



T.C.  
NİĞDE ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

PINARBAŞI (KAYSERİ) YÖRESİ KROMİT YATAKLARI

BARIŞ TİL

Haziran 2015

T.C.  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

PINARBAŞI (KAYSERİ) YÖRESİ KROMİT YATAKLARI

BARIŞ TİL

Yüksek Lisans Tezi

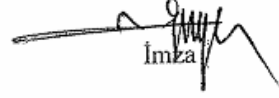
Danışman

Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU

Haziran 2015

**Barış TİL** tarafından **İbrahim ÇOPUROĞLU** danışmanlığında hazırlanan “Pınarbaşı (Kayseri) yöresi kromit yatakları” adlı bu çalışma jürimiz tarafından Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeoloji Mühendisliği** Ana Bilim Dalı’nda Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan : Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU Niğde Üniversitesi



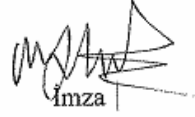
İmza

Üye : Prof. Dr. Mehmet ŞENER Niğde Üniversitesi



İmza

Üye : Prof. Dr. M. Gürhan YALÇIN-Akdeniz Üniversitesi



İmza

**ONAY:**

Bu tez, Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulunca belirlenmiş olan yukarıdaki jüri üyeleri tarafından .../.../20.... tarihinde uygun görülmüş ve Enstitü Yönetim Kurulu'nun .../.../20.... tarih ve ..... sayılı kararıyla kabul edilmiştir.

...../...../20...

**Doç. Dr. Murat BARUT**  
**MÜDÜR**

## **TEZ BİLDİRİMİ**

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

**Barış TİL**

## ÖZET

### PINARBAŞI (KAYSERİ) YÖRESİ KROMİT YATAKLARI

TİL, Barış

Niğde Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Danışman :Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU

Haziran 2015, 110 sayfa

Kılıçmehmet köyü civarında yüzeyleyen ofiyolitler, serpantinize harzburjitler, diyabaz daykları, olivinli gabro, listvenitler ve serpantinlerden oluşmaktadır. Bölgedeki dünit ve harzburjitler serpantinleşmiş şekilde gözlenmekte olup, elek dokusuna sahiptir. Diyabazlar, holokristalen taneli dokulu, plajiolklas, piroksen, az oranda amfibol ve opak minerallerden oluşmakta olup, subofitik dokuya sahiptir. Gabrolar, holokristalen-hipidiyomorf taneli dokulu %68 plajiolklas (labrador), %22 klinopiroksen ve %6 olivinden oluşmaktadır. Bu bölgede ofiyolitlere bağlı kromit cevherleşmeleri genellikle bantlı şekilde gözlenmektedir. Kromit bantları düzgün şekilde gözlenmekte ve birbirine paralel zonlar halinde bulunmaktadır. Cevherli zonlar K 10°-30° D istikametinde ve GD'ya dike yakın eğimlidir. Cevherli zonlar 1-7 metre kalınlığında, 65-150 metre arası doğrultu boyu ve 50-100 metre arası eğim boyu devamlılığı sunmaktadırlar. Kromitlerin tenörleri %12.25 - %28.95 arasında, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> % 6.03 ve MgO % 22.56 civarındadır. İncelenen kromitlerin bantlı yapıda olması, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve MgO değerinin de düşük çıkmasını açıklamaktadır. Kimyasal analizlerden hesaplanan değerler 100Cr/(Cr + Al) ve 100Mg/(Mg+Fe+2) yorumlandığında, numunelerden hiçbiri stratiform ve podiform kromit alanına düşmemiştir. TiO<sub>2</sub> değerleri %0.02-0.92 arasında değişmektedir. Bu değerlere göre, kromit minerallerinin TiO<sub>2</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramında ofiyolitik-stratiform kromit ayırdımı yapılmış ve kromit mineralleri ofiyolitik kromit alanına düşmüştür.

*Anaktar Kelime: Pınarbaşı ofiyolitleri, kromit, mineraloji-petrografi, jeokimyasal yorum.*

## SUMMARY

### CHROMITE DEPOSITS OF PINARBAŞI (KAYSERİ) REGION

TİL, Barış

Nigde University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geology Engineering

Supervisor : Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU

Juni 2015, 110 pages

Kılıçmehmet village near outcropping ophiolite, serpentized harzburgite, diabase dikes, olivine gabbro consists of Listwaenite and serpentinite. Dunite and harzburgite in the region has been observed in serpentized shape, having a mesh texture. Diabase, holocrystalline grained texture, plagioclase, pyroxene, consists of a small amount of amphibole and opaque minerals has subophitic tissue. Gabbros, holocrystalline-grained texture hipidiyomorf 68% plagioclase (labradorite), consists of 22% 6% clinopyroxene and olivine. Ophiolite due to chromite mineralization is typically observed in this region as band. Chromite bands are being monitored properly and if parallel zones. Ore zones K 10 ° -30 ° E direction and GD is close to the steep slope. In the 1-7 meter thick mineralized zones, straightened offer between 65-150 meters long and 50-100 meters from the slope length of continuity. 12.25% of grades of chromite - between 28.95% and 6.03% MgO Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> is about 22:56%. Have banded structure of the investigated chromite, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MgO values of which explains the low rise. The values calculated from the chemical analysis of 100C / (Cr + Al) and 100mg / (Mg + Fe + 2) is reviewed, none of the samples were falling into the stratiform chromite and podiform field. TiO<sub>2</sub> values ranged from 0.02-0.92%. According to these values, chromite minerals in the ophiolite-stratiform chromite made of TiO<sub>2</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram and distinguish my ophiolitic chromite chromite minerals and dropped to the area.

*Keywords: Pinarbasi ophiolites, chromite, mineralogy-petrography, geochemical interpretation.*

## ÖN SÖZ

Bu yüksek lisans çalışmasında, Pınarbaşı (Kayseri) bölgesinde işletilen kromit yatak ve zuhurların jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri araştırılmıştır. Çalışma alanı olan Kılıçmehmet köyü civarında yüzeyleyen ofiyolitler: serpantinize harzburjitler, diyabaz daykları, olivinli gabro, listvenitler ve serpantinlerden oluşmaktadır.

Bu bölgede ofiyolitlere bağlı kromit cevherleşmeleri genellikle bantlı şekilde gözlenmektedir. Kromit bantları düzgün şekilde gözlenmekte ve birbirine paralel zonlar halinde bulunmaktadır. Cevherli zonlar 1-14 metre kalınlığında, 65-330 metre arası doğrultu boyu ve 50-100 metre arası eğim boyu devamlılığı sunmaktadırlar. Kromitlerin tenörleri %12.25 - %28.95 arasında değişmektedir. Bölgede kromit üretimi devam etmektedir.

Kimyasal analizler, mikroprop ve SEM analizleri sonucunda çıkan % oksit, iz element (ppm) ve hesaplanan rasyo değerlerinin yorum ve değerlendirmeler sonucu; Kromit numunelerinin ortalama Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği % 22.21, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği % 6.03 ve MgO içeriği % 22.56 civarındadır.

## TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tez çalışmamın yürütülmesi esnasında, çalışmalarına yön veren, bilgi ve yardımlarını esirgemeyen ve bana her türlü desteği sağlayan danışman hocam, Sayın Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU' na en içten teşekkürlerimi sunarım. Yüksek lisans tez çalışmam esnasında tecrübelerine başvurduğum Yrd. Doç. Dr. Ali TÜRÜK, Yrd. Doç. Dr. Abdurrahman LERMİ ve diğer Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyelerine müteşekkir olduğumu ifade etmek isterim. Mesleki anlamda kendimi geliştirmem için her türlü katkıyı esirgemeyen Halil İbrahim ÇEVİK ve Çevik ailesine; ayrıca kıymetli meslektaşlarım Jeo. Yük. Müh. Evren ARSLAN, Doktora öğrencisi Alperen ŞAHİNOĞLU, Jeo. Yük. Müh. Engin ÜNAL, Jeo. Müh. Ali UZUMER'e minnet ve şükran duygularımı belirtmek isterim.

Bu tezi, sadece bu çalışmam boyunca değil, tüm öğrenim hayatım boyunca maddi ve manevi koruyuculuğumu üstlenen babam Muzafer'e, annem Hamide'ye ve hayat arkadaşım Gülşah ile kızlarım Nisa ve Deniz'e ithaf ediyorum.

## İÇİNDEKİLER

ÖZET .....	viii
SUMMARY .....	ix
ÖN SÖZ .....	x
TEŞEKKÜR.....	xi
İÇİNDEKİLER .....	xii
ÇİZELGELER DİZİNİ .....	xvi
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	xvii
FOTOĞRAFLAR DİZİNİ .....	xix
SİMGE VE KISALTMALAR .....	xx
BÖLÜM I. GİRİŞ .....	1
1.1 Giriş .....	1
1.2 Amaç ve Kapsam .....	2
1.3 Önceki Çalışmalar.....	3
BÖLÜM II. MATERYAL VE METOD.....	7
2.1. Saha Çalışmaları .....	7
2.2. Laboratuar Çalışmaları .....	7
2.3. Büro Çalışmaları .....	7
BÖLÜM III. GENEL BİLGİLER.....	9
3.1 Ofiyolitler.....	9
3.1.1 Ofiyolit tipleri ve modelleri .....	12
3.1.1.1 Yay öncesi yayılma modeli (Pre-Arc Spreading Model).....	15
3.1.1.2 Yay önü modeli (Fore-Arc Model).....	16
3.1.1.3 Ada yayı Açılımı ve yay ardı havzası modeli (Rifted Arc and Back-Arc Basin Model).....	16
3.1.2 Kümülatlar.....	18

3.1.2.1 Ortokümülatlar .....	19
3.1.2.2 Adkümülatlar .....	19
3.1.2.3 Mezokümülatlar .....	20
3.1.2.4. Heteratkümülatlar .....	20
3.1.2.5 Harristik kümülatlar (Kreskülatlar) .....	21
3.1.2.6 Etki (Reaksiyonel) dokulu kümülatlar .....	21
3.2 Krom Hakkında Genel Bilgiler.....	23
3.2.1 Kromun kimyasal ve fiziksel özellikleri .....	23
3.2.2 Krom cevherinin mineralojisi ve yataklanması.....	24
3.2.3 Krom Rezervleri, Üretimi, Tüketimi ve Ürün Standartları.....	27
3.2.3.1 Dünya krom rezervleri .....	27
3.2.3.2 Dünya krom üretimi ve tüketimi.....	28
3.2.3.3 Ürün standartları .....	29
3.2.3.4 Kromitin Türkiye'de bulunuş şekilleri .....	32
3.2.3.5 Türkiye krom yatakları ve rezervleri .....	33
3.2.3.6 Üretim .....	35
3.3 Kromit Yatakları .....	38
3.3.1 Stratiform tip kromit yatakları.....	39
3.3.2 Podiform kromit yatakları.....	39
3.3.3 Tektonikleri içerisindeki kromit kütlelerinin oluşumu .....	39
3.3.4 Üst kabuk podiform kromit yataklarının genel özellikleri ve oluşumu .....	47
<b>BÖLÜM IV. BULGULAR .....</b>	<b>49</b>
4.1 Bölgenin Genel Jeolojisi.....	49
4.2 Bölgenin Tektonik Özellikleri .....	49
4.2.1 Kireçlik yayla napı (Pk) .....	49
4.2.2 Belören napı (b).....	50

4.2.3 Aygörmez dağı napı (a).....	51
4.3. Bölgenin Stratigrafik Özellikleri .....	51
4.3.1 Pınarbaşı Ofiyolitleri.....	51
4.3.1.1 Serpantinize harzburjitler.....	54
4.3.1.2 Serpantinize dunitler .....	55
4.3.1.3 Diyabaz daykları .....	56
4.3.1.4 Gabro .....	57
4.3.2. Otokton Birimler .....	58
4.3.2.1 Sulakyeri formasyonu (Ts) .....	58
4.3.2.2 Malakköy formasyonu (Tm).....	60
4.3.2.2 Köprübaşı formasyonu ( Tk ).....	60
4.4. Cevherleşme.....	61
4.4.1. Batı Ocak (1 No'lu Ocak) .....	63
4.4.2. Doğu Ocak .....	63
4.4.3. Orta Ocak .....	65
4.4.4. Yarma 1 (M12).....	67
4.4.5. Yarma 2 (M14).....	68
4.4.6. Yarma 3 (M14).....	69
4.4.7. Yarma 4 (M15).....	69
4.4.8. Yarma 5 (M16).....	70
4.4.9. Yarma 6 (M17).....	70
4.5. Jeokimyasal Analizler ve Kromitlerin Sınıflandırılması .....	71
4.5.1. Kromit cevherlerinin ana oksit değerleri.....	71
4.5.2 Kromit analizleri ile belirlenen iz element değerleri.....	73
4.5.3 Kimyasal Analizlerden Elde Edilen Cr, Al, Fe <sup>+2</sup> ve Fe <sup>+3</sup> Değerlerinin Yorumlanması ve Podiform-Stratiform Diyagramında Değerlendirilmesi.....	75

4.5.4. Kromitlerin $TiO_2-Cr_2O_3$ ve $TiO_2 - Al_2O_3$ Diyagramları İle Sınıflandırılması	76
4.5.5. Çalışma Alanına Ait Kromitlerin $Fe_2O_3 - Al_2O_3 - Cr_2O_3$ Stevens Üçgen Diyagramında Sınıflandırılması.....	78
BÖLÜM V. SONUÇLAR ve TARTIŞMALAR .....	80
KAYNAKLAR .....	82
ÖZ GEÇMİŞ .....	93

## ÇİZELGELER DİZİNİ

<b>Çizelge 3.1.</b> Kromit cevherinin kullanım alanlarına göre istenilen Cr/Fe rasyo değeri ve % oksit bileşim değerleri .....	24
<b>Çizelge 3.2.</b> Kromun kimyasal ve fiziksel özellikleri .....	24
<b>Çizelge 3.3.</b> Krom elementi içeren krom mineralleri ve özellikleri .....	25
<b>Çizelge 3.4.</b> Kromit minerali ile birlikte bulunan cevher, gang ve kılavuz mineralleri .	25
<b>Çizelge 3.5.</b> Dünya kromit rezervleri .....	28
<b>Çizelge 3.6.</b> Sanayide kullanılan krom cevherinin özellikleri.....	30
<b>Çizelge 3.7.</b> Metalurji sanayinde kullanılan krom cevherinin özellikleri.....	30
<b>Çizelge 3.8.</b> Refrakter sanayide kullanılan parça ve konsantre kromun özellikleri .....	31
<b>Çizelge 3.9.</b> Yıllara göre krom cevheri tüvenan üretim değerleri .....	35
<b>Çizelge 4.10.</b> Çalışma alanından alınan kromit örneklerini % oksit, iz element (ppm) ve bu değerlerden hesaplanan rasyo değerleri .....	72

## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Alp orojenez kuşağında ofiyolitlerin dağılımı.....	2
Şekil 1.2. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	3
Şekil 3.1. Tipik ofiyolit istifi .....	10
Şekil 3.2. Harzburjit tipi ofiyolitler (HOT) ve lerzolit tipi ofiyolitler (LOT) karşılaştırması .....	14
Şekil 3.3. Izu-Bonin yay sistemindeki SSZ magmasına ilişkin derinlik/tüketilmişlik modeli .....	17
Şekil 3.4. Okyanus içi dalma-batma sonu üzerinde oluşan ofiyolitlerin şematik modeli .....	18
Şekil 3.5. Kümülat dokuları.....	22
Şekil 3.6. Türkiye krom rezervlerinin bölgelere göre dağılım oranları.....	34
Şekil 3.7. Peridotit içinde bazik magmanın dayk şeklinde sokulum yaptığı kırıklar boyunca boşluk oluşturma modeli .....	41
Şekil 3.8. Tektonik harzburjit içinde bazik magma sokulum kanallarında oluşan boşluklar içinde kromit kütesinin oluşum modeli .....	43
Şekil 3.9. Hareket halindeki yayılma sırtı altında üst okyanus mantosu içinde kromitkütlelerinin oluşumu ve gelişimi .....	44
Şekil 3.10. Podiform kromit yataklarının oluşumunun tektonik ortamlarla olan ilişki ..	46
Şekil 3.11. Türkiye’de bulunan dalma-batma zonu ofiyolitlerinin oluşumu ve yerleşimi .....	46
Şekil 3.12. Oman ofiyoliti içerisindeki üst kabuk podiform tipi kromitlerin konumunu gösteren dikme kesit. oman ofiyoliti MORB.....	48
Şekil 4.1. Pınarbaşı bölgesi ve civarının genel jeoloji haritası.....	50
Şekil 4.2. Pınarbaşı ofiyolitinin jeoloji haritası .....	52
Şekil 4.3. Atık manto peridotitlerine ait eriyiklerin modal varyasyonu .....	53
Şekil 4.4. Ofiyolitlerin petrolojik tipleri.....	54
Şekil 4.5. Çalışma alanında gabroların arazi görünümü.....	57
Şekil 4.5. Kılıçmehmet bölgesinde bulunan kromit ocakları ve mostraların görünümü	62
Şekil 4.6. Batı ocak imalat haritası ve kromit damarlarının kırılması.....	63
Şekil 4.7. Doğu ocağın imalat haritası ve kromit damarlarının boyutları. ....	64
Şekil 4.8. Orta ocak maden imalat haritası ve kromit damarlarının durumu.....	66
Şekil 4.9. Kromit numuleri içerisindeki % Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ile ana oksitlerin korelasyon grafikleri	

.....	73
<b>Şekil 4.10.</b> Kromitler içerisindeki % $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ile iz elementler arasındaki korelasyon grafikleri.....	74
<b>Şekil 4.11.</b> Kimyasal analizler sonucu hesaplanan rasyo değerlerin $100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) - 100 \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ diyagramı .....	76
<b>Şekil 4.12.</b> Kromit analizlerinde tespit edilen $\text{TiO}_2 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ diyagramı ofiyolitik ..... kromit ve stratiform kromit sınırları .....	77
<b>Şekil 4.13.</b> Kromit analizlerinde tespit edilen $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramı tektonik ..... ortamların sınırları .....	78
<b>Şekil 4.14.</b> $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ üçgen diyagramı .....	79

## FOTOĞRAFLAR DİZİNİ

<b>Fotoğraf 4.1.</b> İncekesit 7, serpantinize harzburjit, +N .....	55
<b>Fotoğraf 4.2.</b> Serpanitimize dunitlerde gözlenen elek dokusu ve saçınımlı kromit taneleri .....	55
<b>Fotoğraf 4.3.</b> Diyabaz dayklarının arazi görünümü.....	56
<b>Fotoğraf 4.4.</b> İncekesit 7, +N, diyabazların mikroskop görünümü.....	56
<b>Fotoğraf 4.6.</b> İncekesit 17, +N, gabroların mikroskop görünümü .....	57
<b>Foto. 4.7.</b> İnce ve parlak kesit görüntüleri.....	58
<b>Fotoğraf 4.8.</b> Sulakyeri formasyonu .....	59
<b>Fotoğraf 4.9.</b> Sulakyeri formasyonu ait görsel kireçtaşları.....	60
<b>Fotoğraf 4.10.</b> Köprübaşı formasyonun görünümü ve üst seviyelerde gözlenen tüfit seviyeleri.....	61
<b>Fotoğraf 4.11.</b> Ofiyolitlerin (of) üzerine uyumsuz olarak gelen Köprübaşı formasyonu (tk).....	61
<b>Fotoğraf 4.11.</b> Doğu ocağın ve cevherli zonların görünümü.....	65
<b>Fotoğraf 4.13.</b> Orta ocak bantlı kromitin genel görünümü ve kromit damarının tektonik olarak sonlanması .....	67
<b>Fotoğraf 4.13.</b> Yarma 1' de gözlenen düzensiz kromit bantları .....	68
<b>Fotoğraf 4.14.</b> Yarma 2'de gözlenen düzensiz kromit bantları .....	68
<b>Fotoğraf 4.15.</b> Yarma 3'de gözlenen kromit bantları .....	69
<b>Fotoğraf 4.16.</b> Dissemine kromitler içeren yarma 4 .....	69
<b>Fotoğraf 4.17.</b> Yarma 5'de görülen kromit damarı.....	70
<b>Fotoğraf 4.18.</b> Yarma 6'da silisifike dunitlerle primer geçişli ve tektonik zon içerisinde gözlenen kromit damarı .....	71

## SİMGE VE KISALTMALAR

<b>Kısaltmalar</b>	:
ABD	: Amerika Birleşik Devletleri
CAB	: Kalkalkali bazalt
DPT	: Devlet Planlama Teşkilatı
DSDP	: Derin Deniz Sondaj Projeleri (Deep Sea Drilling Project)
GB	: Güneybatı
GSA	: Amerika Jeoloji Topluluğu
HOT	: Harzburjit Tipi Ofiyolit
IAT	: Düşük-K'lu Ada Yayılı Toleyitikleri
IUGS	: Jeoloji Bilimleri Uluslararası Birliği
KB	: Kuzeybatı
LHD	: Yükleme- Taşıma-Boşaltma
LILE	: Yüksek İyon Yanıçaplı Elementler
LOT	: Lerzolit Tipi Ofiyolit
LREE	: Hafif Nadir Toprak Elementler
m.	: Metre
MOR	: Okyanus Ortası Sırtı
MORB	: Okyanus Ortası Sırt Ofiyolitleri
MTA	: Maden Tetkik Arama
ODP	: Okyanus sondaj projeleri (Ocean Drilling Project)
SSZ	: Dalma-Batma Zonu Üstü Ofiyolitleri
TPAO	: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
Vd.	: Ve diğerleri

# BÖLÜM I

## GİRİŞ

### 1.1 Giriş

Türkiye'deki dağ kuşakları, tekrarlanan çarpışmaların sonucunda ortaya çıkmıştır. Bu çarpışmalar, Lavrasya ve Gondwana-Land adlı iki eski kıtanın bugünkü eski dünya karalar topluluğunu oluşturan parçalarının birbirlerine kaynamalarına neden olmuştur. Tetis veya Tetis alanları Geç Paleozoyik'te, genelde Permo-Triyas yaşlı Pangea'nın Lavrasya ve Gondwana-Land'ı birbirinden ayıran, batıya doğru daralan, üçgen şekilli dev bir girintisini ifade etmektedir. Okyanusal bir alan olan Tetis, Paleotetis ile Neotetis'i ve onlara bakan kıta kenarlarını içermektedir. Ortaya çıkışından yok oluşuna kadar Tetis alanları, iç geometrileri açısından, karmaşık bir levha sistemi ile belirlenmişlerdir. Kısaca Tetis evrimi, Paleotetis'in kapanışının ve daha sonra ortaya çıkan Neotetis'in doğmasıyla yok olmasının bir sonucudur. Türkiye'nin Tetis evrimi, birbirleri ile zaman açısından devamlılık sunan, Permian-Lias zaman aralığında meydana gelmiştir. Daha çok Kuzey Anadolu'da etkisini göstermiş olan Paleotetis ile Triyas'tan Miyosene kadar olan zaman aralığında Anadolu'nun tümünü etkisi altına almış ve günümüze kadar etkisini sürdüren Neotetis olmak üzere iki ana tektonik aktivitedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1991). Neotetis evrimi içerisinde önemli bir yere sahip olan ofiyolitler, Neotetis okyanusunun kalıntıları olarak değerlendirilmektedir. Bu döneme ait ofiyolitlerin tamamının Üst Kretase'de okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (suprasubduction zone) oluştuğu bilinmektedir.

Özetle, Anadolu levhası metamorfik masifler veya platform karbonatları arasında D-B uzanımlı olarak yer alan Neo-Tetis okyanusal basenlerinin kalıntılarını kapsar ve Alp-Himalaya orojenik kuşağının önemli bir parçasıdır. Neo-Tetis'in kalıntıları tavandan tabana doğru ofiyolitler, ofiyolit tabanı metamorfikleri ve ofiyolitli melanjlar ile temsil edilirler (Dilek ve Moores, 1990; Parlak, 1996; Floyd ve diğ., 2000; Robertson, 2002). Ofiyolitler ve ofiyolitlerle ilişkili birimler Neo-Tetis okyanusal basenlerinin Geç Kretase'de kapanma evrelerinde oluşmuşlardır. Türkiye'deki Neo-Tetis ofiyolitleri okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşmuş ofiyolit tipinde olup, oluşumları ve yerleşmeleri sırasında birbirleriyle uyumlu olaylar dizisini yansıtır.

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, yatakların işletmeciliğinin kolay olması ve buna bağlı olarak üretim maliyetinin düşük olmasından dolayı Dünya'daki önemlerini uzun yıllardan beri korumaktadır.



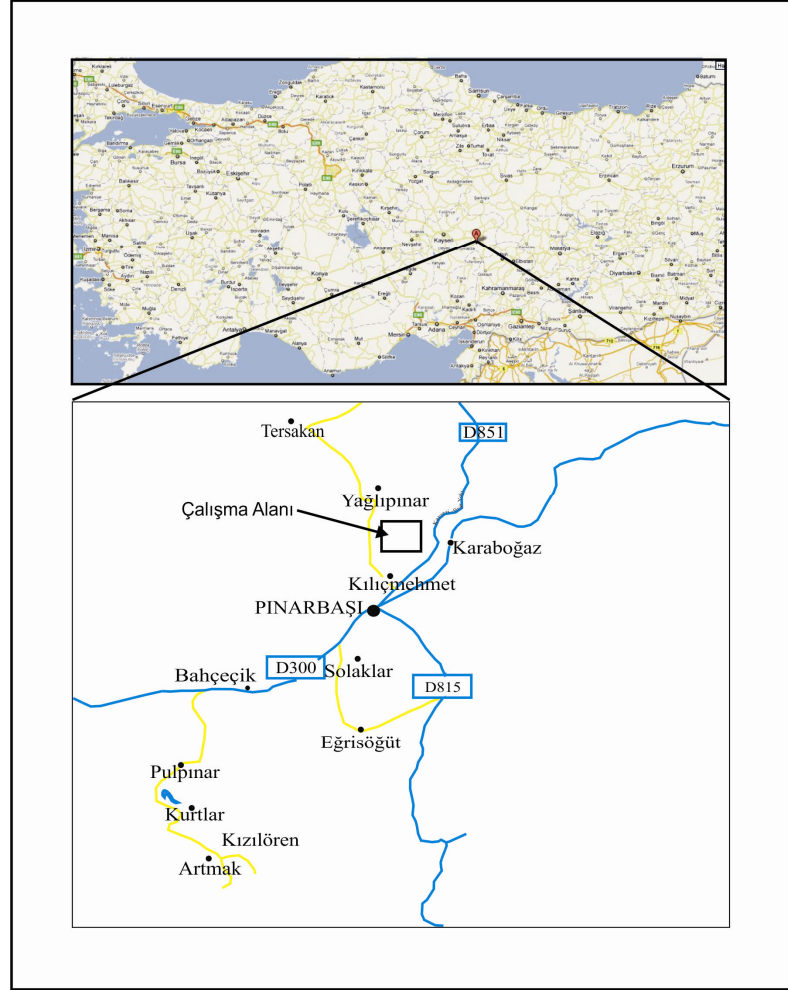
Şekil 1.1. Alp orojenez kuşağında ofiyolitlerin dağılımı (www.mta.gov.tr).

## 1.2 Amaç ve Kapsam

İnceleme alanı Kayseri ilinin Pınarbaşı ilçesine bağlı Kılıçmehmet köyü çevresidir. Pınarbaşı Ofiyoliti, Orta Anadolu' nun Güneyinde, Doğu Torosların orta kesimlerinde, Kayseri-Pınarbaşı bölgesinde yaklaşık 500 km<sup>2</sup> 'lik bir alan kapsamaktadır. (Şekil 1.2). Bölgede tabanda Kambriyenden - Tersiyere kadar düzenli bir istif sunan Geyik dağı Birliği bölgedeki allakton birimlere göre göreceli otoktondur. Allakton birimler çalışma alanında, Orta - Üst Triyastan Üst Kretaseye kadar uzanan karbonat kayalardan oluşan Aygörmez Napı, Triyas - Jura - Kretase yaşlı Belören Napı, Karbonifer (?) - Alt Kretase yaşlı Hınzır Dağı Napı ve Maesthriyen yaşlı ofiyolitlerden oluşmuştur. En son olarak bölgede geniş bir alan kaplayan Köprübaşı formasyonu Neojen yaşlıdır.

Çalışma alanı olan Kılıçmehmet ofiyolitleri dunit, harzburjit, gabro, diyabaz daykları, piroksen damarları ve bantlı kromitlerden oluşmaktadır (Şekil 1.2). Bölgede ofiyolitlere bağlı olarak 3 adet açık işletme ve 16 adet kromit mostrası bulunmaktadır. Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmada bölgede yüzeylenen ofiyolitler içerisinde

bandlar şeklinde yerleşmiş olan krom cevherleşmelerinin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal olarak incelenmesi amaçlanmıştır.



Şekil 1.2. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

### 1.3 Önceki Çalışmalar

Ofiyolitler ve bunların tabanındaki peridotitik kayaçlar, kıtasal kabuk üzerine tektonik olarak yerleşen, kabuk-manto ayrılması sonrası ve manto ergimesi neticesinde üst mantoda kalan okyanusal litosfer parçaları olarak bilinirler. Tezin bu aşamasında yapılan literatür çalışmalarının bir bölümü aşağıda verilmiştir:

Manto ergimesi, ergiyik hareketleri ve ergiyik manto etkileşimleri gibi petrolojik süreçlerin yoğun olarak gerçekleştiği bu kayaç gruplarının içerdikleri minerallerin kimyasal bileşimleri, tüm bu süreçler hakkında çok önemli bilgiler sunmaktadır. Bunun yanı sıra, bu kayaçlar üzerinde yapılan petrolojik ve jeokimyasal incelemeler sonucunda

ofiyolitleri oluşturan peridotitlerin tektonik kökeni ve oluşum ortamı hakkında önemli bilgiler elde edilebilmektedir. Yitimle ilişkili ve okyanus ortası sırt açılımına bağlı tektonik ortamlarda oluşabilen manto kalıntısı bu kayaçların kimyasal bileşimlerini kontrol eden bazı faktörler (metasomatizma, ergiyik-yan kayaç etkileşimi ve bu etkileşim sonucunda gerçekleşen manto zenginleşmesi) son yıllarda yapılan bir çok çalışmada detaylı olarak incelenmiştir (Coleman, 1971, 1981.; Cameron (1985; Melcher vd. 1997; Uysal vd., 2007; Aldanmaz vd., 2009).

Kromitlerin oluşum mekanizması, cevher mikroskop incelemeleri (Ramdohr, 1975), Spinel Cr# değerleri  $[Cr/(Cr+Al)]$  kullanılarak yapılan hesaplamalar sonucunda ergime derecesi kantitatif olarak belirlenebilmektedir (Hellebrand vd., 2001). Dünitlerde gözlenen mineralleri oluşturduğu düşünülen yüksek dereceli ergime değerleri kantitatif olarak hesaplanan değerleriyle farklılık gösterdiği ve bu kayaçların orta dereceli (% 10-15) ergime kalıntıları oldukları belirlenmiştir. Aynı örneklerin petrografik incelemesi sonucunda içerdikleri olivin miktarının orta dereceli bir kısmi ergime sonucu üretilemeyecek kadar çok miktarda oldukları gözlenebilmektedir. Bu durum yitim bölgelerinde oluşan kalıntı manto peridotitlerinde çok yaygın olarak gözlenmektedir ve ergiyik-manto etkileşimi ile açıklanmaktadır (Coleman, 1971). Lebküchner (1957), Kayseri-Avanos-Ürgüp havalisi ile Boğazlıyan havalisinin Uzunyaylaya kadar olan kısmının jeolojisi hakkındaki raporunda; Kayseri-Malatya arasındaki çalışmalarında Paleozoyik'i katlarına ayıramamış, Hınzırdağı ve Kuramaz dağlarındaki metamorfiklerin, dinamo metamorfikler olduğunu açıklamıştır, Bir çok yerde de kontakt metamorfite olduğunu ve metamorfitlerin Epizon da magmatik intrüzyonların hemen yakınında da fazla ısıya maruz kalan bölümlerinin dinamotermal olarak Mesozon da oluştuğunu belirtmiştir. Paleozoyik masif içinde kıvrımlanmanın arttığını ve belirgin bir biçimde zonlarının var olduğu yerlerde şistleşmiş kayaçların oluştuğunu söylemiştir. Hınzırdağı ve Kuramazdağ'da glokofanlaşmış zonların varlığını belirtmiş ve metamorfitlerin üzerinde Üst Kretase yaşta birimin yer almasında ötürü metamorfitlerin yaşını Üst Kretase'den yaşlı olabileceğini söylemiştir. Sarız-Yedioluk bölgesinde Jura-Kretase'nin Paleozoyik üzerine uyumsuz olduğunu ve Dikili'nin güneydoğusunda da serpantinlerin üzerinde olduğunu belirtmiştir. Eosen'in filiş karakterinde olduğunu ve Tuzla gölü-Sarioğlan arasında serpantinler üzerinde görüldüğünü, Oligosen'in yaşı ve genel konumu ile ilgili sorunların devam ettiğini bu nedenle aradaki kırmızımsı

seviyenin önem taşıdığını, bunun yaşının saptanmasının Eosen ve Oligosen transgresyonlarının tespit edilmesiyle ortaya çıkacağını belirtmiştir.

Abdüsselamoğlu (1962), Kayseri-Adana arasındaki Doğu Toroslar bölgesinin jeolojisi raporunda; Bazik ve ultrabaziklere ait magmatik faaliyetlerin sınırlı olduğunu, bunların Kretase yaştaki kireçtaşlarını kestiğini, Eosen çakıltaşlarında bazik ve ultrabazik çakılların olması magmatik faaliyetin Eosen öncesi olasılı Kretase yaşta olduğunu belirtmiştir. Pınarbaşı-Sarız-Mağara civarın Kambriyen'den Tersiyer'e kadar bölgedeki birçok kayacın tanımlamasını yapmış ve adlandırmıştır.

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. Sözü edilen ofiyolitik kuşaklardan Kuzey Anadolu ve Toros (Antalya hariç) kuşağı ofiyolitlerinin Neotetis'in kuzey koluna, buna karşın Arap kıtası önü ofiyolitlerinin ise Neotetis'in güney koluna ait olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından ortaya konmuştur.

Çapan (1980), Toros kuşağı ofiyolit masiflerinin (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği) içyapıları petroloji ve petrokimyelerine yaklaşımları adlı doktora tezi çalışmasında; kuşak boyunca yer alan ofiyolit kütlelerinde harita yapmaksızın incelemiş ve bu 5 masiften aldığı örnekler içyapılarını, petrografik özelliklerini, kayaç kimyelerini belirlemeye çalışmıştır. Buna bağlı olarak gabro oranlarının doğuya doğru arttığını, levha-dayk karmaşığına rastlamamasını ise yüksek yayılma hızı ile izah etmiştir. Ofiyolitik kütlelerde yoğun deformasyon izlerini tespit etmiş ve arazi gözlemlerine dayanarak da, bunların birer tektonik dilim şeklinde olduğunu ifade etmiştir. Ofiyolitik melanj ile peridotit kütleleri arasında metamorfikleri gözlemlemiş, ancak bunları naplaşma esnasında oluşan deformasyonla ilişkilendirmiştir. Nap hareketlerinin en son Meastrihtiyen'de sonuçlandığını ve üzerinin Paleosen yaşlı çökellerle örtüldüğünü ifade etmiştir. Oluşum yerlerini ise; Tetis okyanus ardında yay-ardı basen olarak yorumlamıştır.

Pınarbaşı (Kayseri) ilçesinin yaklaşık 5 km kuzeyinde yüzeyleyen Paleosen yaşlı Yağlıpınar formasyonunun çökeltme ortamlarını ve bölgede egemen olan paleocoğrafik ve paleoiklimsel koşulları, inceleme alanında ölçülen 8 adet sedimentolojik kesitte

tanımlanan ve yorumlanan fasiyesler yardımıyla belirlemeyi amaçlamıştır. Ayrıca bölgedeki tektonik-sedimentasyon ilişkisi, fasiyes ilişkilerinden yararlanılarak irdelenmiştir. Yağlıpınar formasyonu, Altıkesek üyesi ve Karaboğaz 11 üyesi olmak üzere iki üyeye ayrılmıştır. Altıkesek üyesi orta yelpaze ve dış yelpaze fasiyes topluluklarından oluşmuştur. Orta yelpaze fasiyes topluluğu matris destekli konglomera, tane destekli konglomera, teknesmi çapraz tabakalı kumtaşı ve yatay tabakalı kumtaşı fasiyesleriyle temsil edilen örgülü akarsu çökellerinden oluşur. Kalınlı düzeyler içeren kırmızı çamurtaşı, ince taneli kumtaşı ve merceksi geometrilili kireçtaşları içeren kırmızı çamurtaşı fasiyesleri dış yelpaze fasiyes topluluğunu karakterize eder. Karaboğaz üyesi ise, çamur düzlüğü ve göl çökellerinden kuruludur. Havzada geniş yayılım gösteren ve karbonat yumrulu düzeyler içeren kırmızı - kahverengi masif çamurtaşları, çamur düzlüğü fasiyes topluluğu olarak yorumlanmıştır. Yoğun kuruma çatlakları ve mikrokarst yapıları ile Chara fosilleri ve stromatolitik düzeyler içeren masif kireçtaşları ise göl tortullarını oluşturur. Yağlıpınar formasyonu'nun fasiyes özellikleri ve dolgu karakteristikleri bunların KD-GB doğrultulu bir grabende oluştuğunu göstermektedir. Alüvyal çökellerin önemli bir kısmı temeli oluşturan Permian - Kretase kireçtaşlarından türemiştir. Kırmızı çamurtaşlarının baskın ve kalış oluşumlarının yaygın olması Paleosen döneminde bölgede yarı kurak bir iklimin hakim olduğunu gösterir (Özer vd., 1984).

## **BÖLÜM II**

### **MATERYAL VE METOD**

#### **2.1. Saha Çalışmaları**

İnceleme alanı Kayseri ilinin Pınarbaşı ilçesinde bulunan Elbistan NJ 37-5 paftaları arasında bulunan 500 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kapsamaktadır. Bu tez kapsamında 2012-2013 yıllarında arazi öncesi literatur taraması ve gerek çalışma alanı ve yakın dolayı gerekse çalışma konusu ile ilgili önceki çalışmaların derlenip incelenmesi gerçekleştirilmiştir. Bölgede krom işletmeciliği yürüten özel firmalar bünyesinde yetkili jeoloji mühendisliği görevinin yürütülmesi nedeniyle de tez ile ilgili saha çalışmaları 2013 yılından itibaren aralıklı olarak devam etmiştir.

#### **2.2. Laboratuvar Çalışmaları**

Çalışmanın bu aşamasında, araziden derlenen kayalardan petrografik amaçlı 20 adet ince kesitler, cevher-yankayaçlardan ise, 25 adet parlak kesitler MTA kesithanelerinde yaptırılmıştır. Bunların polarizan mikroskop ve cevher mikroskop incelemeleri ve mikro fotoğraf görüntüleri; Niğde Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında bilgisayar destekli Nikon marka araştırma mikroskopları ile gerçekleştirilmiştir. Bunun yanında kromit örneklerinden toplam 7 adet kromit örneği kırma öğütme işleminden geçirilerek ana element ve eser element jeokimyasal analizleri ALS Analytical Laboratories LTD. (KANADA) laboratuvarlarında yaptırılmıştır.

#### **2.3. Büro Çalışmaları**

Kimyasal analizlerinde elde kromit kristali içerisindeki % oksit değerleri Stiometik yöntem kullanılarak Cr, Al, Fe<sup>+2</sup> ve Fe<sup>+3</sup> değerleri hesaplanmıştır. Örneklerdeki değerler kullanılarak 32 oksijen ve 24 katyonik bazına göre kromit kristali içerisindeki elementlerin katyonik değerleri hesaplanmıştır. 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 Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü yüksek lisans tez yazım kurallarına göre tez yazımı Microsoft Word programı kullanılarak yazılmıştır.

## BÖLÜM III

### GENEL BİLGİLER

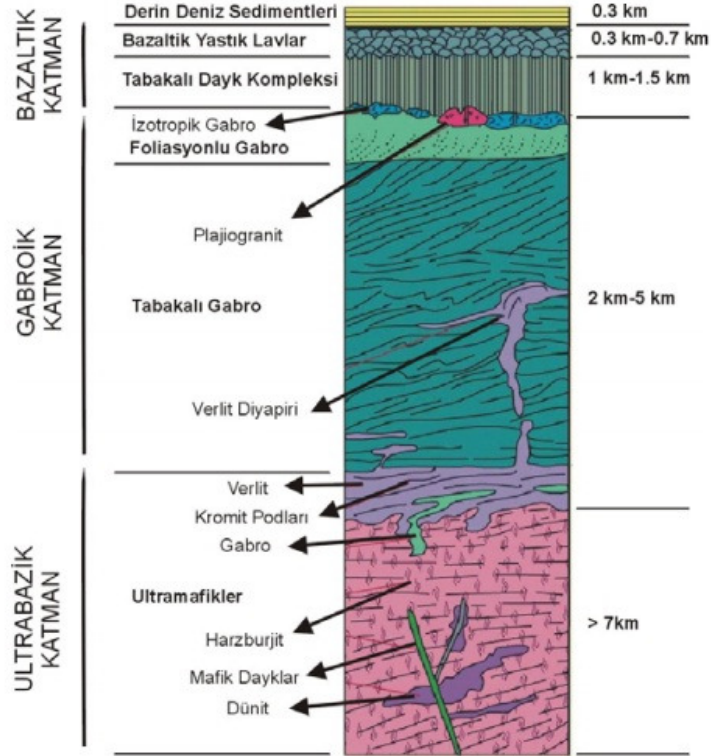
#### 3.1 Ofiyolitler

Ofiyolit Yunanca bir kelime olup "ofics" yılan, ofiyolit yılan taşı anlamına gelmektedir. İlk kez Steinmann (1927) üçlüsü olarak tanımlanan ofiyolitler, serpantin, yastık lavlar ve radyolaritlerden (çörtler) oluşan bir kayaç topluluğu olarak tanımlanmıştır. 1972'de Amerika Jeoloji Topluluğu (GSA) tarafından düzenlenen Penrose konferansında ofiyolit mafik ve ultramafik kayalardan oluşan belirgin bir kayaç topluluğuna verilen bir isim olarak belirlenmiştir. Ofiyolit bir kayaç ismi olarak kullanılmayacağı ve harita anlamında bir litoloji birimi olarak düşünülmemesi bu konferansta kabul edilmiştir (Anonymous, 1972). Eksiksiz bir ofiyolit alttan üstte doğru şu kayaç türlerinden oluşmaktadır (Şekil 3.1).

- Ultramafik kompleks: Harzburjit, lertzolit, dünitin çeşitli oranlarda bulunduğu, genellikle metamorfik tektonik fabrikli az veya ileri derecede serpantinleşme gösteren kısım.
- Gabro kompleksi: Ultramafik birime oranla daha az deforme olmuş, genellikle kümülat yapılı, peridotitik kümülatlar ve piroksenitler içeren kısım.
- Mafik levha dayk kompleksi.
- Mafik volkanik kompleksi: Genellikle yastık yapılı. Bu birimlerle bulunan diğer kayaç türleri,
- Örtü sedimanları: Genellikle radyolaryalı çörtler, ince şeyi ara tabakalı az miktarda kireçtaşları.
- Genellikle dünit ile çevrili podiform kromit kütleleri.
- Sodik felsik intrüzif ve ekstrüzif kayalar.

Genel kural olarak sıralanan bu birimlerin tümü her zaman bulunmayabilir. Böyle olunca kısmi (partial), parçalanmış (dismembered), tam olmayan (incomplete) ofiyolitten, eğer belirgin ölçüde bir metamorfizma söz konusu ise, başkalaşmış (metamorphic) ofiyolitten söz edilebilir. Ofiyolit terimi ile eş anlamlı kullanılan diğer isimler yeşil kayalar (green rocks), ofiyolit topluluğu (ophiolite suite/ophiolite

sequences), ofiyolit birliği (ophiolite association) ve ofiyolit kompleksidir (ophiolite complex). Ofiyolit topluluğuna ait birimlerin tektonik kuvvetlerle tamamen karışması, normal dizilimin kısmen veya tamamen bozulması, karmakarışık olması ile *ofiyolitik melanj* tanımı ortaya çıkmaktadır. Ofiyolitik melanjin matriksi ofiyolit tanımındaki birimlerden biri olan pelajik sedimanlar, bloklar ise diğer birimlerdir. Yabancı bloklar genellikle kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Tipik ofiyolit istifini (Gass vd., 1975).

Penrose konferansında belirtilen ofiyolit tanımı, ofiyolit istiflerinin yerleşmesine en iyi kılavuzluk edenlerden biri olan sedimanların (radyolaryalı çörtler veya terijen sedimanlar varlığı) belirtilmemesi ve çoğu ofiyolit istifinin eksik veya hatta levha dayk kompleksine sahip olmaması nedeniyle günümüzde oldukça fazla eleştiri almaktadır. Çoğu modern tanım ofiyolitleri, tabanda harzburjit, lerzolit ve dünitin (genellikle serpantinleşmiş) çeşitli oranlarda bulunduğu ultramafik kayalarla başladığı, bunun üzerine tabakalı ve tabakalı olmayan gabroların geldiği, levha dayk kompleksi ile devam ettiği, pelajik derin deniz sedimanları ile örtüldüğu bir okyanusal magmatik kompleks olarak belirtmektedir. Sismik çalışmalar, okyanus tabanından tarama ile

alınan örnekler, okyanus sondaj projeleri, ODP (Ocean Drilling Project), derin deniz sondaj projeleri, DSDP (Deep Sea Drilling Project) ile yapılan sondajlar okyanusal kabuk ve manto hakkında değerli bilgiler sağlamış ve kabuğun tabakalı yapısını ortaya çıkarmıştır. Bu sonuçlara göre elde edilen bilgiler ışığında okyanus kabuğu ve manto 4 kattan oluşmaktadır, bu okyanus kabuğu ve manto modeli, ofiyolitlerin iç yapıları bileşenleri bakımından okyanusal kabuk ile büyük benzerlikler bulunduğunu göstermektedir (Şekil 3.1). Böylece ofiyolitler okyanus ortası sırtlarda deniz tabanı yayılmasına bağlı olarak oluşan okyanusal litosferin kıta üzerindeki parçaları olarak değerlendirilmektedir. Ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarda oluştuğu görüşü özellikle levha dayk kompleksinin bulunmasına dayandırılmaktadır (Gass, 1967; Coleman, 1971; Dewey ve Bird, 1971). Ofiyolitlerin okyanusal litosferin kıta üzerindeki parçaları olduğu görüşünün kabulü eski kenet kuşaklarının veya plaka sınırlarının tanınmasında ofiyolitlerden büyük ölçüde yararlanıldığını göstermektedir.

Levha tektoniği kuramındaki gelişmeler ışığında ofiyolitlerin çoğunlukla okyanus ortası sırtlarda (N-MORB), kenar denizi havzalarında, dönüşüm faylarına bağlı olarak yay öncesi (pre-arc), yay önü (fore-arc) ve yay gerisi (back-arc) havzalarında oluştuğu kabul edilmektedir. 1980'lerde yapılan jeokimyasal çalışmalar birçok ofiyolitinin normal okyanus ortası sırtı açılımı ile açıklanamayacak dalma-batma zonu (Supra-Subduction Zone, SSZ) magmatik süreçleri içerdiklerini göstermiştir. Dalma-batma zonu etkisi içeren bu ofiyolitler ilk defa Pearce vd. (1984) tarafından SSZ ofiyolitleri olarak adlandırılmıştır.

Tektonik ortamlarına göre de ofiyolitler Tetis ve Kordilleren ofiyolitleri olmak üzere iki kısma ayrılmaktadır (Moores, 1982). Tetis ofiyolitleri tektonik olarak kıtasal kabuğu üzerlemekte, sığ deniz kıtasal kenarlar veya platform sedimanlarından oluşmakta, pelajik sedimanter kayaçlar ve volkanosedimanter (az veya hiç gelişmemiş) kayaçlar ile üzerlenmektedir. Eski kıtasal taban veya platform-miojeosenklinal sedimanter kayaçlar ile bir ilişkisi olmayan Kordilleren tip ofiyolitler ise, tektonik olarak melanaj, yüksek dereceli metamorfik kayaçlar ve yay tipi volkanaklastik malzeme ile ekstrüzif kayaçlar içinde bulunmaktadır. Bazı Kordilleren ofiyolitlerinde ekstrüzif ve intrüzif kayaçlar, yaşlı ve fazla deformasyona uğrayan okyanusal kabuğa sokulum yaparak depolanır. Bu bize ada yayları ile ilişkili olarak ofiyolitlerin pek çok oluşum modeline sahip olduğunu gösterir.

### 3.1.1 Ofiyolit tipleri ve modelleri

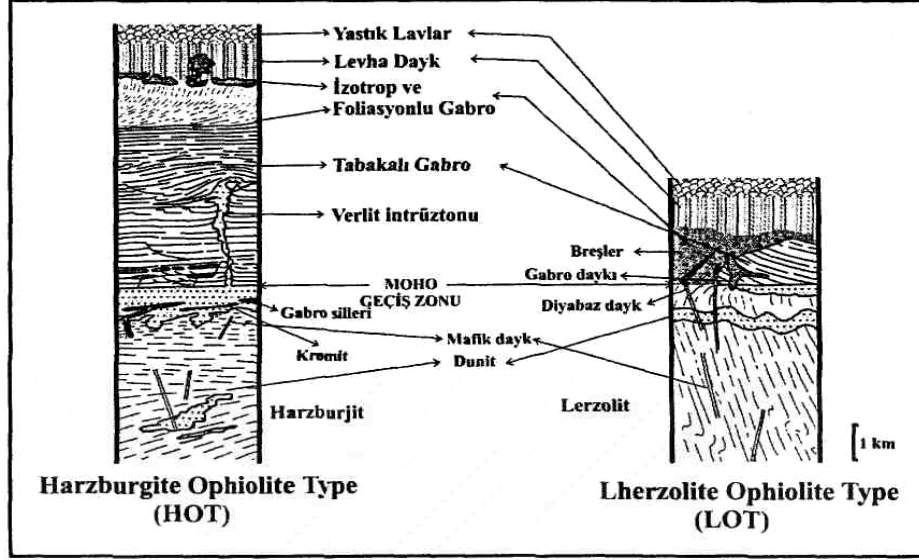
Bugün ofiyolit bilmecesi (Ophiolite Conundrum) olarak adlandırılan ofiyolit oluşumu için iki temel oluşum ortamı önerilmektedir (Moore vd., 2000). Birincisi ada yayı olmayan ortamlarda deniz tabanı yayılması ile oluşan yapısal ve stratigrafik kanıtlara dayandırılan okyanus ortası sırt ofiyolitleri (MORB), ikincisi ise oldukça fazla tüketilen mantodan türeyen magmaların jeokimyasal verileri ile desteklenen bugünkü dalma-batma zonu üzerinde oluşan dalma-batma zonu üstü ofiyolitleridir (SSZ).

Ofiyolitlerin ve diğer okyanusal magmatik birimlerin (örneğin deniz dağları) oluşum ortamı, güncel okyanuslardan özellikle de derin deniz sondaj projeleri ve okyanus sondaj projeleri (DSDP, ODP) ile sağlanan bilgilerle yorumlanabilmektedir. Ancak bu yaklaşımlarda bazı problemler bulunmaktadır. i) Okyanusal kabuk karalar üzerinde sınırlı bir korunma potansiyeline sahip olup, bazı orojenik kuşaklarda ofiyolitlerin dağılımı ile gösterilmektedir (örneğin Batı USA, Franciscan kompleksi). Okyanus ortası sırtı (MOR) tipi okyanusal kabuk, daha çok yerleşmeden tipik olarak dalıp batmaktadır. Deniz dağları, okyanusal platolar, transform fayların, yay önü ve riftle ilişkili birimlerin korunma şansı ise daha yüksektir, ii) Genellikle, sadece daha derin ofiyolitlerin plütonik kısımları orojenik kuşaklarda korunmaktadır (harzburjit bindirme tabakaları), okyanusal litosferin derin kısımları ve üst manto güncel okyanuslarda hala az incelenmiş ve belgelenmiştir (örneğin kümülatlar ve üst manto), iii) Oluşumlarda sulu (hydrous) erimenin jeokimyasal kanıtları gösteren ofiyolitlerin kökeni ile genel bir anlaşma sağlanamamıştır (dalma-batma zonu üstü ofiyolitleri). Dalma-batma ile ilişkili çoğu büyük ofiyolitlerin olası oluşumu bugünkü tektonik çalışmalarda en fazla yer alan konulardan biridir.

1960'lı yılların ortalarında deniz tabanı yayılması hipotezinin kabulü Alpin tipi peridotitler için klasik yolu açmış, bunların yaygın olarak Steinmann Trinity (Steinmann Üçlüsü) serpantinileri, mafik intrüzyonları ve orojenik kuşaklardaki okyanus ortası sırtlarında yerini alan olarak yorumlanan radyolaryalı çörtlere göstermiştir. Doğu Akdeniz'de Troodos (Kıbrıs) ofiyolitinde yapılan çalışmalar ile bu ofiyolit Kıbrıs, Afrika ve Avrasya arasında yer alan Tetis okyanusu içindeki okyanus ortası sırtında oluştuğu belirtilmiştir (Gass, 1968; Moore ve Vine, 1971). Jeokimyasal tekniklerin gelişmesiyle, ofiyolitlerin ekstruzif kayalar ile modern tektonik ortamlardaki

okyanusal volkaniklerle birlikte karşılaştırılması yapılmıştır (Pearce, 1980). Troodos ofiyoliti, Bay of Island, Nevvfoundland gibi bir çok ofiyolitlerin (Jenner vd., 1991) okyanus ortası sırt ekstrüzyonlarından farklı seriler gösterdiği, ancak çoğunun güncel dalma-batmanın etkili olduğu ortamlarda, özellikle volkanik yaylarda bulunduğu açıkça anlaşılmıştır. Ofiyolitik magmalar dalma-batmadan dolayı su nedeniyle nispeten yüksek derecede kısmi erime gösterirler. Sulu erime sonrası üst manto kalıntıları dalma-batma zonu üstü, SSZ-tipi ofiyolitlerindeki kalın tüketilmiş manto harzburjit serisi ile temsil edilir (örneğin Troodos). Tetis veya herhangi bir yerdeki ofiyolitler dalma-batma ile ilgili ofiyolitler (çoğu Doğu Tetis içinde) ve dalma-batma ile ilgili olmayan ofiyolitler (çoğu Batı Tetis içinde) olmak üzere ikiye ayrılır. (Pearce vd., 1984) Ancak çoğu araştırmacı Güney Türkiye'de Geç Kretase Toros ofiyolitlerini (Whitechurch vd., 1984; Dilek vd., 1999) okyanus ortası sırtta oluştuğu şeklinde yorumlamaya (Coleman, 1981; Nicolas, 1989) devam etmişlerdir. Ofiyolitler oluşumu hakkındaki tartışmaların çoğu Umman'daki Şemail ofiyoliti üzerinde yoğunlaşmıştır. Yapılan çalışmalar sonucunda farklı araştırmacılar sonuçta okyanus ortası sırt modelim (Nicolas, 1989; Nicolas vd., 1994; Boudier ve Nicolas, 1995; Boudier vd., 1996) veya dalma-batma etkili modeli (Lippard vd., 1986; Searle ve Cox, 1999) tercih etmişlerdir.

Okyanus ortası sırt modelini savunanların tartışmaları sonucu, bileşimsel olarak ofiyolitler ikiye ayrılmıştır. (1) yavaş yayılma ile oluşan sırtlardaki başlıca lertzolitik ofiyolitler (Lertzolit tipi ofiyolitler LOT) ve (2) hızlı yayılma ile oluşan harzburjitik ofiyolitler (Harzburjit tipi ofiyolitler HOT), (Nicolas, 1989). Batı Alplerdeki ofiyolitlerin baskın litolojisi lertzolit olduğu için Lertzolit tipi ofiyolitler (LOT), Doğu Akdeniz kuşağındaki ofiyolitlerin ise baskın litolojisinin Harzburjit olduğu için Harzburjit tipi ofiyolitler (HOT) olarak adlandırmıştır. Her iki ofiyolit türü ofiyolit birimlerini eksiksiz içermesine rağmen HOT tipi ofiyolitler LOT tipi ofiyolitlere göre daha kalın bir istif sunmakta, yüksek sıcaklıkta oluşan amfibolitik metamorfik birim ofiyolitlerin altında yer almaktadır (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Harzburgit tipi ofiyolitler (HOT) ve lherzolite tipi ofiyolitler (LOT) karşılaştırması (Nicolas, 1989).

Dalma-batma zonu üstü ofiyolit (SSZ) modelinin çeşitli avantajları ve dezavantajları vardır.

Avantajları:

- Dalma-batma ile etkilenmiş volkanikler, özellikle yüksek magnezyumlu duninitler (Crawford vd., 1989), Troodos ofiyolitinde gözlemlendiği gibi, güncel yay önü ortamlarda oluşurlar (Tonga, Mariana yay önü). Ancak okyanusal MOR ortamında oluşmaları bilinmemektedir.
- Okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde ofiyolitlerin oluşumu, hem oluşum hem de yerini alma mekanizmasını sağlar.
- Yüksek sıcaklık ana metamorfik dilim ve onu üzerleyen büyük ofiyolitler genellikle yaşça bindirmektedirler (radyometrik veya paleontolojik olarak tarihlenmiştir), eş zamanlı olarak dalma-batma malzemelerindeki alttaki plaka ile tutarlıdır ve SSZ üzerindedir (örneğin Umman; Searle ve Cox, 1999).

Dezavantaj ise, okyanuslarda oluşan SSZ tipi yayılmanın güncel eşdeğerinin bilinmemesidir. Bundan dolayı oluşum mekanizması çoğunlukla varsayım olarak kalmıştır.

SSZ-tipi ofiyolitlerin oluşum modellerinde Pearce ve diğ., (1984) daha çok yay öncesi

(pre-arc) ortamlarını, Wallin ve Metcalf (1998) çalışmalarında ise, yay önu modeli ile yay açılımı ve yay gerisi havza modelini önermişlerdir.

### **3.1.1.1 Yay öncesi yayılma modeli (Pre-Arc Spreading Model)**

SSZ evrimi bir okyanusal litosferin diğeri bir okyanusal litosfer altına dalmasıyla başlayan bir süreçtir. Bir okyanusal litosferin diğeri bir okyanusal litosferin altına daldığı tektonik ortamlar biri diğeri göre daha soğuk, yaşlı ve kalın bir okyanusal litosferin daha sıcak, genç ve ince bir okyanusal litosferin transform faylar boyunca karşı karşıya gelmesidir. Konverjan kuvvetlerin etkisiyle soğuk, yaşlı ve kalın olan okyanusal litosfer astenosferin etkisiyle daha yoğun hale geldiği için ilk önce astenosfere doğru çöker. Çöken okyanusal litosfer konverjan kuvvetlerin etkisiyle genç levhanın altına doğru itilmeye başlar ve SSZ süreci başlamış olur. SSZ süreci ilerledikçe dalan okyanusal litosfer daha derinlere doğru dalmaya başlayarak oluşan hendeğin (trench) dalan okyanusal litosfer üzerine doğru ilerlemesine yardımcı olur (trench retreat). Hendeğin dalan levha üzerine doğru ilerlemesi, hendek önündeki genç ve sıcak okyanusal litosfer kabuğu üzerinde gerilme rejiminin hakim olmasına ve açılmalara (rifting) neden olur. Dalan levhanın bazaltik kabuğu ve sedimanlarının geçirdiği metamorfik evrim sonucu ortama uçucu bileşen vererek üstteki önceden okyanus ortası sırtında tüketilmiş olan okyanusal litosferi (litosferik manto) metasomatizmaya uğratarak, yeniden erimesine yol açar. Bunun sonucu olarak da SSZ-tipi ofiyolitleri oluşturacak magma oluşumu gerçekleşir (Şekil 3.3). Oluşan bu magma yükselerek üstteki okyanusal kabuk içerisinde gerilme rejimine bağlı olarak oluşan çöküntü havzalarına yerleşerek açılmaya yardımcı olur. Bu aşamada ilk oluşan volkanikler, çok tüketilmiş harzburjitik okyanusal litosferin yeniden erimesi nedeniyle boninitiktir. Daha sonra yüksek oranda tüketilmiş düşük-K'lu ada yayı toleyitikleri (IAT) üretilmeye başlar. Herhangi bir ada yayı ile ilişkisi olmayan bu tür ortamlarda oluşan ofiyolitlerin sedimanter örtüleri sadece derin deniz çökelleri ile temsil edilir ve ada yayı ürünü olabilecek volkanoklastik bileşen içermezler. Bu kısa sürede evrime uğramadan kapandığı için bu tür ofiyolitlerin oluşum yaşları ve bindirme yaşları arasındaki süreç birkaç milyon yıldır. Yay öncesi ofiyolitler, tüketilmiş düşük potasyum IAT (ada yayı toleyitikleri) ve boninitik volkanikler ile ayrılmış dalan levhanın etkisi içeren silisik kayaların (plajiyogranitlerin) varlığı ile tipiktir (Pearce vd., 1984). Yay öncesi havzaların dışında günümüzdeki boninitik bazaltlar ve düşük-K'lu ada yayı toleyitikleri (IAT) pasifikteki çoğu yay önu havzalarında da izlenmektedir (Cameron

vd., 1979; Johnson ve Fryer, 1990; Bloomer ve Hawkins, 1987; Beccaluva ve Serri, 1988).

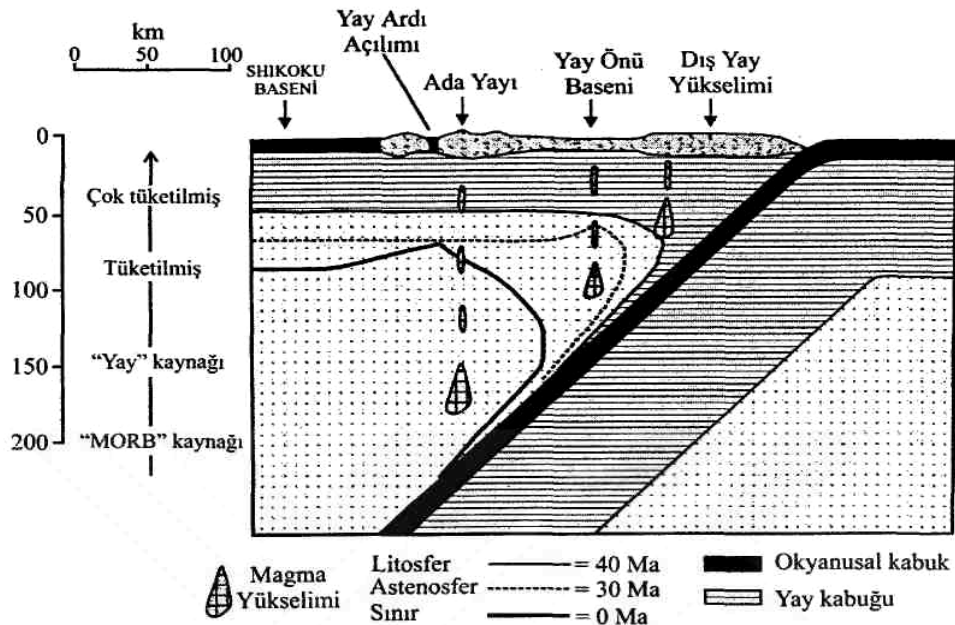
### **3.1.1.2 Yay önu modeli (Fore-Arc Model)**

Ada yayı, yay öncesi sürecinin kapanmayıp, dalan levhanın dalmaya devam etmesi ile oluşur. Dalan levha, altına daldığı okyanusal litosferin litosfer-astenosfer sınırını geçerek dalmasını sürdürürse, yoğunluğundan (astenosfere göre) dolayı, dalma istikametinin tersine, geriye dönerek astenosfere doğru dikilmeye başlar (subduction rollback). Bu süreçte dalan levhamn boşaltmış olduğu alan üst manto malzemesi (astenosfer) tarafından doldurulur ve dalan levhadan gelen uçucu bileşenler sayesinde de kısmi erime üst manto malzemesinin hakim olmaya başladığı bu alanda yoğunlaşır. İlerleyen evrede dalan levhanın gittikçe dike yakın bir pozisyon (true subduction) almaya başlaması üstteki dalan levha üzerine ilerleyen hendeği yavaşlatarak önündeki SSZ-tipi ofiyolitlerin ürettiği yay öncesi havzadaki açılmayı durdurur ve havzanın soğuyarak kapanmasına neden olur. Dalan levha üzerinde astenosferin kısmi erimesiyle üretilen magma, kapanan havzalarda giderek büyüyerek ada yayı oluşumunun ilk evrelerini oluştururken hendekle arasındaki alanda yay öncesi evrede üretilen okyanusal litosferi hapsederek yay önu havzasını oluşturur. Yay önu ofiyolitleri gelişmiş bir ada yayı ile hendek arasında sıkışmış yay öncesi ofiyolitlerdir. Bu yüzden yay öncesi ofiyolitlerle aynı kimyasal özellikleri gösterirler. Yay önu ofiyolitlerini yay öncesi ofiyolitlerinden ayıran en önemli fark, önündeki bir ada yayı volkanizmasına maruz kalmış olmaları nedeniyle, üstlerindeki sedimanter örtü içerisine önemli miktarda ada yayından türeme volkanoklastik bileşen içermeleri ve yaya yakın alanlardaki ofiyolitlerin ada yayı kökenli dayklar tarafından kesilmiş olmalarıdır (Taylor ve Nesbitt, 1992).

### **3.1.1.3 Ada yayı Açılımı ve yay ardı havzası modeli (Rifted Arc and Back-Arc Basin Model)**

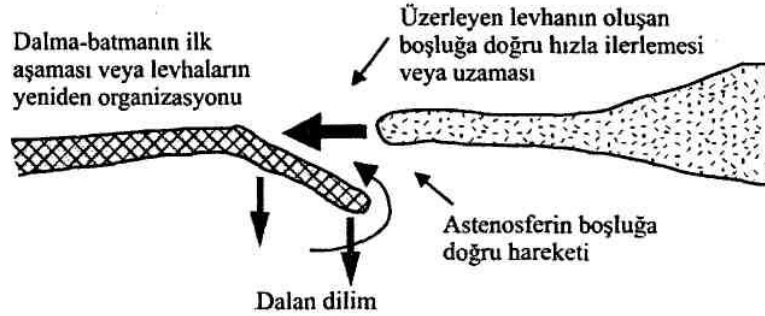
Günümüzde modern yay ardı havzalarından sondajlarla alınan mafik kayaçlar MORB veya SSZ kompozisyonundadır. Yay ardı havza gelişimi üç evrede gelişmektedir. Birinci evre ada yayının açılmaya (rifting) başlaması, ikinci evre açılarak okyanusal bir litosferin oluşmaya başlaması (spreading) ve üçüncü evre de oluşan yay ardı havzanın

giderek gelişmesidir, (Hawkins, 1995; Taylor, 1992). Yayılmanın başlangıcı süresince hem MORB hem de SSZ magmaları türeyebilmektedir. Birinci ve ikinci evrede ada yayının altına dalan bir okyanusal litosferin tüketilmiş yay kökünü metasomatizmaya uğratarak kısmi erimeye yol açması ile boninitler oluşur (Crawford vd., 1981; Hickey ve Frey 1982). Daha sonra kısmi erimede etkili olan astenosfer kaynağına bağlı olarak düşük-K'lu IAT ve MORB'lar oluşmaktadır. Yay ardı havzasının büyüyerek geliştiği evrede tamamen zengin astenosferin kısmi erimesine bağlı olarak MORB kompozisyonunda bileşenler oluşur. Yay ardı havzaların olgunlaşma evresindeki MORB karakterindeki magmalar jeokimyasal olarak okyanus ortası sırt yayılımı sonucu oluşan MORB'dan ayırt edilemeyecek gibi görünmektedir. Yay ardı ve açılma ile ilgili yay magmaları tipik olarak en fazla HFSE konsantrasyonlarına sahiptirler. Kabuk kayaçlarına baktığımızda bazı ofiyolitlerde SSZ ve daha baskın olarak MORB kompozisyonu gözlenmektedir. Yay ardı sisteminde oluşan SSZ-tipi ofiyolitler açılmış yay artıklarının temsil edildiği litotektonik birimler ve volkanoklastik sedimanter kayaçların kalın kısmı arasında yer almaktadır. Yukarıda bahsedildiği gibi yay ardı sisteminin olgunlaşma evresi süresince oluşan okyanusal litosferin evrimi MORB ofiyolitlerinden ayırt edilemeyecek gibi olduğundan, olgun yay ardı havzaları SSZ-tipi ofiyolitlerin kökeni için uygun bir model olmayacaktır ((Taylor ve Nesbitt, 1992; Şekil 3.3).



**Şekil 3.3.** Izu-Bonin yay sistemindeki SSZ magmasına ilişkin derinlik/tüketilmişlik modeli (Taylor ve Nesbitt, 1992)

Okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitler için en güvenilir tektonik model, daha önce Hawkins vd. (1984) Casey ve Dewey (1984) ve Leitch (1984) tarafından ortaya atılan modellerin geliştirilmesi ile Stern ve Bloomer (1992) tarafından ortaya konmuştur (Şekil 3.4). Bu modelde, ofiyolitler genellikle dalma-batmanın ilk aşamasında yaşlı ve göreceli olarak daha yoğun olan okyanusal litosferin astenosfer içine batmaya başlaması sırasında oluşurlar. Dalan litosferin yanında bulunan üzerleyen levhadaki litosfer, dalan litosfer tarafından oluşturulan boşluğa doğru hızlıca hareket eder. Okyanusal kabuk oluşumu, dalan litosferin üzerindeki bölgeye doğru hareket eden astenosferik eriyikler ile beslenir (Stern ve Bloomer, 1992; Şekil 3.4) Dalan litosfer tarafından oluşan boşluğa doğru hareket eden sıcak astenosferin erimesi dalan levhadan açığa çıkan uçucular ile çoğalmaktadır. Bu bölgede meydana gelen ani basınç ferahlaması ve uçucuların etkisiyle mantonun erime ısısının düşmesi, sığ derinliklerde manto kamasında oldukça fazla miktarda erime meydana getirerek boninit ve yüksek-Mg andezit gibi refrakter lavların oluşmasını sağlar ve sonuçta daha fazla refrakter özellikle harzburjitik tektonitleri kalıntı olarak oluşturur (Shervais, 2001).



**Şekil 3.4.** Okyanus içi dalma-batma sonu üzerinde oluşan ofiyolitlerin şematik modeli (Stern ve Bloomer, 1992)

Shervais (2001), okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitlerin (SSZ-tipi) yaşam çevriminden bahsetmiş, okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitlerin, oluşumları ve evrimleri sırasında birbirleri ile uyumluluk gösteren olaylar zincirinin hemen hemen tüm ofiyolitik masiflerin karakteristik özellikleri olduğunu belirtmiştir.

### 3.1.2 Kümülatlar

Kümülat terimi ilk defa Wager vd. (1960) tarafından kristalleri çökerek birikmiş

magmatik kayaçları belirlemek için kullanılmıştır. Kümülat kayaçları esas olarak iki tür kristal içerirler. Magmadan itibaren, kristallerin devamlı bir şekilde çökerek birikmesiyle oluşmuş kayaçalarda, kristalleşerek çöken kısım. Bu biriken kristaller kümülüs kristalleri olarak tanımlanmaktadır. Diğerisi ise, gözenek sıvısı olarak ifade edilen "interkümüülüs sıvı" ve bu sıvının kristalleşmesiyle oluşan malzemedir. Literatürde çökelmiş malzeme "*material precipite*" (Juteau, 1975), "*precipite cristallin primaire*" "*cumulus crystals*" "*cumulus*" veya "*settled crystal*" (Jackson, 1971). Taneler arası sıvı "*Liquide interstitier*" (Juteau, 1975), "*intercumulus liquid*" (Wager ve Brown, 1968, Jackson, 1971), ve bu sıvının kristalleşmesiyle oluşan aralara çökelmiş malzeme ise "*materiel interprecipite*" (Juteau, 1975), "*intercumulus materia*" "*postcumulus materier*" (Jackson, 1971) olarak Wager ve Brown, 1968 değişik isimlerde tanımlanmışlardır. Çoğu terim sadece tabakalı intrüzyonlarda değil ay kayaçları, volkanik kayaçalardaki ultramafik ile gabroyik nodüller ve ayrıca kimberlit bacaları içinde geniş bir kullanım alan bulmuştur. Kümülat teriminin orijinal tanımlamalarında kümülüs kristaller ve interkümüülüs sıvı esasen jenetiktir. Kristallerin birikmesi yerleşme ile gerçekleşmektedir. Wager vd. (1960) kümülüs kristallerini yoğunluklarının sonucu olarak magmadan sırasıyla ayrılan kristaller olarak tanımlamıştır. Jackson (1967) ise, kümülüs kristallerinin dışarıda meydana gelmiş olduğunu, şimdi onun bir parçası olduğu halde magmatik çökelden önce oluştuğunu ve sedimanter bir kayacın çimentosu gibi bulunduğu yerde (in situ) meydana geldiğini belirtmiştir (Parlak vd., 1996).

### **3.1.2.1 Ortokümülatlar**

Çok ender izlenen ideal bir durumdur. Taneler arası sıvı, soğumasına paralel olarak, gittikçe daha alçak sıcaklık mineralleri meydana getirecek şekilde ve olduğu yerde kristalleşmiştir. Çökelmiş mineral veya mineraller daha alçak sıcaklıkta oluşup üzerine depolanan yeni kısımlarla biraz yuvarlaklaşmıştır. Bu nedenle kenarlarında sık sık zonlanmaya rastlanır. Kümüülüs sonrası parajenez (bunlara çökelmiş minerallerin kenar büyümeleri de dahildir) bu aşamadaki magmanın bileşimini göstermektedir (Wager vd., 1960; Şekil 3.5-A).

### **3.1.2.2 Adkümülatlar**

Bu kayaçlar genellikle tek bir mineralden oluşmaktadır. Çökelmiş mineraller azar azar

aynı bileşimli çökme ile büyümüşlerdir. Böylece ilk çökelen minerallerin kenarları herhangi bir şekilde birbirleriyle birleşmiş duruma gelir ve aralarında ancak % 0-5 kadar taneler arası sıvı kalır. Bu sıvı daha sonra kümülüs arası birkaç kristal halinde kristalleşir. Magmatik kütlede çökelmiş minerallere doğru kolay bir sızma (difüzyon) ile açıklanan bu olay ancak esas magma kütleleriyle, belli bir zaman süresinde, üzerine gelen yeni katmanlarla boğulmadan, dokanakta kalan katmanlarda meydana gelebilir. Adkümülatlar böylece, çökeliş birikiminin çok yavaş olduğu bir aşamayı belirtirler. Çökeliş birikiminin yavaş olması, esas magma kütleleri ile taneler arası magma arasındaki ilişkiyi hızlı bir gömülme gerektiren ortokümülatların tersine, esas magma ile kristalleşmiş kütlelerin tabanının uzun süre ilişkide kalmasını sağlamaktadır (Wager vd., 1960; Şekil 3.5-C-D).

### **3.1.2.3 Mezokümülatlar**

Çok sık raslanılan, ortokümülatlar ile adkümülatlar arasında olan kayaçlardır. Bu kayaçlarda hem az anlamlı miktarda taneler arası mineral, hem de ilk çökelen minerallerin hissedilebilir şekilde fakat zonlaşma göstermeden büyüdüğü izlenir. Adkümülatlarda olduğu gibi, bu kayaçlarda da minerallerin ne kadar büyüdüğünü kestirmek, çökelmiş kristallerin eski sınırları belirgin olmadığından çok zordur (Wager vd., 1960; Şekil 3.5-B).

### **3.1.2.4. Heteratkümülatlar**

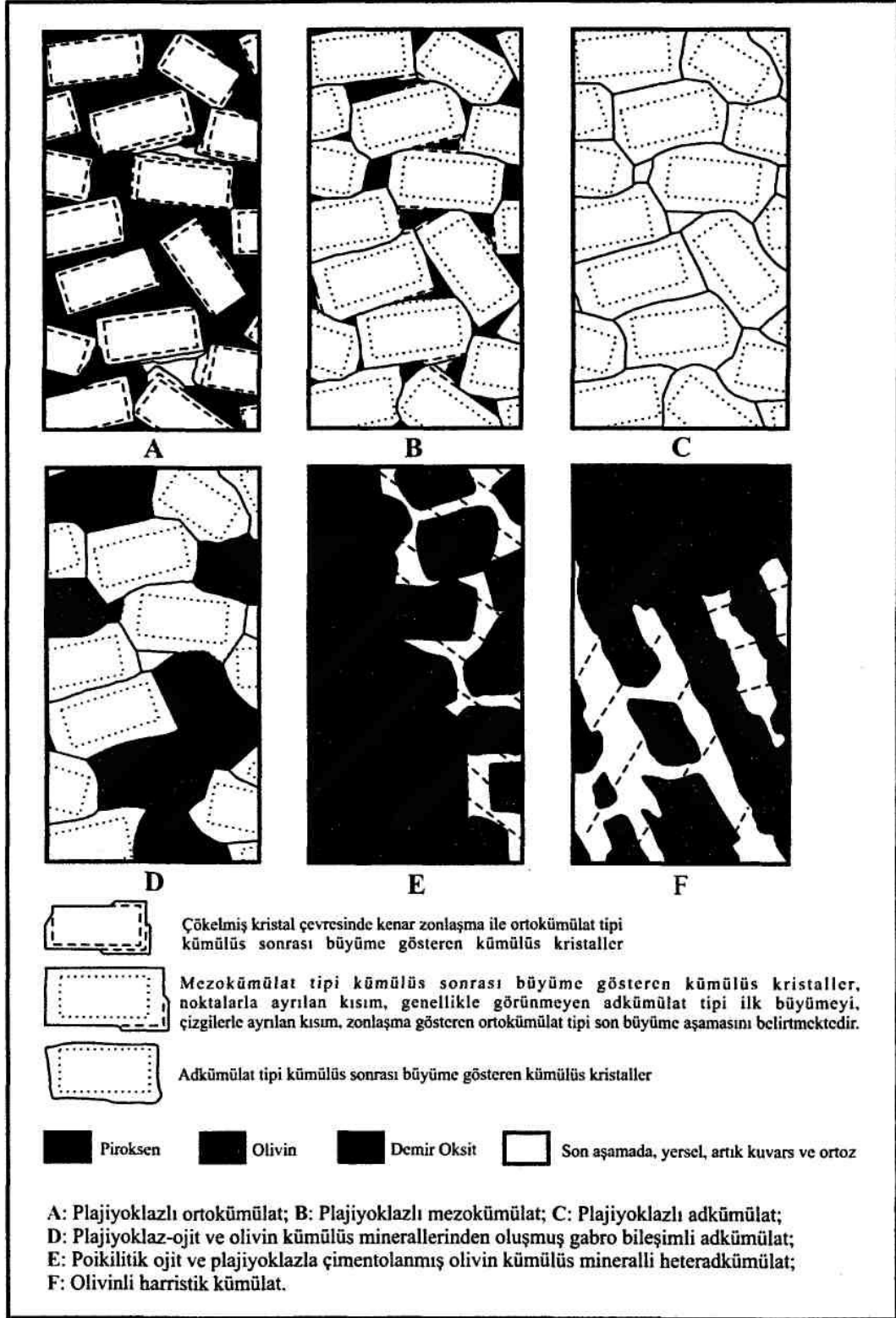
Çökelmiş minerallerden farklı poikilitik minerallerden oluşmuş bir kümülüs arası materyal gösterirler. Rhum adasındaki ultrabazik kompleksde tek bir plajiyoklaz bir veya iki bin çökelmiş olivin içerebilmektedir. Bu santimetre ile ölçülebilen kristaller zonlaşma göstermektedirler. Wager vd., (1960) göre adkümülatlardaki gibi esas magmadan itibaren geçici taban durumundaki tabakalara doğru gelişen kimyasal difüzyon hem kümülüs arası sıvı hem de çok fazla dağılmış kristal çekirdeklerini beslemektedir. Bu beslenme işi kümülüs arası sıvının tamamen bitmesine kadar devam etmektedir (Şekil 3.5-E).

### **3.1.2.5 Harristik kümülatlar (Kreskümlatlar)**

İskoçya' da Harris koyu Rhum masifinde (Wager ve Brown, 1951; Brown, 1956) saptanan bu tip kümülatlarda yataklanmaya dik olarak sıralanmış çok uzun olivin kristilleri ve bunları çimentolayan diğer poikilitik mineraller gözlenmiştir. Brown (1956) bu dokunun mutlak bir sakinlik (akıntıların yok olduğu gibi) ve çökelmenin tam durduğu sürede, geçici taban durumundaki tabaka içinde çökelmiş kristallerin yukarı doğru büyümesi sonucunda oluşduğunu söylemiştir (Şekil 3.5-F).

### **3.1.2.6 Etki (Reaksiyonel) dokulu kümülatlar**

Kümüllüs arası sıvının çökelmiş mineraller fazıyla reaksiyona girip, çökelmiş minerallerin yenmesine bağlı olarak oluşan doku türüdür (Worst, 1960). En sık izlenen durum kümülüs sonrası ortopiroksen veya klinopiroksen ile olivin reaksiyonudur. Bu durumda piroksen yalnızca kümülatın porlarını doldurmakla kalmamakta olivinin yerini onun çevresini kenar reaksiyonu sonucu sararak almaktadır.



Şekil 3.5. Kümülat dokuları (Wager vd., 1960)

### 3.2 Krom Hakkında Genel Bilgiler

Yer kabuğunun doğal bileşenlerinden biri olan krom metalinin ekonomik olarak üretilebildiği tek mineral kromittir. Satılabilir krom ürünleri; tüvenan kromit, kromit konsantresi, ferrokrom ve krom metalidir. Kromit, mineralojik olarak spinel grubuna ait bir mineral olup, kübik sistemde kristallenir. Teorik formülü  $FeCr_2O_4$  olmakla birlikte, doğada bulunan kromit mineralinin formülü  $(Mg,Fe)(Cr,Al,Fe)_2O_4$  olarak verilmektedir (Ramdohr, 1975).

Günümüzde kromun temel kullanım alanı, paslanmaz çelik üretiminin yapıldığı metalurji endüstrisi, nispeten daha az kullanıldığı alan ise, kimya ve refrakter sanayidir (Papp, 1994). Ticari olarak kullanılan krom ise, tüvenan konsantre kromun işlenmesiyle elde edilen ferrokromdur. Krom cevher ve konsantrelerinin fiyatlarının artmasından dolayı, daha önceden işletilmesi ekonomik olarak mümkün olmayan maden yatakları, günümüzde yeniden değer kazanmış ve işletilmeye uygun bir duruma getirilmiştir.

#### 3.2.1 Kromun kimyasal ve fiziksel özellikleri

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 minerallerden 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, kristolografik yapısını ve görünümünü değiştirmeden 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 toplanımlarının ekonomik olarak işletilebilecek boyutta olduğu yer kromit yatağı olarak

nitelendirilmektedir. Kromit cevherinin kimyasal bileşimi endüstrideki kullanım alanlarını belirlemektedir. Kimyasal analizlerdeki %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ve  $\text{SiO}_2$  miktarı ile Cr / Fe rasyo değeri göre metalürjik, kimyasal ve refrakter olarak üç grupta toplanır (Çizelge 3.1; 3.2; Tathavadkar vd., 2004; <http://en.wikipedia.org>).

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

Kromit Cevheri Kullanım Alanı	Yataklanma Tipi	Cevher Bileşimi			% Kullanım Oranı
		% $\text{Cr}_2\text{O}_3$	Cr/Fe	% $\text{SiO}_2$	
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 % $\text{Al}_2\text{O}_3$ 22-34	2-2.5:1	<1	5

**Çizelge 3.2.** Kromun kimyasal ve fiziksel özellikleri (<http://en.wikipedia.org>)

Temel Özellikleri		Atom Özellikleri	
Atom Numarası	24	Kristal Yapısı	Kübik
Element Serisi	Geçiş Metalleri	elektronegatifliği	1.66 (Pauling scale)
Grup, Periyot, Blok	6, 4, d	İyonlaşma Enerjisi	1 st: 652,9 kJ.mol <sup>-1</sup>
Görünüş	Metalik Gümüş	Atom Yarıçapı	128 pm
Atom Ağırlığı	51.9961 g.mol <sup>-1</sup>	Kovalent Yarıçapı	139 ± 5 pm
Elektron Dizilimi	[Ar]3d <sup>5</sup> 4s <sup>1</sup>	Diğer Özellikleri	
Enerji Seviyesi Başına Elektronlar	2, 8, 13, 1 (Image)	Isıl İletkenlik	(300K) 93.9 W.m <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup>
Fiziksel Özellikleri		Elektrik Direnci	(20 °C) 125 nΩ .m
Madde Hali	Katı	Young's modulus	279 GPa
Yoğunluk	7.19 g.cm <sup>-3</sup>	Sherar modulus	115 GPa
Sıvı Haldeki	6.3 g.cm <sup>-3</sup>	Isıl Genleşme	(25 °C) 4.9 μ m.m <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup>
Ergime Noktası	2180 K, 1907 °C	Ses Hızı	(20 °C) 5940 m/+s
Kaynama Noktası	2944 K, 2671 °C	Mohs Sertliği	8.5
Ergime Isısı	21.0 kJ.mol <sup>-1</sup>	Vickers Sertliği	1060 MPa
Buharlaşma Isısı	339.5 kJ.mol <sup>-1</sup>	Brinell Sertliği	1120 MPa
Isı Kapasitesi	(25 °C) 23.35 J.mol <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup>	Poisson oranı	0.21

### 3.2.2 Krom cevherinin mineralojisi ve yataklanması

Kromit minerali ve krom yatakları kökensel olarak ilişkili oldukları ultrabazik kayalar içinde bulunurlar. Ultrabazik kayacın (dunit, harzburjit ve serpantinit) oluşturduğu hamura (gang) gömülü kromit kristalleri krom cevherini oluşturmaktadır. Ultrabazik hamur malzemesi içinde kromit kristallerinin ve/veya tanelerinin bulunuş yoğunluğu, sergiledikleri doku ve yapı özellikleri krom cevherinin masif, saçılmış (dissemine),

nodüllü, orbiküler, bantlı, masif bantlı ve dissemine bantlı gibi nitelendirilmelerini sağlar. Mg, Cr, Fe, Al elementleri kromit mineralini oluşturan elementler olmakla birlikte, gang minerallerinden kaynaklanan silis de krom cevheri analizlerinin ayrılmaz bir parçasıdır.

Krom cevherinin kimyasal bileşimi cevherin sanayideki kullanım alanlarını belirlemektedir. Kimyasal analizlerde  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  % miktarları ve Cr/Fe oranı çok belirleyici olmaktadır. Kromit mineralinin doğada bilinen en yüksek  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  içeriği %68'dir. Aşağıdaki çizelgede bilinen krom mineralleri ve bunların özellikleri görülmektedir (Çizelge 3.3). Çizelge 3.4'de ise, kromit minerali ile birlikte bulunan cevher, gang ve klavuz mineralleri görülmektedir (Philipsborn, 1967; Ramdohr, 1975)..

**Çizelge 3.3.** Krom elementi içeren krom mineralleri ve özellikleri (Philipsborn, 1967; Ramdohr, 1975; DPT, 2001).

Kromit Minerali	% $\text{Cr}_2\text{O}_3$	Kristal Sistemi	Renk	Çizgi Rengi	Sertlik	Özgül Ağırlığı ( $\text{gr/cm}^3$ )
Kromit	68.00	Kübik	Siyah	Koyu Kahve	5.5	4.5
Uvarovit	30.60	Kübik	Yeşil	Zeytin Yeşili	7	3.1
Krokoit	30.10	Monoklinal	Sarı-Kırmızı	Turuncu	2.5	6
Dietzeit	15.30	Monoklinal	Altın Sarısı		3.4	3.7
Phoeniko Khorit	17.50	Ortorombik	Sarı-Kırmızı	Tuğla Kırmızısı	3	5.7
Bellit	17.30	Hegzagonal	Sarı-Turuncu		2.5	5.5

**Çizelge 3.4.** Kromit minerali ile birlikte bulunan cevher, gang ve klavuz mineralleri (Ramdohr, 1975).

Cevher Mineralleri	Gang Mineralleri	Klavuz Mineralleri
Manyetit	Olivin grubu (fayalit ve forsterit)	Kemererit
Titanomanyetit	Piroksen grubu (enstatit, hipersten, bronzit)	Uvarovit
Pirotin	Serpantin grubu (antigorit, lizardit, krizotil)	
Kalkopirit	Manyezit	
Pirit, ilmenit, rutil	Talk	
Platin grubu metaller	Klor	

Krom cevherinin endüstrideki kullanım alanlarına göre kimyasal bileşimi ve fiziksel özellikleri ile ilgili sınırlamalar söz konusudur. Teknolojik gelişmelere uygun olarak cevherin kimyasal bileşiminden kaynaklanan kullanım sınırlamaları giderek daha esnek hale gelmektedir. Kimyasal cevher olarak tanımlanan yüksek demirli krom cevheri, gelişen teknolojiyle artık metalurji sanayiinde de kullanılabilir. Krom

yataklarının içinde bulunduğu ultrabazik-bazik kayaç toplulukları köken, jeolojik konum, mineraloji, doku, v.b. özellikleri yönüyle başlıca üç tipe ayrılırlar:

a) Bushveld (Güney Afrika), Stilwater (ABD) gibi duraylı kıtasal bölgelerde (kraton) bulunan stratiform sokulumlara bağlı krom yatakları: Büyük boyutlu, kilometrelerce devamlılık gösteren tabakalı yataklanmalardır. Yapısal olarak büyük bir karmaşıklık sergilemezler. Küçük tane boyulu, düzgün kristal şekilli, Cr/Fe oranı düşük ve yüksek demirli cevher içerirler.

b) Daha çok Alp dağoluşum kuşakları boyunca görülmeleri nedeniyle Alpin tip diye anılan ultrabazik-bazik kayaç topluluklarına (ofiyolit istifi) bağlı krom yatakları (podiform tip) : Bunlar mercek veya düzensiz şekilli, genelde küçük boyutlu, karmaşık yapısal ilişkiler sergileyen yataklardır. İri tane boyulu düzensiz kristal şekilli, Cr/Fe oranı yüksek ve yüksek kromlu cevher içerirler.

c) Üçüncü tip olarak gruplandırılan; eşmerkezli bir iç düzene sahip konsantrik ultrabazikbazik kayaç topluluklarına bağlı krom yatakları: Bunların bugün için ekonomik önemi yoktur. Genellikle Alaska'da görülen bu tip yataklardan üretim yapılmamaktadır. Bununla birlikte ABD'de, bu kromitlerin zenginleştirilmesi testleri ve bunların ekonomikliği konusunda çalışmalar yapıldığı bilinmektedir. Bu tip yataklar genellikle yüksek demirli krom cevheri içerir.

Magmatik ayrılaşma sonucu, magmadan itibaren soğuma esnasında, kromit'in ilk olarak ayrılması ile zengin kromit yatakları oluşmuştur (Ramdohr, 1975). Kromit yataklarının tümü ortomagmatik evrede oluşmuşlardır. Kromit cevherlerinin kristalleşme derecesi çok yüksektir. Magmanın doygunluk derecesine göre bazen olivinden önce, bazen de silikatlarla birlikte kristalleşir (Önal vd., 1986). Özgül ağırlığı 4.1-4.5 gr/cm<sup>3</sup>, sertliği 5.5'tir. Kromitin bileşimindeki Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oranı, %17-68 arasında değişir. Bu da cevherin kalitesini belirlemektedir. Piyasada bu oranın %48 olması ve Fe/Cr (rasyosunun) oranının da 1/3 olması istenmektedir. Krom yataklarının içinde bulunduğu ultrabazik-bazik kayaç toplulukları, köken, jeolojik konum, mineraloji, doku, v.b. özellikleri yönünden başlıca üç tipe ayrılırlar: Birincisi, Bushveld (Güney Afrika), Stilwater (ABD) gibi duraylı kıtasal bölgelerde (kraton) bulunan stratiform sokulumlara bağlı krom yatakları olup, büyük boyutlu kilometrelerce devamlılık gösteren tabakalı

yataklanmalardır. Yapısal olarak büyük bir karmaşıklık sergilemezler. Küçük tane boylu, düzgün kristal şekilli, Ca/Fe oranı düşük ve yüksek demirli cevher içerirler. Stratiform tip yataklar dünya krom rezervinin %90'lık kısmını oluştururlar. Yaşları esas olarak Paleozoik'tir (Önal vd., 1986). İkincisi, daha çok Alp dağ oluşum kuşakları boyunca görülmeleri nedeniyle Alpin tip diye anılan ultrabazik-bazik kayalar topluluklarına (ofiyolit istifi) bağlı krom yatakları (podiform tip) olup bunlar mercer veya düzensiz şekilli, genelde küçük boyutlu, karmaşık yapısal ilişkiler sergileyen yataklardır (Önal vd., 1986). İri tane boylu düzensiz kristal şekilli, Cr/Fe oranı yüksek ve yüksek kromlu cevher içerirler. Yaşları mesozoik ya da Tersiyer'dir. Bu tip yataklar genelde tektonizmanın fazlaca olduğu yerlerde görülürler ve geçirdikleri değişim sebebi de tektonik hareketler ve magmasal evredeki olaylardır (Önal vd., 1986). Üçüncü tip olarak gruplandırılan; eş merkezli bir iç düzene sahip ultrabazik-bazik kayalar topluluklarına bağlı Alaska tipi krom yatakları olup bunların bugün için ekonomik önemi yoktur. Genellikle Alaska' da görülen bu tip yataklardan üretim yapılmamaktadır. Bununla birlikte ABD' de, bu kromitlerin zenginleştirilmesi testleri ve bunların ekonomikliği konusunda çalışmalar yapıldığı bilinmektedir. Bu tip yataklar genellikle yüksek demirli krom cevheri içerir (DPT, 2001).

### **3.2.3 Krom Rezervleri, Üretimi, Tüketimi ve Ürün Standartları**

#### **3.2.3.1 Dünya krom rezervleri**

2006 rakamlarıyla dünya krom cevheri rezervleri; satılabilir derecede cevher olarak (%45 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeren) 800,000,000 ton, rezerv bazlı olarak yaklaşık 2,500,000,000 ton olmak üzere toplamda yaklaşık olarak 12 milyar ton'dur. Dünya toplam krom rezervinin 12 milyar ton düzeyinde olduğu; krom metali (Cr) bazında dünyada bilinen 3.5 milyar ton dolayındaki tanımlanmış (toplam) rezervin %95'inin ise, coğrafi olarak Kazakistan ve Güney Afrika'da toplanmış olduğu bilinmektedir. Dünya kromit rezervleri Çizelge 3.5'te ayrıntılı olarak gösterilmiştir. Dünya krom yataklarının büyük bir bölümü stratiform tipte yataklardır. Dünya görünür krom rezervlerinde ise G.Afrika'nın payı %77 düzeyindedir (Önal vd., 1995; Çizelge 3.5; <http://minerals.er.usgs.gov>).

**Çizelge 3.5.** Dünya kromit rezervleri (<http://minerals.er.usgs.gov>),

	<b>Rezerv (2005) (x1000 ton)</b>	<b>Baz Rezervler (2005) (x1000 ton)</b>
	Gemiye yüklenebilir - %45 Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> içeren	
ABD	110	120
Hindistan	25,000	57,000
Kazakistan	290,000	470,000
Güney Afrika	160,000	270,000
Türkiye	30,000	200,000
Finlandiya	60,000	120,000
Diğer Ülkeler	250,000	1,600,000
Dünya Toplamı	800,000	2,500,000

### 3.2.3.2 Dünya krom üretimi ve tüketimi

Güney Afrika, Kazakistan, Türkiye ve Hindistan dünyada kromit üretimi açısından önde gelen ülkelerdir. Bunun yanı sıra, Brezilya, Finlandiya, Yunanistan, Madagaskar, Filipinler, Zimbabve’de kromit üreten ülkeler arasındadır. Krom üretiminin Güney Afrika %85’ini, Rusya %10’unu, Kazakistan %13’ünü ihraç etmiştir. Bu değerler Rusya, Japonya ve Kazakistan’ın ürettikleri kromun büyük kısmını kendi içinde tükettiklerini göstermektedir. Çin, ABD, Almanya, Sırbistan (Yugoslavya), İsveç ve İtalya ise önde gelen krom ithal eden ülkelerdir (Önal vd., 1995). 1999 yılından sonra krom üretiminde düşüşe geçen Türkiye, Güney Afrika, Kazakistan’dan sonra üçüncü sıradaki yerini Hindistan’a kaptırarak, dünya sıralamasındaki yeri dördüncülüğe gerilemiştir. Son yıllara bakıldığında Türkiye’nin krom üretiminin %10’luk kısmını karşıladığı görülmektedir [9]. Dünya krom cevheri tüketiminin %79’u metalurji, %13’ü kimya, %9’u refrakter endüstrilerinde gerçekleşmektedir. Güney Afrika 2005 yılı dünya toplam krom üretiminin yaklaşık %45’ini gerçekleştirmiştir. Yıllık krom üretimi ortalama %5 artmaktadır. Dünya krom piyasalarında yeni üretici ülkeler ortaya çıkmamasının yanı sıra Yunanistan, Sırbistan ve Pakistan gibi ülkelerin krom cevheri rezervleri tükenmesi veya azalması sonucu piyasadan çekildikleri görülmektedir ([www.jmo.org.tr](http://www.jmo.org.tr)).

Krom yatakları, maden yatağının boyutuna ve topoğrafyaya bağlı olarak açık veya yeraltı işletme yöntemleriyle işletilmektedirler. Geçmiş yıllarda birçok krom yatağı açık işletme yöntemiyle işletilmişse de günümüzde krom yatakları büyük çoğunlukla yeraltı işletme yöntemleriyle işletilmektedir. Dünyanın en büyük iki üreticisi Güney Afrika ve

Kazakistan'dır. Güney Afrika Cumhuriyeti'ndeki krom yataklarının büyük bir kısmı yeraltı madencilik yöntemi ile işletilmektedir. Kazakistan'daki yatakların ise çoğunlukla açık işletme yöntemleriyle işletildiği belirtilmektedir. Açık işletme yöntemiyle işletilen bir krom yatağı, örneğin Batı Kef (Guleman, Elazığ) yatağında olduğu gibi açık işletmeyle başlayıp, bilahare yeraltı işletmesine dönüştürülebilmektedir. Daha sonra işletme çalışmaları sırasında ortaya konan maden yatağıyla ilgili yeni verilere dayanılarak yeniden açık işletme yöntemine dönülmesine karar verildiği durumlar da söz konusu olabilmektedir. Krom cevheri, ocak çıkışında çoğu halde elle ayıklama, boyuta göre ayırma, yıkama yoluyla (gang tabir edilen) silikat minerallerinin cevherin bünyesinden ayıklanması sonucu zenginleştirilebilmektedir. Daha ileri aşamada jigler, spiraller, sallantılı masalar veya manyetik ayırıcılar ile düşük tenörlü cevherin bünyesindeki silikat gangı temizlenerek kromit mineralinin zenginleşmesi sağlanır; diğer bir ifadeyle konsantr kromit elde edilir. Konsantr krom cevheri üretiminde en yaygın uygulama, kromit mineraliyle gangı oluşturan olivin, piroksen ve serpantin mineralleri arasındaki özgül ağırlık farkı esasına dayalı sallantılı masalar ile ayırma yöntemidir. Manyetik separasyon, flotasyon ve ağır sıvı yöntemleri de bazı işletmelerde kullanılan zenginleştirme yöntemleridir (DPT, 2001)..

### 3.2.3.3 Ürün standartları

Krom cevherleri ticari olarak yalnızca  $Cr_2O_3$  içeriklerine bakılarak sınıflandırılabilirdiği gibi, kimyasal bileşimleri ve fiziksel özellikleri dikkate alınarak da sınıflandırılabilir. Sadece  $Cr_2O_3$  içeriklerine bakıldığında; birinci, ikinci ve üçüncü kalite şeklinde sınıflandırılırlar.

$Cr_2O_3$ içeriği	%40'dan az olanlar	(3. kalite),
$Cr_2O_3$ içeriği	%40-46 arasında olanlar	(2. kalite),
$Cr_2O_3$ içeriği	%46'dan fazla olanlar	(1. kalite)

Element içerikleri dikkate alınarak kimyasal bileşimleri ve fiziksel özelliklerine göre metalurji, kimya, refrakter ve döküm endüstrilerinde kullanıma uygun cevherler diye ayrıca sınıflandırılırlar.

Krom cevherinin kimyasal bileşimini, kromit mineralinin kimyasal bileşimi ile kromitin içinde bulunduğu ve genelde olivin, piroksen ve serpantin minerallerinden oluşan

gangın kimyasal bileşimi kontrol etmektedir. Cr, Al, Fe<sup>+3</sup>, Fe<sup>+2</sup> ve Mg, kromit mineralinden kaynaklanan; Si, Mg, Ni ve Ca ise gangdan kaynaklanan elementlerdir. Krom cevherinin kimyasal bileşimi incelenirken Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, ve SiO<sub>2</sub> değerlerinin dikkate alınması gerekir. Öte yandan, oran olarak az bulunmalarına karşın Ca, P ve S içeriklerinin de, krom cevherinin kullanım alanlarını etkileyen elementler olarak ayrıca incelenmesi gerekebilir. Metalurji sanayiinde kullanılan konsantre krom bileşimi aşağıdaki gibidir (Çizelge 3.6).

**Çizelge 3.6.** Sanayide kullanılan krom cevherinin özellikleri (DPT, 2001).

Kimyasal Özellikler	Fiziksel Özellikler
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : % 45-48	Boyut 0-2 mm
SiO <sub>2</sub> : % 6-8	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : % 8-15	
MgO : % 15-20	
CaO : % 0.5-2	
Cr/Fe : % 2.6-3/1	

Paslanmaz çelik üretim teknolojisinde AOD (Argon-Oksijen-Dekarbürizasyon) gibi ileri yöntemlerin devreye girmesi, daha düşük Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği ve Cr/Fe oranına sahip krom cevherlerinin nispeten daha düşük kalitede ferrokrom (yüksek karbonlu ferrokrom) üretilmesinde kullanılmalarını mümkün kılmıştır. Bu gelişmeler ışığında %40-46 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörlü Cr/Fe oranı 1,5/1 olan krom cevherleri yüksek karbonlu ferrokrom üretiminde kullanılabilir hale gelmiştir. Öte yandan, düşük karbonlu ferrokrom üretiminde Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörünün %46'nın ve Cr/Fe oranının 3/1'in üzerinde olması şartı hala geçerliliğini korumaktadır. Peletleme ve briketleme tekniklerinin krom cevherlerine de uygulanır hale gelmesi ve plazma teknolojisi, toz halindeki krom cevherlerinin ferrokrom üretiminde kullanılmasını sağlamıştır. Metalurji sanayiinde kullanılan krom cevherinin ticari bazda kimyasal ve fiziksel özellikleri şöylece özetlenebilir (Çizelge 3.7).

**Çizelge 3.7.** Metalurji sanayiinde kullanılan krom cevherinin özellikleri (DPT, 2001).

Kimyasal Özellikler	Fiziksel Özellikler
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %34-48	Parça boyu 0-300mm
SiO <sub>2</sub> %8-12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %8-15	Toz (-25 mm), en fazla %25
MgO %16-22	
CaO %0.5-1	
P+S eser	
Cr/Fe 2-3/1	

Refrakter sanayiinde kullanılan krom cevherinin  $Cr_2O_3$  tenörünün %30-40 arasında,  $Al_2O_3$  içeriğinin %25-32,  $Cr_2O_3$  ve  $Al_2O_3$  içerikleri toplamının ( $Cr_2O_3+Al_2O_3$ ) %60,  $SiO_2$  oranının ise %10'un altında olması gerekir. Kırılıp elenerek çeşitli boyutlara ayrılan krom cevheri manyezitle karıştırıldıktan sonra kullanım yerine göre şekillendirilir ve pişirilerek krom manyezit tuğlaları oluşturulur. Kromitin yalnız başına refrakter malzeme olarak kullanılması durumunda  $SiO_2$  oranının %3'ün altında olması gerekir. Refrakter sanayiinde kullanılan parça ve konsantre krom cevherinde ticari anlamda aranan özellikler aşağıda verilmiştir (Çizelge 3.8).

**Çizelge 3.8.** Refrakter sanayide kullanılan parça ve konsantre kromun özellikleri (DPT, 2001).

<b>Ref. Parça:</b>	<b>Ref. Konsantre:</b>
$Cr_2O_3$ %48 (en az) $SiO_2$ %4 (en fazla) 0-300 mm boyut (10 mm altı) %10-15	$Cr_2O_3$ %48 (en az) $SiO_2$ %2 (en fazla) 0.5-4 mm boyut

Alpin tip krom yatakları, metalurji ve refrakter sanayiinde kullanılan krom cevherinin geleneksel olarak üretildiği yataklardır. Kimya sanayiinde kullanılan krom cevherlerinde aranan kimyasal özellikler biraz daha esnek sınırlara sahipse de, metalurji sanayiinde kullanılan krom cevherleri, satın alış fiyatının uygun olması halinde, maliyeti azaltması bakımından tercih edilebilmektedir.  $Cr_2O_3$  içeriği %42 ve daha fazla ve Cr/Fe oranı 2'nin altındaki kırılğan veya toz cevherler kimya sanayiinin geleneksel krom cevheri olarak tanımlanırlar. Stratiform tip olarak tanımlanan Prekambriyen yaşlı krom yataklarının  $Cr_2O_3$  içeriği düşük ve FeO içeriği yüksek kromitleri kimya sanayiinin tipik cevheri olarak tanımlanmaktadır. Kimya sanayiinde kullanılan krom konsantresinde ticari anlamda aranan özellikler şöylece özetlenebilir.

$Cr_2O_3$  %48 (baz)  
 $SiO_2$  %6-7 (tipik)  
 (Cr/Fe) 3/1 (tipik)  
 0-20 mm boyut

Döküm kumu olarak kullanılan krom cevheri, refrakter sanayiinde kullanılan krom cevheri olarak da nitelendirilebilir. Bu amaçla kullanılan krom cevherinde  $Cr_2O_3$  içeriğinin en az %44,  $SiO_2$  içeriğinin en fazla %4,  $Fe_2O_3$  (toplam demir) içeriğinin en fazla %26 ve CaO içeriğinin en fazla %0,5 olması gerekir. Bu kimyasal sınırlamaların yanısıra fiziksel özellik olarak, krom cevherinin homojen tane boyulu ve köşeli olmayan

düzgün tane şekilli olması gerekir (DPT, 2001).

#### **3.2.3.4 Kromitin Türkiye'de bulunuş şekilleri**

Krom yataklarının içinde bulunduğu peridotit genel adıyla anılan ultrabazik kayalar Türkiye'de geniş alanlar kaplarlar. Peridotitler, ofiyolit topluluğuna ait kayalar olup, Alp orojen kuşağı boyunca yerleşmişlerdir. Türkiye'de bulunan peridotitler ve bunlar içinde bulunan krom yatakları Alpin tip (podiform tip) olarak sınıflandırılmışlardır. Alpin tip krom yataklarının sergiledikleri karmaşık yapı ilişkileri, doku özellikleri ve nispeten küçük boyutlu oluşları bunların belirgin özellikleridir. Krom yatakları genelde mercek, bant veya düzensiz şekilli kütlelerden oluşmaktadır. Kromit kütlelerinin boyu birkaç santimetreden, 100 m'yi geçen uzunluğa kadar ulaşabilmekteyse de genelde bu uzunluk 4-5 m kadardır. Kalınlıklarının ise bazı hallerde 5 m'yi geçebildiği biliniyorsa da bu değer genelde 2-3 m kadardır. Alpin tip krom yatakları rezervlerinin boyutu yönüyle stratiform tip yataklardan çok küçüktürler.

Rezervleri bir milyon tonu geçen Alpin tip kromit kütlelerinin sayısı sınırlıdır. Alpin tip krom yataklarında kromit ( $Cr_2O_3$ ) tenörü stratiform tiptekilere göre daha geniş bir aralıkta değişmekte, buna karşılık FeO (toplam demir) içeriği fazla değişiklik göstermemektedir. Bu tür yataklardan üretilen krom cevheri genel olarak metalurji ve refrakter sanayilerinde kullanılmaktadır. Türkiye'de krom yatakları belirgin bir dağılım düzeni göstermeksizin ultrabazik kayalar içinde Ülke geneline yayılmış durumda bulunmaktadırlar. Türkiye'de 800 kadar tek veya grup halinde krom yatağı ve krom cevheri zuhuru bilinmektedir.

Coğrafi yönden krom yataklarının dağılımını 6 bölgede toplamak mümkündür. Bunlar nispi önem sırasına göre şöyle verilebilir:

- 1- Guleman (Elazığ) yöresi
- 2- Fethiye-Köyceğiz-Denizli yöresi
- 3- Bursa-Kütahya-Eskişehir yöresi
- 4- Mersin-Karsantı-Pınarbaşı yöresi
- 5- Erzincan-Kopdağ yöresi
- 6- İskenderun-Kahramanmaraş yöresi

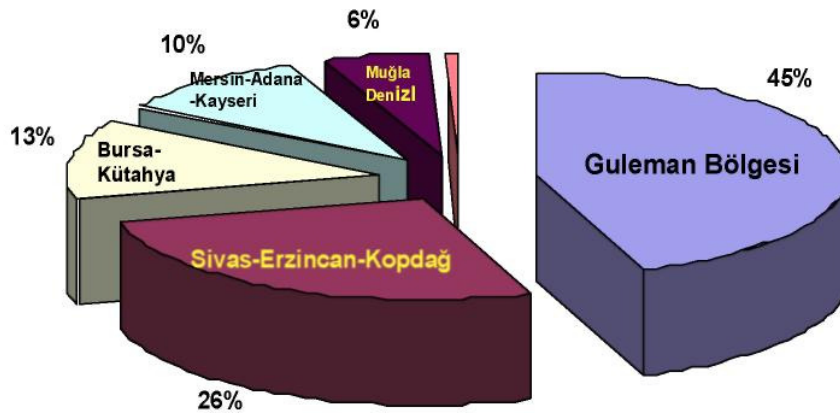
Bu altı bölgenin dışında da dağınık bazı krom yataklarının bulunduğu bilinmektedir. Dünyada ilk krom cevheri üretimi 1797 yılında Ural'larda yapılmıştır. Türkiye'de krom cevherinin ilk kez 1848 yılında Harmancık (Bursa) yöresinde bulunduğu bilinmektedir. Krom cevherinin bulunuşuyla birlikte Türkiye dünya krom pazarlarında önemli bir yere sahip olagelmıştır. Türkiye'nin üretimi bazı yıllar dünya sıralamasında ilk sırayı almışsa da, genellikle 3.ve 6.sıralar arasındaki yerini devamlı korumuştur.

1924 yılından önce yapılmış üretimle ilgili kayıtlar bilinmemekle birlikte, bu yıllardaki çok düşük üretim düzeyi dikkate alınarak, başlangıcından bu güne kadar Türkiye'de 45 milyon ton kadar krom cevheri üretildiği tahmin edilmektedir. Türkiye'de krom cevheri, ferrokrom ve krom kimyasalları üretimi ağırlıkla ihracata yönelik olarak yapılmaktadır. Bu nedenle krom madenciliği dış pazarlarda oluşan fiyat dalgalanmalarından büyük ölçüde etkilenmektedir. Pazar koşullarının elverişli olmadığı yıllarda üretim düşmekte, fiyatların uygun olduğu yıllarda ise artmaktadır. Üretim 1995 yılında 2,080,043 tona kadar ulaşmış olmakla birlikte, Türkiye de son 25 yılın ortalaması bir milyon ton kadar olmuştur. Türkiye krom yatakları ile ilgili rezerv bilgilerinin çok sınırlı olmasına karşın, Türkiye pazar koşullarının uygun olduğu durumlarda, bugüne kadar talebi karşılamakta pek sıkıntı çekmemiştir. Türkiye krom cevheri üretim miktarları ileriki bölümlerde verilmiştir. Üretilen düşük tenörlü krom cevherleri ülkenin çeşitli kesimlerinde kurulu bulunan konsantre tesislerinde zenginleştirildikten sonra pazarlanmaktadır. Krom cevheri fiyatları dünya arz-talep dengesine göre oluşmakta olup, ferrokrom alış fiyatına göre krom cevheri fiyatları hesaplanmaktadır. Türkiye'de üretilen krom cevherlerinin özellikleri, kullanım alanlarına göre aşağıda verilmiştir (Önal vd., 1995).

### **3.2.3.5 Türkiye krom yatakları ve rezervleri**

Krom yataklarının içinde bulunduğu peridotit genel ismiyle anılan ultrabazik kayalar, Türkiye'de geniş alanlar kaplarlar. Türkiye'de krom yatakları belirgin bir dağılım düzeni göstermeksizin peridotitler içinde ülke geneline yayılmış durumdadır. Türkiye'de 1000 kadar tek veya grup halinde krom yatağı ve krom cevheri zuhuru bulunmaktadır. Coğrafik yönden krom yataklarının dağılımı 6 bölgede toplanabilir. Bu bölgelerdeki bilinen önemli zuhurlar  $\%Cr_2O_3$  tenör değerleri ile aşağıda verilmiştir (DPT, 2001).

- Guleman (Elazığ Yöresi): Batı Kef (6.8 milyon ton, %33), Doğu Kef (500,000 ton, %40-45), Sori Ocakları(2.5 milyon ton, %42-48),Kapin (700,000 ton, %43-47)
- Fethiye-Köyceğiz-Denizli Yöresi: Karaismailler (800,000 ton, %30-38), Üzümlü- Sazlı 100,000 ton, %36), Biticealan (102,000 ton, %44-48), Kazandere (236,000 ton, %37,5), Kandak (100,000 ton, %40-46)
- Bursa-Kütahya-Eskişehir Yöresi: Harmancık-Başalan (163,000 ton, %20), Ömeraltı-Kınalıbatak (100,000 ton, %23), Miran-Hudut-Koca Ocaklar (120,000 ton, %43), Orhaneli-Karıncalı (40,000 ton, %5-30), Büyükorhan-Kıroçak (277,000 ton, %10-18),Kömürlük (53,000 ton, %15-40), Eskişehir-Karacaören (35,000 ton, %15-45), Eskişehir-Karaburhan (1,800,000 ton, %22-26), Kavak Kromları (1 milyon ton, %30-45)
- Mersin-Adana-Kayseri Yöresi: Adana- Aladağ (198 milyon ton ,%5,60), Kayseri-Pınarbaşı -Dedeman 9 no'lu Ocak (490,000 ton, %20-30-Tarla Ocak 300,000 ton, %10-20)
- Sivas-Erzincan-Kopdağ Yöresi: Sivas- Kangal-Karanlıkdere, (2.3 milyon ton, %5-15),Karadere (55,000 ton, %43-44), Erzincan- Kopdağ (3.6 milyon ton, %38-54)
- İskenderun-Kahramanmaraş Yöresi: Hatay- Kızıldağ (117,000 ton, %34-44).



Şekil 3.6. Türkiye krom rezervlerinin bölgelere göre dağılım oranları (DPT, 2001; [www.mta.gov.tr](http://www.mta.gov.tr)).

Şekil 3.6'de Ülkemiz'deki krom yataklarının bölgelere göre dağılımı görülmektedir. MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi bünyesinde, 145 krom yatağında yapılan çalışmalar sonucu, gerek kendisinin derlediği veriler ve gerekse işletmeci

kuruluşlardan derlenen verilerin değerlendirilmesi sonucu %20 den daha fazla Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikli krom rezervi yaklaşık 26 milyon ton olarak verilmektedir. Krom rezervleriyle ilgili bilgilerin yetersizliğine karşın bugüne kadar, dünya krom pazarlarında olumlu gelişmelerin olduğu dönemlerde Türkiye krom madencileri artan talebi karşılamada sıkıntı çekmemişlerdir. Öte yandan, Aladağ (Adana) yöresinde MTA'nın, daha sonra da Etibank'ın arama çalışmaları sonucunda %5.60 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörlü 198,100,000 ton düşük tenörlü krom cevheri rezervi ortaya konmuştur. Arama çalışmalarının, Etibank'ın ruhsat sahasının dışına taşırılması durumunda, bu rezerv rakamının daha da artabileceği ve 400,000,000 tona ulaşabileceği düşünülmektedir. Ülkemizin krom üretimi açısından en önemli bölgesi Guleman (Elazığ) dır. Batı- Doğu Kef, Sori, Tepebaşı, Uzundamar, gibi önemli ocaklardan parça ve konsantre cevher elde edilmektedir. Üretim yönünden ikinci öncelikli bölge Erzincan- Kopdağ yöresidir. Büyük Ezan (Kopdağ) krom yatağından 1981-1993 yılları arasında ortalama 300 bin ton/yıl cevher üretilmiştir. Bununla birlikte, Eskişehir-Kavak Kromları (Çamaşırılık Ocakları) ile Bursa- Orhaneli ve Harmancık yörelerinden de önemli miktarlarda üretimler söz konusudur (www.mta.gov.tr).

### 3.2.3.6 Üretim

Türkiye'de krom madenciliği 1850'li yıllarda başlamıştır. Bugüne kadar Türkiye dünya krom pazarlarında önemli bir paya sahip olagelmıştır. Bazı yıllarda üretim bakımından ilk sırada yer almış, çoğu yıllarda 3. ile 6. sıralar arasında yerini korumuştur. Bugüne kadar Türkiye'de 47 milyon ton kadar krom cevheri ürettiği hesap edilmektedir (Çizelge 3.9).

**Çizelge 3.9.** Yıllara göre krom cevheri tüvenan üretim değerleri (ton; [www.mta.gov.tr](http://www.mta.gov.tr); DPT, 2001)

1995	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
2.080.043	1.440.470	1.019.542	545.725	389.759	527.845	504.803	209.120

Türkiye'nin krom cevheri üretimi, dünya pazarlarında oluşan fiyat durumuyla bağlantılı olarak artma veya azalma göstermektedir. Geçmiş dönemler incelendiğinde krom pazarlarındaki iniş ve çıkışlar genelde 5'er yıllık dönemler sergilemektedir. Diğer bir deyişle, 5 yıllık iyi Pazar koşullarını 5 yıllık kötü pazar koşulları izleyegelmiştir. 1991, 1992, 1993 kötü pazar koşullarının yaşandığı bir dönem olarak nitelendirilmekte ise de

son 10 yılda tuvenan cevher üretiminde genel bir artış gözlenmektedir. Türkiye'de krom madenciliği eski bir kamu kuruluşu olan Eti Maden ve diğer özel sektör kuruluşları tarafından yapılmaktadır. 1992-1998 yılları arasındaki dönemde Eti Holding'in krom cevheri üretimi Türkiye toplam üretiminin %36 kadarını oluşturmuş, özel sektörün payı ise %64 olmuştur. Krom madenciliği yapan büyük kuruluşlar yanında, şirketleşmemiş bazı küçük üreticilerin de krom madenciliği yaptıkları bilinmektedir. Bu şahısların toplam krom üretimleri Pazar koşullarının iyi olduğu dönemlerde 100,000 ton/yıl kadar olabilmektedir. Cevher yatağını oluşturan kromit merceklerinin dağılımındaki düzensizliklere ve boyutlarındaki değişkenliklere ek olarak, krom yatağını tanımlayan ve geometrisini ortaya koyan etütlerin çoğu yatakta yapılmamış olması, yapılanların çoğunda ise yatağın uygun olmayışı nedeniyle Türk krom madenciliğinde mekanizasyon olayı sınırlı kalmıştır. Bu nedenle madencilik çalışmaları genellikle emek yoğun nitelikli olagelmıştır. Mekanizasyona bir örnek olarak Tavas (Denizli) ve Kavak (Mihalıççık, Eskişehir) yörelerinde Türk Maadin Şirketine ait krom ocaklarında geometrisi belirlenmiş kromit merceklerinin işletilmesinde kullanılan L H D (Yükleme-Taşıma-Boşaltma) makinasının zaman ve işgücü ekonomisi sağladığı, verimliliği ve üretimi arttırdığı belirtilmektedir. Raylar üstünde insan gücüyle bir tonluk vagonlar hareket ettirildiği gibi geçmişte Ege Metal Endüstri AŞ tarafından Orhaneli işletmesinde kullanılan traktörle 50-60 ton cevher bir seferde dışarı alınabilmektedir. Desandrelerde ve kuyularda ise sınırlı mekanizasyon olarak vinçler ve kafesler kullanılmaktadır. Açık işletmelerin boyutuyla bağlantılı olarak, işletmelerde çalışmalar el arabasından yükleyicilere ve değişik tonajlı kamyonlara kadar çeşitlilik göstermektedir. Krom yatağını oluşturan kromitit bant ve merceklerinin boyutları ve devamlılıklarıyla bağlantılı olarak çeşitli yeraltı madenciliği üretim metotları uygulanmaktadır. Ramble (cut and fill) metodu en yaygın uygulanan üretim metodu olmakla birlikte, kromitit bant ve merceklerinin kalın ve devamlılıklarının fazla olduğu kesimlerde genelde oda-topuk (room and pillars) yöntemi uygulanmaktadır. Çamaşırılık (Mihalıççık, Eskişehir) madeninde suni tavanlı dilimleme (top slicing with artificial roof) yönteminin uygulanmaya başlandığı bilinmektedir. Krom cevheri ocak çıkışında elle ayıklama, eleme ve yıkama yoluyla zenginleştirilir. Düşük tenörlü krom cevheri kırılarak belli bir tane boyutuna küçültüldükten sonra jigler, sallantılı masalar ve manyetik konsantratörden geçirilerek zenginleştirilir, konsantre krom cevheri elde edilir. Kef yöresinde (Guleman, Elazığ) yaş manyetik sistemle çalışan Kef Zenginleştirme Tesisi'nin dışındaki diğer tesisler "sallantılı masa" düzenine sahiptir. Son zamanlarda

Eti Holding'e ait Karagedik Cevher Zenginleştirme Tesisi'nin atıklarının kazanılabilmesi için manyetik ayırma - kolon flotasyonu kademelerinden oluşan yeni bir yöntem üzerinde çalışılmaktadır. Türkiye'de kurulu 17 krom cevheri zenginleştirme tesisinin kapasitesi 810,000 ton/yıl'dır. Zenginleştirilen ve konsantre kromit olarak bilinen krom cevherinin sanayideki kullanım alanı ve kullanım miktarı sınırlıdır. Parça cevhere oranla fiyatı da daha düşüktür. Bu nedenle özellikle metalurji sanayiinde konsantre krom cevheri çoğu halde pelletlenmekte veya briketlenmekte ve bu şekilde kullanım miktarı arttırılmaktadır. Elazığ'daki 150,000 ton/yıl kapasiteli yüksek karbonlu ferrokrom tesisine entegre olarak çalışan pelletleme birimi, konsantre krom cevherinin pelletlendikten sonra ferrokrom tesisinde kullanılmasını sağlamaktadır. Bu birimde bazı sorunlar bulunduğu da ifade edilmektedir. Öte yandan konsantre krom cevheri kimya endüstrisinde tercihen kullanılmaktadır. Plazma teknolojisiyle çalışan ferrokrom tesislerinde konsantre krom cevheri kullanıldığı bilinmektedir. Yüksek tenörlü parça cevher bulmanın güçleştiği Türkiye'de, gelecekte kurulabilecek ferrokrom tesislerinin konsantre cevher kullanabilecek teknolojiye göre planlanması uygun bir yaklaşım olarak görülmektedir..

Türkiye'de krom madenciliği başlangıç yıllarında daha çok sahil şeridinde yakın, ulaşımı kolay kesimlerde mostra madenciliği şeklinde başlamıştır. İşletmeler kromitit bant ve merceklerinin kalınlıkları, tenörleri ve izlenebilir devamlılıklarına bağlı olarak mostra madenciliği ve açık işletmeciliğe dayandırılmış, ileri aşamada da yeraltı işletmeciliğine dönüşmüştür. 1950'li yıllara kadar Türkiye'de krom madenciliği genelde mostra veya açık işletme madenciliği şeklinde yapılmıştır. Açık işletme yöntemleriyle alınabilecek krom cevherlerinin giderek azalması karşısında 1960'lı yıllardan başlayarak, krom yataklarının yeraltı madencilik metodlarıyla işletilmeleri giderek artmaya başlamıştır. Bugünlerde Türkiye'de işletilebilecek özelliklere sahip el değmemiş krom mostrası bulabilme şansı oldukça sınırlıdır. Açık işletmeyle işletilebilen krom yatağı sayısı da geçmişe oranla daha azdır. Şimdilerde krom cevheri üretiminin büyük kısmı yeraltı madenciliği metodlarıyla yapılmaktadır. Açık işletmelerin derinliği genelde birkaç on metreden fazla değildir. Geçmişte açık işletme yöntemleriyle işletilmiş olan Gölalan (Guleman, Elazığ) yatağında inilen derinlik 40 m kadardır. Kopdağ kesiminde (Erzincan, Erzurum) Civelek, Armutlu, Gerçek, Doğu Ezan, Batı Ezan, Bal ve Suluocak yataklarını içine alan ve halen madencilik çalışmaları devam eden Büyük Ezan Açık İşletmesi'nin boyu 1750 m, genişliği 800 m, derinliği ise 200 m kadardır. Gerek Gölalan

ve gerekse Büyük Ezan gibi büyük açık işletmelerin boyutları, Türkiye'deki krom madenlerinde genelde rastlanan açık işletmelerin boyutlarının çok üstündedir. Açık krom işletmeciliği yapılan krom yataklarının boyutları genelde birkaç on metre mertebesinde olup yıllık üretimler de birkaç bin ton ile birkaç on bin ton düzeyindedir. Buna karşılık Türkiye'deki krom yatakları içinde boyutları bakımından ayrı bir konumu olan Büyük Ezan (Kopdağ) krom yatağından 1981-1993 arasında yılda ortalama 300 bin ton cevher üretilmiştir. Kromitit merceklerinin eğim yönü devamlılıkları genelde doğrultuları boyunca olan devamlılıklarından daha azdır. Örneğin nispeten düzenli sayılabilecek yapı ilişkileri sergileyen Guleman (Elazığ) yöresi krom yataklarından Tepebaşı, Uzun damar, Batı Kef'de kromitit merceklerinin doğrultu boyunca devamlılıkları sırasıyla 1350 m, 1600 m, 1000 m olmasına karşın eğim yönündeki devamlılıkları yine sırasıyla 485 m, 340 m, 350 m' dir. Bu genellemeye uymayan ve mağmatik oluşum sürecinde kanal dolgusu şeklinde geliştiği görüşü savunulan "hortum" veya "boru" şeklindeki krom yataklarında kromitit mercek veya merceklerinin eğim yönündeki devamlılıkları doğrultuları boyunca olan devamlılıklarından çok daha fazladır. Bunun en tipik örneklerinden Çamaşılık (Mihalıççık, Eskişehir) krom yatağında Çamaşılık 2 merceğinin doğrultusu boyunca olan devamlılığı 130 m, eğim yönündeki devamlılığı ise 400 m kadardır (kod farkı 330 m). Krom yataklarında mostra madenciliği veya açık işletme yöntemleriyle yapılan madencilik çalışmalarıyla cevherin üretilmesinin ardından, koşulların uygun olması halinde (kalınlık, devamlılık, tenör, doku, topoğrafya vb) krom yatağının yeraltı madencilik metotlarıyla işletilmesi sürdürülür. Genelde ana galeriler (katlar) arasındaki yükselti farkı 25-30 m olarak alınır. Krom yatağının konumuna göre desandre ya da kuyu açılarak işletmenin sürdürüldüğü durumlar yaygındır (Önal vd., 1995).

### **3.3 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 startiform kromit yatakları,
- Alpin Dağ Kuşakları boyunca ultrabazik-bazik kaya topluluklarına (Ofiyolitlere) bağlı Alpin veya Podiform tip kromit yatakları,

- Eş merkezli iç düzene sahip ultrabazik kayaç topluluklarına bağlı kromit yatakları.

### **3.3.1 Stratiform tip kromit yataklar**

Küçük ve öz şekilli kristal boyutu, kümülat (çökel) dokulu, Fe içeriği yüksek, Cr/Fe rasyo değeri düşük, magmatik tabaklanmaya paralel birkaç km. yanal devamlılık gösteren, kalınlıkları 1.5 m.'ye kadar çıkabilen deformasyona uğramamış bantlar şeklindedir. Bu tip kromit yataklarında nodüler ve orbiküler yapıda kromit cevherleşmesi görülmez. En tipik örnekleri Bushveld (Güney Afrika) ve Stilwater komplekslerindeki kromit yataklarıdır.

### **3.3.2 Podiform kromit yatakları**

İlk kez Thayer (1960, 1964) tarafından ultrabazik komplekslerin içinde küçük kütleler olarak ve dış dış kütleler halindeki ve düzensiz dalımlarıyla geniş tabakalı stratiform yataklardan ayrılabilen oluşuklar için ifade edilmiştir.

Ofiyolitler içerisindeki kromit kütlelerinin oluşumu ve ofiyolit içerisindeki konumları ile ilgili bir çok görüş bulunmaktadır (Thayer, 1964, 1969; Dickey, 1975; Lago vd., 1982; Leblanc ve Nicolas, 1992; Zhou ve Bai, 1992; Stowe, 1994; Zhou vd., 1996; Parlak vd., 1996; Ballhaus, 1998). Bu görüşlerin tamamında podiform kromit kütlelerinin MOHO zonu altında tektonitler içerisinde oluşabileceği, teorilerin ana ortak noktası yönündedir. Fakat Dünya'da üzerinde en çok çalışma yapılan ofiyolit olarak tanınan Oman ofiyolitinde, Coleman (1981), Arai vd. (2004), Boudter vd. (1996), 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.

### **3.3.3 Tektonikleri içerisindeki kromit kütlelerinin oluşumu**

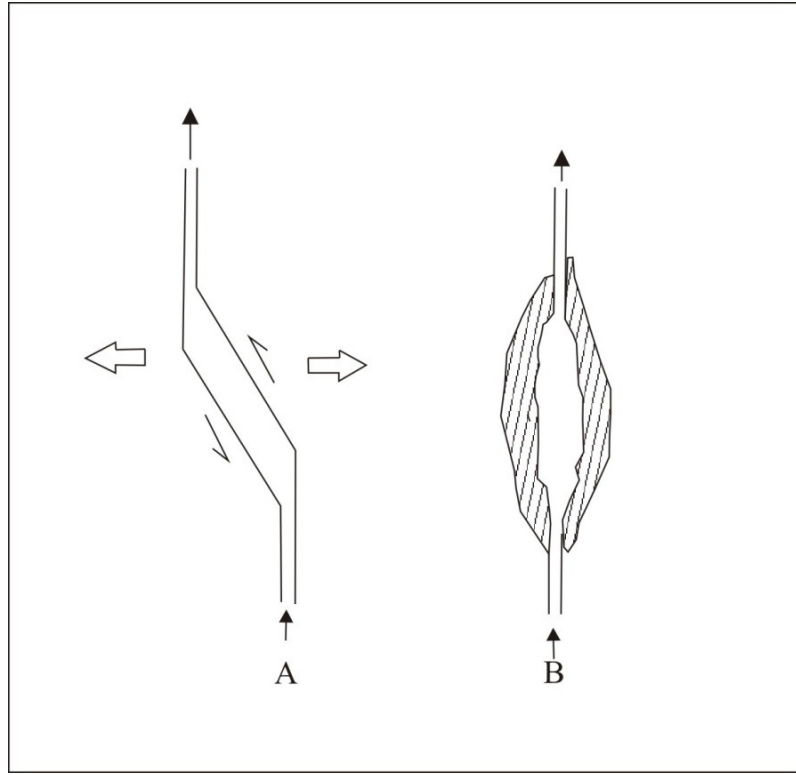
Tektonitler içerisindeki podiform kromit kütlelerinin oluşumlarıyla ilgili farklı görüşler bulunmaktadır. Stratiform tip kromit yataklarının oluşumu ile ilgili olan kümülat süreçler ve jeosenklinal teorisi podiform tip kromit yataklarına uyarlandığında;

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 doymuş hale gelmesiyle açıklamışlardır.. Farklılaşarak oluşan bu birimlerin kabuk içine sıcak lapalar şeklinde sokuldukları düşünülmektedir (Thayer, 1964).

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 (deformation lamelle) ve piroksenlerde bükülme bantları (Kink bands) meydana gelir. Kromitler kataklazmaya uğrarlar. 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 çökelişi) 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 bulunmaları teorik olarak açıklanmaktadır.

George (1978)'e göre tektonit harzburjitler içindeki kromit yataklarının bulunmasını 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 çökelişi 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 merciklerinin 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 3.7; Lago vd., 1982).



**Şekil 3.7.** Peridotit içinde bazik 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 vd., 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 kütlelerinde masif ve saçınımlı kromit bantları ve faz bantlanmaları meydana gelmektedir. Magma ve yan kayaç denge durumuna ulaşmış, 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 vd., 1997).

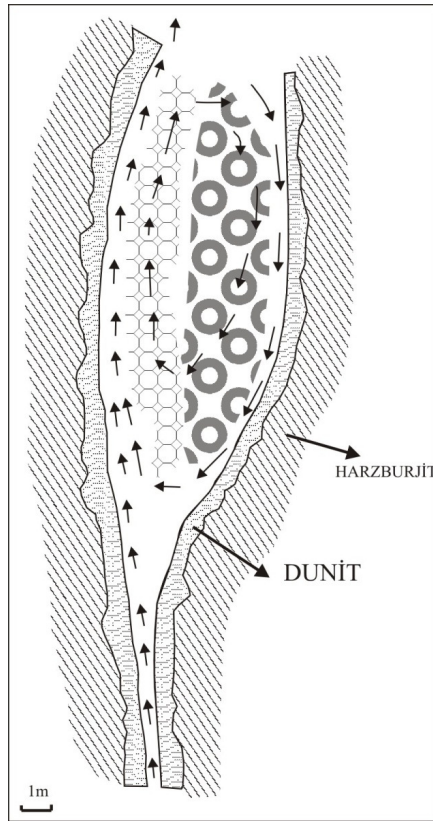
Podiform kromit kütlelerinin etrafında bulunan dunit kılıfı, boşluğu dolduran bazik magmanın, boşluğun cidarları boyunca kimyasal tepkimeye girmesi ve harzburjitin ortopiroksenlerin olivine dönüşmesi sonucu gelişmektedir. Dunit kılıfın kalınlığı bazik magmanın ve harzburjitin ortopiroksenlerin bileşimi ve tepkimenin süresiyle bağlantılı olarak değişmektedir (Lago vd., 1982; Şekil 3.8).

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, harzburjitlelerin ortopiroksenlerin (Cr) içeriğinin fazla (Al) içeriğinin az, lertzolitlerin ortopiroksenlerin (Cr) içeriğinin az (Al) içeriğinin fazla oluşuyla izah edilmektedir (Arai, 1997).

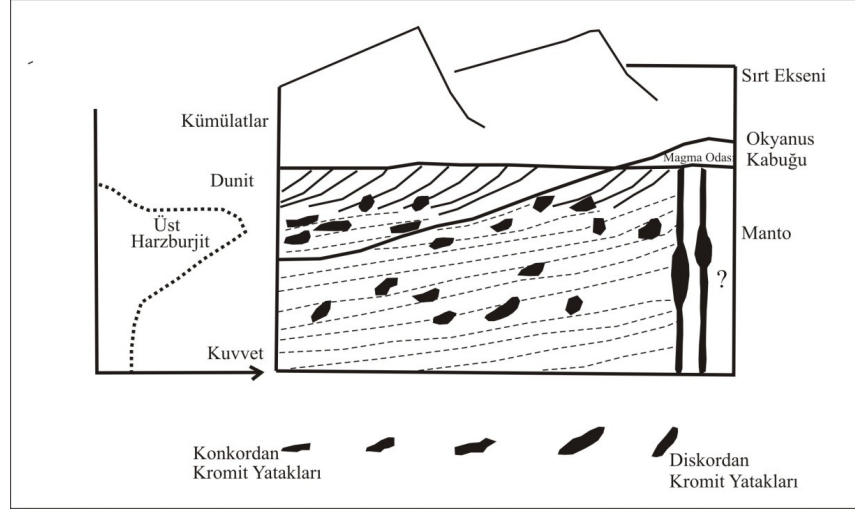
Yan kayaç peridotitinin (Cr+Al) içeriği kısmen de olsa bazaltik magma tepkimesi sonucu oluşabilecek kromit kütlelerinin boyutunu kontrol eden etmendir. Podiform kromit kütlelerinin boyutu, bazik magma ile tepkimeye giren harzburjitin mineralojisi ve ortopiroksenlerin bileşimi ile doğrudan ilgilidir.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

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 harzburjitletler 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, 1994). 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 (Şekil 3.8) ve içlerinde yer aldıkları peridotitin iç yapısıyla uyumlu konum kazanırlar (Lago vd., 1982, Stowe, 1994).



**Şekil 3.8.** Tektonik harzburjit içinde bazik magma sokulum kanallarında oluşan boşluklar içinde kromit kütlelerinin oluşum modeli (Lago vd.,1982).



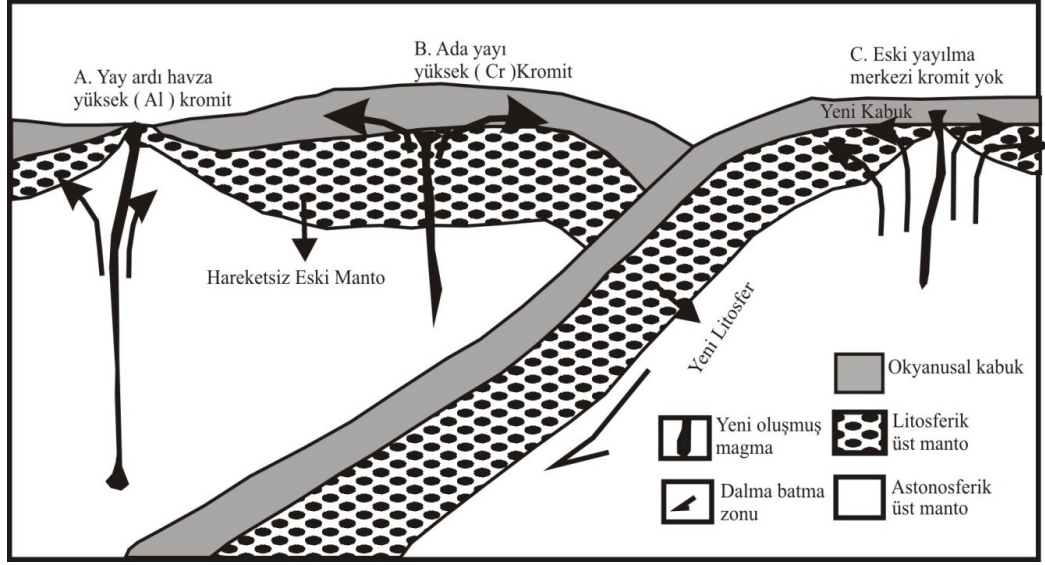
**Şekil 3.9.** Hareket halinde yayılma sırtı altında üst okyanus mantosu içinde kromit kütlelerinin oluşumu ve gelişimi (Lago vd., 1982)

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 yukarıya 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).

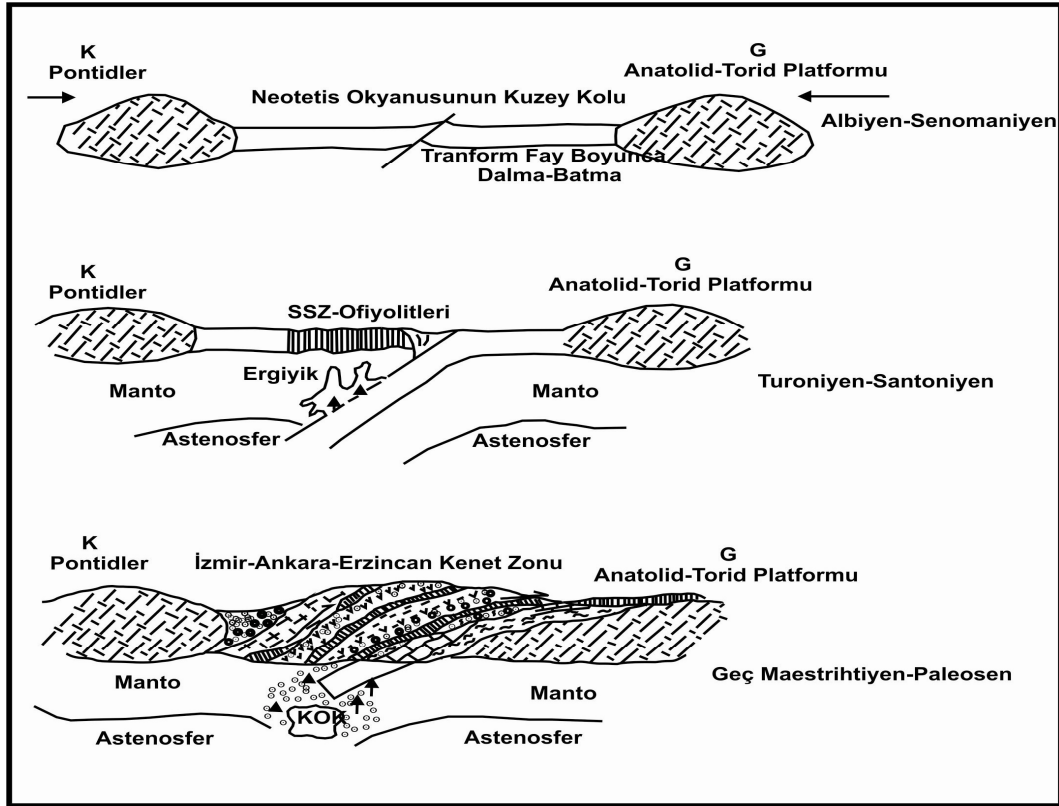
Dalma Batma zonu (Supra-subduction Zone SSZ), farklı ada yayı jeokimyasına ve okyanus kabuğuna sahiptir. Okyanus tabanı yayılması sonucu alta dalan okyanus litosferin üstünde gelişmektedir (Şekil 4.4). Bunlar okyanus ortası sırtı ofiyolitlerinde yalnızca jeokimyası yönüyle değil, manto kesimlerinin daha fazla tüketilmiş olması, içlerinde podiform krom yataklarının daha çok bulunması, kümülat kesiminde verlitlerin oranının kromitlerden 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 H<sub>2</sub>O almış (hydrated) okyanus litosferin kısmi ergimesi sonucu oluşmuştur. Manto diliminin alta dalması devam ettiği sürece magmanın bileşimi ada yayı toleyitine değişim gösterir (Pearce vd., 1984).

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) (Şekil 3.10).

Türkiye'de bulunan ofiyolitlerin hemen hemen hepsi dalma-batma zonu ofiyoliti karakterindedir. Neotetis okyanusunun kapanması esnasında, kuzeyde bulunan Pontidlerin, güneydeki Anatolid-Torid Platdormunun altına dalması sırasında ergimesi sonucu dalma batma zonu ofiyolitleri oluşmuştur. Kuzey-Güney yönlü sıkışmanın devamı esnasında oluşan ofiyolitler Üst Kretasede kıtalar üzerine taşınmıştır (Şekil 3.11).



Şekil 3.10. Podiform kromit yataklarının oluşumunun tektonik ortamlarla olan ilişkisi (Zhou ve Robinson, 1997).

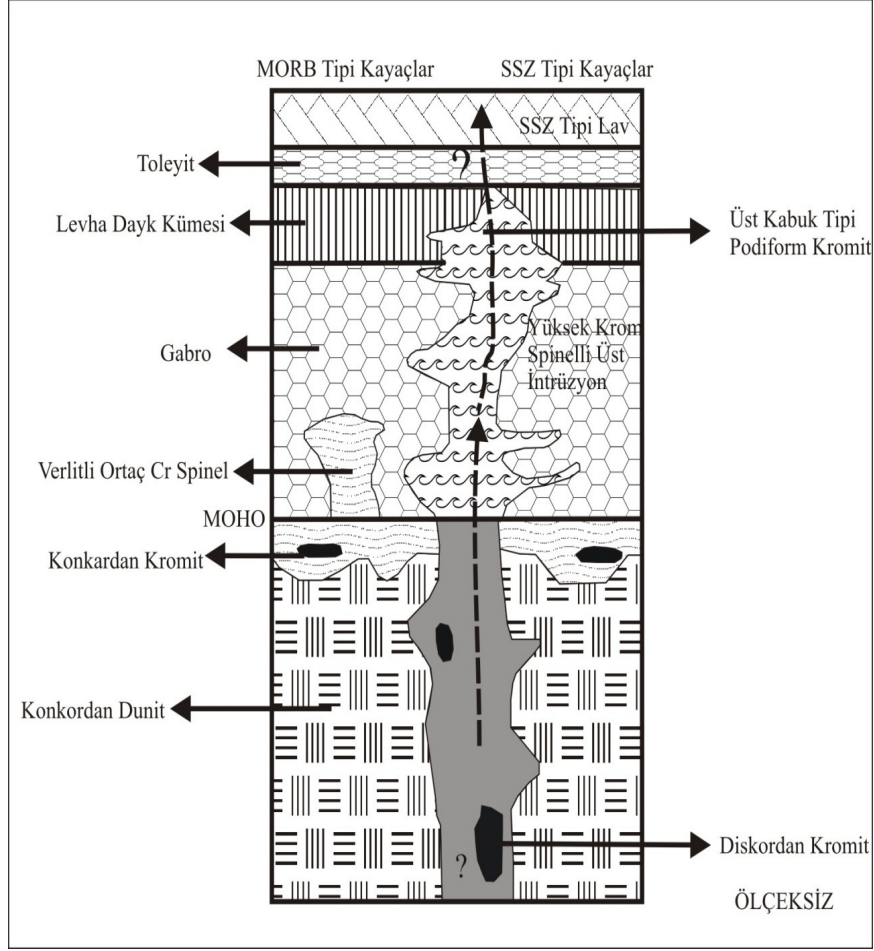


Şekil 3.11. Türkiye’de bulunan dalma-batma zonu ofiyolitlerinin oluşumu ve yerleşimi (Zhou ve Robinson, 1997).

### 3.3.4 Üst kabuk podiform kromit yataklarının genel özellikleri ve oluşumu

Arai ve ark., (2004)., Oman Ofiyolitindeki yaptıkları araştırmada yeni bir tip olarak Üst Kabuk Podiform tipi kromit kütleleri bulunduğunu bildirmektedirler (Şekil 3.13). Yazarlara göre bu kromit kütlelerin genel özellikleri:

- Levha dayk sistemi ve gabroların üst zonu arasında
- Podiform kromit kütleleri 30 cm den küçük düzensiz yuvarlığımsı yapılar şeklinde,
- Kromit kütleleri, gabroyik kayaçların 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 içerisinde,
- Stratiform kromit kütlelerinde matriksi plajioklas 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 3.12.** Oman ofiyoliti içerisindeki üst kabuk podiform tipi kromitlerin konumunu gösteren dikme kesit. 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 vd., 2004).

## **BÖLÜM IV**

### **BULGULAR**

#### **4.1 Bölgenin Genel Jeolojisi**

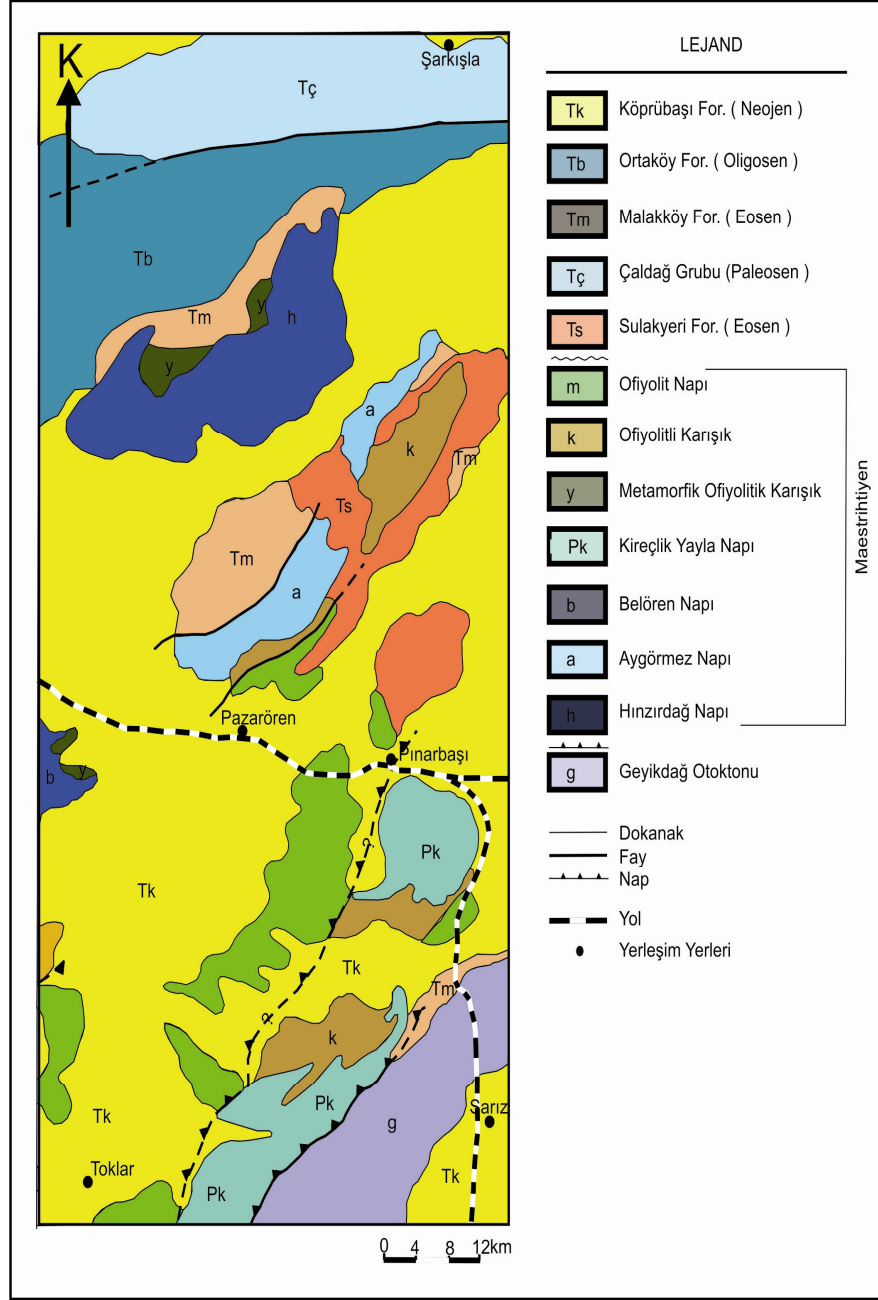
İnceleme alanında tabanda Kambriyenden - Tersiyere kadar düzenli bir istif sunan Geyik Dağı Birliği bölgedeki allakton birimlere göre göreceli otoktondur. Allakton birimler çalışma alanında, Orta - Üst Triyastan Üst Kretaseye kadar uzanan karbonat kayalardan oluşan Aygörmez Napı, Triyas - Jura - Kretase yaşlı Belören Napı, Karbonifer (?) - Alt Kretase yaşlı Hınzır Dağı Napı ve Maesthriyen yaşlı ofiyolitlerden oluşmuştur. En son olarak bölgede geniş bir alan kaplayan Köprübaşı formasyonu Neojen yaşlıdır (Şekil 4.1).

#### **4.2 Bölgenin Tektonik Özellikleri**

##### **4.2.1 Kireçlik yayla napı (Pk)**

Bu nap Orta - Üst Triyas'tan Üst Kretase'ye kadar uzanan zaman aralığına ait karbonat kayalardan oluşmuştur. Alt bölümü gri az kristalize, tabakasız kireçtaşı ile başlamakta, üste doğru yine gri, siyah, genellikle kalıntabakalı veya tabakasız, çörtlü, oolitik kireçtaşı ile devam eder. En üstte gri, bej, orta-ince tabakalı, çört yumrulu kireçtaşları gelmektedir (Şekil 4.1).

Bu bölüm üzerine uyumlu olarak gelen Jurasik - Alt Kretase ise alt bölümleri gri, orta - kalın tabakalı, oolitik, çörtlü kireçtaşlarının ardalanmasından; üst bölümleri rudistli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Napın en üst bölümlerinde pelajik kireçtaşları yer alır. Bunlar beyaz, ince-orta tabakalı, çok ince taneli ve Globotruncanalı olup Senoniyen yaşlıdır. Bu napın üzerinde ofiyolitli karışık yer almaktadır (Özer vd., 1984).



Şekil 4.1. Pınarbaşı bölgesi ve civarının genel jeoloji haritası (Özer vd., 1984).

#### 4.2.2 Belören napı (b)

Triyas-Jura-Kretase yaştaki kaya türlerini içeren bu nap Pazarören güneybatısındaki Belören Köyü çevresinde yer almaktadır (Şekil 4.1). Altta yeşil, morumsu porfirik dokuda diyabaz ile bunlarla ilksel ilişkili yeşil, mor, kırmızımtrak tüf seviyeleri gelmektedir. Tüfler tabakalı, olup, kalınlıkları cm-m arasında değişen kireçtaşları ile ardalanmalıdır. Kireçtaşları gri, morumsu yer yer kıvrımlıdır. Tüflerle ilksel ilişkili olan

bu kireçtaşları yer yer de blok görünümündedirler (Şekil 4.1).

### **4.2.3 Aygörmez dağı napı (a)**

Bu nap Üst Devoniyenden Üst Kretase sonuna kadar uzanan bir istifini içerir (ş. Pazarören kuzeyinde ve Aygörmezdağı çevresinde yüzeylemeleri izlenmektedir (Şekil 4.2).

En altta şeyl ile bazı seviyeleri dolomitik, gri ve siyah bol makrofosilli kireçtaşı aralanması izlenmektedir. Bu bölüm Üst Devoniyen yaşta olup, üzerine uyumlu olarak ve kalınlığı 400 m yi bulan Alt - Orta - Üst Karbonifer, Orta-Üst Karbonifer gelmektedir. Karbonifer altta gri, siyah kireçtaşı ile başlamakta, üstte doğru kireçtaşı şeyl aralanması ile devam etmekte ve en üstte ise sarı, yer yer gri ve siyah bazen dolomitik özellikte, üst bölümleri Fusulin'li kireçtaşı özelliği göstermektedir. Bu kireçtaşları aralarında kuvarsit seviyeleri ile bol mercan içermektedir. Karbonifer üzerine, kuvarsit ile başlayan ve uyumlu olarak Alt – Orta - Üst Permian kireçtaşları gelir. Kuvarsitin üzerine ise gri, siyah, orta-kalın tabakalı Girvenella ve Schwagerina'li kireçtaşı gelmektedir. Permianın kalınlığı, 220 m olarak ölçülmüştür. Bu birim stramatolitli bir kireçtaşı ile başlayan ve 200 m kalınlığındaki Triyas'a geçmektedir. Triyas, aralarında killi kireçtaşları ve çok az kumtaşı içeren sarı, gri renkte, orta-kalın tabakalı bazı düzeyleri bol makrofosil kavkılı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Ancak en üst düzeyinde kuvarsit ve kumtaşı yer alır. Triyas üzerine uyumsuzlukla Orta Jura - Alt Kretase yaştaki kaya türleri gelmektedir. 500 m kalınlığındaki bu birim gri, koyu gri renkte, ince - orta kalın tabakalı ve yer yer dolomitik kireçtaşından oluşur. Alt Kretase üzerine napın en üst formasyonu olan ve kalınlığı 70 m yi bulan Kampaniyen - Maestrihtiyen gelmektedir. Bu bölüm açık gri, orta - kalın tabakalı ve rudistli kireçtaşı ile kırmızı, beyaz renkte ince tabakalı Globotruncana'lı kireçtaşı tarafından temsil edilmektedir. Napın en üst bölümünde ise, Senoniyen kireçtaşları üzerinde yer alan ofiyolitli karışık görülmektedir (Özer vd., 1984).

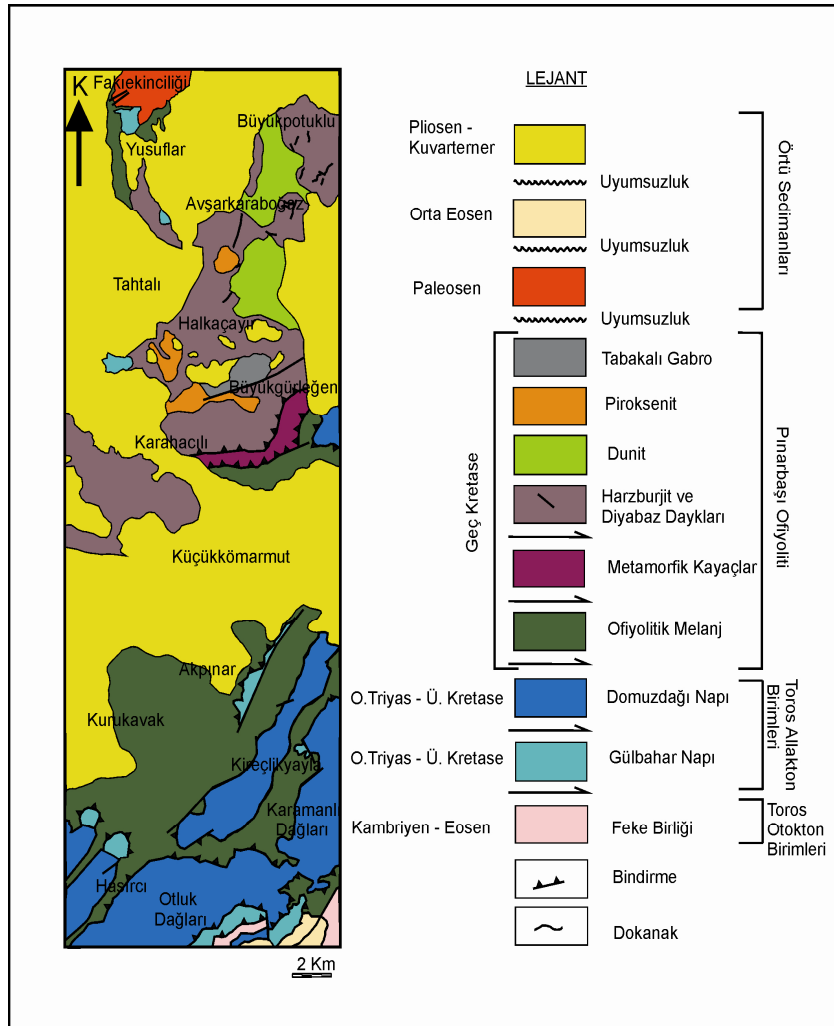
## **4.3. Bölgenin Stratigrafik Özellikleri**

### **4.3.1 Pınarbaşı Ofiyolitleri**

Yılmaz (1991) tarafından adlandırılan Pınarbaşı Ofiyoliti, Orta Anadolu' nun Güneyinde, Doğu Torosların orta kesimlerinde 500 km<sup>2</sup> 'lik bir alan kapsamaktadır.

Pınarbaşı ofiyoliti, ofiyolitik melanj, metamorfik kayalar ve ofiyolit dizine ait kayalardan oluşmaktadır. Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen yaşlı ofiyolitik melanj, serpantinler içinde kapanım halinde magmatik, metamorfik ve sedimanter bloklar içermektedir. Melanj içerisindeki magmatik kayalar serpantinize harzburjit, tektonik dunit, gabroyik kümülatlar, diyabaz daykları ve volkanik kayalardır. Metamorfik kayalar amfibolitler ile temsil edilmektedir. Sedimanter kayalar, ağırlıklı olarak volkanik kumtaşı, radyolarit ve seydir (Şekil 4.2).

Pınarbaşı ofiyolitindeki manto tektoniklerinden ultramafik kümülat ve kümülatlardan oluşmaktadır. Manto tektonikleri, mikro gabro - diyabaz ve piroksenit daykları, harzburjit ve dunitler ile temsil edilmektedir (Vergili ve Parlak, 2005).

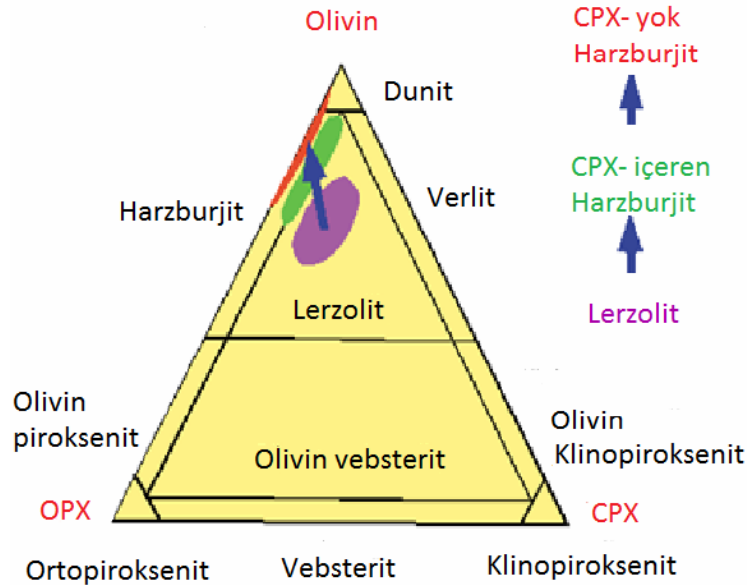


Şekil 4.2. Pınarbaşı ofiyolitinin jeoloji haritası (Vergili ve Parlak, 2005).

Çalışma alanının olan Kılçmehmet köyü yüzeylenen ofiyolitler, serpantinize harzburjitler, diyabaz daykları, olivinli gabro, listvenitler ve serpanititlerden oluşmaktadır. Bunların petrografik-mineralojik adlandırmaları Şekil 4.3 ve Şekil 4.4'e göre yapılmıştır.

Ofiyolitlerin oluşumu üzerine genel bilgi III. Bölümde verilmiştir. Petrografik amaçlı olarak kayaların oluşturan mineraller ve bunların kimyasal içerikleri ofiyolitlerin tipleri ve oluşum mekanizmaları ile ilgidir.

Ofiyolitler ya diverjen levha kenarlarında (ortaokyanus sırtı) yada konverjen levha sınırlarında (dalma batma zonlarında, yani adayayı). Bunlar MOR ve SSZ- tipleri olarak adlandırılmışlardır, Birincil manto peridotitleri klinopiroksenlerce zengin lertzolitler olup, klinopiroksenlerce fakir harzburjitler ise eriyiklerin sıcaklıklarını artırmaktadır. Bunun sonucunda, Okyanus sırtı eriyiklerinden lertzolit, subduktiyon zonlarında (graben duvarlarında) da harzburjitler oluşmaktadır (Şekil 4.3 ve 4.4; <http://earth.s.kanazawa>).



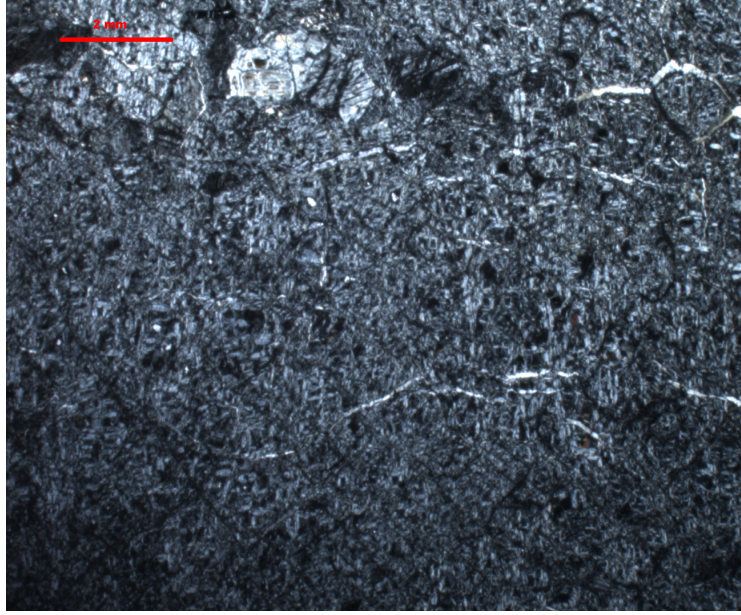
**Şekil 4.3.** Atık manto peridotitlerine ait eriyiklerin modal varyasyonu (ofiyolitik kayalara ait ol-opx-cpx üçgen diyagramı; <http://earth.s.kanazawa>).

<b>Ofiyolitlerin Petrolojik tipleri</b>	<b>Liguria (Poroshiri)</b>	<b>Yakuno</b>	<b>Papus (Horokanal)</b>
<b>Bazaltik volkanitler ve kalınlıkları</b>	<b>Alkali Bazalt MORB</b>	<b>Tholaiitler MORB</b>	<b>Tholaiitler Boninite</b>
<b>Mafik-ultramafik kümülatlar</b>	Cpx ↑ Pl Ol	Opx,Pl ↑ Cpx Ol	Cpx,Pl ↑ Opx Ol
<b>Atık manto peridotitleri</b>	<b>Lerzolitler</b>	<b>Cpx içerikli harzburjitler</b>	<b>Cpx-fakir harzburjitler</b>
	<b>Manto eriğinin derecesi →</b>		
<b>Örnekler</b>	<b>Alpler, Island</b>	<b>Oman, Toroslar</b>	<b>Gora Krasnaya</b>

Şekil 4.4. Ofiyolitlerin petrolojik tipleri (<http://earth.s.kanazawa>).

#### 4.3.1.1 Serpantinize harzburjitler

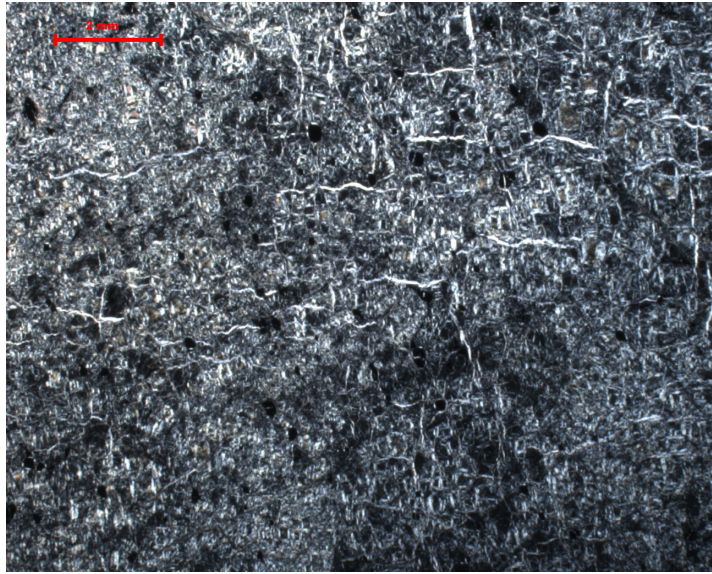
Harzburjitler, arazide serpantinize dunitler ile tektonik dokanıklı olarak gözlenmekte ve geniş alanlar kapsamaktadır. Arazi görünümleri koyu kahverengi olup, ortopiroksenler (enstatit) ve olivin gözlenmektedir. Petrografik analizlerde tamamen serpantinleşmiş ve elek dokusuna sahiptir. Primer minerallerini ve dokusunu kaybetmiş, az miktarda kalıntı (relikt)ortopiroksen minerali gözlenmektedir (Foto 4.1; 4.7).



**Fotoğraf 4.1.** İncekesit 7, serpantinize harzburjit, +N

#### 4.3.1.2 Serpantinize dunitler

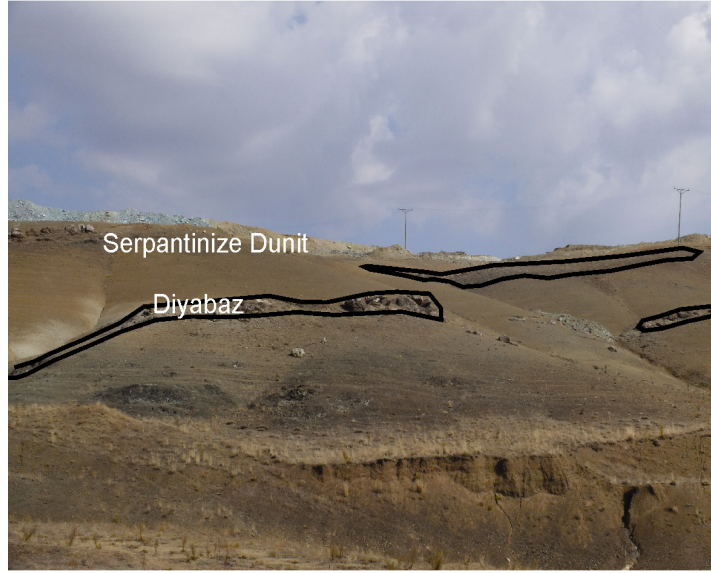
Arazi görünümleri sarı renklidir. Petrografik incelemelerde birincil mineraller tamamen serpantin minerallerine dönüşmüştür. Elek dokusuna sahiptir. İnce taneli yer yer iri taneli kataklastik dokulu kromitler saçınımlı şekilde gözlenmektedir (Foto. 4.2; 4.7).



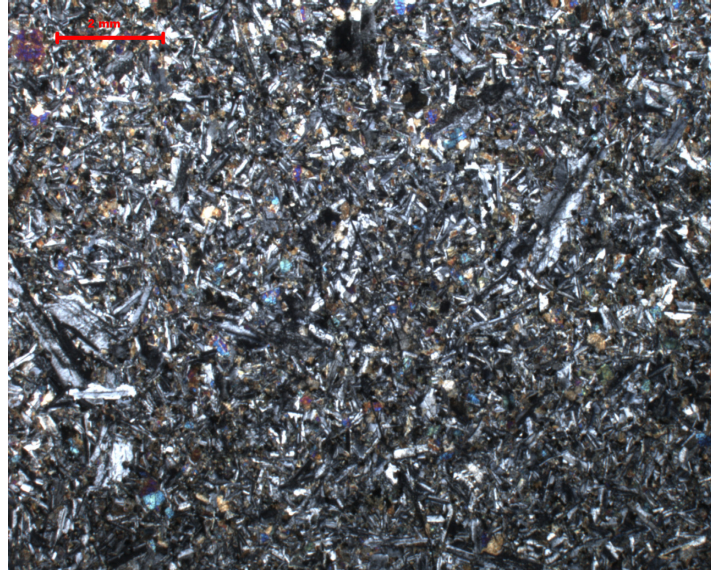
**Fotoğraf 4.2.** Serpantinize dunitlerde gözlenen elek dokusu ve saçınımlı kromit taneleri

### 4.3.1.3 Diyabaz daykları

Çalışma alanını boylu boyunca kesen diyabaz dayklarının ortalama kalınlığı 3 m ve boyu yaklaşık 500 m civarındadır (Şekil 4.6). Petrografik Analizlerde diyabazlar, holokristalen taneli dokulu, plajyoklas, piroksen, az oranda amfibol ve opak minerallerden oluşmaktadır. Plajyoklas mineralleri, çubuk şekilli, ikizlenmeli ve ortalama tane boyu 0.32 mm'dir. Piroksen mineralleri plajyoklas minerallerinin aralarını doldurur şekilde öz şekilsiz taneler halindedir (Foto. 4.3 ve 4.4).



**Fotoğraf 4.3.** Diyabaz dayklarının arazi görünümü



**Fotoğraf 4.4.** İncekesit 7, +N, diyabazların mikroskop görünümü

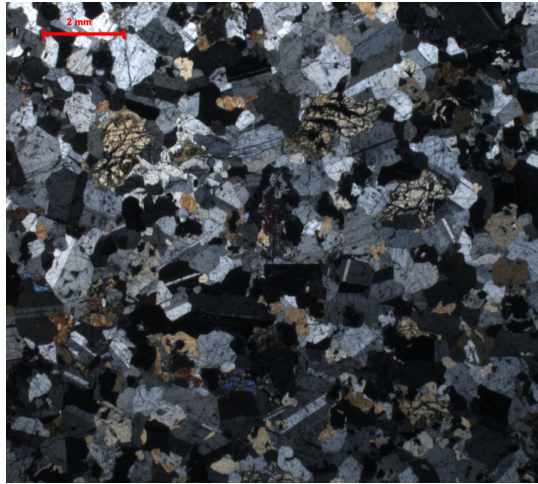
#### 4.3.1.4 Gabro

Çalışma alanında gabrolar, güneyde serpantinize dunitler ve batıda ofiyolitik melanj ile tektonik dokanaklı olarak gözlenmektedir. Arazi görünümü koyu kahverengi ve geniş bir alan kapsamaktadır (Foto. 4.5).

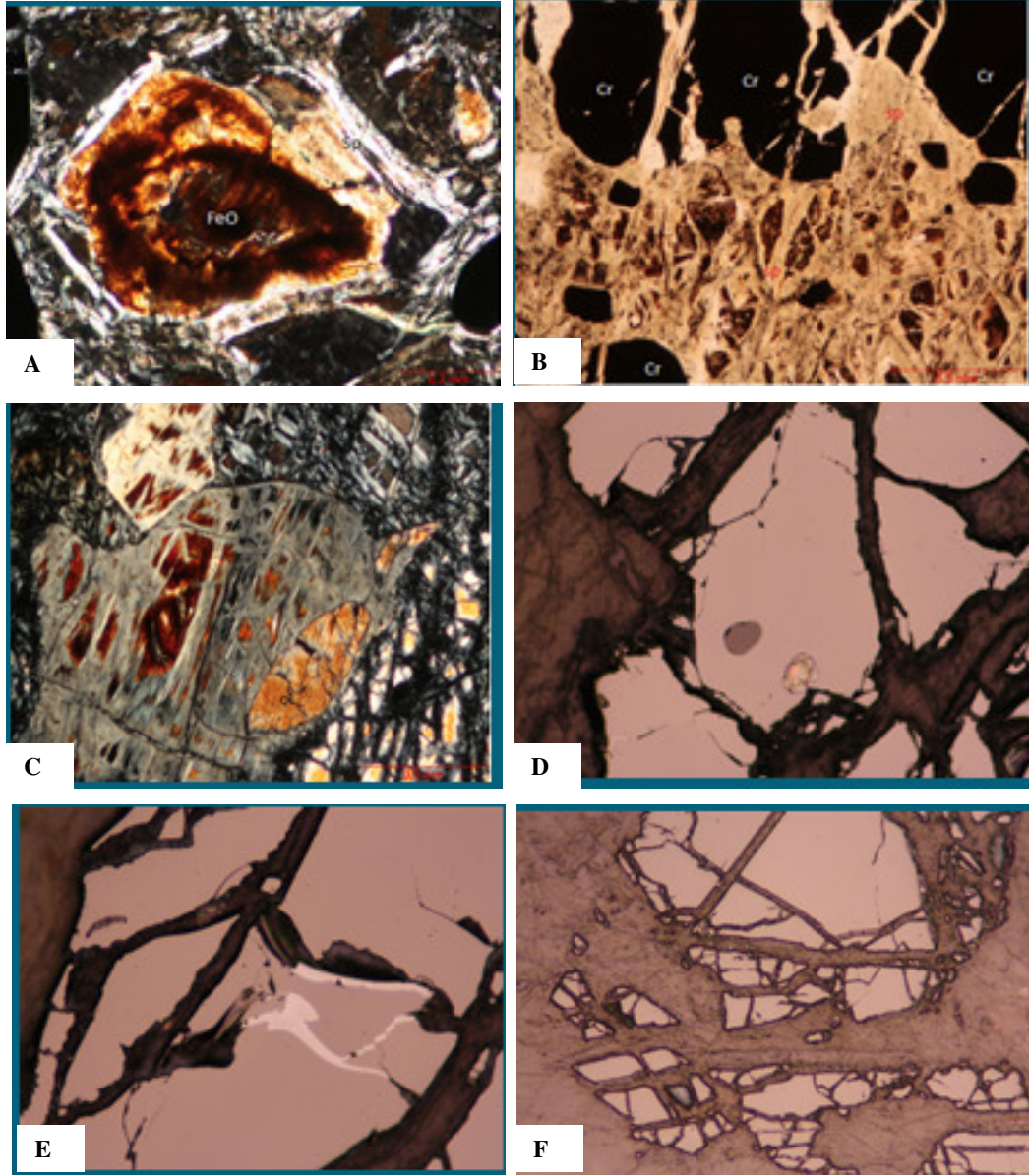


**Şekil 4.5.** Çalışma alanında gabroların arazi görünümü

Petrografik analizlerde gabrolar, holokristalen - hipidiyomorf taneler dokuya sahip olup, % 68 plajiyoklas, % 22 Piroksen ve % 6 olivinden oluşmaktadır. Özşekilsiz taneler halinde izlenen plajiyoklas mineralleri ortalama 0.8 mm, piroksen mineralleri ortalama 0.48 mm ve olivin taneleri ortalama 0.88 mm tane boyuna sahiptir. Olivin minerallerinde kloritleşme ve opasitleşme yaygındır (Foto. 4.6).



**Fotoğraf 4.6.** İncekesit 17, +N, gabroların mikroskop görünümü



**Foto. 4.7.** İnce ve parlak kesit görüntüleri. A: Dunit içerisinde opaklaşmış (FeO.OH) olivin, B: Serpantinleşmiş harzburgit içerisinde opak mineraller (kromit), C: Meç dokulu serpantinleşmiş yuvarlak yapılı olivin, D, E,F: (Parlakkesit) Yuvarlak kırık ve çatlaklarına gang mineralleri yerleşmiş kromit kristalleri, ölçek: resilerin boyutları 0.7 mm.

#### 4.3.2. Otokton Birimler

##### 4.3.2.1 Sulakyeri formasyonu (Ts)

Sümengen vd., (1986), tarafından adlandırılan formasyon, akarsu ve gölsel fasiyes

topluluğundan oluşmaktadır. Akarsu çökelleri daha çok çakıltası ve kumtaşından, gölsel çökeller ise bol bitki kırıntılı, çakıltası ara düzeyli kireçtaşı ve kumlu kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kırmızı ve sarımsı renk formasyonun ayırtman özelliğidir. Ölçülen kalınlığı 500m civarındadır (Foto. 4.8).



**Fotoğraf 4.8.** Sulakyeri formasyonu (ts), ofiyolitler (of) ve Aygörmezdağı napının dokanakları.

Formasyona stratigrafik olarak yaş verilmiştir. Geç Kretase yaşlı Kireçlik yayla karışığı üzerine uyumsuz olarak gelmesi, Eosen yaştaki Malakköy formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmesinde dolayı formasyonun Paleosen yaşlı olduğu düşünülmektedir (Foto. 4.9).



**Fotoğraf 4.9.** Sulakyeri formasyonu ait gölssel kireçtaşları.

#### **4.3.2.2 Malakköy formasyonu (Tm)**

Altta kalınlığı 5 - 10 m arasında taban çakıltaşları ile başlar, üstte doğru çakıltaşı ve sarı, kırmızı, killi kumlu kireçtaşı ardalanmasına geçer. Türbididik kumtaşı, kıltaşı ve çamurtaşı formasyonun en üst düzeyini oluşturmaktadır. Ancak bu özellikler her yerde izlenemez, kimi yerlerde çakıltaşı - kumtaşı ardalanmasından oluşur.

#### **4.3.2.2 Köprübaşı formasyonu ( Tk )**

Bu formasyon altta çakıltaşları ile temsil edilmekte, kumtaşı, tüfit ve kireçli marn ardalanmasına geçmektedir. En üst seviyeler tüfit ve travertenlerden oluşmaktadır (Foto. 4.10). Formasyon alttaki birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Foto 4.11).



**Fotoğraf 4.10.** Köprübaşı formasyonunun görünümü ve üst seviyelerde gözlenen tüfit seviyeleri



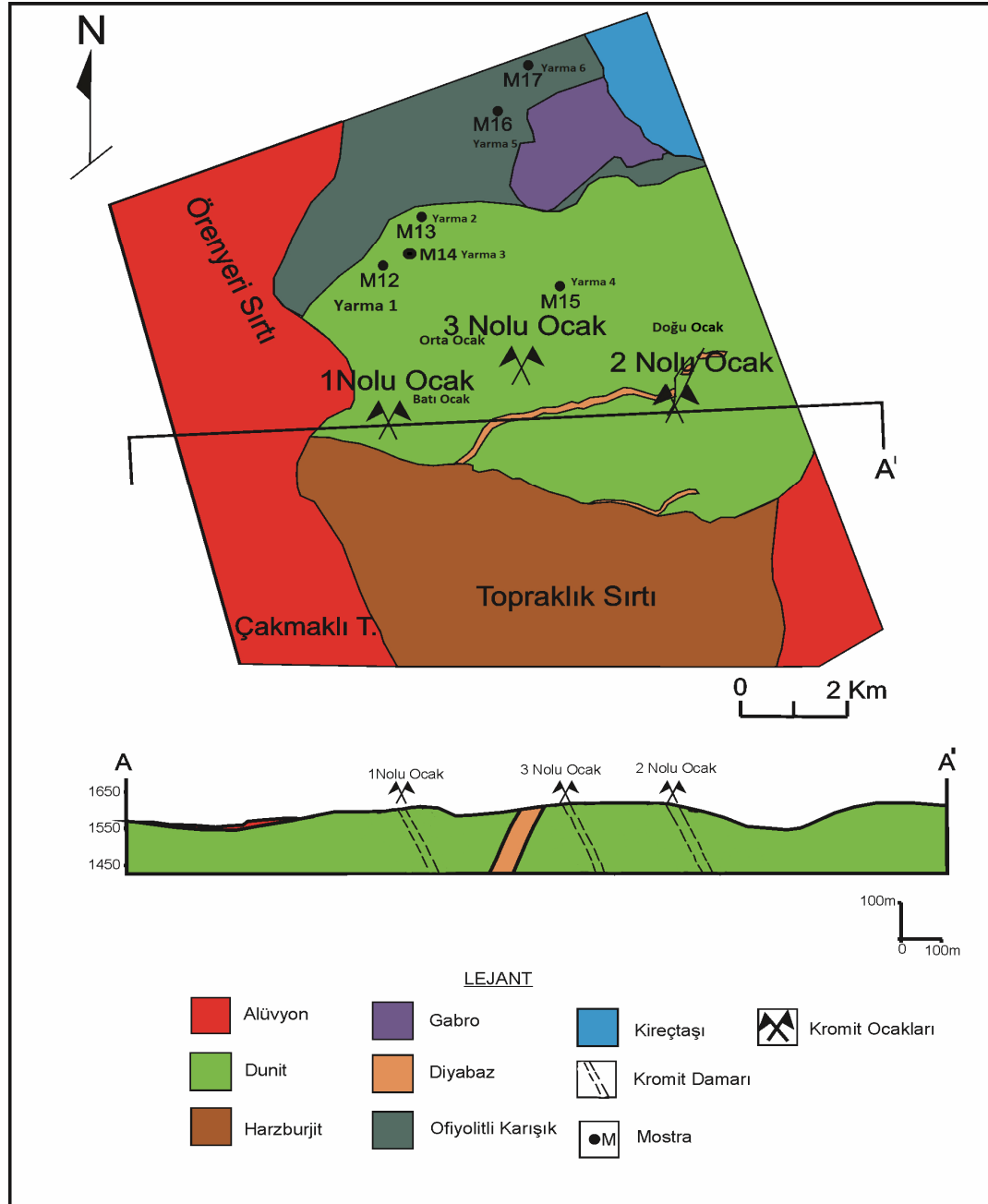
**Fotoğraf 4.11.** Ofiyolitlerin (of) üzerine uyumsuz olarak gelen Köprübaşı formasyonu (tk).

#### 4.4. Cevherleşme

Kılıçmehmet bölgesinde yüzeyleyen ofiyolitlere bağlı kromit cevherleşmeleri genellikle bantlı şekilde gözlenmektedir. Kromitlerin tenörleri %12.25 - %28.95 arasında değişmektedir. Bölgede önceden çalışılmış 1 ocak ve şuan çalışmakta olan 2 adet ocak bulunmaktadır. Ocaklar harici bölgede 6 adet mostra bulunmaktadır (Şekil 4.5).

Kromit bantları düzgün şekilde gözlenmekte ve birbirine paralel zonlar halinde bulunmaktadır. Cevherli zonlar K 10°-30° D istikametinde ve GD' ya dike yakın eğimlidir. Cevherli zonlar 1-14 metre kalınlığında, 65-330 metre arası doğrultu boyu ve 50-100 metre arası eğim boyu devamlılığı sunmaktadırlar.

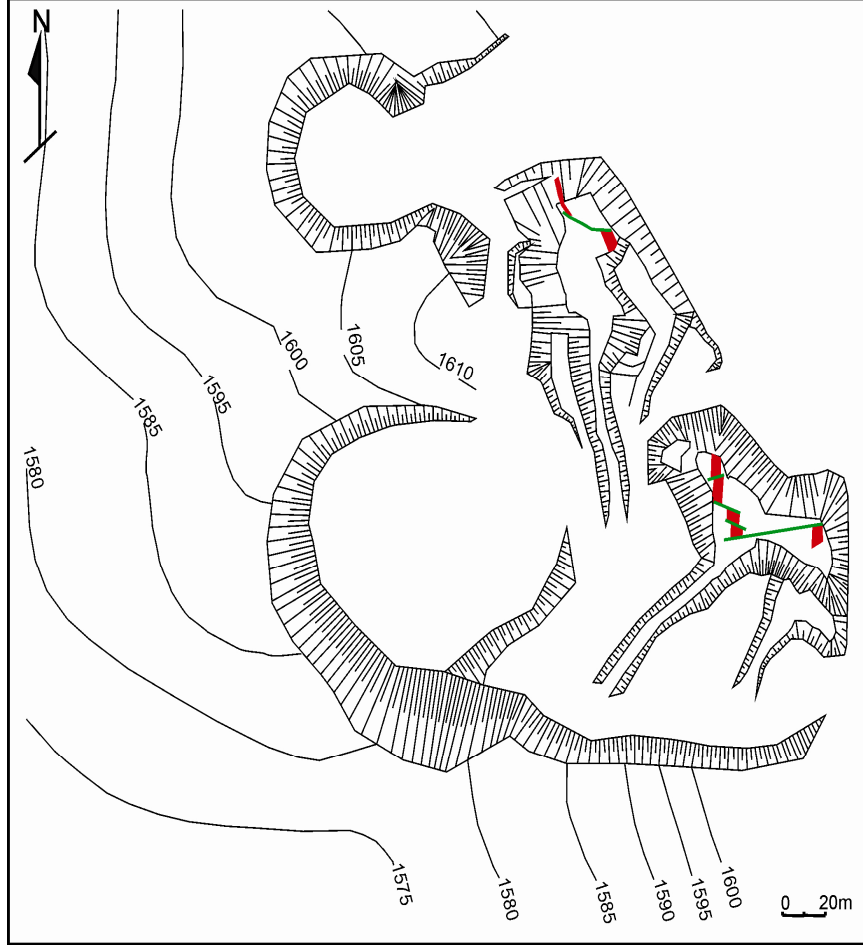
Çalışma ocakları ve mostralar üzerinde yapılmıştır.



Şekil 4.5. Kılıçmehtem bölgesinde bulunan kromit ocakları ve mostraların görünümü

#### 4.4.1. Batı Ocak (1 No'lu Ocak)

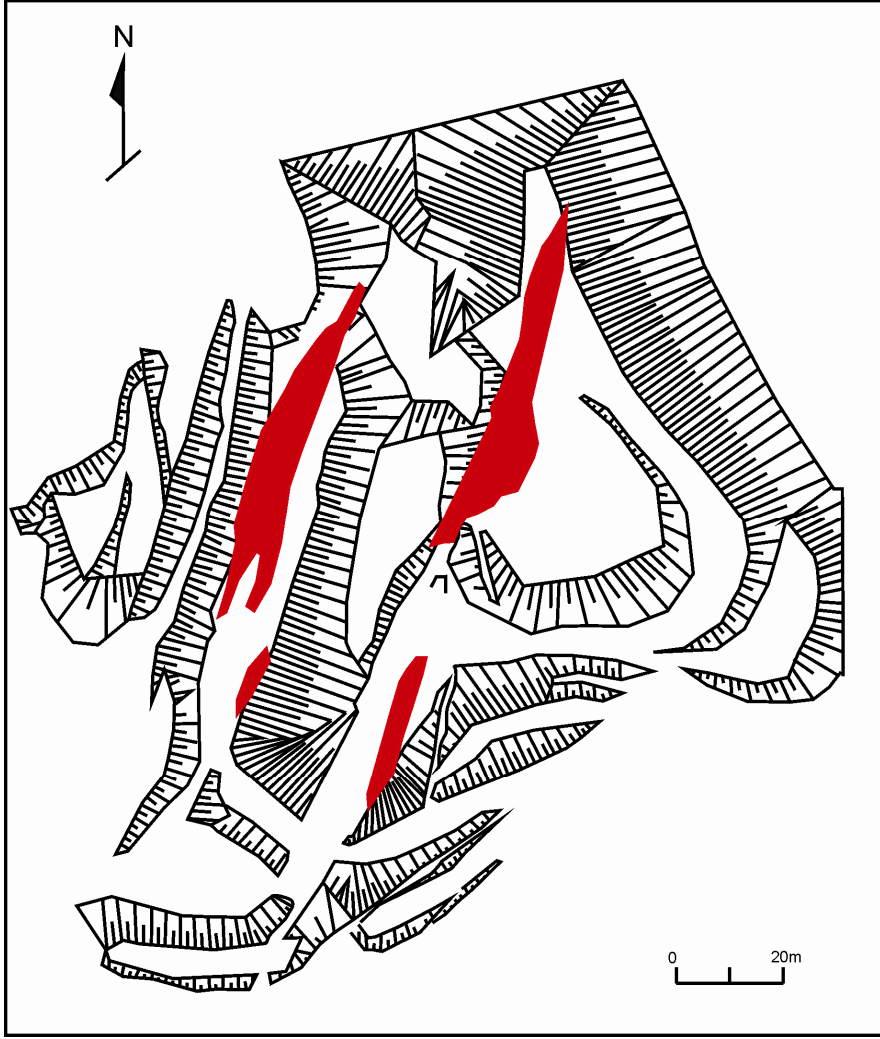
Çalışma alanının doğusunda bulunan ocakta kromit damarı K3°D istikametinde, 85° ile GD' ya eğimli olarak bulunmaktadır. Doğrultu boyu 65 metre, eğim boyu devamı 94 metre ve ortalama kalınlığı 5 metredir. Cevherin doğrultu boyu devamlı D-B uzanımlı sol yönlü faylar ile devamlı olarak kırılmaktadır (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Batı ocak imalat haritası ve kromit damarlarının kırılması

#### 4.4.2. Doğu Ocak (2 No'lu Ocak)

Çalışma alanını batısında bulunan ocakta kromit damarları birbirine paralel halde K25°D istikametinde, 80° ile GD' ya eğimli olarak bulunmaktadır. Cevherlerin in doğrultu boyu 330 m, eğim boyları 65 metre ve ortalama kalınlıkları 5 ile 14 m arasında değişmektedir (Şekil 4.7).



**Şekil 4.7.** Doğu ocağın imalat haritası ve kromit damarlarının boyutları.

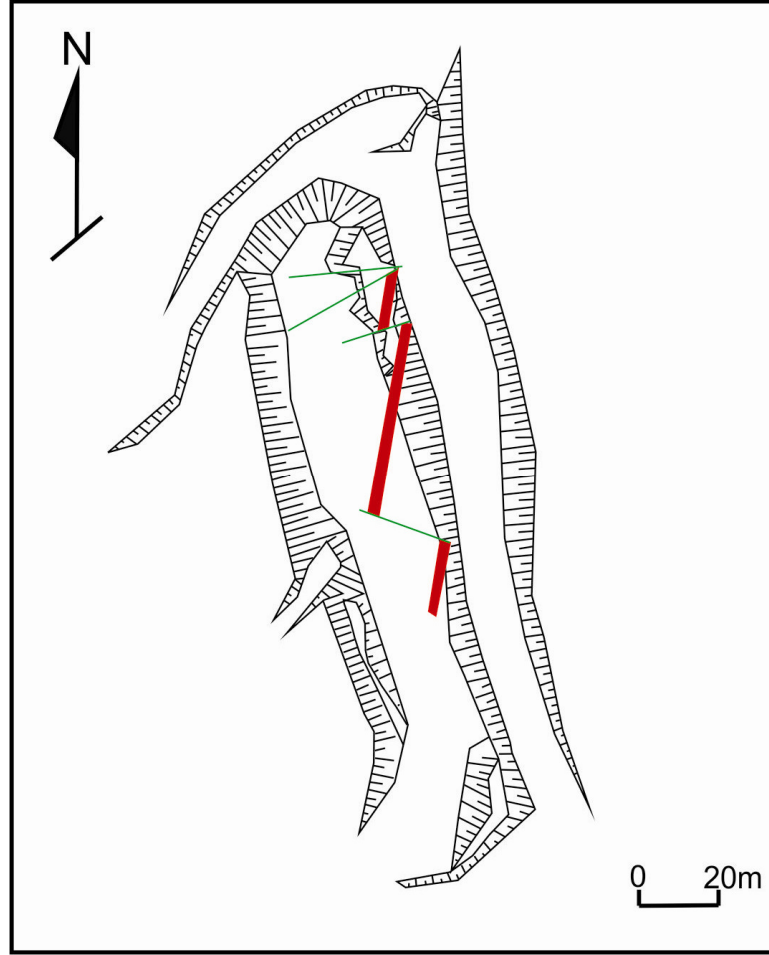
Cevherler ocak içinde düzgün bantlar halinde görülmektedir. Birbirine paralel iki zon halinde gözlenmekte ve 1610 yüzey kotundan 1555 taban kotuna kadar kesilmeden devam etmektedir. Doğrultu boyu devamı atımları az doğrultu atımlı sol yönlü faylarla ara ara kesilmektedir (Foto 4.11).



**Fotoğraf 4.11.** Doğu ocağın ve cevherli zonların görünümü.

#### **4.4.3. Orta Ocak (3 No'lu Ocak)**

Doğu ve batı ocaklarının arasında bulunan orta ocakta, kromit damarının toplam doğrultu boyu 85 metre ortalama kalınlığı 2.5-3 metre arasındadır. Cevherin eğim boyu ise ocağın üst kesimi olan 1610 kotundan taban kotu olan 1590 kotuna kadar kesintisiz gelmekte ve tabana doğrudan devam etmektedir (Şekil 4.8).



**Şekil 4.8.** Orta ocak maden imalat haritası ve kromit damarlarının durumu.

Ocak içerisinde kromitler diğer ocaklardaki gibi bantlı yapıdadır. Bantlar  $K10^{\circ}$ - $30^{\circ}$ D ve  $82^{\circ}$  ile GD'ya eğimli olarak bulunmaktadır. Cevherleşme üç kez D-B uzanımlı doğrultu atımlı sol yönlü faylarla kesilmekte ve yine cevher tektonik olarak sonlanmaktadır (Foto 4.13).



**Fotoğraf 4.13.** Orta ocak bantlı kromitin genel görünümü ve kromit damarının tektonik olarak sonlanması

#### 4.4.4. Yarma 1 (M12)

Yarma 1, çalışma alanının kuzeybatısında bulunmaktadır. Kromit bantları 2-3 cm arasında gözlenmektedir. Konum olarak K10°D istikametinde, 75° ile GD'ya eğimli olarak bulunmaktadır. Cevherli zonun ortalama kalınlığı 1.5-2 m olup yarma içerisinde takip edilen doğrultu boyu devamı 5 metredir (Foto 14).



**Fotoğraf 4.13.** Yarma 1' de gözlenen düzensiz kromit bantları

#### 4.4.5. Yarma 2 (M13)

Yarma 2, çalışma alanının kuzeyinde yer almaktadır. Yarma içerisinde kromit bantları 1-2 cm arasında düzensiz bantlar şeklindedir. Cevherli zon 1 metre kalınlığında ve  $165^\circ$  istikametinde  $86^\circ$  ile GB' ya eğimlidir. Yarma içerisindeki cevherin takip edilen boy devamı 7 metredir (Foto. 4.14).



**Fotoğraf 4.14.** Yarma 2'de gözlenen düzensiz kromit bantları

#### 4.4.6. Yarma 3 (M14)

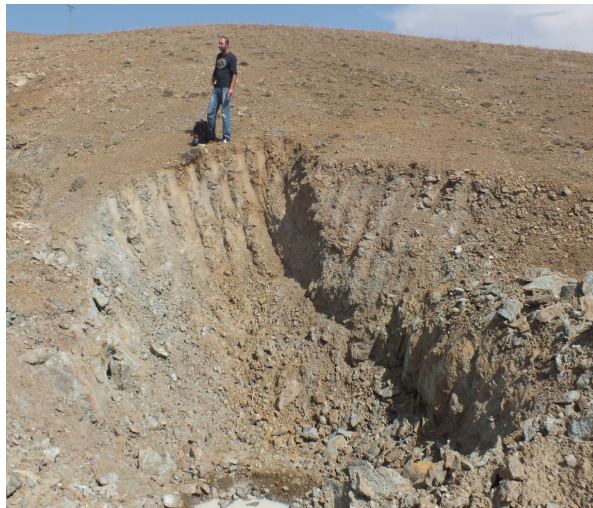
Yarma 3, orta ocağın doğusunda bulunmaktadır. Yarma içerisinde kromit bantları 3 cm kalınlığında ve düzenli şekilde gözlenmektedir. Cevherli zonun kalınlığı 15 cm, takip edilebilen doğrultu boyu 7 metredir. Kromit bantları, K15°D istikametinde, 55° ile KB' ya eğimlidir (Foto. 4.15).



**Fotoğraf 4.15.** Yarma 3'de gözlenen kromit bantları

#### 4.4.7. Yarma 4 (M15)

Yarma 4, Doğu Ocak ile Orta Ocak arasında bulunmaktadır. Yarma içerisinde 4 metrelik bölümde dissemine şekilde dunitlerin içerisinde bulunmaktadır (Foto.4.16).



**Fotoğraf 4.16.** Dissemine kromitler içeren yarma 4.

#### 4.4.8. Yarma 5 (M16)

Yarma 5, çalışma alanının kuzey doğusunda bulunmaktadır. Kromit damarı dunitlerle primer geçişli ve 15 cm kalınlığındadır. Konum olarak 95° istikametinde ve 55° ile KD' ya eğimlidir. Boy devamı üst kesimlerinde takip edilememektedir (Foto.4.17).



**Fotoğraf 4.17.** Yarma 5'de görülen kromit damarı.

#### 4.4.9. Yarma 6 (M17)

Yarma 6 içerisinde kromit damarlar üst kesimde silisifike dunitler içerisinde primer dokanaklı ve alt kesimlerde tektonik zon içerisinde gözlenmektedir. Dunitlerle primer geçişli olan bantlar K15°D istikametinde, 35° ile KB' ya eğimli olarak bulunmaktadır. Cevherli zonu kalınlığı 50 cm' dir (Foto 4.18).



**Fotoğraf 4.18.** Yarma 6'da silisifike dunitlerle primer geçişli ve tektonik zon içerisinde gözlenen kromit damarı

#### **4.5. Jeokimyasal Analizler ve Kromitlerin Sınıflandırılması**

Çalışma alanı ve ocaklar içerisinde alınan 8 adet kromit numunesi üzerinde yapılan kimyasal analizler yapılmıştır. Kimyasal analizler sonucunda çıkan % oksit, iz element (ppm) ve hesaplanan rasyo değerleri Çizelge 4.10' de verilmiştir.

##### **4.5.1. Kromit cevherlerinin ana oksit değerleri**

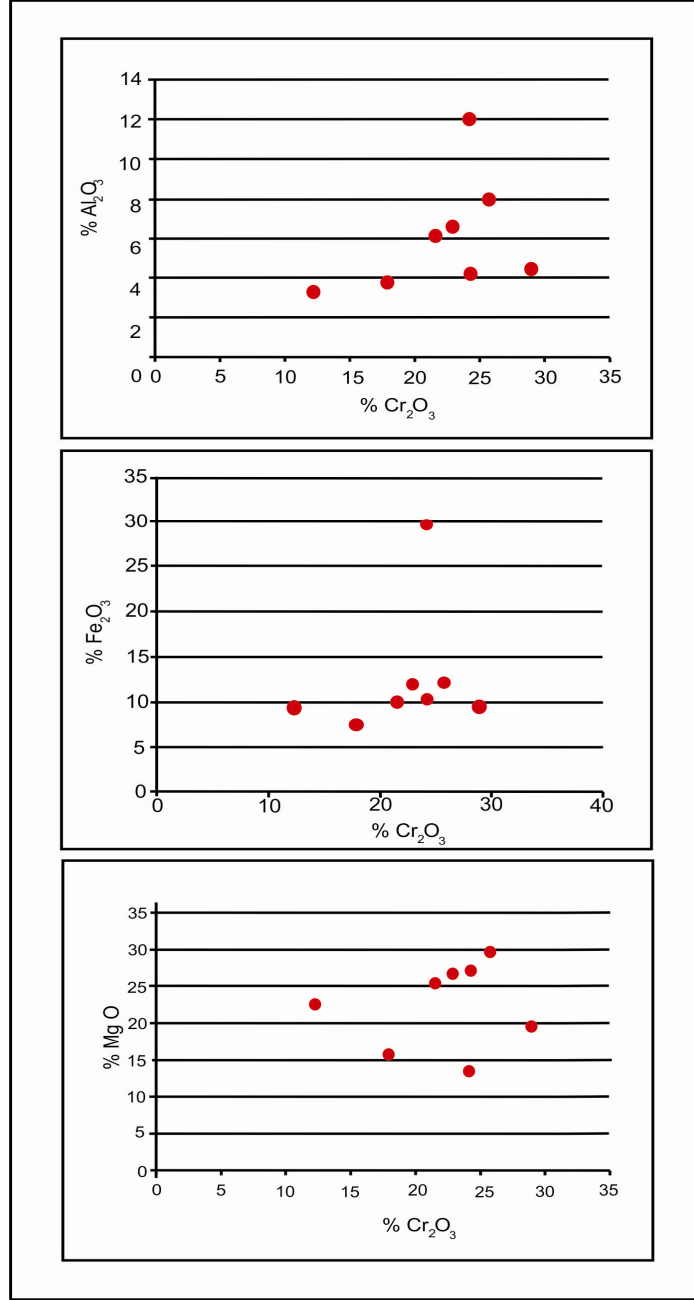
Kromit numulerinden yapılan kimyasal analizlere göre, kromitlerin % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği % 12,25-28,95 arasındadır. Kromitler içerisindeki % oksit değerlerinde Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve MgO olan diyagramlarında pozitif korelasyon gösterirken hiçbir oksit ile negatif korelasyon göstermemektedir (Şekil 4.9).

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<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'in konsantrasyonuna bağlıdır (Zhou vd., 1998). Podiform kromitlerin bileşimleri geniş bir aralıkta dağılım gösterirler, fakat tipik olarak yüksek Al (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> >%25) veya yüksek Cr (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>= % 45-60) olarak ayrılırlar (Leblanc ve Nicolas, 1992). Yüksek Al kromitler genelde trakit daykları ile birlikte bulunurlar (Thayer, 1964; Hock vd., 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 vd., 2001). Çalışma alanına ait kromit numunelerinin ortalama Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği % 22,21, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği % 6,03 ve MgO içeriği % 22,56 civarındadır. Kromitlerin bantlı yapıda olduğu düşünüldüğü takdirde Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değeri düşük çıkması normalken, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve MgO değerlerinin düşük olması çalışma alanının kromitlerin düşük Al ve yüksek Cr'lu kromit özelliğine daha yakın özellikler sunmaktadır.

**Çizelge 4.10.** Çalışma alanından alınan kromit örneklerini % oksit, iz element (ppm) ve bu değerlerden hesaplanan rasyo değerleri.

Numune	OC1	OC2	M12	M13	M14	M15	M16	M17
SiO <sub>2</sub>	16,29	21,65	12,08	16,42	20,85	28,33	5,56	12,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,97	4,14	3,71	6,12	6,63	3,24	12,03	4,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,19	10,36	7,53	10,02	11,97	9,38	29,64	9,44
MgO	29,69	27,15	15,69	25,45	26,76	22,56	13,39	19,81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,76	24,25	17,89	21,56	22,87	12,25	24,16	28,95
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,07	0,04	0,14	0,09	0,02	0,92	0,1
CaO	0,04	1,59	20,92	5,65	1,18	7,58	5,21	7,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,009	0,006	0,01	0,009	0,011	0,014	0,008	0,009
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
SrO	<0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03
MnO	0,04	0,08	0,06	0,04	0,04	0,11	0,25	0,35
FeO	1,16	0,26	0,19	0,13	0,19	0,13	7,42	0,13
<b>Toplam</b>	<b>93,339</b>	<b>89,576</b>	<b>78,14</b>	<b>85,569</b>	<b>90,611</b>	<b>83,634</b>	<b>98,618</b>	<b>83,289</b>
Cr	5,80	6,33	7,10	5,85	5,78	4,27	5,55	8,43
Al	2,67	1,61	2,20	2,47	2,50	1,69	4,12	1,91
Fe <sup>+3</sup>	2,61	2,58	2,84	2,59	2,88	3,11	6,48	2,62
Fe <sup>+2</sup>	0,28	0,07	0,08	0,04	0,05	0,05	1,80	0,04
Mg	12,59	13,37	11,74	13,01	12,75	14,83	5,79	10,87
Cr# (Cr/ Cr+Al)	0,68	0,80	0,76	0,70	0,70	0,72	0,57	0,81
Mg# (Mg / Mg+ Fe <sup>+2</sup> )	0,98	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	0,76	1,00
Cr/ Fe(Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup> )	2,01	2,39	2,43	2,23	1,97	1,35	0,67	3,17
<b>İz Elementler (ppm)</b>								
As	3,8	3,6	<5	3	4,9	4,8	4,8	10,6
Cd	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Ce	0,03	0,03	0,02	0,03	0,13	0,1	0,12	0,15
Co	100,5	97,7	47,7	70,8	104,5	97,2	165,5	85
Cu	1,9	10,7	1,4	1,6	1,5	1	35,2	15,3
Ga	8,27	6,84	3,09	5,24	8,87	5,69	44,2	5,38
Ge	0,07	0,06	0,05	0,05	0,17	0,18	0,43	0,15
Li	0,3	1,1	0,8	0,9	1	1	1,2	179,5
Mn	680	636	361	567	735	837	1770	2330
Mo	0,38	0,18	0,18	0,16	0,43	0,48	0,28	0,51
Ni	1430	1400	872	1200	1455	1285	688	1485
Pb	0,7	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,1
Sb	1,36	1,25	1,58	1,35	1,48	2,45	0,76	0,12
Sc	3,7	4,1	1,9	2,4	5	3,8	14,3	2,9
Sr	0,7	35,1	94,4	179,5	29,7	91,2	70,1	197,5
V	196	177	98	145	268	189	2160	162
Zn	111	94	38	66	121	101	529	134



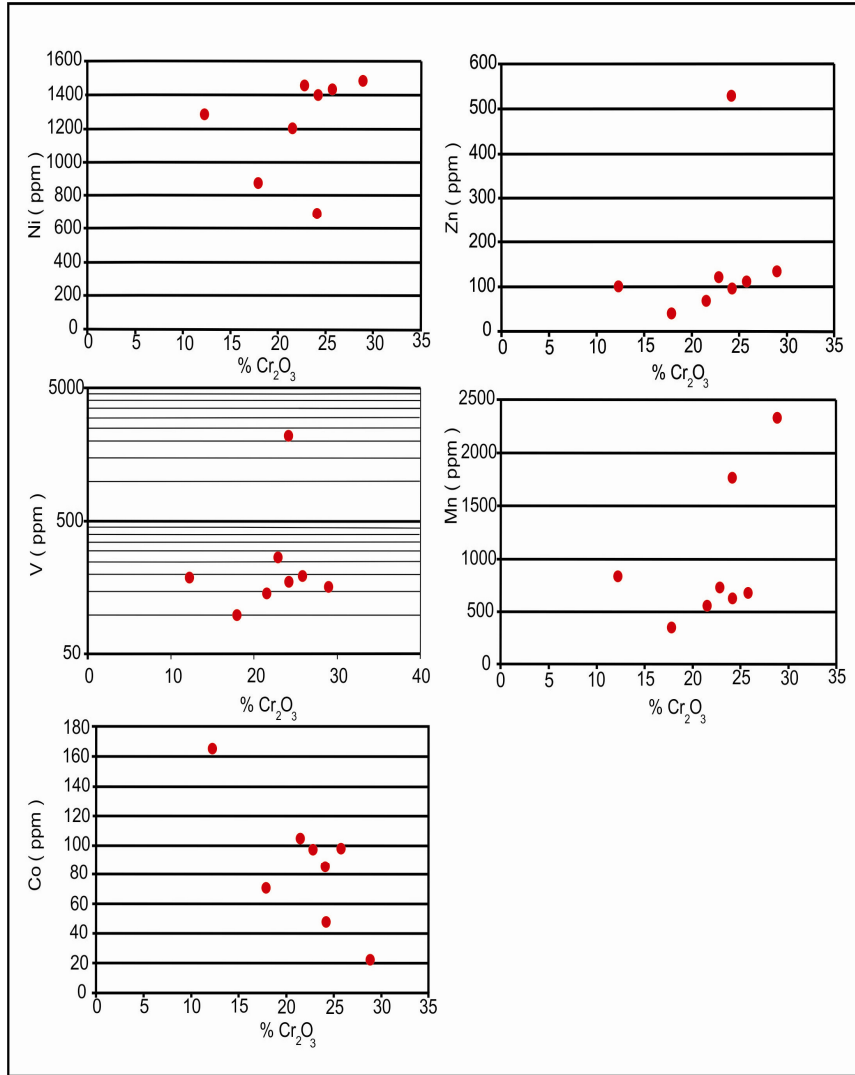
Şekil 4.9. Kromit numuleri içerisindeki % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ile ana oksitlerin korelasyon grafikleri.

#### 4.5.2 Kromit analizleri ile belirlenen iz element değerleri

Kromitler içerisindeki %Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oranı ile Ni, V, Zn ve Mn ile pozitif korelasyon gösterirken, Co ile negatif bir korelasyon göstermektedir (Şekil 4.9).

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 manyetitın yapısına girer. Co elementi, iyonik yarıçapı ve elektronegatiflik değerlerinin benzerliği nedeniyle Ni'in yer aldığı tüm minerallerin yapılarına girer (Baş ve Terziođlu.,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 vd., 1998).



Şekil 4.10. Kromitler içerisindeki %  $Cr_2O_3$  ile iz elementler arasındaki korelasyon grafikleri

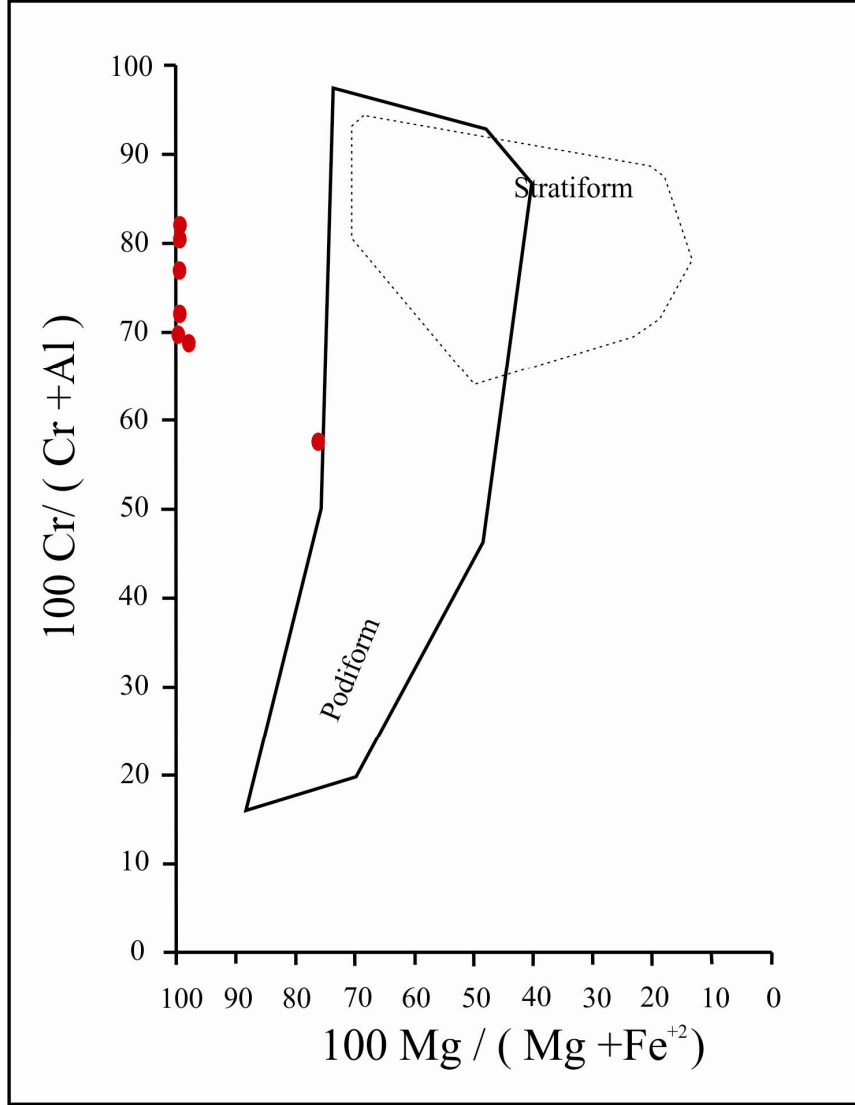
#### 4.5.3 Kimyasal Analizlerden Elde Edilen Cr, Al, Fe<sup>+2</sup> ve Fe<sup>+3</sup> Değerlerinin Yorumlanması ve Podiform-Stratiform Diyagramında Değerlendirilmesi

Çalışma alanında bulunan ocaklar ve yarmalardan alınan 8 adet numunenin Cr, Al, Mg ve Fe<sup>+2</sup> değerleri kimyasal analizlerden elde edilen veriler ile hesaplanmıştır. Kromitler içerisinde Cr rasyosunun (Cr / (Cr + Al)) ortalama değeri 0.72, Mg rasyosunun (Mg / (Mg+Fe<sup>+2</sup>)) ortalama değeri 0.96 olarak hesaplanmıştır.

Stratiform kromitlerin Cr rasyosunun (Cr/ (Cr+Al)) 0.6'dan düşük değerlerdedir (Dick ve Bullen, 1984; Arai, 1994a,b). Podiform kromitler içerisindeki Cr rasyosunun 0.2-0.9 aralığında geniş bir aralık sunabilir. Genellikle Cr rasyoları 0.4' den büyük ve 0.7 - 0.8 aralığında bir dağılım sunmaktadır (Arai ve Yurrimoto, 1994).

Stratiform kromitlerin Cr/ Fe oranı 1.5 - 2 arasında iken, podiform kromitlerin Cr/Fe oranı 2' den büyük değerlerdedir (Tathavadkar vd., 2004). Çalışma alanındaki kromitlerin Cr /Fe oranı 0.67 ile 3.17 arasında ve Cr rasyolarının ortalama 2.03 olması ile kromitler, podiform kromit özelliği taşımaktadır.

Kimyasal analizlerden hesaplanan değerler 100Cr/(Cr + Al) ve 100Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>) diyagramına yerleştirilmiştir. Numunelerden hiçbiri stratiform ve podiform kromit alanına düşmemiştir (Şekil 4.11).



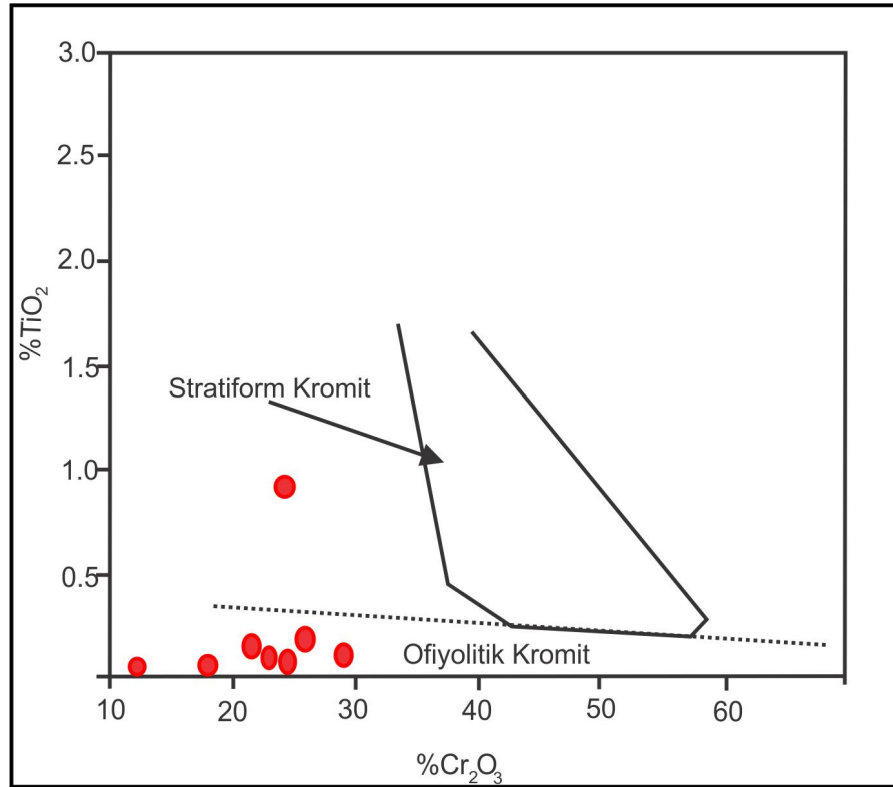
Şekil 4.11. Kimyasal analizler sonucu hesaplanan rasyo değerlerin  $100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) - 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$  diyagramı (Irvine, 1967)

#### 4.5.4. Kromitlerin $\text{TiO}_2\text{-Cr}_2\text{O}_3$ ve $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ Diyagramları İle Sınıflandırılması

Ofiyolitler içerisindeki kromitler genellikle % 0.3' den az  $\text{TiO}_2$  içermektedir (Leblanc ve Nicolas, 1992; Zhou ve Bai 1992). Podiform kromitler içerisindeki yüksek  $\text{TiO}_2$  ( $\approx$  % 0.45) Al' ca zengin kromitler içerisinde gözlenebilmektedir. Yüksek Cr' lu kromitlerde hiçbir zaman  $\text{TiO}_2$  oranı yüksek değildir (Zhou ve Bai, 1992; Melcher vd., 1997, Porenza vd., 1999). Kimyasal analiz sonuçlarına 8 adet kromit numunesinin içerisindeki  $\text{TiO}_2$  değerleri %0.02 - 0.92 arasında değişmektedir.

Kimyasal analiz sonuçlarına göre kromit minareleri  $\text{TiO}_2\text{-Cr}_2\text{O}_3$  diyagramında

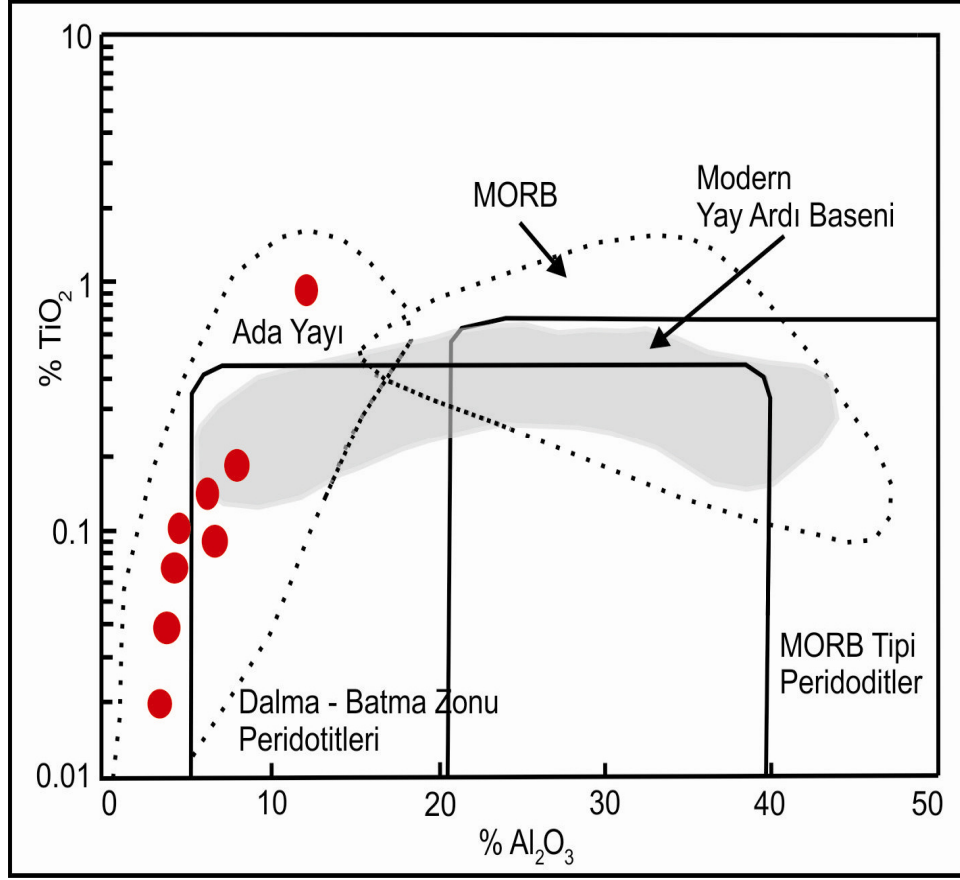
ofiyolitik-stratiform kromit ayırımı yapılmış ve kromit minerallerinin 7 tanesi ofiyolitik kromit alanına düşmüştür (Şekil 4.12).



**Şekil 4.12.** Kromit analizlerinde tespit edilen TiO<sub>2</sub> - Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramı ofiyolitik kromit ve stratiform kromit sınırları (Arai vd., 2004)

Kamenetsky vd. (2001), magmatik spineller içerisinde Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve TiO<sub>2</sub> miktarlarının, bu oksitlerin ana magmadaki konsantrasyonları ile ilişkili olduğunu ve farklı magma türlerini ayırt etmek, tektonik ortamlarını ve manto kaynaklarını bulunması için Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - TiO<sub>2</sub> diyagramını önermişlerdir.

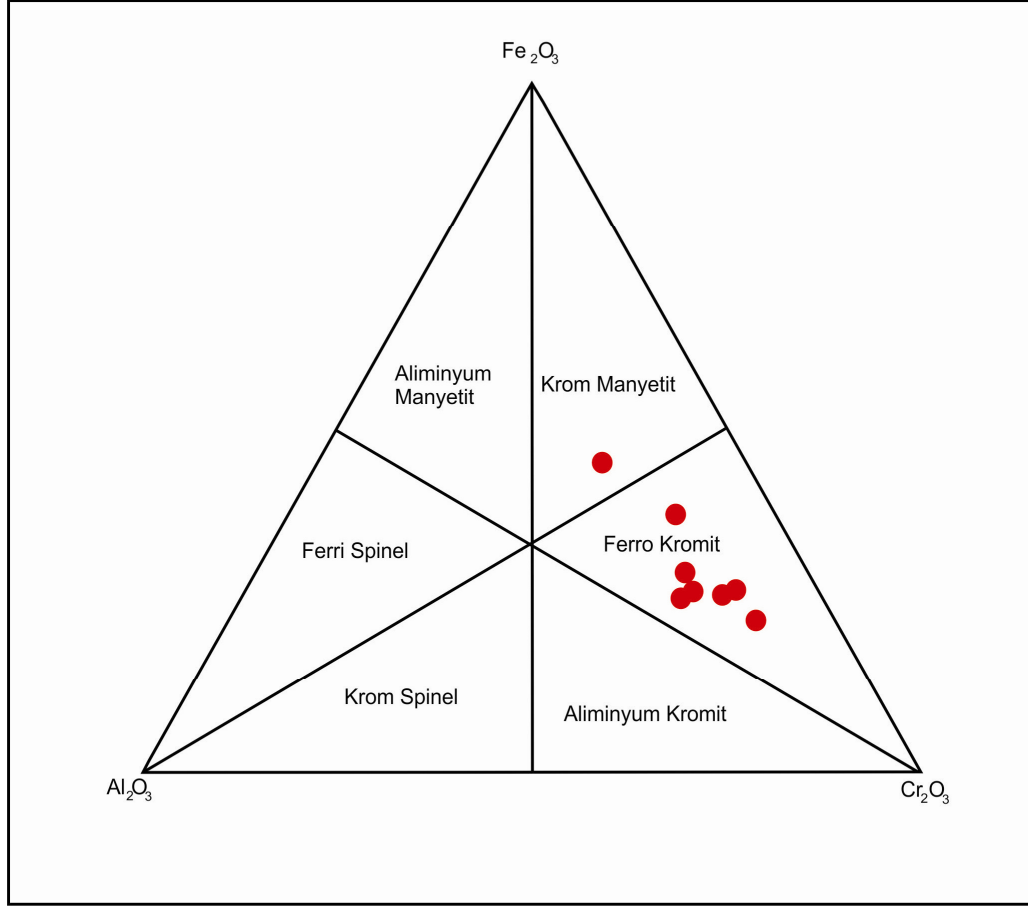
Kromit numunelerinin 2 tanesi % TiO<sub>2</sub> - % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramlarında yay ardı baseni, ada yayı ve dalma batma zonu peridotitleri sınırlarının ortak bölgesi, 6 tanesi dalma-batma zonu peridotitleri ve ada yayı sınırlarının ortak bölgesi içerisinde kalmaktadır (Şekil 4.13).



**Şekil 4.13.** Kromit analizlerinde tespit edilen  $TiO_2 - Al_2O_3$  diyagramı tektonik ortamların sınırları (Kamenetsky, 2001 ve Stern, 2004)

#### 4.5.5. Çalışma Alanına Ait Kromitlerin $Fe_2O_3 - Al_2O_3 - Cr_2O_3$ Stevens Üçgen Diyagramında Sınıflandırılması

Kromit minerallerinin analizlerinden elde edilen  $\% Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  değerleri ile Alüminyum Kromit, Krom Manyetit, Ferri Spinel, Ferrokromit, Krom Spinel ve Alüminyum Manyetit ayırdımı yapan Stevens üçgen diyagramında, 7 tanesi ferrokromit, 1 tanesi ise krom manyetit alanında yer almaktadır (Şekil 4.14).



**Şekil 4.14.**  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  üçgen diyagramı (Stevens, 1944).

## BÖLÜM V

### SONUÇLAR ve TARTIŞMALAR

Çalışma alanı olan Pınarbaşı ofiyoliti içerisinde yer alan Kılıçmehmet bölgesindeki kromit cevherleşmeleri üzerinde yapılan çalışmalardan aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1. Bölgedeki kromitler, ofiyolitlerin üst kesimlerde gabrolara geçiş göstermesinden ve bantlı kromit içermesinden dolayı ultramafik kümülat kesiminde yer almaktadır.
2. Bölgedeki dunitler ve harzburjitler serpantinleşmiş şekilde gözlenmekte ve elek dokusuna sahiptir. Diyabazlar, holokristalen tanesel dokulu, plajioklas, piroksen, az oranda amfibol ve opak minerallerden oluşmakta ve subofitik dokuya sahiptir. Gabrolar, holokristalen - hipidiyomorf tanesel dokuya sahip olup, % 68 plajioklas, % 22 Piroksen ve % 6 olivinden oluşmakta ve granuler dokuya sahiptir.
3. Kromit cevherleşmeleri, K10°-30° doğrultulu ve dike yakın şekilde GD' ya eğimlidir. Cevherli zonların ortalama kalınlığı 1-14 metre arası, doğrultu boyu devamlılığı 65-330 metre arası ve eğim boyu devamlılıkları 50-100 metre arasındadır.
4. Kromit cevherleşmeleri Batı, Orta ve Doğu ocaklarında birbirine yakın doğrultu ve eğimler sunmaktadır. Bu nedenle bölgede birbirine paralel en az 3 farklı zon bulunmaktadır.
5. Bölgede ocaklar haricinde genellikle KD-GB istikametinde 6 adet yarma tespit edilmiştir.
6. Kromitler içerisindeki % oksit değerlerinde  $Cr_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  ve  $MgO$  olan diyagramlarında pozitif korelasyon gösterirken hiçbir oksit ile negatif korelasyon göstermemektedir.  $Al_2O_3$  ve  $MgO$  değerlerinin düşük olması çalışma alanının kromitlerin düşük Al ve yüksek Cr' lu kromit özelliğine daha yakın özellikler sunduğu tespit edilmiştir.
7. Kromit minerali bünyesinde bulunan  $Cr_2O_3$ , iz elementler ile karşılaştırılması sonucunda, %  $Cr_2O_3$ , Ni, V, Zn ve Mn ile pozitif korelasyon gösterirken Co ile negatif korelasyon gösterdiği belirlenmiştir

8. Kromitlerin Cr/Fe(t) rasyosunun 0.67 ile 3.17 arasında değerlere sahip olması ve Cr rasyosunun (Cr/(Cr+Al)) 0.72 olması ile podiform kromit özelliği taşıdığı belirlenmiştir.
9. Kromitler, % TiO<sub>2</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> grafięine göre ofiyolitik kromit olarak belirlenmiştir.
10. Kromitler, %TiO<sub>2</sub> ve %Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerleri ikili diyagramında dalma–batma zonu (SSZ) ofiyolitleri ve ada yayı ortamında oluştuğu belirlenmiştir.
11. Kromitler, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> üçgen diyagramına göre ferrokromit olduğu belirlenmiştir.
12. Bölgedeki kromit cevherleşmelerinin birbirine paralel zonlar sunduğu göz önüne alındığı takdirde, aramaların doğu ve batı yönlere doğru artırılması ile yeni zonlar bulunabilecektir.

## KAYNAKLAR

Abdüsselamoplu, Ş., “Kayseri-Adana arasındaki Doğu Toroslar bölgesinin Jeolojisi”. *Maden Tetkik Arama Enst., Ankara*, derleme no: 3264, 1962.

Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö.F. ve Kaymakçı, N., “Gourgaud, A., Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey”: Implications for mantle sources and melting processes. *Lithos* **86**, 50-76. doi:10.1016/j.lithos, 2009.

Anıl, M., “Pozantı-Karsantı, Mersin ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitleri içinde görülen kromitlerdeki dönüşüm ve bazı platin grubu mineralleri”, *Akdeniz Üni. Müh. Fak. Dergisi*, **7**, 31-44, 1992.

Anonymous, “Penrose Field Conference on ophiolites,” *geotimes*, **17**, 24-25. 1972,

Arai, S., “Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks a potential guide to magma chemistry, department of earth sciences”, *Faculty of Science, Kanazawa University*, Kanazawa 920, Japan, 1997.

Arai, S. and Yurimoto, H., “Podiform chromitites of the tari-misaka ultramafic complex, southwestern Japan as mantle-melt interaction products”. *Economic Geology* **89**, 1279–88, 1994.

Arai, S., Uesugi, J. ve Ahmed H. A., “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, 2004.

Ballhaus, C., “Origin of podiform chromite deposits by magma mingling”. *Earth Planet Sci. Lett.* **156**:185–193. 68,1998.

Barnes, S.J., “The distribution of chromium among orthopyroxene, spinel and silicate liquid at atmospheric pressure”. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50(9)**: 1,889-1,909. doi: 10.1016/0016-7037(86)90246-2,1986.

Beccaluva, L. and Serrì, G., “Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from Intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting”. *Tectonophysics*, **146**, 291-315, 1988.

Bloomer, S.H. and Hawkins, J.W., “Petrology and geochemistry of Boninite series volcanic rocks from Mariana trench”. *Contrib. Mineral Petrol.*, **97**, 361-377, 1987.

Boudier, F. and Nicolas, A., “Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite”. *Journal of Petrology*, **36**, 777-796, 1995.

Boudier, F., Nicolas, A. and Ildouf, B. “Magma chambers in the Oman ophiolite: Fed the top and the bottom”. *Earth Planet Sci. Lett*, **144**, 239-250, 1996.

Brown, G.M., “The Layered ultrabasic rocks of Rum”, *Inner Hebrides, Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **B**, 240, 1-53, 1956,

Cameron, W.E., “Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolites, Cyprus. Contrib”. *Mineral. Petrol.*, **89**, 239-255, 1985.

Cameron, W.E., Nisbet, E.G. and Dietrich, V.J., “Boninites, Komatiites and ophiolitic basalts”. *Nature*, **280**, 550-553, 1979.

Casey, J.F. and Dewey, J.F., “Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple junction evolution, and forearc spreading centers—implications for ophiolite geology and obduction”. in: GASS, I.G, LIPPARD, S.J., SHELTON, A.W. (eds.), *Ophiolites and Oceanic Lithosphere. Geol. Soc. London, spec. Publ.*, **13**, 269-290, 1984.

Coleman, R.G., “Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges”. *Journal of Geophysical Research*, **v**, 76, p. 1212-1212, 1971.

Coleman, R.G., “Tectonic Setting for Ophiolite obduction in Oman”. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 2497-2508, 1981.

Crawford, A.J., Beccaluva, L. and Serri, G., “Tectono-magmatic evolution of the west Phillipine-Mariana region and the origin of Boninites”. *Earth and Planetary Science Letters*, **54**,346-356, 1981.

Crawford, A.J., Falloon, J.J., and Green, D.H., “Classification petrogenesis and tectonic setting of Boninites”. in: CRAWFORD, A.J. (ed.), Boninites and Related Rocks, *Umvin Hyman, New York*, 1-49, 1989.

Dewey, J.F. and Bird, J.M., Origin and emplacement of ophiolite süite: Appalachian phiolites in Newfoundland”. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 3179-3206. 1971

Dickey, J.S., Hypotesis of origine for podiform chromit deposits, *Geochim. Cosmo, Chim. Acta* **39**, 1975.

Dilek, Y., and Moores, E.,. “Regional tectonics of the eastern Mediterranean ophiolites. In: J. Malpas, E. Moores,A. Panayiotou and C. Xenophontos (eds.), Ophiolites-oceanic crustal analogues. Proceed”. *Int. Troodos Ophiolite Symp., Cyprus, 1987*, p. 295-309., 1990.

Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. and Grundvig, S., Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dike Intrusions (Turkey), Implicationsforthe Neotethyan Ocean. *GSABulletin*, **111**, 8,1192-1216, 1999.

DPT (Devlet Planlama Teşkilatı) madencilik özel ihtisas komisyonu raporumetal madenler alt komisyonu krom çalışma grubu raporu. Ankara *DPT:2626-ÖİK:637*. 2001.

Engin, T., Ofiyolitler ve ofiyolitlere bağlı metal maden yatakları, Magmatik Petrojenez, *Akçakoca-Düzce*, (445-473), 2001.

Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., Winchester, J.A., and Yalnız, M.K., “Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey”. *In: Tectonics and Magmatism in Turkey and its surroundings (edited by Bozkurt, E., 2000*.

Gass, I.G., The Ultrabasic volcanic assemblages of the Troodos massif, Cyprus. in: WYLLIE, P.J. (ed.). Ultramafic and Related Rocks, *John Wiley, New York*, 121-134, 1967.

Gass, L.G., Neary, C.R., Plant, J., Robertson, A.H.F., Simonian, K.O., Smewing, J.D., Spooner, E.T.C. and Wilson, R., Comments on "The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc", by A. Miyashiro, and Subsequent Correspondence i by H. Hynes and A. Miyashiro. *Earth and Planetary Science Letters*, **25**, 236-238. 1975.

George, R. P., Structural petrology of the olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolitic complex *Geo. Soc. Am. Bull.* **89**. 845-865, 1978,

Hawkins, J.W., "Evolution of the Lau Basin-Insights from ODP Leg 135". in TAYLOR, B., NATLAND, J., (eds.), Active margins and marginal basins of the western Pacific. *Am. Geophys. Union Monogr.*, **88**,125-174,1995.

Hickey, R.L. and Frey, F.A., geochemical characteristics of Boninite series volcanics; implications for their source. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**,209-215, 1982.

Irvine, T. N., "Chromian spinels as a petrogenic indicator, Part II", Petrologic Applications. *Canadian Journal Of Earth Sciences* **4**. 71-103, 1967.

Hock, M., Friendr□CH, G., Pluger, W. and Wichowski, A., "Refractory and metallurgic-type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzan, Philippines": *Mineralium Deposita*, **21**. 190-199, 1986.

Jackson, E.D., "Ultramafic cumulates in the stillwater, great, dyke and Bushveld intrusion" (Ed. P.J. WYLLIE), Ultramafic and related rocks, *Wiley and Sons, New York*, 84-96, 1967.

Jackson, E.D., "The origin of the ultramafic rocks by cumulus processes". *Forstsch. Miner.*, **48**, **1**, 128-174,1971.

Jackson, E.D. and Thayer, T.P., "Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and al pine peridotite-gabbro complexes". *24th Int. Geol. Congr., Sect. 2*, 289-296,1972.

Jenner, G.A., Dunning, G.R, Malpas, J., Brown, M. and Brace, T., "Bay of Island and Little port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence onfirm supra-subduction zone origin". *Can. J. Earth Sci.*, **28**, 135-162, 1991.

Johnson, L.E. and Fryer, P., "The First evidence for N-MORB-like lavaş from the outer mariana forearc: Geochemistry, petrography and tectonic implications". *Earth Planet. Sci. Lett.*, **100**, 304-316, 1990.

Juteau, T., "Les Ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie): petrologie d'un fragment de F ancienne croute oceanque tethysience sci"., *These, Tere, Nancy, Mem. N 32*, 692s, 1975.

Juteau, T., "Ophiolites of Turkey". *Ofoliti*, **2**,199-235, 1980.

Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J. and Meffre, S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel": An Empirical Study of Associated Olivine, Cr–spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks, *J. Petrol.* **42**, 655–671, 2001.

Lago, B. L., Rabinowicz M. and Nicolas A., "Podiform chromite ore Bodies: A genetic model". *J. Petrol.* **23**, 103-125. 70,1982.

Leblanc, M. and Nicolas, A., "Ophiolitic chromitites". *Int. Geology Rev.* **34**, 653-686. 1992.

Leitch, E.C., "Island arc elements and arc related ophiolites". *Tectonophysics*, **106**, 3-4,177-203, 1984.

Lehmann, J., "Diffusion Between Olivine and Spinel: Application to Geothermometry". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 64, p. 123-138, 1983.

Lippard, S.J., Shelton, A.W. and Gass, I.G., “The ophiolite of Northern Oman. Mem”. *Geol. Soc. London, 11*, 178, 1986.

Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T.V. and Stumpfl, E.F., “Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan, a study of solid and fluid inclusions in chromite”, *J. Petrol.*, 38, 1419–1458, 1997.

Moores, E.M., “Origin and mplacement of ophiolites”. *Reviews of Geophysics and Space Physics, 20*, 735-760, 1982.

Moores, EM., Louise, H.K. and Dilek, Y., “Tethyan ophiolites, mantle convection, and tectonic "historical contingency: A resolution of the Ophiolite Conundrum”. in: DİLEK, Y, MOORES, EM, ELTHON, D., NICOLAS, A. (eds.) *Ophiolites and Oceanic Crust. Geology Society of America Special Paper 349*, 3-20.,2000.

Moutte, J., “Chromite deposits of the Tiebaghi ultramafic massif, New Caledonia”. *Econ. Geo. 77*. 576-591, 1982.

Murck, B. W and Campbell,I. H.. “The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and ultrabasic melts”. *Geochimica et Cosmochimica Acta V. 50, Issue 9* , P. 1871-1887, 1986.

Nicolas, A, Boudier, F. and Ildofense, B., “Evidence from the Oman ophiolite for active mantle upwelling beneath a fast spreading ridge”. *Nature, 370*, 51-53, 1994.

Nicolas, A., “Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere”. series in petrology and structural geology 4, *Kluwer Academic Publishing, Dordrecht*, p.367, 1989.

Önal, G., Özpeker, I., Doğan, Z., Altıntığ, A. ve Renda, D., “*Türkiye Krom Envanteri, İMMİB, Mart*,” İstanbul, 1995.

Önal, G., Özpeker, I., Doğan, Z., Atak, S. ve Gürkan, V., “Kromit oluşumu, zenginleştirilmesi ve kullanım alanları”, **İTÜ Maden Fakültesi Ofset Atölyesi-**

İstanbul, 1986.

Özer, S., Terlemez, İ., Sümengen, ve Erkan, E., “Pınarbaşı (Kayseri) çevresindeki allohton birimlerin stratigrafisi ve yapısal konumları”: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.XVII/1*, 61-67, 1984.

Papp, J. F., “Chromium life cycle study: U. S. Bureau of Mines information” *Circular 9411*, 94, 1994.

Parlak, O., Delaloye, M. ve Bingöl, E., “Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc related origin of the Mersin ophiolite (Southern Turkey). *Geol. Rundsch*, 85, 647-661, 1996.

Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M., “Suprasubduction Zone Origin of the Pozantı-Karsantı Ophiolite (Southern Turkey) Deduced from Whole-Rock and Mineral Chemistry of the Gabbroic Cumulates. in: E. BOZKURT, J.A. WINCHESTER, J.D.A. PIPER (Editors), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surroundings Area”. *Geological Society, London, Special Publications 173*, 219-234, 2000.

Philipsborn von H., “Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach aeusseren Kennzeichen” *E. Schweizerbart’sche Verl., Stuttgart*, 319 p.,1967.

Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S., “Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites”. in: KOKELAAR, B.P., and HOWELLS, M.F. (eds.) Marginal Basin Geology. *Geological Society of London Special Publication, 16*, 77-89, 1984.

Ramdohr, P., “Die Erzminerale und ihre Verwachsungen”, *Akademi Verlag, Berlin*, 1277 p., 1975

Robertson, A.H.F., “Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region”. *Lithos*, 65: 1-67, 2002.

Roeder, P.L. and Reynolds, I., “Crystallization of chromite and

- chromium solubility in basaltic melts.” *Journal of Petrology* v. 32. 909-934, 1991.
- Searle, M.P. and Cox, J., “Tectonic setting, origin and obduction of the Oman ophiolite”. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 111,104-122, 1999.
- Shervais, J.W., “Birth, death and resurrection: The Cycle of suprasubduction zone ophiolites”. *Geochem. Geophys. Geosyst*, 2, Page Number, 2000 Gc000080., 2001.
- Steinmann, G., “Die Ophiolitischen zonen in der Mediterranean kettengebirgen”: *International Geological Congress, 14\**, Madrid, 2, 638-667, 1927.
- Stern, R.J. and Bloomer, S.H., Subduction zone Infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California Arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, 12, 1621-1636, 1992.
- Stevens, R. E., “Composition of some chromites of the western hemisphere am”. *mineralogist* V. 29/1-2. 1-34. □llus Incl. Index Map, Jan.-Feb. Econ. Geology, 1944.
- Stowe, C. W., “Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time”. *Econ. Geol.* 89. 528-546, 1994.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., “Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach”. *Tectonophysics*, 75, 181-241, 1981.
- Tathavadkar V.D., Antony M.P. and Jha A.,. “An Investigation of the mineralogical properties of chemical grade chromite minerals scandinavian” *Journal of Metallurgy* , vol. 33, no. 2, pp. 65-75(11), 2004.
- Taylor, B., “Rifting and volcaniv-tectonic evolution of the izu-bonin-mariana arc. in TAYLOR, B., FUJIOKA, K., et al. (eds), Proc. Ocean Drill”. *Program. Sci. Results, 126 Ocean Drilling Program, College Station, TX*, 652-672, 1992.

Taylor, R. N. and Nesbitt, R. W., "A Geochemical transect of the Izu-Bonin" *Arc-Trench System. Ophioliti*, **17**, 57-71, 1992.

Thayer, T. P., "Some critical differences between Alpine type and startiform peridotite gabbro complexes": *21. St. Inter Geol. Congr., Copenhagen, Reports.*, **13**. 247-259. 73, 1960.

Thayer, T.P., "Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman - Soridağ District, Turkey": *Econ. Geol.*, **59**. 1497-1524, 1964.

Uysal, İ., Tarkian, M., Sadiklar, M.B. ve Şen, C., Platinum-group-elements geochemistry and mineralogy in ophiolitic chromitites from the Kop mountains, Nourtheastern Turkey, *Can. Mineral.*, **45**, 355-377, 2007.

Waer, L.R. and Brown, G.M., "A note on Rhythmic layering in the ultrabasic rocks of Rhum". *Geol. Mag.*, **88**, 166-168., 1951.

Wager, L.R. and Brown, G.M., "Layered igneous rocks". *London, Oliver and Body*, **588**,. 1968.

Wager, L.R., Brown, G.M. and Wadsworth, W.J., "Types of igneous cumulates". *Journal of Petrology*, **1**, 73-85, 1960.

Wallin, E.T. and Metcalf, R.V. Supra-Subduction zone ophiolites formed in an extensional forearc: trinity terrane, klamath mountains, California. *The Journal of Geology*, **106**, 591-608, 1998.

Whitechurch, H., Juteau, T. and Montigny, R., Role of the Eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo-Tethys. in: Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F. (eds.) the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Spec. Publ. of Geol. Soc. of London*, **17**, 301-319, 1984.

Worst, B.G., The Great Dyke of Rhodesia. *Geol. Surv. South. Rhodesia*, **47**, 239p., 1960.

Vergili, Ö. and Parlak, O., “Geochemistry and tectonic setting of metamorphic sole rocks and mafic dikes from the Pınarbaşı (Kayseri) ophiolite”, *Central Anatolia. Ofioliti*, **30**, 37-52, 2005.

Yılmaz, Y., Allocthonous Terranes in the Tethyan Middle East Anatolia and the Surrounding Regions. in: DEWEY, J.F., GASS, I.G., CURRY, G.B., HARRIS, N.BAV, and ŞENGÖR, A.M.C. (eds), Allocthonous Terranes, *Cambridge University Pres*, 155-168, 1991.

Zhou M.F ve Robinson P.T., Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits; *Economic Geology*, V92, Pp.259 – 262, 1997.

Zhou, M.F. ve Bai, W.J., “Chromite cepsits İn China and their origin”. *Mineralium Deposita* **27**, 192-19, 1992.

Zhou, M.F. ve Robinson, P.T., “High–chromium and high–aluminium podiform chromitites, western China, relationship to partial melting and melt/rock interaction in the upper mantle, int”. *Geol. Rev.*, **36**, 678–686, 1994.

Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J. ve Li, Z., “Podiform Chromitites in The Luobusa Ophiolite (Southern Tibet), Implications for Melt-rock Interaction and Chromite Segregation in The Upper Mantle”, *J. Petrol.*, **37**, 3–21, 1996.

Zhou, M.F., Sun, M., KeayS, R. R., ve Kerrich,W., 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, 1998.

<http://en.wikipedia.org>

<http://minerals.er.usgs.gov>

[www.jmo.org.tr](http://www.jmo.org.tr)

[www.mta.gov.tr](http://www.mta.gov.tr)

<http://earth.s.kanazawa>

## **ÖZ GEÇMİŞ**

Barış TİL 20.08.1975 tarihinde Ankara'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Ankara'da tamamladı. 1998 yılında girdiği Niğde Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Temmuz 2002'de mezun oldu. 2002 yılında Niğde Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans öğrenimine başladı. Evli ve iki çocuk babasıdır.