sönme bize kayacın deformasyon etkisinde kaldığını belirtir (Fotoğraf 3).

Ortopiroksen: İncelenen kesitlerde yaklaşık % 15-20 arasında değişen oranlarda gözlenmektedir. Tek nikolde renksiz, paralel sönme ve konverjan ışıpta biaks (+) işaret vermeleri nedeniyle enstatit oldukları belirlenmiştir. Serpantinleşerek bastit lamellerine dönüşmüşlerdir. Kayaç içinde iri taneler halinde bulunmakla beraber küçük taneler halinde de görülmüştür. Deformasyon etkisiyle düzensiz kırıklar içerdiği ve bastit lamellerinde bükülmelerin olduğu gözlenmiştir (Fotoğraf 4).

Kromit: İncelenen bütün harzburjit kesitlerinde kromit minerali, irili ufaklı taneler şeklinde değişik oranlarda gözlenmiştir. Kırıklı özşekilli ve yarı özşekilli olarak, tek nikolde vişne çürüğü, sarı-kahverenkte gözlenmektedir.

Opak mineraller: Olivinin çatlakları veya piroksenin paralel dilinimleri boyunca gözlenen manyetit olarak tahmin edilen opak mineralleri genellikle oksitlenerek kesitlerin rengini değiştirmiştir. Bunun sonucu olarak kesitler hafif sarı bir renk almıştır.



Fotoğraf 3. Harzburgitlerin polarizan mikroskopta genel görünüşü

(ol: olivin, sp:serpantin, örnek no:6)



Fotoğraf 4. Harzburgit içindeki ortopiroksendeki bastitleşme

(ol: olivin, opx: ortopiroksen, sp:serpantin, örnek no:7)

7.1.3. Serpantinit

Çalışma alanında serpantinleşme çok yaygın olarak gözlenmektedir. Kayaç tamamen ayrılmış hafif kahverengiye dönüşmüştür. Dıştan içe doğru bir zonlanma göstermektedir. Dış kısımlar kahverengi, iç kısımlar koyu yeşil-siyah renktedir. Çok kırıklı ve çatlaklı bir yapıda olup bazı yerlerde şistik bir yapı kazanmıştır.

Yapılan mikroskobik çalışmalar sonucunda şu mineraller tespit edilmiştir.

Olivin: İncelenen bütün kesitlerde tamamen serpantinleşmiştir. Az olarak küçük kalıntı taneler şeklinde görülmektedir.

Serpantin mineralleri: Serpantin mineralleri röntgenografik durumlarına göre esas olarak 3 gruba ayrılmaktadır (Whirtaker,1977; Hyndman, 1985'den).

Bunlar: Antigorit, Lizardit, Krizotil (Ortokrizotil, Klinokrizotil, Parakrizotil)

Prichard (1979), olivinin yerini ilk alan serpantinleşen mineral grubu lizardit, sıcaklık ne olursa olsun dönüşüm tamamlanıncaya kadar lizarditin tek serpantin minerali olarak bulunacağı, bunun yerini krizotil alacağını, antigorit en son ürün olacağını ve makaslama zonlarında yer alacağı şeklinde bir açıklama getirmiştir.

İncelenen kesitlerde serpantin mineralleri genellikle olivinin serpantinleşmesi ile oluşmuştur. Az olarak da ortopiroksenlerin serpantinleşmesi ile bastit lamelleri oluşmuştur.

Ağ (mesh) dokusu tespit edilmiştir (Fotoğraf 5). Bu doku birbirine paralel lifsi gözükken krizotil damarları tarafından kesilmektedir. Serpantin mineralleri çift nikolde mavimsi-gri renklerdedir (Fotoğraf 6).

Ortopiroksen: Tamamen ayrılarak bastit lamellerine dönüşmüştür.

Kromit: Çoğunlukla irili ufaklı taneler şeklinde özşekilli ve yarı özşekilli olarak, düzensiz kırıklı ve bol çatlaklı olarak gözlenmiştir. Çatlaklar serpantin mineralleri tarafından doldurulmuştur. Çift nikolde koyu kahverengi-siyah, tek nikolde ise kahverengi-vişne çürüğü renklerdedir (Fotoğraf 7).

Opak mineraller: Düzensiz kırık ve kılcal çatlaklar boyunca yer alan opak mineraller olivin ve piroksenin serpantinleşmesi sonucu ortaya çıkmıştır.

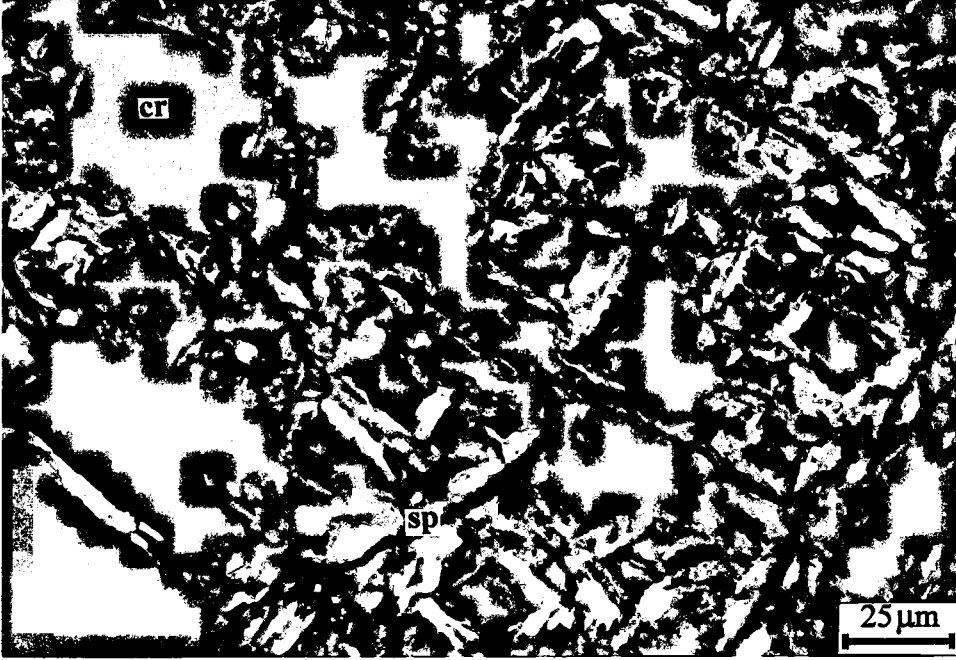


Fotoğraf 5. Serpantinitlerde gözlenen tipik ağ dokusu (sp: serpantin, örnek no:12)



Fotoğraf 6. Serpantinitlerin polarizan mikroskopta genel görünüşü

(ol: olivin, sp: serpantin, cr: kromit, örnek no:2)



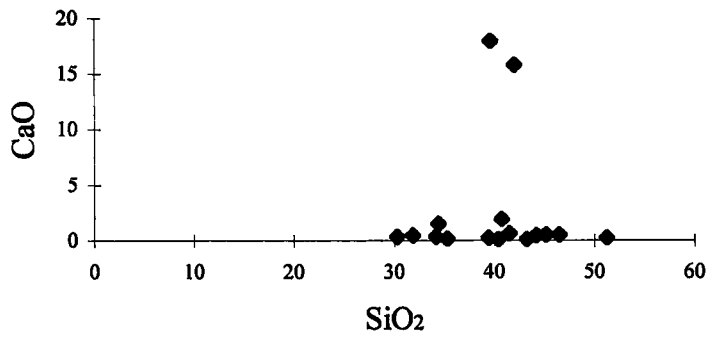
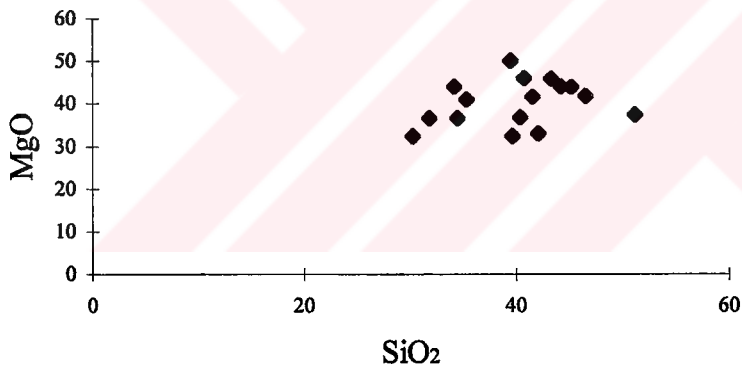
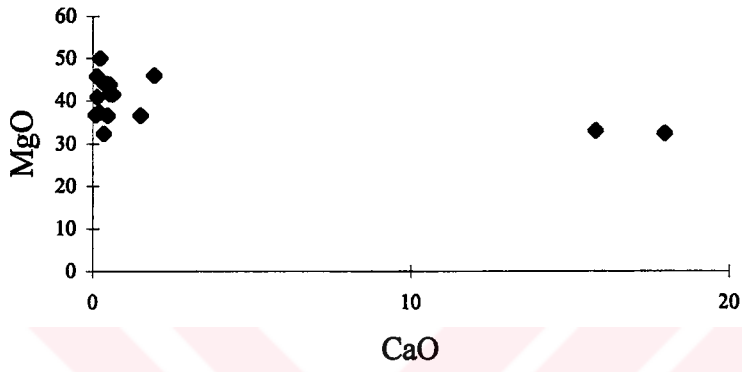
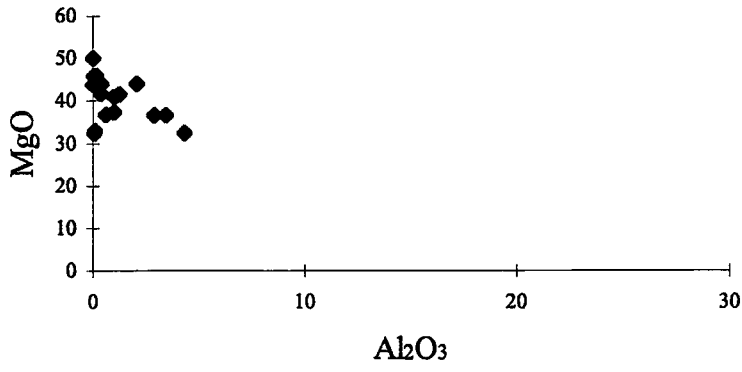
Fotoğraf 7. Serpantinitlerdeki kromit minerali (cr: kromit, sp: serpantin, örnek no:3)

7.2. Tektonitlerin Jeokimyası

Çalışma alanında bulunan tektonitlerden alınan örneklerle imkanlar ölçüsünde analiz yaptırılmıştır. Bu analizlerden elde edilen veriler tablo 1,2’de gösterilmiştir. Bu veriler ışığında çeşitli yorumlara gidilmiştir.

7.2.1. Analizlerin Harker (1908) Diyagramında İncelenmesi

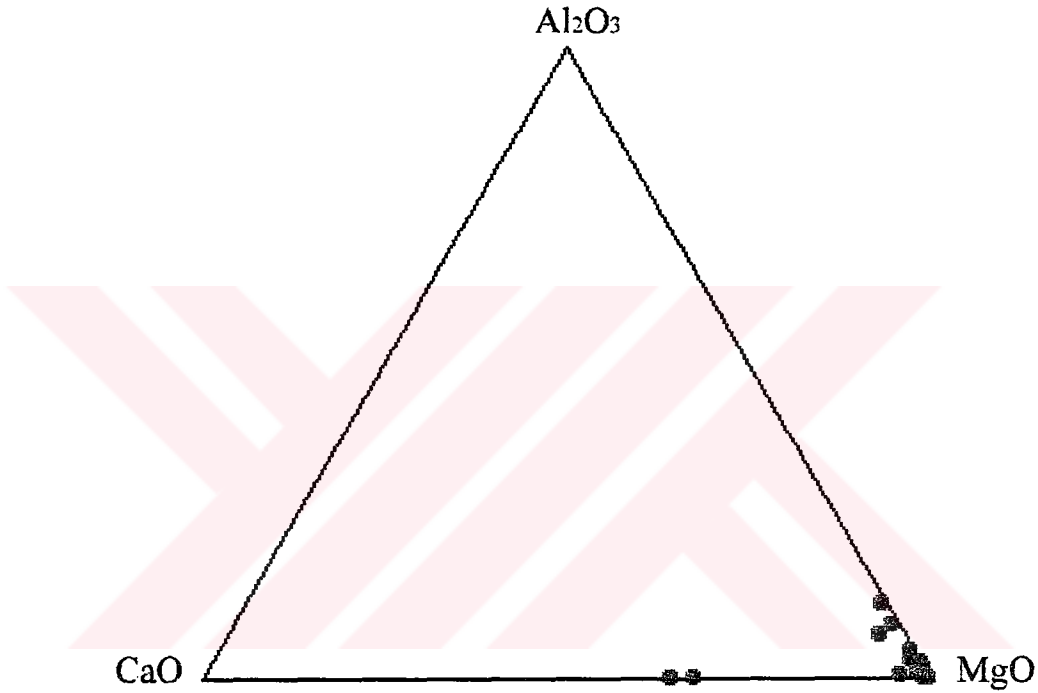
Magmatik kayalarda bileşim değişikliği en güzel grafiksel yolla elde edilmektedir. En eski yöntem silisyumdioksite karşı diğer oksitlerin çizilmesidir. Bu tür diyagramlara değişim diyagramları denilmektedir. Değişim diyagramlarında x eksenini SiO_2 ise bu diyagramın adı Harker diyagramı olarak adlandırılmaktadır. İlk defa Harker (1908) tarafından çizilen bu diyagramların amacı aynı coğrafik bölgeden alınan magmatik kayaç örnekleri arasındaki ilişkiyi bulmaktır. $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$, MgO-CaO diyagramlarına göre tektonitlerin alüminyum ve kalsiyumca fakir oldukları, MgO köşesine kümelenedikleri gözlenerek beklenen değerler bulunmuştur (Şekil 9). Diyagramlara bakıldığında yalnızca iki örnekte CaO değerlerinin % 15-18 arasında değiştiği gözlenmektedir. Bu örnekler ezilme zonlarından alınmış, bol çatlaklı ve kırıklı yapıda olup, çatlaklarında ikincil olarak kalsit ve kuvars mineralleri gözlenmiştir.



Şekil 9. Musalı (Mersin) Tektonitlerinin Harker (1908) Diyagramındaki Durumları

7.2.2. Analizlerin Al_2O_3 -MgO-CaO Üçgen Diyagramında İncelenmesi

Yapılan analizler sonucu tektonitlerin Al_2O_3 ve CaO değerlerinin çok düşük, MgO değerlerinin ise yüksek olduğu gözlenmektedir. Al_2O_3 miktarı % 0-4.31, CaO miktarı ise % 0.09-0.62 arasında değişirken, MgO miktarları yaklaşık % 32-50 arasındadır. Bu değerler Coleman (1977) diyagramında açık bir şekilde görülmektedir (Şekil 10). Örneklerden iki tanesinde CaO miktarı diğer örneklere göre daha fazla olup %15-18 arasında değişmektedir.



Şekil 10. Musalı (Mersin) Tektonitlerinin Al_2O_3 -MgO-CaO (Coleman 1977)

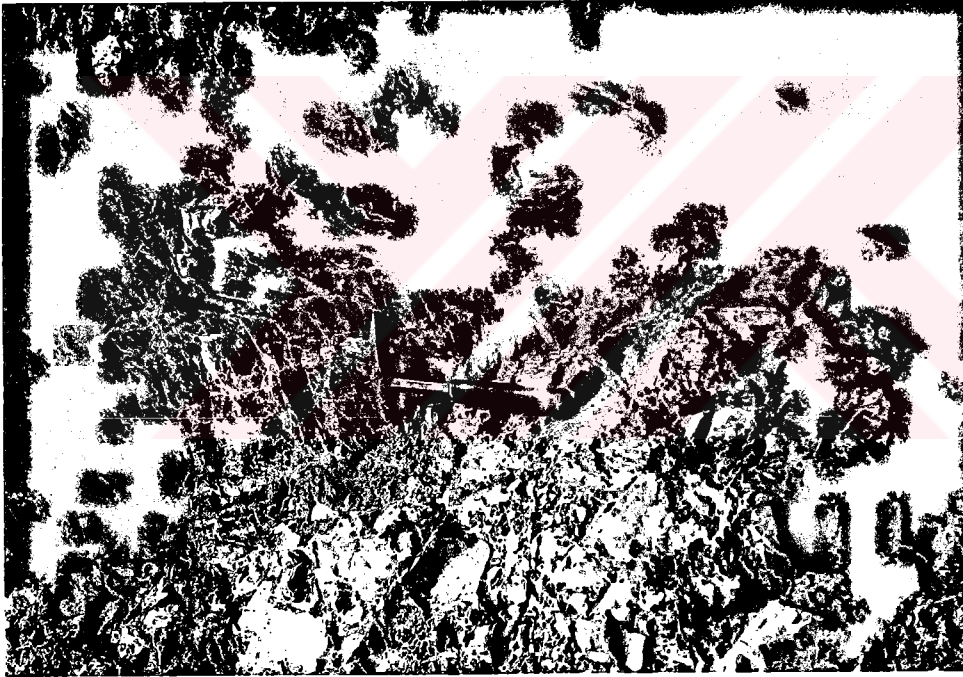
Diyagramındaki Durumları

7.3. Kromit Cevherleşmesi

Çalışma alanındaki kromit cevherleşmeleri, Mersin Ofiyolitik Masifinin içinde yer almaktadır. Kromit cevherleşmeleri, Türkiye ofiyolitik kuşaklarında bulunan podiform / Alpin tipteki kromit cevherleşmeleridir.

Çalışma alanında bol miktarda kromit zuhuru bulunmaktadır. Kromit zuhurları harzburjitik tektonitler içerisinde yer almaktadır. Tektonitlerin bir kısmında az derecede serpantinleşme gözlenirken, ezilme zonlarında, faylı zonlarda, podiform kromit kütleleri ve bantların çeperlerinde, çatlak, kırık ve faylar içinde serpantinleşme oldukça çok gözlenmektedir(Fotoğraf 8).

Çalışma alanında işletme amacıyla bir çok galeri ve yarma açılmıştır (Fotoğraf 9). Kromit zuhurlarının bir kısmı işletilmiş, daha sonra krom piyasasının düşmesiyle işletilmeye kapatılmıştır. Bugün ise ocakların bir kısmı yeniden işletilmeye açılmıştır.



Fotoğraf 8. Harzburjitik tektonitler içerisindeki damar şeklindeki kromit cevheri



Fotoğraf 9. Çalışma alanında işletme amacıyla açılan galeriler

Çalışma alanında başlıca dört tip cevherleşme görülmüştür. Bunlar

Masif (kompakt) cevherler

Saçımlı (dissemine) cevherler

Nodüler cevherler

Bantlı cevherler

Bu cevher türleri 50-100 m genişliğinde, görünür uzunluğu 1-1.5 km olan, KD-GB doğrultu uzanımlı olası bir krom cevheri zonunda bulunmaktadır. Bu cevherleşme zonu faylarla belli bir miktarda ötelenmiştir (Ek:1).

Çalışma alanındaki cevherler birbirleri ile karışık halde bulunmaktadır. Saçımlı cevherle başlayan bir ocakta, masif cevhere, daha sonra bantlı cevhere geçiş gözlenmektedir. Bu değişikliklerin büyük bir kısmı magma odasında kromit çökmesi sırasında hüküm süren fiziko kimyasal koşulların değişmesinden kaynaklanırken, bir kısmı da ofiyolitik masiflerin kıta üzerine bindirmesi sırasında ve bindirmeden sonraki tektonik olaylardan kaynaklanmıştır (Anıl, 1990).

Aslaner (1973) cevherleri ana kayaç durumuna göre üç grupta toplamıştır.

1. Az serpantinleşmiş tektonitler içerisinde hafif deformasyon geçirmiş cevherler
2. Az serpantinleşmiş tektonitler içerisinde fazla deformasyon geçirmiş cevherler
3. Çoğu serpantinleşmiş tektonitler içerisinde şiddetli kataklastik özellik kazanmış cevherler.

Masif cevherler koyu siyah renkli ve iri kromit kristallerinden oluşmaktadır. Kristallerin büyük bir kısmı özşekilsizdir. Kromit kristalleri özşekilli ve özşekilsiz halde taneli bir yapı oluşturmaktadır (Fotoğraf 10).



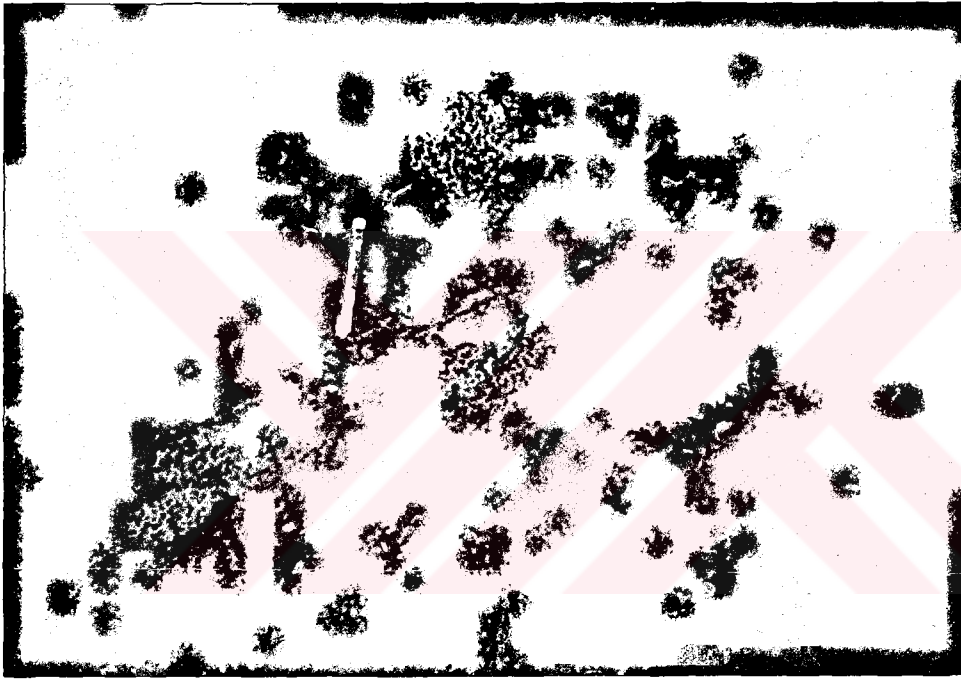
Fotoğraf 10. Çalışma alanındaki masif cevherler (Olası cevher zonundan)

Saçımlı kromitlerin en belirgin özelliği kromit kristallerinin küçük boyutlu (0.2-1 mm) olmasıdır. Saçımlı kromitlerde belirgin bir yönlenme söz konusudur.

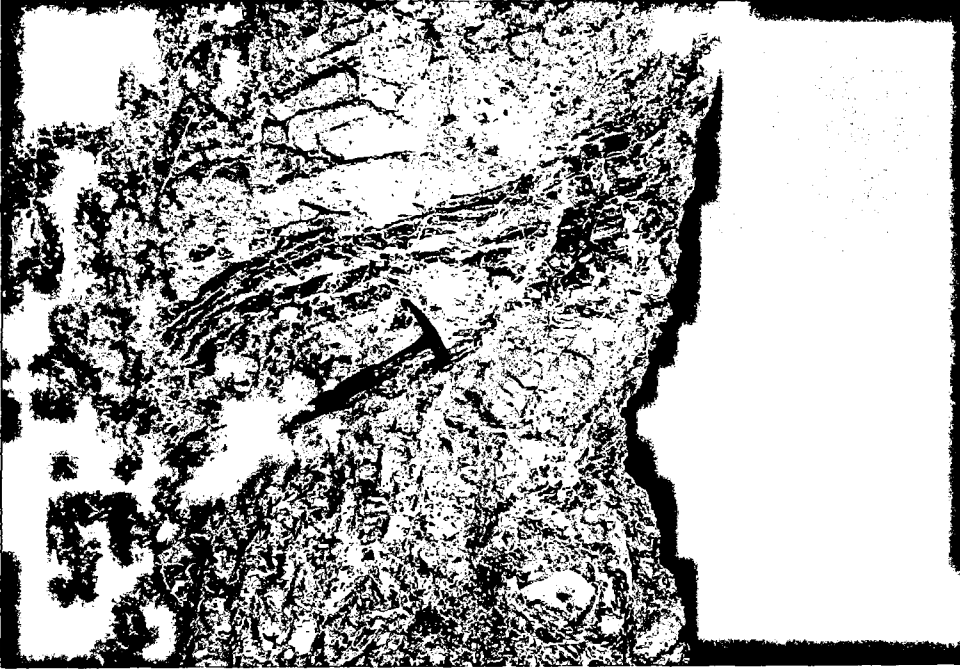
Nodüler kromitler küresel şekilli olup, serpantinlerin içerisinde bulunmaktadır. Boyutları 3-5 mm arasında değişmektedir (Fotoğraf 11).

Nodüler kromit oluşumu hakkında bir çok değişik görüş savunulmuştur. Bu görüşlerin birleştiği ortak nokta, nodüllerin magma odası içinde bazaltik silikat magmasının henüz tamamen katılaşmasından önce, segregasyon yoluyla kromit kristallerinin kümelenmesi ve türbülanslı odanın tabanının eğimi nedeniyle kristallerin birbirini üzerinde kayarak nodülleri meydana getirdiğidir.

Bantlı cevherler ise kalınlıkları 1-50 cm arası değişen cevher bantlarının ritmik bir şekilde sıralanmasıyla oluşmaktadır (Fotoğraf 12). Bantlar içindeki olivin miktarı yer yer değişmektedir.



Fotoğraf 11. Çalışma alanındaki nodüler cevherler (Olası krom cevher zonundan)

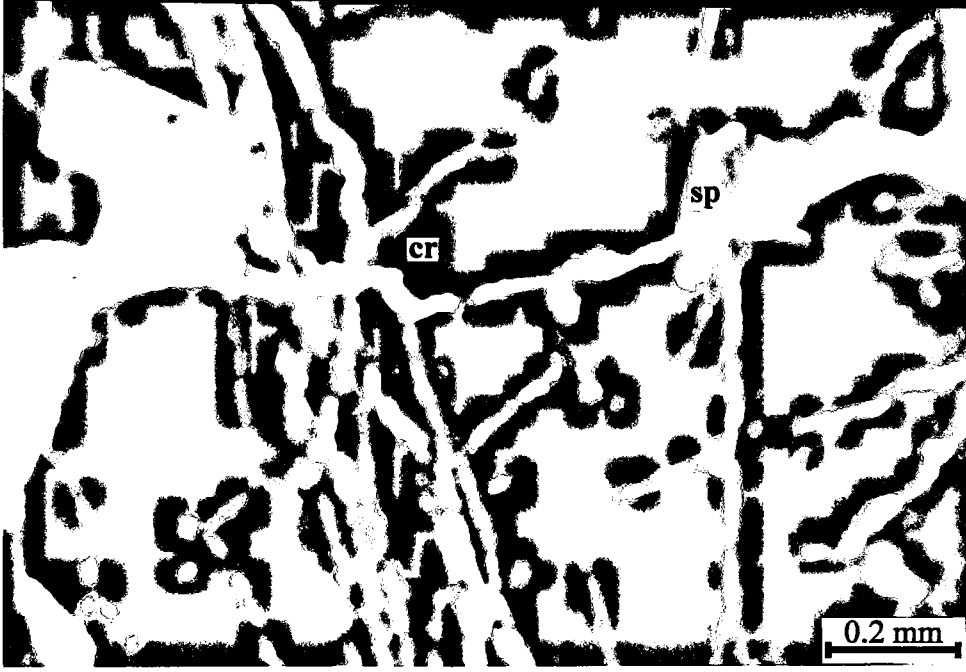


Fotoğraf 12. Çalışma alanındaki bantlı cevherler (Açılan galerilerden)

7.3.1. Kromit Cevherlerinin Mikroskobik İncelenmesi

Çalışma alanından toplanan cevher örneklerinden yaptırılan ince kesitler ve parlatma kesitleri, polarizan ve cevher mikroskobunda incelenmiştir. İncelenen bütün örneklerin podiform/Alpin tipdeki yataklara ait özellikler taşıdığı, kromit kristallerinde uzama, çekilme, kırılma, parçalanma ve pull-apart (çek-ayır) dokularının gözlenmesi yatakların oluşum, ofiyolitlerin yerleşmesi sırasında şiddetli bir tektonik deformasyon etkisinde kaldığını göstermektedir (Fotoğraf 13).

Kromit minerali polarizan mikroskopta çift nikolde koyu siyah, tek nikolde vişne çürüğü ve kahve renklerde. Masif cevherlerde en az iki kırık şebekesi gözlenmektedir. Saçınımlı kromitlerin ise mikroskoptaki görüntüsü yarı özşekilli, az deforme olmuş ve daha az çatlaklıdır (Fotoğraf 14). Ayrıca saçınımlı kromitlerin cevher mikroskobunda incelenmesinde manyetitten oluşan halka (rim) yapısı gözlenmektedir (Fotoğraf 15). Nodüler kromitler tamamen serpantinleşmiş olivinler içinde birer ada gibi görülmektedir (Fotoğraf 16). Cevher mikroskobunda incelenen örnekler kataklastik yapıya sahip olup, kırık ve çatlakların arasını olivinlerin hidratlaşması sonucu oluşan serpantin mineralleri doldurmuştur. Kromitlerin kırmızı renkli iç reflekse sahip olması demirce zengin olduğunu göstermektedir.



Fotoğraf 13. Polarizan mikroskopta tek nikol altında kromit mineralinin kataklastik ve çek-ayır dokusu (cr: kromit, sp: serpantin, örnek no:18)

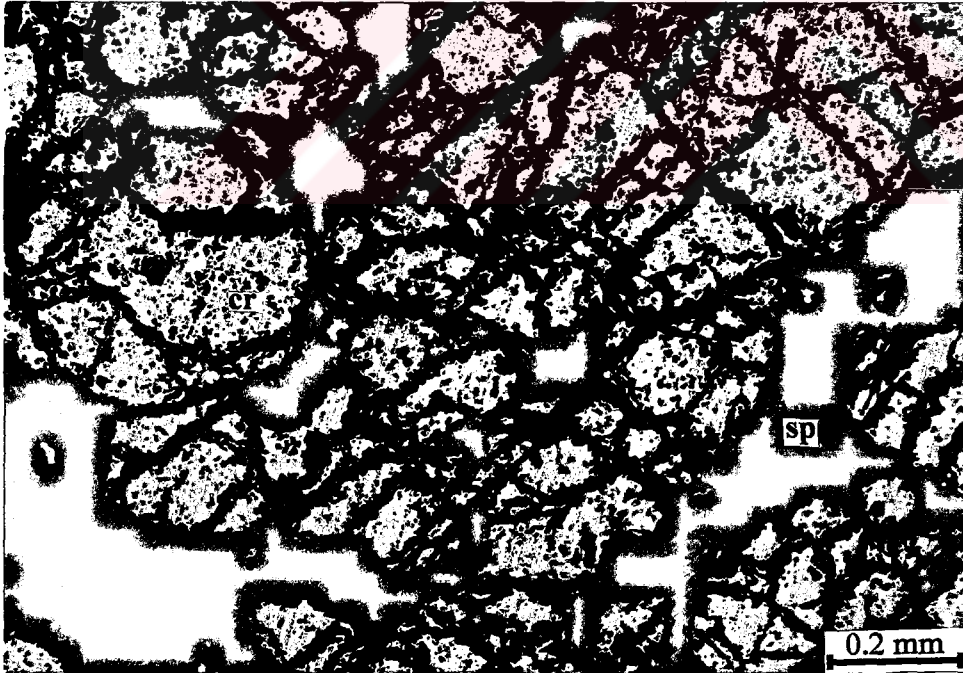


Fotoğraf 14. Polarizan mikroskopta tek nikol altında saçınmıli kromitlerin görünüşü (cr: kromit, sp:serpantin, örnek no:22)



Fotoğraf 15. Cevher mikroskobunda saçınımlı kromitlerde gözlenen halka (rim) yapısı

(cr: kromit, m: manyetit, ol: olivin, sp: serpantin, örnek no:17)



Fotoğraf 16. Cevher mikroskobunda nodüler kromitlerin görünüşü

(cr: kromit, sp: serpantin, örnek no:20)

7.4. Kromitlerin Kimyası

Kromit spinel grubu minerallerden olup, kübik sistemde kristalleşmektedir. Kromitin birim hücresi oktaedrik ve tetraedrik boşluklar oluşturan, sık kübik dizilimde istiflenmiş 32 oksijenden meydana gelir. Kafesdeki katyonlar bu sık istiflenmiş oksijenler arasındaki boşlukları doldurur şekilde bulunmaktadır. Birim hücrede 16 adet oktaedrik, 8 adet tetraedrik boşluk bulunmaktadır. Oktaedrik boşluklar +3 değerlikli katyonlar, tetraedrik boşluklar ise +2 değerlikli katyonlar tarafından doldurulmuştur.

Çalışma alanından toplanan cevher örneklerinin analiz sonuçları, kromitlerin ana bileşen oksit % ağırlık değerleri Tablo 3' de, eser element ppm miktarları Tablo 4' de gösterilmiştir. Bu analiz sonuçları kullanılarak katyon % ağırlık değerleri ve rasyo değerleri hesaplanmıştır. Analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde ve grafiksel sunumunda güçlüklerle karşılaşlabilmektedir. Güçlük herşeyden önce kromit bünyesinde yer alan elementlerin çok fazla olmasından kaynaklanmaktadır. Bu nedenle analiz sonuçlarının değerlendirilmesi ve grafiksel gösterimlerin hazırlanabilmesi için ideal olan iki kabul kaçınılmazdır. Birincisi stökiyometrik bir metal-oksijen oranının kabulüdür. Diğer bir kabul ise elementlerin ağırlık yüzdeleri belirlenmekte, fakat her bir elementin yükü ve değerliliği konusunda hiç bir fikir sahibi olunmaktadır. Bu yüzden spinellerde $R^{2+}O$: $R^{3+}_2O_3$ oranının 1:1 olduğu kabul edilmektedir. Bu nedenlerden dolayı kromitlerin birim hücredeki katyon değerleri bulunmuştur (Tablo 5). Birim hücredeki katyon değerleri 32 oksijen bazına göre hesaplanmıştır. Hesaplamalar sırasında üç değerlikli katyonların toplamının 16, iki değerlikli katyonların toplamının 8 olmasına dikkat edilmiştir.

Analiz sonuçlarından ana bileşenlerin, elementler arasındaki korelasyon değerleri hesaplanmıştır (Tablo 6). Eser element değerlerinin ise cevher ve tektonit örneklerinde hemen hemen yaklaşık aynı miktarda olduğu gözlenmiştir. Bizmut, kadmiyum, kobalt, antimon, selenyum, vanadyum, volfram ve çinko elementleri krom elementi ile korele edilmiştir (Tablo 7).

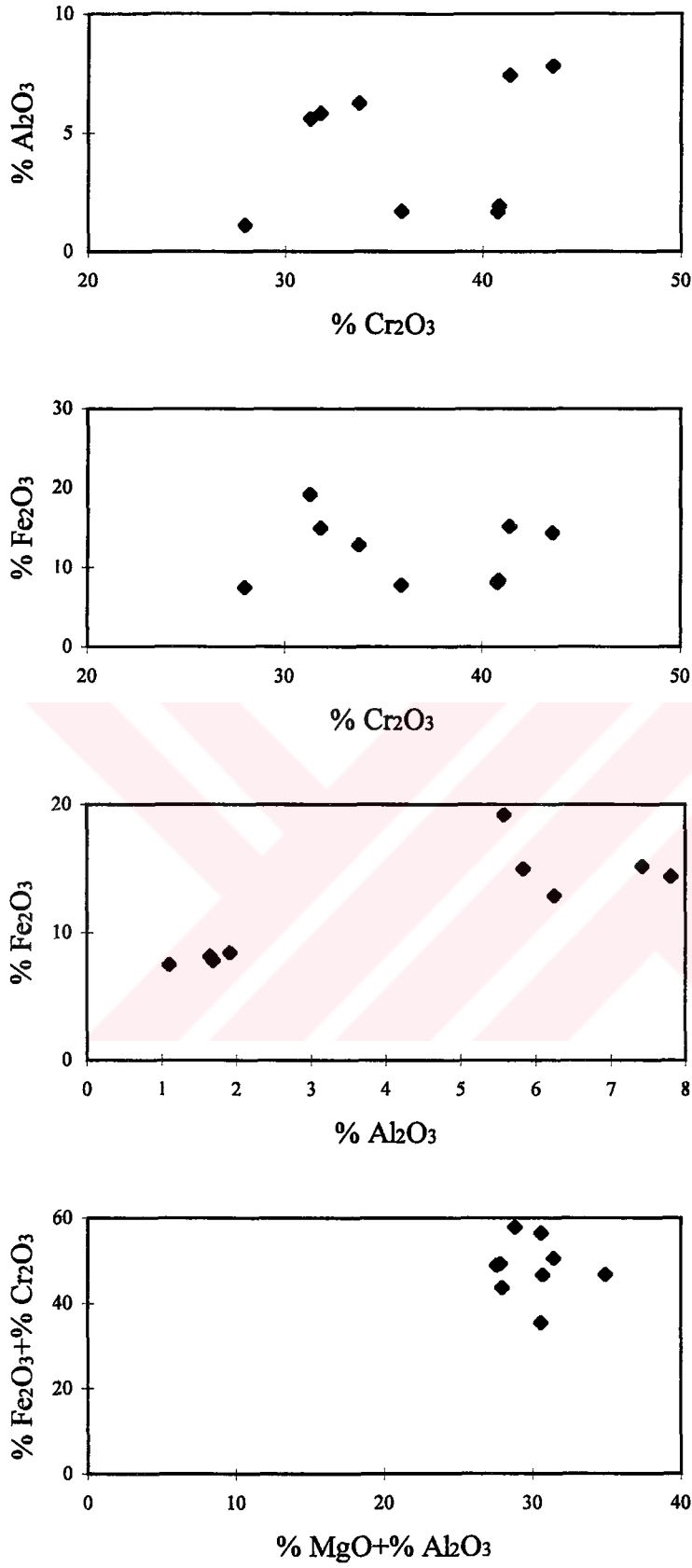
Analiz sonuçlarından yapılan hesaplamalar ile bulunan Cr/Fe oranı 1.5-4.9 arasında değişmektedir. Bu oran stratiform tipi yataklarda 0.75-1.75, podiform yataklarda ise 1.5-4.5 arasında değişmektedir (Stanton, 1972). Cr/Fe oranının Alpin tipi kromitlerle uyum içinde oldukları anlaşılmaktadır.

Dickey (1975), podiform kromitlerin % TiO_2 içeriğinin 0.3' den az, buna karşın stratiform kromitlerde 0.3' den fazla olduğunu belirtmiştir. Analiz sonuçlarından görüleceği gibi % TiO_2 içeriği 0.3' den az olup Alpin tip kromitlerin özelliklerini göstermektedir.

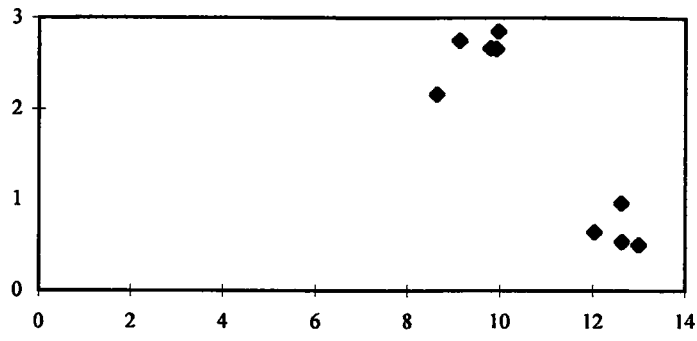
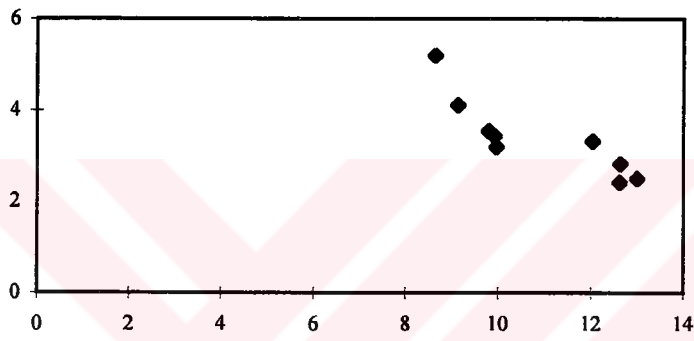
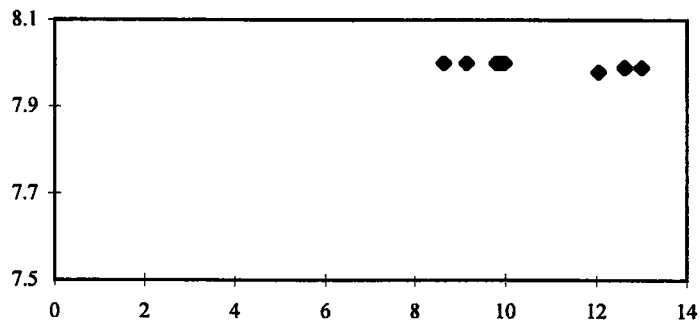
Analiz değerlerinin ana bileşenleri ikiyeşerli gruplar halinde ele alınmış ve diyagramları çizilmiştir (Şekil 11). Bu diyagramlar incelendiğinde ana bileşenler arasında herhangi bir ilişki açıkça belli olmamaktadır. Kromitlerin kristal kimyasına göre Cr^{3+} ile Al^{3+} iyonlarının birbirinin yerini almasından dolayı beklenen negatif ilişki açıkça görülmemiştir. Elementlerin korelasyon değerlerine bakıldığında Cr ile Mg arasında negatif, Fe ile Al arasında pozitif bir ilişki gözlenmektedir. Kromitlerin birim hücredeki katyon değerleri ele alınarak Cr^{3+} değerlerine karşı Al^{3+} , Fe^{3+} ve Mg^{2+} değerleri ile çizilen (Şekil 12) diyagramlarda ise Cr^{3+} ile Al^{3+} , Fe^{3+} arasında az da olsa negatif bir ilişki gözlenmektedir.

Eser element miktarları incelendiğinde Nikel ve Mangan miktarları diğer elementlere göre oldukça fazla gözlenmektedir. Nikel miktarı 1700-2300 ppm, mangan miktarı ise 800-900 ppm arasında değişmektedir. Korelasyonu yapılan elementler ile de krom ve antimon arasında negatif bir ilişki gözlenirken, diğer elementlerle pozitif bir ilişki gözlenmektedir. Bu nedenle, antimon uyumsuz davranırken diğer elementler uyumlu davranmaktadır. (Şekil 13.1 ve 13.2).

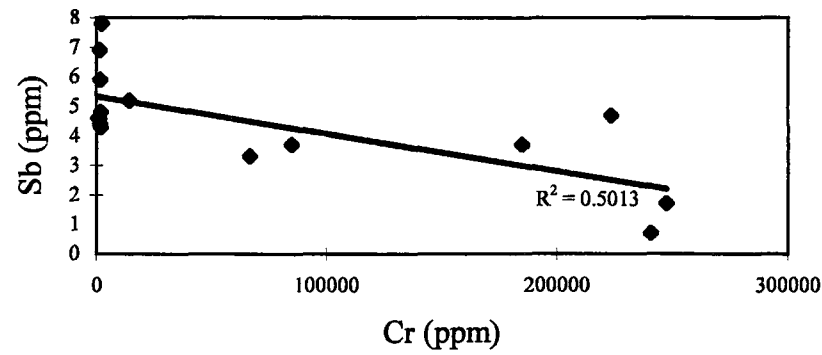
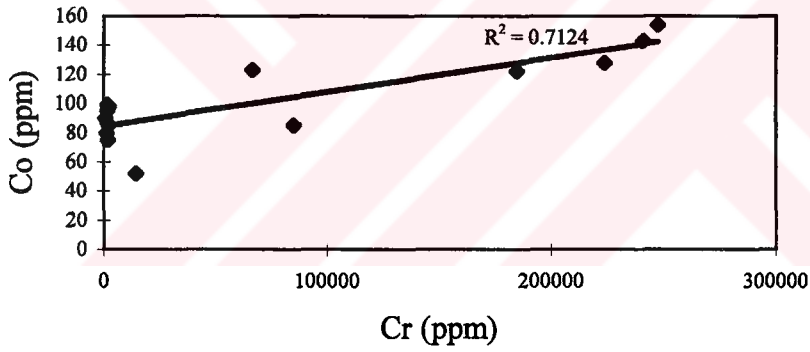
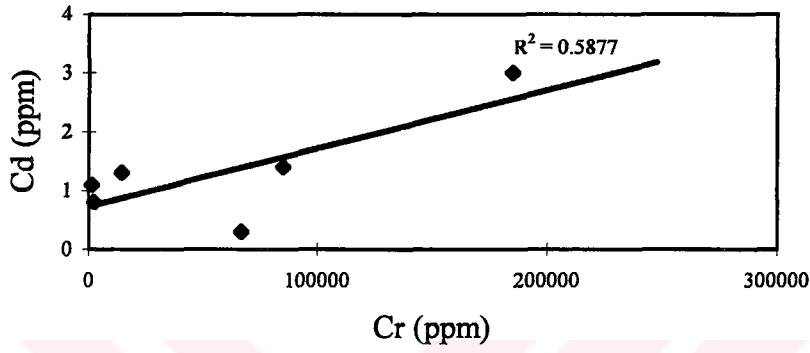
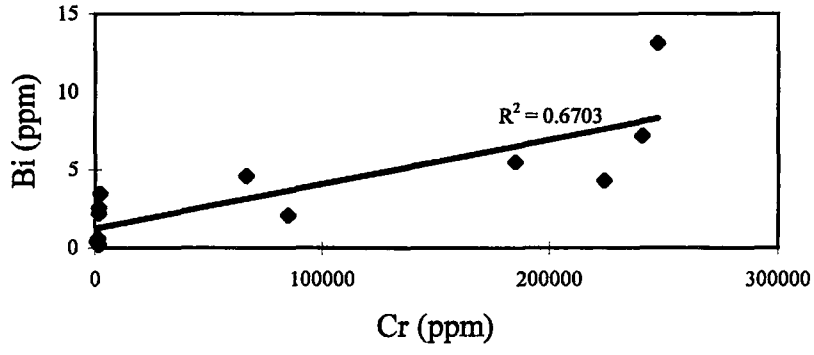
Cr_2O_3 yüzdelerinin $Cr/Cr+Al+Fe$ ve $Mg/Mg+Fe'$ in fonksiyoner diyagramında % Cr_2O_3 içeriğinin % 25-45 arasında değiştiği gözlenmektedir (Şekil 14).



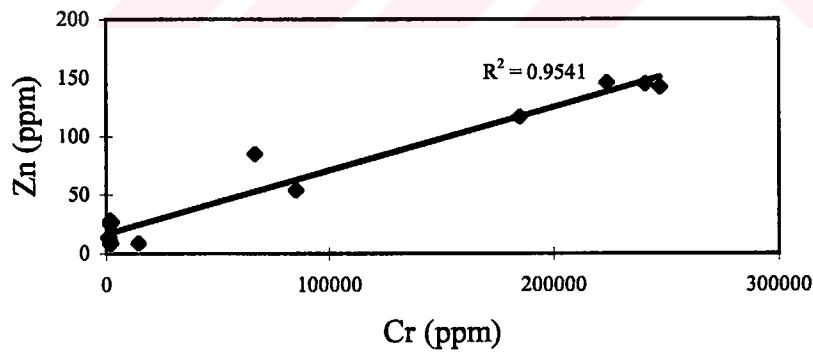
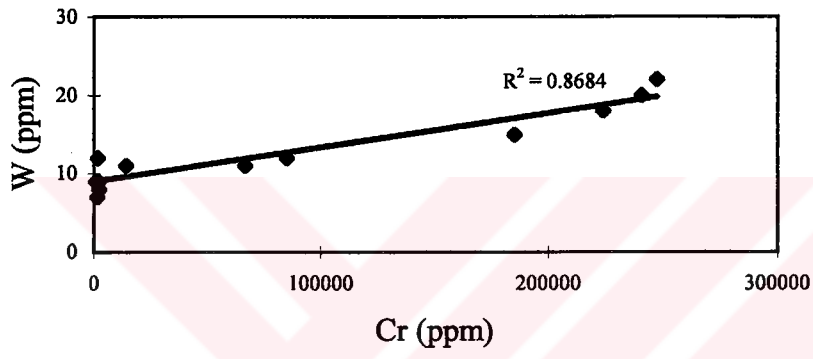
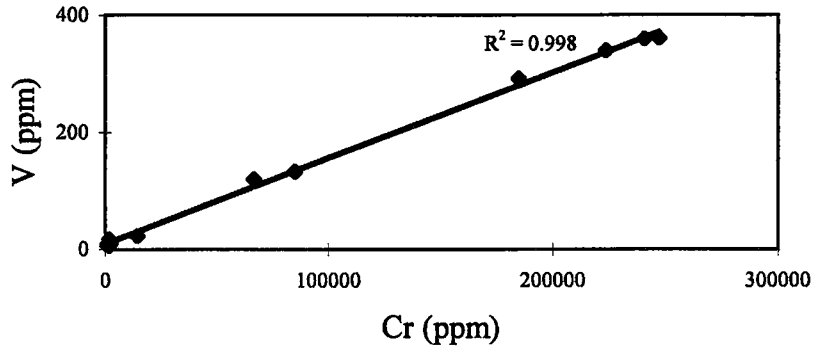
Şekil 11. Musalı (Mersin) kromitlerinin analizlerdeki ana bileşenlerin çeşitli ikili diyagramlardaki konumları

Al^{3+}  Fe^{3+}  Mg^{2+}  Cr^{3+}

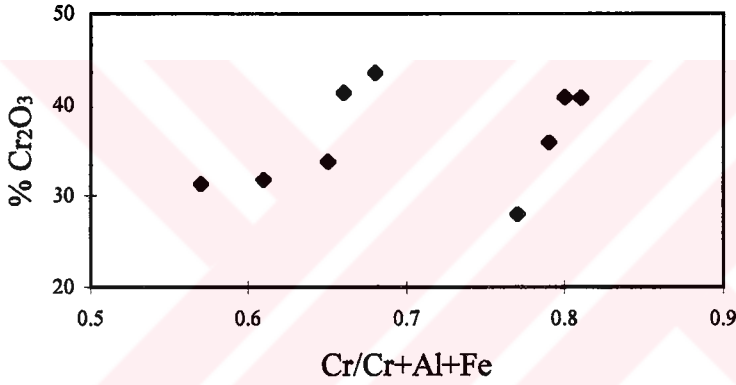
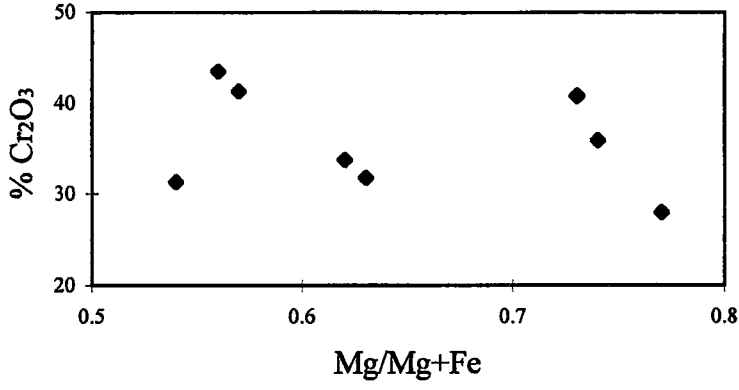
Şekil 12. Musalı (Mersin) kromitlerinin birim hücredeki katyon değerlerinin karşılaştırılması



Şekil 13.1. Musalı (Mersin) kromitlerinde, krom elementi ile bismut, kadmiyum, kobalt ve antimon elementlerinin değişim diyagramları



Şekil 13.2. Musalı (Mersin) kromitlerinde, krom elementi ile vanadyum, volfram ve çinko elementlerinin değişim diyagramları

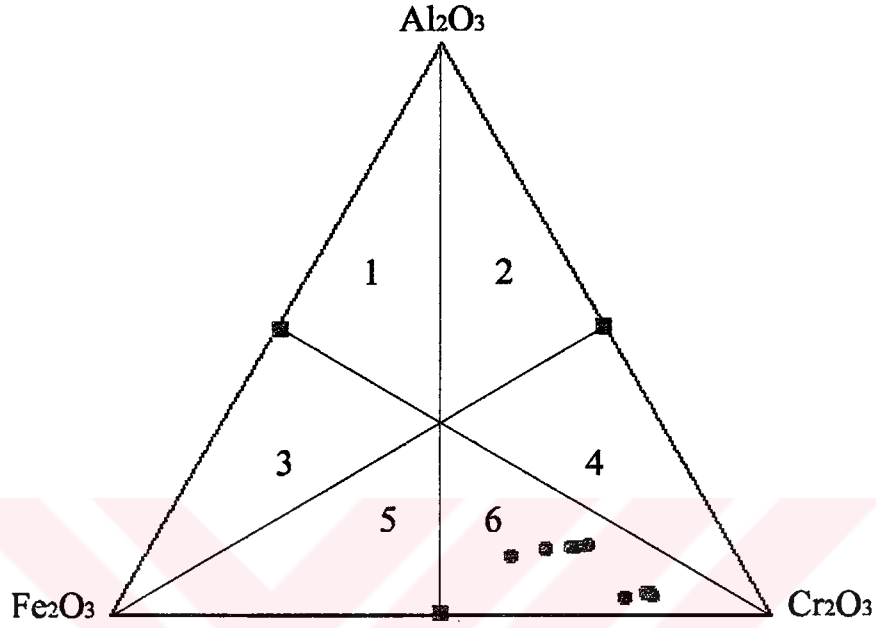


Şekil 14. Musalı (Mersin) kromitlerinin Cr₂O₃ yüzdelерinin Cr/Cr+Al+Fe ve Mg/Mg+Fe 'in fonksiyoner diyagramı

Kromitlerin Stevens (1944) AFC üçgen diyagramındaki konumları incelendiğinde kromitlerin Ferri kromit bölgesinde yer aldığı gözlenmektedir (Şekil 15).

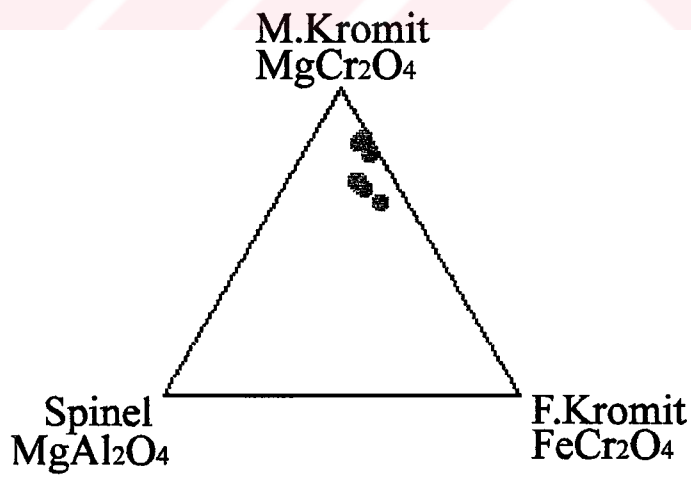
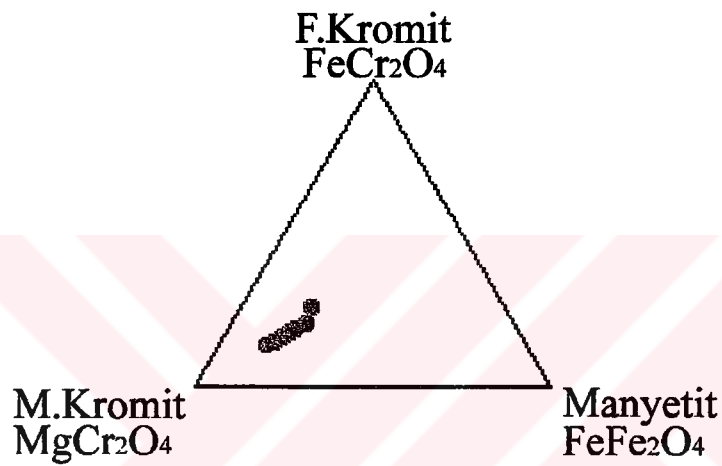
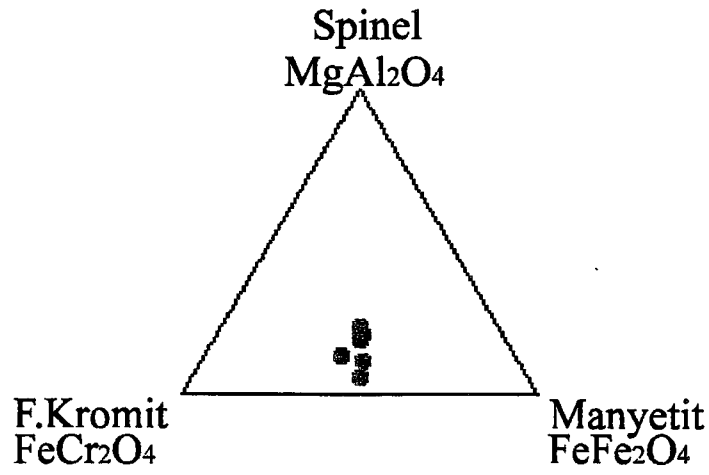
Kırkoğlu ve İlkaç (1987) tarafından önerildiği şekilde kromitlerin spinel prizmasındaki dördü parametreleri de hesaplanmıştır (Tablo 8). Bu bileşenlerin bir tetraedrik projeksiyonda gösterilmesi mümkün değildir. Bu nedenle çeşitli şekillerde kombine edilmiş bileşenlerin yer aldığı üçlü diyagramlar üzerinde yorumlanmıştır (Şekil 16).

Bu diyagramlar incelendiğinde örneklerin tamamıyla aynı yerlerde kümelendikleri, Mg' ca ve Cr' ca zengin buna karşın Al' ca fakir oldukları gözlenmektedir.



Şekil 15. Musalı (Mersin) kromitlerinin Stevens (1944) Al_2O_3 - Fe_2O_3 - Cr_2O_3 üçgen diyagramındaki konumları

1. Ferrispinel.
2. Kromspinel.
3. Alüminyum manyetit.
4. Alüminyum kromit.
5. Krom manyetit.
6. Ferri kromit



Şekil 16. Musahı (Mersin) kromitlerinin spinel prizmasındaki değerlerinin çeşitli üçgen diyagramlardaki konumları

7.5. Kromitlerde Ateş Kaybı

Kromit cevherleri ve tektonitlerin ateş kaybı değerini bulmak için, örnek ilk önce 105 °C' de ısıtılır. Bu sıcaklıkta örnek içerdiği nemi kaybeder. Daha sonra 550 °C' de organik karbonu CO₂ şeklinde, minerallerin kristal yapılarında bulunan su ise, buhar haline dönüşerek kaybolur. 1050 °C' de ısıtılan örneklerde ise kimyasal bileşimlerinde bulunan CO₂ tamamen yok olur. İncelenen örnekler 105 °C' lik sıcaklıkta kurutulup tartımları alınmıştır. Daha sonra 1050 °C' ye kadar yakılmış tekrar tartımları alınmıştır. İki tartım arasındaki fark ateş kaybı olarak tesbit edilmiştir.

Bu işlemlerin sonucu olarak tektonitlerin ateş kaybı ortalama % 8 iken, kromitlerin % 2 olarak bulunmuştur.

7.6. Kromitlerin Jenezi

Yapılan makroskobik ve mikroskobik incelemeler, kimyasal analizler sonucu çalışma alanındaki kromitlerin podiform (Alpin) tipte oldukları anlaşılmaktadır. Hem stratiform hem de podiform yataklar ortomagmatik olup, magmatik kristalisasyonun erken evresinde oluşan yataklardır. Manto malzemesinin kısmi ergimesi sonucu, ayrışım ve gravitasyonel yerleşim kavramları ile oluşumu açıklanan kromit, podiform yataklarda saçınımlı, nodüler krom cevherleri şeklinde bulunmaktadır. Kromit cevherleşmesi ince dünitik bir kılıfla sarılıdır.

Irvine (1977) olivin-kuvars-kromit sistemindeki faz ilişkilerini belirterek magma karışımını önermiştir. İlk sel magma ile farklılaşmaya uğrayan eriyiğin karışması sonucu stratiform ve podiform yataklarının oluşabileceğini belirtmiştir.

Cann (1981) deniz tabanı yayılma merkezlerinin altında kısmen ergiyen astenosferden ayrılan küçük bazaltik magma küreciklerinin yukarıya doğru yükselmesi sırasında, basıncın azaldığı sırada bu küreciklerin daha büyük kütleler haline geldiğini açıklamıştır. Bazaltik sıvının olivine aşırı doygun hale geldiğini ve fazla olivinin bazaltik sıvıdan ayrılarak kromit podlarını sarmaktadır. Kromitlerin dünit tarafından sarıldığını bu şekilde açıklamıştır. Nodüler kromit oluşumunu, kromit ve dünit sıvılarının soğuma segregasyon sırasında karışmamazlığı olarak belirtmiştir.

Çalışma alanındaki kromitler için Özpınar (1996) tarafından önerilen mekanizmaya göre lertzolitik bileşimli manto malzemesinin kısmi ergimesi ile oluşan bazaltik sıvının yukarıya doğru çıkarken üst manto peridotitleri ile reaksiyona girmesi sonucu oluştukları belirtilmektedir. Kısmi ergime ile oluşan bazaltik sıvıdaki klinopiroksenlerdeki Cr^{3+} spinellerin yapısında bulunan Al^{3+} yerdeğiştirerek kromit zenginleşmelerine neden olmaktadır. Geriye kalan bazaltik sıvı tekrar üst manto peridotitleri ile reaksiyona girerek ortopiroksen ve klinopiroksenleri tüketir ve kalıntı dünit kılıflarını oluşturur.

Çalışma alanındaki kromitlerdeki % Fe_2O_3 miktarı ortamın oksijen kısmi basıncı(oksijen fugasitesi fO_2) ile ilgilidir. Oksijen fugasitesinin yüksek olduğu ortamlarda Fe^{2+} iyonları Fe^{3+} iyonlarına dönüşerek kromitlerde % Fe_2O_3 içeriklerinin fazlalaşmasına neden olmaktadır. Çalışma alanındaki kromitlerde % Fe_2O_3 içeriğinin fazla çıkması bu şekilde açıklanmaktadır.

Ayrıca Stevens (1944) diyagramına göre kromitlerin Ferri kromit bölgesine düşmesi kromitlerin Fe^{3+} ve Cr^{3+} bakımından zenginleştiğini Al^{3+} ve Mg^{2+} bakımından fakirleştiğini göstermektedir. Bunun sonucu olarak hem tektonitlerin hem de kromitlerin Fe bakımından zenginleştiğini söyleyebiliriz.

Çalışma alanındaki kromitler harzburjitlerin içinde yer almakta ve kromit bantlarının peridotitlerin iç yapısıyla uyumlu oldukları gözlenmektedir. Kromit kütlelerinin etrafında ince bir dünitik kılıf bulunmaktadır. Serpantinleşme kromit kristallerinde kimyasal açıdan önemli bir değişim meydana getirmemiştir. Kromitlerde ve yan kayalarda gözlenen foliasyon, lineasyon yapıları, kataklastik ve çek-ayır dokuları kromitlerin gerek oluşum gerek taşınma sırasında tektonik deformasyon etkisinde kaldığını göstermektedir.

8. EKONOMİK JEOLJİ

Ekonomik açıdan önemli olan kromitin ekonomik tenörü % 35-55 Cr_2O_3 arasındadır. Kimyasal içeriklerine göre üç gruba ayrılmaktadır.

1. Metalurjik krom cevheri (yüksek kromlu cevher)

En az % 46 Cr_2O_3 içeren ve Cr/Fe oranı minimum 3/1 olan bu cevherlerin en büyük kullanım alanı, kırılmaya, darbeye, aşınmaya ve paslanmaya karşı çelik üretimindedir. Tüketim oranı % 76' dır.

2. Kimyasal krom cevheri (yüksek demirli cevher)

En az % 40 Cr_2O_3 içeren ve Cr/Fe oranı 1'e kadar düşen bu cevherler sodyum bikromat, sodyum kromat, potasyum kromat gibi kimyasal krom bileşikleri üretiminde kullanılmaktadır. Tüketim oranı % 11' dir.

3. Refrakter krom cevheri (yüksek alüminyumlu cevher)

En az % 31 Cr_2O_3 içeren bu cevherlerin % Al_2O_3 +% Cr_2O_3 oranı minimum % 58 olmalıdır. Isıya ve curufa dirençli olduklarından değişik fırınlarda refrakter tuğla ve sıva olarak kullanılmaktadır. Tüketim oranı % 13' dür.

Kromit hem açık işletme hem de yeraltı işletme yöntemleriyle üretilmektedir. Kromit elle ayıklama, yıkama eleme veya gravite zenginleştirmesine tabi tutulur. İnce veya düşük tenörlü kırılmış cevher jig, sallantılı masa, spiral, manyetik ayırıcı gibi zenginleştirme ekipmanları ile konsantre hale getirilmektedir. Kromitin zenginleştirilmesinde gravite zenginleştirilmesi flotasyona göre daha yaygın olarak kullanılmaktadır.

Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin analizi sonucunda, çalışma alanındaki kromitlerin tenörü % 27-44 arasında, rasyo değerleri ise 1.5-4.9 arasında değişmektedir. Bu sonuçlara göre çalışma alanındaki kromitler kimyasal krom cevheri olarak kullanılabilir.

9. SONUÇLAR

Yapılan çalışmalar sonucunda;

1. Çalışma alanının 1/5000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Bölgede bulunan birimler haritaya geçirilmiştir. Tektonit kayaçlarının birbirleriyle karışık halde bulunmasından dolayı ayrı ayrı olarak haritalanması yapılmamıştır. Olası krom cevher zonu ve bu zonu kesen faylar haritada belirtilmiştir.
2. Musalı (Mersin) kromit yataklarının podiform (Alpin) tipte olduğu belirlenmiştir.
3. Çalışma alanında masif, saçınımlı, nodüler ve bantlı cevherleşmeler olmak üzere dört çeşit cevherleşme gözlenmiştir.
4. Çalışma alanından toplanan örneklerin analizi sonucu kromitlerin tenörünün % 27-44 Cr_2O_3 , rasyo değerlerinin 1.58-4.90 arasında olduğu tesbit edilmiştir. Kromitlerin Stevens (1944) diyagramına göre Ferri kromit bölgesinde yer aldığı gözlenmiştir.
5. Çalışma alanındaki kromit cevherlerinin kimyasal krom cevheri olarak kullanılabilceği tesbit edilmiştir.
6. Kromit cevherlerinden yapılan ince ve parlatma kesitlerinin incelenmesi sonucu kataklastik ve çek-ayır dokusu tesbit edilmiştir.
7. Çalışma alanındaki tektonitler, Türkiye Ofiyolitik kuşaklarının genel özelliklerine uymakta olup, tektonitlerin dünit, harzburjit ve serpantin kayaçlarından oluştuğu belirlenmiştir. Tektonitlerde serpantinleşmenin oldukça yaygın olduğu gözlenmiştir.
8. Tektonitler ve kromitler üzerinde yapılan ateş kaybı deneyi ile tektonitlerde % 8, kromitlerde ise % 2' lik bir kayıp tesbit edilmiştir.
9. Tektonitlerden alınan çatlak ölçümleri sonucu üç takım çatlak sistemi ortaya çıkarılmıştır.

KAYNAKLAR

- ANIL, M., 1986. Gerdibi-Gertepe-Çatal Tepe-Çeştepe (Pozantı-Karaisalı-Adana) Kromit Yataklarının Jeolojik, Metallojenik ve Ekonomik İncelenmesi. Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Proje No: TBAG-667, (132) s.
- ANIL, M., 1987. Türkoğlu-Kömürler Arası Ofiyolitleri ve Buna Bağlı Krom Yataklarının Jeolojisi ve Metallojenezi. Ç.Ü. Araştırma Fonu Destekli Proje No: M.M.F. 86-4. (53) s.
- ANIL, M., 1990. Pozantı-Karsantı, Mersin ve Kızıldağ (Hatay) Ofiyolitlerindeki Bazı Krom Yataklarının Morfolojik-Yapısal ve Jenetik Özellikleri ile Akdeniz Bölgesindeki Benzer Kromit Yatakları ile Karşılaştırılması. Doğa, Tr.S.of Engineering and Environmental Science 14, 645-675.
- ASLANER, M., 1973. İskenderun-Kırıkhan Bölgesindeki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Petrografisi. MTA Yayın No: 150. (78) s.
- BORCHERT, H., 1958. Türkiye'de İnisial Ofiyolitik Magmatizmaya Ait Krom ve Bakır Cevheri Yatakları. MTA Enstitüsü Yayınlarından No:102, (76) s., Ankara.
- BOUDIER, F. ve COLEMAN, R.G., 1981. Cross Section Throug The Peridotite in The Semail Ophiolite, South Eastern Oman Mauntains. Jour. of Geophys. Res. 86, s. 2573-2592.
- BURGATH, K., WEİSER, T., 1979, Primary Features and Genesis of Greek Podiform Chromite Deposits. Ophiolites Proceeding International Ophiolite Symp., s. 675-691., Cyprus.
- CANSIZ, A., 1979. İçel Çivarının Krom Prosprksiyon Raporu. MTA Enstitüsü Rapor No: 7668, (25) s., Ankara.
- CANN, J.R., 1981. Ore Deposits of the Ocean Crust, in Economic Geology and Geotectonics, (ed. D.H. Tarling), London, Blacwell Scientific Publications, 119-134.

- CLAGUE, D.A., STRALEY, P.F., 1977. Petrologic Nature of The Oceanic Moho, *Geology* 5, 133-6.
- COLEMAN, R.G., 1977. Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere? Berlin-New York, Springer-Verlag, (200) p.
- DİCKEY, J.S., 1975. A Hypothesis of Origin for Podiform Chromite Deposits. *Geochim. Cosmochim Acta.*, 39, 1061-1071.
- DPT, 1992. Kromit. T.C. Başbakanlık Devlet Planlama Teşkilatı Müsteşarlığı Yayın No: DPT. 2305-OİK-412, (127) s.
- GÖKÇE, A., 1995. Maden Yatakları. Önder Matbaacılık ve Gazetecilik A.Ş., (307) s., Sivas.
- GÖRÜR, N., 1980. Karaisalı Kireçtaşının (Miyosen) Diyajenetik Evrimi. Türkiye Beşinci Petrol Kongresi, 123-128, Ankara.
- GREENBAUM, D., 1977. The Chromiferous Rocks of the Troodos Ophiolite Complex. *Cyprus Econ. Geol.*, 72, 1175-1194.
- HALL, A., 1987. Igneous Petrology. Longman Singapore Group Publishers Pte. Ltd. Singapore (569) s.
- HARKER, A., 1908. The Geology of Small Isles of Invernesshire Mem. Geol. Sur. Scotland, (60) s.
- HYDMAN, D.W., 1985. Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. Mc Graw. Hill, Inc., USA, (786) s.
- IRVINE, T.N., 1977. Origin of Chromitite Layers in the Muskoka Intrusion and other Stratiform Intrusions: A New Interpretation *Geology*, 5, 273-277.
- İLKER, S., 1975. Adana Baseni Kuzey-Batısının Jeolojisi ve Petrol Olanakları. TPAO Arama Arşiv No: 973, Ankara.
- İŞLER, F., 1990. Fındıkpınarı ve Yöresi (Mersin) Ofiyolitlerinin Jeolojisi ve Petrografisi. *Ç.Ü. Müh. Fak. Dergisi, Seri A Yerbilimleri Cilt 6-7, sayı 1-2*, 45-54, Ankara.

- JACKSON, E.D., ve THAYER, T.P., 1972. Criteria for distinguishing Between Stratiform, Concentric and Alpine Peridotite-Gabbro Complexes: 24. Uluslararası Jeol. Kong., (Montreal), Section 2, s. 289-296.
- KIRIKOĞLU, M.S., ve İLKTAÇ, S., 1987. The Use of Computer Programs in the Calculation of Cation Numbers and Various Geochemical Parameters. *Yerbilimcinin sesi*, 14/15, s. 1-19.
- KOPTAGEL, O., GÖKÇE, A., 1993. Başçayır-Dağönü (Ulaş-Sivas) Yöresi Kromitlerin Ana Bileşen Kimyası ve Kökeni. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, *Yerbilimleri*, 16, 1-17, Ankara
- LAGO, B., RABİNOVİCZ, M., NİCOLAS, A., 1982. Podiform Chromite Oie Bodies A Genetic Model. *J. Petrol.*, 23, 103-125.
- MAXWELL, J.C., 1969. "Alpine" Mafic and Ultramafic Rocks the Ophiolite Suite, a Contribution to the Discussion of the Paper "The Origin of Ultramafic and Ultrabasic Rocks" by P.J. Wyllie, *Tectonophysic*, c. 7, s. 489-494.
- MOORES, E.M., 1969. Petrology and Structure of the Vourinos Ophiolite Complex of Northern Greece, *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper No. 118*, (74) s.
- MTA, 1976. Dünya'da ve Türkiye'de Metal ve Mineral Kaynaklarının Potansiyeli, Ticareti, Beklenen Gelişmeleri. MTA Enstitüsü Yayınlarından No : 160, (21) s.
- NICOLAS, A., ve PRINZHOFER, A., 1983. Cumulative or Residual Origin for the Transition Zone in Ophiolites: Structural Evidence. *Jour. of Petrol.*, 24, s. 188-206.
- NOVAK, E., 1927. Selinti Anamur Demir Madeni Hakkında Rapor. MTA Enstitüsü Rapor No: 439 s. 12-13, Ankara.
- ÖZPEKER, I., 1991. Mersin-Erdemli Ofiyolitik Masifi, Kromit Cevherleşmesinin Etüd ve Değerlendirilmesi. *ÇÜ. Müh. Mim. Fak. Dergisi*, Sayı: 18, 43-56.

- ÖZPINAR, Y., BİLGİN, A., 1996. Kozlar (Beyağaç-Denizli), Karaismailler (Kelekçi-Denizli) Arası Ofiyolitlerinin Petrografisi ile Bunlara Bağlı Kromit Yataklarının Jeolojik ve Jeokimyasal İncelenmesi. ÇÜ. Müh. Mim. Fak. Yer Bilimleri Dergisi, No: 28, 157-177.
- PAMPAL, S., 1984. Aslanköy-Tepeköy (Mersin) Yöresinin Jeolojisi, Gazi Üniv. Müh. Fak. Der., Cilt 2, Sayı 1, 143-174, Ankara.
- PAKTUNÇ, D., 1981. Alpin Tip Kromit Yataklarının Oluşumu: Yer Yuvarı ve İnsan, 33-39.
- PARLAK, O., 1996. Mersin Ofiyolitinin Jeolojisi-Jeokimyası ve Doğu Akdeniz Tektoniğindeki Yeri. 49. Türkiye Jeoloji Kurultayı 1996 Bildiri Özleri, s.3.
- PRICHARD, H.M., 1979. A Petrographic Study of the Process of Serpantinisation in Ophiolites and the Ocean Crust Crontrib. Mineral. Petrol. 68, 231-241.
- SCHIMIDT, G.C., 1961. Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum Administration Bull., 6, 47-63, Ankara.
- STANTON, R.L., 1972, Ore Petrology. International Series in The Earth and Planetary sciences, McGraw-Hill Book Comp. (713) s.
- STEINMAN, G., 1927. Die Ophiolithiscen Zonen in der Mediterranean Kettengebirgen, 14. Uluslararası Jeoloji Kongresi, C. R. 2, s. 638-667, Madrid.
- STEVENS, R.E., 1944. Composition of Some Chromites of the Western Hemisphere. Am. Miner., 29, Nos. 1-2, 1-34.
- TAĞA, H., 1995. Emirler-Çavuşlu (Mersin) Dolayının Jeolojisi ve Arazi Kullanım Potansiyeli. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, (86) s., Adana
- THAYER, T.P., 1962. Jeolojinin Kromit Aramaları ve Madencilige Tatbiki. MTA Enstitüsü Yayınlarından No: 111, (26) s., Ankara.
- THAYER, T.P., 1964. Principal Features and Origin of Podiform Chromite Deposits and A some Observation on the Guleman-Soridağ District Turkey. Econ. Geol. 59, 1497-1524.

- THAYER, T.P., 1969. Gravity Differentiation and Magmatic Reemplacement of Podiform Chromite Deposits İnmagmatic Ore Deposits. Ed Wilson, H.B.D. Eocen. Geol: Mon. 4, 132-146.
- ÜŞÜMEZSOY, S., 1986. Kefdağ ve Soridağ (Guleman) Kromit Kütlelerinin Oluşumu Üzerine Yeni Bir Yaklaşım. T.J.K. Bült., s. 29, 47-60.
- WĪJKERSLOOTH, P., 1941b. Türkiye ve Balkanlardaki Krom Cevheri zuhuratı ile Bunların bu Ülkeleri Büyük Tektoniğe Olan Münasebetleri. MTA. Enstitüsü Mecmuası Sayı 1/26, s. 35-75, Ankara.
- YALÇIN, N.M., GÖRÜR, N., 1984. Sedimentological Evalution of the Adana Basin International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 165-172.
- YAMAN, S., 1991. Mersin Ofiyolitinin Jeolojisi ve Metallojenezi. Ahmet Acar Sempozyumu, 255-267, Adana.
- YETİŞ, C., DEMİRKOL, C., 1984. Adana Baseni Kuzey-Kuzeybatı Kesiminin Temel Stratigrafisine İlişkin Bazı Gözlemler. Türkiye Jeoloji Kurultayı 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri 59-61, Ankara.
- YETİŞ, C., DEMİRKOL, C., 1986. Adana Baseni Batı Kesiminin Detay Jeolojik Edütü. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Edütleri Dairesi, 1987, Ankara.
- ZHOU, F.M., RABINSON, T.P., BAI, J.W., 1994. Formation of Podiform Chromites by Melt Rock Interaction in the Upper Mantle, Mineral. Dep., 29, 98-101.

ÖZGEÇMİŞ

Adı : Utku

Soyadı : BAĞCI

Doğum Yeri ve Tarihi : Ankara 1972

İlköğretim : 1978-1983 Ankara Anıttepe İlkokulu

Ortaöğretim : 1983-1989 Ankara Anıttepe Lisesi

Lisans : 1989-1994 Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dil : İngilizce

Çalıştığı Kurum : Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği

Ünvanı : Arş. Gör.





TABLÖLAR

ÖRNEK NUMARALARI																
Element (%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Cr ₂ O ₃	1.37	12.55	15.08	20.53	7.92	0.46	0.34	0.30	0.23	0.24	0.16	3.68	15.00	0.45	0.37	12.9
SiO ₂	41.52	34.44	31.82	30.22	34.14	44.21	46.49	51.21	42.04	39.62	45.19	40.75	40.38	39.46	43.26	35.30
Al ₂ O ₃	1.24	2.88	3.44	4.31	2.07	0.41	0.37	0.99	0.09<	0.05<	0.00<	0.15<	0.62	0.01<	0.03<	1.01
Fe ₂ O ₃	13.71	11.98	12.58	12.25	11.46	9.63	9.71	9.22	8.26	9.26	9.64	6.75	6.51	9.09	9.64	8.88
MgO	41.52	36.63	36.57	32.32	44.02	44.00	41.65	37.34	32.93	32.27	43.76	45.98	36.67	50.02	45.81	40.96
CaO	0.62	1.49	0.47	0.35	0.36	0.45	0.53	0.21	15.8	17.98	0.52	1.93	0.09<	0.23	0.12<	0.15
MnO						0.12	0.13	0.10	0.14	0.15	0.13	0.08	0.09	0.12	0.13	0.13
NiO						0.42	0.37	0.37	0.30	0.32	0.43	0.49	0.38	0.42	0.45	0.33
Na ₂ O						0.08<	0.09<	0.09<	0.03<	0.01<	0.03<		0.03<		0.01<	0.01<
K ₂ O						0.02<	0.01<	0.01<	0.01<	0.00<	0.00<		0.01<	0.00<	0.00<	0.01<
TiO ₂						0.01<	0.01<	0.01<	0.01<	0.01<	0.00<	0.01<	0.03<	0.01<	0.01<	0.03
P ₂ O ₅						0.01<	0.008<	0.009<	0.01<	0.01<	0.009<			0.003<	0.006<	
SO ₃						0.01	0.009<						0.04	0.02	0.01<	0.15
F						0.12<	0.09<	0.08<	0.03<	0.02<	0.09<	0.13<	0.08<	0.11	0.12<	0.07<
Toplam	99.98	99.97	99.96	99.98	99.97	99.95	99.80	99.93	99.88	99.94	99.95	99.95	99.93	99.94	99.96	99.93

Tablo 1. Musalı (Mersin) tektonitlerinin ana bileşen oksit % ağırlık değerleri

	ÖRNEK NUMARALARI										
Element (ppm)	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ag	1.1<						0.2<				
As				3<	0<						
Ba	7<	8<	6<	12<	8<	4<	3<	5<	3<	6<	0<
Bi	3.5	2.2<	2.6<	0.3<	0.6<	0.4<		2.1<		0.2<	4.6
Br	2.4<	2.4<	1.9<	1.3<	1.7<	1.7<	1.9<	2.3	2.8<	2.4<	3.4<
Cd	0.8<			1.1<			1.3<	1.4<			0.3<
Cl	289	348	52<	93<	11	263	105	112	324	280	276
Co	98	99	75	80	87	90	52	85	85	95	123
Cu			5								
Cr	3147	2326	2052	1573	1642	1094	25178	102630	3078	2531	88261
Cs	2.0										
Ga	1<	1<	1<	2<	0<	1<	1<		3<	2<	
Hg	0.6<	0.3<	0.3<	0.5<	0.3<	0.3<	0.4<	0.3<	0.4<	0.5<	0.3<
Mn	755	805	649	887	875	729	414	633	643	698	777
Mo	0.6<	1.2<	1.5<			0.9<			0.7<		
Ni	3300	2907	2907	2357	2514	3378	3850	2986	3300	3536	2593
Pb				2<	0<	1<			1<	0<	1<
Rb	2<	2<	3<	3<	2<	1<	0<	3<	1<	2<	1<
Sb	7.8	4.4	4.3	6.9	4.6	4.6	5.2	3.7	4.8	5.9	3.3
Se	0.1<			0.1<	0.0<						
Sn	5.1<	2.6<	5.0	5.1	3.8<	4.4<	3.9<	3.9<	2.6<	4.2<	3.9<
Sr	12	5<	4<	256	99	3<	13	1<	7<	3<	2<
Th	1.6<					2.1<					
Tl											
U		0.7<	1.6<		1.4<		1.5<				
V	10<	17	18	10<	9<	8<	23	133	12	7<	120
W	8<	9<	12	7<	7<	9<	11<	12	9<	12	11
Zn	27	25	28	14	12	14	9	54	9	8	85
Zr	5<	5<	6<	8<	7<	5<	4<	5<	4<	4<	5<

Tablo 2. Musalı (Mersin) tektonitlerinin eser element ppm miktarları

	ÖRNEK NUMARALARI								
Element (%)	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Cr₂O₃	33.75	43.50	41.33	31.80	31.28	27.95	40.76	35.90	40.81
SiO₂	17.38	12.98	12.59	17.96	17.76	33.24	22.85	24.69	17.84
Al₂O₃	6.25	7.81	7.42	5.83	5.58	1.10	1.65	1.69	1.91
Fe₂O₃	12.84	14.36	15.17	14.98	19.21	7.48	8.12	7.79	8.42
MgO	24.43	21.01	23.14	29.06	25.81	29.45	25.83	26.28	25.92
CaO	5.34	0.31	0.32	0.34	0.33	0.12	0.06<	3.01	4.41
MnO						0.10	0.11	0.11	0.12
NiO						0.30	0.26	0.21	0.27
Na₂O						0.03<		0.06<	
K₂O						0.00<	0.01<	0.01<	0.01<
TiO₂						0.06<	0.07	0.07	0.08<
P₂O₅									
SO₃						0.09	0.13	0.13	0.17
F						0.03	0.02<	0.01<	0.004
Toplam	99.99	99.97	99.97	99.97	99.97	99.95	99.97	99.96	99.96
Cr/Fe	2.57	2.96	2.66	2.07	1.59	3.65	4.91	4.51	4.74
Cr/Al	6.99	7.20	7.21	7.06	7.25	32.96	32.04	27.59	27.64
Fe/Mg	0.60	0.79	0.75	0.59	0.86	0.29	0.36	0.34	0.37

Tablo 3. Musahı (Mersin) kromitlerinin ana bileşen oksit % ağırlık değerleri

	ÖRNEK NUMARALARI			
ELEMENT (ppm)	22	23	24	25
Ag				
As				
Ba	4<	9<	5<	8<
Bi	5.5	13.1	7.2	4.3
Br	5.4	2.7<	5.1	3.3
Cd	3.0<			
Cl	5<		128	67
Co	122	154	143	128
Cu				
Cr	191233	278879	254627	279222
Cs				
Ga	3<	1<		4
Hg	0.3<	0.2<	0.0<	0.3<
Mn	847	897	865	808
Mo				
Ni	2357	2043	1650	2121
Pb				
Rb	6	2<	3<	4<
Sb	3.7	1.7<	0.7<	4.7
Se			0.8<	
Sn	6.0	1.8<		8.0
Sr	1<	3<	90	17
Th				
Tl			0.2	
U	0.7			
V	292	361	359	340
W	15	22	20	18
Zn	117	142	145	146
Zr	5<	4<	6<	6<

Tablo 4. Musalı (Mersin) kromitlerinin eser element ppm değerleri

	ÖRNEK NUMARALARI								
	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Cr³⁺	9.79	9.96	9.91	9.14	8.64	12.04	13.00	12.63	12.62
Al³⁺	2.67	2.85	2.66	2.75	2.16	0.64	0.50	0.54	0.96
Fe³⁺	3.54	3.19	3.43	4.11	5.20	3.32	2.50	2.83	2.42
Mg²⁺	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.98	7.99	7.99	7.99
Mn²⁺						0.02	0.01	0.01	0.01

Tablo 5. Musalı (Mersin) kromitlerinin birim hücredeki katyon değerleri

	Cr	Fe	Al	Mg
Cr				
Fe	-0.07			
Al	0.24	0.84		
Mg	-0.76	-0.34	-0.63	

Tablo 6. Musalı (Mersin) kromitlerindeki, ana elementler arası korelasyon değerleri

	Cr
Bi	0.82
Cd	0.77
Co	0.84
Sb	-0.71
Se	0.99
V	0.99
W	0.93
Zn	0.98

Tablo 7. Musalı (Mersin) kromitlerindeki, krom ile eser elementler arası korelasyon değerleri

	ÖRNEK NUMARALARI								
	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Spinel	8.40	9.22	8.35	8.20	6.36	1.98	1.72	1.75	3.30
Magnezyokromit	56.20	57.63	56.65	53.20	50.00	64.94	71.19	68.62	70.00
Ferrikromit	17.40	16.30	16.80	18.78	24.00	16.18	13.25	14.47	13.00
Manyetit	18.00	16.85	18.20	19.82	19.64	16.90	13.84	15.16	13.70

Tablo 8. Musalı (Mersin) kromitlerinin spinel prizmasındaki dörtlü parametre değerleri



YATIRIM MENKUL DEĞERLER A.Ş.
MERSİN MERKEZİ