

552.32 (560-16 )  
T 1650

1996-1204

TÜRKİYE BİLİMSEL VE TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU  
MÜHENDİSLİK ARAŞTIRMA GRUBU

PROJE NO : 202

MAG

ORHANELİ  
ULTRABAZİK KAYAÇLARI VE KROMİTLERİNİN  
PETROLOJİK, KİMYASAL VE MİNERALOJİK  
İNCELENMESİ

Proje Yürütücüsü : Öğ. Gör. Aylâ Tankut

Şubat 1977, Ankara

TÜRKİYE  
BİLİMSEL VE TEKNİK  
ARAŞTIRMA KURUMU  
KÜTÜPHANESİ

TÜRKİYE BİLİMSEL VE TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU  
Mühendislik Araştırma Grubu

Proje No : 202

552,32 (560-16)  
T 1650

ORHANELİ ULTRABAZİK KAYAÇLARI VE  
KROMİTLERİNİN PETROLOJİK, JEOKİMYASAL  
VE MINERALOJİK İNCELENMESİ

Proje Yürütücüsü : Öğ. Görev. Ayla Tankut,  
ODTÜ, Jeoloji Müh. Bölümü.

Bu Proje Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma  
Kurumunun Desteği ile ODTÜ Mühendislik Fakültesi,  
Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Yapılmıştır.

Şubat 1977, ANKARA

Ö N S Ö Z

Bu raporda Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumunca desteklenen MAG-202 sayılı araştırma projesinin sonuçları sunulmaktadır.

Araştırmanın gerçekleştirilmesinde ayrıca Maden Tetkik ve Arama Enstitüsünün de katkısı olmuş ve arazi çalışmaları için gerekli taşıt sorunu büyük ölçüde enstitünün yardımları ile çözülebilmıştır.

Petrografik incelemeler Orta Doğu Teknik Üniversitesi Optik Laboratuvarlarında, kimyasal analizler Jeoloji ve Metalurji Mühendisliği Bölümlerinde, x-ışınları floresan analizleri Maden Tetkik ve Arama Enstitüsünde, x-ışınları difraksiyon analizleri Metalurji Bölümünde, elektron mikroskop analizleri Londra Üniversitesi Chelsea Koleji Jeoloji Bölümünde yapılmıştır.

Araştırma projesini destekleyen Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu ile birlikte araştırmanın genişletilmesinde yardımcı olan, yukarıda adı geçen müesseselere teşekkür ederim.

# İ Ç İ N D E K İ L E R

Sayfa

ÖN SÖZ . . . . .	ii
ABSTRACT (Türkçe) . . . . .	viii
ABSTRACT (İngilizce). . . . .	ix
BÖLÜM 1. GENEL BİLGİLER. . . . .	1
1.1. GİRİŞ VE AMAÇ . . . . .	1
1.2. LİTERATÜR ÖZETİ . . . . .	2
1.2.1. STRATİJİK KOMPLEKSLER. . . . .	2
1.2.2. KONSANTRİK KOMPLEKSLER. . . . .	4
1.2.3. ALPİN KOMPLEKSLER . . . . .	5
1.2.4. ARA KOMPLEKSLER . . . . .	7
BÖLÜM 2. MATERYAL VE METOD . . . . .	9
2.1. GENEL JEOLOJİ . . . . .	9
2.1.1. JEOLojİK VE COĞRAFİ DURUM . . . . .	9
2.1.2. KAYAÇ FORMASYONLARI . . . . .	10
2.2. MASİFİN YAPISAL DURUMU. . . . .	13
2.1.1. KROWİTTİLERİN YAPISI. . . . .	14
2.2.2. İÇ YAPILAR . . . . .	15
2.2.2.1.BANTLANMA . . . . .	15
Klinopiroksenit Bantlanması . . . . .	15
Harzburgit içinde Dümit	
Bantlanması . . . . .	16
Düzenli Bantlanma . . . . .	17
Kromittit Bantlanması . . . . .	18
Kriptik Bantlanma . . . . .	19
Bozulmuş Bantlanma . . . . .	19
2.2.2.2. Çizgisellik	
2.3. ULTRABAZİK KAYAÇLAR . . . . .	20

2.3.1.1.	DAĞILIM VE ARAZI ÖZELLİKLERİ. . . . .	20
2.3.2.	ULTRABAZİK VE BUNLARA BAĞLI KAYAÇLARIN PETROGRAFİSİ. . . . .	22
2.3.2.1.	DÜNİT . . . . .	22
2.3.2.2.	KLINOPİROKSENİT VE VERİLTİ . . . . .	25
2.3.2.3.	HARZBURGİT . . . . .	27
2.3.2.4.	KROMİTİT . . . . .	29
2.3.2.5.	KLINOPİROKSENİT-ĞARRO . . . . .	29
	a) Klinopiroksenit . . . . .	29
	b) Bantlı gabbro . . . . .	31
2.3.2.6.	KAYAÇLARIN ALTERASYONU . . . . .	32
2.3.3.	KAYAÇLARIN KİMYASI . . . . .	32
2.4.	KROMİTLER . . . . .	47
2.4.1.	GENEL DAĞILIM . . . . .	47
2.4.2.	KROMİTLERİN FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ. . . . .	48
2.4.2.1.	DOKU . . . . .	48
2.4.2.2.	PARLAK KESİT ÇALIŞMASI . . . . .	48
2.4.2.3.	KROMİTLERİN HÜCRE BOYUTLARI. . . . .	50
2.4.3.	KROMİTLERİN KİMYASAL ÖZELLİKLERİ. . . . .	51
2.4.3.1.	NUMUNELERİN HAZIRLANMASI . . . . .	52
2.4.3.2.	ANALİTİK İŞLEMLER . . . . .	52
2.4.3.3.	KROMİTLERİN KİMYASAL BİLEŞİMİ . . . . .	54
2.4.3.4.	KROMİTLERİN STRÜKTÜR FORMÜLÜ. . . . .	54
2.4.3.5.	İZ ELEMENTLER . . . . .	55
2.4.3.6.	KROMİTİN ALTERASYONU. . . . .	66
BÖLÜM 3.	BULGULAR . . . . .	70
3.1.	ULTRABAZİK KAYAÇLAR. . . . .	70

	<u>Sayfa</u>
3.1.1. GENEL ÖZELLİKLER . . . . .	70
3.1.2. KİMYASAL ÖZELLİKLER . . . . .	72
3.1.3. SERPANTİNEŞME . . . . .	74
3.2. KROMİTİTLER . . . . .	76
3.2.1. KROMİTİTLERİN GENEL ÖZELLİKLERİ . . . . .	76
3.2.2. KROMİTİTLERİN KİMYASI . . . . .	77
3.2.2.1. BİLEŞİM ÖZELLİKLERİ . . . . .	77
3.2.2.2. FİZİKSEL ÖZELLİKLERİN BİLEŞİME	
DEĞİŞMESİ . . . . .	79
a) Hücre Boyutu ve Kimyasal	
Değişim . . . . .	79
b) Farlılık ve Kimyasal Değişim . . . . .	80
c) Sertlik ve Kimyasal Değişim. . . . .	80
3.2.2.3. KİMYASAL BİLEŞİMİN ARAZİ İÇİNDE	
DEĞİŞİMİ . . . . .	80
BÖLÜM 4. TARTIŞMA . . . . .	85
4.1. OLUŞUM TEORİLERİ . . . . .	85
Stratiform Kompleksler . . . . .	85
Alpin Kompleksler . . . . .	86
4.2. ORHANELİ MASİFİNİN OLUŞUMU. . . . .	89
4.2.1. KISMİ KRİSTALLEŞME VE MAGMATİK	
ÇÖKELME ÖZELLİKLERİ . . . . .	89
4.2.2. MASİFİN YERLEŞMESİ . . . . .	90
4.2.3. KAYNAK MATERYAL . . . . .	92
BÖLÜM 5. SONUÇ VE ÖNERİLER . . . . .	96
BÖLÜM 6. ÖZET . . . . .	98
BÖLÜM 7. SUMMARY . . . . .	100

T A B L O L A R

	<u>Sayfa</u>
Tablo 1. Kayaçların Kimyasal ve Mineralojik Bileşimi . . . . .	34-37
Tablo 2. Kayaçlarda Hesaplanan Niğgüli Değerleri ve Katanormlar . . . . .	38-41
Tablo 3. Kayaçlardaki Elementlerin Korrelasyon Matritks Analizi . . . . .	42
Tablo 4. Orhaneli Kayaçlarının Ortalama Bileşimi İle Alpin, Stratiform Kayaçların ve Tahmini Manto Bileşiminin Karşılaştırılması	73
Tablo 5. Olivin Bileşimi . . . . .	45
Tablo 6. Ortorombik Firoksen Bileşimi . . . . .	46
Tablo 7. Klinopiroksen Bileşimi . . . . .	46
Tablo 8. Kromitlerin Spektrel Parlaklıkları . . . . .	49
Tablo 9. Kromitlerin Hücre Boyutları . . . . .	51
Tablo 10. Kromit Analizi ve 32 Oksijene Göre Normatif Bileşim . . . . .	56-64
Tablo 11. Düzeltilmiş $Cr_2O_3$ ve Elektron Mikro- probdan Elde Edilen $Cr_2O_3$ Değerleri . . . . .	53
Tablo 12. Çeşitli Numunelerde Tanelerin Kromit ve Ferritkromit Fazlarının Analizi . . . . .	68
Tablo 13. Kromitlerin Kromitit içindeki Yüzdeleri ve Bileşimlerindeki $Cr_2O_3$ ve $MgO$ Miktarları . . . . .	78

## S E K İ L L E R

Sayfa

- Şekil 1. Masif İçinde Dunit, Harzburgit, Klinopiroksenit Gabro Birimleri ve Kromititler
- Şekil 2. Bir Parazit Kıvrımın Haritası
- Şekil 3. Kromititlerde Kıvrımlar
- Şekil 4. Karakova Irmağı Boyunca ve Kalaycıkırı-Orhan Ocakları Arasında Alınan Jeolojik Kesitlerin İdealize Edilmiş Durumları
- Şekil 5. Kromitlerin Bileşimini Gösteren Diagram
- Şekil 6. Kromitlerde  $Cr_2O_3$  'ün Değişimi
- Şekil 7. Kromitlerde Hücre Boyutu ve Bileşim İlişkisi
- Şekil 8. Kromitlerde Parlaklık ve Bileşim İlişkisi
- Şekil 9. Kromitlerde Sertlik ve Bileşim İlişkisi



A B S T R A K T

Bursa'nın Kuzeyinde yer alan Orhaneli ultrabazik masifi çok iyi oluşmuş bir bantlı yapı gösterir. Masifin içinde pek çok bantlı kromitit damarı vardır.

Masif harzburgit ve dönitten meydana gelen altı ultrabazik ve üç yerde görülen klinopiroksenit-gabro birimlerinden oluşmuştur. Dünit ve harzburgitler ayrıca klinopiroksenit ve kromititlerle bantlanmışlardır.

Yapısal petrografik ve kimyasal çalışmalar sonunda masifin stratiform tiplerde görülen magmatik gökelleme özellikleri ve Alpin tiplerdeki kimyasal özellikleri gösterdiği bulunmuştur. Kromitler kayalarla birlikte aynı kaynaktan oluşmuşlardır.

Kayaların üst mantonun farklılaşması ile bir tabaka halinde meydana geldikleri tahmin edilmektedir. Bu tabaka, Alpin orojenezi sırasında soğuk ve katı bir kütle olarak bozulmadan yukarı çıkmış ve şimdiki yerine yerleşmiştir.

A B S T R A C T

An ultramafic massif at Orhaneli, North of Bursa, shows a well layered character and contains abundant layered chromite deposits.

The massif is built by the succession of six major ultrabasic units, composed essentially of dunite and harzburgite and clinopyroxenite-gabbro unit which cropped out in three places. The dunite and harzburgite units interlayered with clinopyroxenite and chromitite.

Studies of structural, petrographical and geochemical characteristics of the rocks and chromites reveal that the rocks possess accumulative features of stratiform types and chemical properties of Alpine types. The chromites were formed as a direct crystallization from the same source of ultramafics.

The rocks might have originated by differentiation of upper mantle material, forming a tabular sheet. It was taken upward, as a cold and undistorted solid slice, and emplaced in its present position during the Alpine orogenic activity.

## BÖLÜM I GENEL BİLGİLER

### 1.1. GİRİŞ VE AMAÇ

Ultrabazik kayalar ve kromitler ilgi geçen bir konu olup, bunlar üzerine uzun yıllardanberi pek çok çalışma yapılmıştır. Özellikle son otuz yılda yapılan çalışmalarla, bunların jenezleri (oluşumları) ile ilgili problemlerin çözümünde gelişmeler olmuştur.

Ultrabazik kayalar ve kromitler çeşitli amaçlarla bir çok şekilde sınıflandırılabilirler, ancak "Stratiform" ve "Alpin" tipi kompleksler şeklinde, genel iki jenetik grubun ayrılması, en çok kullanılan sınıflandırma şeklidir. Bu iki gruba ilâve olarak Taylor'un (1967) tanımladığı "Konsantrik" tip kompleksler Jackson ve Thayer (1972) tarafından üçüncü bir grup olarak sınıflandırmaya alınmıştır,

Türkiye ultrabazik kayalar bakımından oldukça zengindir ve pek çoğunda da kromit yatakları bulunmaktadır. Şimdiye kadar yapılan çalışmalar genel olarak Türkiye ultrabazik kayalarının, yerleşme zonlarının tektonik olması ve yapısal özellikleri nedeni ile, Alpin tipe uyduğunu meydana çıkarmıştır. Bununla beraber detaylı çalışılmamış pek çok bölge vardır. Bunlardan biri olan Orhaneli ultrabazik masifi devamlılık gösteren bantlı yapısı bakımından çok ilginçtir. Jeolojik ve yapısal çalışmalar Özkoçak (1969) ve Lisenbee (1972) tarafından yapılmış ve her iki araştırmacı'da masifi Alpin olarak tanımlamışlardır. Buna rağmen kanıtlayıcı detaylı petrografik ve

jeokimyasal veriler eksiktir.

Çalışmanın amacı Orhaneli ultrabazik kayaların ve kromitlerinin mineralojik, jeokimyasal ve petrografik özelliklerinin tanımlanması ve verilerin, diğer Türkiye ve dünya ultrabazikleri ile karşılaştırılarak, yeni teorilerin ışığında, masifin jenetik açıdan değerlendirilmesidir.

Masifin detaylı yapısal haritasına Lisenbee (1972) yapmıştır fakat bazı yapısal özellikler bu çalışmada da incelenmiştir.

Petrografik ve mineralojik tayinlerde sistematik olarak toplanan numuneler kullanılmış ve elde edilen verilere tamamlayıcı olarak, kayaç ve kromitlerin kimyasal analizleride yapılmıştır. Analiz sonuçları istatistik metodlarla değerlendirilmiş ve karşılaştırılmıştır.

## 1.2. DİTERRAТИR ÖZETİ

Daha önce de belirtildiği gibi, ultrabazik kayalar ve kromitler üç ana grupta sınıflandırılırlar. Bunların özellikleri ve dağılımları ile ilgili bilgiler aşağıda özetlenmiştir.

### 1.2.1. Stratiform Kompleksler

Stratiform kompleksler düzavlı platform (stable platform) sahalarda yerleşir ve oluşurlar.

Jakson ve Thayer (1972) bunları dört gruba ayırmıştır. Büyük Stratiform kompleksler, Güney Afrikada Bushveld, Rodezyada Great Dyke, Amerikada, Stillwater

Kompleksleri Kanadada Muskox ve Dore Lake intruzyonları ve Avustralyada Giles kompleksi bir grup yapar. İkinci grup kompleksler Prekambrien arazilerde yerleşmişlerdir. Üçüncü gruptakiler ofiolitler ve okyanus altı yer kabuğu ile ilişkidirler. Alkali kayalarla birlikte bulunanlar dördüncü gruba girerler.

Stratiform kompleksler lapolit veya sil şekilli kütlelerdir. Bir kaç kilometre kalınlığı olan bu kütleler geniş alanları kaplarlar. Bunlar altta peridotitten, üstte gabbro hatta granite kadar değişen paralel uyumlu (conformable) tabakalardan (bantlar) meydana gelirler. Genellikle kenar zonları gabuk soğuma (chilled margin) özellikleri gösterir ve komşu taşlarda şiddetli kontak metamorfizma görülür. (Jackson 1964, Cameron 1959). Kromitler komplekslerin tabanına yakın ve daima peridotit birimi içinde bulunur ve doğrultuları diğer kayalarinkine paraleldir. Ritmik bantlanma en önemli yapısal özelliklerden biridir.

İki tip kristal dokusu görülür, kümülüs (ilk gökelen) ve interkümüülüs (artık sıvıdan gökelen). Kümüülüs mineraller sıklıca birbiri içine geçmiş (closely packed) ve interkümüülüs mineraller bunların etrafını poikilitik olarak sarmıştır. Masif dokü ağ dokusu ve zincir dokusuna sık sık rastlanır.

Kromitler 0.2 mm büyüklüğünde ve daima idiomorfiktirler (anhedral).

Ultrabazik taşlar esas olarak piroksen, olivin

plajoklaz'dan oluşmuşlardır. Alpin tiptekillere göre MgO : FeO oranı küçüktür. Kromitler toplam demirce zengin ve düşük kromludurlar. Kromit kompozisyonları bantlar içinde ve arasında düzenli değişim içindedir;  $Cr_2O_3$  miktarı toplam demirin artması ile ve MgO miktarı, iki değerli demirin artması ile tabandan tavana doğru azalır.

#### 1.2.2. Konsantrik Kompleksler

Konsantrik kompleksler silindirik zonlanma gösteren ve orojenik kuşaklarda yerleşmiş intruzyonlardır. İlk olarak Alaska ve Ural dağlarında buldukları için Taylor (1967) bunlara Alaska-Ural tipi kompleksler adını vermiştir. Kanada, Venezuela, Kaliforniya ve Avustralya'daki bir çok ultrabazik kompleks bu çeşittir.

Özellikleri, Taylor-Nobble (1969) ve Jackson-Thayer (1972) den derlenerek, aşağıda özetlenmiştir.

Bunlar silindirik şeklinde kütlelerdir. En içte dümit ve en dışta hornblend -piroksenit olmak üzere zonlanmışlardır. Ultrabazik kütlelerin çevresi ayrıca bir gabbro çemberi ile kuşatılmıştır. Gabro ve ultrabazik ilişkisi yalnızca aynı yerde bulunmaktan doğar ve gabro daha yaşlı kabul edilir. Bununla beraber Taylor ve Nobble (1969) bunların derinde jenetik olarak birbirlerine bağlı olabileceklerini ve aynı yolu izleyerek fakat değişik zamanlarda yukarı geldiklerini öne sürer.

Bazı birimler dereceli (graded) ve akıntı bantlanması (flow layering) gösterirler. Birimler arasındaki

kontaklar, gabronunki- dışında, geçişlidir. Çabuk soğuma kenar zonları yoktur, fakat komşu kayalarda yüksek sıcaklık kontak metamorfizması görülür.

Kümüllüs ve akıntı dokularına sık sık rastlanır. Kromit ve genellikle titanlı manyetit ihtiva ederler.

### 1.2.3. Alpin Kompleksler

Alpin kompleksler orojenik kuşaklarda yerleşmişlerdir ve genellikle Tersiyer yaşlı Alp orojenezi ile ilgili oldukları öne sürülür.

Bu komplekslerde gabro çok azdır ve kompleks içinde düzensiz bir şekilde dağılmıştır. Çevre kayalarda yüksek ısıdan oluşan kontak metamorfizma görülmez.

Alp sistemi ultrabazikleri ofiolitlerin en önemli kayalarıdır. Ofiolitler yeşil kayaç serileri olarak bilinirler ve Türkiyede MOF (Mezozoic ofiolitler ve POF (Paleozoik ofiolitler) olarak adlandırılırlar. Bu alanda, Kaaden (1970), Moores (1969), Lisenbee (1972), İlhan (Yayınlanmamış rapor), Thayer (1972)'in yaptıkları çalışmalar çok yararlıdır. Ofiolitler magmatik ve sedimenter kayaçlar karışımıdır. Magmatiklerin volkaniklerini yastık lavlar, diabaz, sodyum-keratofir, bazen spilit'ten oluşmuş ve plutoniklerini peridotitten gabro'ya hatta diorit ve granofirik kayalara kadar uzanan değişik kayaç serilerinden meydana gelmiştir. Thayer (1972) peridotitleri de harzburgit tipi, ki bunlarda podiform kromit bulunur, ve lertzolit tipi olarak iki alt gruba ayırmıştır. Moores(1971)

ve Hamilton (1965) volkaniklerle ultrabaziklerin bir arada bulunmalarının aynı orijinden geldiklerine işaret olabileceğini belirtirler. Sedimenter kayalar yeşil renkli fliş radyolarit ve ince kalke tabakalarıdır. Genellikle bu kayalar düzensiz bir şekilde dağılırlar. Genellikle karışım (melanj) yapıları, ki bu karışım tektonik etkenlere bağlıdır. Aslında sakin bir ortamda bunlar en altta peridotit yukarı doğru gâbrro, volkanikler ve en üstte sedimenterler olmak üzere düzgün sıralanırlar.

Bu ofiolitler jeosenklineal çukurluklar ve büyük çatlak zonlarında yaygın olarak bulunur. Genellikle Mezozoik yaşlıdır, fakat Hersinyen orojenezine bağlanan Paleozoik yaşlı olanlardan da söz edilir.

Avrupa ve Asyadaki Mezozoik ofiolitler Alp kuşağı boyunca yayılmışlardır. Bunlar Kuzey Alp kuşağında kuzey Alp, Karpat, kuzey Balkan, Pontus, Elbruz, kuzey Afganistan sıradağlarını, Güneyde genel Alp, Apenin, Dinarid, Hellenid, Toros, Zağros, Oman, Pakistan ve Hindistan sıradağlarını izleyerek Himalayalara ve Endonezyaya kadar uzanırlar. Benzer kayalar U.S.A. da, Kanadada, Filipinlerde, İngilterede, Venezuelada da bulunmaktadır.

Alpin peridotit gâbrroları çok eğimli şekilsiz tabaka veya mercelker şeklinde bulunur. Bunlara bağlı kromit yatakları (kromittit) da, masif potates şekilli, kalem veya boru gibi veya "Schlieren" bantlı tabaka şeklinde, kütllerden oluşur. Kromittit'ler düzensiz bir şekilde dağılmışlar, bazen de akıntı yönünde dizilmişler-



dir. Bantlanma (layering), yapraklanma (foliation), ve zigzillenme (lineation) karakteristik yapısal özelliklerdir. Bunların, kristal lapası (crystal mush) halindeki yarı katı magmanın geliştiği sırasındaki akıntı sonucu meydana geldikleri fikri öne sürülmüştür (Thayer 1963). Bunlarda görülen bantlanma, kristal çökmesi ile meydana gelen bantlanma değildir, ve sonradan olmuştur. Bununla beraber eski yapısal ve dokusal özellikler de yer yer saklanmıştı (kalıntı veya relic dokü).

Çeşitli tane büyüklükleri bulunabilir ve 15 cm büyüklükte tanelere rastlanabilir. Kromitler diğer kayalar içinde karakteristik dokular gösterirler. Bunlar hemen hemen allotriomorfik (şekilsiz), 1 mm - 15 cm büyüklükte iç içe geçmiş kromit tanelerinden oluşurlar. Çok sık görülen Ag, zincir serpilmiş, şilliren (schillieren), nodüler dokular kalıntı (relic) dirler.

Ultrabaziklerdeki olivin piroksen oranı 4:1 dir, saf piroksenit az miktarda bulunur. Kromitler, magnezyumca zenginler ve toplam demirleri sabittir. Stratiformlarda görülen Cr:Fe oranı değişmesi yerine Cr:Al oranları değişir.

#### 1.2.4. Ara Kompleksler

Her iki tipin (Stratiform ve Alpin) özelliklerini gösteren kompleksler de vardır. Bunların bazıları Stratiformlardakine benzeyen bantlanma ve peridotit gabbro dağınılımı gösterirler fakat petrolojik, jeokimyasal ve jeotetik özellikleri Alpin tipe uyur. Thayer (1960) bunları psödo-stratiform kompleksler olarak tanımlar. Diğerleri orojenik

zonlarda bulunup tümü ile Alpin özellik gösterirler, fakat komşu taşları kontak metamorfizmaya uğramıştır.

Bu özellikler yüzünden bunlar ara kompleksler olarak kabul edilir.

## BÖLÜM 2. MATERYAL VE METOD

### 2.1. GENEL JEOLOJİ

#### 2.1.1. Jeolojik ve Coğrafi Durum

Çalışma alanı, Bursa'nın kazası Orhaneli'nin kuzeyinde uzanan 35 km uzunluğu, ve 10 ile 20 km (Özkoçak 1969) arasında değişen genişliği olan, büyük bir ultrabazik kompleksin ortalaması  $12 \times 5 \text{ km}^2$  lik doğu masifidir. Lisenbee (1972) bunu 1 km kalınlıkta olan bir bindirme tabakası (thrust sheet) olarak kabul eder.

Masif güneyde Kocasu ve kuzey doğuda Nilüfer gayrimenkulleri arasında yükselmektedir. Doğuda Seferiçikler köyü civarında büyükçe bir mostra, büyük bir olasılıkla asıl masiften ayrılarak, granodiorit intrüzyonu içinde kalmıştır. Ayrıca daha küçük mostralar da güneyde yer almaktadır. Masif içinde en yüksek tepe 1323 m'dir. Arazi yoğun bir bitki örtüsü, özellikle çam ağaçları ile örtülmüştür. Engembeli topografya ve yoğun bitki örtüsü bazı yerlerin ulaşımını engellemektedir.

Kromitler, peridotitler içinde yayılmışlardır.

Ayrıca ekonomik mineral kaynakları olarak talk, kriyozit, asbestos, manganez, mermer ve gre yatakları da sayılabilir.

Jeolojik olarak masif kuzey Anadolu ofiolit kuşağı (İlhan 1971) üzerinde bulunduğu için, Mezozoik Tethys jeosenklinalinin oluşumuna bağlanmaktadır (Lisenbee 1972).

Yakında başka ultrabazik kütlelerin varlığı (Kütahya-Davşanlı ve Dağardı, Balıkesir-Dursunbey,

Eskişehir-Başören) bunların birbirlerinin devamı olarak olasılarını düşünürmektedir. Lisenbee (1972) Orhaneli küttlesinin bunlardan kopup kuzeye doğru çıktığı tezini savunur.

### 2.1.2. Kayaç Formasyonları

Çalışma yalnızca ultrabazik küttlenin içinde yapıldığı için komşu kayaçlarla ilgili bilgi Özkoçak (1969) ve Lisenbee (1972) den derlenmiştir.

Ultrabaziklerle komşu kayaçları kuzey ve kuzeydoğuda bındirme fayları ayırır, fakat diğer sınırlar çok iyi belirlenememiştir. Bu kayaçlar tortullar ve metamorfiklerdir.

Kuzeyde Permkarbonifer yaşlı gravak serileri görür. Bunların üzerine transgressiv olarak gelen Jura-Kretase yaşındaki klästikler en iyi Erenler ve Akçaköy yakınında açığa çıkmıştır. Masifin kenar zonlarında üst Kretase'ye ait basik volkanikler, tüfler, kireçtaşı tabakaları, radiolaritler ve daha yaşlı kayaç blokları renkli karışım (melange) halinde bulunurlar.

Bu alta grafitli mika sist olmak üzere beyaz mika sist, mermer ve bazik sist aralanmasından meydana gelen metamorfik seri Büyük Orhan ve Popuk granodiorit plutonları civarında bulunmaktadır. Kuzeyde ve güneyde tüf tabakalarının üzerinde yer alan bazik sistler kuzeyde glakofan epidot, güneyde de glakofan, lavsonit ve jadeitik piroksenden oluşmuşlardır. Metamorfiklerin yaşı ile ilgili değişik görüşler vardır. Özkoçak (1969) bunların glakofan sist fasiesinde olduklarını ve Kaaden'in (1959) görüşü-

ne uyarak prekarbonifer yaşında olduklarını öne sürer. Lisenbee (1972) ise bunları mavi şist fasiesinde tarifler ve Çoğulu ve Krammenacher (1967)'in bulgularına dayanarak Jura ile Geç Kretase veya geç üst Mezozoik arasında oluştuklarını savunur.

Neojen konglomeraları ve kumtaşları, diğabaz serpantin harzburgit, granodiorit, kırmızı jasper'li silis bloklarını da içine alarak, güney doğuda Erenler Girencik, güneyde Topuk ile Yörücekler köyleri dolaylarında ultrabaziklerin üzerlerini örteler, Masifin güneyinde granitlerden oluşan killler traverten'lerle örtülmüştür.

Quarterner traverten'ler Girencik fayı ve Kocasu ırmağı boyunca uzanırlar.

Sadağ dere, Kocasu, Nilüfer çay, ırmaklarının alüvyon yatakları içinde en büyüğü, görelerin güneyinde yer alan Kocasu ırmağına ait olmaktadır.

İki büyük granodiorit kütlelerinden biri doğuda Topuk plutonu, diğeri de güneyde Büyük Orhan intruzyondur. Küçük bir granodiorit intruzyonu da Çatak'ta yer almaktadır. Granodioritlerin ultrabaziklerden genç olup Paleosen yaşlı oldukları tahmin edilmektedir.

Arazide pek çok andesit dasit ve riyolit dayklarında ters (reverse) fay zonlarında yerleşmişlerdir.

Masifin asıl kayacı ultrabazik olup bazik gabbro-piroksen birimi küçük bir alanı kaplar. Bu birim arazide üç yerde görülmüştür; Yörüceklerin kuzeyinde, eski Bursa yolu boyunca, Nalınlar yakınında, (bu ikisi birbirlerinin devamı olabilirler) ve batıda Çatakda. Çalışmalar Çatak ve

Yörücekler birimlerinde alınan nümunelerle yapılmıştır.

Kayaçlar dünit -klinopiroksenit-kromittit, harzbur-  
git-dünit-kromittit ve piroksenit-gabro serileri halinde  
gruplanabilirler. Bu seriler masifin altı büyük ultraba-  
sik ve üç yerde görülen gabro-piroksenit birimlerinde  
dağılımlıdır. Lisenbee'nin (1972) yaptığı haritada bun-  
lar, doğudan batıya doğru, dünit (dn-1), harzburgit  
(hz-1) ve (hz-3), dünit (dn-2), harzburgit (hz-2) ve  
(hz-3) ve güneyde bulunan küçük harzburgit (hz-4) bi-  
rimleri olarak görülmektedir, (Şekil 1).

Kromittitler daima dünitler içinde ince veya kalın  
(konsantre) bantlar halinde bulunurlar ki, harzburgit  
birimlerinde de dünit tabakaları arasına alınmışlardır.

Değişik şiddetlerde serpantinleşme hem dünitlerde  
hem de harzburgitlerde görülür. Tam serpantinleşme gra-  
nodiorit: kantağında, dolerit dayıklarının çevresinde ve  
özellikle güney ve kuzeydeki makaslama (shear) zonları-  
da meydana gelmiştir. Ayrıca Lisenbee (1972) Akçabük Köyü  
civarındaki paleojen-neojen erozyon yüzeyini de serpantin-  
leşme zonu olarak belirtir. Alterasyon sonucunda oluşan  
ve jasper'e benzeyen tali silis minerali sarı limonit  
tozu (ochre) ile birlikte büyük mostralar halinde, kuzey  
ters fayı ve eski Bursa yolu boyunca ve Neojen klastik  
torutulları içinde yer alır.

Talk ve krizotil Topuk civarında oldukça önemli  
yataklar meydana getirmişlerdir.

## 2.2. MASİFİN YAPISAL DURUMU

Kayaçlar çok iyi oluşmuş devamlı bir bantlı yapıya sahiptirler. Oluşumları sırasında yatay oldukları sanılan bantlar (tabakalar) şimdi düşey durmakta ve kuzey-güney doğrultusunda uzanmaktadırlar. Masifin, farklı zamanlarda ve değişik şiddetlerde deformasyona uğradığı sanılmaktadır.

Genel yapısal gelişmeyi Lisenbee (1972) yapmıştır. Yeni gelişmada bantlanma özellikleri ve kromittit'lerin yapıları incelenmiştir.

Esas yapısal elementlerin özellikleri Lisenbee (1972)'nin gelişmasından alınarak aşağıda kısaca anlatılmaktadır. Bunlar kıvrımlar ve faylardır.

Bindirme fayları kuzeyde ve kuzey doğuda ultrabaziklerle metamorfikleri birbirinden ayırır. Masif içinde de yine bindirme veya normal ve ters faylar vardır.

Masifin içinde iki adet senklinal bulunur. Kuzey-güney doğrultulu olanı Granodiorite, doğu-batı doğrultulu olanı masifin güney sınırına yakındır. Ayrıca üç senklinal de metamorfikler içinde gösterilmiştir.

Senklinal'lerden başka bazı bantların kıvrılmaları da yapılan çalışmada görülmüş ve bunlardan birinin haritası çizilmiştir (Şekil 2) . Bunlar parazit kıvrımlar olarak düşünülebilir ve daha büyük kıvrımların belirtisi olarak bilirler.

Çalışma sırasında eklemler (joint) de dikkati çekmiştir. Kromittitlerin taban ve tavanlarında bu eklemler

fazlaca oluşmuş ve bazı yerlerde çok sık olduklarından kayacın yaprak şeklinde ayrılmasına yol açmışlardır. Stereografik izdüşümleri alındığında bunların özel bir çatlama yönü göstermedikleri görülmüştür.

## 2.2.1. Kromittlerin Yapısı

Yeni ve eski pek çok kromitit damarı çalışma sırasında incelenmiştir.

Kromitit damarları 0.5 m ile 8 m arasında değişen genişlikte, 100 ile 250 m görünür uzunlukta ve dikdörtgen şekindedirler. Bantlanmaları içinde buldukları peridotitin bantlanmasına paraleldir. Bazı kıvrımlanmış damarlarda bantlanma kıvrımlarla yer değiştirdiği için paralellik bozulmuştur. Dünitlerle olan kontaklar genellikle genişlidir fakat keskin kontaklar da vardır. Bu tip keskin kontakların, iki farklı malzemenin kontaklarında oluşacak dayanıksızlık yüzünden olduğu sanılmaktadır.

Arazide son yapılan aramalar, eski damarların faylı bitimlerinde, birkaç metre yana atılmış paralel yeni damarların olduğunu ortaya çıkarmıştır. (Urhan damarı). Damarların devamlılıklarının kesinlikle saptanabilmesi için, ayrıntılı haritaların yapılması gereklidir. Kromititlerin değişik şekilleri (Şekil 1) ve devamlılıkları ile ilgili yukarıda belirtilen bulgular, bunların doğrultu boyunca uzun mesafelerde devam ettiklerini kanısını uyardır. Daha da ileri tahminde bulunarak, aynı doğrultuda ve aynı doğru üzerinde bulunan damarların (ki bunların eğimleri de aynıdır) birbirlerinin uzantısı olduğu söylenebilir.

Bazı kromititlerde büyük ölçekte kıvrımlar oluş-



muştur. Özellikle bunlar granodiorit kontağı ve çatak bindirme fayı civarındakilerde görülmektedir. Birkaçının haritası (Şekil 3) yapılmıştır. Bunlar Kandak (Thayer, 1964) ve Hindubah (Urfield, 1974) ve diğer Alpin tipte görülen akıntı (flow) yapıları gösteren kromittlere benzemektedirler. Çizgisellik (lineasyon), dalımlı kıvrımlar (plunging folds) ve kromitt bantlanmaları arasındaki bağlantıları gösteren avrıntılı yapısal gelişme henüz yapılmadığından kıvrımlarla akıntı yapısı arasında bir bağlantı olup olmadığı henüz bulunamamıştır.

## 2.2.2. İç Yapılar

### 2.2.2.1. Bantlanma

Masifin en tipik yapısal özelliği her birimde oldukça düzenli bir şekilde görülen bantlanmadır. Bantlar dik veya dike yakın eğimlidirler. Kuzeyde ve güney batıda belirgin doğrultu kuzey-güney, güney doğuda (Topuk köy güneyi ve Akgabuk ile Çörel köyleri arası) ise doğu-batıdır.

Her bir esas birim, değişik mineral kompozisyonu olan, paralel bantların küçük veya büyük ölçekte ardalanmasından meydana gelmiştir. Dünitlerde kromit ve klinopiroksen oranının, harzburgitlerde olivine ve klinopiroksen oranının ve piroksenit-gabro biriminde, feldspar ve klinopiroksen oranının değişimi bantların oluşmasını sağlar.

### Klinopiroksenit bantlanması

Klinopiroksenit bantları kalınlıkları ve olivin ile piroksenin renk farklarının az olması nedeni ile

uzaktan kolaylıkla farkedilemezler.

Dünit birimlerinde, klinopiroksen fazının ortaya çıkması veriltil bantlarını meydana getirir ve bunlar genellikle saf klinopiroksenite geçerler. Bant kalınlıkları 5 mm ile 100 m arasında değişir, birbirlerine paraleldirler ve masif boyunca uzanırlar. Bazı veriltil bantlarında da tek tane kalınlığındaki ince klinopiroksenit ve olivin seritlerle ayrıca ardalananarak küçük ölçekde bantlanma yapırlar.

Bir kaç ince, 1.5 - 15 mm kalınlıkta, klinopiroksen bantlı, özellikle dn-1 birimi içinde, dünit kontaklarında şiddetle deforme olmuşlar ve serpentinleşmişlerdir. Bu kontak durumunu daha önce tariflenen klinopiroksenitlere uymamaktadır. Buna rağmen bunlar da içinde buldukları birimin doğrultusunda uzanırlar. Yalnız Lisenbee (1972) bazılarının esas doğrultuya dik geliştiklerini göstermiştir. İnceleme sırasında ayrıca çok az sayıda klinopiroksen bantından, genel doğrultuyu kesen kollar çıktığı görülmüştür.

Harzburğit içindeki klinopiroksenit bantlaşması yalnızca hz-2 birimi içinde izlenebilmiştir. Bantlar büyük ölçekte oluşmuşlardır ve 30 ile 50 m lik kalınlıklar gösterirler, hatta bir tanesi 500 m kalınlıktadır. Bunların da masif boyunca devam ettikleri tahmin edilmektedir. Küçük ölçekteki bantlar oldukça ender görülür.

#### Harzburğit içinde dünit bantlanması

Batı harzburğit biriminin, Karakova ırmağı boyunca

yapılan jeolojik kesitinde (Sekil 4a), bu birimde de dunit aralığı olduğu ortaya çıkmıştır. Büyük bir olasılıkla bu aralık kuzeyde Mağara 1, Mağara 2, ve Çınarlı kromitit damarlarını çevreleyen dunit bantının devamıdır, ve büyük ölçekte oluşmuştur. Doğru harzburgit çok iyi incelenmesine rağmen, pek çok aynı doğrultulu paralel kromitit damarının bulunması (kromititlerin daima dunitler tarafından sarıldığı esasına dayanarak), bu birimin de dunitlerle bantlanmış olacağı tahminine yol açmaktadır.

#### Düzgün bantlanma

Harzburgit ve tek minerali dunit gibi yeknesak kompozisyonlu kayalar jeolojik kesitlerde de görüldüğü gibi en az elli metrelilik kalınlıklar halinde bulunurlar.

Harzburgitler içindeki ortorombik piroksenler genel bantlanmaya paralel sıralar halinde dizilmişlerdir. Diziliş, klinopiroksenitlerin veritler içinde yaptığı gibi, bir ara bantlanma vermez, aynı zamanda kristaller sıra içinde özel bir yönlenme göstermedikleri için bu sıralanma tektonik doku da sayılamaz. Bunlar ard arda gelen kristal gökelmelerine işaret edebilirler.

Yeknesak dunit bantları genellikle masif görünüştedir fakat yer yer uzamış olivin kristalleri magmatik tabakalanma (igneous lamination)'ya sebep olurlar. Bu özellik stratiform tipteki bantlı kayalarda sık sık görülür (Wager and Brown 1968). Bazen magmatik tabakalanmanın eklemelerin meydana gelmesine yardımcı olduğu görülmüştür.

### Kromittit bantlanması

Kromittit bantlanması olivin ve kromit oranlarının ritmik olarak değişmesi ile farkedilir ve masifte en belirgin bantlanmadır. Nodul cevher de bile (Hüseyin damarı) noduller bantlar halinde dizilmişlerdir.

Ard arda gelen kromittit bantları, dünit ve harzburgit içindeki büyük ölçekli (Wager and Brown 1968) bantlanmayı yaparlar.

Kromittitler içinde de kromitçe zengin veya olivince zengin bantların tekrarlanmasından meydana gelen küçük ölçekte bir ritmik bantlanma vardır. Bazen bu bantların arasında her iki mineralin karışımından oluşan bir geçiş bantı da bulunabilir. Kromiti zengin bantlar pek çok örnekte tümiyle masif kromitten oluşmuştur. Kromitti zengin bantlar 2 mm ile 10 mm kalınlığında ve olivini zengin olanlar 2 mm ile 5 mm kalınlıkta dırlar. Bu ince bantlar kromittit damarları boyunca izlenebilir.

56 kromittit damarından 40'ında küçük ölçekli ritmic bantlar yer yer akıntı yatakları (current channeling) ve çapraz bantlanma (cross bedding) gösterirler. Bu yapı minerallerin sıvı magma içinde alçalmış veya hafif eğimli bir tabana gökeldiklerini belirtir. Bazen tane büyüklüğü değişmesi ile oluşan dereceli (graded) bantlanma görülür, şöyleki iri taneli bir masif kromit bantını daha ince taneli bir kromit bantı izler. Dereceli bantlanma da sıvı magma içinde kristallerin gravitasyonla gökemesinin işaretidir.

### Kriptik bantlanma

İki geşit kriptik bantlanma tarif edilmiştir (Wager and Brown 1968). Bunlardan biri katı eriyik (solid solution) serilerine bağlı minerallerin, fraksiyonel kristalleşme ile, kompozisyonlarında meydana gelen değişim, digeri de belirli kristalizasyon devrelerinde bazı mineral fazlarının bulunup bulunmamasıdır. Bu ikinciye faz bantlanması (phase layering) denir. Orhanelinde, yan yana dizilmiş paralel kayag bantlarını dik kesen doğrultu üzerindeki olivin, piroksen, kromit kompozisyonlarında bu geşit bir değişme yoktur. Ancak ultrabaziklerin yerleşmesinden evvel harzburgit ve dünit birimlerinin birbirinin devamı oldukları farzedilirse, kromit kompozisyonun bu birimlere bağlı değişimi<sup>x</sup> kriptik bir değişim olarak kabul edilebilir. Benzer olarak klinopiroksenit-gabro birimi de ultrabaziklerin devamı olarak düşünülürse ve dolayısı ile magmatik farklılaşma sonucunda oluştuğu kabul edilebilirse, bu birimde olivinin kaybolması ve pleonastın ortaya çıkmasına faz bantlanması denilebilir.

### Bozulmuş bantlanma

Bantlanmanın bozulmasının iki safhada olabileceği öne sürülmektedir (Hess 1960). Sıvı magmadan kristallerin oluşumu sırasında meydana gelen bozulmalar primer, magmanın soğuyup kristallerin oluşumundan sonra tektonik etkenlerle olan bozulmalar sekonder olarak tanımlanır.

---

<sup>x</sup> Kromitlerin kimyasal incelemelerinde ayrıntılı bilgi verilmiştir.

Orhaneli kromittlerinde primer nitelikte, magma içinde daha önce soğumuş parçaların kayarak sıvı kısma karışması ile meydana gelen kayma (slump) yapılar ve küçük ölçekte ritmik bantlanmada görülen çapraz bantlanmalar pek çok örnekte izlenmiştir.

Sekonder nitelikte parazit kıvrımlar (drag folds) ve bükme (boudinage) dokular bir kaç yerde görülmüştür.

### 2.2.2.2. Çizgisellik

Çizgiselliğe yalnızca üç yerde rastlanmıştır; yöreler 241 damarında, çizgisellik dalımı K80B/22D olarak ölçülmüştür burada bantlanma doğrultusu kuzey-güney olup eğim doğuya  $72^{\circ}$  dir; Akçetas altında çizgisellik bantlanma düzlemi içinde ve dalım K45D/47GB dir; Ortaburunda nodullerin dizilmeleri ile tariflenir ve bant düzlemi içindedir.

Çizgisellik Alpin tipin karakteristik özelliklerinden biridir ve yarı katı kristal lapasının akması sonucu olduğu sanılır (Thayer 1964)

## 2.3. ULTRABAZİK KAYAÇLAR

### 2.3.1. Dağılım ve Arazi Özellikleri

Bütün ultrabazik kayalar yan yana sıralanmış harzburgit ve dunit birimleri içinde yer alırlar (Şekil 1). Bu birimlerin kayaları dunit, harzburgit, klinopiroksenit, verlit ve klinopiroksenit-gabro'dur.

Her iki dunit (dn-1) ve (dn-2) birimi içinde paralel ardalanmış kromitit, verlit ve klinopiroksenit

bantları vardır. Orhan ve Kalaycıkırı arası, ve Karakova ırmağı boyunca alınan jeolojik kesitlerde (Şekil 4b) dunit clinopiroksenit verilit ve kromittit ardalanmalarının kesit boyunca tekrarlandıkları görülmektedir. Kromittlerin kalınlıkları 5 cm ile 8 m arasında değişir, ki 0.5 m'den kalın bantlar ekonomik cevher damarlarıdır. Piroksenit ve verilit bantları doğu dunit (dn-1) biriminde 1.5 m ile 30 m kalınlığında olup 1 m ile 100 m arasında değişen bantlı dunitteklilerden daha az sayıdadırlar. Birimlerin kalınlığı yanında çok ince kaldıkları için (özellikle dn-1 biriminde) bantların bir çoğu haritada gösterilememiştir.

Kromittit ve dunit arasındaki kontaklar genellikle geçişli, fakat çok fazla serpentinleşmiştir. Klinopiroksen (veya verilit) dunit kontakları geçişli veya keskindir.

Doğu harzburgit birimi dn-1 ve dn-2 arasında verilmişdir. Bunun dn-1 ile kontağı çok serpentinli ve dn-2 ile kontağı ise Lisenbee (1972)'e göre geçişlidir.

Batı harzburgit (h-2), biriminde çok sayıda ve haritalanabilecek kalınlıkta klinopiroksenit bantları bulunur, ve bir tanesi 500 m kalınlığındadır. Doğu dunit (dn-1) birimi ile olan kontak geçişlidir. Karakova ırmağı boyunca alınan jeolojik kesit, bu birimde de klinopiroksenit dunit ve harzburgit ardalanmalarının olduğunu göstermektedir.

Dunitler arazide, serpentinleşmiş, sarımsı, veya ver yer demirin açığı çıktığını belirten, kırmızımsı kahverengi görünüşleri ile tanınırlar. Serpentinleşmiş olivinlerin arasındaki siyah, yeşil renkli olüğe düzgülü

sıralanmış piroksenler, harzburgitlerin ayrıldılmasına yardımcı olurlar. Klinopiroksenit ve verlitler bantlar içinde konsantre olduklarından ve çok az değişime (alterasyon) uğradıklarından oldukça kolay ayrıldedilirler.

Kromit, iğne ucu ile 1 mm büyüklükte serpilmiş (dissemine) taneler halinde veya en fazla 3 mm kalınlığında bantlar yaparak bütün ultrabaziklerde aksesuar mineral olarak görülür.

Az bir alanı kaplayan gabro-klinopiroksenit birimi kuzey-güney doğrultuludur, ve klinopiroksenit ve gabro bantlarının ardalanmasından meydana gelmiştir. 1-2 cm kalınlığındaki koyu yeşil ve grimsi beyaz bantlar gösterdikleri renk farkı ile kolayca tanınırlar.

2.3.2. Ultrabazik ve Bunlara Bağlı Kayaçların Petrografisi

Kayaçlarda olivin, kromspinel, ortorombik piroksen klinopiroksen kümüllüs mineral olarak bulunurlar. Serpen-tin esas değişim ürünüdür, bunun yanında asbest, talk, tremolit, manvezit ve tali silisde değişim sonucu meydana gelmiştir. Feldspat ve pleonast, gabro-piroksenitlerde geç interkümüllüs fazını gösterirler. Ezik (cataclastic) doku bütün kayaçlarda ortak bir özelliktir.

Kayaçların petrografik özellikleri 300 ince kesitte yapılan incelemelerle saptanmış ve tamamlayıcı olarak da kimyasal analizler yapılmıştır.

### 2.3.2.1. Dünit

Dünit, dn-1 ve dn-2 birimlerinin aşağı yukarı 90°'nini ve hz-1 ve hz-2 birimlerinin de, kromititlerin



etrafını sararak, %20'sini kapsar.

Tipik dünit, tek mineralli olup hemen hemen yalnızca olivin fazından oluşmuştur. Saf dünitten, önce verilmiş somra klinopiroksenite ve yine saf dünitten, önce kromittit sonra saf kromite geçişler sık sık görülür. Bununla beraber saf dünitler çok kalın bantlar yaptıkları için büyük hacimleri kaplarlar. Kalaycıkırı-Orhan jeolojik kesitinde bunlar en az 50 m'lik araları meydana getirirler.

Makroskopik gözlemlerde iğne ucu ile 1 mm arasında ki kromitler yeşil olivinler arasında serpilmiş olarak görülürler. Mikroskopik inceleme ile dünitlerin %99 olivinden meydana geldiği ortaya çıkmıştır. Kromitler dünitlerin en fazla %1 ini kapsarlar.

Düzensiz gatlaklar, olivinlerin değişik derecelerde tanelenmesi, ezik dokuyu belirtir. Olivinler genellikle kristal kenarlarında tanelenirler, daha şiddetli deforme olmuş sonucunda küçük taneler, parçalanmamış iri olivin kristallerinin çevresini sararak psödoportirritik (Moorhouse 1959) dokuyu yaparlar. Bazı olivinler de mozaik bir görüntü almışlardır.

Deformasyona az uğramış dünitlerde olivinler 1 ile 4 mm büyüklüğünde, oldukça eş boyutlu ve hipidiyomorfik (varı düzgün) veya allotriyomorfik (Şekilsiz) kristaller halinde dirler. Uzamış kristallere de sık sık rastlanılır ve bunlar bantlanmaya paralel dizilirler. Bander olarak uzamış kristaller bantlanmaya dik dururlar.

Olivinler paralel veya dalgalı sönme verirler op-

tık düzlemleri (001), ve dilinimleri (010) düzlemine paraleldir. Yoğunlukla (001) düzlemine paralel şeritli yapı (lamellar structure) gösterirler, bu yapı, en iyi, uzamaş kristallerde görülür ki bunlarda şeritler kristallerin uzun bovuflarına paraleldir. Şeritler kristalin iç yapısında (100) düzleminde, (001) eksenini boyunca meydana gelen kaymalar yüzünden olmuştur ve deformasyon şeritleri diye de adlandırılabilirler (Deer, Howie, Zussman 1965) Engin (1969), tektonik verleşme veya serpentinleşme sırasında, kristallerini etkileyen basınçların bu kaymalara neden olabileceğini ifade eder.

Opak kahverengi 0.1-1 mm'lik kromit taneleri düzlemler içinde serpilmiştir. İdiomorfik (düzgün), hipidiorfik (yarı düzgün) ve sık sık da, kısmi ergimeyi işaret eden, yuvarlak aşınmış kristaller halinde dirler. Bazı taneler de düzgün oktahedral ve rombik kristal yüzleri gösterirler. Yoğunlukla olivinlerin içinde bulunarak poikilitik dokuyu yaparlar, veya bazen de olivinlerin arasında intersertal olarak bulunurlar. Bazı kromit kristallerinin etrafında krisotil, ender olarak da klorit, tremolit, halkaları oluşmuştur. Pek çok kromit kristalinin kenar zonları yarı saydamlaşmış ve bunların etrafında manyetit noktacıkları sıralanmıştır ki bu da pikotitin oluştuğuna işaret eder. Ezik doku, düzensiz çatlaklar, uzamaş taneler ve bunlarda uzunluğa dik çatlakların oluşumu ve çek-ayır (pull-apart) dokunun varlığı ile kromitlerde de görülür.

Piroksen, verlit bantlanma yakın dünitlerden alın-

nan bir kaç ince kesit. içinde çok az (bir kaç tane) sayı-  
da bulunur.

### 2.3.2.2. Klinopiroksenit ve Verlit

Klinopiroksenit ve verlit dunit ve harzburgit içinde 5 mm. den 100 m ye kadar değişen kalınlıklardaki bantları meydana getirirler. Dunit ve harzburgitle yaptıkları kontaklar genellikle bazı yerlerde belirgin değildir, fakat genellikle keskin de değildir. Bazı yerlerde klinopiroksen miktarının yavaş yavaş artması ile oluşan bir kaç mm genişlikteki bir geçiş zonu geçişli kontağı belirtir. Böylelikle dunitten olivin piroksenit yolu ile verlit ve clinopiroksenite, harzburgitten lertzolit (ender olarak) yolu ile verlit ve clinopiroksenite geçişler görülmüştür.

Serpentinli keskin kontaklar yapan ince (1.5 mm - 15 m) klinopiroksenit bantlarının dokusal ve mineralojik özellikleri yukardakilerin aynıdır.

Kayacın verlit veya klinopiroksenit olarak adlandırılması içindeki klinopiroksen miktarına bağlıdır. Klinopiroksen %10 u geçerse verlit, %90 dan fazla ise klinopiroksenit denir.

Orhanelinde klinopiroksenitler hemen hemen yalnızca klinopiroksenit fazından oluşmuştur. Verlitler de olivin ve piroksenler 1-10 mm genişlikte düzensiz bantlar yaparlar. Bu dağılım Johannsen (1938) tarifine uygundur.

Ezik dokü çoğunda görülür. En fazla olivinler etkilenmiş ve parçalanıp tanelenmişlerdir, piroksenler ise,

tane sınırlarından ayrılmışlar ve içlerinde çatlaklar oluşmuştur. Bir çok örnekte iri piroksenler, parçalanmış olivinlerden oluşmuş bir matris içinde dağılırlar, hatta bazen milonitik bir görüntü bile alırlar. Ezik doku olan yerlerde, solusyonların kayag içine girmesi kolaylaştığı için, alterasyon sonucu kahverengi demir oksit, manyetit tanecikleri ve tremolit meydana gelmiştir. Daha büyük ölçekte pek çok keskin klinopiroksenit verlit kontaklarında da bu demir oksitin ağığa çıktığı belirgin olarak görülmüştür.

Keskin kontaklı klinopiroksenit veya verlitlerin oluşumu serpantinleşmeye bağlanabilir ( Barth 1967, Engin 1969). Bir çok mikroskopik ve kimyasal kanıt primer oluşuma işaret eder, şöyle ki: mineralojik özellikleri ve kimyasal kompozisyonları diğer klinopiroksenitlerin aynıdır; hemen bitişikteki dünit'te intersertal piroksen vardır; serpentinizasyon çatlaklar boyunca piroksende devam eder (en azından serpentinleşmeden önce piroksenler varlığını belirtir); krowit tanelerindeki çatlaklar bittişikteki piroksende devam eder (ezik dokunun olmasından önce piroksenlerin varlığını belirtir). Bunların şiddetli deformasyona uğramış ve makaslanmış kontakları zayıf çüzelmelerde ( iki ayrı malzeme kontakğı) kaymalar yapan gerilmelerle açıklanabilir.

Olivini zengin bantlar 0.7 - 2.5 mm lik hipidiomorfik olivinlerden ve en çok %20'ye kadar 0.5 - 0.7 mm lik allotriomorfik klinopiroksenlerden oluşmuştur. Klinopiroksenler genellikle kenarlardan aşınmış ve bazıları uzamıştır (elongation). Olivinler 0.2 - 0.3 mm lik küçük piroksenleri poikilitik olarak sarar fakat olivin perçacıkları

ları da piroksenler bulunabilir.

Klinopiroksenitler ve verillitler içindeki klinopirokseni zengin bantlar, birbirine geçmiş, hipidiomorfik ve allotriomorfik klinopiroksenlerden oluşmuştur. Dünit birimindekilerde klinopiroksenler 0.2 - 2.5 mm olup, %20'ye kadar intersertal 0.2 mm lik klinopiroksen ve bir kaç ufak, genellikle serpentinleşmiş olivin ihtiva ederler. Kayaç içinde değişik tane boyu gelişigüzel dağılmıştır, fakat bir numunede dereceli dizilme vardır. Batı harzburğite (hz-1) biriminde 7-10 mm lik (%5'i geçmez) taneler de vardır. Doğu harzburğit (hz-2) ve dünit (dn-2) birimlerindekilerde çoğunluk 0.2 - 0.5 mm ender olarak 1-10 mm dir ve kayacın en çok %20'sini teşkil ederler. Tane büyüklüğü değişmesi porfiritik bir doku verir. Bu çeşit doku Bushveld piroksenlerinde görülmüştür (Wager ve Brown 1968).

Klinopiroksenler diopsit ve ojit (en fazla %40) dir. 44° lik sönme verirler. Diopsit ojitten farklı optik karakterle ayırdedilir. Klinopiroksenlerin çoğu dalgalı sönme verir, klivajları eğilmiştir.

Olivinler saf dünit içindekilerin aynıdır. Gerilimleri belirten seritli yapı genellikle görülür.

Kromit bütün verillitlerde ve bazı klinopiroksenitlerde aksesuar mineral olarak bulunur.

### 2.3.2.3. Harzburğit

Bütün harzburğit birimlerinin (hz-1, hz-2, hz-3, hz-4) esas kayacı harzburğittir. Bu birimler ortorombik piroksenin, harzburğit içinde bulunması gereken oranına

göre değil, yalnızca ortorombik piroksenin görülmesi ile tanımlenmişlerdir (Lisenbee 1972). Dolayısı ile bazı yerlerde özellikle birimlerin sınırında harzburgit'in tarifine uyabilecek kadar az piroksen vardır. Kayaçlardaki orthorombik piroksen %5 ile %30 arasında değişir birimlerin kantağında %10 dan azdır. Kantağa doğru piroksenin azalması ve bitişik dünitlerde olmaması piroksenin yavaş yavaş azaldığını ve geçişli kontak olduğunu gösterebilir.

Dört harzburgit birimi petrolojik ve kimyasal bakımdan birbirinden farklıdır.

Harzburgitler, bölgenin diğer kayaçlarındaki gibi ezik doku gösterirler. Olivinler en fazla etkilenen mineraldirler, yoğunlukla tanelenmişlerdir.

Ortorombik piroksenler 1-3 mm büyüklükte dirler, ender olarak 10 mm olabillirler ve sıralar içinde düzenli dağılmışlardır. Bu sıralarda olivin de bulunur. Bu sıralanma klinopiroksen bantlarından farklıdır.

Ortorombik piroksenlerin çoğu eğri dilinim ve dalgalı sönmeye verirler. Küçük olivinleri poikilitik olarak sararlar. İntersertal piroksen görülmemiştir.

Olivinler 1-3 mm lik genellikle uzamış (elongated) ve uzun eksenleri piroksen sıralarına paralel olarak bulunurlar.

Klinopiroksen çok az vardır ve buldukları yerde kayaç lerzolit olur.

Opak kromit düzgün veya şekilsiz kristaller halinde ekseuar olarak bulunur. Pikotit'te görülmiştir. Bazı kromitler olivin inklüzyonları ihtiva eder.

#### 2.3.2.4. Kromittit

Kromittit, kromit ve olivinden meydana gelmiştir. Gabbro-klinopiroksenit dışında bütün birimlerde bulunur. Kromittitler, 0.01 m ile 8 m genişliğinde bantlar halinde ve daima dünitte çevrilmişlerdir.

Bantlar ayrıca kendi içlerinde de bantlanırlar ve kromitti zengin veya bazen masif kromit, kromit+olivini ve olivini zengin ara bantların ardalanmasından oluşurlar.

Masif kromit ara bantları 1 mm ile 2 cm kalınlıkta-  
dır. Kromit taneleri sıkıca birbirine geçmiş, kalan ara-  
lıkları olivinler doldurmuştur. Olivini+kromit ara bantla-  
rında, her iki kristal 0.1-0.2 m büyüklüğündedir ve bir-  
birine geçmiş olarak bulunur. Olivini zengin bantlarda,  
olivini diğerlerinden iri 2-4 mm.lik taneler verir, kromit  
tersine diğerlerinden daha küçüktür.

Bazı kromittler 2-4 mm lik modüller yapılar, birgök  
nodül birleşerek bir ara bantı meydana getirir.

Kromit idiomorfik veya hipidiomorfik, kazen yuvar-  
lak veya kenarlardan aşınmıştır. Olivini hipidiomorfiktir,  
bazen uzamış kristaller verir.

#### 2.3.2.5. Klinopiroksenit-Gabbro

Masifin bazı birimi klinopiroksenit-gabbrodur.  
Klinopiroksenit ve bantlı gabbrodan meydana gelmiştir.  
Birimde plajoklaz, hornblend ve pleonast yeni mineral  
fazı olarak ortaya çıkar, olivini ve kromit katabolur.

#### a) Klinopiroksenit

İçindeki minerallere göre üç tip ayrılmıştır.

- i) Klinopiroksen + manyetit'ten meydana gelen,
  - ii) Klinopiroksen + pleonast'tan meydana gelen,
  - iii) Klinopiroksen + pleonast ve hornblend'den meydana gelen.
- İlk ikisi 30-40 m kalınlığında bantları yaparlar, sonuncusu kendi içinde bantlanmıştır.

i) Klinopiroksen + manyetit

Klinopiroksenler iç içe geçmiş 0,25 mm.lik kristallerdir. Aralarında 0.5-1 mm büyüklüğünde olanlar dağılmışlardır, böylece bir geçit porfiritik doku gösterirler. Mikroskopta diopsit olarak tanımlanmışlardır.

Manyetit klinopiroksenlerin üzerinde 0.05 mm.lik noktacıklar veya klivajları boyunca aynı büyüklükte ince çubuklar halinde bulunur (Aynı özellik ultrabaziklerdeki klinopiroksende de görülmüştür.

Ezik doku oluşmuştur. Tane büyüklüğü ve mineralojik özellikler ultrabaziklerininkilere benzer, tek fark aksesuar kromitin olmamasıdır.

ii) Klinopiroksent pleonast

Bunların içinde pleonast-veşil spinel görülmüştür. Klinopiroksenler 0.5-0.7 mm büyüklükte olup birincilerden daha iridirler. Opak pleonast klinopiroksenlerin arasındadır ve 0.3 mm.lik küçük klinopiroksenleri poikilitik olarak sarar. Yalnız poikilitik karakter, pleonastın opaklığı yüzünden kesinlikle belirlenememiştir.

iii) Klinopiroksent pleonast+hornblend

Bunlar bantlı piroksenlerdir. Numuneler gevşek mostralardan toplandığı için asıl yerleri ve devamlılıkları tam olarak tavin edilememiştir.



Bantlar tane büyüklüğündeki ve mineral kompozisyonundaki ritmik değişimlerden meydana gelir. Birkaç santimetre kalınlığındaki klinopiroksen, pleonast ve bazen hornblend' den oluşan bantları daha küçük taneli klinopiroksen ve pleonast bantları izler, böylece dereceli bir tane değişmesi görülür. İri taneler 0.3 ile 0.5 mm arasında inceler 0.1 ile 0.15 mm arasında değişir. Pleonast interseretaldır.

b) Bantlı gabbro

Bantlı gabbro, 2-3 cm.lik piroksen-hornblend ve 1 cm. lik feldspat hornblend bantları ile ardalanmıştır. Bazik bantlar daha fazla sayıdadır.

Taneler 0.3 ile 0.6 mm dir. Pleonast daima interseretal olarak bulunur.

Feldspatlar tek tanelik sıralar halinde veya interseretal olarak dağılırlar. Çok fazla altere olmuşlardır ve ikizlenme gösteren küçük parçacık halindeki kalıntılarıyla (Relic) ancak tanımlanabilmişlerdir. Sönme açısı, kalıntılar çok küçük olduğundan ölçülememiştir. Alterasyon ürünü isotropiktir, anormal çift kırılma ve lifli doku gösterir. Kırılma indisi bal-saıdan büyük piroksenden küçüktür. Bunlara dayanarak hidro-garnet denebilir.

Bazı bazik bantlarda klinopiroksen %60 ile 80 arasında da, bazı bantlarda hornblend %60-80 arasında bulunur.

Yörükelerden alınan numunede ortopiroksen vardır. Kayaç klinopirokseni zengin ve feldspatı zengin, tane büyük-lüğü kalınlığında bantlardan meydana gelmiştir. Taneler 0.2-0.3 mm dir. Ortopiroksenler daha irice 0.5-1.6 mm dirler ve bantlarda gelişigüzel dağılmışlardır.

### 2.3.2.6. Kayaçların Alterasyonu

Dümit, harzburgit ve verilit'te ortak alterasyon serpentinleşmedir. En çok olivinler bazen ortorombik piroksenler serpentinleşmiştir. Klinopiroksenlerde kristallerin çevrelerini bir hale gibi sarar. Kayaçalarda genellikle çatlaklar boyunca teşekkül etmiştir. Şiddetli alterasyonda bütün kayacı dolduran bir serpentin hamuru (matrix) içinde eski olivin ve piroksen parçacıkları görülür. Serpentinleşme ile beraber demir oksit (hematit), manyetit, "iddingsite" lifli "brucite", karbonat mineralleri, kalseduan, quartz ağığa çıkmıştır. Piroksenli kayaçalarda, klorit, tremolit manyetit bazen talk görülür.

Serpentin mineralinin, mikroskopik tayini sonucunda, antigorit, krizotil ve amorf serpofit olabileceği sanılmaktadır.

### 2.3.3. Kayaçların Kimyası

Kimyasal inceleme için 8 dümit, 9 harzburgit 15 klinopiroksenit ve verilit, ve 2 klinopiroksenit-gabbro olmak üzere 36 numunede esas ve iz elementlerin analizi yapılmıştır. Mg, Zn, Ni, Co, Ca, Na atomik absorpsiyon ile, Si Fe (toplam), Ti, Pi, Cr, Mn spektrometre ile tayin edilmiştir. Sonuçlar oksit halinde verilmiştir. Si ve Cr, NaOH eritmesi ile, diğer elementler, hidroflorek ve perklorik asit karışımı ile eriyiğe alınmıştır. İki değerli demir hidroflorek sülfirik asit karışımında eritilerek permanganat titrasyonu ile tayin edilmiştir. Analizlerin presizyonu %1 dir.

Mesifin ilk oluşumundaki kimyasal özelliklerini elde etmek için, numunelerin en az altere olmuş kısımları analiz edilmiştir. Buna rağmen  $H_2O$  miktarı %5'e kadar çıkmaktadır ( Tablo 1).

Kayaçların kimyasal ve mineralojik bileşimleri

**Tablo 1** de verilmiştir. Dunit, harzburgit, verlit ve klinopiroksenit'in ortalama bileşimleri hesaplanmış ve aynı tabloya konmuştur. **Tablo 2** Niğeli değerleri ve katanormları verir.

Normatif ve hakiki (modal) mineral bileşimleri arasındaki fark kayaçların altere olması yüzündendir. Normatif ortorombik piroksen değerleri, hakiki değerlerden fazladır, ve bu fazlalık harzburgit ve dunitin serpentinizeyonuna bağlanır. Verlitlerin normatif bileşimlerinde bile fazla ortorombik piroksen çıkmıştır. Bu klinopiroksenlerin  $CaO$  yüzdelerinin düşük olması ve serpentinleşme yüzündendir. Benzer olarak hakiki bileşimde olmayan  $C_s$  (Ca-ortosilikat), Ac(akmit), Ne(nefelin), An(anortit) normatif olarak çıkmıştır.

Elementlerin birbirleri ile ilişkisi korelasyon matris analizi ile elde edilmiştir ( **Tablo 3**).  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$  arasında belirgin pozitif korelasyon ve bunlarla  $MgO$  arasında negatif korelasyon vardır.

Dunit ve harzburgit'te  $CaO$  düşüktür. Yalnız bir dunit (360) ve bir harzburgit (340) numunesindeki yüksekçe  $CaO$  değerleri ( **Tablo 1**), dunitte az miktardaki klinopiroksen ve kalsit, harzburgitte tremolitin bulunması ile açıklanabilir.

Tablo 1a - Dunitlorin Kimyasal ve Mineralojik Bileşimi

	33C	36.C	68C	83J	95	231A	315B	323B
SiO <sub>2</sub>	38.60	38.40	38.00	41.16	41.15	42.00	40.51	39.65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	0.50	0.50	0.25	0.25	0.02	0.03	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	1.51	0.50	0.10	n.d.	n.d.	0.1	0.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.50	0.60	0.112	0.34	0.25	1.25	1.12	0.75
FeO	9.28	7.52	5.11	8.34	7.55	3.94	9.03	8.33
MgO	45.93	46.59	48.08	45.44	48.41	43.10	46.26	48.00
CaO	0.10	1.12	0.75	0.02	0.025	0.25	0.09	0.09
H <sub>2</sub> O	3.53	3.25	5.57	2.25	0.70	3.38	1.86	1.96
Na <sub>2</sub> O <sup>x</sup>	n.d.	350	1350	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PiO <sub>2</sub> <sup>x</sup>	n.d.	600	n.d.	n.d.	50	n.d.	n.d.	n.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> <sup>x</sup>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MiO <sub>x</sub>	3000	5000	4800	3000	3000	4000	4000	n.d.
CoO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.
ZnO <sup>x</sup>	95	-	85	85	373	85	90	100
Mineralojik Bileşim								
Olivin	79	80	69	85	95	80	90	90
K.Pirok.	-	-	-	-	-	-	-	-
Serp.	20	18	30	15	5	20	10	10
Klorit	-	0.5	-	-	-	-	-	-
Threm.	-	0.25	0.01	-	-	-	-	-
Kromit	1	1	1	0.5	0.5	0.05	0.05	0.04

<sup>x</sup> ppm

Tablo 1c - Klinofiroksenit - Verlitlerin Kimyasal ve Mineralojik Bileşimi

	28D	30D	78B1	78K	78M	78N	83E	90
SiO <sub>2</sub>	48.00	51.00	51.70	52.15	51.00	51.73	49.09	51.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.10	0.05	0.05	0.01	0.01	0.01	0.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.34	2.44	1.04	1.19	1.13	1.51	0.50	0.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.05	1.18	0.63	2.33	2.98	2.25	1.12	0.80
FeO	5.30	3.27	5.25	3.26	3.28	2.87	5.06	4.02
MgO	34.98	21.72	25.53	23.71	23.88	23.88	32.83	29.18
CaO	7.14	17.61	9.38	15.15	14.86	15.37	9.22	11.28
H <sub>2</sub> O	0.50	0.95	3.12	3.64	0.85	0.76	1.50	-
Na <sub>2</sub> O <sup>x</sup>	350	1300	400	750	1000	1200	750	1600
TiO <sub>2</sub> <sup>x</sup>	600	1300	380	590	480	590	330	260
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> <sup>x</sup>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO <sup>x</sup>	2400	254	1500	600	1000	1500	1160	800
CoO <sup>x</sup>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ZnO <sup>x</sup>	70	85	60	55	70	115	70	160

Mineralojik Bileşim

Olivin	-	9	45	15	20	5	40	7
K.Pirok.	-	85	40	70	75	92	52	90
Serp	-	5	15	14	5	3	8	-
Klorit	-	-	-	-	-	-	-	-
Trem.	-	-	-	1	-	-	-	2
Kromit	-	0.5	0.1	0.5	0.05	0.05	0.03	1

x- ppm

Tablo 1c devam

SiO <sub>2</sub>	51.25	47.12	51.00	43.16	50.20	52.16	50.55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.036	0.03	0.03	-	-	0.50	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.72	0.50	1.34	0.50	0.50	0.50	2.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.77	2.34	2.40	1.23	0.71	2.03	2.37
FeO	3.25	8.25	3.16	5.95	5.32	4.10	4.22
MgO	22.63	37.63	23.70	39.75	26.52	24.53	25.20
CaO	17.94	3.63	14.58	8.39	14.33	13.75	13.47
H <sub>2</sub> O <sub>x</sub>	-	0.50	0.80	-	2.15	0.65	0.76
Na <sub>2</sub> O <sub>x</sub>	2500	n.d.	500	180	1350	750	n.d.
Ti <sub>2</sub> O <sub>x</sub>	830	240	1840	380	1050	1220	880
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> <sub>x</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO <sub>x</sub>	500	1800	1000	1500	1500	1000	1000
CoO <sub>x</sub>	n.d.	n.d.	120	n.d.	100	n.d.	100
ZnO <sub>x</sub>	65	70	60	100	35	65	75

## Mineraloji K Bileşim

Olivin	2	57	17	-	-	-	-
K.Pirok	97	36	76	-	-	-	-
Serp.	-	3	3	-	-	-	-
Klorit	0.5	-	-	-	-	-	-
Tremolitt	0.8	1	-	-	-	-	-
Kromit	-	0.07	0.1	-	-	-	-

Tablo 1d - Masifin ortalık ama kompozisyonunun hesaplanması  
 dn.ortx0.535<sup>XX</sup>hz.ortx0.104<sup>XX</sup>var.ortx0.027<sup>XX</sup>pyr-gab.ortx0034<sup>XX</sup> Masif  
 Ort.

SiO <sub>2</sub>	21.98	18.64	1.37	1.7	43.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	0.14	0.03	0.23	0.56
FeO (top.)	4.77	3.14	0.16	0.26	8.33
MgO	25.59	17.50	0.76	0.61	44.46
CaO	0.17	0.21	0.34	0.54	1.26

x- ppm

xx-birimlerin arazidaki hacimsel oranları

Tablo 2a - Dunitlerin Niçli Değerleri ve  
Katanormları

	33C	36C	68C	83d	95	231A	315B	323B
Niçli Değerleri								
SI	0.498	0.489	0.488	0.548	0.523	0.576	0.522	0.500
AZ	0.330	0.329	0.329	0.354	0.343	0.365	0.343	0.333
Si	33.26	32.90	32.97	35.42	34.34	36.55	34.33	33.35
Al	-	0.76	0.256	0.0507	-	-	0.05	0.049
Alk	$5 \times 10^{-8}$	0.029	0.113	$5 \times 10^{-8}$	$5 \times 10^{-8}$	$5 \times 10^{-8}$	$5 \times 10^{-8}$	$5 \times 10^{-8}$
Fe	66.65	65.27	65.96	64.51	65.64	63.22	65.54	66.51
C	0.092	1.028	0.697	0.018	0.022	0.233	0.081	0.082
W	0.127	0.067	0.019	0.035	0.029	0.111	0.10	0.075
Normlar								
Q	-	-	0.45	-	-	-	-	-
An	-	0.87	-	0.092	-	-	0.25	0.25
Ne	-	0.17	0.68	-	-	-	-	-
Cor	-	-	-	0.18	-	-	-	-
Ca	-	1.66	0.42	-	-	-	-	-
Wo	0.18	-	-	-	0.045	0.47	0.064	0.065
Ca.O.Si.-	-	0.44	0.83	-	-	-	-	-
En	2.31	-	-	12.93	6.47	21.28	7.86	1.29
Fe	86.75	88.51	92.92	77.63	85.45	67.89	81.70	89.26
Fe	9.30	7.73	5.49	8.83	7.79	9.15	9.05	8.43
Ru	-	0.038	-	-	0.0038	-	-	-
Mg	1.46	0.58	0.11	0.33	0.24	1.22	1.07	0.71
H <sub>2</sub> O	16.87	15.56	24.31	11.43	3.75	16.40	9.51	9.90

Tablo 2b - Harzburgerlerin Niğgeli Değerleri ve  
Katanormları

	34C	34D	622	623	700A	702	703	704B	705
Niğgeli Değerleri									
SI	0.768	0.747	0.66	0.596	0.615	0.615	0.587	0.649	0.615
Az	0.435	0.427	0.381	0.373	0.381	0.382	0.370	0.394	0.381
SI	43.47	42.77	38.12	37.35	38.09	38.16	37.02	39.39	38.07
Al	0.052	-	0.26	-	1.21	-	0.053	0.053	-
Alk	$5 \times 10^{-8}$	0.009	0.034	0.0021	$5 \times 10^{-8}$	0.164	$5 \times 10^{-8}$	0.026	$5 \times 10^{-8}$
Fe	56.43	56.02	61.22	62.28	59.92	61.55	62.25	60.03	61.67
C	0.047	1.19	0.387	0.374	0.785	0.127	0.679	0.498	0.262
W	0.16	0.15	0.25	0.228	0.33	0.16	0.319	0.448	0.391
Normlar									
Ab	-	-	0.034	-	-	-	-	0.26	-
An	0.24	-	1.28	-	3.88	-	0.26	0.13	-
Co	0.026	-	-	-	2.29	-	-	-	-
Wo	-	2.38	0.26	0.75	-	0.25	1.25	0.94	0.52
Ac	-	0.075	-	0.017	-	1.32	-	-	-
En	62.75	57.08	31.43	27.25	21.47	28.50	26.15	42.53	34.70
Fe	30.89	31.35	59.88	64.33	60.21	63.05	65.07	49.44	57.72
Pa	5.00	7.62	5.04	5.69	3.71	6.14	4.51	2.82	3.62
Ru	-	0.037	0.026	-	0.018	-	-	0.007	-
Mg	1.09	1.46	2.05	1.96	2.43	0.75	2.76	3.87	3.41
H <sub>2</sub> O	14.98	8.11	20.88	10.11	13.22	7.73	28.02	19.81	25.18



Tablo 2c - Klinopiroksenit - Veriltitlerin Niğelli Değerleri ve Katanormları

	28D	30D	78B1	78K	78M	78N	83E	90
Niğelli Değerleri								
SI	0.728	0.967	1.040	0.985	0.992	1.005	0.819	0.874
Az	0.422	0.494	0.510	0.497	0.500	0.503	0.451	0.469
Si	42.17	49.40	51.06	49.76	49.98	50.36	45.13	46.90
Al	0.694	1.34	0.582	0.644	0.616	0.819	0.266	0.395
Alk	0.029	0.12	0.037	0.067	0.090	0.107	0.064	0.137
fm	50.39	33.54	40.80	36.59	37.55	36.52	47.71	41.90
c	6.72	15.59	7.52	12.95	11.76	12.20	6.83	10.67
w	0.151	0.245	0.097	0.391	0.450	0.414	0.166	0.152
Katanormlar								
Ab	0.29	1.16	0.37	0.66	0.89	1.06	0.64	1.39
An	3.29	6.03	2.71	2.86	2.61	3.52	0.98	1.31
wo	12.02	32.19	17.88	28.43	28.16	28.55	16.98	21.08
En	39.43	46.69	71.79	59.24	56.19	55.37	42.85	51.94
Hy	-	-	2.71	-	-	-	-	-
Po	38.61	9.49	-	3.85	6.8	7.03	32.39	19.36
Pa	5.28	3.15	3.85	2.53	2.23	2.12	5.03	4.10
Ru	0.039	0.089	0.027	0.04	2.033	0.04	0.022	0.017
Mg	1.03	1.22	0.67	2.39	3.08	2.31	1.11	0.8
H <sub>2</sub> O	2.82	-	16.41	3.74	4.94	4.41	8.09	-

Tablo 2c. devam

	310	313E	317	652A	Sızlıca Karalı	5 Karalı	11
Nisgali Değerleri							
SI	0.969	0.684	0.974	0.579	0.890	0.989	0.928
Az	0.496	0.406	0.494	0.367	0.473	0.499	0.481
Si	49.64	40.60	49.44	36.69	47.32	49.86	48.12
Al	0.928	0.254	0.737	0.251	0.267	0.271	1.37
Alk	0.222	5x10 <sup>-8</sup>	0.045	0.015	0.119	0.067	5x10 <sup>-8</sup>
Fe	34.56	55.79	37.10	55.39	40.35	38.22	39.26
c	14.65	3.35	12.67	7.64	11.95	11.59	11.25
w	0.329	0.20	0.406	0.157	0.107	0.308	0.336
Katanorms							
Ab	2.19	-	0.45	0.15	1.18	0.67	-
An	3.48	1.27	3.42	1.18	0.74	1.02	6.72
Wo	33.29	6.18	27.68	14.77	27.37	26.57	23.34
En	42.99	40.86	58.01	6.48	43.40	62.83	52.40
Fe	13.40	41.65	5.41	70.49	20.86	3.08	11.49
Fe	2.78	7.76	2.41	5.74	5.65	3.66	3.57
Ru	0.056	0.016	0.13	0.024	0.071	0.084	0.059
Mg	1.80	2.27	2.5	1.18	0.70	2.09	2.41
H <sub>2</sub> O	-	2.79	4.69	-	11.44	3.82	4.37

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	NiO	CoO	ZnO
SiO <sub>2</sub>											
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44										
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	0.09									
FeO	-0.60	-0.28	-0.38								
MgO	-0.93	-0.60	-0.25	0.63							
CaO	0.81	0.55	0.11	-0.68	-0.94						
NaO	0.43	0.25	-0.13	-0.51	-0.48	0.58					
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.22	0.09	-0.32	-0.75	0.71	0.31				
NiO	-0.39	-0.37	0.16	0.28	0.48	-0.62	-0.32	-0.48			
CoO	-0.04	-0.06	0.18	0.13	0.03	-0.14	-0.24	-0.04	0.62		
ZnO	-0.3	-0.24	-0.17	0.19	0.38	-0.31	-0.12	-0.29	0.16	-0.04	

Tablo 3 Kayaçlar içindeki elementlerin birbirleri ile ilişkisini gösteren korrelasyon matriks analizi.

Kayaçlar, genellikle aliminyum bakımından fakirdirler. Al pek çok numunede ölçme limitinin altında olup bazen %0.5'e kadar çıkmıştır. 36C ve 700A numunelerindeki yüksek sayılabilecek  $Al_2O_3$  değerleri (Tablo 1) kloritin oluşmasına bağlanabilir (alterasyon sonucunda). Bu, numunelerde CaO'de yüksektir ve ince kesitlerinde bunu açıklayan tremolit görülmüştür.

Alkali elementler içinde yalnız  $Na_2O$  ölçülebilmıştır. En düşük değerleri dünitler verir. Yalnızca iki numunede (36 C ve 68 C) Na ölçme limitinin üzerinde bulunmuştur, bunların ortalaması %0.02'dir. Büyük bir olasılıkla bu iki numunede asıl değer daha düşüktür ve Na alterasyon sonucu yükselmiştir. Zaten bu numuneler oldukça yüksek Ca ve Al'de ihtiva ederler. Harzburgit'lerde ortalama %0.045 ve klinopiroksenit-verlit'de %0.086'dır. Bu değerler kayaçların mineralojisine uygundur. Hamilton ve Montgomery (1965) de bu ilişkiye işaret eder.

Bir çok dünit ve harzburgit'te  $FeO_2$  ölçülememiştir fakat klinopiroksenit ve verlit bantlarında, klinopiroksen miktarına bağlı olarak, %0.024 ile %0.19 arasında değişir.

$P_2O_5$  ölçme limitinin altındadır. Ni klinopiroksenitte dünit ve harzburgitten daha az bulunur, Co zorla ölçülebilmmiştir.

$Cr_2O_3$  değerleri kromit içindeki aksesuar kromitten gelir.

Masifin ortalama (bulk) kompozisyonu, her bir birimin hacmini hesaba katarak kalınlığının 1 km farzederek ve birimlerin ortalama değerlerini kullanarak hesap edilmiştir (Tablo 4).

Esas minerallerin kimyasal bileşimleri, olivinlerde forsterit ( $F_o$ ) favalit ( $F_a$ ), ortorombik piroksenlerde enstatit ( $E_n$ ), ferrosilit ( $F_s$ ) ve wollastonit ( $W_o$ ) molekül oranlarına tayin edilmiştir. Bunlar için x-ışınları difraksiyon tekniğinden yararlanılmıştır. Olivin ortorombikpirok- sen ve klinopiroksen numuneleri elle ayıklanmışlardır.

#### Olivin

Forsterit ( $Mg_2SiO_4$ ) ve favalit ( $Fe_2SiO_4$ )'in mole- kül oranları için Yoder ve Sahama (1957) nin metodu kulla- nılmıştır. Bu metoda toz numunelerin  $28^\circ$  ile  $33^\circ$  arasında, Çuk ışınları ile difraktometre kayıtları alınmıştır. Oli- vindeki (130) yüzlerinin  $2\theta$  değerleri, silikon standardı- nın (133) yüzlerinin  $2\theta$  değerleri kullanılarak doğru olarak saptanmış ve (130) yüzlerinin "d" değerleri hesaplanmıştır. Bu değerler Yoder-Sahama grafiğine uygulanarak Forsterit miktarları bulunmuştur.

Dunit, harzburgit ve verilit içindeki olivinlerin Forsterit değerleri Tablo 5 de verilmiştir.

Dunit ve harzburgit içindekilerde  $F_o$  %87 ile %99 ara- sında değişir. %95'in üzerindeki kromititlerdeki olivin- lere aittir. Klinopiroksenle birlikte verilit içinde bulu- nanlarda  $F_o$  düşüktür, %82 ile %85 arasında değişir.

#### Ortorombik piroksen

Bunlar için Zwan (1954)'in hazırladığı x-ışınları difraksiyon eğrisi kullanılmıştır. Bu metotta toz numunele- rin  $55^\circ$  ile  $64^\circ$  arasında difraktometre kayıtları alınmış, ve (060) ile (10 31) yüzlerine ait  $2\theta$  lar silikon stan- dardının (311) deki  $2\theta$  sına göre düzeltilerek "d"değerle-

ri bulunmuştur. Bunların farkı enstatit ( $F_n$ ) ve ferrosilit ( $F_{FeSiO_3}$ ) oranlarına karşı grafiklenmiştir.

Sonuçlar Tablo 6 da verilmiştir.

Tablo 5 - Olivin Bileşimi ( $F_o$ )

No	Forsterit Molekül %	Kayaç Cinsi	Birim Cinsi
29 D	92	dünit	dn-1
68 C	87	dünit	"
78 C	94	kromitit	"
81 C	92	dünit	"
85	90	dünit	"
88 D	95	kromitit	"
89 A	94	kromitit	"
95	92	dünit	"
96	95	kromitit	"
97	90	dünit	"
106	95	kromitit	"
107	95	kromitit	"
114	97	kromitit	"
116	98	kromitit	"
205	97	kromitit	"
233	99	kromitit	"
250	92	dünit	"
263 A	97	kromitit	"
303 A	88	dünit	"
304 B	87	dünit	"
307 F	88	dünit	"
312	88	dünit	"
314 A	90	dünit	"
320 A	94	kromitit	"
329 A	85	dünit	"
403	95	kromitit	"

78 D	83	verlit	dn-1
90	81	verlit	"
323 A	79	verlit	"
607	95	harzburgit	hz-1
611	97	kromitit	"
635	87	harzburgit	"
Karakova 10	95	dümit	hz-2
703	90	dümit	hz-3

Tablo 6- Ortorombik Firoksenin Bileşimi (En)

No	Enstatit (En) Molekül %	Harzburgitin Bulunduğu Birim
608	96	hz-1
705	92	hz-1
628	95	hz-2
662	92	hz-2

Enstatit değerleri En<sub>96</sub> ile En<sub>52</sub> arasında değişir.

#### Klinopiroksen

Bunlar için Brown (19-) un metodu uygulanmıştır. Toz numunelerin 55° ile 64° arasında kayıtları alınmış ve silikon (311) refleksiyonu kullanılarak (600) ve (060) yüzle-  
rinin 2θ ları düzeltilmiş ve  $b=6d_{600}$  ve  $a \sin = 6d_{060}$  de-  
ğerleri klinopiroksen diagramına uygulanarak Ca, Mg ve Fe oranları elde edilmiştir (Tablo 7).

Tablo 7- Klinopiroksenin Bileşimi

No	Piroksen İçindeki Elementlerin Molekül Yüzdeleri		
	Mg	Ca	Fe
78 B1	50	44	6
78 D	52	43	5
93	55	42	3

## 2.4. KROMİTLER

### 2.4.1. Genel Dağılım

Kromit klinopiroksenit-gabro birimi hariç bütün birimlerde iki şekilde bulunur.

1. Serpinti ( **dissemine** ) kromit, dunit ve harzburgitlerde %0,025 ile %1 civarında, klinopiroksenitlerde çok az miktardadır. Kayaçlar içinde gelişti güzel dağılmıştır.
2. Cevher kromit, bantlarda konsantre olarak kromitit damarlarını meydana getirir.

Serpinti kromit daha önce anlatıldığından (ultrabazik kayaçlar bölümü), burada kromitit damarları içinde, kromititi zengin bantları yapan "cevher kromit" üzerinde durulacaktır.

Dunitler içinde 57, harzburgitlerde 11 kromitit damarını düzenli bir şekilde yayılmıştır. Bunların bir kısmı gelişmanın başladığı sırada (1973) gelişmekte idi.

Kromit ve olivin bantlar halinde buldukları için damarlar stratiform karakter gösterir. Bir kağı noduler tiptedir, fakat bunlarda bile nodüller bantlar içinde dizilirler.

Bantlı yapı yüzünden cevherin derecesi çok yüksek değildir %20-%30 arasındadır, fakat ekonomik olarak kullanılabilir. Açık işletme veya yeraltı çalışması yapılmış ve yapılmaktadır. Eskiden kalma pek çok boşaltılmış damara rastlanmıştır. Yeni aramalarla bunların faylarla atılmış, doğrultuları boyunca, uzantıları meydana çıkarılmaktadır.



## 2.4.2 Kromitlerin Fiziksel Özellikleri

### 2.4.2.1 Dokü

Serpinti kromite ait dokular ultrabazik kayalar bölümünde izah edilmiştir. Cevher kromite ait dokular aşada verilmiştir.

Bütün numuneler primer kümülüs dokü gösterir. Tane büyüklüğü mm mertebesinde dir ve kromiti zengin bantlardan olivini zengin bantlara doğru azalır, yani olivini zengin bantlarda daha küçüktür.

Masif kromit bantları kromit ile iç içe geçmiş silikattan (olivini , genellikle serpentinleşmiş) meydana gelmiştir. Bazen küçük kromitlerden oluşan bir ağ dokusu görülür.

Mikroskopta allotriomorfik taneler ezik dokü gösterirler, kristal kenarları şiddetle aşınmış, ve venmiştir (ement). Zincir dokü bazen görülür.

Nodul dokü çok az yerde oluşmuştur. Bunda bile genel bantlanma özelliği kaybolmuştur. Nodüller kromit ağregatlarıdır, büyüklükleri 0,5 cm ile 1 cm arasında değişir.

Magmatizma sonrası, çek-avır (pull-apart) şeklinde uzamaya ender rastlanır.

### 2.4.2.2 Parlak Kesit Çalması

Kromitlerin, parlak kesitlerinden elde edilen optik özellikleri çok fazla değişim göstermediğinden bunların kromit ~~tanınma~~ fazla bir katkısı olmamıştır. Kromit kristalleri gri renkleri ve orta değerlerdeki parlaklıkları ile tanınırlar.

Kromit taneleri silikat (olivin veya serpentin) parçalarını ve inkluzyonlarını poikilitik olarak sararlar. Bazı tanelerde nokta halindeki inkluzyonlar tane kenarlarına paralel konsantrik bir zon yaparlar. Bliss ve Mac Lean (1975) bunu ferritkromit taneçiklerinde ferrit kromit'ten evvel oluşan mançetit-kromit ara yüzü (interface) olarak tanımlar.

Firrit bazen intersertal olarak bulunur. İmenit ve rütil görülmemiştir. Kristallerin çatlakları ve kenarları boyunca bazen üzerlerinde parça halinde, yüksek parlaklık veren bir mineral oluşmuştur ki bunun bulunduğu kenarlar da aşınma vardır. Çok küçük alan kapladıkları için parlaklıkları zorlukla ölçülmüştür. Herringe (1941) buna "kül rengi mançetit" Spangenberg (1943) ise "ferrit kromit" der. Engin (1963) Andızlık-Zımparalık kromitlerinde bunları tanımlamış ve ferrit kromit demiştir.

#### Kromitlerin parlaklıkları

Parlaklıklar 620 mμ dalga boyunda silikon standardı ve sarı filtre ile ölçülmüştür. Her bir kesitte dört ölçme alınmış ve ortalama hesaplanarak Tablo 8'de verilmiştir.

Tablo 8 - Kromitlerin Spektrel Parlaklıkları

<u>Numune Numarası</u>	<u>Kromitin parlaklığı</u>
1	12.8
5	13.2
16	12.3
17	12.4
18	11.4

<u>Numune Numarası</u>	<u>Kromitin Parlaklığı</u>
19	13
22	12.8
26	12.7
29	13.15
30	12.8
32	12.3
36	13.4
37	12.4
40	13.2
41	12.6

Kromitlerin parlaklıkları 11 ile 13.6 arasında değişir. 32, 36 ve 40 numaralı kesitlerde ölçülen ferrit kromit parlaklıkları sıra ile 18.5, 14.9 ve 15 dir. Bu değerler çok zorlukla elde edilebilmiştir ve belki de doğru değerler değildir.

#### Kromitlerin Sertliği

"Vickers microhardness" aleti ile 50 gr yük altında ölçmeler yapılmıştır. Bulunan değerler kromitin esas değerinden sistematik olarak düşük ve 488 ile 551 arasında değişmektedir.

#### 2.4.2.3. Kromitlerin Hücre Boyutları

Silissiz beş kromitte, toz numunelerinin x-ışınları difraksiyon kavıtları alınarak, hücre boyutları tayin edilmiştir.

Yapılan işlemler aşağıda sıralanmıştır:

1. Toz kromitin difraktometre kaydı alınarak değişik 2 $\theta$ 'larda çıkan yüzdeler indekslenmiştir.
2. Kromitle silikon standardı karşılaştırılıp bir başka kayıt alınmıştır. Bunda 2 $\theta$  değerlerini düzeltmek için kromitin (022) refleksiyonu ile silikonun (111) refleksiyonu en uygun bulunmuştur.
3. Bütün kromit numunelerinin 28° ile 32° arasında difraktometre kaydı alınmış ve (022) nin doğru 2 $\theta$  değerleri hesaplanmıştır.
4. Hücre boyutu "a" Bragg formülü kullanılarak bulunmuştur, 
$$a = \frac{\lambda}{2 \sin \theta} \text{ (Tablo 9).}$$

Tablo 9 - Kromitlerin Hücre Boyutları

No	(022)nin 2 $\theta$ 51	Sin $\theta$	a(A°)
6	30.3912	0.2621	8.3189
16	30.5412	0.2634	9.2779
22	30.4187	0.2623	8.3126
24	30.4162	0.2623	8.3126
36	30.3412	0.2617	8.3317

Tablodan görüldüğü gibi "a" boyutları 8.2779 ve

8.3317 arasında değişmektedir.

#### 2.4.3. Kromitlerin Kimyasal Özellikleri

56 kromitteki esas elementler, Cr, Mg, Al Fe (toplam) ve bazı iz elementler, değişik metodlarla tayin edilmiştir. Analizden önce pek çok kromitin parlak kesiti mikroskopta incelenmiş ve tek oksit fazından (kromit olarak)

meydana gelenler seçilmiştir. Bununla beraber bir kaç tane si ferritkromit ihtiva etmektedir.

#### 2.4.3.1 Nümunelerin Hazırlanması

Kromit, birlikte bulunduğu olivin ve serpentin basit cevher hazırlama metotları ile ayrılmıştır.

Değişik boyutlardaki öğütülmüş tanelerin cevher mikroskopu ile incelenmesi sonucunda kromit ile silikatin li-berasyon limiti olarak 170 meş seçilmiştir. 170 meş ile 200 meş arasında bulunan tanelerdeki silikat, yaş gravite metodu ile kromitten ayrılmıştır. Bundan sonra kurutulan nümunne kalan silikatin ayrılabilmesi için bir kaç defa da manyetik ayırıcıdan geçirilmiştir. Mikroskopik inceleme ile kromitin %98 ile %99 arasında saflaştırılabildiği bulunmuştur, fakat bazıları %98'den de daha aşağı saflıkta-  
dır (Tablo 10).

Silikattan arınmış toz nümuneler ağız havanda 300 meş'e kadar inceltilip 110°C de kurutulularak kimyasal analizleri yapılmıştır.

#### 2.4.3.2. Analitik İşlemler

Cr, toplam Fe, Si x-ışınları floresans spektrograf ile WPA Enstitüsünde, Mg ve Al eriyik halindeki kromitte atomik absorpsiyon spektro fotometre ile tayin edilmiştir. Kromitler  $Na_2O_2$  +  $NaCO_3$  karışımı ile nikel krozele eritiş yapılarak eriyiğe geçirilmiştir.

İz elementlerden, Zn, Mn, Ni, Co için vine atomik absorpsiyon spektrofotometre kullanılmıştır. Ni ve Co tayinleri için kromitler perklorik asitle sıcakta eritil-

miştir. V, Ti, Ga ve Sc gibi diğer iz elementler optik spektrograf ile kalitatif olarak tayin edilmişlerdir.

Analizler sonucu elde edilen esas elementlerin oksitlerinin toplamı, %94 veya %95 gibi, düşük değerler verdiğiinden, hatanın kaynağını bulmak üzere 10 numune yeniden konvansiyonel yaş metoduyla analiz edilmiştir.  $Cr_2O_3$  ve  $Fe_2O_3$  (toplam) için titrasyon, MgO ve  $Al_2O_3$ , gravimetrik analiz yapılmıştır. Yeni analizlerin toplamı %100'e yakın çıkmıştır. Her iki analiz grubu karşılaştırıldığında MgO,  $Al_2O_3$  ve toplam  $Fe_2O_3$ 'ün benzer değerlerde olduğu fakat  $Cr_2O_3$ 'ün, x-ışınları floresan spektroskopu ile elde edilen değerlerinin sistematik olarak düşük olduğu görülmüştür. On numunedeki iki  $Cr_2O_3$  değeri için bulunan oranlar birbirine çok yakın olup, 1,0796 ile 1,0995 arasında değişmektedir. Ortalama oran "1,0898",  $Cr_2O_3$  değerini düzeltme faktörü olarak alınmıştır, böylece bütün  $Cr_2O_3$  değerleri bu faktörle çarpılarak düzeltilmiştir.

Ayrıca dört numunenin elektron mikroprob ile yapılan nokta analizlerinden elde edilen ortalama  $Cr_2O_3$  değerleri ile, düzeltilmiş  $Cr_2O_3$  değerleri karşılaştırıldığında birbirine uygun bulunurlar, (Tablo 11).

Karşılaştırmayı kolaylaştırmak için  $Cr_2O_3$  değerleri 100'e tamamlanmış toplama göre verilmiştir.

Tablo 11 - Düzeltilmiş  $Cr_2O_3$  ve Elektron Mikroprobdan Tilde Edilen  $Cr_2O_3$  Değerleri

No	Düzeltilmiş $Cr_2O_3$	Elektron Mikroprob Nokta Ortalaması $Cr_2O_3$
9	60.26	60.49
16	54.48	53.99
32	52.07	52.72

### 2.4.3.3. Kromitlerin Kimyasal Bileşimi

Kromit spinel grubunda, katı çözeltili yaptığı için bileşiminde bulunan elementler çok değişik oranlar verirler.

Esas elementlerin analizleri ile normatif kromit bileşimi Tablo 10'da verilmiştir. Oksit değerleri silikatta (olivin ve serpentin) yok farzederek veniden hesaplanmış fakat  $SiO_2$  değerleri tablonun sonunda verilmiştir.

Orhaneli kromitlerinin genel bileşim olarak Cr ve Mg'ları zengindir. Toplam FeO aşağı yukarı sabittir.

$Cr_2O_3$  %47.24 ile %62.58 arasında,  $Al_2O_3$  oldukça düşük olup %7 ile %22.94 arasında, MgO %11 ile %16, arasında değişirler. Toplam FeO, alttere olmuş kromitler arasında, %15-16 civarındadır. Cr:Fe oranı pek çoğunda yüksektir ve 3.76'dan 1.61'e kadar düşebilir.

### 2.4.3.4. Kromitlerin Strüktür Formülü

Kromitlerin strüktür formülü hücrelerinde bulunan 32 oksijeni esas alarak hesaplanmıştır. Bir hücrede 8 tane iki değerli, 6 tane 3 değerli katyon ve 32 tane oksijen bulunur..

İki ve üç değerlikli demir, kromitin stokiyometresine göre,  $Fe_2O_3$ :FeO oranını 1 farzederek hesaplanmıştır. Teorik formül ( $Mg_a Fe_{1-a}$ ) ( $Cr_x Al_y Fe_{1-x-y}$ )  $2O_4$  şeklinde verilebilir (Thayer 1964). Tablo 10'da formülü meydana getiren molekül oranları verilmiştir. Ferrit kromit'liler dışında kromittteki üç değerlikli demir hemen hemen sabittir.

Kompozisyon değişmesi, kromitlerin kompozisyonlarını Stevens (1944)'in hazırladığı diyagrama uygulayarak gösterilmiştir. Diyagram altı parçaya bölünmüştür (Şekil 5). 56 kromit noktası Aliminyum kromit alanına girer ve tek yönlü bir değişim gösterir. Bir numune ferritan kromit'e yatkın düşmüştür fakat bunun numune içindeki yüksek ferrit

kromitten geldiği anlaşılmıştır.

#### 2.4.3.5. İz Elementler

Ni Co, Zn ve Mn kantitatif olarak elde edilmiş, Ti, V, Ga ve Sc kalitatif olarak, optik spektrografa görülmüş-  
tür.(Tablo 10).

#### Nikel

Nikel dünya kromitlerinde 1000 ppm ile 2500 ppm arasında değişmektedir. Magnezyum ile aynı iyonik yarıçapa (0.7A) sahip olduğundan kromit strüktüründe onunla aynı yerde bulunur.

Orhaneli kromitlerinde NiO 329 ppm'den 1782 ppm'e kadar gkmektedir.

#### Kobalt

Kromitler içinde kobalt nikelden daha az değişim göstermektedir. Kobaltın iyonik çapı iki değerli demirinkine yakındır (sıra ile 0.82A<sup>o</sup> ve 0.83A<sup>o</sup>) böylece kobalt, strktrde, onunla yer değiştirir.

#### Çinko

Çinko iki değerli demirle birlikte bulunur. Dünya kromitlerinde 300 ppm - 1500 ppm arasındadır. Donald (1931) %2.62 ve Thayer (1964) %5.8 ZnO ihtiva eden kromitlerden söz etmişlerdir. Orhaneli kromitlerinde 2.57 ppm ile 900 ppm arasındadır. 900 ppm'den daha yüksek değerler granodiorit kantağına yakın kromitlerde bulunmuştur. Bunlarda ayrıca toplam FeO yüksek MgO düşüktür. Bütün bunlar granodioritin hidrotermal etkisine bağlanabildir.



Tablo 10 - Kromit Analizi ve 32 Oksijene Göre  
Normatif Bileşim

	1	2	3	4	5	6
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60.34	61.38	60.25	58.27	61.08	59.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.79	7.86	7.30	9.21	8.56	7.70
MgO	14.01	15.03	13.94	15.63	14.42	14.81
FeO (total)	15.26	15.33	16.77	14.13	15.76	16.39
FeO <sub>3</sub> <sup>x</sup>	4.61	5.61	5.92	5.89	4.86	6.99
FeO <sub>3</sub> <sup>x</sup>	11.12	10.29	11.45	8.83	11.39	10.11
MnO	0.33	0.54	0.23	0.38	0.22	0.40
ZnO <sup>xx</sup>	507	498	639	355	430	487
NiO <sup>xx</sup>	-	1105	-	938	1068	-
CoO <sup>xx</sup>	-	308	-	230	288	-
Total	97.73	100.04	98.50	97.63	100.06	98.39
Cr	41.29	41.99	41.23	39.87	41.79	40.43
Fe	11.86	11.92	13.04	10.98	12.25	12.74
Cr/Fe	3.48	3.52	3.16	3.63	3.41	3.17
F/M	0.447	0.383	0.460	0.317	0.444	0.384
F/FM	0.309	0.277	0.315	0.241	0.308	0.278
ARAT	0.152	0.149	0.142	0.177	0.163	0.149
CRAT	0.790	0.783	0.785	0.751	0.779	0.765
X <sup>xxxx</sup>	29.6	29.6	29.6	29.6	21.6	29.6
Y <sup>xxxx</sup>	30.2	30.2	30.2	30.2	30.2	30.2

x Stokyometrik hesapla bulunmuş.

xx ppm

xxx Koordinatlar

	7	8	9	10	11	12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58.00	59.80	58.96	59.36	59.47	60.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.64	7.65	7.77	7.68	7.75	7.70
MgO	15.92	13.05	12.39	14.53	14.15	13.84
FeO (total)	16.68	16.07	18.20	17.38	16.82	15.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.08	4.20	5.14	7.27	6.27	4.92
FeO	8.52	12.29	13.58	10.85	11.18	11.57
MnO	0.46	0.59	0.36	0.43	0.53	0.71
ZnO	388	587	467	392	613	697
NiO	-	885	-	-	821	-
CoO	-	303	-	-	298	-
Total	98.70	97.18	97.69	99.38	98.74	98.75
Cr	39.69	40.92	40.34	40.62	40.69	41.40
Fe	12.97	12.49	14.15	13.51	13.07	12.43
Cr/Fe	3.06	3.28	2.85	3.00	3.11	3.33
F/M	0.301	0.528	0.615	0.420	0.445	0.469
F/FM	0.232	0.345	0.381	0.296	0.308	0.319
ARAT	0.146	0.152	0.153	0.148	0.150	0.150
CRAT	0.743	0.795	0.782	0.763	0.772	0.789
X	29.60	29.60	29.60	29.60	29.60	29.60
Y	30.20	30.20	30.20	30.20	30.20	30.20

	13	14	15	16	17	18
				Hz-2	Hz-2	Hz-2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60.29	56.81	60.08	53.14	53.93	47.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.77	9.69	7.71	12.89	13.28	22.94
MgO	14.90	13.57	15.48	13.62	12.65	16.60
FeO	17.06	18.00	17.63	17.34	18.28	15.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	7.15	6.30	8.47	5.49	4.43	4.52
FeO <sup>x</sup>	10.64	12.33	10.02	12.40	14.23	10.95
MnO	0.51	0.69	-	0.63	0.34	0.37
ZnO	595	589	476	388	477	568
NiO	968	860	-	-	1170	-
CoO	278	370	-	-	260	-
Total	100.95	98.78	100.82	97.62	98.50	102.17
Cr	41.25	38.87	41.06	36.36	36.90	32.32
Fe	13.26	13.99	13.70	13.48	14.21	11.67
Cr/Fe	3.11	2.78	3.00	2.76	2.60	2.77
F/M	0.400	0.510	0.362	0.512	0.631	0.369
F/P/M	0.286	0.338	0.266	0.339	0.387	0.270
ARAT	0.150	0.187	0.144	0.248	0.254	0.399
CRAT	0.766	0.735	0.754	0.685	0.693	0.551
X	29.60	29.60	29.60	0.70	0.70	0.30
Y	30.20	30.20	30.20	29.40	29.40	29.40

	19	20	21	22	23	24
Cr O <sub>3</sub>	58.85	60.64	57.93	58.16	57.28	58.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.71	9.17	8.82	8.86	7.48	8.26
MgO	13.36	13.77	14.31	18.19	13.99	12.23
FeO	16.83	16.82	16.12	14.49	18.31	18.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	5.48	4.62	5.95	9.76	8.08	5.14
FeO <sup>x</sup>	11.91	12.67	10.77	5.71	11.05	13.89
MnO	0.75	0.67	0.33	0.35	0.68	0.60
ZnO <sup>xx</sup>	513	456	445	480	572	473
NiO <sup>xx</sup>	943	920	-	-	-	-
CoO <sup>xx</sup>	296	289	315	-	-	-
Total	97.52	101.09	97.52	100.05	97.75	97.89
Cr	40.27	41.49	39.64	39.80	39.19	39.89
Fe	13.08	13.07	12.53	11.26	14.23	14.39
Cr/Fe	3.08	3.17	3.16	3.53	2.75	2.77
F/M	0.498	0.515	0.422	0.175	0.444	0.637
F/FM	0.333	0.340	0.297	0.149	0.307	0.389
ARAT	0.152	0.174	0.164	0.164	0.147	0.163
CRAT	0.779	0.770	0.723	0.721	0.753	0.772
X <sup>xxxx</sup>	8.60	8.60	7.90	25.60	25.60	32.00
Y <sup>xxxx</sup>	27.60	27.60	27.80	31.20	31.20	31.20

	25	26	27	28	29	30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.73	56.90	56.72	58.23	60.90	59.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.54	8.12	7.68	10.59	9.08	8.64
MgO	12.62	13.01	15.17	14.50	13.70	14.34
FeO (total)	19.25	19.34	17.13	14.63	16.08	15.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	5.56	7.34	8.85	4.06	3.94	5.31
FeO <sup>x</sup>	14.25	12.74	9.17	10.98	12.54	11.03
MnO	0.48	0.44	0.63	0.64	0.32	-
ZnO <sup>xx</sup>	444	1054	835	369	422	537
NiO <sup>xx</sup>	-	1172	1164	1303	-	1184
CoO <sup>xx</sup>	-	312	310	603	-	325
Total	99.62	97.83	97.35	98.61	100.08	98.26
Cr	38.82	38.93	38.81	39.84	41.67	40.69
Fe	14.96	15.03	13.31	11.37	12.50	12.28
Cr/Fe	2.59	2.59	2.92	3.50	3.33	3.31
F/M	0.633	0.545	0.340	0.425	0.515	0.433
F/FM	0.387	0.354	0.254	0.298	0.340	0.302
ARRAT	0.202	0.159	0.150	0.203	0.173	0.166
CRAT	0.730	0.749	0.740	0.750	0.778	0.768
X <sup>xxxx</sup>	32.00	33.50	33.50	2.00	10.10	
Y <sup>xxxx</sup>	31.20	30.50	30.50	8.30	1.70	

	31	32	33	34	35	36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57.87	52.35	60.68	59.48	61.03	62.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.95	8.79	7.17	7.27	8.43	7.08
MgO	15.38	9.67	16.21	10.86	13.41	7.24
FeO (total)	15.80	28.61	16.39	19.86	17.41	25.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	7.60	11.05	8.56	4.43	4.31	2.58
FeO <sup>x</sup>	7.30	18.68	8.70	15.88	13.53	22.69
MnO	0.64	0.61	0.60	0.57	0.44	0.85
ZnO <sup>xx</sup>	520	1233	410	1531	1253	2890
N <sub>2</sub> O <sup>xxx</sup>	-	553	1457	1162	-	-
CoO <sup>xx</sup>	-	316	305	331	-	-
Total	97.65	100.05	101.07	98.07	101.73	102.79
Cr	39.60	35.82	41.52	40.70	41.76	42.82
Fe	12.28	22.24	12.74	15.44	13.53	19.44
Cr/Fe	3.22	1.61	3.25	2.64	3.09	2.20
F/M	0.268	1.083	0.301	0.821	0.565	1.755
F/FM	0.41	0.520	0.231	0.451	0.361	0.637
ARAT	0.156	0.172	0.135	0.146	0.178	0.140
ORAT	0.760	0.669	0.763	0.799	0.771	0.828
X <sup>xxx</sup>	10.10	41.00	31.60	36.70	4.26	41.00
Y <sup>xxx</sup>	1.70	7.80	47.40	40.00	32.90	30.30

	37	38	39	40	41	42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60.20	58.76	62.33	62.03	59.10	57.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.62	7.63	8.57	8.01	8.13	8.72
MgO	9.89	14.13	12.27	12.75	11.46	10.92
FeO (total)	23.32	17.15	18.75	14.93	18.85	21.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	5.28	6.80	3.79	2.00	4.16	5.93
FeO <sup>x</sup>	18.58	11.03	15.34	13.14	15.11	16.31
MnO	0.77	0.79	0.56	0.44	0.44	0.59
ZnO <sup>xx</sup>	2794	1038	900	321	1148	715
NiO <sup>xx</sup>	229	-	-	1694	-	-
CoO	-	-	-	266	-	-
Total	101.83	98.17	101.49	98.18	97.99	98.90
Cr	41.19	40.21	42.65	42.44	40.44	39.02
Fe	18.13	13.33	14.57	11.60	14.65	16.82
Cr/Fe	2.27	3.02	2.93	3.66	2.76	2.32
F/M	1.057	0.440	0.704	0.579	0.793	0.837
F/EM	0.514	0.306	0.413	0.367	0.425	0.456
ARAT	0.148	0.149	0.162	0.157	0.161	0.172
GRAT	0.787	0.767	0.792	0.817	0.787	0.753
X <sup>xxx</sup>	41.00	30.90	38.70	21.20	46.80	28.40
Y <sup>xxx</sup>	30.30	32.80	9.10	3.60	9.10	30.20

	43	44	45	46	47	48	49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58.45	59.07	64.61	61.57	62.35	53.94	64.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.19	10.04	8.60	8.06	8.16	16.54	8.44
MgO	11.10	9.55	9.73	10.72	11.36	13.85	12.76
FeO (total)	19.96	21.68	15.47	18.12	17.59	17.24	14.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	4.75	2.75	2.81	1.81	1.94	3.54	0.37
FeO <sup>x</sup>	15.73	19.21	18.00	16.49	15.85	14.06	1387
MnO	0.33	-	-	-	-	-	-
ZnO <sup>xx</sup>	472	422	2251	510	2472	263	266
NiO <sup>xx</sup>	-	-	-	910	962	1514	1741
CoO <sup>xx</sup>	-	-	-	365	302	296	306
Total	98.03	100.34	98.43	98.49	99.50	101.59	99.95
Cr	39.99	40.42	44.21	42.13	42.66	39.91	44.15
Fe	15.51	16.85	12.02	14.08	13.67	13.40	11.05
Cr/Fe	2.58	2.40	3.68	2.99	3.12	2.75	4.00
F/M	0.796	1.127	1.042	0.864	0.784	0.570	0.611
F/FM	0.443	0.530	0.510	0.464	0.439	0.363	0.379
ARAT	0.163	0.195	0.163	0.159	0.159	0.300	0.163
CRAT	0.778	0.770	0.820	0.817	0.816	0.658	0.834
X <sup>xxx</sup>	29.60	29.60	32.50	24.30	53.50	17.03	19.70
Y <sup>xxxx</sup>	30.20	30.20	23.00	27.60	27.60	18.40	27.90



	50 Hz-2	51 Hz-1	52	53	54 Hz-2	55 Hz-2	56 Hz-2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60.69	55.48	57.70	62.08	57.86	59.18	59.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.26	15.75	8.00	9.37	20.10	11.71	9.72
MgO	10.97	13.10	7.71	10.17	14.75	12.69	12.02
FeO (total)	17.51	17.88	23.82	18.30	18.25	17.85	17.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	0.32	2.89	3.45	0.35	5.75	3.15	3.17
FeO <sup>x</sup>	17.22	15.28	20.72	17.98	13.08	15.02	15.04
MnO	-	-	-	-	-	-	-
ZnO <sup>xx</sup>	664	257	2623	648	392	1117	265
NiO <sup>xx</sup>	692	929	468	689	1782	1217	1000
CoO <sup>xx</sup>	235	274	445	351	346	299	258
Total	100.45	102.21	97.27	99.94	100.97	101.46	99.28
Cr	41.53	37.96	39.48	42.48	32.75	40.49	47.64
Fe	13.61	13.90	18.51	14.22	14.19	13.87	13.90
Cr/Fe	3.05	2.73	2.13	2.99	2.30	2.92	3.43
F/M	0.710	0.655	1.508	0.992	0.497	0.664	0.701
F/FM	0.415	0.396	0.601	0.498	0.332	0.399	0.412
ARAT	0.221	0.287	0.164	0.183	0.366	0.219	0.188
GRAT	0.799	0.679	0.791	0.813	0.560	0.743	0.738
X <sup>xxx</sup>	3.90	16.30	27.40	6.00	0.10	16.30	14.50
Y <sup>xxx</sup>	30.50	24.20	13.60	15.60	25.40	20.90	19.80

## Manganez

Manganez %0.22'den %0.70'a kadar değişen miktarlarda bulunur. Bu çeşit değişme Andızlık-zımparalık (Engin 1969) ve Pakistan (Malhatro ve Rao 1964) kromitlerinde görülmüştür. Kromit strüktüründe Mg ve iki değerli Fe ile aynı yerde bulunur.

## Titanyum

Titanyum demirce zengin kromitlerde yüksek miktarlarda bulunur Thayer (1956).

Yarı kantitatif tavinde Ti'un 3000 ppm'den fazla olma-  
madığı anlaşılmıştır.

TiO<sub>2</sub>,birlikte büyüyen ilmenit, (Thayer 1956), krom-  
manyetit içinde katı halde Ti-spinel (Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>) gözelenmesi,  
veya Ti'un Cr veya Al'un yerine geçmesi (Malhatro-Rao, 1964)  
yüzünden kromitte bulunmaktadır. Orhaneli kromitlerinde ilme-  
nit görülmeyişi için, Engin'in (1971) de ileri sürdüğü gibi,  
strüktür içinde başka bir elementle yer değiştirmiş şekilde  
bulunması olasılığı daha çoktur.

## Vanadyum

Vanadyum 3 değerli demirle bulunur. İyonik yarı gap  
Vanadyumda 0.65 A° demirde 0.67 A° dir..

Yarı kantitatif olarak kromitlerde 2000 ppm'den az  
bulunmuştur.

## Galyum ve Skandiyum

Galyum kimyasal olarak Aliminyumuna benzer, iyonik ya-  
rıgapları sıra ile 0.62A° ve 0.57 A° dir , ve onun yerini

alır. Skandiyum magnezyum ve iki değerli demirin yerini alır.

Ga, Ural, Güney Afrika ve Kuzey Amerika kromitlerinde tayin edilmiş ve miktarı 5-10 ppm bulunmuştur, fakat Sc hakkında bir bilgi yoktur.

Orhaneli kromitlerinin spektrumlarında çok ince Ga ve Sc çizgileri elde edilmiştir.

#### 2.4.3.6. Kromitin Alterasyonu

Mikroskop çalışmalarında elde edilen ve manyetit ile kromit arasında parlaklığı olan oksit fazı genellikle "ferritkromit" (Spengenberg, 1943) olarak adlandırılır. Bir çok araştırmacı (Beeson ve Jackson 1969, Engin ve Aucott 1971, Ulmer 1974, Bliss ve MacLean 1975) bu fazda esas kromittekinden daha yüksek Fe ve daha düşük Al ve Mg bulmuşlardır. Bu araştırmacılar oluşumu, kromitin, ultrabaziklerin serpantinleşmesi ile ilgili, alterasyonuna bağlarlar. Bazıları (Spangenberg 1943, Beeson ve Jackson 1969, Golding ve Bliss 1968) ferritkromitin, serpantinleşme sırasındaki kloritleşme ile birlikte oluştuğunu göstermişlerdir. Bunlara göre serpantinleşme sırasında Mg ve Al kromitten dışarı atılır ve serpantinin içine girer. Bunun sonucu kromitten ferritkromit, serpantininden klorit ve tremolit oluşur. Ulmer (1974) Stateline kromit yataklarındaki gelişmeleri sonucunda, serpantinleşme esnasında basik silli atlardan açığa çıkan Mg ve Fe ile kromitten açığa çıkan bir miktar Cr'un birleşerek, orijinal kromit üzerinde yeniden büyüme ile önce ferritkromit sonra da manyetit yaptığını öne sürmüştür. Engin ve Aucott (1971), Wijkerslooth (1942) ve

Golding ve Byliss (1968) ferritkromit'in oluşumunu serpantinleşme sırasındaki hidrotermal etkilere bağlarlar. Bliss ve MacLean (1975) serpantinleşme sonrası metamorfizmanın neden olduğuna inanırlar, şöyleki, kromit'in, kendi etrafındaki, serpantinleşme ile meydana gelen, manyetit halesi ile reaksiyonu ferrit kromit zonuunu oluşturur. Aynı anda lizardit-serpantinden antigorit teşekkül eder.

Çalışılan kromitlerde üç numunenin (9, 16 ve 32 numaralı numuneler) ferritkromit fazında, genişliktel noktalarda, elektron mikroprob ile esas element analizi yapılmıştır.

Bu iş için İngiltere'de Chelsea College'de, 20 kv lik akselere voltajda çalıştırılan JEOL JXA - 50A Elektron Prob Mikroanalizör ve saf standartlar kullanılmıştır. Detektor, Be-camına uyan Li'lu silikon'dur. Numune ve standartlar 350 A<sup>0</sup>'luk karbon bir tabaka ile örtülmüştür. Mikroprob'dan elde edilen sonuçlar, absorpsiyon, atom numarası ve floresan etkilerini gidermek için bilgisayarla düzeltilmiştir. 3 de-ğerli demir spinel stokiyometresine uygun olarak hesaplanarak elde edilmiştir.

Ferritkromit fazlarındaki noktalar düşük Al ve Mg (Tablo 12) verirki, bu tarif edilen ferrit kromit bileşimine uygundur.

Tablo 12 - Çeşitli Numunelerde Panellerin Kromit ve Ferritkromit Fazlarının Analizi

Numune Numara 9	Çeşitli Panellerin Kromit Fazlarında 12 Noktanın Ortalama		Seçilmiş Bir Tanelde		
			Kromit Fazı		Ferritkromit Fazı
	1.Nokta	2.Nokta	1.Nokta	2.Nokta	Fazı
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60.47	61.83	60.64	60.77	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.29	6.53	6.89	2.89	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.24	5.89	6.13	9.77	
MgO	13.52	13.70	13.41	3.79	
FeO	12.46	12.28	13.17	22.61	
FeO (toplam)	18.07	17.58	18.68	31.39	

Numune Numara 16

	Kromit Fazı		Ferritkromit Fazı
	1.Nokta	2.Nokta	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52.55	52.82	53.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.05	15.28	12.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.27	5.22	6.75
MgO	15.18	14.56	13.33
FeO	10.95	12.12	13.53
FeO (toplam)	17.49	16.81	19.60

Numune Numara 32

Çeşitli Tanelerin  
Kromit Fazlarında  
9 Noktanın Ortalama  
ması

Ferritkromit Fazı  
1. Nokta 2. Nokta

$Cr_2O_3$	52.70	51.59	53.42
$Al_2O_3$	9.54	9.76	8.89
$Fe_2O_3$	10.25	9.85	9.71
MgO	11.17	8.80	10.10
FeO	16.32	20.00	17.88
FeO (toplam)	25.53	28.86	26.61

TURKİYE  
TEKNİK  
BİLİMSEL VE TİCARET  
ARAŞTIRMALARI KURUMU  
KODİFİKASYON

## BÖLÜM 3. BULGULAR

### 3.1. ULTRABAZİK KAYAÇLAR

#### 3.1.1. Genel Özellikler

Çalışılan kayalar aşağıdaki mineral fazlarından oluşmuştur :

Klinopiroksen + feldspat + ortorombik piroksen + pleonast (gabbro)  
Klinopiroksen + manyetit + pleonast (klinopiroksenit)  
Olivin + klinopiroksen + kromspinel (verlit)  
Olivin + ortorombikpiroksen + kromspinel (herzburgit)  
Olivin + kromit (dünit)

Bu mineral fazlarından görüldüğü gibi kayaların genel karakteri ultrabaziktir. Feldspat yalnızca klinopiroksenit gabbro biriminde çıkmıştır. Burada bile çok az bulunmaktadır. Kromit ise klinopiroksenit gabbro dışında bütün kayalarda, en azından aksesuar mineral olarak bulunur.

Diğer bir önemli özellik masifin bantlı yapısıdır. Kompozisyonun ritmik değişmesi ile meydana gelmiştir, bütün kayaçların genel yapısal özelliğidir. Tane büyüklüğü değişmesi ile olan bantlanma çok az görülmüştür.

Tane büyüklüğü birimden birime çok fazla değişmemekle beraber bazı farklar vardır. Herzburgit (hz-2) biriminde ki klinopiroksenitler, dünit birimlerindeki den daha ince taneli ve daha porfiritik dokuludur ve klinopiroksenit-gabbro birimindeki klinopiroksenitlere benzerler. Klinopiroksenit-gabbro birimi bütün ultrabazik kayalardan daha ince tanelidir.

Minerallerin birbiri içine geçip ritmik ardalanmalar yapması yukarıda da belirtildiği gibi masifin başlıca özelliğidir ve magmatik çökme ile izah edilebilir. Bu geçit magmatik çökme stratiform komplekslerin en belirgin özelliğidir ve mineraller kümülüs (ilk çökelen) ve interkümlüs (ara sıvıdan çökelen) olarak tariflenirler. Buna göre gelişen kayalar yalnızca bir veya iki mineral fazından oluşmuştur. Genellikle kümülüs olivinden oluşan kalın bantlar (dünitler, en az 50 m) diğer bantların arasındadır (Şekil 4). Bantların bu kadar kalın olması, tek olivin fazının uzun süre devam ettiğini göstermektedir. Zaman zaman oluşan klinopiroksen dünitlerin arasındaki verlit ve klinopiroksenit bantlarını yapar. Klinopiroksen de olivin gibi bir kümülüs mineraldir. Klinopiroksen fazında (klinopiroksenit) az miktarda olivin ve klinopiroksen interkümlüs olarak bulunabilirler.

Olivin ve klinopiroksen zonlanmamış (bileşim değişmesine göre) kristaller halindedirler. Interkümlüs kristaller yok denecek kadar azdır. Mineralojik gelişme ile dünitler %90 kümülüs ve %10 küçük interkümlüs olivinden, klinopiroksenitler %90-95 kümülüs klinopiroksen ve %5-10 interkümlüs olivin ve klinopiroksenden oluşmuşlardır.

Uzun süre bir veya iki mineral fazının meydana gelmesi oluşan kristallerin difüzyonla sürekli büyümeleri ile açıklanır (Wager ve Brown 1968). Büyüme ile ara sıvı dışarı itilir ve daha fazla büyümeye yol açar. Kristallerin zonlanmaması sonradan büyüyen dış kısmın iç kısmıyla aynı sıcaklık ve basınçta oluştuğunu gösterir.



Uzamsız olivinler kayalarda çok fazla görülmemişlerdir. Bunlar kaynak sıvıda durgun şartları gösterirler.

Diğer kayaların yanında yalnızca klinopiroksenite-şabro, interkümlüs kristal fazı ihtiva eder. Bu birimde klinopiroksen ve manyetit kümlüs, pleonast ve feldspat interkümlüs mineralerdir. Interkümlüs kristal fazı ara sıvının varlığını gösterir. Verlitler de bir ara sıvının varlığını belirten bazı özellikler gösterirler; olivinlerin, kristal kenarlarının yuvarlanması ve aşınması, Mg/Fe oranının dünittekinden daha düşük olması, klinopiroksen içinde olivin parçacıkları (kalıntı-relic), klinopiroksenin olivin ile bir ara sıvının reaksiyonu sonucu meydana geldiğine işaret eder.

### 3.1.2. Kimyasal Özellikler

Kayaçalarda MgO yüksek  $Al_2O_3$  düşüktür. Tablo 4, masifin ortalama bileşimi ile birlikte diğer ultrabazik kayag bileşimlerini de vermektedir. Bunlar Alpin tip olarak tanımlanan peridotitler (içlerinde 2 Türk peridotiti de vardır) ve Stratiform peridotitlerdir. Masifin bileşimi Alpin tip-tekilere uyumaktadır. MgO stratiformlardan yüksek  $Al_2O_3$  ise çok düşüktür.

Olivinler ve piroksenler masif içinde çok az değişim gösterirler. Fo ve En miktarları Alpinlere çok uygundur. Fo ve En değerleri jeolojik kesitlerde yerine konduğu zaman hiç bir sistematik değişme görülmemiştir (Şekil 4 ) Böylece isomorfik serilerdeki dereceli bileşim değişmesi olarak tanımlanan kriptik değişme yoktur. Bu bileşim sabitliği, kaynak sıvıdaki sabit basınç ve sıcaklığa kanıt

Tablo 4- Orhaneli Kayaçlarının Ortalama Bileşimi ile  
Alpin, Stratiform Kayaçların ve Tahmini  
Manto Bileşiminin Karşılaştırılması

	Alpin Kayaçlar		Stratiform Kayaçlar		Tahmini Manto Bileşimi	
	Ortalama Bileşim	Andizlik Ortalama Harzburgit	Yourinos Ortalama Bileşim	Rhum Olivin Piroksen bazığın	Stillwater 26 ultra- + plajoklaz Ortalaması	Pyrolite Basalt: dünit=1:4
SiO <sub>2</sub>	43.69	44.40	44.89	41.32	47.73	42.71
Or <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.3	0.31	0.32	0.51	0.48	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	0.23	2.99	4.85	4.82	3.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	3.00	2.08	2.94	1.57
FeO	-	2.62	5.10	9.54	6.54	6.51
FeO (total)	8.33	8.58	7.80	11.41	9.18	7.92
MgO	44.46	44.86	39.91	36.37	28.98	41.41
CaO	1.26	0.44	2.53	4.30	2.44	2.11
MnO	-	0.14	-	0.17	0.17	-
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.12	0.43	0.65	0.19	0.49
K <sub>2</sub> O	-	-	0.15	0.06	0.02	0.18
TiO <sub>2</sub>	0.016	-	0.12	0.15	0.12	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.002	-	0.02	n.d.	0.01	0.06
NiO	0.37	0.43	0.26	n.d.	-	0.42
CoO	0.003	-	-	-	-	0.02
ZnO	0.012	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O	-	-	-	-	4.91	0.17

- 1-Engin 1969  
2-Moores 1969  
3 - 4 Wager ve Brown 1968  
5-Green ve Ringwood 1963

olabilir. Klinopiroksenit-gabro biriminde olivinin yök olması ve plajoklazın çıkması faz değişmesi olarak tanımlanır, Hess (1960).

Alkalliler düşüktür  $Na_2O$  kayaçların mineralojik bileşimine bağlı olarak değişir. Hamilton ve Montgometry (1965) bir çok Alpin tip ultrabazitğin alkali miktarlarını vermişlerdir.  $Na_2O$  %0 ile %0.19 arasında (ortalaması %0.028)  $K_2O$  %0.0011 ile %0.31 arasında (ortalaması %0.0049) olarak değişir.

$Na_2O + K_2O$ ,  $MgO$ , ve  $FeO$  (toplam) değerleri ( $H_2O$ 'nun sıfır olduğu farzedilerek) AFM diagramında yerlerine konduğu zaman  $MgO$  köşesine doğru bir toplama olur, bu da diğer Alpin tiplere çok uygundur.

### 3.1.3. Serpantinleşme

Serpantinleşme araziye ortak ve çok görülen bir alterasyondur. Serpantin minerallerinin yanında manyezit, brusit, talk, sekonder silis ve bazen sarı demir oksit tozu da ağığa çıkmıştır.

Sekonder silis, kuvars ve kalsedon halinde fay zonlarında az miktarda bulunur. Jaspers halinde ise sarı demir oksit tozu ile birlikte, izole mostralar verir.

Manyezit az miktarda fay zonlarında görülür. Bir kaç ince kesitte, serpantinin eğrilmiş bantlarını işgal eden brusit'e rastlanmıştır. Manyetit noktacıklar halinde ağığa çıkmıştır. Talk ve kristitli ekonomik olabilecek yatakları yaparlar.

Serpantinler pek çok yerde, genellikle kromitit-



(1969) serpantinittlerin kimyası ve normatif mineralojisi arasındaki ilişkiden serpantin in sabit hacim veya sabit bit bileşimle olduğunu ıspatlamaya çalışmışlardır.

Orhaneli için eldeki sonuçlar işlemin hangi çesit olduğunu göstermeye yeterli değildir ve daha çok çalışma gerektirmektedir.

Serpantinleşme otohidrasyonla veya civardaki ka-yaçlardan gelen sıvılarla olmaktadır. Arazide serpantin oluş yerleri serpantinleşmenin, civar tortullarından, Topuk granodioritinden ve dayklardan gelen sıvılarla olduğunu göstermektedir. Daha evvel yapılan iki araştırmacı da aynı görüşü paylaşarak serpantinleşmenin dışardan sıvılarla gerçekleştiğini öne sürmüşlerdir.

### 3.2. KROMİTİTLER

#### 3.2.1 Kromititlerin Genel Özellikleri

Kromititler yapısal ve dokusal özellikleri bakımından stratiform kromititlere (Thayer 1959) çok benzerler.

Kromititler ayrıca stratiform tiplerde olmayan nodul doku gösterirler. Nodul yapının meydana gelmesi hakkında pek çok hipotez vardır. Thayer (1969), yer kabuğunun alt seviyelerinde veya mantonun üst kısımlarında yavaş gelişmenin sebep olduğunu öne sürer. Borchert (1964) kristallerin eğik bir tabana düşey geliştikten sonra, büyük hızla yuvarlanmaları ile oluştukları tezini savunur. Kaaden (1964, 1970) daha önce katılmış kromit kristallerinin viskoz ve hareketli bir silikat içinde akması ile oluş eder. Keith (1954), MacDonaid (1965) ve Bilgrami (1964) kaynak sıvının birbiri içinde eriyemeyen iki ayrı sıvıya

ayrılması ile ilişkili olduğu düşünülmektedirler, fakat Snelgrove ve Shams (1968) bunun  $MgO - SiO_2 - Cr_2O_3$  sistemindeki kimyasal dengeye uymadığını göstermişlerdir. Dickey (1975) magmatik farklılaşma sırasındaki türbülans ile kristallerin kartoju gibi yuvarlanarak nodulleri yapıtlarına inanır. Sonuç olarak, bu araştırmacıların ortak düşüncesi nodullerin magmatik farklılaşma ile olmalarıdır fakat özel şartlar gereklidir denebilir. Thayer (1969)'in de dediği gibi bu şartlar yer kabuğunun üst kısımlarında elde edilemez.

### 3.2.2. Kromititlerin Kimyası

#### 3.2.1.1. Bileşim Özellikleri

Kromititlerin kromitleri aşağı yukarı sabit  $FeO$  ve ortalama %16 civarındadır (ferritkromititlerin dışında)  $Cr$  ve  $Al$  arasında kuvvetli negatif korrelasyon vardır, dolayısı ile kromitler  $Al$  ve  $Cr$ 'un dağılımına göre belirgin iki bileşim grubuna ayrılmışlardır, bunlar arasındaki bileşimler çıkmamıştır. Şekil 6 bu bileşim dağılımını göstermektedir. Böyle bir dağılım Stratiform kromitlerde görülmez.

$MgO$  yüksektir ve toplam iki değerli oksitlerin ( $Ro$ ) molekül olarak %60-79'unu meydana getirir.

Bu değer Thayer (1956) tarafından %55-75 olarak verilmiştir. Magnezyum ile toplam demir arasında korrelasyon vardır,  $Fe/Mg$  oranı 0.317 ile 0.579 arasında olup (yalnızca altere olmamış kromitlerden elde edilmiştir) podiformlar için verilen değerlere uyumaktadır. Dickey (1975) Canyon Mountain (podiform) için 0.40 - 0.45, Stillwater (stratiform) için 0.67 - 1.59 değerlerini vermiştir.

Cr:Fe oranı 3:1 olup  $Cr_2O_3$  daima %45 den büyüktür. Cevher metalurjik kromittir. Harzburgit içinde bulunanlar- da  $Cr_2O_3$  ve  $Al_2O_3$  toplamı %65 verir ve bazılarında  $Al_2O_3$  de %20 dir, bunlara refrakter kromit denebilir.

Kromitler genel olarak belirgin doğrultularda bile- şim değişmesi gösterirler. Stratiformlar için bu demirin değişmesi podiform veya Alpin tipler için alüminyumun de-ğişmesi ile tariflenir. Orhanelinde bu özellik alüminyum değişmesi, şeklidir.

İz elementler içinde **titanyum** için bulunan 3000 ppm Dickey (1975)'in podiform kromitler için verdiği en fazla %0.3 değerine uymaktadır.

Kromitlerin kromit ve olivinlerinin bileşimleri bunların kromitit içindeki oranına göre değişmektedir. Za- yıf olivin olan bantlardaki kromitite daha fazla  $Cr_2O_3$  ve MgO ve olivinde daha az Fe (forsterite) vardır. Tablo 13'de kromitlere ait bağlantı verilmiştir.

Tablo 13 - Kromitlerin Kromitit içindeki Yüzdeleri ve Bileşimlerdeki  $Cr_2O_3$  ve MgO Miktarları

No	Kromit %	$Cr_2O_3$ %	MgO %
1	50	60.34	14.01
2	70	61.38	15.03
3	60	60.25	13.94
4	70	61.08	14.42
5	50	59.36	14.53
6	50	59.47	14.15
7	70	60.29	14.90
8	30	56.81	13.57
9	40	58.85	13.36

Bağıntı istatistik olarak ispatlanmış, ve  $Cr_2O_3$  0.91 korrelasyon katsayısı ve MgO 0.82 korrelasyon kat-sayısı vererek, kromit yüzdesi ile positif korrelasyon yaptıkları bulunmuştur. %99 konfidans seviyesindeki kri-tik faktör,  $F_0 = 12.25$  dir, analiz sonucunda  $Cr_2O_3$  için bulunan faktör,  $F = 35.15$  ve MgO için faktör  $F = 14.77$ , bu değerden büyük olduğu için belirgin korrelasyon var deni-lebilir.

Olivinlerin bileşim değerleri Tablo 5'de verilmiştir.  $F_0$  değerleri masif düzitte %87 olup, kromite yaklaştıkça artarak kromit yatakları civarında %91 ve kromiti zengin bantlar içinde %97'ye kadar çıkar.

Kromitle olivin bu şekilde değişim göstermeleri bunların aynı silikat sisteminde birlikte meydana geldik-lerini gösterir.

### 3.2.2.2. Fiziksel Özelliklerin Bileşimle Değişmesi

Fiziksel özelliklerin kromitlerin bileşim değişme-sine bağlı olarak değiştikleri bilinmektedir. Urhaneli kromitlerinde aşağıdaki özellikler incelenmiştir.

#### a) Hücre boyutu ve kimyasal bileşim

Bu bağıntı teorik olarak doğrusal bir değişim verir (Stevens 1944, Engin 1969). Stevens (1944), %22.76 ile %59,5 arasında değişen  $Cr_2O_3$  miktarları için, sıra ile  $8.175 A^\circ$  ve  $8.301 A^\circ$  arasında değişen hücre boyutu değe-leri vermiştir.

$Cr_2O_3$  ve  $Al_2O_3$  değerlerine (Tablo 10) göre çizilen beş kromite ait hücre boyutu (Tablo 9) grafiği (Şekil 7) aynı ilişkiyi vermektedir.



İstatistik olarak  $Cr_2O_3$  için 0.99 ve  $Al_2O_3$  için 0.98 korrelasyon katsayıları bulunmuştur. %99 konfidans limiti-  
nde  $F_c = 34.12$  olup,  $Cr_2O_3$  ve  $Al_2O_3$  için bulunan  $F$  de-  
ğerleri sıra ile 99.39 ve 99.82, bundan büyüktür ve belir-  
gin korrelasyon vardır. Diğer esas elementler için  $F$  değer-  
leri  $F_c$ 'den çok düşüktür.

b) Parlaklık ve kimyasal bileşim

Parlaklık ile kimyasal bileşim Engin (1971) tara-  
fından Andızlık-Zımparalık kromitlerinde gösterilmiştir.  
İlişki doğrusaldır. Benzer sonuçlar yapılan çalışmada el-  
de edilmiştir (Şekil 8). Parlaklık değerleri Tablo 8'de,  
bunlara ait kimyasal bileşimler Tablo 10'da verilmiştir.  
İstatistik olarak  $Cr_2O_3$  için korrelasyon katsayısı 0.91,  
 $Al_2O_3$  için 0.80 ve  $F_c = 9.07$  dir.  $Cr_2O_3$  için  $F = 66.74$  ve  
 $Al_2O_3$  için  $F = 23.08$  değerleri belirgin korrelasyonu gös-  
termektedir.

c) Sertlik ve Kimyasal Bileşim

Yüksek demir ve alüminyum ihtiva eden kromitlerin  
sertliği arttırdığı bilinmektedir (Thayer 1956 ) Sertliği  
ölçülen 20 kromit yalnızca  $Al_2O_3$  ile belirgin korrelasyon  
vermiştir. Bununla ilgili grafik Şekil 9'da verilmiştir.  
Korrelasyon katsayısı 0.75, kritik  $F$  %99 konfidans seviyesi  
için 8.29 dur.  $F = 23.24$   $F_c$ 'den büyük olduğu için bağıntı  
istatistik olarak belirgin sayılır.

3.2.2.3. Kimyasal Bileşimin Arazi İçinde Değişimi

Bileşim değişmesi, pek çok paralel kromitit yata-  
ğından alınan kromit numuneleri ile yapılan istatistik ana-  
lizlerle incelenmiştir. Geçerli bir karşılaştırma yapabilmek

amacı ile aynı kromit-olivin oranını gösteren taban numuneleri kullanılmıştır.

Sonuçlar şöyle sıralanabilir:

1) Genel değişim için 56 paralel kromit'ten alınan kromit numunesinin koordinatları ile bileşimleri, "multiple stepwise" regresyon analiz metodu ile incelenmiş ve doğru-batı doğrultusunda, elementlerde çok az bir sistematik değişme görülmüştür. Elde edilen korrelasyon katsayıları 0.50'den (bir tanesi 0.56) düşüktür (Tablo 14) dolayısı ile jenetik bir sonuç varmak hatalı olabilir. Zaten doğu-batı doğrultusunda numuneler değişik anataşlar (dümit ve harzburgit) içinde bulunmakta ve doğuya doğru alterasyonun daha fazla olduğu tahmin edilmektedir (Topuk Granodiorit intrüzyonunun hidrotermal etkisi). Elde edilen değişim, bütün bu faktörlerin katkısı da düşünülürse, tamamen rastlantı olabilir. Kuzey-güney doğrultusunda herhangi bir değişim bulunamamıştır (bu doğrultudaki katsayılar çok düşüktür).

Tablo 14 - Kromitte Genel Değişim İçin İstatistik Analiz  $F_0 = 3.17$  %90 Konfidans Limitinde

	"Multiple" Korrelasyon Katsayısı	F
$Cr_2O_3$	0.39	4.92
$Al_2O_3$	0.56	24.57
MgO	0.36	3.95
FeO (toplam)	0.39	4.77

Daha geçerli sonuç alabilmek için doğu-batı doğrultusundaki kromititlerdeki değişim tek bir dünit (án-1) birimi içinde incelenmiştir, fakat bunda da istatistik olarak belirgin değişim görülmemiştir (Tablo 15).

Tablo 15 - Dünit (án-1) Biriminde Kromit Değişimi İçin İstatistik Analiz  $F_c = 4.75$  %90 Konfidans Limitinde

	Korrelasyon Katsayısı	F
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	2.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.13
MgO	0.55	3.58
FeO (toplam)	0.006	0.0003

Düşey durmakta olan kromitit damarlarının ilk

oluşunda yatay durdukları farzedilirse, şimdiki doğu-batı doğrultusu bunların ilk konumdaki stratigrafik durumunu göstermektedir. Yukardaki çalışmalar buna göre değerlendirildiğinde bileşimin stratigrafiğe bağlı sistematik bir değişim göstermediği sonucu çıkarılabilir. Bilinen bütün stratiform tiplerde değişim stratigrafik olarak bir kaç santimetre içinde bile değişmektedir.

ii) Genel doğrultu boyunca (Kuzey - Güney), aynı doğru üzerinde sıralanan kromititlerin Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerleri aşağı yukarı aynıdır fakat MgO ve FeO değerleri değişmektedir. Bunların değişiminde alterasyon faktörü de önemli bir rol oynamadığından (Mg ve Fe en çok değişime uğrayan elementler) böyle bir ilişkiden elde edilen sonuçlar geçerli olmayabilir. İstatistik olarak incelendiği zaman kuzey-güney doğrultusunda belirgin bileşim değişmesi görülmemiştir.

(Tablo 16). Bu da yukarıdaki sonuçta uygundur.

Tablo 16 - Kuzey Güney Regresyon Analizi

	<u>Korrelasyon Katsayısı</u>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0025
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.068
MgO	0.16
FeO (toplam)	0.05

Bu özellik aynı doğru üzerindeki kromititlerin bir-  
birinin devamı olduğuna işaret ederek, yapısal verileri  
destekler.

iii) Anakayaca bağımlı değişim

Kromit bileşimi içinde bulunduğu anakayaca (dünit  
veya harzburgit) bağlı olarak değişmektedir. Harzburgit  
(hz-1 ve hz-2) birimleri içindeki kromitit yataklarından  
alınan kromitler düşük Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (%47 - %52 ve yüksek Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,  
%13 - %18) ve dünit (dn-1 ve dn-2) birimlerinden alınan-  
lar yüksek Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, %58 - %62, ve düşük Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, %7 - %9,  
ihtiva ederler, (Tablo 16).

Bağıntı istatistik olarak, T-testi ile, %99,98  
konfidans limitinde belirgin bulunmuştur (Tablo 17).

Bileşimin anakayaca bağımlı değişimi pek çok başka  
kromit yataklarında da görülmüştür. Guatemala'da yüksek  
Cr'lu ve yüksek Cr:Fe oranlı kromitler feldspatsız peridotit-  
ler içinde, yüksek Al'lu ve normatif spineli fazla olanlar  
troctolitik peridotitler içinde bulunmuştur (Thayer, 1946)  
Luzondaki Al'lu kromitler harzburgitler içindedirler.

Kromit bileşimi ile anakayaç ilişkisi, kromit ile

analekayacın aynı siliakat sisteminden oluşup birlikte şimdiki ki buldukları yere geldiklerini kanıtlayarak, kromitit'in masif içinde dağılımının tektonik olmayıp magmatik olduğunu gösterir.

Tablo 17 - Kromit Bileşiminin Kaynak Cinsine Göre Değişiminin T - Testi ile İncelenmesi  
Kontidans Limiti %99, Tc = 3,262

	Kromit Dünit İçinde		Kromit Harzburgit İçinde		T - Değer
	Ortalama Değer	St.D.	Ortalama Değer	St.D.	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	59.46	2.18	53.79	4.55	10.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.29	0.85	15.37	4.42	10.27
MgO	13.06	2.27	13.66	1.46	0.72
FeO (toplam)	17.81	2.92	17.46	1.06	0.33

iv) Taban - Tavan Değişimi

Bu değişim tek bir kromitit yatağında, sistematik toplanan numunelerle incelenmiştir. İstatistik analiz sonucunda hiç bir belirsiz değişim görülmüştür.

Bu bulgu kaynak sıvıda büyük bir farklılaşma olayı olmadığını göstermektedir.

## BÖLÜM 4. TARTIŞMA

### 4.1. OLUŞUM TEORİLERİ

Stratiform ve Alpin komplekslerin oluşumları ile ilgili pek çok teori ortaya atılmıştır. Her iki tipteki benzer petrografik ve yapısal özellikler, bunların en son konumları ve özellikleri ne olursa olsun, ilk oluşumda magmatik farklılaşma (diferansiyasyon) ile meydana geldiklerini göstermektedir (Thayer 1970, Borchert 1964). Farklı yerleşme tipleri ve jeokimyasal özellikler, oluşumla ilgili değişik fikirlerin ortaya çıkmasına yol açmıştır. Bunlar komplekslerin tipine göre aşağıda açıklanmıştır:

Stratiform kompleksler

Kayaçların incelenmesi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen kanıtlar, bunların bazalt bileşiminde magmanın, yer kabuğunun üst seviyelerine gelip yerleşmesi ile meydana geldiklerini göstermektedir. Kayaçlar yerleşmeden sonra oluşmuşlardır. Bununla beraber üç esas hipotez öne sürülmüştür:

1. Bazalt (veya norit) bileşiminde magmanın intrüzyonu ve farklılaşması. Kayaçlar fraksiyonel kristalleşme ve gravite ayrılması ile meydana gelir.
2. Magmanın ard arda olan intrüzyonlarıyla sürekli yenilenmesi.
3. Tortulların metazomatozu. Bantlanma tortullardan gelmektedir. Üçüncü hipotez ultrabaziklerin özelliklerine uygun olmadığı için tutulmamıştır.

Tam bir ispat henüz yapılamamışsa da birinci hipotez -deki işlem bantlanma özelliğini açıklar fakat başka özellikler için yeterli değildir. Bantların tekrarlanma özelliği ikinci hipotezdeki işlemle gerçekleştirilebilir, burada bile kristallerin ayrılması gravite çökmesi ile olmaktadır.

Bantların ritmik olarak tekrarlanması için ayrıca iki neden düşünülmüştür. 1. Magmanın konveksiyon akımları etkisi ile ritmik hareketleri, 2. Magma'nın fiziko kimyasal şartlarındaki ritmik değişimler.

Magma içinde silikat ve kromit bantlarının ayrılması için ortava atılan hipotezler şöyle özetlenebilir.

1. Kromit diğer silikat mineralleri gibi kısmî (fraksiyonel) kristalleşme ile olmaktadır yalnız kromit fazının kristalleşmesi oksijen fugasitesi veya konveksiyon akımlarının etkisine bağlıdır (Cameron ve Emerson 1959, Irvine ve Smith 1969, Ulmer 1969).

2. Kromca zengin bir sıvı fazın magma içinde ayrılması (liquid immiscibility) ve kromitin bu sıvı içinde kristalleşmesi (Cameron 1959), ki bu da kısmî kristalleşme ile olmaktadır.

Sentetik sistemlerle yapılan çalışmalar (Ulmer 1969) oksijen fugasite'si değişmesinin kromit ve silikat fazlarının kristalleşmelerinde ve tekrarlanan bantlanmada çok büyük rolü olduğunu ortaya çıkarmıştır.

#### Alpin Kompleksler

Örojenik bölgelerde bulunan peridotitler yerleşmeve bağlı olabilen değişik özellikler gösterirler ve bunlar

için de pek çok hipotez ortaya atılmıştır. Bu hipotezler üç esas grupta toplanabilir (Kaaden 1964).

1. Katı halde veya kristal lapası şeklinde gelen peridotitin yerleşmesi
2. Sıvı peridotit magmanın yerleşmesi. Kromitlerin katı halde geldikleri farzedilir.
3. Bazaltik magmanın derinde lakolit, yüzeyde yastık lavlar şeklinde yerleşmesi ve farklılaşması. Bazaltik veya ultrabazik ofiolit magmanın denizaltısında yerleşmesi, bu hipotez ile ilgili değişik bir görüştür.

Civar kayalarda metamorfizma olmaması ve peridotitlerin çok bazik özellikleri üçüncü hipotezin geçerliliğini sarsmaktadır. Bazaltik bir magmadan bazik ve ultrabazik kayaların yanında daha asit kayalar da oluşur. Masifte bunların bulunmaması daha değişik bir kaynak ve daha değişik bir yerleşme şekli gerektirir.

İkinci hipotezdeki sıvı magma yerleşmesi Alpin tip-te yüksek sıcaklık metamorfizması görülmediği için münakaşa edilmektedir. Bir çok yerde tarif edilen metamorfizma ise sıvı bir peridotitin sıcaklığının etkisine tekabül etmemektedir. Bununla ilgili olarak Hess (1938) gelen magmanın serpantin kompozisyonunda olduğu ve yerkabuğunun alt veya mantonun üst kısmının düşük sıcaklık ve yüksek basınçta erimesi ile meydana geldiği hipotezini ortaya atarak metamorfizma olmamasını izah etmektedir. Bowen ve Tuttle (1949), bu modelin geçersizliğini deneysel olarak göstermişlerdir.

Bowen (1928) ve Bowen ve Tuttle (1949)'ın peridotitlerin yarı katı kristal lapası şeklinde geldikleri görüşünü



benimseyen hipotez "soğuk yerleşme" yaklaşımına esas ol-  
muştur ve orojenik zonlarda bulunan peridotitlerin hemen  
hepsine uygulanabilir. Aynı görüşü paylaşan Thayer (1964)'  
in "yeniden yerleşme" hipotezi, Alpin komplekslerin bir  
çok özelliğini açıklamaktadır. Bu görüşe göre peridotitler  
çok derinlerde stratiform halde oluşmuşlar sonradan jeosenk-  
linallerin oluşmaları sırasında yarı eriyerek tekrar hare-  
ketlenip kristal lapası şeklinde yukarı çıkarak yeniden  
yerleşmişlerdir.

Bazı araştırmacılar (Taylor ve Noble 1969, Green  
1964) metamorfizma gördükleri için yüksek sıcaklık intruz-  
yonları olarak kabul ettikleri peridotitlerin bile katı  
halde gelebildiklerini düşünmektedirler.

Ultrabaziklerin kimyasal özellikleri, hakiki ve sen-  
tetik sistemlerdeki deneysel ergime ve faz ilişkileri ça-  
lışmaları (Bowen - Tuttle 1949, Yoder - Tilley 1962,  
Cohen - Ito - Kennedy 1967, Kingwood 1962), bunların manto-  
dan geldiği görüşünü kuvvetlendirmiştir. Mantonun bileşimi  
hakkında değişik düşünceler varsa da ortak görüş üst manto-  
nun peridotit bileşiminde olduğudur. Kingwood (1962) hipo-  
tetik bir üst-manto bileşimi tarif etmiştir. "Pyrolit"  
dediği bu model 4 (veya 3) kısım peridotit veya dünit,  
1 kısım bazalt'tan meydana gelmiştir. Bunun kısmî ergime-  
sinden bazalt magma meydana gelir ve geride katı dünit ve  
peridotit kalır. Ringwood (1962)'ye göre üst mantonun en  
üst kısmı bu kalıntı dünit ve peridotitten oluşmuştur.

## 4.2. ORHANELİ MASİFİNİN OLUŞUMU

### 4.2.1. Kısmî Kristalleşme ve Mağmatik Gökelleme Özellikleri

Orhaneli masifi diğer bantlı intrizyonlarda görülen ve gravite gökelleşmesini belirten yapısal ve dokusal özellikler gösterir. Bunlar ritmik bantlanma, çapraz bantlanma zincir ve ağ dokusu ve nodüllü doku olarak sayılabilir. (Hess 1956, Waeger Brown 1968). Klinopiroksenit ve kromittit bantlarında görülen dereceli tane büyüklüğü değişmesi gravite gökelleşmesini belirten bir faktör olarak ilâve edilebilir.

Kısmîkristalleşme ve gravite ile ayrılma ayrıca aşağıdaki jeokimyasal özelliklerle kanıtlanmıştır.

1. Birlikte bulunan kromit ve olivinin oranlarına bağlı bileşim değişmesi Jackson (1969) tarafından incelenerek, kısmî kristalleşme ile oluşan kromit ve olivin için hesaplanan teorik element dağılımı ile karşılaştırılmış ve uygun olduğu görülmüştür.
2. Olivin ve klinopiroksenin ritmik kristalleşmesi "ötektik" gökelleme ile izah edilir (Nobbe 1959), ve dünit ve verlit içindeki olivinin farklı  $Fe$  miktarının, laboratuvar sisteminde faz dengesini yansıtan sonuçlara uygun olduğu bulunmuştur.
3. Olivin ve kromitin bantlar halinde ayrılması ve piroksenin kümülüs faz olduğu yerde kromitin görülmemesi "peritektik" reaksiyonla izah edilir (Ulmer 1969).
4. Kromit bileşiminde ana kayaca bağlı  $Cr$  ve  $Al$  dağılımı kaymak sızıda büyük bir olasılıkla  $Cr$  azalması  $Al$  artması

göstermektedir .

5. Dünit ve harzburgitlerin geçişli kontaklar göstererek, tahminen birbirlerini izlemeleri .
6. Gabro ve peridotitlerin aynı kaynak sıvıdan geldiği farzedilirse, gablo içinde kromitin yok olması ve plonast'ın çıkması, kaynak sıvının Cr'ca fakirleştiği, Fe'ce zenginleştiğini gösterebilir .

7. Kayaçlarda Al, Ca, Ti arasındaki belirgin pozitif korrelasyon ve bunlarla Mg arasındaki negatif korrelasyon .

Yukarıda sıralananlar masifin bütün kayaçlarının oluşumun primer safhasında kısmi kristalleşme ve gravite ayrılması ile meydana geldiğini kanıtlıyorsa da piroksenlerin serkonder oluşumu hakkında bir çok görüş ortaya atılmıştır . (Moore (1969) hareket halindeki kristal lapası içindeki ara sıvının yerleşme sırcında akma ile ayrılarak piroksenit ve peridotit dayk ve bantlarını meydana getirdiklerine inanır . Bowen ve Tuttle (1949) serpilmiş (dissemine) piroksenlerin mekanik olarak ayrılarak bu bantları yaptıklarını ileri sürer . Kennedy ve Ito (1967) katı materyalin kısmen eriyerek bantları yaptığı görüşündedir .

Masifteki klinopiroksenit bantlarının masif boyunca devamlılığı, verlit ve klinopiroksenitlerdeki kümülüs dokusu ve olivinın Fe miktarının dünitte düşük olması, sekonder orijin yaklaşımını zayıflatmaktadır . Böylece kısmi kristalleşme ve gravite ayrılması, bunlar için geçerli işlemidir .

#### 4.2.2. Masifin Yerleşmesi

Masif civarındaki kayaçlarda metamorfizma yoktur . Halbuki Bowen ve Schairer (1935) in,  $MgO-FeO-SiO_2$  sisteminde ,

forsteritin 1600°C de ergimeve başladığını tam ergimenin 1800°C de olduğunu bulmuşlardır. Dolayısı ile sıvı haldeki bir dunitin sahip olduğu bu kadar yüksek sıcaklık mutlaka metamorfizma sebebidir. Kennedy (1955) susuz magmanın düşük şiddette metamorfizma yaptığını ortaya atmıştır, fakat bu görüş metamorfizmanın tamamen olmamasını açıklamamaktadır. Metamorfizma olmaması materyalin ancak soğuk gelmesi ile açıklanabilir.

Masifin kenarında bir gabuk soğuma zonu bulunmaması, masifin az deformatsyon göstermesi, kontaktların bindirme fayları ile ayrılması katra yerleşmeyi göstermektedir.

Diğer taraftan masifi meydana getiren materyalin sıvı halde yukarı çıktığı ve kayaların sonradan oluştuğu düşünülse bile, 15 km kalınlığında bir kütleinin yer kabuğunun üst seviyelerinde farklılaşarak oluşması olanaksız görülmektedir ve zaten bilinen stratiform intrüzyonların kalınlığı 4 km.vi geçmez (Stallwater, Bushveld).

Masif tektonik etkenlerle deforme olmuş, fakat en azından esas birimlerde, bantlı karakterin genel durumu değişmemiştir. Bunu kanıtlayan bulgular şunlardır.

1. Klinopiroksenit bantları paralel ve aşağı yukarı masif boyunca devamlıdır.
2. Kromit vataklarının magmatik konsantrasyonla meydana geldiği ispatlanmıştır. Bunların masif boyunca devamlılıkları tahmin edilmektedir.
3. Kayalar tektonik olarak karışmamış, düzenli dağılmışlardır. Kayag ve kromit bileşimlerinin oldukça yeknesak olması ve ani değişiklikler göstermesi tektonik karışım

olmadığı düşüncesini destekler. Thaver (1969) Alpin tipte kavaçların düzenli olma vüip karışık şekilde dağıldıklarının tarifler ve örneğin troktojik gabbro ile piroksenit bir kaç yüz metre içinde bile karışık bir şekilde buldukları nı belirttir.

Bantlanma kristal gökemesi ile olduğuna göre katı veya kristal lapası halinde gelen bir kütle bu gökeme ye izin vermez. Dolayısı ile bantlar, kütle yer kabuğuna yükselmeden önce, sıvı halde iken oluşmuş ve yukarı çıkmıştır fakat genel durumda büyük bir değişiklik olmamıştır. Bu bulgu katı kütlelerin çok deform e olmamış bir tabla şeklinde yukarı çıkması ile açıklanabilir ve Eisenbee (1972)'nin tariflediği bindirme tablası modelini destekler.

#### 4.2.3. Kaynak Materyal

Mez mineralli kavaçların büyük hacimde bulunabilmesi ve bunların difüzyonla olan kimilüs kristalleri bazaltik magmadan meydana gelmediklerini göstermektedir. Difüzyon, çok vavaş gökeme ve bunun sebep olduğu vavaş ısı kaybı şartlarında gerçekleşir. Bazaltik magmada, kristalleşme sırasında kristallerin arasında daima bir ara sıvı vardır ve bazaltik magma difüzyon şartlarını sağlavamaz. Çok büyük hacimde dunit ve harzburgit için çok büyük hacimde kaynak materyal gereklidir.

Minerallerde sistematik bileşim değişmesi olmaması, düşük ve veknasak Fe miktarı magmatik farklılaşmanın stratiformlarından daha farklı bir ortamda olduğunu gösterir. Kimyasal özellikler Alpin'lerin farklılaşma doğrultusunda dır.

Masifin ortalama bileşimi (Tablo 4), daha asit kay-  
yağların bulunmaması (eğer bunlar olup da daha önce ayrılm-  
madıysa), kayaların AFM diagramında görülen Mg zengin-  
liği, olivin piroksen ve kromitin bileşimi yüksek Mg ve dü-  
şük Al'a sahip olan bir kaynağı tarifler. Kromitin kris-  
talleşmesinin Al değişmesi doğrultusunda oluşu sabit sıcak-  
lık şartlarına tekabül eder.

Sonuç olarak kaynak sıvı için gerekli şartları şöyle  
özetleyebiliriz, kaynak

1. yavaş göklemeyi sağlamalıdır
2. hacmi çok büyük olmalıdır
3. basalt veya "tholeiite"den daha bazik olmalıdır
4. aşağı yukarı sabit sıcaklıkta olmalıdır.

Bu özellikleri sağlayan en iyi kaynak üst mantodur.  
Ringwood (1962, 1963) hipotetik üst manto bileşimini 4  
(veya 3) kısım peridotit 1 kısım basalttan meydana gelmiş  
olarak vermiş ve buna "pyrolite" demiştir.

Masifin ortalama bileşiminde görülen yüksek MgO çok  
düşük  $Al_2O_3$ , CaO,  $TiO_2$  ve  $F_2O_5$  Ringwood (1962)'in tariflediği  
"pyrolite" bileşimine tam uygun değildir fakat perido-  
titik bir kaynağın bileşimini yansıtmaktadır. Böyle bir  
peridotitik meteryal i) ya üst mantonun kısmi ergimesi ve  
sıvı basaltın ayrılması ile arta kalan ergimemiş kısım  
(Yoder - Tilley 1962 - Ringwood 1963) veya ii) üst manto-  
nun sıvı halden farklılaşma (diferansiyasyon) ile kristal-  
leşerek meydana getirdiği ilk katı kısım, (kristalleş-  
memiş sıvı bazaltik bileşimdedir - O'Hara 1965). Ringwood  
tariflediği hipotetik üst mantonun en üst kısmında,  
Mohorovicic zonu ile "pyrolite"nin arasında, "pyrolite"nin

kısmî ergimesi ve meydana gelen bazalt sıvısının ayrılması ile arta kalan bir peridotit - dünit tabakasından söz eder. Bu zon Prekambrien alanlarda 150 km, okyanus altında 25 km derine sider.

Bu peridotit kütle ya biraz erгийerek hareketlenen kristal lapası veya hiç bozulmamış bir tabaka şeklinde yu-karı çıkmıştır. Masifte görülen bir çok özellik daha önce belirtildiği gibi bunun bozulmamış bir tabaka şeklinde yu-karı çıktığını kanıtlamıştır.

Masifin ortalama bileşimi oluşumundaki ısı ve basınç şartları hakkında fikir verilir. Daha önce de belirtildiği gibi, kromitin Al doğrultusunda değişim göstermesi sı-caklığın aşağı yukarı sabit olduğunu göstermektedir. Hess (1960) piroksenlerdeki düşük  $Al_2O_3$  miktarının düşük basın-ca tekabül ettiğine inanır. Boyd ve England (1960) deney-sel olarak  $MgSiO_3 - Al_2O_3$  sistemini incelemişler ve Hess'i destekleyen sonuçlar bulmuşlardır. Orhaneli piroksenlerin-deki düşük  $Al_2O_3$ , bu sonuçlara göre, düşük basınca işaret edebilir. Ito ve Kennedy (1967), Kushirove Yoder (1965), Mac Gregor (1965), olivin + ortorombik piroksen + klinopi-roksen + spinel'den meydana gelen spinel - peridotit'in düşük basınçta, Ito - Kennedy'ye göre en fazla 23 kbar, Kushiro - Yoder'e göre en fazla 19 kbar, dayanıklı olduğu-nu deneysel olarak ispatlamışlardır. Verilen basıncın üst limitinde (23 kbar veya 19 kbar) garnet meydana gelir ve spinel peridotit, garnet peridotit'e dönüşür. Kromspinel 27 kbar'a kadar garnet'le birlikte bulunur bundan sonra yok olur. Bu basınçlara uygun derinlikler Ito - Kennedy (1967) tarafından verilmiştir. Buna göre mantonun spinel-peridotit'i

okyanus ve orojenik zonların altında 70 km derinliğe kadar bulunabilir, prekambrien alanların altında dayanıklı değildir.

Bütün bunlar Orhaneli materyalinin üst mantonunun en üstündeki peridotit-dünit zonuından geldiğine kanıttır.



## BÖLÜM 5. SONUÇ

Orhaneli ultrabazik masifi ve içinde bulunan kromitlerle ilgili bulgular daha önceki bölümlerde elde edilmiştir. Burada bir çok kaynaktan elde edilen esas sonuçlar verilmiştir. Çalısma sırasında, alet ve zaman faktörünün kısıtlı olması yüzünden bazı özellikler ayrıntılı olarak araştırılamamıştır. Bunlar da daha ilerdeki araştırmalar için öneriler olarak sunulmaktadır.

Bir çok yerde belirtildiği gibi masifin en çok üç özelliği üzerinde durulmuştur; i) bantlı yapısı ii) civar kayalarda metamorfizma olmaması iii) masifin ultrabazik karakteri, bazik kayaların çok az olması.

Bu özelliklerin incelenmesi masifin orijini ile ilgili şu sonuçların elde edilmesini sağlamıştır.

1. Ultrabazik kütlenin kaynağı üst mantodur.
2. Kayalar üst mantoda fraksinasyon ve gravite ayrılması ile ardalanarak bir tabaka oluşturmuşlardır. Kromitler aynı işlemle kayalarla birlikte kristalleşmiştir.
3. Alpin orojenezi sırasında bu tabaka katı ve soğuk bir kütle olarak bozulmadan yukarı çıkmıştır. Muhtemelen gabro - piroksenit katı kütlenin içindeki bir miktar sıvıdan gelmektedir.
4. Bu kütle bindirme tablası şeklinde şimdiki yerine yerleşmiştir.

## Öneriler

Masifile ilgili araştırılması gereken pek çok konu vardır. Bunlar şu şekilde sıralanabilir.

1. Birimlerde detaylı yapısal gelişme gereklidir. Özellikle birimler içinde klinopiroksenit ve kromitit bantlarının devamlılıkları ispatlanmalıdır.
2. Gabbro piroksenit biriminde ayrıntılı kimyasal ve yapısal gelişme yapılmalıdır.
3. Dayıkların kimyasal bileşimleri bulunmalı ve masifin genel kimyası ile ilişkisi saptanmalıdır.
4. Civar taşlarda petrografik gelişmeler yapılmalı özellikle mavşist fasiesi araştırılmalıdır.
5. Serpantinizasyonun sabit hacim veya sabit bileşimden olduğu anlamak için serpantinitleerin analizi yapılmalı
6. Pleonast'ın bileşim ve özellikleri bulunmalıdır.

## BÖLÜM 6. Ö Z E T

Çalışılan ultrabazik masif Bursa'nın Orhaneli ilçesinin kuzeyinde yer alan büyük bir ultrabazik kompleksin doğu kısmıdır. Jeolojik olarak Kuzey Anadolu ofiolit kuşağı üzerinde bulunmaktadır.

Masif kuzey ve kuzeydoğuda bindirme fayları ile sınırlanmıştır, doğuda bir granodiorit intrüzyonu bulunur, diğer sınırlar çok iyi belirlenmemiştir. Komşu kayalarda kontak metaformizma yoktur.

Kayaçlar yan yana sıralanmış herzburgit, dünit ve üç yerde görülen klinopiroksenit gabro birimleri içinde yer alırlar. Harzburgit ve dünit birimleri ayrıca paralel klinopiroksenit, verlit ve kromittit bantları ile ardalanmışlardır. Klinopiroksenit ve verlit bantları masifin doğrultusu boyunca devam etmektedir. Kromittit bantlarının da büyük bir olasılıkla doğrultu boyunca devamlı oldukları düşünülmektedir. Bu bantlanma stratiform tiplerde görülene benzemekte ve magmatik gökelenin rol oynadığını göstermektedir.

Kayaç geçitleri dünit, herzburgit, klinopiroksenit, verlit, kromittit ve gabro olup bunları meydana getiren olivin, kromspinel, ortorombik piroksen, klinopiroksen kümüllüs mineral olarak bulunur, ve valnız, klinopiroksenit-gabrodaki feldspat ve pleonast interkümüllüs özellikler vermektedir. Primer dokunun yanında ezik (kataklastik) doku da sık görülür. Altte-rasyon sonucu kayaçların çuğu serpantinleşmiş ve kromittlerden ferritkromit meydana gelmiştir.

Kayaçlarda  $MgO$  yüksek  $Al_2O_3$  düşüktür. Kromitler  $Cr$  ve  $Mg$ 'ca zenginidir,  $Cr$  ve  $Al$  değerlerine göre iki grup yapılar,  $Fe$  sabittir. Bu özellikler Alpin tipe uymaktadır.

Kromit ve olivin bileşimi bunların kromitit içindeki oranlarına ve ayrıca kromit bileşimi, içinde bulunduğu kayaca göre değişir. Bu ilişkiler kromitle silikatların jenetik olarak birbirine bağlı olduğunu ve kromitit dağılımının tektonik olmayıp magmatik olduğunu kanıtlar.

Kayaçlar arazi içinde oldukça yeknesak bir bileşimde dir. Paralel kromititlerdeki kromitler de aynı birim içinde, yeknesak bileşim vermektedir. Bütün bu bulgular istatistik olarak da ispatlanmıştır. İlk oluşumda bantlar yatay farzedilirse bu sonuç stratigrafîğe bağlı bir değişim olmadığını belirtir. Genel doğrultu boyunca, aynı doğru üzerinde sıralanan kromitlerin benzer bileşimleri ( $Cr$  ve  $Al$ ) bunların birbirinin devamı olduğuna işaret ederek yapısal verileri destekler.

Tek minerali kayaçların büyük hacimde bulunması, masifin ortalaması bileşimi kaynak sıvının üst mantodan geldiğini kanıtlamaktadır.

Sonuç olarak, kayaçların üst mantoda kısmî kristalleşme ve gravite ayrılması ile bantlanarak meydana geldikleri ve bu peridotit kütleinin, Alpin orojenezi arasında, soğuk ve katı bir tabaka halinde, bozulmadan, yukarı çıkıp şimdiki yerine yerleştiği tahmin edilmektedir.

BÖLÜM 7. S U M M A R Y

The studied massif is the part of a larger ultramafic complex which lies at the north of Orhaneli, province of Bursa, geologically the massif occurs in the northern ophiolite belt of Anatolia.

The contact of the massif with the surrounding rocks are not well defined due to poor exposures, but the north and north east boundary is established by thrust faults, and the eastern one by a large granodiorite intrusion. Contact metamorphism is lacking in the surrounding rocks. All the rocks are distributed within the successive major harzburgite and dunite units and the clinopyroxenite-gabbro units which occur in three places. Both dunite and harzburgite units are interlayered with parallel bands of clinopyroxenite, wehrlite and chromitite. Clinopyroxenite and wehrlite layers are continuous over the breadth of the massif. Chromitite seams, exposed in the same strike direction along a definite line, could most probably be the extension of each other. This layering is comparable with the layering of stratiform types and provide evidence for the successive deposition of minerals by magmatic settling.

The rocks of the massif include dunite, harzburgite, clinopyroxenite, wehrlite, chromitite and gabbro. The constituents of the rocks as olivin,chromspinel, orthopyroxene and clinopyroxene are cumulus minerals. Only the clinopyroxenite-gabbro unit consists of intercumulus crystals of feldspar and pleonast together with cumulus clinopyroxene and magnetite.

Cataclastik texture is frequently observed in the rocks. Serpentinization is a common alteration of the rocks and formation of ferritchromite is the alteration of chromites.

The rocks are typically rich in MgO and low in  $Al_2O_3$ . The chromites are rich in Cr and Mg and are concentrated into two distinct groups by the bimodal distribution of Cr and Al. They have almost constant Fe (total). These chemical properties are correlative with those of Alpine types.

The composition change in coexisting chromite and olivine and the relation of chemical composition of chromite to the host rock indicate the genetic connection between the chromites and the silicate rocks. Therefore the distribution of chromite is magmatic rather than tectonic.

The rocks are almost uniform in composition and there is not a significant variation in the chromite compositions of the major units. Assuming that the vertical standing layers have been horizontal when they had initially formed the above data suggest that there is no systematic elemental variation against the stratigraphic position.

Chemical composition of the chromites lying on a definite line in the strike direction give similar chemical composition. This feature may indicate that they are continuation of each other, and supports the structural evidence.

The typical large volume of massive monomineralic

rocks and the bulk composition of the massif suggest that the source material has been derived from the upper mantle.

It could be concluded that the rocks might have originated by differentiation of upper mantle material, forming a tabular sheet. It was taken upward as a cold and undistorted solid and emplaced in its present position during the Alpine orogenic activity.

## BÖLÜM 8. LİTERATÜR

- Barth T.F.W., 1967, Theoretical Petrology. Publisher John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Beeson M.H. ve Jackson E.D., 1969, Chemical composition of altered chromites from Stillwater Complex, Montana. Amer. Mineral. v.54, 1084-1106.
- Bilgrami S.A., 1964, Mineralogy and Petrology of the central part of the Hindubagh igneous complex, Hindubagh mining district, Zhob Valley, West Pakistan. Rec. Geol. Survey. Pakistan, v.10 part 2-c.
- Bliss N.W. ve Mac Lean W.H, 1975, The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba, v.39, 973-990.
- Borchert H., 1964, Principles of the genesis and enrichment of chromite ore deposits. In Methods of prospecting for chromite. Edited by R. Woodtli. Proc. of an OECD Seminar, Paris, 175-202.
- Bowen N.L., 1928, The evolution of the igneous rocks. Dover Publications, Inc. New York. ve Schairer J.F., 1933, The problem of the intrusion of dunite in the light of the olivine diagram. Internat. Geol. Cong., 16th Washington 1933, Proc., 391-396.
- ve Tuttle O.F. 1949 The system  $MgO - SiO_2 - H_2O$ . Bull. Geol. Soc. Am.v.60, 439-460.
- Boyd F.R. jr. and England J.L., 1960 Minerals of the mantle. Carnegie Inst. Washington Year Book 59, 47-52.
- Brown G.W., 1960, The effect of ion substitution on the unit cell dimensions of the common clinopyroxenes. Amer. Mineral. v.45, 15-38.



- Cameron E.N. ve Emerson M.E, 1959, The origin of certain chromite deposits of the eastern part of the Bushveld complex. Econ. Geol., v. 54, 1151-1213.
- Cohen I.H, Ito K. ve Kennedy G.C., 1967, Melting and phase relations of an anhydrous natural basalt to 40 kilobars. Amer. Jour. Sci., v.265, 475-518.
- Deer W.A., Howie R.A. ve Zussman J., 1963, Rock forming minerals. 5 cilt. Longmans Press.
- Dickey J.S. Jr., 1975, A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. Geochim. Cosmochim. Acta, v.39, 1061-1074.
- Engin T., 1969, The Geology and Geochemistry of the ultra-basic rocks and associated chromite deposits of the Andizlik-Zimparalik area, Fethiye, Southwest Turkey. Doktora tezi, University of Durham.
- ve Aucott J.W., 1971, A microprobe study of chromites from the Andizlik - Zimparalik area, South-west Turkey. Miner. Mag., v. 38, 76-82.
- Golding H.G. ve Bayliss P., 1968, Altered chrome ores from the coolac serpentine belt, New South Wales, Australia. Amer. Mineral., v. 53, 162-183.
- Green D.H., 1964, The petrogenesis of the High temperature intrusion in the Lizard area, Cornwall. Jour. Pet., v.5, 134-188.
- ve Ringwood A.E., Mineral assemblages in a model mantle composition. Jour. Geophysical Research, v.68, No3, 937-945.

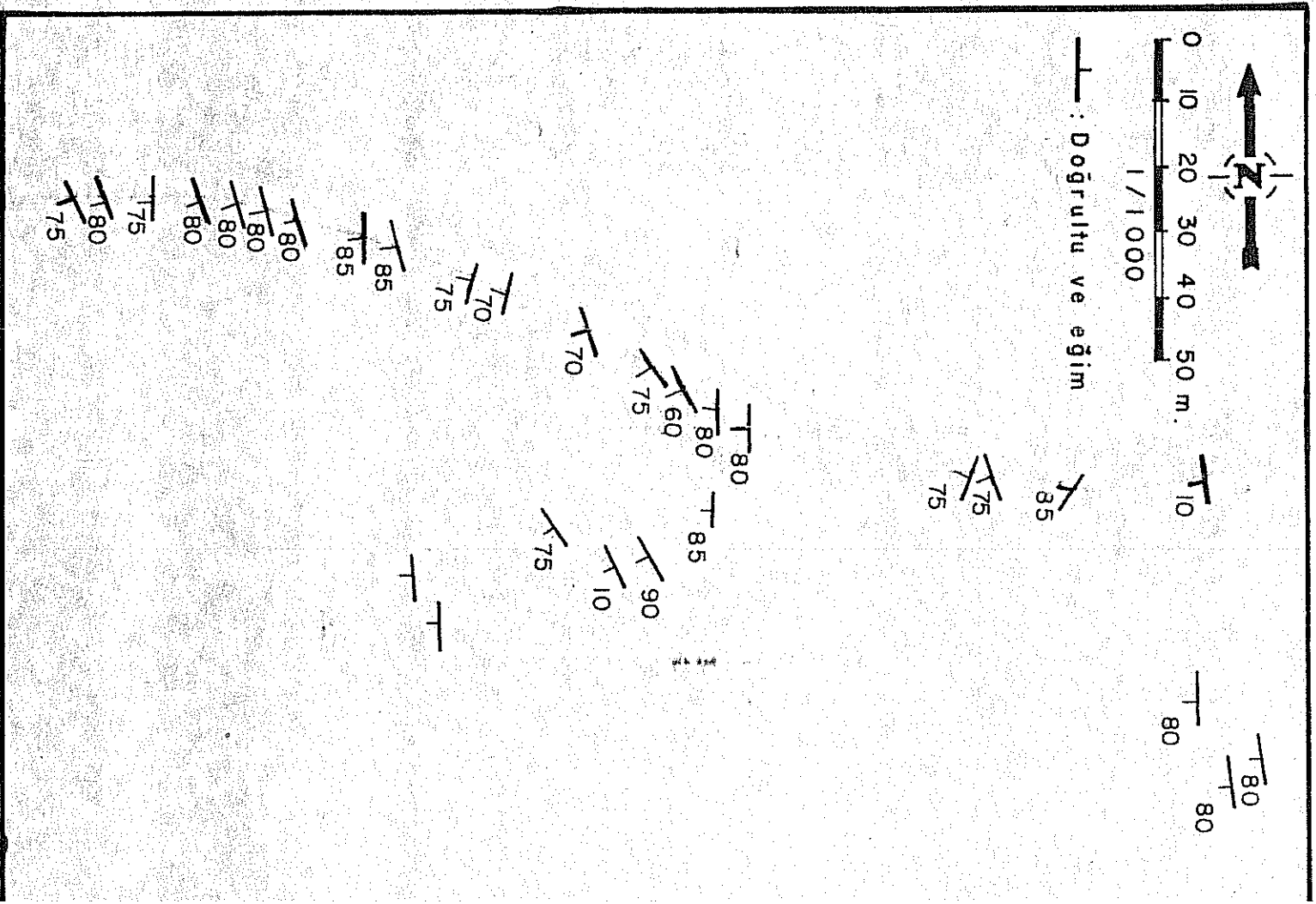
- Hamilton W. ve Mountjoy W. 1965, Alkali content of alpine ultramafic rocks Geochim. et cosmochim. Acta, v.29, 661-671
- Hess H.H., 1938, A primary peridotite magma. Amer. Jour. Sci. 5th ser., v.35, 321-344.
- 1960, Stillwater igneous complex. Geol. Soc. Amer. Memoir 80.
- Horninger G., 1941, Beobachtungen am Erzinhalt von Gesteinen und an Chromerz aus Tampadel in Schlesien. Schweiz. Mineralog. Petrog., Mitt., 52, 316-345.
- Irvine T.N. ve Smith C.H., 1969, Primary oxide Minerals in the layered series of the Muskox Intrusion Econ. Geology Monogr. 4, 76-94.
- Jackson E.D., 1959, Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater complex. Econ. Geolog. Monogr 4, 41-71.
- Jackson E.D., 1964, Primary features of stratiform chromite deposits. Methods of prospecting for chromite ed.: Proc.of organization Econ Coop. Devel. Seminar, Athens, April 1963 (OECD Paris).
- ve Thayer T.P., 1972 Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric, and alpine peridotite-gabbro complexes. Proc. 24th Int. Geol. Congr., section 2, 289-296.
- Johannsen A., 1938, Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, v.4, University of Chicago Press.

- Kaaden G. Van der, 1959, On relationship between composition of chromites and their tectonic magmatic position in peridotite bodies in the S.W. of Turkey. W.T.A. Mecmua-sı, No 52, 1-15.
- 1964, The different concepts of the genesis of alpine-type emplaced ultrabasic rocks and their implications on chromite prospecton. Methods of prospecton for chromite. Edited by R. Woodtli. proc. of an OECDseminar, Paris, 175-202.
- 1970, Chromite-bearing ultramafic and related gabbroic rocks and their relationship to "ophiolitic" extrusive rocks and diabases in Turkey. The Geolog. Soc. of South Africa, Special publication 1, 511-531.
- Keith W.L., 1954, The system  $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$ . J. Amer. Ceram. Soc., V. 37, 490-496.
- Kennedy G.C., 1955, Some aspects of the role of water in rock melts. Geol. Soc. America Special paper 62.
- Kushiro I. ve Yoder H.S., 1966, Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt - eclogite transformation Jour. Pet., v.7, 337-362.
- Lisenbee A.L. 1972, Structural Setting of the Orhanelli Ultramafic Massif Near Bursa, Northwestern Turkey. Doktora Tezi, The Pennsylvania State University.
- Mac Donald J.A., 1965, Liquid immiscibility as one factor in chromitite seam formation in the Bushveld igneous complex. Econ Geol. v.60, 1674-1685.

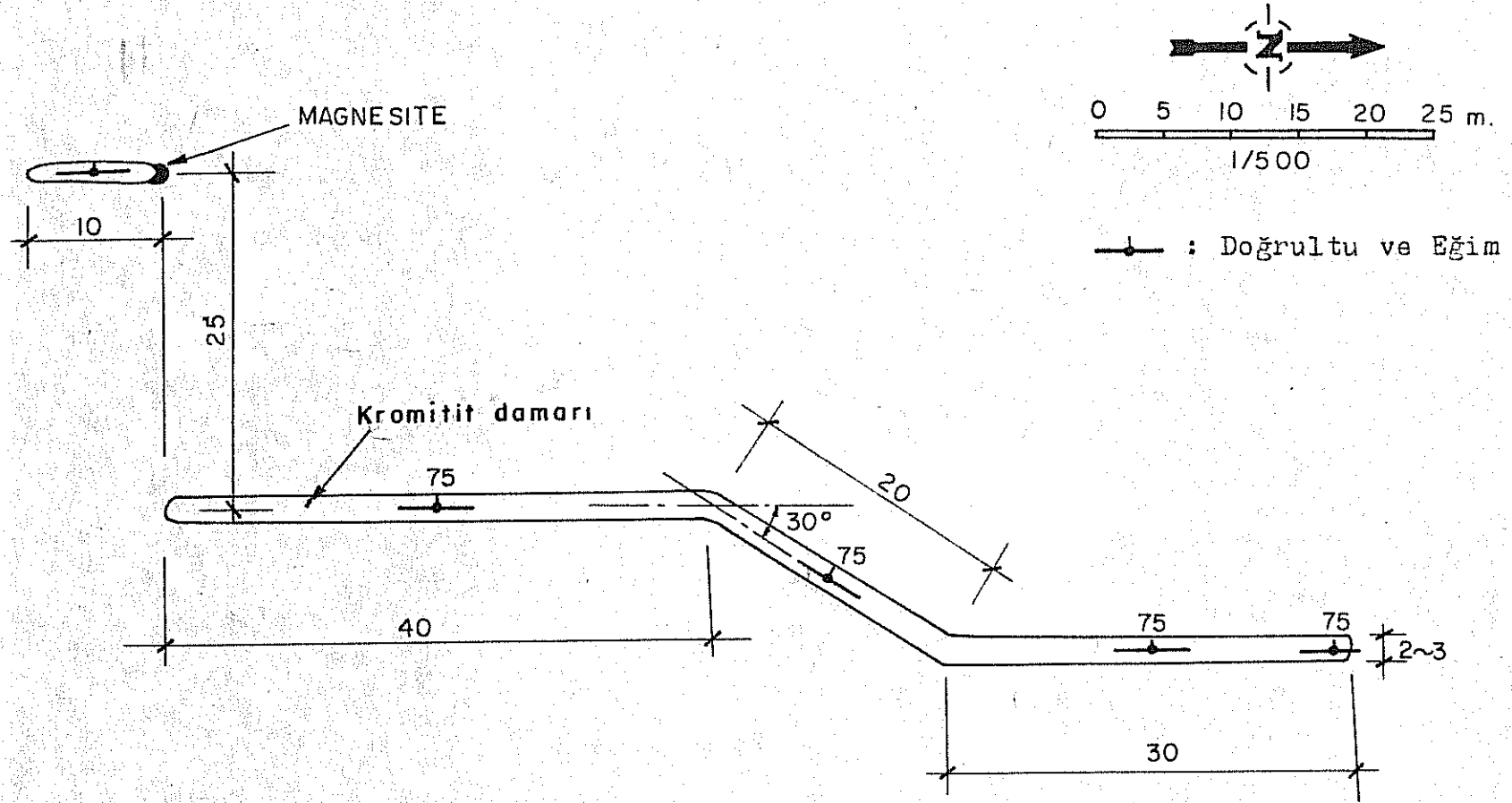
- Mac Gregor I.D., 1965, Aluminous diopsides in the three phase assemblage diopside solid solution+forsterite+spinel. Carnegie Inst. Washington Year book, v.64, 134-135.
- Malhotra P.D. ve Prasad Rao G.H.S.V., 1964. Investigations on the chemical composition of Indian chromites. Records of the Geol. Survey of India, v.93 part 2, 215-248.
- Moore E.M., 1969, Petrology and Structure of the Vourinos Ophiolitic Complex of Northern Greece. Geol. Soc. Amer., Special paper 118.
- Moorhouse W.W., 1959, The Study of Rocks in Thin Section. Publishers Harper and Row, New York.
- Offield T.W., ve Vloten R., 1974, Structures and Chromite deposits in Alpine-type ultramafic complexes. Pakistan Investigations, interagency report (IR) PK-3, U.S.Geolog. Survey.
- O'Hara M.J., 1965, Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish Jour. Geology*, v.1, 19-40.
- Özkoçak O., 1969, Etude géologique du massif ultrabasique d'Iorhaneli et de sa proche bordure - Bursa. Doktora tezi. Univ. Paris.
- Ringwood A.E., 1962, A model for the upper mantle. *Jour. Geophysical Research*, v.67, No.2, 857-867.
- Ruickwick J.C. ve Noble J.A., 1959, Origin of the ultramafic complex at union bay, Southeastern Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v.70, 981-1018.

- Snelgrove A.K. ve Ruotsala A., 1968, Nodular chromite with particular reference to Hindubagh deposits, West Pakistan. Geol. Bull. of the Panjab University, No.7, 31-43.
- Spangenberg K., 1943, Die Chromitlagerstätte von Tampadel in Zobten. Z.Prakt. Geol., v.51, 13-35.
- Stevens R.E., 1944, Composition of some chromites of the Western Hemisphere. Amer. Mineral. v.29 Nos. 1-2, 1-34.
- Taylor, H.P. Jr., 1967, The zoned ultramafic intrusions of Southeastern Alaska. Ultramafic and Related rocks, ed. P.J. Wyllie, John Wiley, New York, 97-121.
- ve Nobble J.A., 1969, Origin of Magnetite in the zoned ultramafic complexes of Southeastern Alaska. Econ Geol. Monogr. 4, 209-230.
- Thayer T.P., 1946, Preliminary chemical correlation of chromite with containing rocks. Econ Geol., v.41, 202-217.
- 1956 Mineralogy and Geology of chromium. Amer. Chem. Soc. Monograph series. Ed. Udy. Reinhold publ. corp., 14-52.
- 1960, Application of geology in chromite exploration and mining. Symposium on chrome ore, Cento Ankara-Turkey, 197-223.
- 1960, Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite-gabbro complex. Norden, Intern. Geol. Cong. Part 13, 247-259.
- 1963, Flow layering in alpine peridotite-gabbro complexes. Min. Soc. Amer. Special paper 1, 55-61.
- 1964, Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Sarıdağ, Turkey. Econ. Geol. v.59, 1497-1524.

- 1966, Serpentinisation considered as a constant volume metasomatic process, A reply. Amer. Mineral., v.52, 549-553.
- 1969, Gravity differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits. Econ. Geol. Monogr. 4, 132-146.
- 1970, Chromite segregations as petrogenetic indicators. Geol.Soc. South Africa, Special publication 1, 380-390.
- Turner F.J. ve Verhoogen J. 1960, Igneous and Metamorphic petrology. McGraw-Hill. Book Company, Inc.
- Ulmer C., 1969, Experimental Investigations of Chromite Spinel. Econ. Geol. Monogr. 4, 114-131.
- Wager L.R. ve Brown G.M., 1968, Layered Igneous rocks, Publishers Oliver and Boyd.
- Wijkerslooth P.de., 1942, Türkiye ve Balkanlardaki Krom çev-heri zuhuratu ile bunların bu ülkelerin büyük tektoniğine olan münasibetleri. M.T.A. dergisi, sayı 1-26, 35-53.
- Yoder H.S. ve Sahama G.T., 1957, Olivine x-ray determinati-ve curve. Amer. Min., v.42, 475-491.
- ve Tilley C.E., 1962, Origin of basalt magmas, an experi-mental study of natural and Synthetic rock systems. Jour. Pet. 3, 342-532.
- Zwan P.C., 1954, On the determination of pyroxenes by x-ray powder diagrams. Leidse Geol. Mededeelingen, v.19, 167.

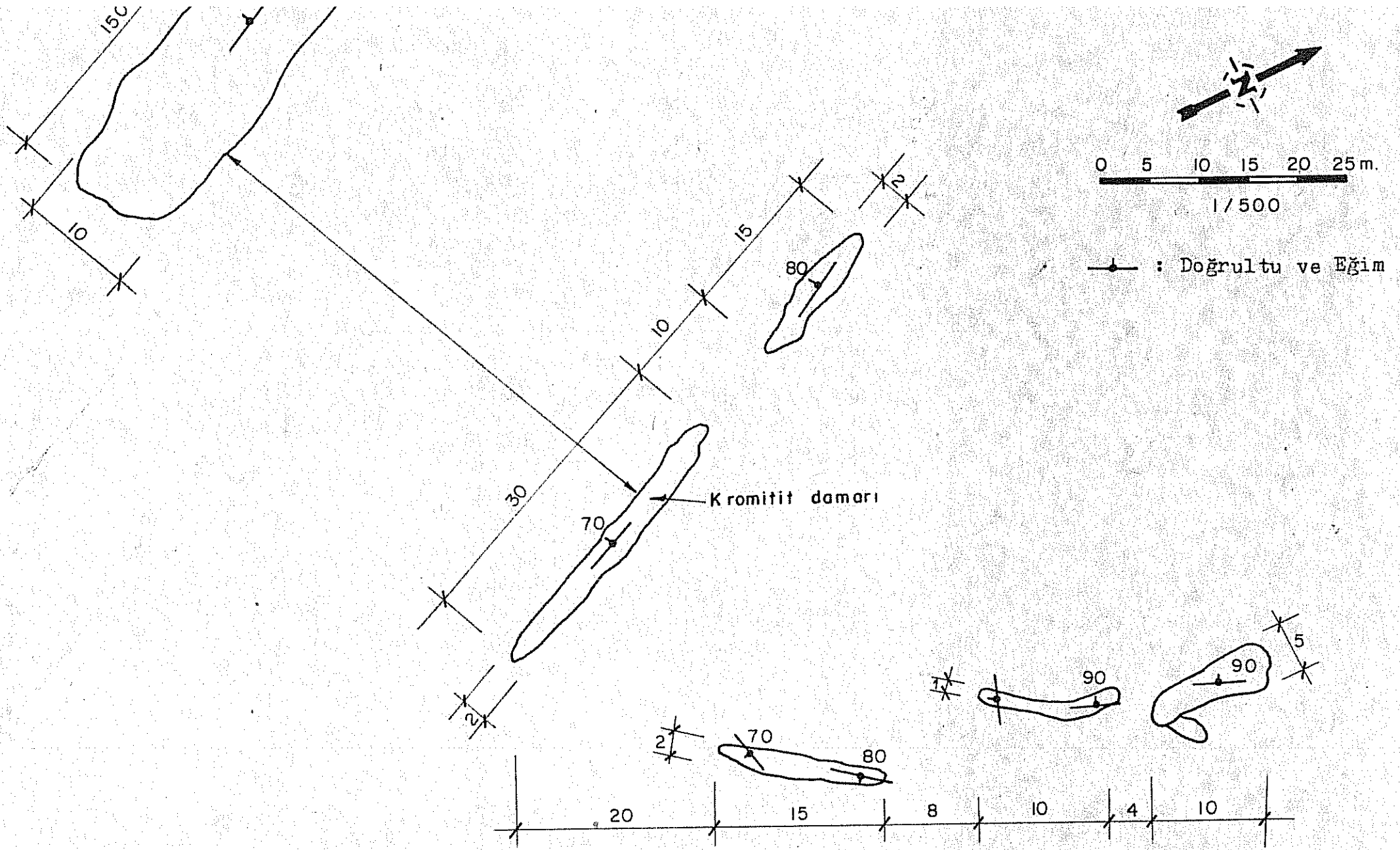


Şekil-2 : Dünit içinde bandlanmanın eğim ve doğrultularını  
değişimi.

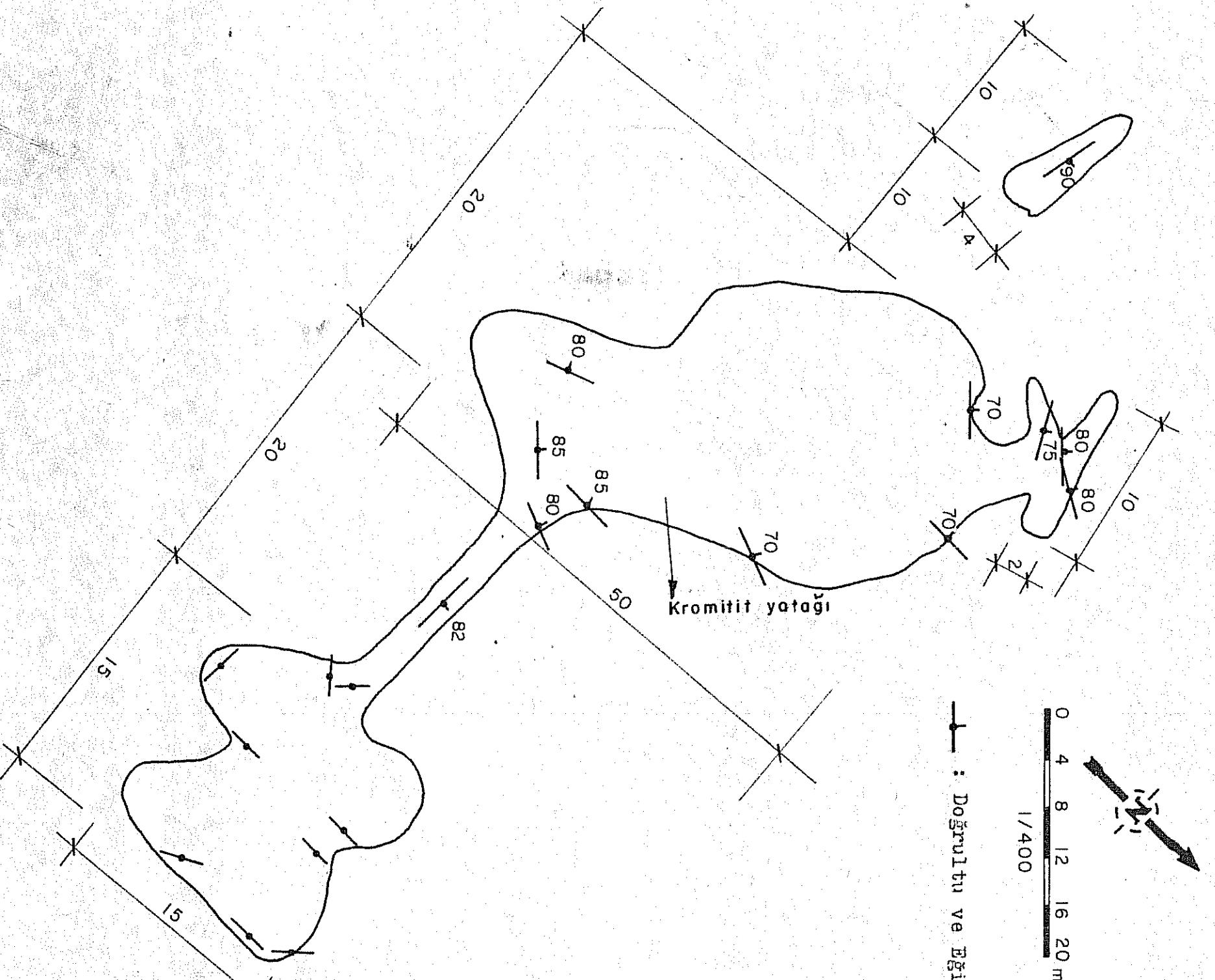


Şekil-3a : Karakiraz kromitit yatağında kıvrım

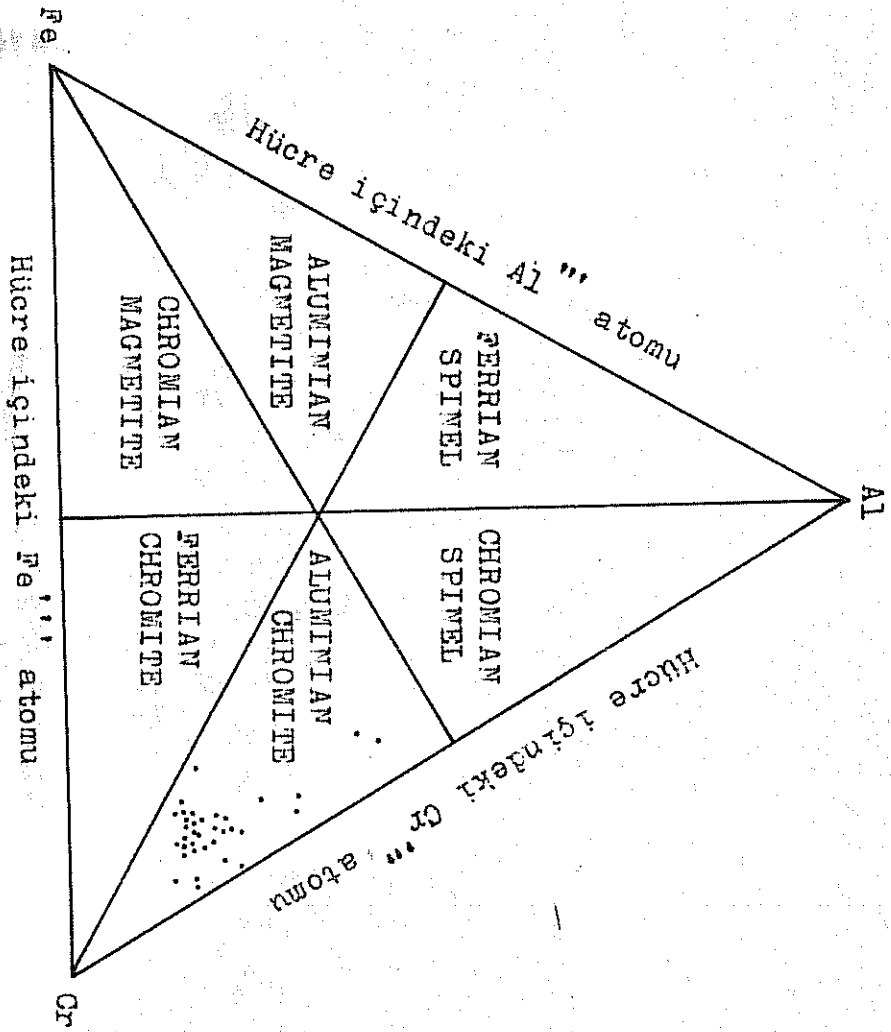




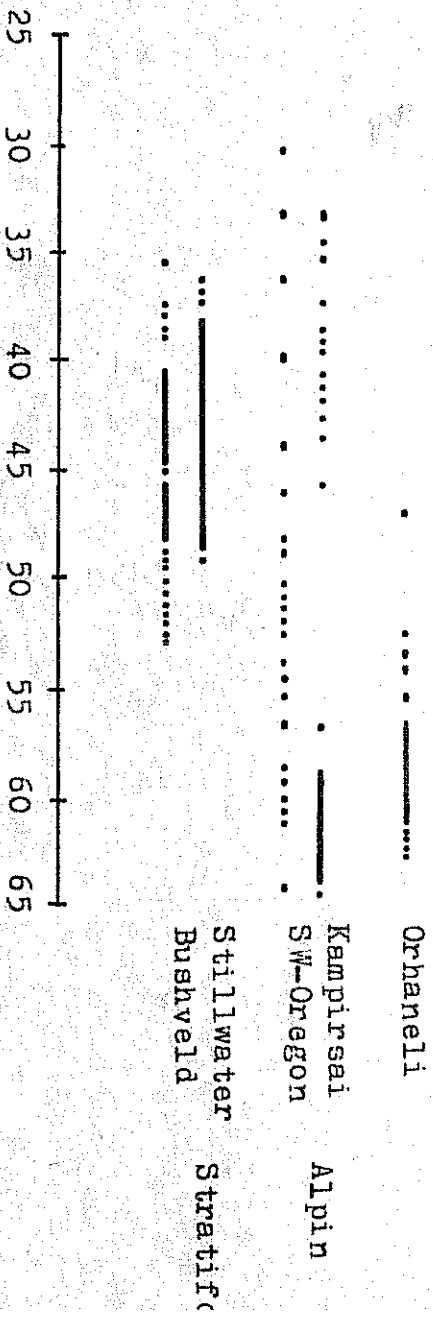
Şekil-3b : Kırtarlı kromitit yatağında kıvrım



Şekil 3c Kaya kromitit yatağında kırılm

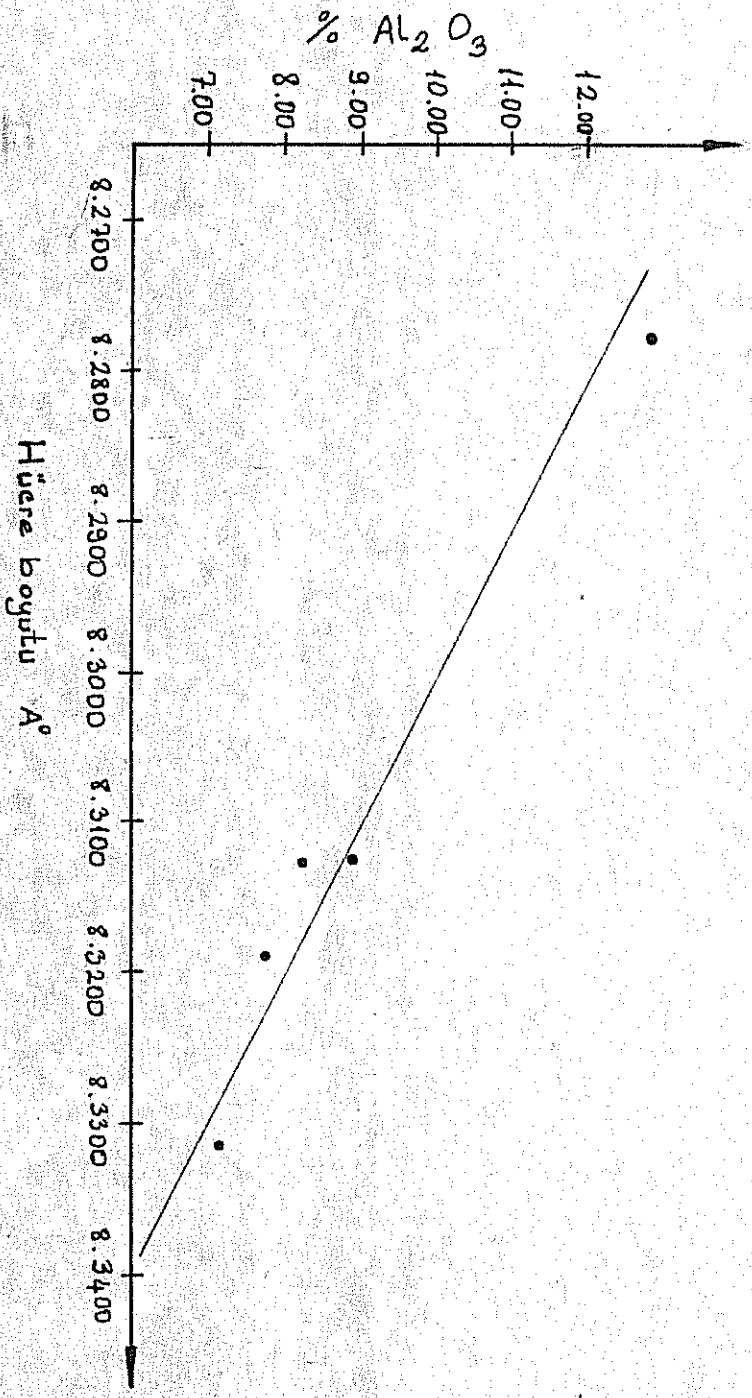
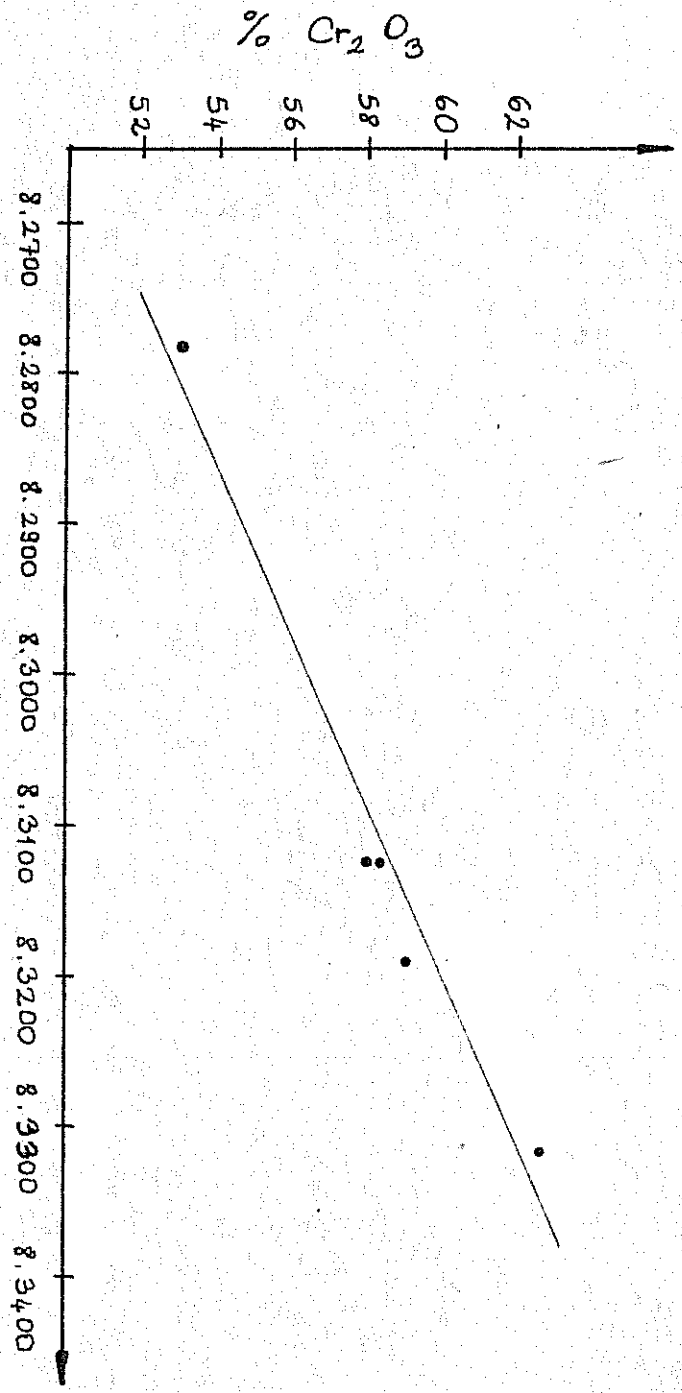


Şekil-5: Kromitlerin bileşimini gösteren diagram

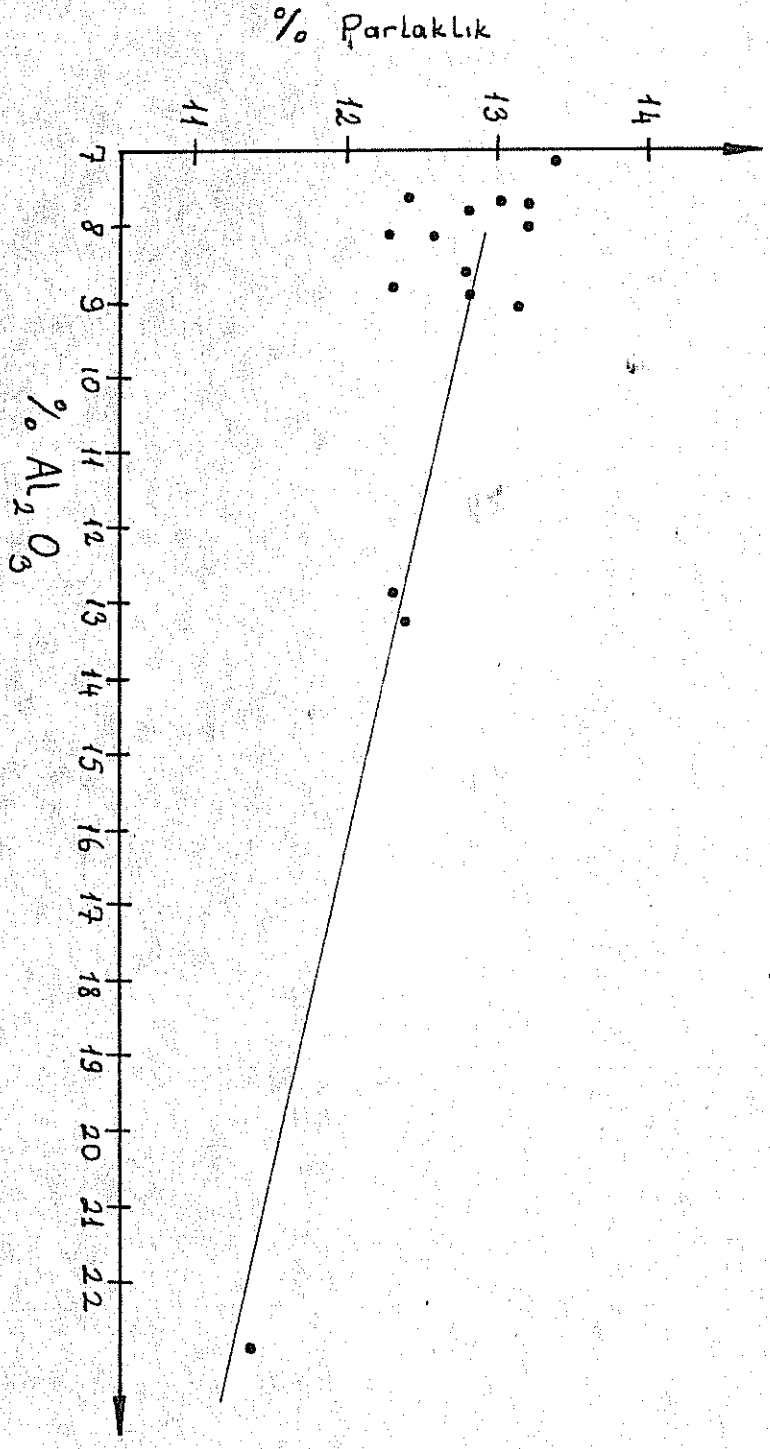
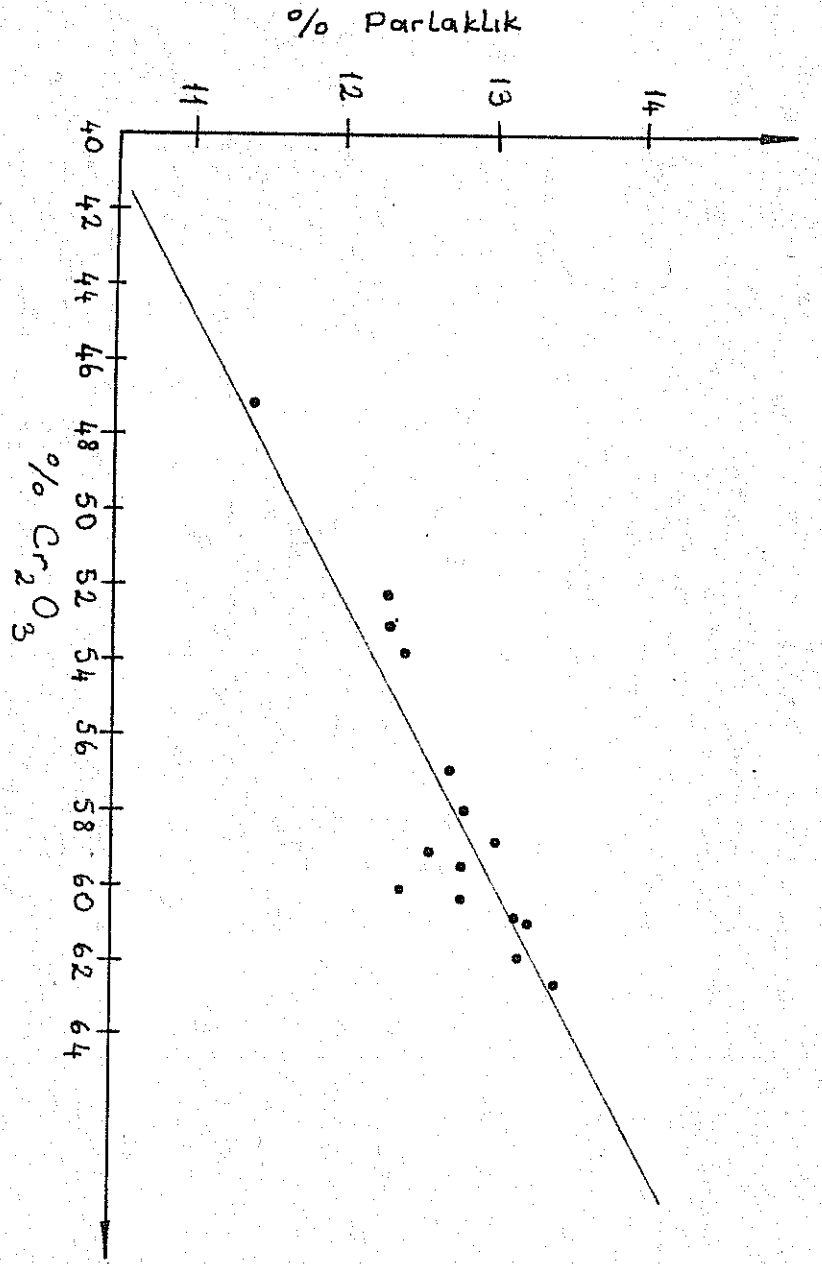


Şekil-6 : Orhaneli kromitlerinde Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ün değişimi

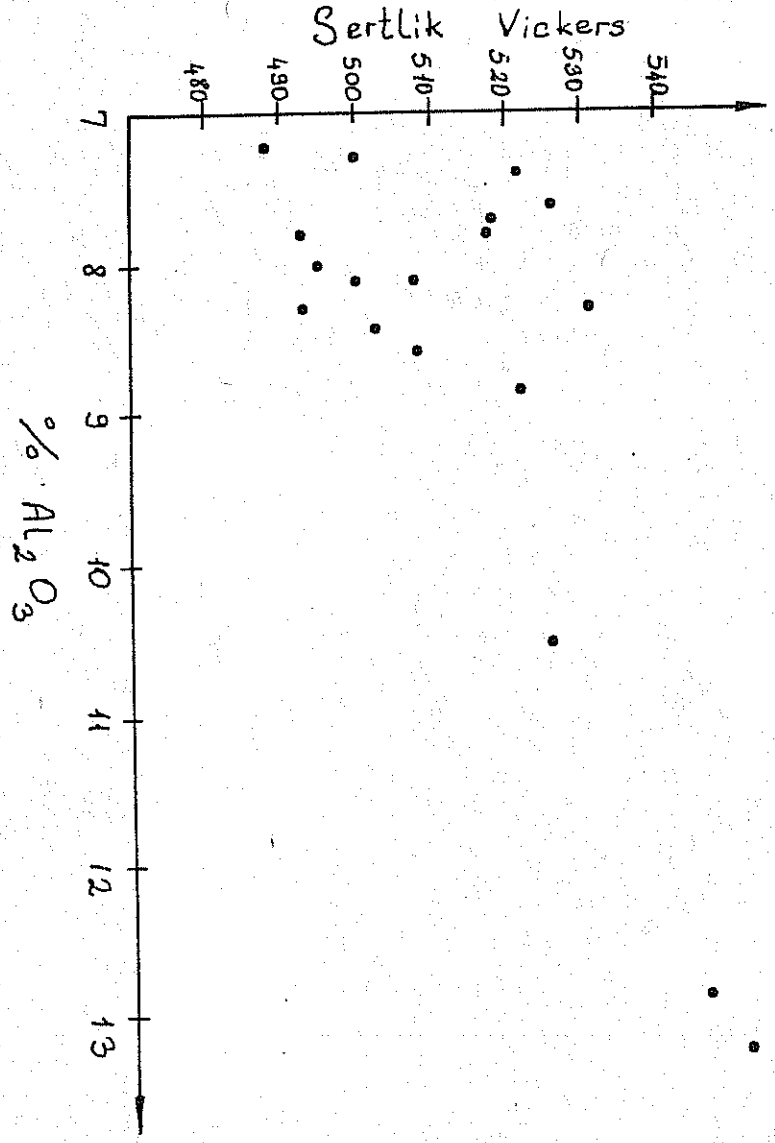
(Thayer 1970'den alınmıştır)  
 çok sayıda nokta olan yerler  
 düz çizgi ile gösterilmiştir.



Sekil-7 : Kromit bileşimi ile hücre boyutu ilişkisi

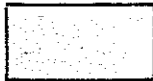
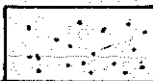

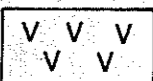
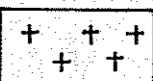
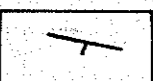
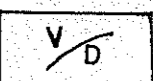
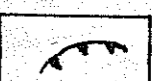
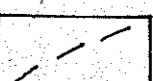


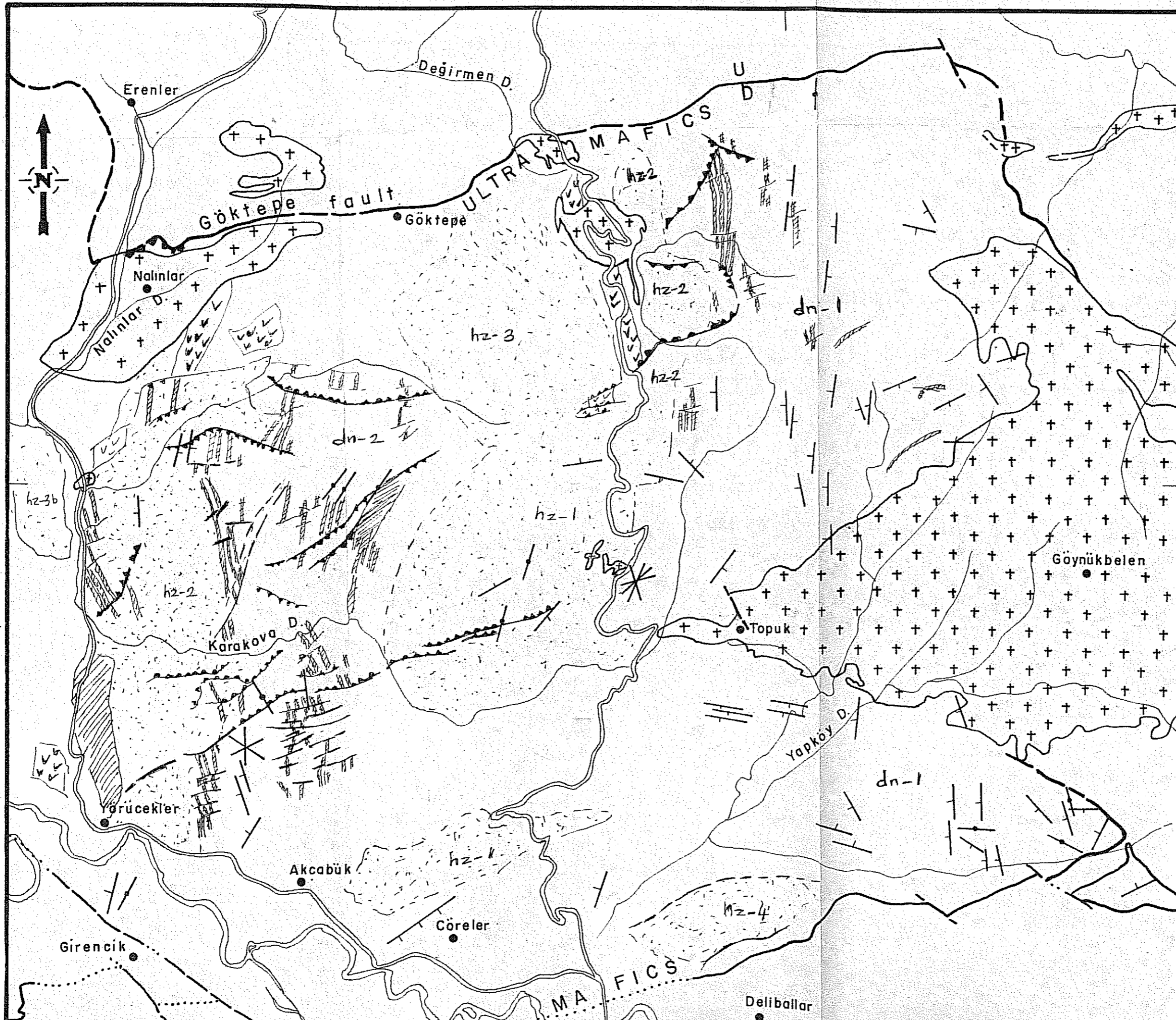
Şekil-8 : Kromit bileşimi ve parlaklık ilişkisi



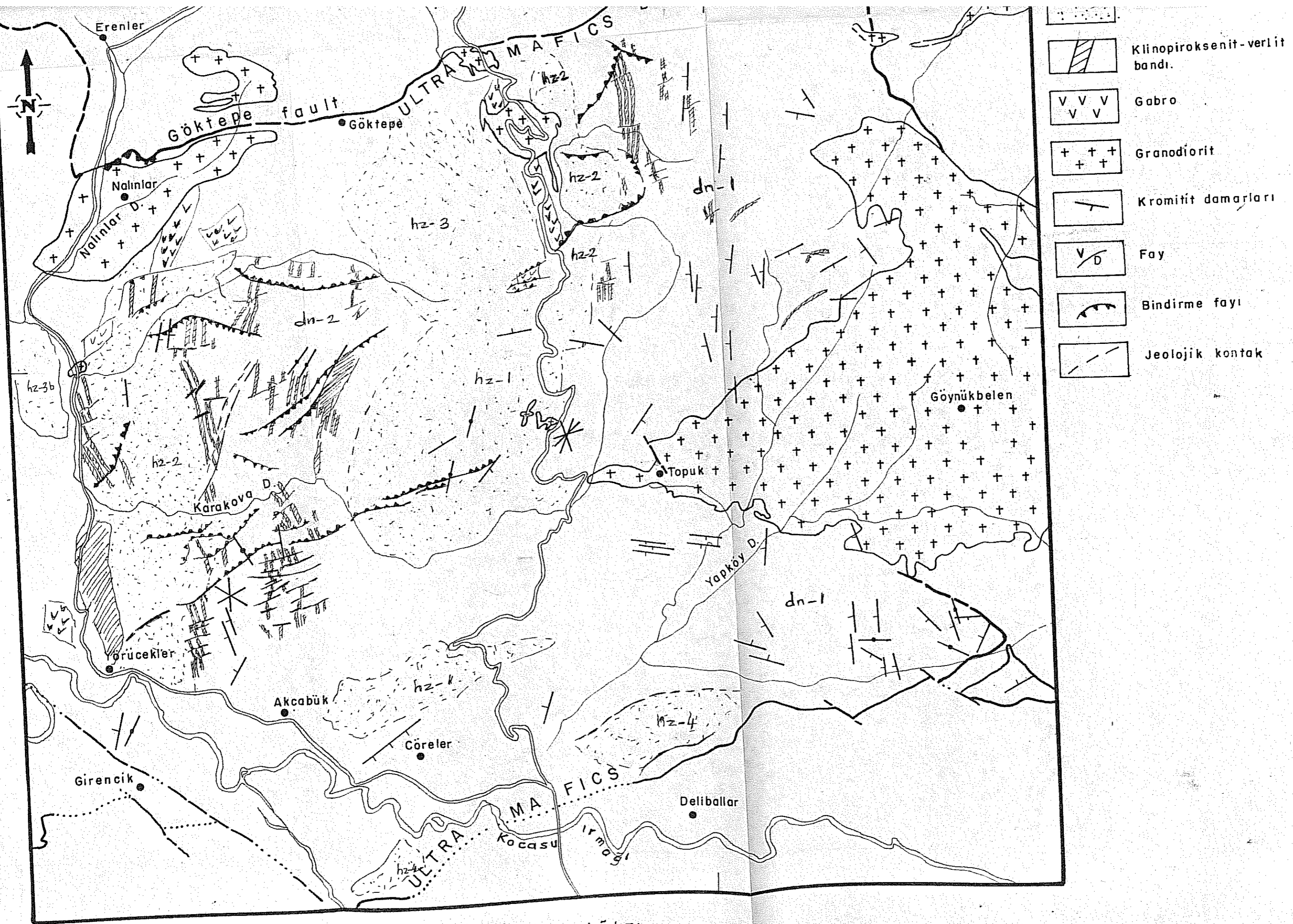
Şekil-9 : Kromit içindeki Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve sertlik ilişkisi

A Ç I K L A M A

-  Dünlit
-  Harzburgit
-  Klinopiroksenit-verli bandı.
-  Gabro
-  Granodiorit
-  Kromitit damarları
-  Fay
-  Bindirme fayı
-  Jeolojik kontak







Şekil-1: Orhaneli ultrabazik masifinde kayaların ve kromititlerin dağılımı.

M i



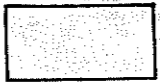
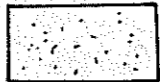


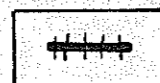
Forsterit  
değerleri

Kalaycıkirı

Fo 95

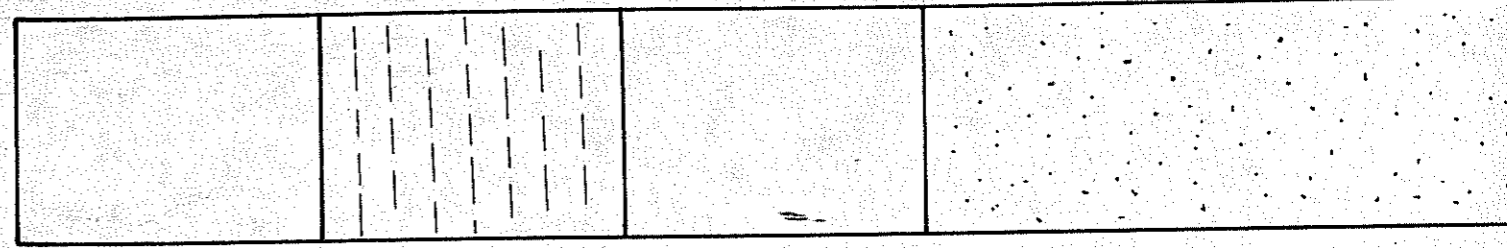
1 / 2 500

AÇIKLAMA

	Dünit
	Hazburgit
	Verlit
	Gabro
	Kromitit

JEOLOJİK KESİTLERİN İDEALİZE E

1 / 5 000



Şekil-4 a : Karakova kesiti

Fo 92

Fo 90

Fo 95

Fo 94

LERİN İDEALİZE EDİLMİŞ ŞEKLİ

Fo 95

Fo 94

Fo 91

Fo 95

Fo 90

Fo 98

Fo 91

Fo 88

Fo 87

Fo 88

Fo 88

Orhan

Orhan

Fo 98

Fo 91

Fo 88

Fo 87

Fo 88

Fo 88

Fo 89

Fo 95

Kim





Fo 88

Fo 89

Fo 95

Kim

Fo 85

-- Ortadere

DOĞU