

YEŐILOVA (BURDUR) CİVARI
KROMİT YATAKLARININ
MİNERALOJİK, PETROGRAFİK
VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

Adnan DÖYEN
DOKTORA TEZİ
JEOLJİ MÜH. ANABİLİM DALI
Konya, 1995

SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YEŞİLOVA (BURDUR) CİVARI KROMİT YATAKLARININ
MİNERALojİK, PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL
İNCELEMESİ

Adnan DÖYEN

DOKTORA TEZİ
JEOLojİ ANABİLİM DALI

Bu tez tarihinde aşağıdaki jüri tarafından kabul edilmiştir.

İmza

Prof. Dr. Ahmet AYHAN
ayhan

İmza

Prof. Dr. Ismail KÖKÇÜ
kokcu

İmza

Doç. Dr. Zeynep AYDAL
aydal

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	IV
SUMMARY.....	VII
TEŞEKKÜR.....	X
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Konusu ve Amacı	1
1.2. Materyal ve Metod	1
1.3. Coğrafik Durum.....	3
1.4. Önceki Çalışmalar.....	5
2. GENEL JEOLJİ.....	10
2.1. Stratigrafi.....	10
2.1.1. Yeşilova Ofiyoliti.....	11
2.1.1.1. Tektonitler.....	14
2.1.1.2. Kümülatlar.....	21
2.1.1.3. Damar kayaçları.....	27
2.1.1.4. Volkanitler.....	31
2.1.2. Kızılcaadağ melanjı.....	32
2.3. Varsakyayla Formasyonu.....	32
2.1.4. Niyazlar Formasyonu.....	34
2.1.5. Yamaç molozu ve alüvyonlar.....	35
2.2. Jeolojik Gelişim ve Tektonik.....	36
2.3. Serpantinleşme.....	37
3. MADEN YATAKLARI.....	43
3.1. Yeşilova Kromit Yatakları.....	43
3.1.1. Büyükbalkır ocağı.....	45
3.1.2. Küçükbalkır 1 ocağı.....	47

3.1.3. Küçükbalçır 2 ocağı.....	49
3.1.4. Kocamaden ocakları.....	50
3.1.5. Kocayanık ocakları.....	51
3.1.6. Topdüşen Tepe ocakları.....	53
3.1.7. Karadoru ocakları.....	54
3.1.8. Süngülü ocakları.....	56
3.1.9. Harımlı ocakları.....	57
3.1.10. Ahmetali ocakları.....	59
3.1.11. Büyükkırtılı zuhuru.....	60
3. 2. Cevher Tipleri- Özellikleri.....	62
3.2.1. Saçılımlı cevher.....	62
3.2.2. Masif cevher.....	63
3.2.3. Bandlı cevher.....	65
3.2.4. Nodüler cevher.....	66
4. JEOKİMYASAL İNCELEMELER.....	69
4.1. Cr-Al-Fe ³⁺ ve Cr ₂ O ₃ -Al ₂ O ₃ -Fe ₂ O ₃ Üçgen Diyagramları.....	73
4.2. CrX100/Cr+Al- MgX100/Mg+Fe ²⁺ Diyagramı.....	75
4.3. CrX100/Cr+Al- FeX100/Mg+Fe ²⁺	77
4.4. Fe ³⁺ X100/Cr+Al+Fe ³⁺ - MgX100/Mg+Fe ²⁺	77
4.5. CrX10/Al - CrX10/Fe Diyagramı.....	79
4.6. Fe ²⁺ /Mg - TiO ₂ Grafiği.....	81
4.7. Cr- Al, Cr- Fe ³⁺ , Cr- Fe ²⁺ , Cr- Mg ve FeO-MgO Grafikleri.....	82
4.8. Yeşilova Kromitlerinin İz Element İçerikleri.....	84
4.9. Elektron Mikroskop Çalışmaları.....	90
5. JENEZ.....	99
5.1. Yeşilova Kromit Yataklarının Özellikleri.....	99
5.2. Yataklarının Oluşum Modeli.....	101

6. SONUÇLAR.....	108
KAYNAKLAR.....	111



Doktora Tezi

Yeşilova(Burdur) Civarı Kromit Yataklarının Mineralojik, Petrografik
ve jeokimyasal İncelemesi

Adnan Döyen

Selçuk Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ahmet AYHAN
1995, Sayfa: 118

jöri: Prof. Dr. Ahmet AYHAN
Prof. Dr. Bektaş UZ
Doç. Dr. Doğan AYDAL

ÖZET

İnceleme alanı Toros Orojenik kuşağı'nın güneybatı ucunda, Yeşilova (Burdur) Salda Gölü güneyinde bulunmaktadır. Yörede alttan üstte doğru Yeşilova Ofiyoliti(Üst Kretase), Kızılıcadağ Melanjı(Üst Kretase), Varsakyayla formasyonu(Eosen), Niyazlar formasyonu(Pliyo-Kuvaterner) ile yamaç molozu ve alüvyonlar bulunmaktadır.

Tabanı gözlenemeyen Yeşilova Ofiyoliti, altta tektonitler ile başlar. Esas kayacı harzburjit olan tektonitler, podiform kromit kütleleri ile onları çevreleyen dunitik bileşimli kayalardan oluşmaktadır. Tektonitler diyabaz, mikrogabro ve piroksenit bileşimli damar kayaları ile kesilmiştir. Bunlardan diyabaz daykları diğer ikisine göre oldukça yaygındır. Damar kayalarında rodonjitleşme gözlenmesine karşılık, yankayaç tektonitlerin, dayklarla olan kontaktları ve içlerinde gelişen fay zonları ileri derecede serpantinleşmiştir.

Kümülatlar, tektonitlerin üzerine tektonik bir dokanakla gelir. Dokanakta; hem tektonitlerde, hem de kümülatlarda serpantinleşme yaygındır. Kümülatlar alttan üstte doğru dunit, verlit, klinopiroksenit, tabakalı ve tabakasız gabrolardan oluşur. Ancak, böyle bir dizilimi kümülatların bulunduğu her yerde görmek çoğunlukla mümkün olmamaktadır. Genellikle eksikli ve karışık bir şekilde izlenirler. Tektonitler gibi kümülatlar da ofiyolitlerden sonra gelişmiş magmatik faaliyet ürünü olan bazik daykalarla kesilmişlerdir. Birimin üstünde altere olmuş bazik volkanitler yer alır. Gabrolar ile volkanitler arasında geçişi oluşturan levha dayk karmaşığı yörede bulunmamaktadır.

Kızılcadağ Melanji, ofiyolitler üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. Birim; değişik yaşlı kireçtaşı, çört-radyolarit blokları ile ofiyolitik kayaların karışımından ibarettir.

Ofiyolitler üzerine açılı uyumsuz olarak gelen Eosen yaşlı bol nummulit fosilli Varsakyayla formasyonu, altta intraformasyonel çakılların tutturulması ile oluşmuş konglomeralarla başlar. Kumtaşı ve kireçtaşı ile devam eden bu formasyon konglomeralarla sona erer.

Varsakyayla formasyonu üzerine açılı bir diskordansla Plio-Kuvaterner yaşlı Niyazlar formasyonu bulunmaktadır. Birim, karasal karakterli çakıltaşı ve kumtaşı ardalanımı şeklinde izlenir. İstifin en üstünde yamaç molozu ile alüvyon birikintileri gözlenir.

Yeşilova civarındaki kromit yatakları tektonitlerin üst kesimlerinde yaygın olarak, kümülat dunitlerin içerisinde ise sınırlı olarak oluşmuşlardır. Genellikle dunitik bir kılıfla kuşatılmış olarak bulunan podiform(alpin) kromit kütleleri, harzburjitlerin

bandlanmasına uyumludur. Bu kayalar içerisinde; saçılımlı, masif, bandlı ve nodüler, kümülatlarda ise bandlı olarak gelişmiştir.

Kromitlerin Cr_2O_3 tenörü; %38.53 ile %57.67 arasında değişmektedir. Alüminyumlu kromit özelliğine sahip olan yöre kromitleri tipik alpin tip yataklarda belirlenen ana ve iz element kapsamına sahiptirler.

Tüm saha ve öteki çalışmalarla ilgili veriler, levhaların açılma zonları bölgesinde meydana gelen kısmî ergime ürünü magmadan kristalleşerek ayrılan olivinlerin dunitleri, kromitlerin ise kromit merceklerini oluşturduklarına işaret etmektedir. Artık magma ise harzburjitleri oluşturmuştur. Kromit mercekleri ve harzburjitler açılma zonundaki litosferik levhaya eklenerek, levhanın hareketini sağlarlar. Mütakip tektonik hareketlerin bir sonucu olarak dalma-batma bölgelerine ulaştıkları düşünülen bu levha parçalarının bindirme hareketleri ile kıtalar üzerine itildikleri düşünülmektedir.

SUMMARY

Doctora Thesis

Mineralogical, petrographical and geochemical studies of the chromite ore deposits in Yeşilova(Burdur) district

Adnan DÖYEN

**Selçuk University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering**

**Supervisor: Prof. Dr. Ahmet AYHAN
1995, Page: 118**

**Jury: Prof. Dr. Ahmet AYHAN
Prof. Dr. Bektaş UZ
Assoc. Dr. Doğan AYDAL**

The study area is located in the south-western end of the Taurid Orogenic Belt, and this area is located in the south of Salda Lake (Yeşilova-Burdur). In the region, the rock units from the bottom to the top are as follow : Yeşilova Ophiolites, Kızılcadağ Melange, Varsakyayla Formation, Niyazlar Formation, Rock talus and alluviums.

Yeşilova Ophiolites, whose bottom can not be seen, start with the tectonites. Mainly harzburgitic tectonites essentially consist of chromite masses and chromite pods surrounded by dunite. Tectonites were crossed by diabase, gabbro and pyroxenitic veins, but diabase dikes are of much more widespread. Vein rocks have been rodongitized and in place metamorphosed whilst the contact of host rock-dikes and the fault zones have been extensively serpentized.

Cumulates overlie tectonites by a tectonic contact. Serpentinization is widespread either in the contact of tectonite and cumulates. Cumulates, from the bottom to the top, consist of dunite, wehrlite, clinopyroxenite, and layered and non-layered gabbro. Although, this is not the case where the cumulates are found. Tectonites are crossed by dikes as cumulates. The altered volcanites are found at the top of the cumulates. There is no plate-dike complexes in the transition of gabbro and volcanites. The basic dikes in the region were occurred by magmatic actions thereafter the ophiolitic occurrences.

Kızılcaadağ Melange is found tectonically over the ophiolites. Melange consists of limestone, chert-radiolarite blocks and ophiolitic rocks in different age.

The Varsakyayla Formation with abundant nummulite fossils, starts with an intraformational conglomerates in the bottom and ends sandstone, limestone and in turn, conglomerates in the top. Sequence unconformably overlies the ophiolites.

The Niyazlar Formation, Plio-Quaternary aged, is found on top of the ophiolites and the contact with the is discordant. Unit consist of terrigeneaus conglomerate intercalated with sandstone. Over the Niyazlar formation, in the slope of the hills, there are large ophiolitic loose rock talus and the plains are covered by alluviums.

The chromite deposits, around Yeşilova are found in the top of the harzburgites, and to some extends, within the dunites. The

chromite ores are usually surrounded by dunite and the strike of the chromite bands are consistent with the harzburgitic bands. The chromite ores are found as schlieren, massive, banded and nodular but the ores of cumulates are usually banded.

The ratio of Cr_2O_3 in the ore are between 38.53%-57.67%. On the basis of ternary diagrams, the chromite ores in the region can be classified as Al- chromite and they are typically are of Alpine Type. On the other hand, the Yesilova chromites have a similar trace elements component to the Alpine Type chromites and Yeşilova chromites show no element zoning.

The occurrences of chromite deposits can be described as follows: During the divergence of two oceanic plates, upwelling of magma in the rift is differentiated and thus olivine and chromites are separated from a single source. Relict magma forms the harzburgitic host rock. Either convection flows in the direction of magma motion or compressional and extensional tectonic in the magma chamber results the arrangement of chromite lenses. Then, harzburgites causes the motion of the lithospheric plate by the addition of newly formed rocks on the oceanic lithosphere. Finally, the chromites with harzburgites arrives the subduction-obduction zones and they were cropped out over the continent by the tectonic events.

TEŞEKKÜR

Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü doktora programı kapsamında yürütülen bu çalışmada, çok değerli bilgi ve tecrübeleri ile beni baştan sona kadar sabırla destekleyen ve yardımlarını esirgemeyen danışman hocam sayın Prof. Dr. Ahmet AYHAN'a en içten teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışmanın başlamasından bu yana kadar geçen sürede yakın ilgi ve desteklerini gördüğüm S.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim elemanlarından sayın Prof. Dr. Halil BAŞ'a, Doç. Dr. Sedat TEMUR'a, Doç. Dr. Muazzez ÇELİK'e, Yrd. Doç. Dr. Şuayip KÜPELİ'ye, Yrd. Doç. Dr. Kerim KOÇAK ile yurtdışı analizlerini İngiltere`de büyük bir titizlikle ve sabırla gerçekleştiren Dr. Veysel ZEDEF'e, ayrıca MTA personellerinden Dr. İsrail KAYABALI, Jeo. Yük. Müh. Selahattin KADİR, Jeo. Yük. Müh. Hakan Aydın SAKA, Jeo. Yük. Müh. Yavuz BEDİ, Jeo. Yük. Müh. Şükrü ACAR'a, Etibank Seydişehir Alüminyum Müessesesi Araştırma laboratuvarında görevli Kimya Müh. Nagihan ERKAN'a ve çalışmayı bir proje kapsamında destekleyen S.Ü. Araştırma Fonu Başkanlığına teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları sırasında, kalacak yer ve ulaşım araçları konusunda bana büyük destek sağlayan Yeşilova Kaymakamlığı'na ve PTT Müdürlüğü'ne, yörede madencilik çalışması yapan şirketlere ve çalışan personeline teşekkürü bir borç bilirim.

Tezin hazırlanması sırasında bana maddi ve manevi destekleri olan Arş. Gör. Salim ÖNCEL, Arş. Gör. Gürsel KANSUN'a teşekkür ederim.



1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Konusu ve Amacı

Yeşilova (Burdur) civarı kromit yataklarının mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi konulu bu çalışma ile yörede yüzeyleyen ofiyolitik kayaçların alt birimlerinin jeolojisi ve stratigrafisi, bölgede yer alan kromit yataklarının geometrisi, cevher tipleri, mineralojik özellikleri, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin araştırılması, benzer veya farklı oluşumlu yataklar ile karşılaştırılması ve oluşum şeklinin aydınlatılması amaçlanmıştır. Bu amaca uygun olarak saha çalışmaları sırasında yörenin 1/25.000 ölçekli yaklaşık 150 km²'lik jeoloji haritası ile dikme kesiti hazırlanmıştır. Belirtilen çalışmalara paralel olarak, çok sayıda petrografik, paleontolojik ve parlatma kesitleri ile jeokimyasal analizleri yapabilmek için numuneler toplanmıştır.

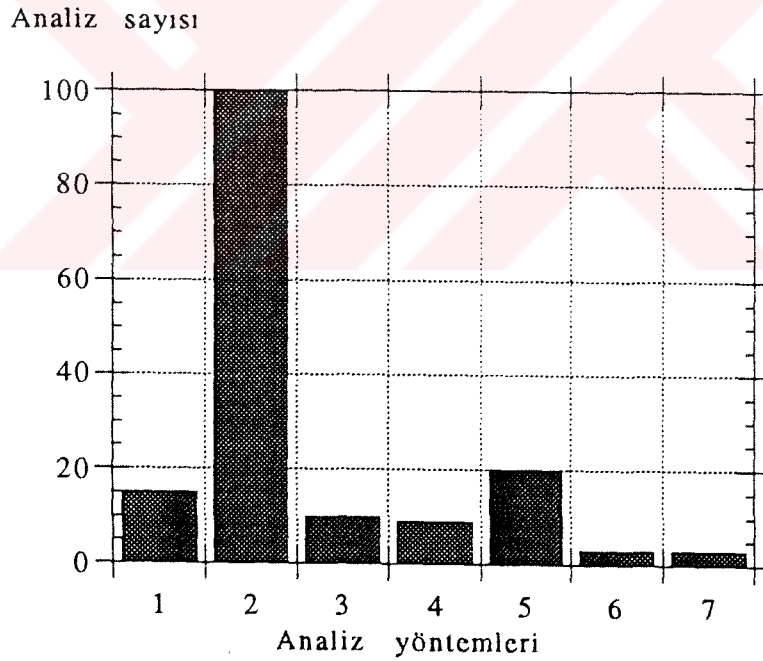
1.2. Materyal ve Metod

Tezin hazırlanması süresince yapılan çalışmalar; saha ve laboratuvar çalışmaları şeklinde iki grup altında toplanabilir. Bunlar aşağıda özetlenmiştir.

Saha çalışmaları; 1989-1993 yılları arasında yaz aylarında harita alımı ve laboratuvar çalışmaları için gerekli numunelerin alımı şeklinde gerçekleştirilmiştir. Numuneler, daha sonra yurtiçi ve yurtdışı imkânlar kullanılarak değerlendirilmiştir. Majör ve iz element analizleri XRF (X-Ray Floresans), SEM (Scanning Electron Microscop) ile yapılan mikro-

sonda ölçümleri ile bu ölçüm yapılan yerleri gösteren elektron mikroskop fotoğraflarının çekimleri yurtdışında gerçekleştirilmiştir. XRD (X-Ray Difraktometre) grafikleri Seydişehir Etibank Alüminyum İşletmeleri Laboratuvarında, DTA (Differansiyel Termik Analiz) grafikleri; MTA Enstitüsü Genel Müdürlüğü'nde yaptırılmıştır.

Çalışmaların laboratuvar bölümünde gerçekleştirilen petrografik, paleontolojik ve parlatma kesitleri ile jeokimyasal analizlerin sayısal boyutları bir histogramda Şekil 1. 1'de topluca gösterilmiştir.



Şekil 1.1. Laboratuvar bölümünde kullanılan inceleme yöntemleri ve onların sayısal dağılımları:1. Paleontolojik kesit, 2. İncekesit, 3. Parlatma kesiti, 4. XRF, 5. XRD, 6. DTA, 7. SEM.

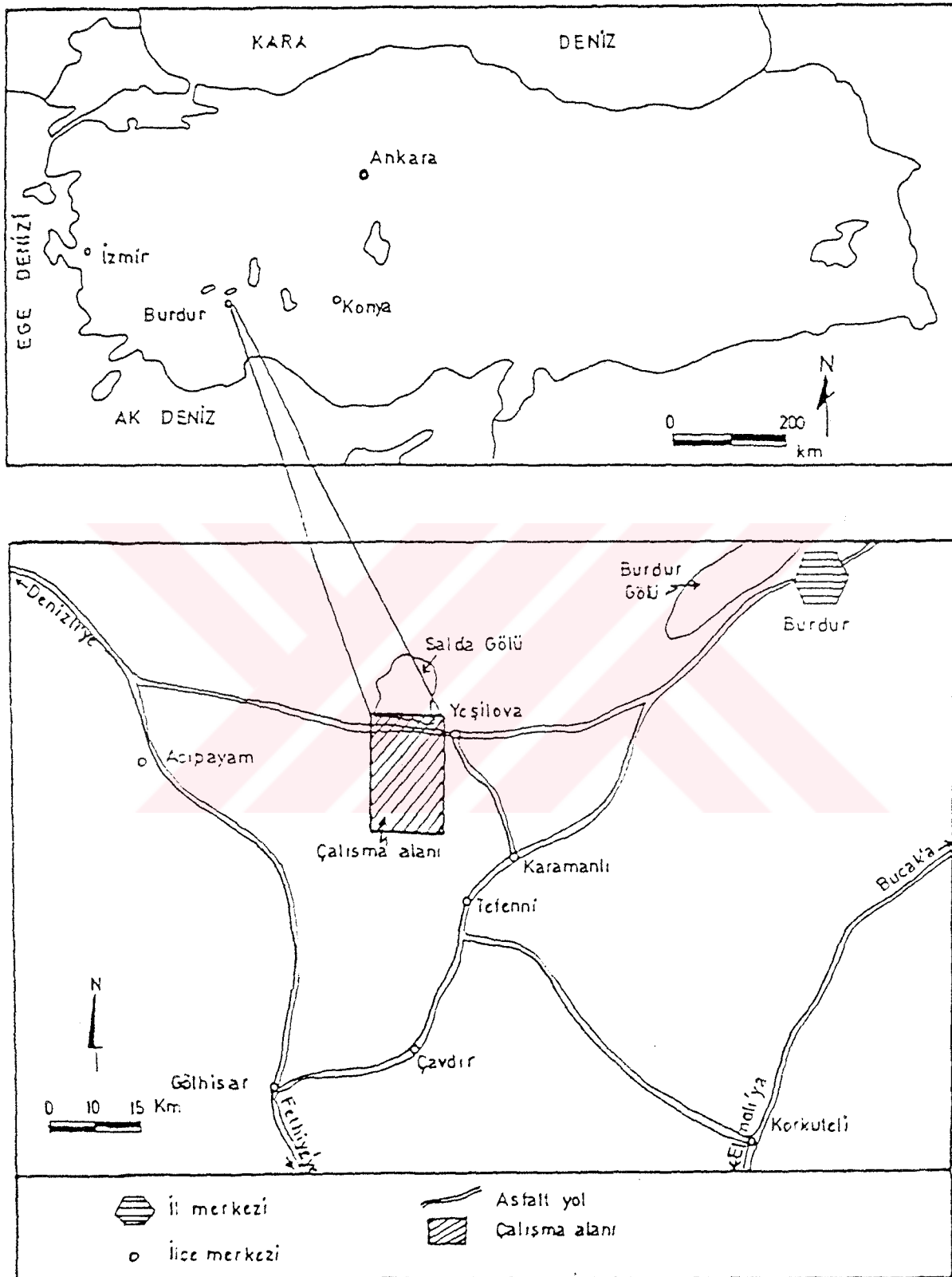
1.3. Coğrafi Durum

Batı Torosların orta kesimlerinde, Göller Bölgesi'nde yer alan çalışma alanı; Burdur İli, Yeşilova İlçesi ile Salda Gölü güneyinde kalan bir alanı kapsamaktadır(Şekil 1. 2). Çalışmalar 1/25.000 ölçekli Denizli N23-a2 ve M23-d3 paftalarında yaklaşık 150 km² lik bir bölümünde yürütülmüştür.

Yöredeki bellibaşlı yerleşim birimlerini; Yeşilova (Burdur) İlçesi ve bağlı Niyazlar, Kayadibi ve Salda köyleri oluşturmaktadır. Bu yerleşim yerleri, çalışma alanının kuzey kesimlerinde bulunmaktadır.

Çok dağlık ve engebeli bir morfolojik özelliğe sahip olan inceleme alanının topoğrafyasında genel olarak batıdan doğuya ve güneyden kuzeye doğru bir alçalma izlenir. En önemli yükseltileri; Tınaz T. (2079 m), Ufakpınarlar T. (2056 m), Kızlarsivrisi T. (2054.7 m), Karaçamlık T. (1918 m), Tepelce T. (1911 m), Kırklar T. (1893 m), Alardıçlık T. (1889 m), Yavşanlı T. (1874 m), Naldöken T. (1869 m), Taşlıdoruk T. (1867 m), Sümbüllü T. (1834 m), Gedikağılı T. (1817 m), Balcan T. (1809.7 m), Kartalyuvası T. (1787 m), Gebrem T. (1774.8 m), Çıkırıççı T. (1773 m), Aktaş T. (1721 m) ve Topdüşen T. (1658 m) oluşturmaktadır. Yaz mevsiminin çok sıcak geçtiği yıllarda sadece birkaç aylık bir dönemde kuruyan Yavanoluk, Ercegöz, Çatakboğazı, Çamurova, Değirmen, Köpek ve Dereköy Boğazı dereleri, hemen hemen yılın her mevsiminde su bulundurulur.

Yeşilova ve bağlı köyleri; Niyazlar, Kayadibi ve Salda' da halkın büyük çoğunluğu tarımcılıkla uğraşmaktadır. Özellikle tarla bitkilerinin



Şekil 1.2. Çalışma alanını gösterir harita.

yetiştirildiği bölgede, sulanabilir alanlarda sebze ve meyve üretimi yapılmaktadır.

Ayrıca Salda Gölü kenarına kurulmuş turizm tesisleri, hayvancılık ve madencilik; yöre halkının diğer önemli gelir kaynaklarıdır. Yeşilova'da dokuma, Salda'da halı ve Niyazlar Köyü'nde bulunan leblebi fabrikaları; yöre halkına iş imkânı sağlayan en önemli kuruluşlardır.

İncelenen alanda ulaşım imkânları yeterlidir. Sahanın hemen her kesimine ulaşan ve değişik amaçlarla stabilize yollar açılmıştır. Büyük bölümü çam ormanlarının kapladığı bu yörenin ağaçsız kesimleri de son zamanlarda ağaçlandırılmaya çalışılmaktadır.

Göller Bölgesi içerisinde yer alan çalışma alanında, Akdeniz iklimi ile karasal iklimin karışımı bir iklim hüküm sürmektedir.

1.4. Önceki Çalışmalar

Çalışma alanını ve yakın çevresini içine alan değişik amaçlı çalışmalara 1800'lü yıllarda başlanmıştır. Çevrenin jeolojisine ait en eski bilgiler; Spratt ve Forbes (1847), Tchihatcheff (1869) ve Tietze (1885) tarafından verilmiştir.

Colin (1962), Teke yarımadası'nın batısında Elmalı-Akdağ serisi olarak adlandırdığı Mesozoyik yaşlı karbonatlı kayaların, Üst Kretase-Tersiyer yaşlı Beydağları otoktonu üzerine kuzeybatıdan itilerek geldiğini bildirmiştir. Bölgenin doğu kesiminin ise yeşil renkli çört, kuvarsit,

kireçtaşı ve şist serisi ile Permokarbonifer-Mezozoyik yaşı karbonatlardan oluştuğunu savunmaktadır.

Toroslar'da çalışmalar yapan Özgül (1976), Batı Toroslar'ın Bolkardağı, Bozkır, Geyikdağı ve Antalya birlikleri olarak adlandırdığı dört büyük birlikten oluştuğunu belirlemiştir. Adı geçen araştırmacı, Menderes Masifi ile Geyikdağı Birliği olarak adlandırdığı Beydağları Otoktonu arasındaki ofiyolitik kayalar (Likya Napları) Bozkır Birliği içerisine dahil etmiştir. Özgül (1976) Batı Toroslar'da yer alan birliklerden Menderes Masifi'nin örtüsünü oluşturan ve Bolkardağı Birliği olarak tanımladığı metamorfik kayalar ile Geyikdağı Birliği'nin otokton olduğunu, Bozkır Birliği kuzeyde Bolkardağı Birliği'nin, güneyde Geyikdağı Birliği'nin üzerinde; Antalya Birliği ise Geyikdağı Birliği'nin üzerinde allokon olarak bulunduğunu ifade etmiştir.

Yeşilova-Salda civarındaki kayaların petrografik, petrolojik ve jeokimyasal özellikleri; ilk defa Sarp (1976) tarafından ele alınmıştır. Araştırmacı, yöredeki ofiyolitik kayaların alttan üstte doğru; tektonitler, kümülatlar ve yastık lavlardan oluşan ofiyolitik istifin okyanus ortası ürünü olduğunu kabul etmiştir.

Bölgede maden yataklarına ait ilk ayrıntılı çalışmalar, Yıldız ve diğ. (1976) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma ile Yeşilova-Tefenni (Burdur) ile Acıpayam (Denizli) arasında kalan peridotitik kayalar içerisindeki krom yataklarının prospeksiyonu yapılmıştır. Yapılan incelemelere göre, kromit oluşumları düzenli bir yayılıma sahip olup, uzanımları kuzeydoğu-güneybatı, buna karşılık eğimleri ise kuzeybatıya doğrudur.

Aksu Çayı ile Menderes Masifi arasında kalan ve Isparta'ya kadar uzanan bir alanda çalışmalar yapan Poisson (1977), yöredeki formasyonları üç bölümde ele almıştır. Bunlar; Beydağları Otoktonu, Likya Napları ve Antalya Napları'dır.

Beydağları Otoktonu içerisinde Jura'dan Pliyosen'e kadar çıkan bir istifin varlığını savunan yazar, Üst Kretase sonunda Antalya Napları'nın bölgeye yerleştiğini belirtir. Miyosen'de bölgeye ilerleyen denizin Antalya Napları'nı ve Beydağları Otoktonu'nu örtüğünü, Orta Miyosen'de ise Likya Napları'nın bölgeye gelerek bugünkü yerini aldığını kabul etmiştir.

Schmid (1987) Salda Gölü ve civarındaki hidromanyezit oluşumlarını inceleyerek bunları manyezit olarak değerlendirmiştir. İncelenen (hidro)manyezitlerin yörede bulunan ayrılmış serpantinitle içindeki ince manyezit damarlarının yüzeysel alterasyona uğrayarak taşınmaları ve Salda Gölü'nde sedimanter süreçlerle çökelmeleri sonucunda oluştuğunu ifade etmiştir.

Batı Toroslar'da incelemelerde bulunan Ersoy (1990) Beydağları Otoktonu üzerinde yer alan allokton ünitelerin kökeni üzerinde jeolojik bir model ortaya koymaya çalışmıştır. Modelde en kuzeyde bir Tetis alanının varlığı ve onun güneyinde sırası ile; örtü kuşağı ile beraber Menderes Masifi, Batı Toros Teknesi ve Beydağları Otoktonu bulunmaktadır. Bölge kayaları otokton, para-otokton ve allokton olarak sınıflanmıştır.

Yıldız ve Ayhan (1992), komşu bölge Acıpayam (Denizli)'da yüzeyleyen peridotitler üzerinde yaptıkları çalışmalarda, peridotitleri; dunit band ve merceklerini kapsayan harzburjitlerden oluşan tektonitler

ile dunit, verlit, pirokse nit ve gabrolardan meydana gelen kümülatlar şeklinde tanımlamış ve tüm istifin bazik dayklar tarafından kesilmiş olduğunu belirtmişlerdir. Kromitlerin, tektonitlerin üst bölümlerinde bulunduğunu ve incelenen cevher bandlarında ritmik oluşumlar, çapraz bandlanmalar, jeopedal, akma ve kayma yapılarının ayırtedildiğini, bu tip özelliklerin, kromitlerin küçük hacimli magma odalarında bazen sakin, bazen de bileşimin değişmesini ve farklı cevher tiplerinin oluşmasını sağlayan türbülans hareketlerle litostatik basıncın etkisi altında geliştiklerine işaret edilmiştir.

Kurnaz ve Anıl (1992) Yeşilova-Tefenni civarında yaptıkları incelemelerle podiform karakterli, genellikle küçük rezervli cevherleşmelerin masif, saçılımlı, bandlı ve nodüler tiplerini ayırdederek bunların, pendlandit ve millerit gibi nikel sülfid mineralleri ile manyetit gibi dönüşüm minerallerini kapsadığını ortaya koymuşlardır. Cevherleşmeler, okyanusal yayılma merkezleri tabanındaki magma odalarında kümülatik süreçlerle ilgilidir.

Salda Gölü ve civarındaki en son çalışma Zedef (1994) tarafından gerçekleştirilmiştir. Buradaki hidromanyezit oluşumlarının orijinalde sedimanter süreçlerle değil, biyolojik süreçlerle oluştuklarını belirlemiştir. Braithwaite ve Zedef (1994); çalışmasında Salda Gölü'ndeki hidromanyezitlerin stromatolitik olduklarını ve civardaki serpantinitlerin Schmid (1987)'in iddia ettiği gibi ince manyezit damarları içermedikleri ortaya konulmuştur. Bu görüşlerini oldukça detaylı yapılan duraylı (stabil) izotop, elektron mikroskop ve absorban spektrometre çalışmaları ile desteklemişlerdir. Zedef (1994)'e göre

hidromanyezitlerdeki magnezyumun ana kaynağı serpantinlerdeki hidrotermal alterasyon olup, yüzeysel alterasyon çok az etkili olmuştur.



2. GENEL JEOLoji

2.1. Stratigrafi

Çalışma alanında, allokton özellikteki Yeşilova ofiyoliti ve bu seri üzerine diskordansla gelen Eosen yaşlı Varsakyayla formasyonu ile Plio-Kuvaterner yaşlı Niyazlar formasyonu yüzeylemektedir(Ek 1ve 2). İstif daha sonra yamaç molozu ve alüvyonlarla sona ermektedir.

Sahanın büyük bölümünü oluşturan ofiyolitik kayalar ilk defa Sarp (1976) tarafından "Yeşilova ofiyoliti" olarak isimlendirilmiştir. İstifin alt bölümünü; esas itibarı ile harzburjitik bileşimli, daha az olarak dunitik bileşimli band ve mercekler ile podiform kromit kütlelerinin temsil ettiği tektonitler oluşturmaktadır. Bu çalışmada, sahanın her yerinde kolaylıkla gözlenen ve oldukça geniş alana yayılan tektonitlerin, içerisinde bulunan dunit band ve merceklerinin, yoğun oldukları yerler birleştirilerek muhtemel dunit sınırı olarak haritalanmışlardır(Ek 1).

Tektonitler üzerine tektonik bir dokanakla gelen ve daha az bir yayılıma sahip olan kümülat kayalar, kontaktları boyunca oldukça ezik ve serpantinleşmiş bir görünüme sahiptir. Bir kaç metre kalınlığında dunit, verlit ve piroksenitli seviyelerden oluşan kümülatların üst kesimlerinde yer alan ve daha az kalınlık gösteren tabakalı gabrolar ile buna göre kalınlığı ve yayılımı daha fazla olan izotrop gabrolar gözlenmektedir. Hem tektonitleri, hem de kümülatları kesen diyabaz ve mikrogabro daykları ile piroksenit damarları da oldukça yaygındır. Ofiyolitik kayaların en üst bölümünü ise altere olmuş bazik karakterli volkanitler oluşturmaktadır. Volkanitler üzerine, diyabaz, harzburjit ve dunit blokları ile ince tabakalı çört ve kireçtaşı bloklarından oluşan

Kızılcadağ melanjı gelir. Bu birimlerin üzerinde ise Poisson (1977) tarafından Varsakyayla formasyonu olarak adlandırılan Eosen yaşlı bol nummulit fosili içeren konglomera, kumtaşı ve kireçtaşları bulunmaktadır. Pliyo-Kuvaterner yaşlı Niyazlar formasyonu; karasal karakterli olup, çakıltaşı, kumtaşı ve kiltaşından oluşmuştur. Yöredeki stratigrafik istif; yamaçlarda yamaç molozu ve düzlüklerde ise alüvyon birikintileri ile sona ermektedir(Şekil 2. 1).

2.1.1. Yeşilova Ofiyoliti

Antalya'nın K-G yönünden geçen çizginin batısında, Menderes Masifi ile Beydağları arasında kalan bölgeyi Blumenthal (1963); Likya Torosları, Demirtaşlı (1975); Teke Torosları, Özgül (1976); Batı Toroslar olarak tanımlamışlardır. Kuşağın Fethiye-Köyceğiz civarındaki allokton kayaçları; Batı Likya Napları (Graciansky, 1967; Brunn ve diğ., 1970), Korkuteli civarındakiler ise Doğu Likya Napları (Brunn ve diğ., 1970) olarak adlandırılmıştır. Özgül (1976); Doğu ve Batı Likya Napları ile Beyşehir-Hoyran Napları'nı (Gutnic ve diğ., 1968), Hadim-Bozkır civarındaki ofiyolitli seriyi (Özgül, 1971) ve Karaman yakınlarındaki şist radyolarit formasyonunu (Blumenthal 1956); Bozkır Birliği adı ile genelleştirmiştir. Ersoy (1990) Menderes Masifi ile Beydağları Otoktonu arasında kalan alanı; Batı Toros Teknesi, bu tekne içerisinde kalan tüm allokton kayaç topluluklarını ise Batı Toros Napları olarak adlandırmıştır (Şekil 2. 2).

Yeşilova Ofiyolitleri; Doğu Likya Napları, Bozkır Birliği ve Batı Toros Napları olarak tanımlanan allokton kayaç topluluklarının ofiyolitik kesimidir ve ilk defa Sarp (1976) tarafından Yeşilova Ofiyoliti

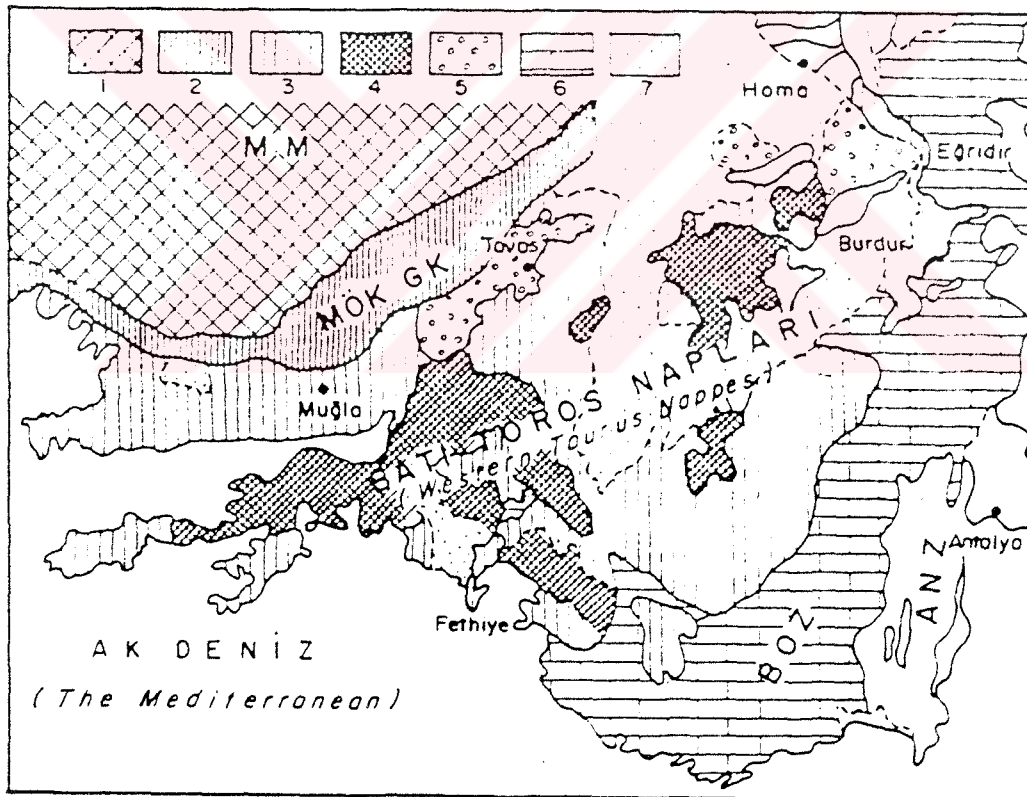
M E S O Z O Y I K		SENZOYİK		ÜST SİSTEM	
K R E T A S E,		TERSİYER		KUVA SİSTEM	
ÜST KRETASE		EOSEN		SERİ	
YEŞİLOVA OFİYOLİTİ		KIZILCADAG MELANJİ		FORMASON	
Kyt		Kym		POn	
> 750 m		~ 250 m		0-50	
		Kyk		KALINLIK (m)	
		Kyy		LİTOLOJİ	
		~ 100		ACIKLAMALAR	
		~ 250 m			
					Çakıl, kum, silt, kilden oluşan alüvyonlar ve blok boyutlu yamaç molozları.
					D1sk Alta çakıl, üstte doğru kum ve kil boyutu tanelere geçen karasal çökeller.
					Dfsk İntraformasyonel taban konglomeralar: kumtaşı ve kireçtaşından oluşan transgresif istif.
					Disk OFİYOLİTİK MELAN.
					İçerisinde yaygın olarak kireçtaşı ve çört blokları bulunan harzburjit, dunit, diyabaz ve volkanik kayalardan oluşmuş ofiyolitik melanj.
					Kırmızımsı, kahverengimsi altere volkanitler
					KÜMÜLATLAR Tabanda dunitlerle başlayan klinopiroksenit, verlit, tabakalı gabro ve izotrop gabrolardan oluşur.
					TEKTONİTLER Dunitik kılıf içerisinde podiform kromit oluşukları içeren, diyabaz, mikrogabro dayk ve piroksenit damarlarıyla kesilmiş tektonit karakteri; yer yer serpantinleşmiş harzburjitler.

Şekil 2.1. Yeşilova ve civarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

adı ile anılmıştır. Yeşilova yöresindeki kayaların büyük bölümünü oluşturan ofiyolitik istifini temsil eden kayalar alttan üstte doğru şöyledir:

- Tektonitler
- Kümülatlar
- Damar kayaları
- Volkanitler

Tüm bu kayaç toplulukları, bu çalışmada ayrı ayrı ele alınarak incelenmişlerdir.



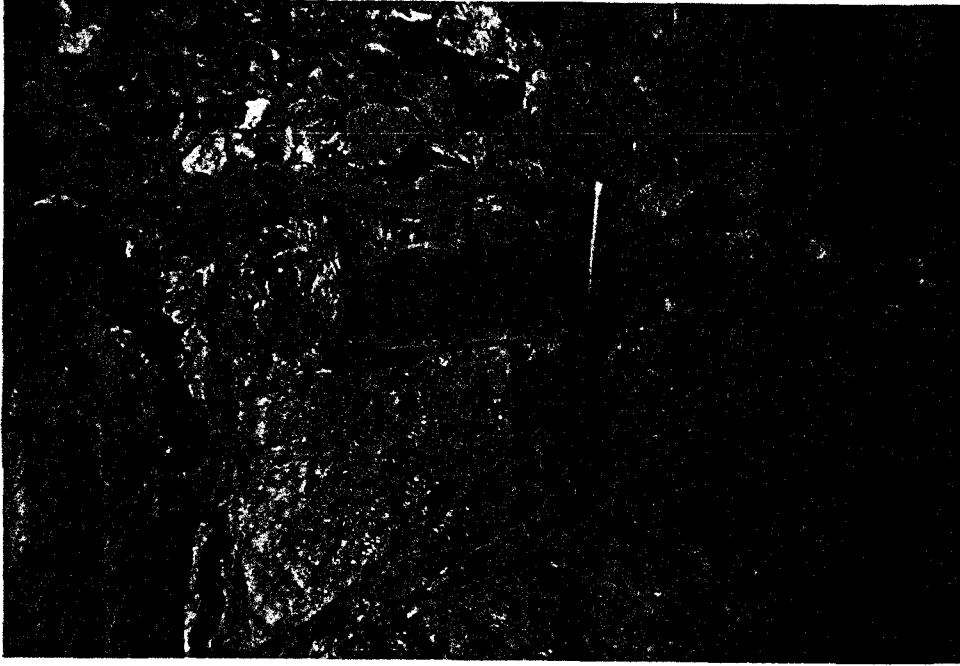
Şekil 2. 2. Batı Toroslar'ın jeolojisini gösteren harita (Ersoy, 1990).
 1- Menderes Masifi(MM), 2-Menderes örtü kuşağı güney kolu (MÖK GK),
 3 ve 4 ofiyolitlerle beraber Batı Toros Napları, 5- Oligo-Miyosen yaşlı molas, 6- Beydağları Otokton zonu, 7- Genç Neo-tektonik çökeller.

2.1.1.1. Tektonitler (Kyt)

Çalışma alanında ofiyolitik kayaçların büyük bölümünü tektonitler oluşturur. Tektonitler, başlıca harzburjit ile onların içerisinde band, ya da mercekler şeklinde gözlenen dunit ve dunitik kılıflı podiform kromit kütleleri ile temsil edilmektedir. Dunit band ve merceklerinin kesiklilik arzetmeleri, serpantinleşmenin yer yer yoğun olması ve bileşimsel değişimin tedrici olması dolayısı ile tektonit dunitler, harzburjitlerden muhtemel sınırlarla ayrılmışlardır(Ek 1).

Tektonitler; ofiyolitik istifin taban kesimlerinde bulunurlar. Bu kesimlerde en yaygın kayaç harzburjit olup, azalan yaygınlıkta dunit, lerzolit ve verlit bileşimli kayaçlar gözlenmektedir. Bunlar plastik deformasyon yapı ve dokuları ile dikkati çeker. Tektonit dokulu bu kayaçların ana bileşenlerini; olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve kromit oluşturur.

Harzburjitler, taze ya da çok hafif serpantinleştikleri yerlerde koyu yeşil veya zeytin yeşili renge sahiptir. Harzburjitler; serpantinleşmenin ileri boyutlarda olduğu kesimlerde dahi çıplak gözle bile kolayca tanunabilen bol miktarda ortopiroksen, buna karşılık dunitlere göre daha az kromit mineralleri içermeleri nedeniyle dunitlerden kolayca ayırt edilebilir. Harzburjit ve dunitlerin oksidasyon yüzeyleri, çoğunlukla kırmızımsı renkte bir görünüme sahiptir. Oksidasyon kuşağı bir kaç mm` den 10-15 cm` ye kadar ulaşmaktadır. Kayaç kırıldığı zaman iç kesimlerinin serpantinleşmiş, ya da daha taze özellikte yeşil-koyu yeşil renkli oldukları görülür(Şekil 2. 3).

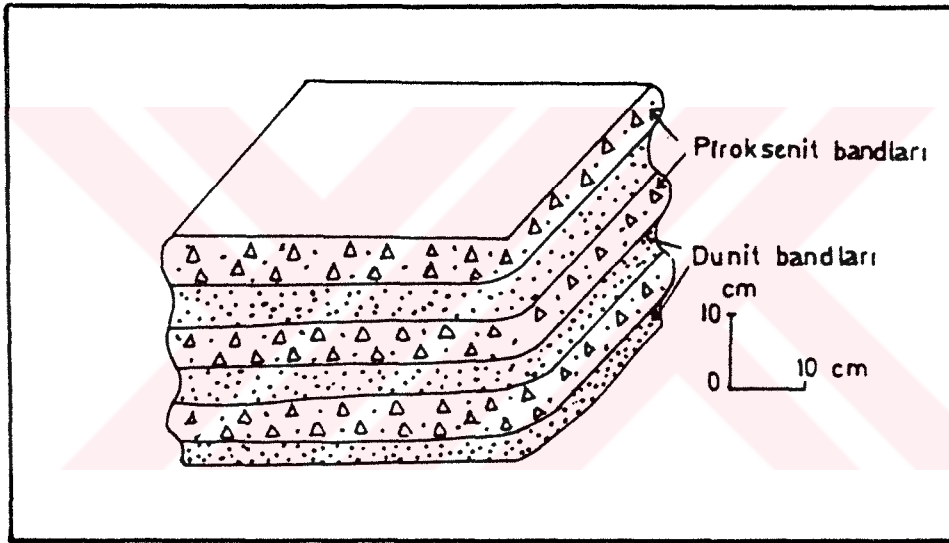


Şekil 2. 3. Harzburjit ve dunitlerde oldukça sık gözlenen atmosferik oksidasyon kuşağı (kırmızımsı) ve iç kesimler (yeşil). Yer: Topdüşen Tepe civarı.

Harzburjitlerde olivin ve ortopiroksen minerallerinin belirli seviyelerde birikerek oluşturdukları ritmik bandlar, bu kayaçların en önemli ayırtma özelliklerindedir. Olivinli ve ortopiroksenli seviyeler, atmosferik etkilerin yarattığı aşındırmalara karşı farklı direnç göstermektedirler. Bundan dolayı aşınmaya bağlı olarak kayaçta çok iyi gözlenebilen girintili çıkıntılı görünüm ortaya çıkmıştır. Aşındırma faaliyetlerine karşı daha sağlam olan ortopiroksenli seviyeler; çıkıntılı, daha yumuşak ve aşınması kolay olan olivinli seviyeler ise girintili kesimleri temsil ederler(Şekil 2. 4). Aşınma, serpantinleşme ve yoğun tektonik hareketler nedeniyle bu tür yapılar çoğunlukla kaybolmuş veya ilksel konumlarını tümüyle kaybetmişlerdir. Harzburjitlerde gözlenen bu yapıları, dunitlerde bileşim değiştirmiş olarak görmek mümkündür. Bunlar kromit kristallerinin uzun eksenleri boyunca dizilmeleri ve

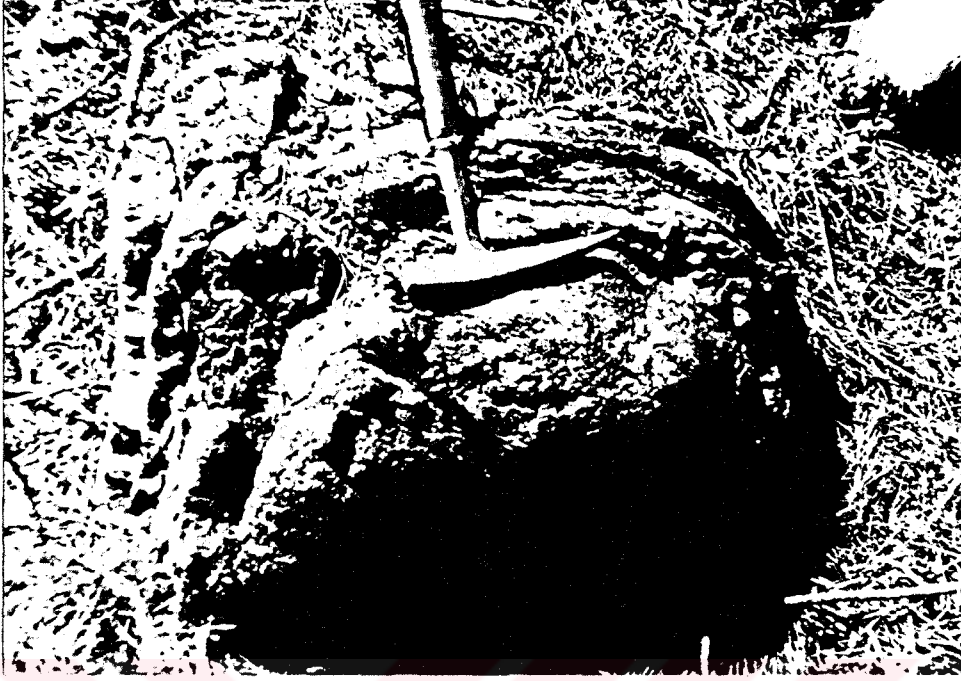
nodüler kromitlerde, nodüllerin belirli bir yönelim kazanması şeklinde tanımlanabilir.

Harzburjitlerde gözlenen diğer bir özellik de küresel (exfoliasyon) ayrışmalardır. Bu yapıların çapları 50 cm` ye kadar çıkabilmektedir(Şekil 2. 5). Bunlar bazen düzgün küresel görünümlü yapılar, bazen de basık küreler şeklinde gelişmişlerdir. Basık küresel yapılar, hemen hemen aynı yönde sıralanmış olup, muhtemelen plastik deformasyonların aynı yönde etkili olan basınç ve gerilimlerin ürünleridir.



Şekil 2. 4. Harzburjitlerde yaygın olarak ortaya çıkan olivinli ve piroksenli seviyelerin oluşturduğu bandların şematik görünümü. Yer : Niyazlar Köyü batısı.

Harzburjitleri kesen ve bazen yaklaşık 50 cm kalınlığa kadar ulaşan piroksenit damarları oldukça yaygındır. Bu damarların kestikleri yankayaçla olan sınırları, oldukça keskindir(Şekil 2. 6). Bazen damarla yankayaç arasında 1 cm` ye kadar ulaşan koyu renkli bir kuşak bulunur ki bunun soğuma nedeni ile oluştuğu sanılmaktadır.



Şekil 2. 5. Harzburgitlerde sık sık gözlenen küresel (exfoliasyon) ayrışmalar. Yer: Salda Köyü kuzeybatısı.

Harzburgitler içerisindeki tektonit dunitler devamlılığı ve kalınlığı fazla olmayan bandlar ve/veya mercekler şeklinde bulunurlar. Kalınlıkları birkaç cm` den birkaç m` ye kadar; uzunlukları da 50-60 m` ye kadar çıkabilmektedir. Dunitleri, arazide kromit merceklerini bir kılıf gibi kuşatmaları, kromit tabakaları ile ardalanma göstermeleri, harzburgitlere göre daha fazla kromit taneleri, buna karşılık daha az miktarda piroksen içermeleri ile kolayca tanımak mümkündür. Harzburgitlerin iç yapısına hemen hemen uyumlu, fakat bazen onlarla belirli açılarla kesişen uyumsuzluklar da gösterirler.

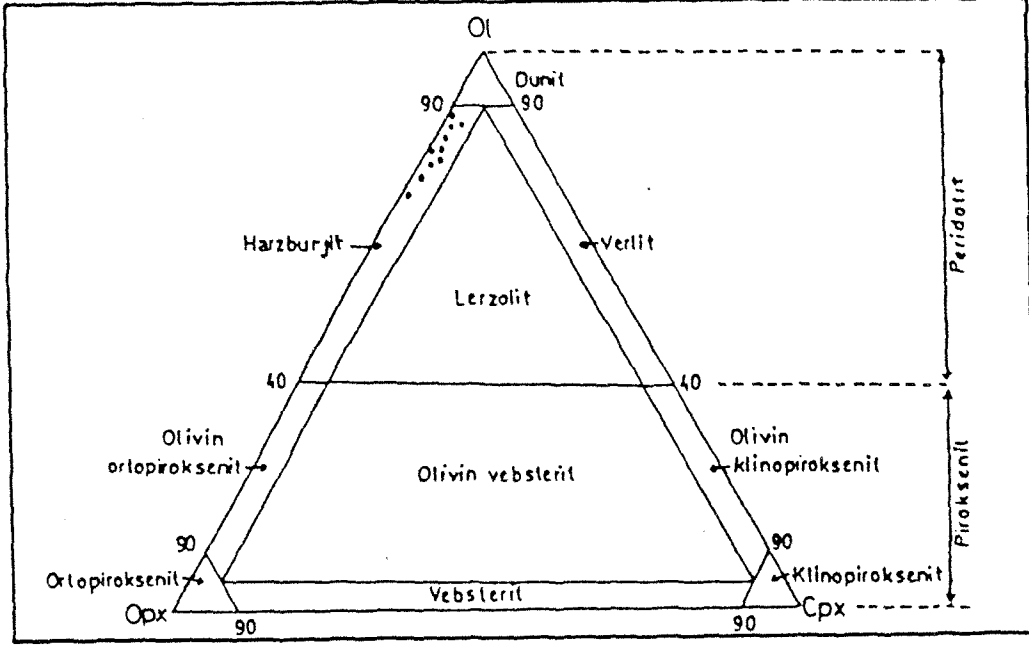
Harzburgitlerin birincil mineral parajenezini; başta olivin olmak üzere azalan miktarlarda ortopiroksen, kromit ve çok az oranda klinopiroksen temsil eder. Bu minerallerin oranları ortalama olarak



Şekil 2. 6. Harzburjitleri kesen ve kalınlıkları yer yer 50 cm`ye kadar çıkan piroksenit damarları(px) (Soldan sağa doğru). Yer: Topdüşen Tepe civarı.

şöyledir; olivin %80, ortopiroksen %17, kromit %2 ve klinopiroksen %1. Harzburjitlere ait on adet incekesit incelemesinden elde edilen sonuçlar; Şekil 2. 7'de gösterilen diyagrama yerleştirilerek değerlendirilmeye tabi tutulmuşlardır. Harzburjitlerde ikincil mineral olarak en fazla serpantin mineralleri, manyezit ve talk, daha az olarak, klorit ve tremolit gözlenmiştir .

İncelenen olivin kristalleri; çoğunlukla özşekilsiz taneler şeklindedir. Büyük bölümü bölünmüş, parçalanmış ve kısmen büyük tanelerin etrafında küçük parçalar (matriks) oluşturmuştur. Olivinler kenarlarından itibaren ve çatlakları boyunca serpantinleşmişlerdir. Serpantinleşmenin tam gelişmediği kesitlerde olivin kalıntılarına (reliktlerine) rastlanmaktadır(Şekil 2. 8). Serpantileşmenin yoğun olduğu

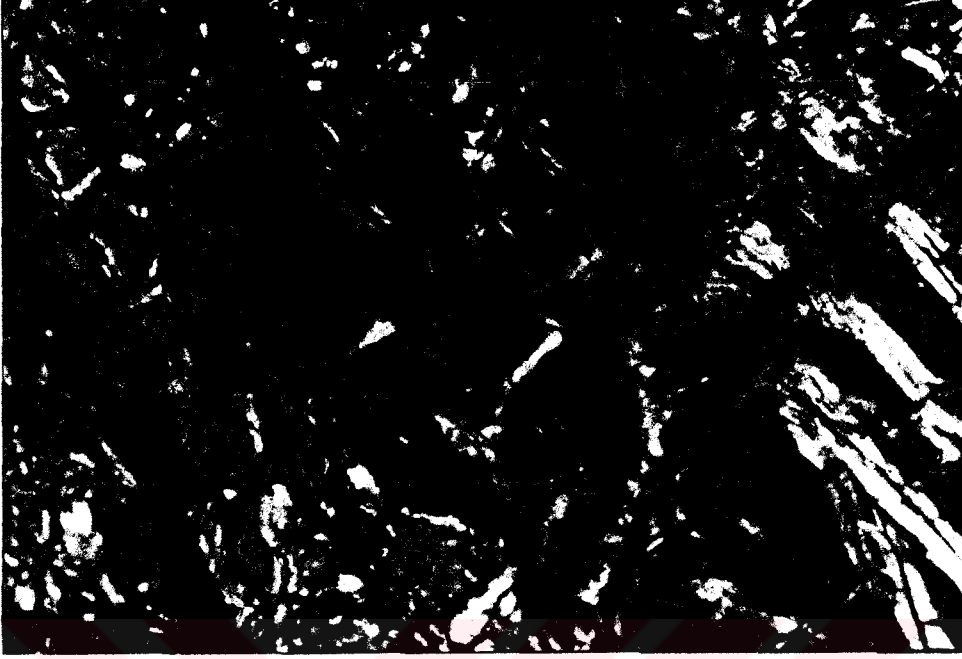


Şekil 2. 7. Harzburgitlerin Ol-OpX-CpX diyagramındaki konumu (Streckeisen, 1976).

kesitlerde ise olivin reliklerine rastlanmaz. Bu kesimlerde mükemmel bir elek dokusu ortaya çıkmıştır.

Ortopiroksenler, harzburgitlerin ikinci önemli mineralidir. Bunlar çoğunlukla yarı özşekilli kristaller şeklindedir. Olivinlere göre daha iri taneli, iyi gelişmiş dilinimleri, paralel göstermeleri ve daha az serpantinleşmeleri ile kolayca tanınırlar. Ortopiroksenler tektonik etkilere karşı olivinlere göre daha elastik bir davranış gösterdiklerinden çoğunlukla, ay şeklinde bükülmeler ve kink-bandlanmalarla bu etkileri yansıtırlar.

Genelde olivinlere göre daha zor serpantinleşen ortopiroksenler, bazı kesimlerde tamamen bozularak bastite dönüşmüşlerdir. Tümüyle bastitleşmelerine rağmen, bazı ortopiroksen minerallerinin psödomorfunu görmek mümkündür. Bu durum, bastitleri olivinden türeyen serpantinlerden ayırmada kolaylık sağlamaktadır. Bunun



Şekil 2. 8. Harzburjitlerde serpantinleşme sonucu ortaya çıkan elek dokusu(Şeklin üst tarafı) ve olivin relikleri(ol)(Şeklin sol alt tarafı) . (+N, X 70). Yer: Topdüşen Tepe civarı.

yanısıra bastitlerde elek dokusunun gözlenememesi önemli ayırtman bir özelliktir.

Kromitler, incekesitlerde kırmızımsı-kahverengi bir renk gösterirler. Çoğunlukla özşekilsiz olan kromitler, nadiren özşekillidir. Kesitlerde izlenen kromitler genellikle parçalanmış ve köşeleri yenmiş olarak bulunurlar.

Harzburjitler, çoğunlukla özşekilsiz taneseli doku gösterirler. Tektoniğin yoğun olduğu yerlerde ise porfiroklastik dokuya sahiptirler. Burada iri kristaller çoğunlukla ortopiroksenden, matriks ise olivinden

oluşmuştur. Serpantinleşmenin ileri boyutlara ulaştığı kesitlerde tipik elek dokusu gelişmiştir.

Tektonit karakterli dunitler , başlıca olivinden (%95) ibarettir. Ayrıca, %2 ortopiroksen, %1 klinopiroksen ve %1 kromit gözlenmektedir. Olivinler azaldıkça harzburjit sınırına doğru yaklaşılmaktadır. İncelenen bazı kesitlerde bu durumun belirlenmesi tedrici bir geçişe işaret etmektedir. Dunitlerdeki mineral özellikleri ile dokusal özellikler harzburjitlerdekine benzerlik gösterir. Ancak dunitlerdeki piroksenlerin azlığı, buna karşılık olivinlerin çokluğu; porfiroklastik ve elek dokusunun daha yaygın biçimde gelişmesine imkân sağlamıştır.

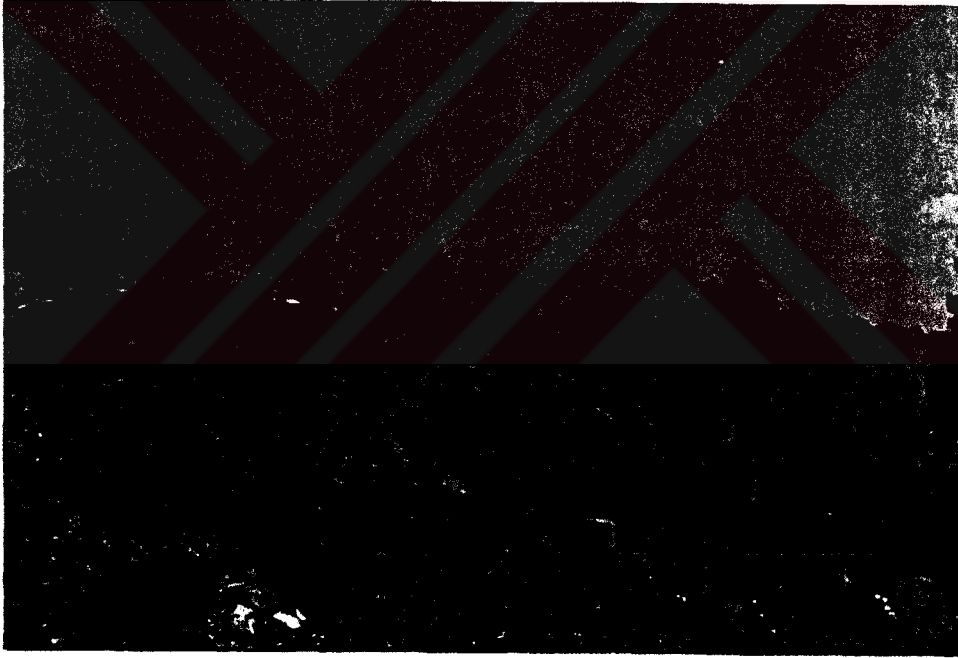
2.1.1.2. Kümülatlar (Kyk)

Yeşilova güneyinde ve batısında, Seyrekler Tepe, Aktaş Tepe, Aksankürü Tepe ve Niyazlar Köyü güneybatı bitişiğinde yüzeyleyen, dunit, verlit, klinopiroksenit, tabakalı ve izotrop gabro bileşimli kayalardan oluşan birim "kümülatlar" olarak adlandırılmıştır(Ek 1).

Kümülatların, altta bulunan tektonitler ile dokanakları tektonik karakterli olup oldukça fazla serpantinleşmiştir. Üstten ise altere olmuş sarımsı- kahverenkli volkanitlerle uyumsuz olarak örtülmüştür.

Bunlar her yerde tam ve düzenli istiflenme göstermezler. Kesikli, eksikli ve bazen karışık bir istif şeklinde bulunuşlarından dolayı ayrı ayrı haritalanmak yerine "kümülatlar" olarak haritalanmaları uygun bulunmuştur.

İstif tabanda, genellikle dunitlerle başlar, daha sonra piroksenit, verlit, tabakalı ve tabakasız gabro ile sona erer. Ancak böyle bir istif genelleme olup, buna kümülatların bulunduğu her yerde rastlamak mümkün değildir. Arazide kümülat dunitleri, tektonit dunitlerden ayırdetmek, ancak bulunmaları gereken yer dikkate alınarak mümkün olmaktadır. Tektonit dunitler; harzburjitler içerisinde mercek, ya da tabaka şeklinde gözlenirken, kümülat dunitler tektonitlerin üzerinde, kümülat istifin tabanında bulunmaktadır. Seyrekler Tepe ve Niyazlar Köyü civarında istif; dunitle başlayıp daha sonra dunit-klinopiroksenit ardalanımı ile devam etmektedir(Şekil 2. 9).



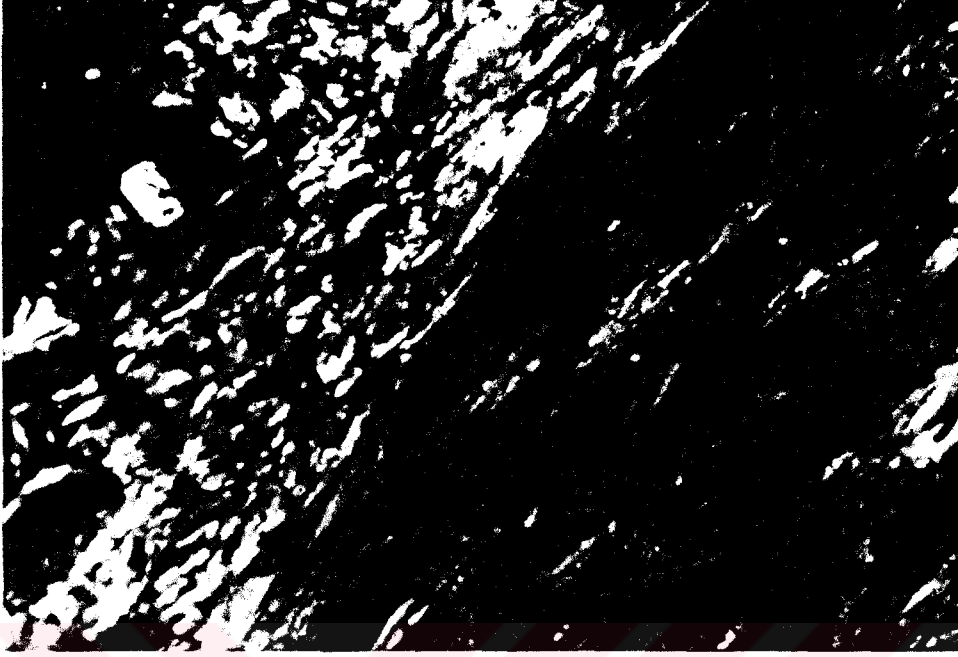
Şekil 2. 9. Seyrekler Tepe güneyinde dunit-klinopiroksenit ardalanımından oluşan kümülat istif (cpx: klinopiroksenit, du: dunit).

Seyrekler Tepe'de dunit-klinopiroksenit ardalanımının yanısıra, kalınlığı 1 m civarında ve yayılımı fazla olmayan verlit tabakalarına da rastlanmaktadır. Yörede magmatik tabakalanma doğrultusu güneydoğu

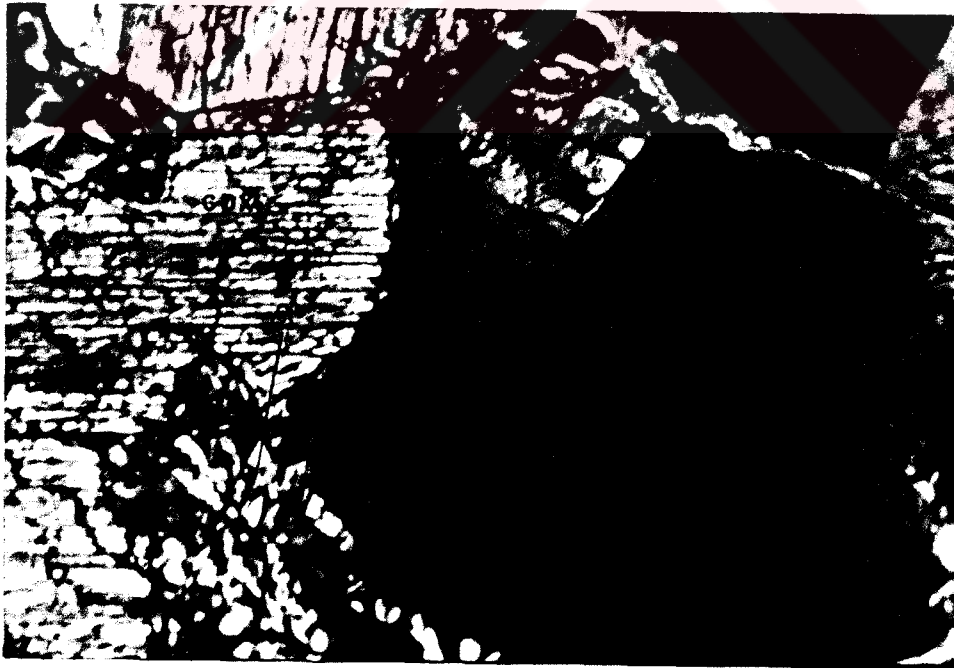
10°-30°, eğimi de 30°-40° kuzeydoğuya doğrudur. Magmatik tabakalanmanın kalınlığı 2-10 m arasında değişmektedir. Özellikle dunit tabakalarının kalınlıkları verlit ve klinopiroksenit tabakalarına göre, aşınmaya karşı daha az dirençli olmaları nedeniyle yüzeyde daha az çıkıntılar oluşturmaktadır. Dunitler; hemen hemen tamamen olivinden oluşmuşlardır. Bunlar çok az miktarda (% 1-2) piroksen ve kromit bulundururlar. Ancak, Seyrekler Tepe güneyindeki dunitlerde ince kromit bantları oldukça fazladır.

Verlitler; Seyrekler Tepe ve Niyazlar Köyü civarında dar alanlarda dunitler ve klinopiroksenitler ile beraber yüzeylenmektedir. Verlitlerin tabaka kalınlıkları 1-2 m arasında değişmektedir. Renkleri; koyu yeşil ve siyahımsıdır. Buradaki verlitler; %65 olivin ve %35 klinopiroksenden ibarettir. Klinopiroksenler; iri kristaller halinde olup, yer yer serpantinleşmişlerdir. Serpantinleşme, kenarlardan itibaren içe doğru ve dilimlenmelere paralel olarak gelişmiştir(Şekil 2. 10). Genellikle kırılıp parçalanmış olan olivinler özşekilsiz taneler şeklindedir. Serpantinleşmenin ilerlemiş olduğu yerlerde elek dokusu çok iyi gelişmiştir. Verlitlerde kromit kristallerine rastlanmamıştır.

Klinopiroksenitler, kümülatların bulunduğu bütün kesimlerde gözlenirler. Bunlar hemen hemen tamamen iri klinopiroksen az miktarda olivin(%5) içerirler. Bazen bu minerallerin boyları 7-8 mm'ye kadar ulaşabilmektedir. İri klinopiroksen mineralleri, çoğunlukla aralarında boşluk oluşturmadan kristalleşmişlerdir. Aralarında nadiren de olsa oluşan boşluklar ise küçük olivin mineralleri ile doldurulmuştur (Şekil 2. 11). Klinopiroksenitlerde holokristalin taneler dokusu yaygındır.



Şekil 2. 10. Verlitlerdeki klinopiroksen minerallerinde(kahverenkli) dıştan içe doğru ve dilimlenmeye paralel gelişen serpantinleşme (yeşil, +N, X 70). Yer: Seyrekler Tepe civarı.



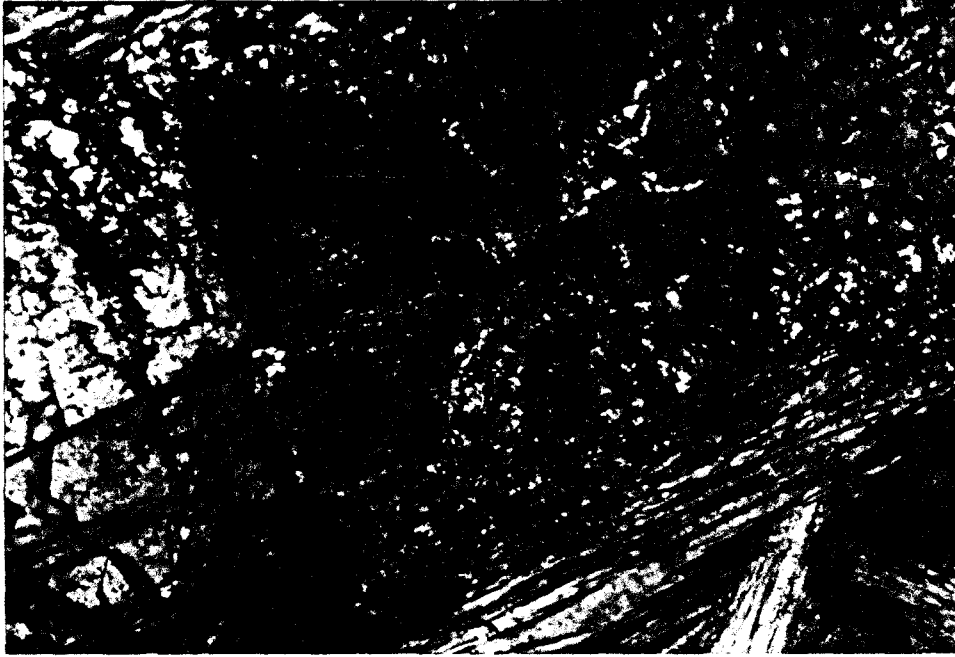
Şekil 2. 11. Klinopiroksenitlerde, klinopiroksen (cpx) minerallerinin oluşturduğu boşlukları dolduran serpantinleşmiş küçük olivin taneleri (ol). (+N, X 70). Yer: Niyazlar Köyü batısı.

İzotrop gabrolar, Yeşilova güneybatısında ve güneydoğusunda en iyi şekilde gözlenir (Ek 1). Bunlar; plajioklas, klinopiroksen ve az miktarda olivinden oluşur. Klinopiroksenler iri kristaller halinde olup, ojit bileşimindedir. Ojitler yer yer kısmen veya tamamen, hornblendede dönüşmüşlerdir. Oluşan hornblendler ojiti çepeçevre kuşatmışlardır(Şekil 2. 12).

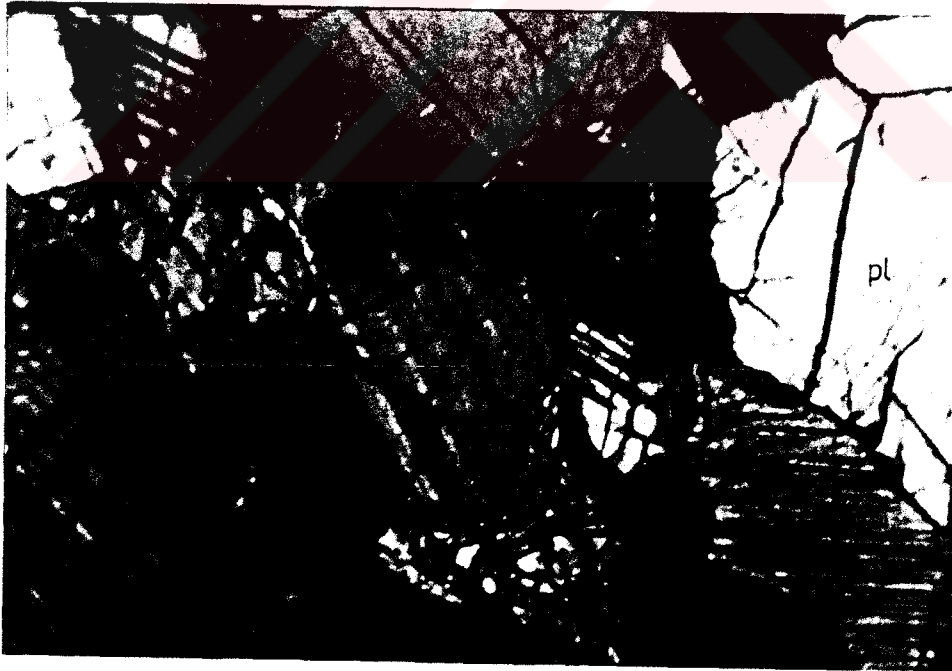
Ojitlerden dönüşen uralitler; lifsi-iğnemsî şekilli olup, ojitin kenarındaki diğer minerallerin içerisinde doğru sokulmuş durumdadır. Piroksenlerde klorit oluşumları yaygındır. Özşekilli mineraller şeklinde gelişen labrador- bitovnit bileşimli olan plajioklaslarda albit ve albit-karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir. Plajioklaslarda serisitleşme, epidotlaşma, killeşme ve prehnitleşme gibi ayrışma ürünleri görülmektedir. Olivinler, özşekilsiz küçük parçalanmış taneler şeklinde olup, plajioklas ve piroksen mineralleri arasındaki boşluklarda bulunurlar. Buralarda bazen kısmen, bazen de tamamen serpantinleşmişlerdir(Şekil 2. 13).

Tabakalı gabroların üst kesimleri normal gabrolara geçiş gösterir. Tabakalı gabroların koyu renkli bandlarını; klinopiroksen, açık renkli bandlarını; plajioklas mineralleri oluşturmaktadır. Adı geçen mineraller; genellikle özşekilli ve yarı özşekillidirler. Klinopiroksenlerde uralitleşme, plajioklaslarda epidotlaşma yaygındır.

Gabrolar; %55 plajioklas, %35 ojit, %5 enstatit ve %5 olivinden oluşmuştur. Bu kayalarda en yaygın doku ofitik dokudur.



Şekil 2. 12. Gabrolarda iri bir piroksen mineralinin dışından içine doğru gelişmiş hornblend dönüşümü (+N, X 70). Yer: Yeşilova güneybatısı.



Şekil 2. 13 Gabrolarda piroksen (px) ve plajiolklas (pl) kristalleri arasında küçük parçalar halinde bulunan olivin (ol) kristalleri (+N, X 70). Yer: Yeşilova batısı.

Kümülat terimi, kayaç oluşturan mineralleri magma içinde kristal çökmesi ile oluşmuş magmatik kayaçları tanımlamak için kullanılmıştır. Kümülat kayaçlar başlıca iki kristalleşme fazında oluşurlar. Bunlardan birincisi magmadan kristalleşerek dibe çöken minerallerdir. Bu minerallere kümülüs kristaller denir. Kümüülüs kristaller arasındaki boşluklarda henüz katılaşmamış magmatik eriyiklerden, daha sonra kristaller arasını dolduran ve genellikle kümülüs kristallerden daha küçük olan kristaller oluşur ki bunlara da interkümüülüs kristaller denir(Hess, 1960; Jackson, 1971). Kümüülatlara; ofiyolitik kayaçların (Alp tipi) içerisinde de sık sık rastlanmaktadır(Sarp, 1976; Özkan, 1982).

2.1.1.3. Damar kayaçları (Kyd)

Çalışma alanında hem tektonitleri, hem de kümüülatları kesen diyabaz, mikrogabro ve piroksenit bileşimli damar kayaçları gözlenmiştir. Bunlardan diyabaz daykları oldukça sık gözlenmekte ve uzanımları 50-60 m kadardır. Diyabaz daykları; yoğun olarak ortaya çıktıkları yerlerde birleştirilerek ve abartılarak haritalanmışlardır. Gabroyik bileşimli damar kayaçları; diyabazlara göre oldukça az gelişmiştir. Bu kayaçlar 1/25000 ölçekli haritada gösterilememiştir. Gabroyik bileşimli damar kayaçlarına göre daha az yüzeyleyen sınırlı büyüklükte ve kalınlıkta olan piroksenitik bileşimli damar kayaçları da sık sık gözlenen damar kayaçlarındandır.

Kalınlıkları 25-30 m`ye, uzunlukları 100 m`ye kadar ulaşan diyabaz daykları oldukça sık oluşları ile dikkati çekerler. Bazen belirli bir hat

boyunca kesikli olarak devam ederler, bazen de geniş bir alanda dağınık olarak bulunurlar. Ayrışmaya karşı kestikleri tektonit ve kümülatlardan daha dayanıklı olmaları nedeni ile onlardan 2-2.5 m daha yüksek çıkıntılar oluştururlar(Şekil 2. 14).

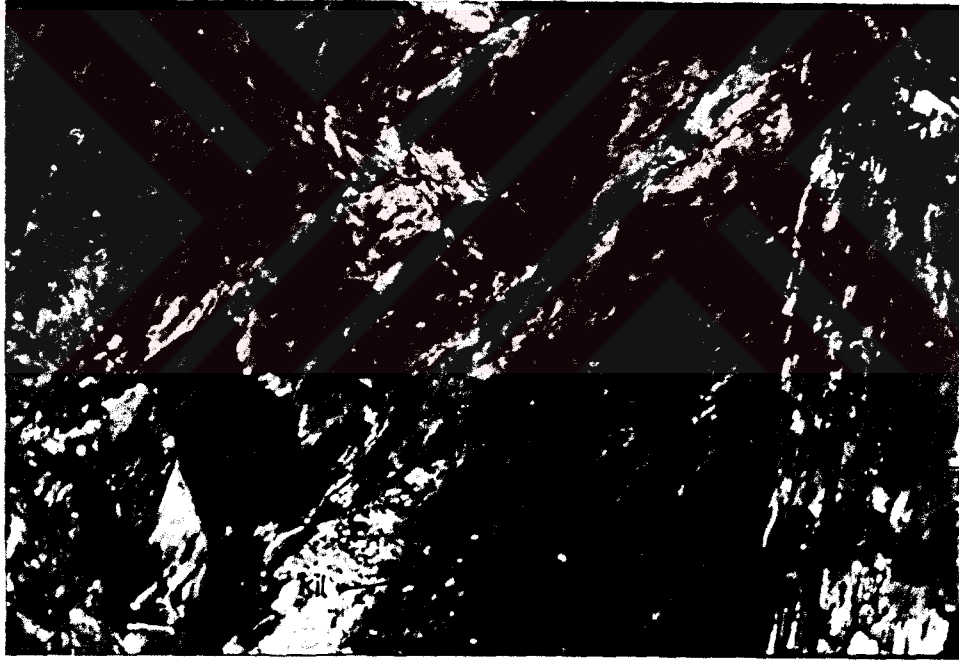
Bütün diyabaz daykları çevresinde yankayaç %100` e varan oranlarda serpantinleşmiştir. Serpantinleşmiş kuşağın genişliği; daykın büyüklüğü ile ilişkilidir. Oldukça kırıklı olan serpantinitler, koyu yeşil, siyahımsı, parlak ve kaygan özelliklere sahiptir. Dayk-yankayaç kontağı; oldukça keskindir. Diyabaz dayklarında çok sık gözlenen özelliklerden biri de rodonjitleşmedir. Özellikle kırık ve çatlaklarda gözlenen rodonjitleşme; yer yer daha da ilerleyerek kayacın iç kesimlerine kadar



Şekil 2. 14. Harzburjitle kesen ve onlardan yüksek çıkıntıları oluşturan diyabaz daykı (dd). Yer: Aksankürü Tepe.

etkili olmuştur. Sonuçta kayaç tamamen rodonjite dönüşmüştür. Rodonjitleşme sonucu kayaç, beyaz veya beyazımsı gri bir renk kazanmıştır.

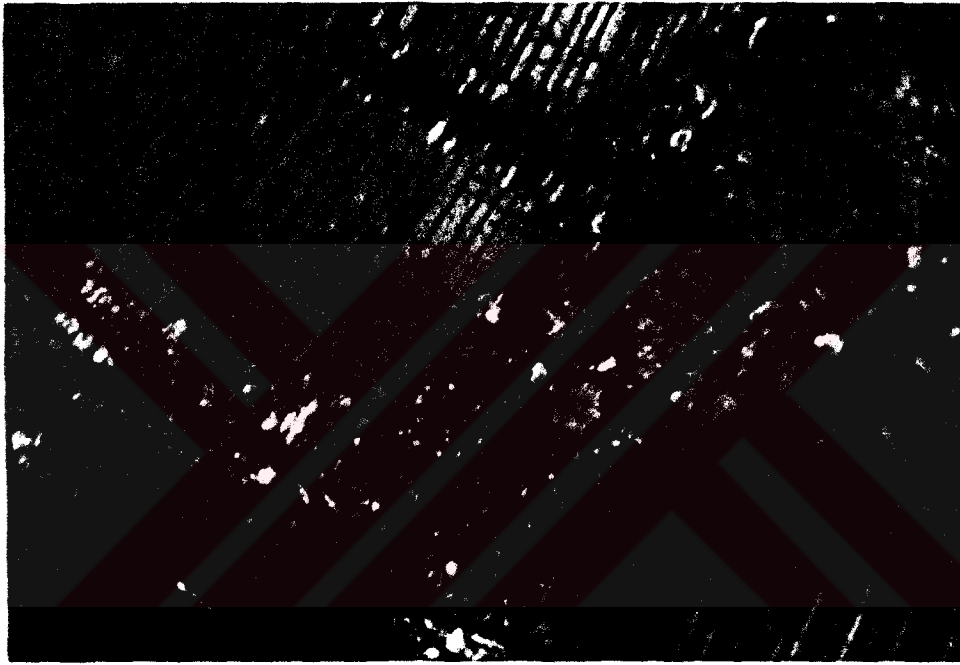
Diyabazlar; yaklaşık %60 plajioklas, değişik miktarlarda klinopiroksen, ortopiroksen ve olivinden oluşmuşlardır. Plajioklaslarda, epidotlaşma ve killeşme yaygındır. Piroksenler, yer yer bastite yer yer de amfibole veya dilinimleri boyunca prehnite dönüşmüşlerdir (Şekil 2. 15). Nadiren olarak gözlenen olivinler ise hemen hemen tümüyle serpantinleşmişlerdir. Kayaç ofitik doku gösterir.



Şekil 2. 15. Diyabazlarda bulunan klinopiroksenlerde dönüşüm yoluyla oluşan amfibol (af) ve serpantin (s) ile plajioklaslarda oluşan kil mineralleri (kil). (+N, X 70). Yer: Aksankürü Tepe.

Mikrogabro bileşimli dayklar, diyabaz daykları kadar yaygın olmamakla beraber sıkça gözlenirler ve bunlar; plajioklas, klinopiroksen

ve olivin minerallerini kapsarlar. Bu ilksel mineral parajenezine, yer yer hornblend, kaolinit, klorit, prehnit, serisit ve serpantin türü mineraller eşlik eder. Mikrogabro dayklarında küçük taneleri; plajioklas ve olivin parçaları, fenokristalleri ise; plajioklas ve klinopiroksenler oluşturur(Şekil 2. 16).



Şekil 2. 16. Ofitik dokulu gabroyik dayklarda iri plajioklas (fenokristal) ile onların aralarında yer alan küçük plajioklas parçaları. (+N, X 70). Yer: Topdüşen Tepe.

İri klinopiroksen minerallerinin çokluğu ile dikkati çeken piroksenit damarları; pegmatitik karakterdedir. Bileşenlerinin çoğunluğunu diyalag oluşturur(Şekil 2. 17). Az miktarda olivin ve ortopiroksen (enstatit) den ibaret olan kayaç; vebsterit, olivin vebsterit bileşimindedir

2.1.1.4. Volkanitler (Kyv)

Arazinin kuzeydoğusunda Yeşilova'nın hemen bitişiğinde yaklaşık 2 km²'lik bir alanda yüzeylenmektedir(Ek 1). Burada izotrop gabrolar üzerinde tepeciklerin zirvelerinde ve zirveye yakın kesimlerde bulunurlar. Ayrıca, ofiyolitik melanj içerisinde, bazı kesimlerde ezilmiş ve parçalanmış şekilde gözlenir. Genel olarak masif bir yapıya sahip olup, kahverengimsi, sarı yer yer yeşilimsi renklerde izlenirler.



Şekil 2. 18. Vebsterit bileşimli bir piroksenit damarında gözlenen diyalag (di) minerallerinin oluşturduğu holokristalin tanesel doku. (+N, X 70). Yer: Gedikağılı Tepe.

Genelde bazaltik bileşimli oldukları belirlenen volkanitlerde bulunan plajioklaslar; sosuritleşme sonucu epidota dönüşmüşlerdir. Ayrıca, bazı kesitlerde prehnit ve pumpellyit gözlenmiştir. Buna göre volkanitlerin bazı bölümleri; prehnit-pumpellyit-klorit fasiyesinde metamorfizmaya uğramışlardır.

2.1.2. Kızılcaadağ melanjı (Kkm)

Kızılcaadağ melanjı; ilk defa Poisson(1977) tarafından tanımlanmıştır. Arazinin kuzey ve batısında tektonitler, güneydoğusunda kümülatlar üzerinde bulunur. Her iki tür kayaçlarla da dokanağı tektoniktir. Kireçtaşı, radyolarit-çört, gabro, diyabaz blok ve parçaları ile serpantin ve volkanik kayaç topluluklarından oluşur. Kireçtaşı ve radyolaritler iri bloklar şeklinde olup, dayanıklı oluşları nedeni ile topografyaya belirgin bir yükseklik kazandırmışlardır. Radyolaritler ince tabakalı (5-25 cm) olup, oldukça kıvrımlı ve kırıklıdır. Bazı radyolarit tabakaları arasında ince süt kuvars tabakalarına da rastlanmaktadır. Kireçtaşı blokları genellikle tabakalanmasız olup, bazı bölümlerde rekrystalizedir. Kesitlerde fosil bulunamamış olmasına rağmen Kızılarsivrisi Tepe batısındaki bazı kireçtaşı bloklarında Üst Permian yaşlı fosillerin bulunduğu ileri sürülmektedir(Karaman 1987).

2.3. Varsakyayla Formasyonu (Ev)

İlk defa Poisson(1977) tarafından isimlendirilen formasyon, Aktaş Tepe ve Seyrekler Tepe kuzeyinde küçük bir alanda yüzeylenmektedir (Ek 1). En iyi görüldüğü Aktaş Tepe'deki yaklaşık kalınlığı; 100 m olan formasyon, burada kümülatlar üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır (Şekil 2. 18).

Tabanda iri çakıltaşları ile başlayan Varsakyayla formasyonu, intraformasyonel karakterli çok değişik çakıllardan oluşmuştur. Çakıllar arasında, ofiyolitik kayaç parçaları, çört ve değişik yaş ve renkteki



Şekil 2. 18. Aktaş Tepe`de kümülatlarla(şeklin alt yarısı) Varsakyayla formasyonunun (üst bölüm) uyumsuz sınır ilişkisi.

kireçtaşı çakılları bulundurur. Üstte doğru taneleri incelenonglomeraların yaklaşık kalınlığı 10 m`dir. Taneler arasında çimento görevi yapan karbonatlar içerisinde bol miktarda fosil bulunmaktadır. Bunlar:

- Numulites sp.,
- Alveolina sp.,
- Operculina sp.,
- Discocyclus sp.,
- Bryozoa kavkı parçaları,
- Kırmızı alglerdir.

Formasyon üste doğru, yaklaşık kalınlığı 40 m olan iri ve ince taneli biyokalkarenitik karakterli orta-ince tabakalı seviyelere geçiş gösterir. Sarımsı-gri renkli bu seviye; bol miktarda kırmızı alg, alveolina, rotalidea ve pelesipod kavkıları içerir. Ayrıca;

Textularidae sp.,

Milioeidea sp.,

Distichoplax sp, gibi fosiller bulundurulur.

Bu seviye en üstte kumlu kireçtaşlarından oluşan, kalınlığı 10 m'yi bulan bir seviye tarafından takip edilir. Bu birim içerisinde bulunan fosillerin içi karbonatlarla doldurulmuştur. Kumlu kireçtaşlarının üzerine, tabanda iri çakıllardan oluşan üste doğru tanelerin incelmesi yaklaşık kalınlığı 40 m olan konglomeratik seviyeler gelir. Litolojik olarak alttaki konglomeratlarla benzer özellikte olan seviye içerisinde;

Alveolina sp.,

Globigerina sp.,

Gypsina sp.,

Orbitolites sp.,

Operkuluna sp. gibi fosillere rastlanmıştır.

Ofiyolitler üzerinde uyumsuz duran formasyon, Eosen sonrası hareketlerle ofiyolitlerle beraber taşınarak bugünkü yerini almıştır (Poisson, 1977; Şenel ve diğ., 1986).

2.1.4. Niyazlar Formasyonu (PQn)

Formasyon ilk defa Poisson(1977) tarafından isimlendirilmiştir. Niyazlar formasyonu, Niyazlar Köyü'nün hemen kuzeydoğusunda, yaklaşık 2 km²'lik bir alanda yüzeyler(Ek 1).

Yaklaşık kalınlığı 50 m olan birim , tektonitler üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Sarımsı pembe renkli karasal nitelikli birim,

tabanda değişik boyutlu, çoğunlukla kil boyutlu kırıntılarla tutturulmuş konglomeralarla başlar. Konglomeraların çakıllarını köşeli, düzgün olmayan kireçtaşı parçaları ve ofiyolitik malzeme parçaları oluşturur. Üstte doğru killi-kumlu tabakalarla devam eden birim; en üstte yer yer yamaç molozları ile örtülmüştür. Fosil kalıntısı rastlanılmayan birimin tabakaları; orta-ince kalınlıktadır. İstifteki konuma göre formasyonun muhtemel yaşı Pliyo-Kuvaterner'dir.

2.1.5. Yamaç molozu (Qym)ve alüvyonlar (Qal)

Yamaç molozları, Niyazlar Köyü'nün 250-300 m kuzeydoğusunda 1-2 m kalınlık oluşturacak şekilde yığışmışlardır. Burada; altta bulunan ofiyolitik kayaçların, özellikle diyabaz ve gabro dayklarının blok ve çakıllarından oluşmuştur. İnce bileşenleri tektonit ve kümülatların kum ve kil boyutlu kırıntıları oluşturur. İnce malzemelerin yoğun olarak biriktiği kesimlerde yer yer tutturulmuştur.

Alüvyonlar, Salda Gölü'nün etrafındaki geniş düzlüklerde yaygın olarak, yüksek kesimlerdeki düzlük alanlarda az olarak yayılım gösterirler. Salda Gölü'nün sahil ve sahile yakın kesimlerinde hidromanyezit kumu şeklinde gelişen alüvyonlar, daha iç kesimlerde ofiyolitik kayaçların kum ve kil boyutlu kırıntılarından ibarettir. Yükseklerdeki düzlüklerde alttaki kayaçların silt-kil-kum boyutlu kırıntılarından oluşan sarımsı kırmızımsı renkli toprak görünümündedir. Malzemeleri gevşek ve tutturulmamıştır.

2.2. Jeolojik Gelişim ve Tektonik

İnceleme alanı, Alpin Orojenezi kuşağı içerisinde yer almaktadır. Bindirme yaşı Üst Kretase olan ofiyolitler bölgeye Eosen sonrası hareketlerle taşınmışlardır.

Ersoy(1990), Batı Toros Teknesi'nin gerçek anlamda yabancı kayaları olarak tanımladığı ofiyolitlerin, şimdiki buldukları yere kuzeyden gelmiş olduklarını belirtir. Bu yerin, Menderes Masifi kuzeyindeki Neotetisin kolu (İzmir-Ankara zonu) olabileceğini savunmaktadır. Menderes Masifi üzerindeki ofiyolitli birimler bu ofiyolit naplarının devamıdır. Ofiyolitlerin Masif üzerinde ilerlemesine bağlı olarak Menderes Masifinin metamorfizma yaşı kuzeyden güneye gençleşir(Akkök ve diğ., 1984).

Laramiyen hareketleri ile bölgede açılma yerini sıkışma rejimine bırakmıştır. Bu hareketlere paralel olarak Senoniyen'de Neotetis'e ait okyanus kabuğu malzemesi ürünü ofiyolitler, Menderes Masifi'nin kuzey kenarına bindirmiştir. Senoniyen'den Üst Eosen'e kadar Menderes Masifi üzerinde ilerleyen ofiyolitler, Üst Eosen'de gravite kaymaları ile Batı Toros Teknesi'ne aktarılmıştır. Üst Eosen'den sonra ard arda gelen ofiyolitler, Oligosen'den Orta Miyosen (Langiyen)'e kadar olan dönemde sıkışma rejimi etkisiyle Beydağları Otoktonu üzerine itilmiştir. Ofiyolitlerin üzerinde Eosen yaşlı konglomera, kumtaşı ve kireçtaşından oluşan Varsakyayla formasyonu da bu taşınma sırasında ofiyolitlerin üzerinde gelerek Aktaş Tepe ve Seyrekler Tepe civarındaki yerlerini almışlardır. Ofiyolitler, bölgeye yerleştikten sonra Pliyo-Kuvaterner yaşlı karasal çökeller tarafından örtülmüşlerdir. Daha sonra oluşan yamaç molozu ve alüvyonlarla istif son şeklini almıştır.

Ofiyolitlerin Eosen sonrası hareketlerle bölgeye taşınmasından sonra bölgede gelişen doğu-batı yönlü gerilme kuvvetleri etkisiyle kuzey-güney doğrultulu normal faylar gelişmiştir. Ancak bu fayları arazide kolayca görmek zordur. Gerek yüzeydeki toprak oluşumu, gerekse serpantinleşme mevcut fayların izlenmesine imkan vermemektedir. Yine de yarmalarda gözlenen fayların oldukça fazla ve değişik karakterde oldukları görülür. En iyi izlenen fay, Tınaz Tepe`de başlayan ve Karaçamlık Dere`ye paralel kuzey-güney uzanımlı, yaklaşık 4 km uzunluğundaki faydır.

2.3. Serpantinleşme

Ofiyolitik kayaların, özellikle peridotit kesiminde ortaya çıkan en yaygın bozuşma ürünü serpantin mineralleridir. Çalışma alanında da harzburjit ve dunitlerde yaygın olarak ortaya çıkarlar.

Serpantinleşme özellikle tektonit-kümülat bindirme zonunda, dayk-yankayaç kontağında, fay zonlarında ve çatlaklarda oldukça ileri boyutlara ulaşmıştır. Buralarda çok kırıklı ve ezikli yapısı ile kaygan ve koyu yeşil siyahımsı renkleri ile dikkati çekerler. Tektoniğin etkili olduğu kesimlerde şisti bir görünüm kazanmışlardır.

Mikroskop çalışmalarında harzburjitlerde, serpantinleşmenin ileri olduğu kesimlerde parçalanmış olivin tanelerinin hemen hemen tamamının serpantinleşerek çok güzel elek dokusu oluşturdukları görülür(Şekil 2. 19). Serpantinleşmenin başlangıcında ise elek dokusu içerisinde sıkca olivin reliktlerine rastlanır(Şekil 2. 8). Piroksenlerde ise

bozuşma ürünü olarak bastitler görülür. Bastitlerin ilksel mineralinin büyük çoğunlukla ortopiroksen olduğu ve bu mineralin öz şeklini koruyarak bastite dönüştüğü, mineral sınırlarından ve dilinimlerinden rahatlıkla anlaşılmaktadır(Şekil 2. 20).



Şekil 2. 19. Harzburgitlerde serpantinleşme sonucu ortaya çıkan elek dokusu (+N, X 70). Yer: Topdüşen Tepe civarı.

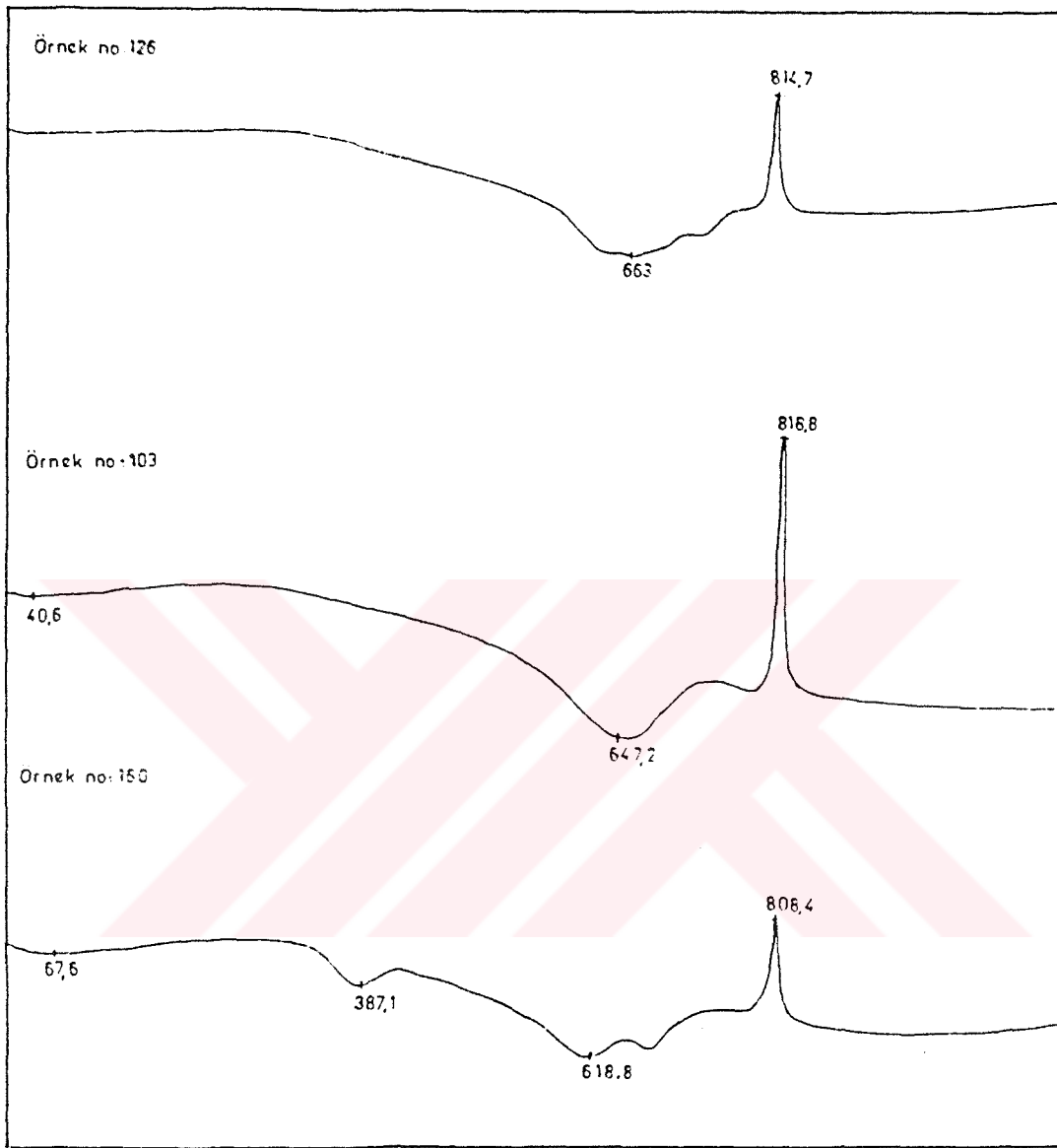
Serpantin türü minerallerin ayırımında makroskopik ve mikroskopik verilerden faydalanmanın oldukça güç olduğu bilinmektedir. Hatta Deer ve diğ. (1966) antigorit, lizardit ve krizotile ait parametrelerin birbirine çok yakın olması nedeniyle bunların XRD yöntemiyle bile ayırımının oldukça zor olduğundan bahsetmektedir. Bu sebeplerden ötürü XRD analizlerine ek olarak DTA yöntemi de kullanılmıştır. Lizardit+krizotil ikilisini antigoritten kesin olarak



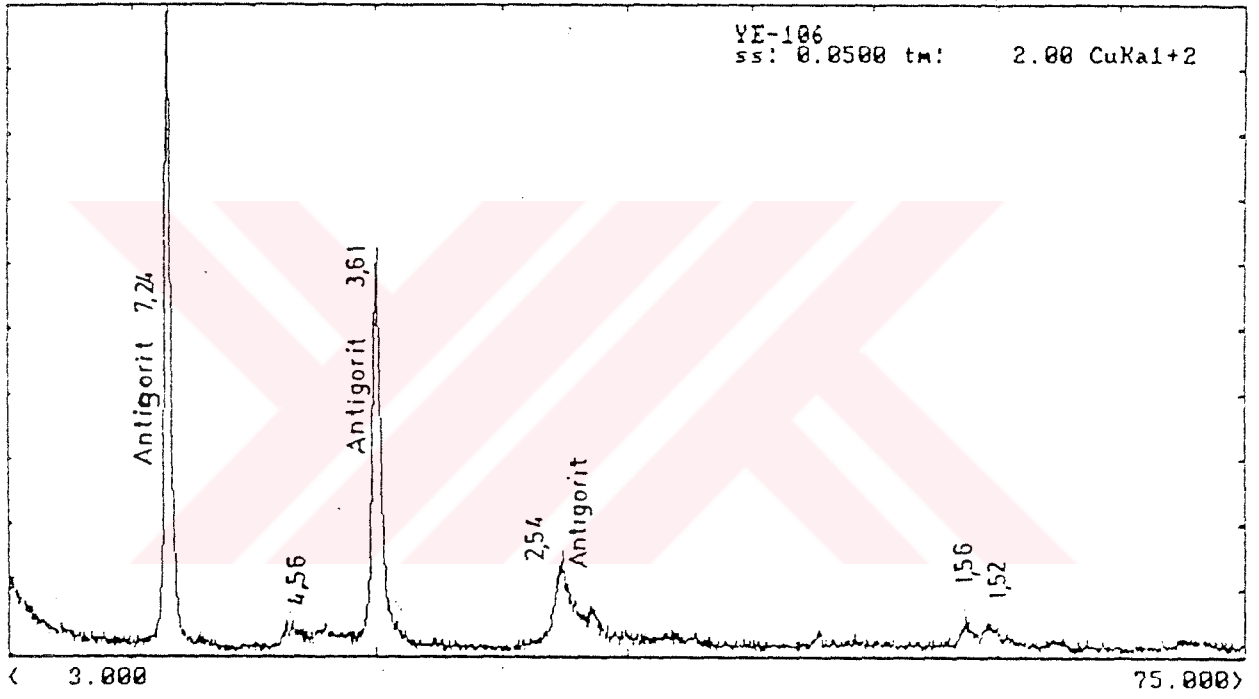
Şekil 2. 20. Serpantinleşmiş harzburgitlerde özşeklini koruyarak bastite dönüşmüş piroksen (px). (+N, X 70). Yer: Gedikağılı Tepe civarı.

ayrılmasını sağlayan diferansiyel termik analiz (DTA) yönteminde, Faust ve Fahey(1962) ve Aslaner(1973)'e göre krizotilde endotermik pik 637°C - 715°C arasında oluşmaktadır. Halbuki antigoritte endotermik pik 790°C - 802°C de görülmektedir. Diğer fark ise lizardit+krizotilde endotermik pikden sonra ekzotermik bir pikin varlığıdır. Bu ekzotermik pik antigoritte görülmez. İyice serpantinleşmiş üç örnek üzerinde gerçekleştirilen DTA çalışmalarında elde edilen grafiklerde endotermik piklerin değeri 618.8°C - 663.8°C (ortalama 640.3°C) arasında değişmektedir. Bu rakamlar Faust ve Fahey(1962)'nin lizardit+krizotil için bulduğu 693°C ortalama rakamına daha yakındır. Antigorit için bulunan 790°C - 802°C endotermik piki rakamlarına oldukça uzaktır. DTA'sı yapılan üç örnekteki ekzotermik piklerin maksimum dereceleri 808.4°C - 818.8°C (ortalama 813°C)'dir. Endotermik pikin minimum değeri ile ekzotermik pikin maksimum değeri arasındaki ortalama fark 173°C 'dür. Bu

rakamlar Faust ve Fahey(1962)'nin belirlediği fark olan 83°C-145°C ye yakındır. Eğer lizardit ve krizotil ile beraber antigorit de bulunuyorsa o zaman bu fark 38°C-72°C ye düşmektedir. Grafiklerden ve yorumlarından DTA'sı yapılan üç örneğin hiç birinde antigoriti işaret eden veri yoktur(Şekil 2. 21). Buna karşılık veriler krizotil+lizardit ikilisi için verilen değerlere yakın görülmektedir. Grafiklerde izlenen 40.6°C ile 67.6°C arasındaki endotermik pikler absorpsiyon yoluyla numunede tutulan sudan ileri gelmektedir. Ancak, 387.1°C'deki endotermik piklerin, numunelerde bulunan az miktardaki organik maddeden kaynaklanabileceği Aslaner (1973) tarafından ifade edilmiştir. Örnekte mevcut olan 387.1°C'deki pik, ultramafiklerin serpantinleşmesi esnasında muhtemelen meteorik sudan alınan çok az miktardaki organik maddeden kaynaklanabilir. Her ne kadar DTA yöntemi antigoritin lizardit ve krizotilden ayrılmasını kolayca sağlıyorsa da krizotili lizarditten ayırmada yetersiz kalmaktadır(Yılmaz, 1983). DTA yöntemiyle yapılan grafiklerde antigorite rastlanmamış olmakla beraber, XRD yöntemiyle gerçekleştirilen analizlerde hem krizotil ve klinokrizotile hem de antigorite rastlanmıştır(Şekil 2.22). Ancak bu grafiklerde de lizardite hiç rastlanmamıştır. Laurent (1980) serpantinlerde lizardit ve krizotil oluşumlarının basit hidratisasyonun, antigoritin ise tektoniğin etkili olduğu kesimlerde daha yaygın olarak oluşabileceğine dikkat çekmektedir.



Şekil 2. 21. Serpantinlerin DTA grafikleri.



Şekil 2. 22. Serpantinitlerle ilgili X-Ray difraktoğramı.

3. MADEN YATAKLARI

3.1. Yeşilova Kromit Yatakları

Yeşilova kromit yatakları, çalışma alanının doğusunda kuzey-güney doğrultulu bir hat boyunca yoğunlaşmışlardır. Kuzeyden itibaren Boztepe, Ahmetali Tepe, Niyazlar Köyü, Aksankürü Tepe, Süngülü Yaylası ve Harımlı Mevkii'ne kadar kesikli olarak devam eder. Sahanın kuzeybatısında ise Gedikağılı Tepe ve Topdüşen Tepe civarında toplandıkları görülür. Bu kesimler dışında ise daha az olarak gözlenirler (Ek 1).

Yataklar, Alpin tip yatakların tipik özelliklerini taşırlar. Cevher kütleleri genellikle birbirini izleyen mercekler veya düzensiz kütleler şeklinde olup, masif, saçılımlı, bandlı ve nodüler yapılar gösterirler. Ancak kromit merceklerinin çoğu masif ve saçılımlı karaktere sahiptir. Bandlı, özellikle nodüler cevher tipleri ise oldukça az gelişmiştir.

Yankayaçlarla ilksel ilişkisi bozulmamış olan cevher mercekleri genellikle serpantinleşmiş dunitik bir kılıfla sarılmışlardır. Buna karşılık, ilksel ilişkinin bozulduğu faylı kesimlerde ise, cevher parçacıkları ile dunitik kayaç parçacıkları birbirleriyle karışık şekilde ve breşik yapıda bulunurlar. Cevher kütesinin boyutları ile bunları saran dunit kılıflarının kalınlıkları arasında herhangi bir ilişki kurulamamıştır. Cevher kütlesi etrafındaki bu kılıf, yer yer kalınlaşabilmekte veya incelerek kaybolmaktadır. Gerek cevher, gerekse dunitik mercek veya bandlar yankayaç harzburjitin bandlanmasına

uyumludur. Bu uyumluluğun bozulduğu çok nadir görülür. Öte yandan tektonit ve kümülatları kesen bazı bazik dayklar aynı zamanda bazı cevher kütlelerini de kesmektedir.

Yataklar, esas itibarı ile tektonit karakterli harzburjitler içerisindeki, dunitlerle sıkı bir ilişki içerisinde. Buna karşılık kümülatlarda sadece dunitlerin içerisinde çok az miktarda saçılımlı ve bandlı tip olarak oluşabilmiştir.

İnceleme alanı içerisinde yer alan başlıca krom yatakları aşağıdaki başlıklar altında ele alınarak incelenmişlerdir(Ek 1):

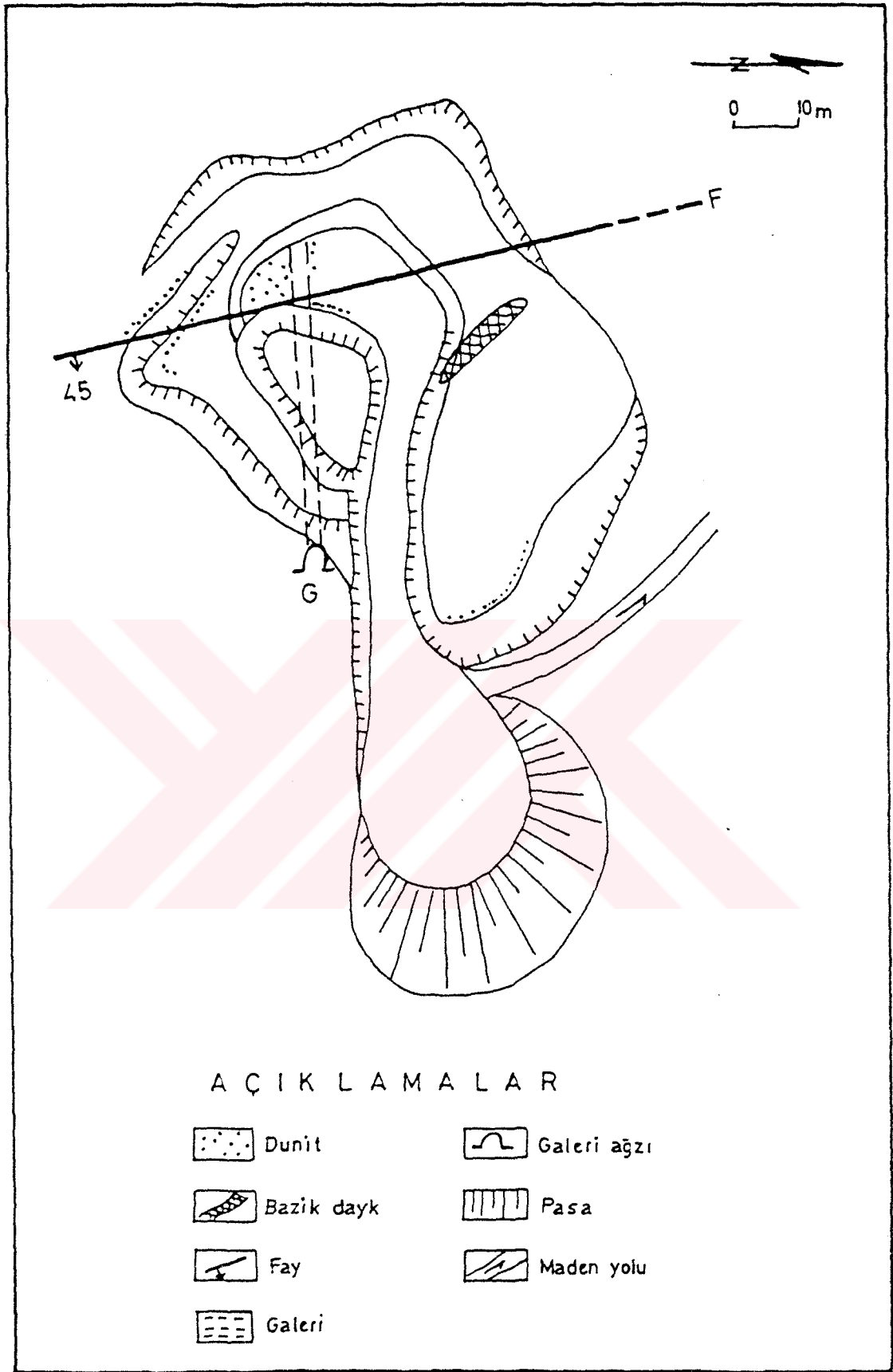
- 1- Büyükbalkır ocağı
- 2- Küçükbalkır 1 ocağı
- 3- Küçükbalkır 2 ocağı
- 4- Kocamaden ocakları
- 5- Kocayanık ocakları
- 6- Topdüşen Tepe ocakları
- 7- Karadoru ocakları
- 8- Süngülü ocakları
- 9- Harımlı ocakları
- 10- Ahmetali ocakları
- 11- Büyükkırtıllı zuhuru

3.1.1. Büyükbalkır ocağı

Niyazlar Köyü'nün güneyinde, Aksankürü Tepe'de yer alan ocak, bu yörede yapılan en büyük işletme olarak dikkati çeker(Ek 1). Cevher kitlesinin büyüklüğüne ve derinliğine bağlı olarak kapalı ve açık işletme yöntemlerinin her ikisi de uygulanmıştır. Yüzeydeki kromit merceği, önceleri açık işletme yapılarak alınmış, ancak cevherin derine gitmesi nedeniyle işletmeye galeri açılarak devam edilmiştir. Gerek galeri, gerekse açık işletme çalışmalarına; kuzeydoğudan güneybatıya doğru başlanmış ve yaklaşık 50 m'den sonra açık işletme çalışmaları, kuzeybatı-güneydoğu yönünde genişletilmiştir. 40° - 50° ile yaklaşık 50 m kadar batıya doğru sürülen bir galeri ile cevhere ulaşılmış, daha sonra sağ, sol ve başyukarı şeklinde galeriler açılmıştır(Şekil 3. 1). Belirtilen çalışmalarla mevcut cevherleşmenin bir bölümü alınarak aramalar sürdürülmüştür.

Yöredeki ilk çalışmalara $K15^{\circ}B$ doğrultulu ve 45° KD'ya doğru eğimli normal bir fayın fay zonundaki cevher parçalarının alımı ile başlanmıştır. Daha sonraları fayın yükselen bloğu üzerindeki cevher kütlesine ulaşılmıştır. Yukarıda anlatılan çalışma yöntemleri sözkonusu cevher kütlesinin alımı ile sınırlı kalmıştır. Tüm çalışmalara rağmen, fayın düşen bloğunda yer alan cevher kütlesi bulunamamıştır.

Ocaktaki cevherler, serpantinize olmuş dunitik kayalar içerisinde, hemen hemen tamamı masif ve saçılımlı tipte gelişmiştir. İncelenen kromit merceklerinin boyutları cm ile 15-20 m arasında değişmektedir. Merceklerin, yankayaç kantağında çoğunlukla saçılımlı tipte olmasına karşılık, merkezi kesimlere doğru masif karektere geçiş gösterirler. Cevher kütlesinin uzanım yönü; işletme sırasında



Şekil 3. 1. Büyükbalkır ocağı şematik krokisi.

cevherin alınması nedeni ile tam olarak tespit edilememiştir. Yankayaç dunitin kırık ve çatlaklarında ikincil silis oluşumları yanısıra serpantin lif ve iğnecikleri ile manyezit oluşumları oldukça yaygındır. Çok yaygın olmamakla beraber masif cevher örnekleri üzerinde uvarovit ve kemererit sıvanımlarının varlığı dikkati çekmektedir.

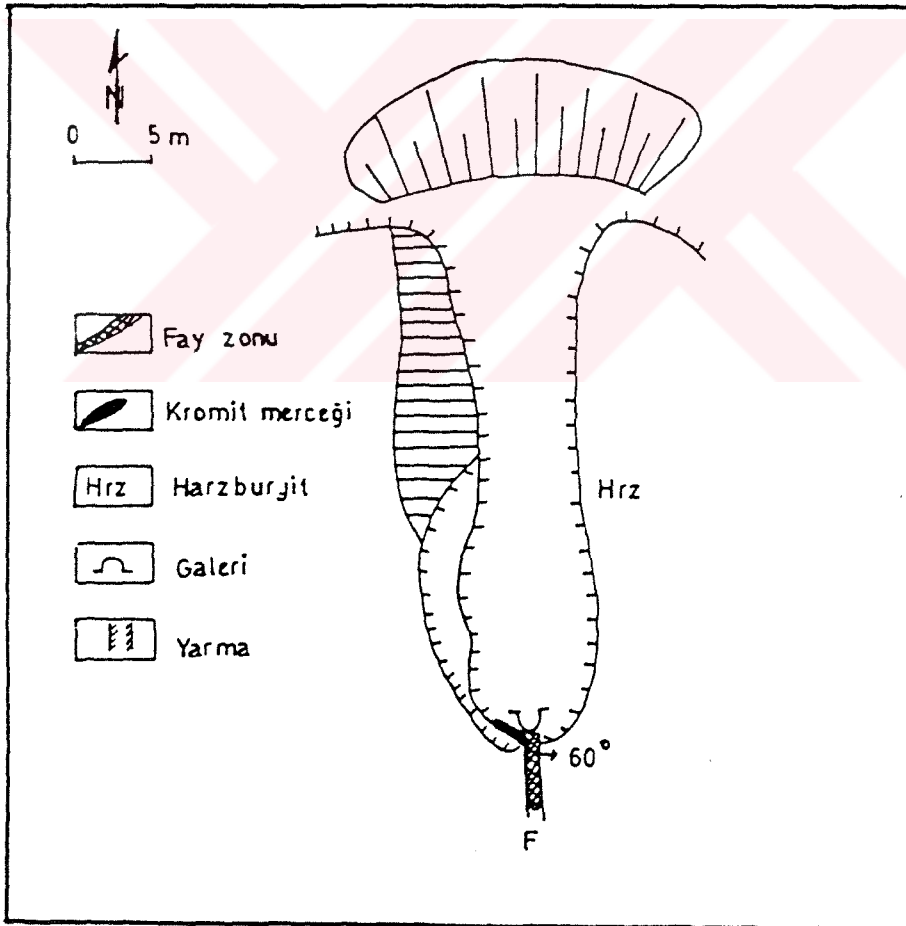
Büyükbalkır ocağında işletmeye ne zaman başlandığı hususu tam olarak bilinmemekle beraber, mevcut bilgilere göre 1950'li yıllarda üretime açıldığı kabul edilmektedir. O yıllardan günümüze kadar, krom piyasalarındaki dalgalanmalara paralel olarak aralıklı olarak ve işletme el değiştirerek çalışmalar yürütülmüş, ancak 1992 yılından itibaren çalışmalar tekrar durdurulmuştur. Büyükbalkır, Küçükbalkır 1 ve Küçükbalkır 2 ocaklarından tahminen 60 bin ton cevher alınmıştır.

3.1.2. Küçükbalkır 1 ocağı

Küçükbalkır 1 ocağı, Büyükbalkır ocağının 250 m güneyinde açılmıştır(Ek 1). Yaklaşık 40 m uzunluğunda kuzey-güney yönünde bir yarma yapılarak başlanılan ocak, daha sonra galeri yapılarak devam etmiştir. Yarma ve galeri; kuzey-güney doğrultulu ve 60° ile doğuya eğimli fay zonu içindedir(Şekil 3. 2). Fay zonunda oldukça ezikli ve parçalanmış masif ve saçılımlı cevher yer almaktadır. Fayın yükselen bloğunda 2-3 m genişliğinde saçılımlı cevher kütlesi bulunmaktadır. Bu fay muhtemelen Büyükbalkır ocağındaki fayın devamı niteliğindedir. İki ocak arasındaki toprak örtüsü ve serpantinleşme nedeniyle yüzeyde izlenemeyen fayın her iki ocaktaki konumu, bunların aynı fay olabileceği fikrini doğrulamaktadır. Yaklaşık 1 m'lik bir fay zonunda açılan galeride

zaman zaman çökmeler olması nedeniyle çalışmalar, açık işletme yöntemiyle sürdürülmüştür. Ocakta diyabaz daykları çevresinde, kırık ve çatlaklarda bol miktarda bulunan serpantin mineralleri yanısıra, talk ve manyezit damarcıkları da sık sık gözlenmektedir.

Ocaktan çıkarılan masif cevherin tenörü; % 45-52, saçılımlı cevherin tenörü ise % 25-35 arasında değişmektedir. Masif cevher örneklerindeki kromit kristalleri oldukça küçük ve sıkça kenetlenmiştir. Buna karşılık saçılımlı cevherin taneleri, daha iri ve düzenli-özşekilli olarak yığılmışlardır.

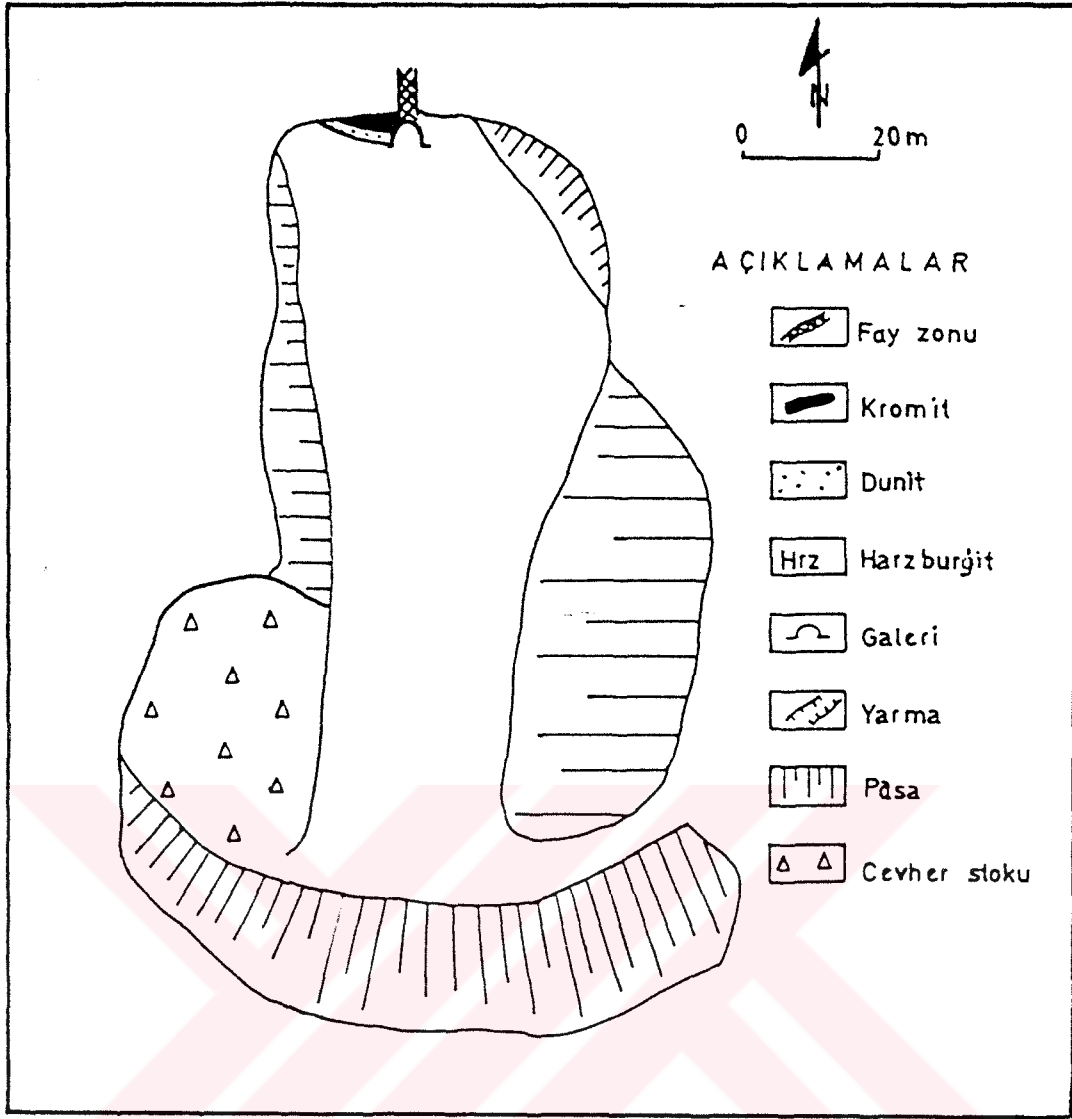


Şekil 3. 2. Küçükbalçır 1 ocağı'nın şematik krokisi.

3.1.3. Küçükbalkır 2 ocağı

Bu ocak, Küçükbalkır 1 ocağının 200 m kadar güneybatısında yer alır (Ek 1). Ocak, Büyükbalkır ocağı'ndan gelip Küçükbalkır 1 ocağı'na da kat ederek geçen fayın uzantısında, önce kuzey-güney yönünde 50 m uzunluğa ulaşan bir yarma, daha sonra galeri şeklinde açılmıştır. Yarmanın kuzey ucunda galeri yapılarak arama ve işletme faaliyetine devam edilmiştir (Şekil 3. 3). Fayın yükselen bloğunda yarma kenarlarında saçılımlı tip cevher hakim iken, fay zonunda bantlı cevher ve az miktarda masif cevher bulunmaktadır. Yaklaşık 1 m kalınlık arzeden fay zonunda açılan galeri terk edilmiş olduğundan, galerinin boyutları ve cevherleşme hakkında fazla bilgi edinilememiştir. Ancak, stok cevherler üzerinde yapılan gözlemlere dayanılarak ocakta bantlı cevher yapısının hakim olduğu sonucuna varılmıştır. Söz konusu cevher bantlarının kalınlığı 1 mm ile 30 cm arasında değişmektedir. Bantlar, kromit kristallerinin değişik seviyelerde farklı miktarlarda birikiminden ileri gelmektedir. Bazı bantlar yankayaç içerisinde oldukça seyrek serpilmiş kromitlerden oluşmalarına karşılık, bazı bantlar masif bir yapıya sahiptir. Bantlar arasındaki sınırların oldukça keskin ve düzgün olarak gelişmiş olmasına rağmen, bantın uzanımı yönünde herhangi bir konsantrasyon değişimi belirlenememiştir.

Bazen küçük çaplı mikro faylarla atıma uğradığı gözlenen kromit bantları yer yer kamalanarak sona ererler. Son zamanlarda işletme faaliyeti durdurulan bu ocağın, cevher tenörü saçılımlı cevherde %35-40, masif cevherde %48-52 Cr_2O_3 ' tür.



Şekil 3. 3 Küçükbalırcı 2 ocağı'nın şematik krokisi.

T.C. TÜRKİYE ÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

3.1.4. Kocamaden ocakları

Ocaklar, Aksankürü Tepe'nin 1,5 km güneydoğusundadır(Ek 1).. Burada iki kuyudan cevher üretimi yapılmıştır. 1950'li yıllarda başladığı sanılan çalışmalara kuyu kazılarak başlanmış daha sonra cevhere ulaşıldığı yerde galeri açılarak devam edilmiştir. Yaklaşık 20 metrelik iki kuyu açılarak yapılan çalışmalar, iki katta açılan galerilerle desteklenmiş ve üretilen cevherler, asansörler yardımı ile dışarı alınmışlardır.

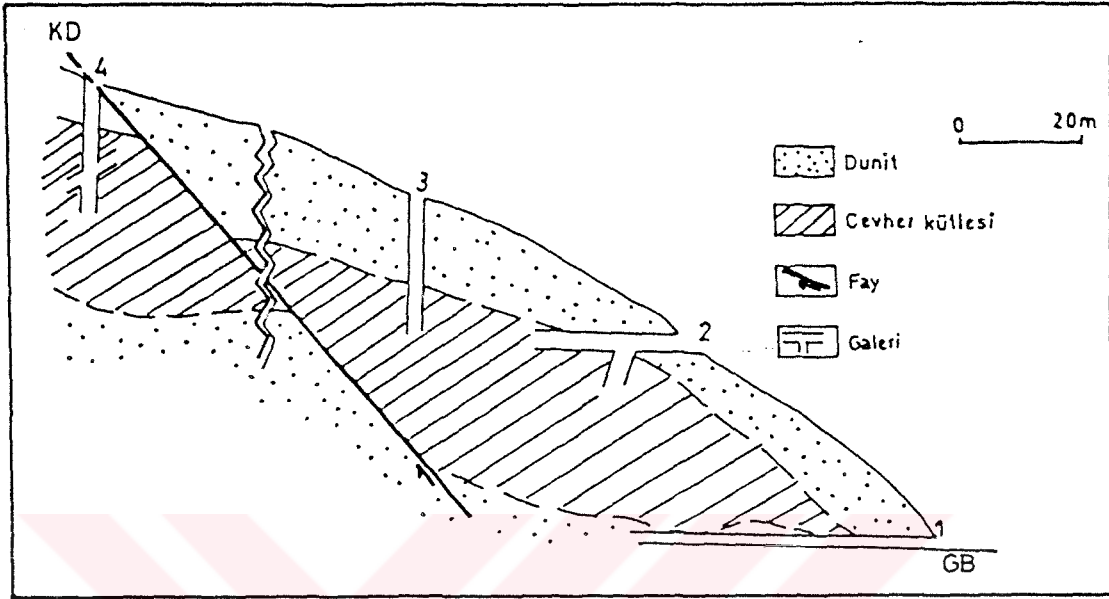
Kuzeybatı-güneydoğu yönlü bir fayın, sağ yönlü ikincil bir fayla kesilmiş güney bloğu üzerinde fay zonu ve fay bloklarında üretim yapılmıştır. Üretilen cevherin büyük çoğunluğu; saçılımlı karakterde olup, çok az masif cevher gözlenebilmiştir.

Aksankürü Tepe ve civarındaki Büyükbalkır, Küçükbalkır 1 ve 2 ile Kocamaden ocaklarındaki üretimler; tamamen fay zonlarında veya fayların yükselen bloklarındaki kromit merceklerinde gerçekleştirilmiştir. Fayların düşen bloklarındaki cevherin devamı olan parçalara inilememiştir.

3.1.5. Kocayanık ocakları

Kocayanık ocakları, Gedikağılı Tepe'nin kuzeybatısında yer alır (Ek 1). Burada dört farklı kotta açılan galerilerle işletme yapılmıştır (Şekil 3.4).

K 80° D/70° GD konumlu bir fayla ilişkili olarak üst kotlarda yüzeyleyen cevher, alt kotlarda K 70° D yönlü bir galeri ile takip edilmiştir. Galeri, yaklaşık 50 m aynı yönde izlenmiş, ancak terkedilmiş olması ve yer yer göçmeler sebebi ile devamlılığı araştırılamamıştır. Galeri kenarlarında ve tavan kesimlerinde saçılımlı ve masif cevher oluşumları gözlenmiştir. Cevherin askıda kaldığı anlaşılınca, 50 m kadar kuzeydoğuda, üst kotlarda yeni bir işletme daha yapılmıştır. Buradaki galeri, K 85° D yönlü olup, 7-8 m sonra kuzeye doğru uzanmaktadır. Bu galerinin yine üst kotlarında yaklaşık 60 m ilerisinde bir kuyu ile başlanan çalışmalara galeri ile devam edilmiştir. Ancak, buradaki çalışmalar, kuyunun ve galerinin göçmesi nedeniyle arzu edilen



Şekil 3. 4. Kocayanık ocaklarının krokisi.

seviyede gerçekleşmemiştir. Bu üç ocaktan biraz daha uzakta ve onlara göre yaklaşık 150 m uzakta ve üst kotlarda 3-4 m genişliğinde, 15-20 m uzunluğunda, ve 10 m boyunda açılan bir kuyu "4. ocak" olarak adlandırılmıştır. Kuyu içinde üst kotlarda kuzeye , daha derin kotlarda güney yönünde galeriler açılarak cevher üretimi yapılmıştır. Açılan ilk üç ocakla fayın düşen bloğundaki cevher, 4. ocakla ise fayın yükselen bloğundaki cevherin alınması sağlanmıştır. Kocayanık ocaklarında cevherleşmenin kuzeydoğu-güneybatı yönlü olduğu anlaşılmaktadır. Yörede masif ve saçılımlı tip cevher hakimdir. Fay zonunda her iki tip cevherin parçaları karışmış olarak gözlenmektedir. Bu fayın, cevher kütesinin bulunmasında ve takibinde büyük kolaylık sağladığı anlaşılmaktadır.

3.1.6. Topdüşen Tepe ocakları

Ocaklar, Topdüşen Tepe'nin doğusunda ve batısında üç yarmadan ibarettir. Burlardan doğudaki ocak en eski ocak olup, açık işletme şeklinde çalışmalar sürdürülmüş, daha sonraları kuzeybatıya doğru genişletilmiştir. Ocağın bu yöndeki uzunluğu yaklaşık 50 m, genişliği 20 m, derinliği ise 10 m civarındadır. Ocağın, yer yer çevre kayaç parçaları tarafından dolması nedeniyle cevherin, derine doğru gidişi net olarak izlenememektedir. Yarma kenarlarından izlenebildiği kadarıyla, cevher dunitik bir kılıf içerisinde, KB-GD doğrultulu ve 40° ile GB ya eğimli olan bandlanmalara uyumlu olarak bulunur. Yatak ve çevresinde atımı fazla büyük olmayan faylar dikkati çekmektedir. Faylanma nedeniyle oldukça kırıklı ve ezikli bir durumda olan yankayaç ileri derecede serpantinleşmiştir. Kırık ve çatlaklarda yoğun olarak talk ve manyezit oluşumları ile birlikte ikincil kuvars ve karbonat mineralleri gözlenir. Ocağın etrafında cevherleşmeyi kesen diyabaz daykları da çok fazladır. Cevherleşme, ocağın doğusunda saçılımlı tipte gelişmesine karşılık, batıya doğru ve cevher merceğinin iç kısmına doğru masif karakter kazanmaktadır. Ocakta hakim olan cevher tipi; saçılımlı cevherdir. Yankayaca doğru azalan kromit konsantrasyonu cevherin iç kesimlerine yaklaştıkça artmakta ve nihayet masif cevher kütesine dönüşmektedir. Saçılımlı kromitler, iri ve özşekilli, masif olanlar ise çok ince tanelidir.

Ocaktaki çalışmalara ne zaman başladığı tam olarak bilinmemekle beraber, 1950' li yılların sonlarında başladığı, aralıklarla günümüze kadar devam ettiği anlaşılmaktadır.

3.1.7. Karadoru ocakları

Karadoru ocakları, Karadoru Tepe'nin kuzeydoğusunda 500 m'lik bir hat üzerinde aralıklarla açılmış dört yarmadan oluşmaktadır(Ek 1).

Birinci yarma; doğudan batıya doğru yaklaşık 20 m uzunluğunda, 3 m genişliğinde ve 1-4 m yüksekliğinde açılmıştır(Şekil 3. 5). Yarmanın girişten itibaren 5. metresinde, bir metrelik bir zonda bandlı cevher bulunmaktadır. Cevherli zondaki bandların kalınlığı 2 cm ile 30 cm arasında değişmektedir. Bandların kromit konsantrasyonu oldukça azdır. Cevherli zon K45°B/40°GB konumunda olup, yaklaşık 0,5 m kalınlığında serpantinleşmiş dunitik bir kılıfla kuşatılmıştır. Yarmanın 10. metresinde yine aynı konumlu 0.5 m'lik bir bandlı cevher zonu bulunmaktadır. Kuzey ucunda 10 m kadar kuzey-güney yönünde genişletilen yarmanın derinliği de 4 m 'ye ulaşır. Bu kesimde yine aynı konumlu 2 m uzunluğunda, 1 m genişliğinde masif kromit merceği yer alır. Merceğin etrafında çok seyrek saçılmış cevher bulunur. Yarmadaki masif cevher merceğinin büyük bölümü alınmıştır. Saçılımlı zon içerisinde sıkça 5-10 cm büyüklüğünde masif mercekler gözlenmektedir.

Birinci yarmanın yaklaşık 150 m kuzeybatısında yer alan ve K 45 B yönünde açılan ikinci yarma, 40 m uzunluğundadır. Cevherleşmeye paralel olarak açılan bu yarmanın kenarlarında ve aynasında bandlı cevher oluşumları yer alır. Burada seyrek saçılımlı olan bandlı cevherin tenörü değişkendir. Cevherli zondaki ve çevresindeki dunitler, oldukça fazla parçalanmış ve serpantinleşmişlerdir. Kırık ve çatlaklarda yeşil renkli iğnemsî serpantin mineralleri, çok ince kılcal

damarlar şeklinde manyezit ve talk oluşumları ile ikincil karbonat ve kuvarslar izlenir.

Üçüncü yarma da ikinci yarmanın yaklaşık 150 m kuzeybatısında yer alır. İlk ikisine göre daha küçük boyutlu açılan bu yarmada da diğer yarmalardaki benzer özellikler gözlenmiştir. Bandlı karakterli cevherleşme 1 m'lik bir zonda yarma aynasında izlenir. Dördüncü yarma bu hattın en kuzeybatısında ve üçüncü yarmanın 100 m kuzeybatısında bulunur. Kuzeybatı yönünde yaklaşık 15 m uzunluğunda açılan yarmanın kenarlarında ve aynasında oldukça seyrek saçılmış cevher oluşumları vardır. Cevherli kesim, serpantinleşmiş dunitik kayalarla sınırlanmıştır.

3.1.8. Süngülü ocakları

Ocaklar, Süngülü mevkinin doğusunda birincisi ikincisine göre daha kuzeyde yer alan iki yarmadan ibarettir (Ek 1).

İlk yarmanın yaklaşık uzunluğu 30 m, genişliği 5 m ve yüksekliği 2 m'dir. Yarma aynasında yaklaşık 2 m uzunluğunda saçılımlı cevher oluşumları gözlenir. Saçılımlı cevher, merceğin çekirdeğinde masif karektere geçiş gösterir. Cevherleşmenin konumu, çevre kayadaki foliasyon düzlemlerine yaklaşık paralel olarak $K79^{\circ}B/35^{\circ}GB$ 'ya dır. Yarmadaki ve çevredeki yankayaçları kesen diyabaz daykları oldukça yaygındır.

Saçılımlı cevherdeki kromit kristalleri çok düzgün ve boyutları 1-2 mm arasında değişmektedir. Masif cevher, oldukça ince tanelerden ibaret

olup, çok az miktarda gang bulundurur. Makroskopik olarak taneler arası ilişkinin ne şekilde olduğu tespit edilememekle beraber, mikroskopta tanelerin çok sık ve çatlaklı olduğu, boşluk ve çatlaklarının serpantinle doldurulduğu belirlenmiştir. Yankayaç çatlaklarında serpantin, talk ve manyezit gibi ikincil mineraller oluşmuştur.

İkinci yarma, birincisine göre 200 m daha güneyde açılmıştır. 20 m uzunluğunda güneye doğru açılan yarmanın girişinde K15°B/40°GB konumlu eğim atımlı normal bir fay bulunur. Kromit merceği; yarmanın güney ucunda 50 cm uzunluğunda, 30 cm genişliğinde masif karakterlidir. Cevher merceğinin konumu K65°B/60°GB` ya doğru olup, yankayacın bandlanması ile uyumluluk gösterir. Birbirinin devamı şeklinde olan bu yarmalardaki cevherleşme, çok küçük çaplı ve oldukça düşük tenörlü olduğu için kısa zamanda fazla bir üretim yapılamadan terk edilmiştir. Ancak, cevherleşme derine doğru devam etmekte olduğu hususu dikkate alınırsa bu yöredeki çalışmalara ağırlık verilmesi halinde olumlu sonuçlar alınabileceği kanaatine varılmıştır.

3.1.9. Harımlı ocakları

Harımlı ocakları, Harımlı Mevkii'nin doğu ve kuzeydoğusunda bulunan üç büyük ocaktan ibarettir(Ek 1).

Birinci ocak, diğer ikisine göre daha doğuda olup, K65°D yönünde yaklaşık 60 m açıldıktan sonra 20 m kuzeye 10 m doğuya ilerlemiştir. Yarmanın kuzey ucunda K30°D/80°KB konumlu bir fay bulunmaktadır. Yarma burada faya paralel bir galeriye dönüştürülmüştür. Yarma tamamı altere olmuş ve serpantinleşmiş dunitik kayalar içerisinde açılmıştır..

Yarma kenarları, girişten itibaren bol çatlaklı ve kırıklıdır. Kırıklar arasında iri serpantin lifleri ince manyezit ve talk damarcıkları gözlenmektedir. Yarmanın kuzey kolu tamamen ezik zonda açılmıştır. Ezik zon kiremit kırmızısı renginde, yankayaç, saçılımlı ve masif cevher parçaları bulundurur. Fay zonunda açılan galeri, yaklaşık 30° eğimle kuzeye doğru devam etmektedir. Terkedilmiş olması ve yer yer göçmeler nedeniyle galeri içerisinde detay çalışmalar yapılamamıştır. Ancak, gerek yarmanın ve galerinin büyüklüğü, gerekse stok sahasının genişliği ve stok sahasında kalan cevher miktarı dikkate alındığında buradan büyük çaplı bir üretim yapıldığı düşünülebilir. İncelenen artık stok cevher parçalarından hareketle burada masif ve saçılımlı cevher üretildiği anlaşılmaktadır. Saçılımlı cevherin kromit içeriği çok değişkendir. Masif cevherde gang oranı oldukça az olup, taneler iri ve düzgündür. Masif cevher örneklerindeki çatlaklarda ikincil süreçlerle oluşmuş uvarovit, kalsit ve kuvars oluşumları yaygındır.

İkinci ocak, birincisinden yaklaşık 100 m batıda bulunmaktadır. Yarma; kuzeye doğru 20 m açıldıktan sonra doğu ve batıya doğru genişletilmiştir. Yarmanın doğu kenarında yaklaşık 1 m'lik bir kalınlık gösteren saçılımlı cevher seviyesi; kuzeybatı yönünde uzanmakta ve 80° ile güneybatıya dalmaktadır. Cevher kütlesi, yarmanın kuzey ucunda kuzeydoğu yönlü küçük bir fayla ötelenmiştir.

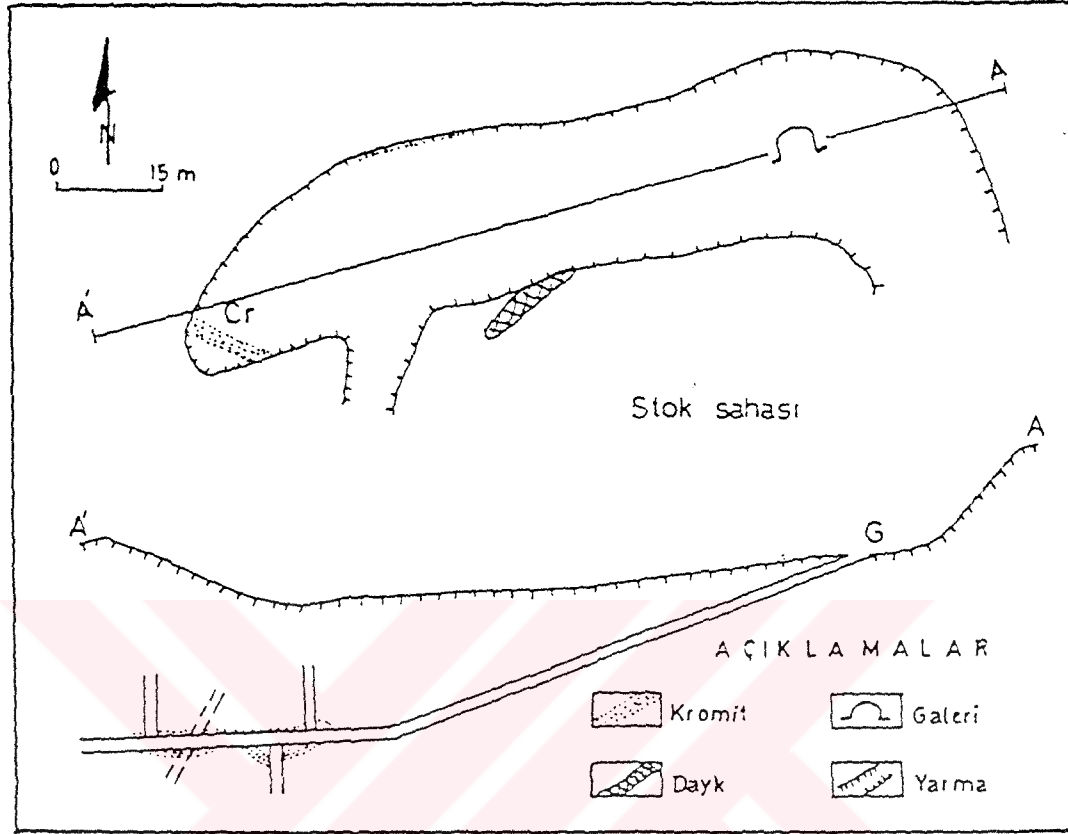
En kuzeydeki üçüncü yarma; doğu-batı yönlü olup, ikinci ocaktaki cevherin devamının araştırılması niteliğinde açılmıştır. İkinci ocaktaki cevherleşme ile ayrı özelliklere sahiptir. Ancak, burada cevherli zonun kalınlığı 0.5 m'ye düşmüştür.

Yöredeki ocakların en eski ve en büyüğünü temsil eden bu ocaklarda 1980'li yılların sonlarına doğru arama ve üretim faaliyetlerine son verilmiştir.

3.1.10. Ahmetali ocağı

Ocak, Ahmetali Tepe'nin sırtlarında bu tepenin zirvesinin yaklaşık 450 m kuzeydoğusunda bulunmaktadır(Ek 1).

Ocak, kuzeydoğudan güneybatıya doğru yaklaşık 60 m uzunlukta açılmıştır (Şekil 3.6). Cevherin derine doğru devam ettiği anlaşılınca yarma içerisinde aynı yönde galeri çalışmalarına geçilmiştir. Yarmanın kuzeybatı ucunda yaklaşık 1 m genişliğinde saçılımlı cevher zonu bulunur. N 40° B doğrultusunda izlenen bu cevher zonu yaklaşık dik bir konuma sahiptir. Yarmanın kuzeybatı kenarında kesikli olarak saçılımlı cevher kalıntıları kalmıştır. Kuzeydoğu kenarında ise serpantinleşmiş dunitik kayalar, diyabaz daykları tarafından kesilmiştir. Dayk çevresindeki yankayaç; yeşil renkli serpentine, dayk ise rodonjitleşerek beyaz bir renge bürünmüştür. Yarmaya paralel yönde yaklaşık 25° eğim ile açılan galeri; hemen hemen 50 m sürüldükten sonra, yatay olarak 40 m devam etmektedir. Bu mesafe içerisinde galeri; sağa, sola ve yukarıya doğru yapılan çalışmalarla genişletilmiştir. Galerinin bu kesiminden önemli miktarda masif cevher üretildiği anlaşılmaktadır. Masif cevherin oldukça az gang bulundurduğu ve küçük tanelerden oluştuğu gözlenmiştir. Saçılımlı cevher, oldukça seyrek ve iri kromit kristallerinden meydana gelmiştir.

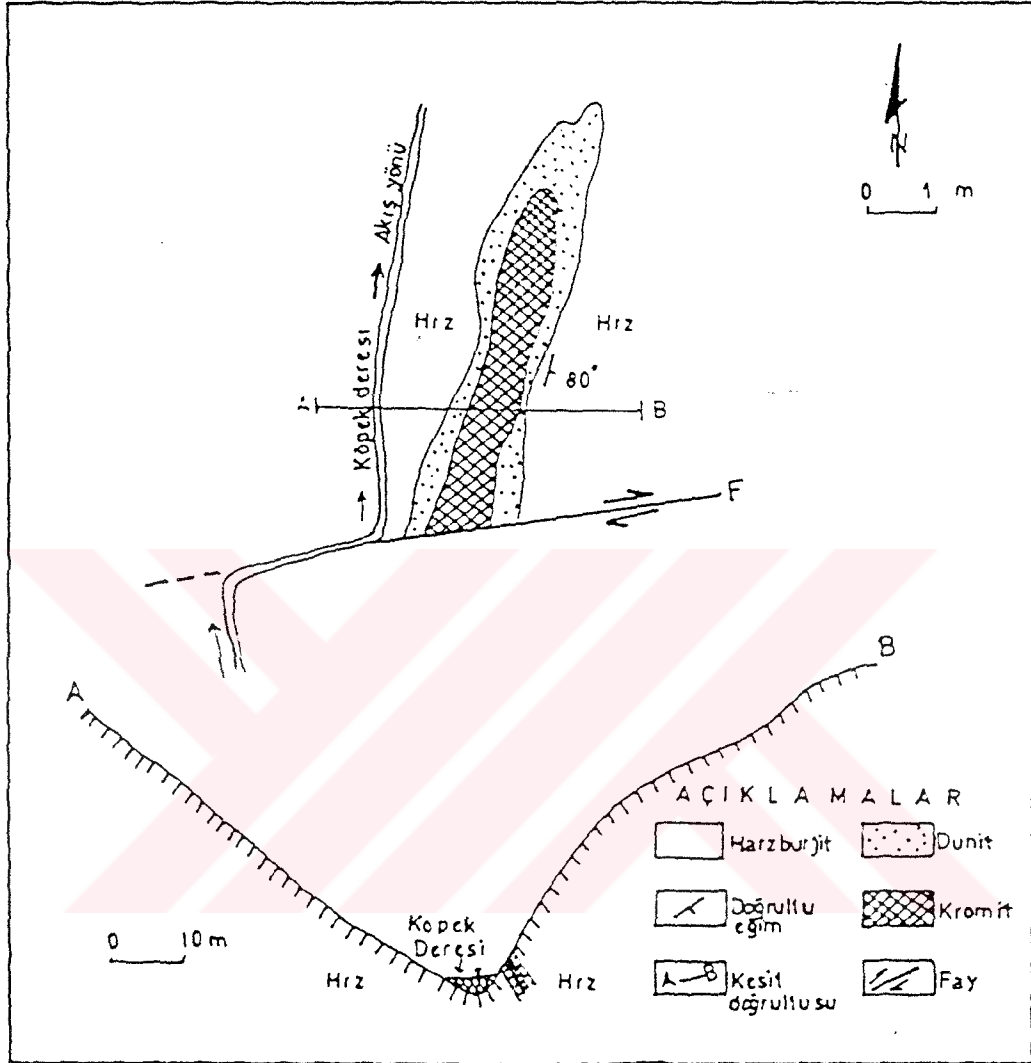


Şekil 3. 6. Ahmetali ocağı krokisi

3.1.11. Büyükkırtıllı zuhuru

Zuhur, Büyükkırtıllı Tepe'nin 750 m kuzeydoğusunda Köpek Deresi içerisinde bulunmaktadır(Ek 1).

Dere içerisinde $K10^{\circ}D/80^{\circ}GB$ konumunda, 50 m uzunluğunda yaklaşık 1 m genişliğinde bir hat boyunca devam etmektedir. Cevherli zonun güneyi, $K80^{\circ}D$ yönlü bir fayla sınırlıdır. Kuzey ucu ise kamalanarak sona ermektedir(Şekil 3. 7). Cevher, serpantinleşmiş küçük bir dunitik kılıfla kuşatılmıştır.



Şekil 3. 7. Büyükkırtılıl zuhurunun kesiti.

Buradaki cevher bandlı tipte, 2-3 cm'den 30-40 cm kalınlığa erişen bandlar şeklindedir. Kromitli bandlar genellikle masif özelliktedir. Kromitçe çok daha fakir dunit bandları da %5-10 kromit içerirler. Bandlanma bu iki farklı cevher konsantrasyonunun ard arda gelmesi ile oluşmuştur. Bandların sınırları keskin olmakla beraber, özellikle alt

sınırlar düzgün değildir. Alt sınırlarda çökme yapılarını andıran yapılar ortaya çıkmıştır. Yanal yönde dikkatlice incelendiğinde, bandlardan bir kısmının kamalandığı, bir kısmının ise çatallandığı görülür. Bandlar arasındaki geçişler oldukça keskin, fakat düzgün değildir. Özellikle masif bandların alt düzlemlerinde ortaya çıkan yapılar, alttaki steril bandlara doğru birkaç cm büyüklüğünde gelişmiştir. Bandlar, küçük çaplı sinüzoidal kıvrımların ve mikro fayların etkisi ile yer yer ötelenmişlerdir.

3.2. Cevher Tipleri - Özellikleri

İnceleme alanında bir çok kromit ocağında veya mostrasında değişik tipli kromit cevheri gözlenmiştir. Bunlar masif, saçılımlı, bantlı ve nodüler cevherlerdir. Masif ve saçılımlı tip cevhere her yerde rastlanmasına karşılık, bantlı ve nodüler cevherlerin yayılımı oldukça sınırlıdır. Bir ocakta veya mostrada belirtilen cevher tiplerinin hepsini birlikte görmek oldukça güçtür. Ancak, en az bir veya iki tip kromit cevheri sıkça gözlenmektedir. Kromitin bulunuşu ve kökeninin aydınlatılmasında kolaylık sağlaması açısından, yukarıda belirtilen cevher tiplerinin makroskopik ve mikroskopik özellikleri ayrı ayrı ele alınarak incelenmiştir.

3. 2.1. Saçılımlı cevher

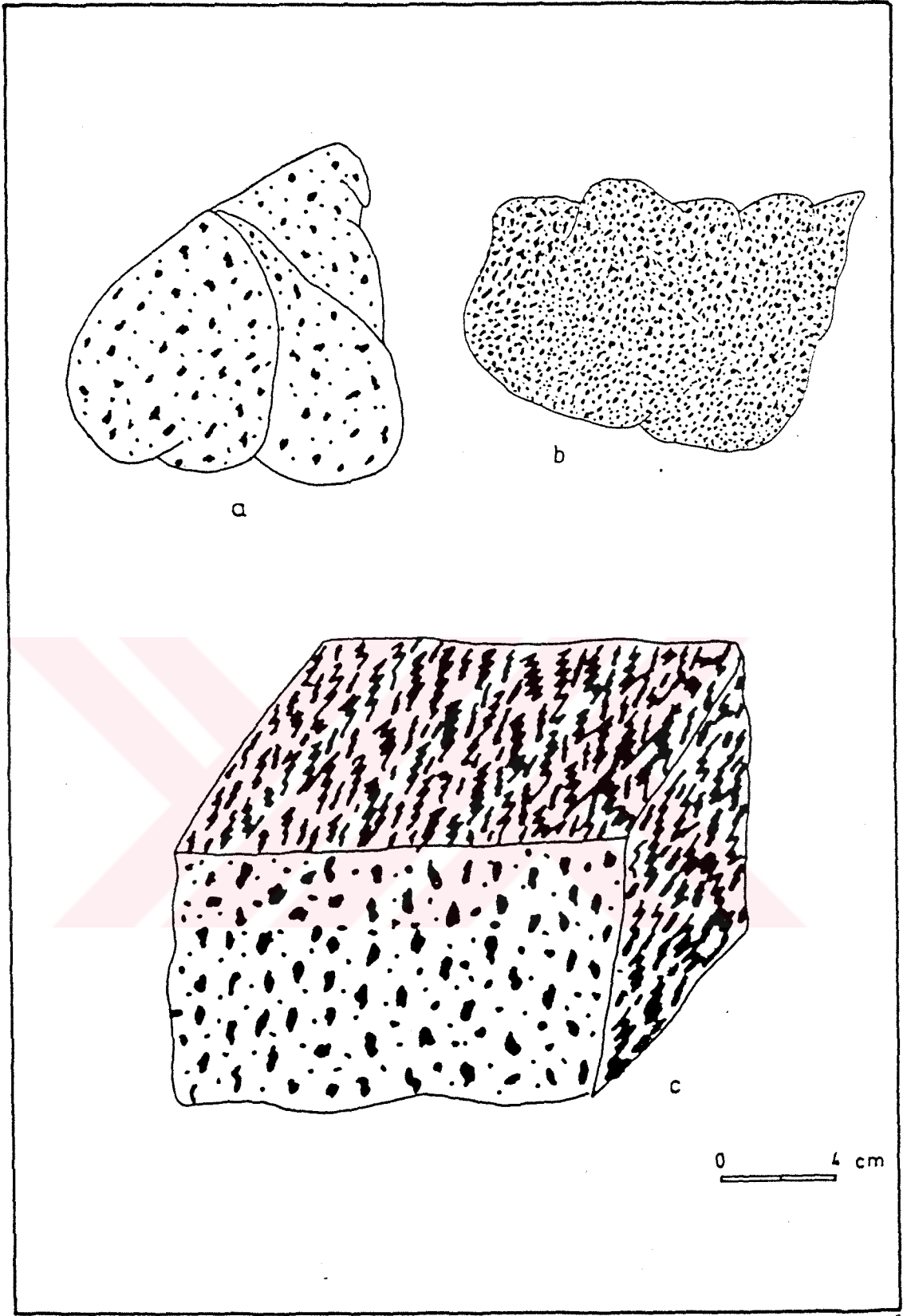
Saçılımlı cevherler, Yeşilova civarındaki tüm ocak ve mostralarda en çok gözlenen cevher tipidir. Genel olarak kromit merceklerinin en dış kesiminde, yankayaç dunit ile kromit merceğinin çekirdeğini oluşturan

masif cevher arasında bulunur. Yankayaca göre daha fazla, masif cevhere göre ise çok az kromit bulundurması ile kolayca ayrılabilir. Bazı ocaklarda ise masif cevherden bağımsız olarak gelişmiştir. Çoğunlukla, ocaklardaki saçılımlı cevher tipleri; farklı miktarlarda kromit konsantrasyonuna sahiptir. Yankayaç içerisindeki kromit mineralleri; bazen oldukça seyrek, bazen de sık bir şekilde gelişmişlerdir. Saçılımlı kromitler, nadir olarak belirli yönlerde bir çizgisellik kazanmışlardır. Çizgisellik, kromit kristallerinin henüz plastik halde maruz kaldıkları basınç ve gerilmeler sebebiyle belirli yönlerde uzamaları sonucunda ortaya çıkmışlardır(Şekil 3. 8).

3.2.2. Masif cevher

Çalışma alanında saçılımlı cevherden sonra en bol bulunan cevher tipidir. Genel olarak kromit merceğinin merkezi kesimlerinde daha düşük tenörlü cevher tipleri tarafından kuşatılmış olarak bulunur.. El örneği boyutunda çok az miktarda gang içeren masif cevherlerde tanelerin bazen çok küçük ve sıkı olarak kenetlenmesiyle bazen de iri ve çok düzgün oluşu ile karakteristiktir. İkincil kromit minerali olan uvarovit ve kemererit oluşumları yaygındır. İkincil süreçlerle oluşan bu mineraller; kırık ve çatlak yüzeylerinde sıvanımlar bazen de iri çubuklar şeklindedir. Bu minerallere diğer tip cevherlerde rastlanamamıştır.

Tektonik etkiler sonucunda masif kütlelerde kromit kristalleri parçalanmış ve ilksel şekillerini kaybetmişlerdir(Şekil 3. 9). Çatlaklar arası serpantinleşmiş olivinlerce doldurulmuştur. Minerallerdeki kırık ve çatlaklar, çoğunlukla belirli bir sistematik dahilinde gelişmemesine rağmen bazen de uzamış yassılaştırmış kromit tanelerinin uzun



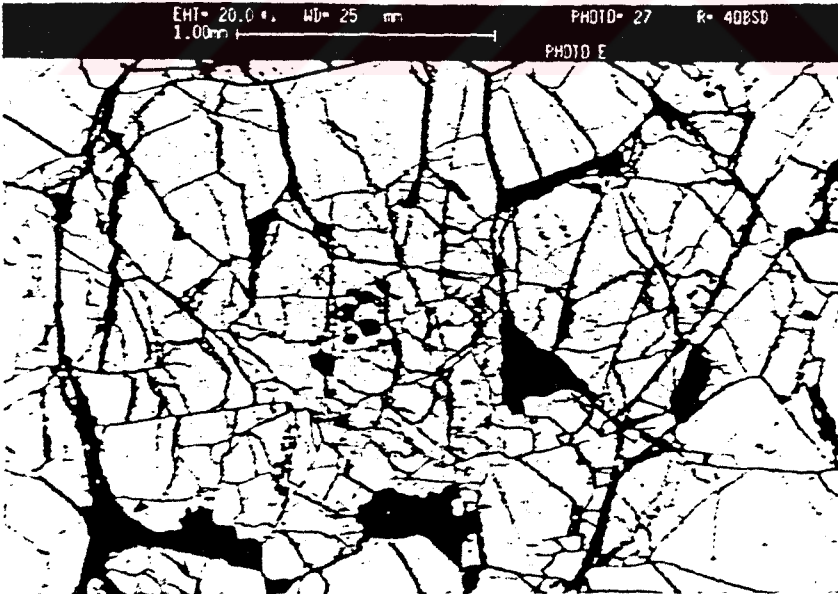
Şekil 3. 8. Seyrek saçılımlı(a), sık saçılımlı(b) ve yönlenmiş(c) kromit cevher oluşumları.

eksenlerine dik, ya da dike yakın gelişerek (pull-apart) belirli bir çatlak sistematiği oluşmuştur. Masif cevher örnekleri üzerinde yapılan mikrosonda çalışmalarında, onların herhangi bir element zonlanması göstermediği anlaşılmıştır.

3.2.3. Bandlı cevher

Bandlı kromit cevherlerini Aksankürü Tepe civarındaki ocaklarda ve Köpek Deresi içerisindeki mostrada oldukça iyi ve değişik özellikleri ile gözlemek mümkündür.

Bu tip cevherler, kalınlıkları 0.5 cm'den 50 cm'ye kadar değişen cevherli seviyelerin ritmik olarak ardalanma göstermesiyle ortaya çıkarlar. Band kalınlıkları oldukça değişken olan bu cevherlerde, bandların kromit içerikleri de oldukça değişkendir. Masif karakterli bir



Şekil 3. 9. Masif kromit cevherlerinde tektonizma etkileri sonucu parçalanmış kromit taneleri(beyaz) ve serpantin(Siyah) ile doldurulmuş boşluklar. (Büyükbalkır ocağı, elektron mikroskop)

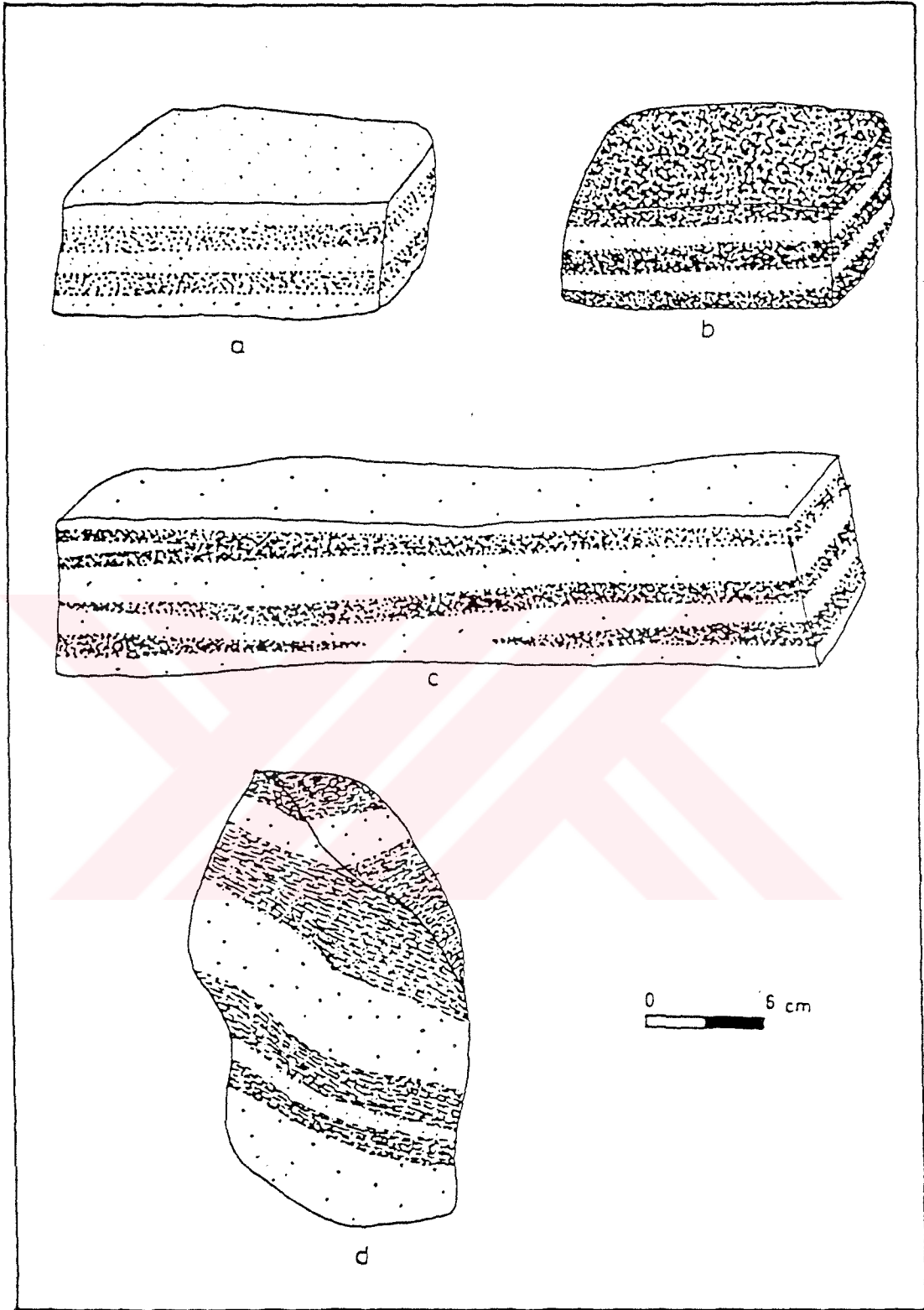
banddan sonra saçılımlı bir band onu takip edebilir. Ya da iki farklı kromit birikimine sahip seviyeler peşpeşe birbirini izleyebilirler. Bandlı yapıları kromitlerde, kromitce daha steril olan seviyeler bile dunitlerin ortalama kromit içeriklerinden fazla kromit bulundurulur. Bir tek bandda kromit konsantrasyonu alttan üstte doğru fazla miktarda değişmemesine karşılık, bandların tümüne dik kesitlerde bir banddan diğerine belirgin bir kromit konsantrasyon değişimi göze çarpar. Sınırlar oldukça keskindir(Şekil 3. 10). Bandlar yanal yönde kromit içeriği açısından farklılık göstermezler, ancak kromitli zonun sonunda tedricen dunitte geçiş gösterirler. Bandlarda kamalanma ve çatallanmalara da sık sık rastlanır.

Köpek Deresi içerisindeki bandlı kromitlerde, bandlar diğer yerlerdekinden daha düzensiz bir görünüme sahiptir. Burada bandları ayıran sınır, çok belirgin olmakla beraber düzgün değildir. Bandların alt yüzeylerinde çok sayıda yük kalıplarını andıran yapılar gözlenmektedir. Ayrıca buradaki cevherleşmelerde küçük çaplı sinüsoidal kıvrımlar da yaygındır.

Bandlı cevherler gerek bandlanmaya dik yönde, gerekse paralel yönde saçılmış tip cevhere geçiş gösterirler. Bandlarda yer alan kromit kristalleri; öz ve yarıöz şekillidir.

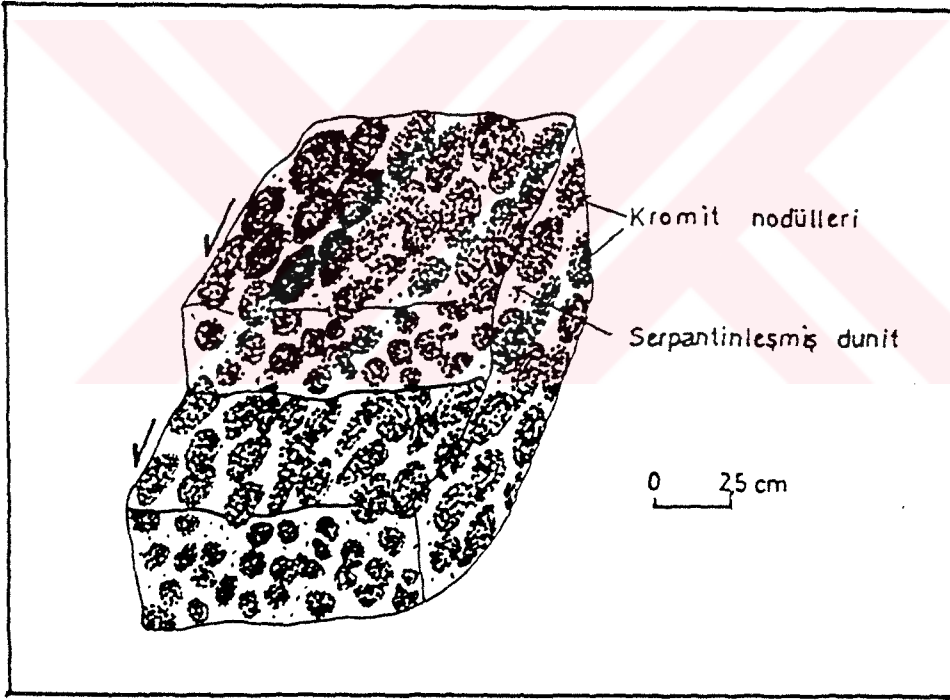
3.2.4. Nodüler cevher

Çalışma alanında nodüler cevherlere Gedikağılı Tepe, Topdüşen Tepe ve Aksankürü Tepe'deki ocaklarda az miktarda rastlanmıştır. Buralarda masif cevherin dış kenarında yer alır.



Şekil 3. 10. Saçılımlı bandlanma(a), masif bandlanma(b), kamalanma(c) ve kıvrımlanma(d) gösteren bantlı cevher oluşumları.

Alpin tip cevherler ile stratiform cevherler arasındaki en belirgin farklardan birisi de nodüler oluşumlardır. Bu tip oluşumlar, Yeşilova civarında 2 ile 4 cm büyüklüğünde küresel, ya da elipsoid nodüllerden oluşur. Bu cevherlerde elipsoidlerin uzun eksenleri birbirine paraleldir(Şekil 3. 11). Nodüller bazen o kadar sık olarak bir araya gelir ki cevher masif bir görünüm kazanır. Nodüllerin araları; serpantinleşmiş dunit ile kromitce zengin olan nodüllerin iç kesimlerinde ise mineraller arası ve mineral çatlakları serpantinle doldurulmuştur. Bu özelliği ile masif cevhere benzerlik gösterir.



Şekil 3. 11. Belirli yönde uzama gösteren nodüllerin oluşturduğu nodüler cevher tipi (uzama ok yönünde).

4. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

Yeşilova kromitlerine ait ana element analizlerini belirlemek amacıyla cevher örnekleri 0.375 gr 100 meşlik toz haline getirilmiş, daha sonra 2 gr'lık flaks ile karıştırıldıktan sonra 1000°C'lik fırında saf platinden yapılmış küçük kaplar içinde yaklaşık 30 dakika bekletilerek eritilmişlerdir. Cevher+lityum tetra borat karışımından oluşan bu eriyik, grafit levhalar üzerine dökülerek soğutulmuş ve "bead" adı verilen yuvarlak camı levhalar elde edilmiştir. Bu levhalar, daha sonra XRF cihazına yerleştirilmiş ve böylece ana element analizleri oksit cinsinden % ağırlık olarak okunmuştur. İz element analizleri için 6 gr 250 meşlik toz haline getirilmiş örnekler, 1 gr'lık reçine ile karıştırılmış ve bu karışım 23 ton/cm²'lik hidrolik basınç altında sertleştirilerek "pellet" adı verilen yaklaşık 3 cm çapında, 3 mm kalınlığında yuvarlak diskler elde edilmiştir. Diskler, ana element analizine benzer şekilde XRF aletine yerleştirilerek ppm cinsinden iz element okumaları yapılmıştır.

Kimyasal analizler, 9 cevher örneği üzerinde majör oksit, 8 örnek üzerinde ppm cinsinden iz element okuması biçiminde yapılmıştır. Majör oksitlerden Cr₂O₃ ve Fe₂O₃ ile FeO değerleri; yaş analiz yöntemi ile bulunmuştur. Kromitlere ait oksit miktarları ile hesaplanmış element içerikleri ve Cr/Fe, Cr/Al, Fe²⁺/Mg, Cr/Cr+Al, Cr/Cr+Al+Fe³⁺, Al/Cr+Al+Fe³⁺, Fe³⁺/Cr+Al+Fe³⁺, Fe²⁺/Fe²⁺+Mg ve Mg/Mg+Fe²⁺ oranları Tablo 4.1'de gösterilmiştir. Adı geçen tablodaki veriler kullanılarak hazırlanan çeşitli diyagram ve grafiklerle kromit yataklarının özellikleri araştırılmıştır. Tablo 4. 1'deki analizlerin ortalama değerleri, Türkiye'deki(Tablo 4. 2) ve Dünya'daki(Tablo 4. 3)

Tablo 4. 1. Yeşilova kromitlerinin kimyasal bileşimi(% oksit) ve hesaplanmış element miktarları.

	103	105	127	136	137	140	200	201	202	Ort.
Cr ₂ O ₃	46.08	38.53	41.50	51.12	48.10	57.65	52.75	49.00	52.46	49.67
Al ₂ O ₃	16.47	18.69	18.94	13.57	17.10	13.43	10.93	15.61	8.71	14.83
Fe ₂ O ₃	5.61	4.43	4.92	5.87	3.90	4.40	4.60	3.10	3.75	4.51
FeO	9.93	10.98	10.76	10.35	7.56	12.19	10.76	12.77	11.69	10.78
MgO	17.88	20.19	17.48	16.98	18.57	14.41	19.92	15.35	18.21	17.67
SiO ₂	3.80	7.38	6.56	4.07	4.40	1.82	5.82	4.32	4.56	4.78
TiO ₂	0.20	0.15	0.30	0.10	0.20	0.10	0.20	0.25	0.24	0.19
MnO	0.20	0.20	0.18	0.17	0.11	0.22	0.18	0.31	0.30	0.21
Cr	31.53	26.36	28.39	34.98	32.91	39.44	36.09	33.53	35.90	
Al	8.72	9.89	10.03	7.18	9.05	7.11	5.79	8.26	4.61	
Fe ⁺³	3.93	3.10	3.44	4.11	2.73	3.08	3.22	2.17	2.63	
Fe ⁺²	7.72	8.54	8.37	8.05	5.80	9.48	8.37	9.93	9.10	
Mg	10.73	12.11	10.49	10.19	11.14	8.65	11.95	9.21	10.92	
Fe _{top.}	11.65	11.64	11.81	12.16	8.53	12.56	11.59	12.10	11.73	
Cr/Fe _{top.}	2.71	2.26	2.40	2.88	3.85	3.14	3.11	2.77	3.06	
Cr/Cr+Al	0.78	0.73	0.74	0.83	0.78	0.84	0.86	0.80	0.90	
Cr/Cr+Al+Fe ⁺³	0.71	0.66	0.67	0.76	0.74	0.79	0.80	0.76	0.83	
Al/Cr+Al+Fe ⁺³	0.19	0.25	0.24	0.16	0.20	0.14	0.13	0.18	0.11	
Fe ⁺³ /Cr+Al+Fe ⁺³	0.09	0.08	0.08	0.09	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	
Fe ⁺² /Mg	0.72	0.70	0.79	0.79	0.52	1.09	0.70	1.08	0.83	
Fe ⁺² /Mg+Fe ⁺²	0.42	0.41	0.44	0.44	0.34	0.52	0.41	0.52	0.45	
Mg/Mg+Fe ⁺²	0.58	0.59	0.56	0.56	0.68	0.48	0.59	0.48	0.55	
Cr/Al	3.62	2.67	2.83	4.87	3.64	5.55	6.23	4.05	7.77	

103: Büyükbalkır, 105: Küçükbalkır 1, 127: Küçükbalkır 2, 136: Kocamaden, 137:Kocayanık, 140: topdüşen, 200: Karadoru, 201: Harımlı, 202: Ahmetali.

Tablo 4. 2. Yeşilova kromitlerinin Türkiye'nin diğer kromit yatakları ile kimyasal bileşimlerinin karşılaştırması(% ağırlık).

	1	2	3	4	5
Cr ₂ O ₃	49.67	60.65	56.18	58.40	48.02
Al ₂ O ₃	14.83	12.27	16.83	11.81	6.43
Fe ₂ O ₃	4.51	2.10	5.21	3.04	11.02*
FeO	10.78	13.78	11.46	11.91	
MgO	17.67	12.77	12.65	14.21	23.27
SiO ₂	4.78			0.04	10.86
TiO ₂	0.19		0.26	0.11	0.10
MnO	0.21			0.33	0.18
CaO			0.20	0.05	

* Toplam demir.

1. Yeşilova kromitleri (Bu çalışma)
2. Fethiye kromitleri (Paktuç ve Baysal, 1981)
3. Hatay Kızıldağ kromitleri (Aydın ve Erler, 1988)
4. Pozantı-Karsantı kromitleri (Anıl, 1990)
5. Yeşildağ (Beyşehir-Konya) kromitleri (Zedef ve diğ., 1994)

Tablo 4. 3. Yeşilova kromitlerinin kimyasal bileşiminin Dünya'nun diğer yerlerindeki kromit yataklarıyla karşılaştırılması(% ağırlık).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cr ₂ O ₃	49.67	52.91	39.95	54.95	52.17	57.52	58.40	49.50	46.44	55.93	38.66	57.73	48.80
Al ₂ O ₃	14.83	18.43	26.50	13.55	15.77	12.05	12.20	9.50	16.78	13.08	28.75	12.88	14.10
Fe ₂ O ₃	4.51	2.11	3.30	4.35	2.77	ay	ay	ay	3.24	3.51	3.45	2.37	ay
Fe*	10.76	10.27	11.75	14.50	10.90	17.02*	17.78*	14.50	12.77	12.60	11.73	13.01	24.50*
MgO	17.67	16.11	15.60	12.95	15.08	13.08	14.35	16.20	15.09	13.68	16.42	13.49	10.20
SiO ₂	4.78	0.06	kmd	kmd	0.73	0.08	0.11	3.50	17.00	kmd	0.52	0.07	kmd
TiO ₂	0.19	0.07	0.30	0.30	0.56	0.19	0.27	ay	0.24	0.14	0.23	0.12	0.69
MnO	0.21	0.10	kmd	kmd	0.07	0.14	0.10	ay	0.24	0.18	0.09	0.29	kmd
CaO	ay	kmd	kmd	kmd	0.37	0.01	0.03	ay	0.35	kmd	0.17	kmd	kmd

ay : analizi yapılmadı

kmd : kaynakda mevcut değil

* : toplam demir olarak

1.Yeşilova kromitleri

2.Yeni Kaledonya (Johan,1986)

3. Filipinler (Coto kromit yatağı) (Rammlmair, 1986)

4. Filipinler (Acoje kromit yatağı) (Rammlmair, 1986)

5. Hindistan (Naga Hills kromitleri) (Ghose ve Shrivastava, 1986)

6. Kıbrıs (Troodos masifi kromitleri) (Ghose ve Shrivastava, 1986)

7. Oman kromitleri (Ghose ve Shrivastava, 1986)

8. Pakistan kromitleri (Ghose ve Shrivastava, 1986)

9. Arnavutluk (Wuba kromit yatağı) (Cina ve diğ., 1986)

10. Yugoslavya (Brezovica kromit yatağı) (Obradovic, 1986)

11. Küba (Moa kromitleri) (Park ve MacDiarmid,1975)

12. Makedonya (Economou ve Economou, 1986)

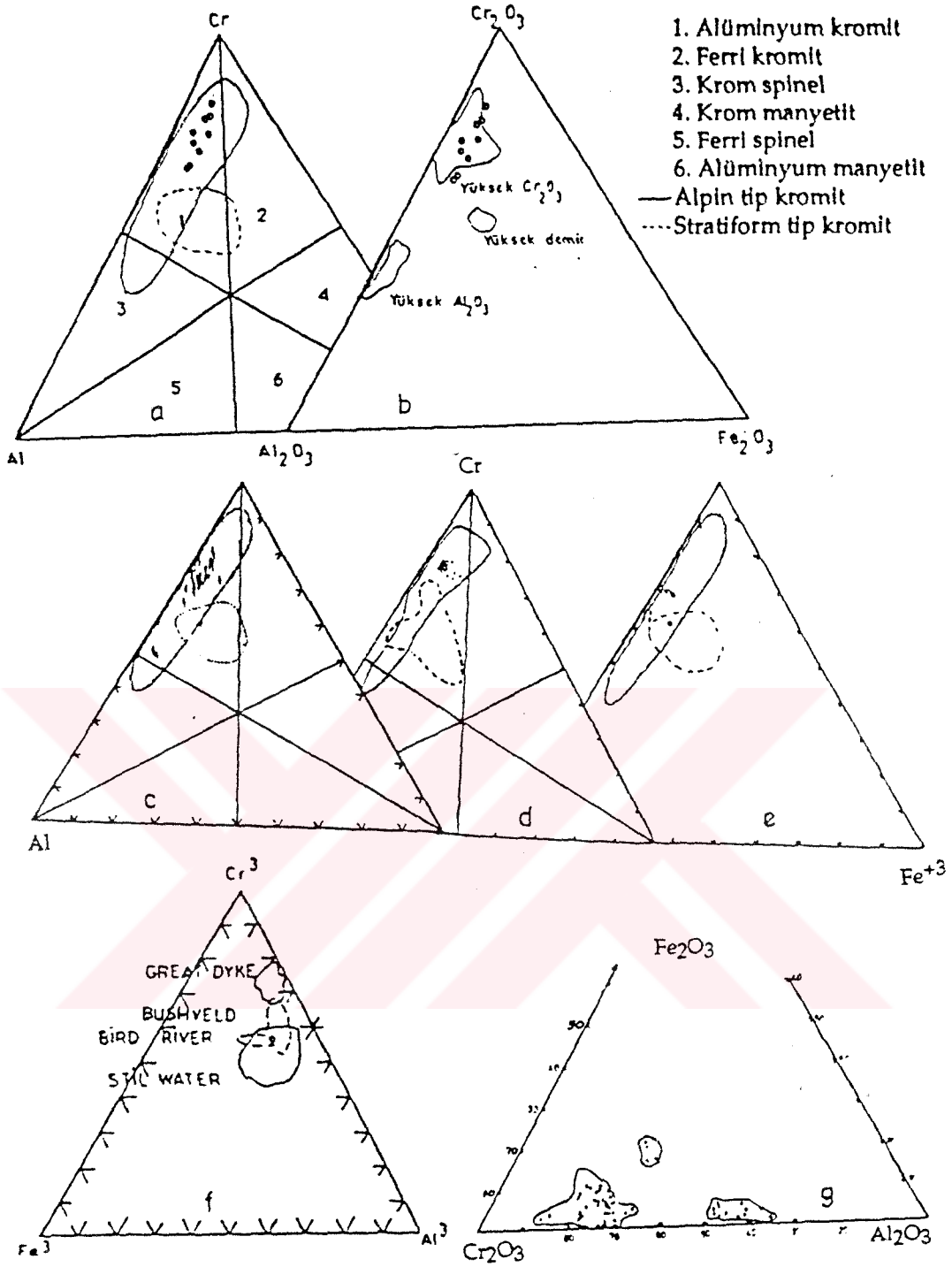
13. G. Afrika (Bushweld masifi stratiform kromitleri) (Claude and Marc, 1980)

en çok bilinen yatakların ortalama kimyasal bileşimleri ile karşılaştırılmıştır.

4.1. Cr-Al-Fe³ ve Cr₂O₃-Al₂O₃-Fe₂O₃ Üçgen Diyagramları

İnceleme alanını temsil eden 9 masif cevher örneğine ait analizlerin element ve oksit değerleri üçgen diyagramlarda gösterilmiştir (Şekil 4.1). Bileşenlerin Stevens (1944) üçgen diyagramındaki (a) dağılımı incelendiği zaman noktaların hepsinin alüminyumlu kromit bölgesinde Cr köşesine yakın bir alanda toplandıkları görülür. Bu alan, Dickey(1975)'in Alpin ve Stratiform kromitlerin dağılım aralığını gösterdiği diyagramında Alpin tip kromitler bölgesinin içerisinde kalır. Aynı noktaların Jankovic (1986) Cr₂O₃-Al₂O₃-Fe₂O₃ üçgen diyagramında, yüksek Cr₂O₃'lü kromit bölgesinde kümelenedikleri görülür. Bu ayırımında, Yeşilova kromitlerinin yüksek Al₂O₃ ve yüksek Fe₂O₃'lü tipleri hiç görülmemiştir.

Yeşilova kromitlerine ait üçgen diyagramlar bazı kromit yatakları ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırmada çalışmaya konu kromitlerin, Pozantı-Karsantı (Adana), Kızıldağ (Hatay), Naga-Hills (Hindistan) kromitleri ile benzer özelliklere sahip oldukları ve bütün bu yatakların alüminyumlu kromit bölgesinde podiform tip sahasında kaldıkları görülür. Yeşilova kromitleri, Yugoslavya kromitleri Jankovic(1986) ile karşılaştırıldığında her ikisinin de yüksek Cr₂O₃'lü bölgede yer alan kromitlerden oldukları görülür. Yeşilova kromitleri Duke(1983)'deki Great Dayk, Bushveld, Bird River ve Stillwater gibi stratiformyataklardan özellikle Stillwater kromitlerinden daha düşük Fe ve Al içeriklidirler.



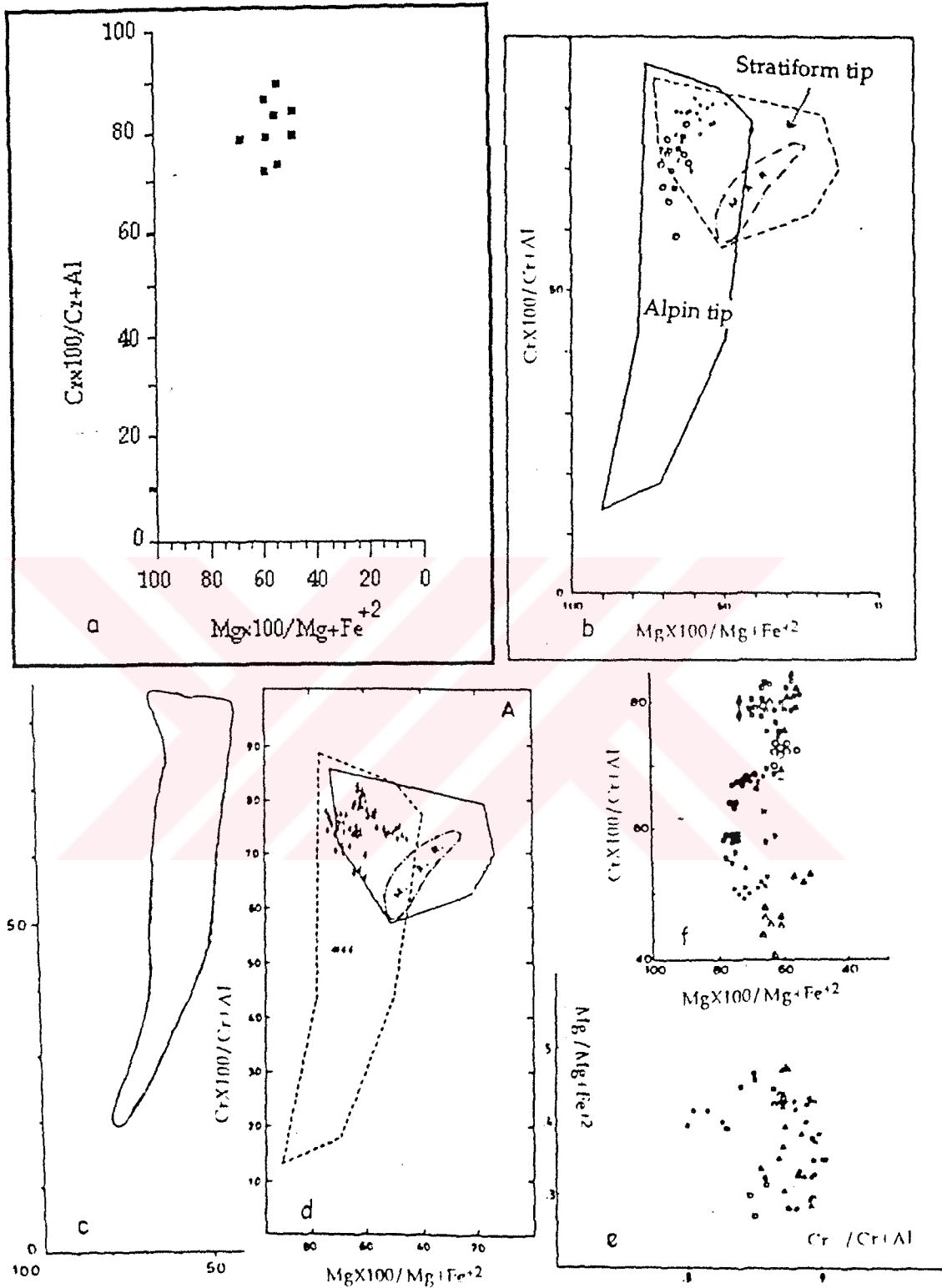
- a,b. Yeşilova kromitleri
 c. Pozantı-Karsantı (Adana) (Anıl, 1990)
 d. Kızıldağ (Hatay) (Aydın ve Erler, 1988)
 e. Naga-Hills (Hindistan) (Ghose ve Shrivastava, 1986)
 f. Great Dayk, Bushveld, Bird River ve Stilwater (Duke, 1983).
 g. Yugoslavya (Jankovic, 1986).

Şekil 4.1. Yeşilova kromitlerinin, Cr-Al-Fe³⁺ ve Cr₂O₃-Al₂O₃-Fe₂O₃ diyagramları ve bazı yataklara ait örnekler.

4.2. CrX100/Cr+Al-MgX100/Mg+Fe⁺² Diyagramı

İnceleme alanına ait kromitlerin analizinden elde edilen verilerin CrX100/Cr+Al-MgX100/Mg+Fe⁺² oranları İrvin(1967) diyagramında temsil ettikleri yerlere kondukları zaman, noktaların çoğunluğu; Alpin tip sınırlar içerisinde, bir kısmı da buraya çok yakın üst bölgede toplanmıştır (Şekil 4.2). Bu diyagramda noktaların CrX100/Cr+Al oranları 73-90, MgX100/Mg+Fe⁺² değerleri 48-68 arasında değişmektedir.

Yeşilova kromitlerinin diğer bazı podiform yataklarla karşılaştırıldığında(Şekil 4. 2), Troodos kromitlerinde CrX100/Cr+Al miktarı; 60-85, Yugoslavya'da; 80-92, Yunanistan'da; 40-85 ve Yeni Kaledonya'da; 20-85 gibi geniş bir aralıkta yer alır. Pozantı-Karsantı (Adana) yatakları ise 53-85 uç sınırlarına sahiptir. Yatakların MgX100/Mg+Fe⁺² oranları, sırasıyla, Troodos'da; 48-70, Yugoslavya'da; 27-47, Yunanistan'da; 50-80, Yeni Kaledonya'da; 40-80, Pozantı-Karsantı (Adana)'da; 58-78 gibi bir dağılım aralığı sunarlar. Bu bilgilere göre; Yeşilova kromitleri CrX100/Cr+Al oranı bakımından Troodos ve Yugoslavya kromitlerine büyük ölçüde benzerlik gösterir. Yunanistan ve Yeni Kaledonya kromitlerinin dağılım aralığı, Yeşilova kromitlerine göre oldukça geniş bir alanı kaplar. Pozantı-Karsantı yatakları Yeşilovaya göre nisbeten yüksek alüminyumludur. MgX100/Mg+Fe⁺² miktarları bakımından ise, Yugoslavya kromitlerinin çok düşük değerlere sahip olmaları ve Yeni Kaledonya kromitlerinin dağılım alanının geniş olması dikkati çeken noktalardır. Diğer yatakların değerleri Yeşilova ve birbirine çok yakındır. Bütün bu farklılıklara rağmen, adı geçen bütün yataklar podiform yataklar olarak adlandırılmışlardır.



Şekil 4. 2. Yeşilova kromitlerinin İrvin(1967) $CrX100/Cr+Al$ - $MgX100/Mg+Fe^{+2}$ diyagramı ve bazı yataklarla karşılaştırılması. a: Yeşilova, b: Troodos(Panayiotou ve diğ.,1986), c:Yunanistan(Economou ve diğ.,1986), d: Yeni Kaledonya(Leblanc ve diğ. 1979), e: Pozanti-Karsanti (Adana) (Anıl,1990), f: Yugoslavya(Obradovic,1986).

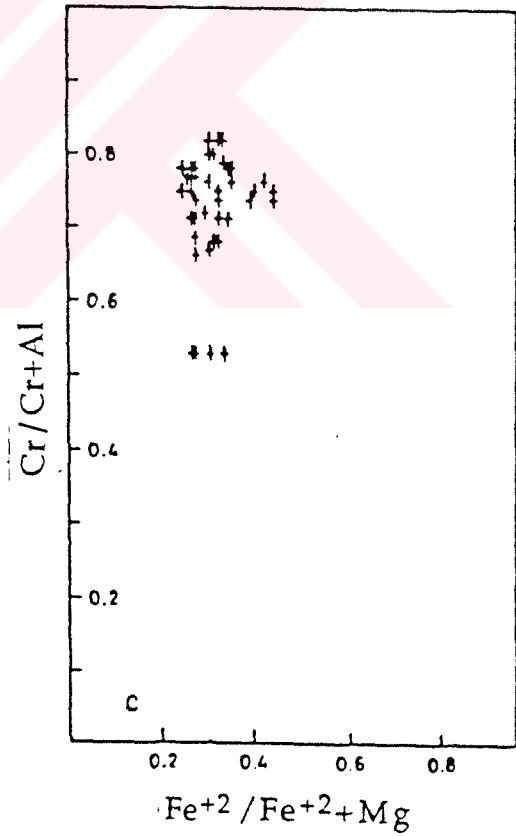
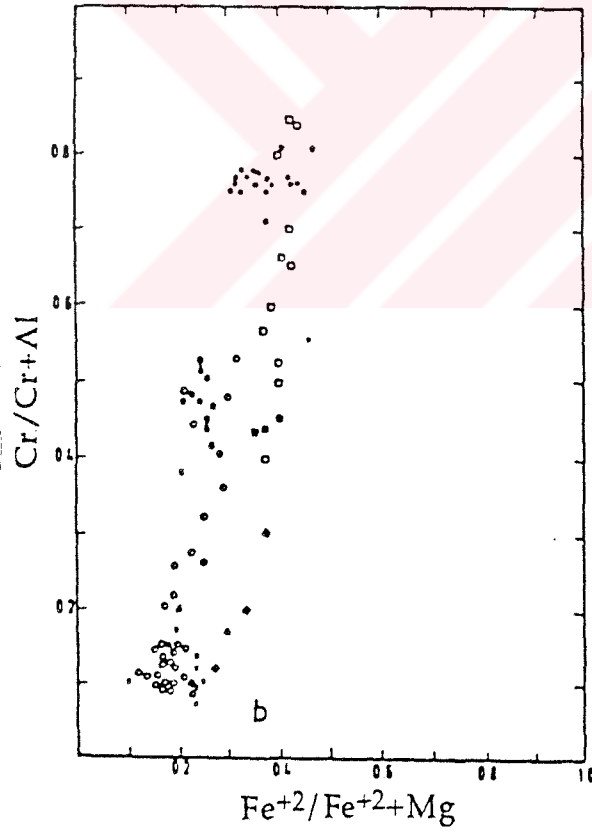
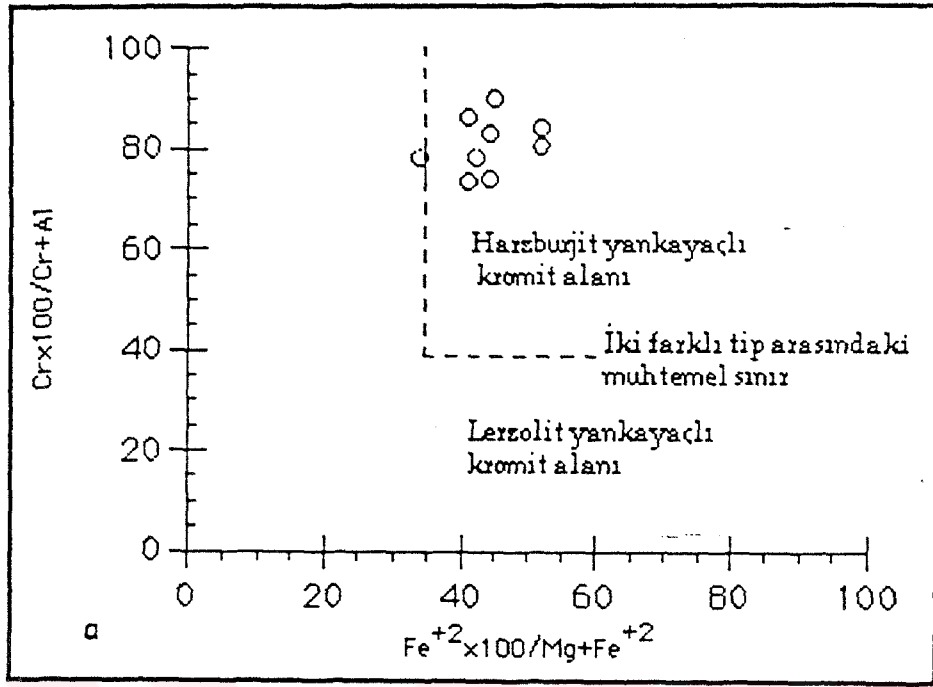
4.3. $CrX100/Cr+Al-FeX100/Mg+Fe^{+2}$ Diyagramı

Jeolojik incelemelerden Yeşilova kromitlerinin bir dunitik kılıf içerisinde harzburjitik kayalarda yatakladıkları görülmüştür. Çalışma alanı kromitleri $CrX100/Cr+Al-Fe^{+2}X100/Fe^{+2}+Mg$ diyagramına yerleştirildiklerinde harzburjitik yankayaçlı kromitler bölgesine dağıldıkları görülür(Şekil 4. 3). Şekilde Yeşilova kromitlerinin Pozantı-Karsantı, Guleman ve Fethiye yatakları ile karşılaştırılması verilmiştir. Her üç yatakta Yeşilova kromitlerine göre daha çok lertzolitik bileşimli kayalarda oluşmuşlardır. Dört yatağın da $CrX100/Cr+Al$ oranları birbirine çok yakın iken, çalışmaya konu olan kromitlerin $Fe^{+2}X100/Fe^{+2}+Mg$ oranı Guleman ve Fethiye yataklarına göre biraz daha yüksek değerlerde bulunmaktadır.

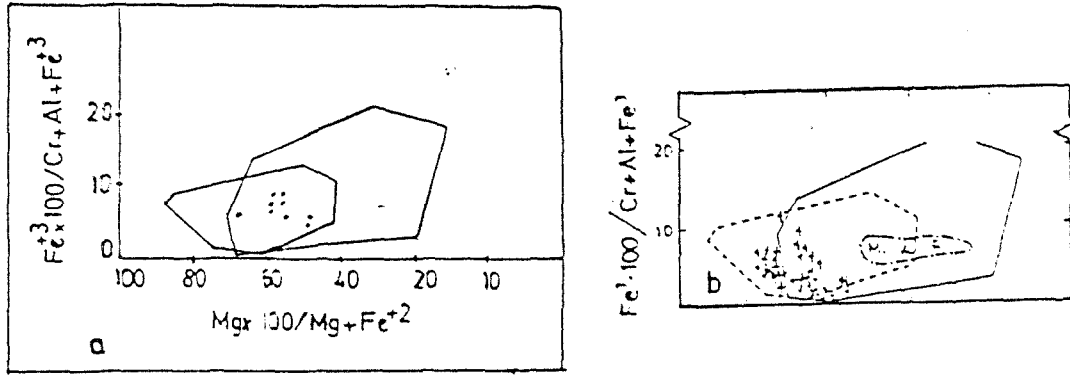
4.4. $Fe^{+3}X100/Cr+Al+Fe^{+3}-MgX100/Mg+Fe^{+2}$

Analiz sonuçları İrvin (1967) diyagramına kondukları zaman, noktaların tamamının podiform tip ile stratiform tip yatakların kesiştiği ara bölgede toplandıkları görülmüştür(Şekil 4. 4). Kromitlerin $Fe^{+3}X100/Cr+Al+Fe^{+3}$ oranı 5-9, $MgX100/Mg+Fe^{+2}$ oranı ise 48-68 uç noktalarında yer alır. Noktaların çoğunluğu kesişme bölgede kümelenmişlerdir.

Şekil 4. 4'de Yeşilova kromitleri ile podiform olarak bilinen Pozantı-Karsantı yatağı karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonucu Yeşilova kromitleri ile bu yataklar arasında büyük bir benzerlik olduğu ve her ikisinin de podiform bölgeye düştükleri görülür. Ancak, Pozantı-Karsantı yatakları Mg'ca daha zengin olmaları nedeniyle ortak sahanın



Şekil 4. 3. Yeşilova kromitlerinin $\text{Cr} \times 100 / \text{Cr} + \text{Al} - \text{Fe}^{+2} \times 100 / \text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$ diyagramı ve bazı yataklarla karşılaştırılması. a: Yeşilova kromitleri, b: Fethiye (Paktunç ve Baysal, 1981), c: Pozantı-Karsantı (Anıl, 1990),

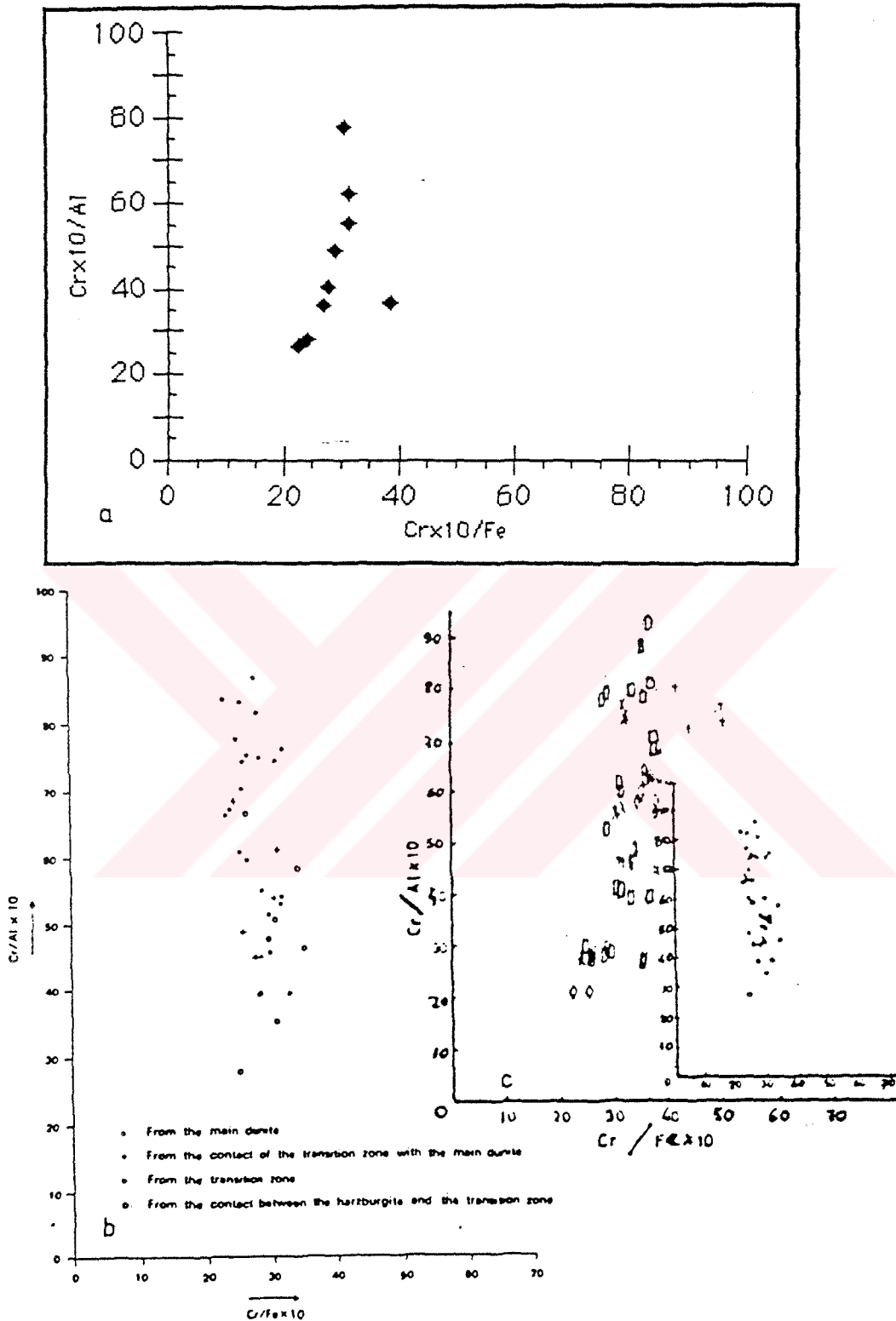


Şekil 4. 4. Yeşilova kromitlerinin İrvin(1967) $Fe^{+3} \times 100 / Cr + Al + Fe^{+3} - Mg \times 100 / Mg + Fe^{+2}$ diyagramı(a) ve bunun Pozantı-Karsantı (Adana) yatakları(b) ile karşılaştırılması.

(Alpin-Stratiform) dışındaki podiform saha içerisinde de dağılmışlardır. Fakat her iki yatağın da $Fe^{+3} \times 100 / Cr + Al + Fe^{+3}$ ile $Mg \times 100 / Mg + Fe^{+2}$ dağılım genişliği aynıdır.

4.5. $Cr \times 10 / Al - Cr \times 10 / Fe$ Diyagramı

Yeşilova kromitlerinin $Cr \times 10 / Al - Cr \times 10 / Fe$ oran diyagramlarından, Cr / Al değerlerinin 2.67-7.77 gibi geniş bir aralıkta dağıldıkları buna karşılık Cr / Fe oranının 2.26-3.85 gibi dar bir aralıkta kümелendikleri görülür(Şekil 4. 5). Ortalama Cr / Al 4.58, Cr / Fe 2.91'dir (Tablo 4.1). Stratiform kromit yataklarının Cr / Fe oranı ortalama 1.5'dir. Podiform yataklarda Cr / Fe oranı 2.8'den büyüktür. Değinilen oran bakımından da Yeşilova kromitleri podiform kromitlere uyumluluk gösterir. Yeşilova kromitleri Pozantı-Karsantı, Kızıldağ (Hatay), Mersin ve Troodos kromitleri ile karşılaştırıldıklarında yaklaşık aynı özelliklere sahip oldukları görülür.

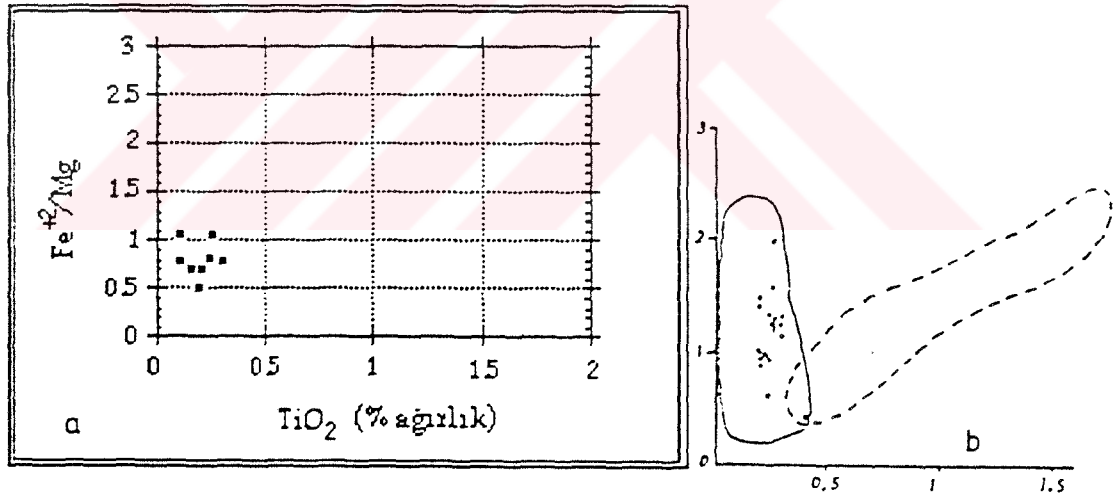


Şekil 4. 5. Yeşilova kromitlerinin CrX10/Al-CrX10/Fe oran diyagramı ile Troodos ve Pozantı-Karsantı, Mersin, Kızıldağ (Hatay) yatakları ile karşılaştırılması. a: Yeşilova, b: Troodos(Michaelides, 1983), c: Pozantı-Karsantı, Mersin, Kızıldağ (Hatay) (Anıl, 1990).

Loney ve diğ.(1971), Cr/Al arasındaki geniş dağılım aralığının bulunmasını zengin Cr içeren kromitlerin silikatlara göre daha erken evrede, Al'lu olanların ise daha geç evrede kristalleşmesine bağlar. İrvin (1965) yüksek Cr'lu kromitlerin stratiform yatakların oluştuğu ortamda, Al'lu olanların ise sadece podiform kromitlerin oluştuğu ortamlarda oluşabileceğini savunur.

4.6. Fe²⁺/Mg-TiO₂ Grafiği

Yeşilova kromit yataklarının TiO₂ içeriği 0.10 ile 0.30 (ort. 0.19) arasında değişmektedir (Tablo 4.1). Bu değerlerin hepsi Fe²⁺/Mg-TiO₂'ye bağlı grafikte, podiform kromitler alanına düşmektedir(Şekil 4. 6).



Şekil 4. 6. Yeşilova kromitlerinin Fe²⁺/Mg-TiO₂ grafiği (a) ve Kızıldağ (Hatay) (b) (Aydın ve Erler,1988) ile karşılaştırılması.

Dickey (1975) podiform kromitlerin %0.3'den az, stratiform kromitlerin %0.3'den fazla TiO₂ içerdiğini savunur. Stratiform yataklarda Fe²⁺/Mg oranının artmasına paralel olarak artan TiO₂, podiform yataklarda benzer ilişkiyi göstermez. Bu ikili birbirine bağlı olmaksızın artar veya azalır. Stratiform yataklar; hem Fe²⁺ hem de TiO₂

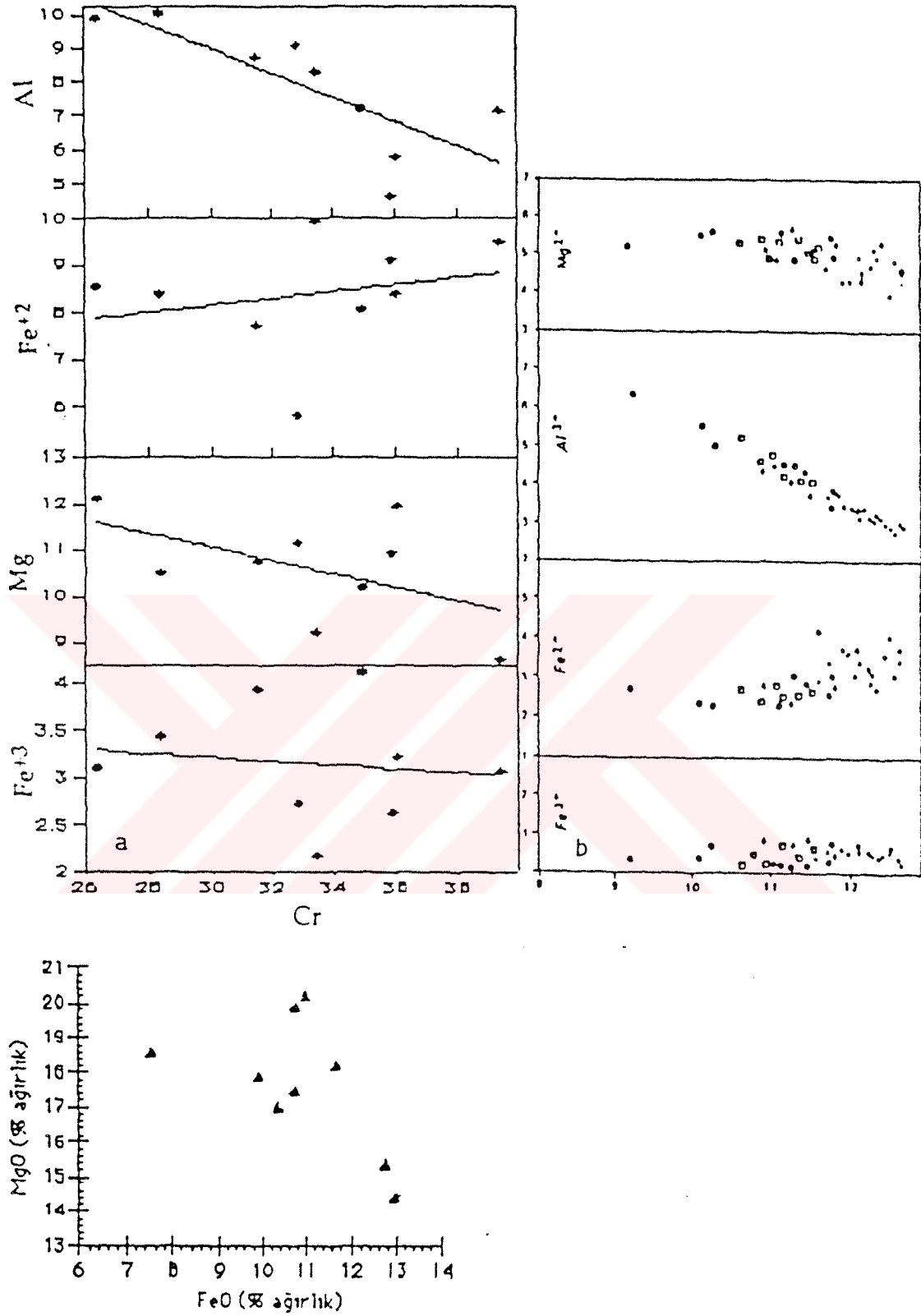
bakımından podiform yataklardan daha zengindir. Bu durum ,Tablo 4. 2'de de çok iyi bir şekilde gözlenmektedir.

Şekil 4. 6'da Yaşilova kromitleri ile Aydın ve Erler(1988) tarafından podiform yataklar olarak kabul edilen Kızıldağ (Hatay) kromitlerinin $Fe^{+2}/Mg-TiO_2$ 'ye bağlı grafikleri verilmiştir. Ayrıntısı Thayer(1964) tarafından oluşturulan ve Dickey(1975)'de basitleştirilen grafikte, her iki yatağın da benzer özellikte oldukları ve podiform kromit alanında kaldıkları görülür.

4.7. Cr-Al, Cr- Fe^{+3} , Cr- Fe^{+2} , Cr-Mg, Fe^{+2} -Mg Grafikleri

Yeşilova kromitlerine ait kimyasal analizlerin korelasyon grafiklerinde Cr-Al, Fe^{+2} -Mg arasında kuvvetli bir negatif korelasyon vardır. Cr-Mg arasında zayıf negatif korelasyon, Cr- Fe^{+3} ikilisinde ise herhangi bir korelasyondan söz etmek mümkün değildir(Şekil 4. 7).

Refahiye (Erzincan) kromitlerinde yapılan $Cr_2O_3-Al_2O_3$ ve MgO-FeO grafiklerinde, bunlar arasında negatif korelasyonlar bulunmuştur (Demir ve Gökçe, 1991). MgO-FeO ve $Cr_2O_3-Al_2O_3$ arasındaki negatif ilişki Yugoslavya kromitlerinde de gözlenmiştir (Obradovic,1986). Benzer şekilde negatif korelasyonlar, Paktunç ve Baysal (1981) ve Engin (1969) tarafından da bulunmuştur. İrvin (1967) ve Thayer (1970) podiform tip kromitlerde Al'un artması ile Cr'un azaldığını, buna karşılık stratiform tiplerde Cr'un azalması ile toplam demirin arttığını belirtir. Troodos kromitlerinde yapılan benzer korelasyon çalışmalarında Cr-Al arasında çok kuvvetli negatif korelasyon belirlenmesine karşılık, Cr-Mg arasında zayıf negatif bir ilişki vardır. Aynı çalışmada Cr- Fe^{+2} arasında zayıf bir negatif ilişki gözlenmiştir.



Şekil 4. 7. Yeşilova kromitlerinin (a) Cr-Al, Cr-Fe³⁺, Cr-Fe²⁺, Cr-Mg ve FeO-MgO korelasyon grafiği ile Troodos kromitlerinin (b) (Michaelides, 1983) karşılaştırılması.

Tablo 4.1 ve Şekil 4.7'de görüldüğü gibi Cr-Al, Cr-Mg ve FeO-MgO arasında negatif ilişkiler bulunmuştur. Mysen ve Boettcher. (1975) Mg'un artmasını sıcaklık artışına bağlamaktadır. Buradan yüksek sıcaklıkta oluşan kromitlerin Al ve Mg'ca zengin olacağı düşen sıcaklıkla beraber Cr ve Fe artacağı sonucu ortaya çıkar. Bu durum, kısmi eriyiğin bileşimi ile de yakından ilgilidir.

4.8. Yeşilova Kromitlerinin İz Element İçerikleri

Yeşilova kromit yataklarına ait 8 örneğin XRF cihazı ile bazı iz element analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları Tablo 4.4'de toplu olarak gösterilmiştir. Tabloda verilen elementlerden Ce, Ba, Th miktarları ölçüm limitlerinin altında kalmıştır. Söz konusu tablo incelendiği zaman elementlerin ortalama değerleri, Ni 1189, Zn 417, Co 214, La 35, Ga 21, Zr 19, Cu 16, Rb 8, U 6, Sr 4, Pb 2.5, Y 1.5 ppm olduğu görülür. Bunlardan Ni, Zn ve Co bazı yataklarla karşılaştırılmıştır (Tablo 4. 5). Yeşilova kromitleri podiform tip olan Yeni Kaledonya ve Kızıldağ (Hatay) kromitleri ile Ni içeriği bakımından çok büyük benzerlik gösterir. Podiform karakterli bu yatakların, stratiform olan Bushveld kromitlerinden aynı element bakımından daha zengindir. Zn içeriği açısından gerek Yeşilova, gerekse diğer podiform tip yataklar; Bushveld stratiform tipinden belirgin olarak fakirdir. Co miktarına göre Yeşilova yatakları, Kızıldağ (Hatay) podiform tipinden oldukça fakirdir.

Tablo 4. 4. Yeşilova kromitlerinin iz element sonuçları (ppm olarak).

	103	105	127	136	137	140	200	201
Co	183	227*	209	335	112	199	255*	192
Ce	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa
Ba	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa
La	37	74	24	22	23	41	22	37
Zr	24	21	25	20	18	7	26	8
Y	1	aasa	0	2	1	4	3	1
Sr	7	3	4	2	3	2	4	7
U	9	aasa	11	7	aasa	2	4	12
Rb	10	8	10	8	5	6	7	12
Th	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa	aasa
Pb	5	aasa	5	4	2	aasa	aasa	4
Ga	33	17	33	16	15	12	16	29
Zn	514	351	513	556	345	240	349	466
Cu	29	9	10	33	7	15	10	17
Ni	1552	1128	1347	807	940	1208	971	1560

aasa : aletin algılama sınırları altında

* : aletin algılama sınırları üstünde

103: Büyükbalkır, 105: Küçükbalkır 1, 127: Küçükbalkır 2, 136: Kocamaden, 137:Kocayanık, 140: topdüşen, 200: Karadoru, 201: Harımlı

Tablo 4. 5. Yeşilova kromitlerine ait iz elementlerin bazı yataklarla karşılaştırılması (ppm)

	Yeşilova	Yeri Kaledonya, (Claude ve Marc,1980)	Bushveld, (Claude ve Marc,1980)	Kızıldağ (Hatay), (Aydın ve Erler,1988)
Ni	1189	1201	998	1289
Zn	417	408	895	629
Co	214			619

İz elementlerden Ni- Zn, Co, ve La'nun kromitin bileşimine giren majör elementlerden Cr, Al, Fe , Fe ve Mg'a karşı değişim grafikleri çizilmiştir. Şekil 4.8'de Cr'a karşı çizilen grafikte Zn ile Co'nun birbiriyle pozitif bir beraberlik, ancak bu ikili ile Ni'nin negatif bir ilişki oluşturdukları görülür. La'nun ise bu elementlerle herhangi bir ilişkisi kurulamamıştır. Ni'de Cr'nin artan değerleri ile beraber genel bir düşüş izlenir. Benzer bir ilişki diğer elementlerde görülmez.

Sidero-kalkofil bir element olan Ni ve Co fiziksel ve kimyasal özellikleri bakımından birbirine çok benzerler. Duraylı element olarak bilinen bu elementler magmatik farklılaşmanın ilk evresinde eriyikte ayrılma eğilimindedirler. Co'nun iyonik yarıçapı ve elektronegatif değerleri Ni'inkine benzerliği nedeniyle, Ni'nin girdiği tüm mineral yapılarına girebilmektedir. Özellikle Cr, Fe⁺² ve Mg'un yerini alabilirler. Bu nedenle aralarında genellikle negatif ilişki bulunmuştur. Benzer şekilde Zn'de bu elementlerin yerini alabilir.

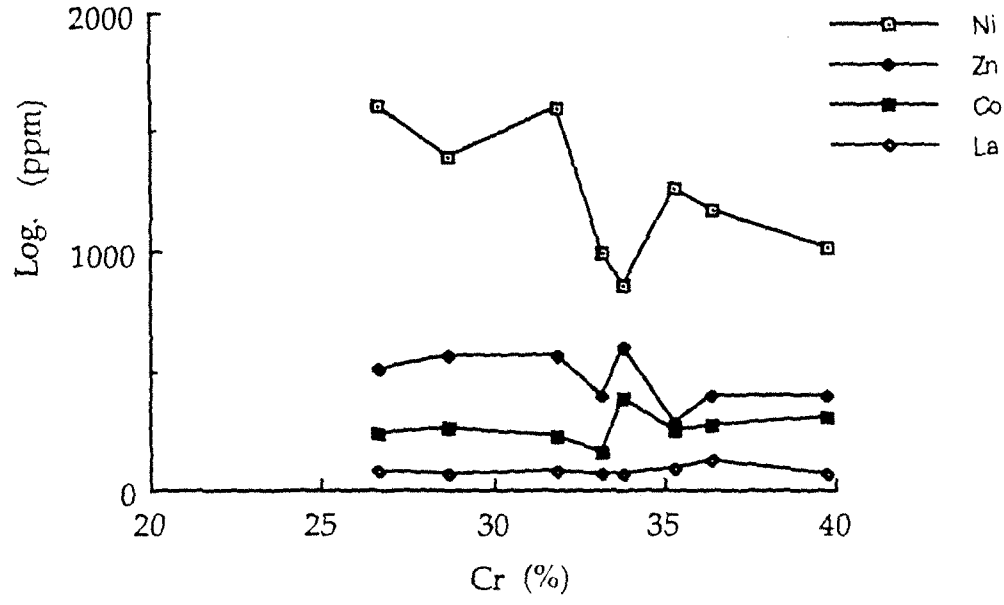
Yeşilova kromitlerindeki iz elementler genel olarak fazla zenginleşmeyip podiform yatakların ortalamasına yakın değerlerde bulunmaktadır.

Zn ile Co arasındaki paralellik Al'a bağlı grafikte de gözlenir(Şekil 4. 9). Bu ikili ile Ni arasındaki negatif ilişki; burada da devam eder. La ile adı geçen elementler arasında belirgin bir ilişki yoktur. Bu iz elementlerin Al'un artan değerleri ile herhangi bir ilişkisi bulunmamaktadır.

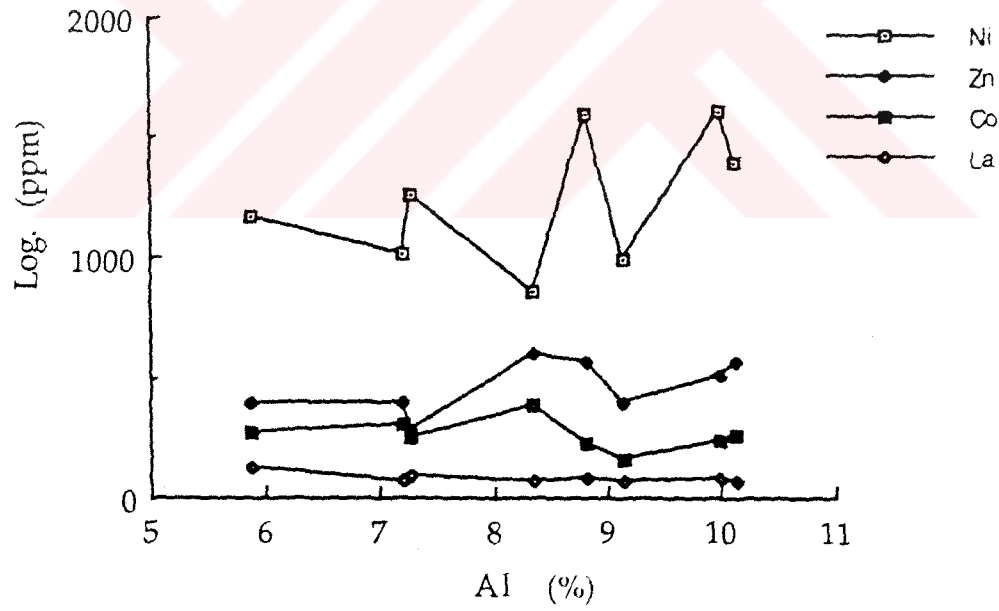
Zn ile Co'ın, Fe^{+3} 'ün düşük değerlerinde paralel, yükselen değerlerinde ters bir ilişki vardır. Öte yandan La'la diğer elementler arasında herhangi bir ilişki kurmak oldukça zordur. Fe^{+3} 'ün artan değerine paralel olarak Ni'de de az da olsa bir artış vardır(Şekil 4. 10).

Fe^{+2} -iz elementler grafiğinde sadece Ni ile Zn arasında paralel bir gidiş izlenir. Co ile La bu ikili arasındaki ilişkiye ilgisiz kalmıştır. Fe^{+2} 'nin artan miktarlarından sonra Ni değerlerinde belirgin bir düşüş gözlenir(Şekil 4. 11).

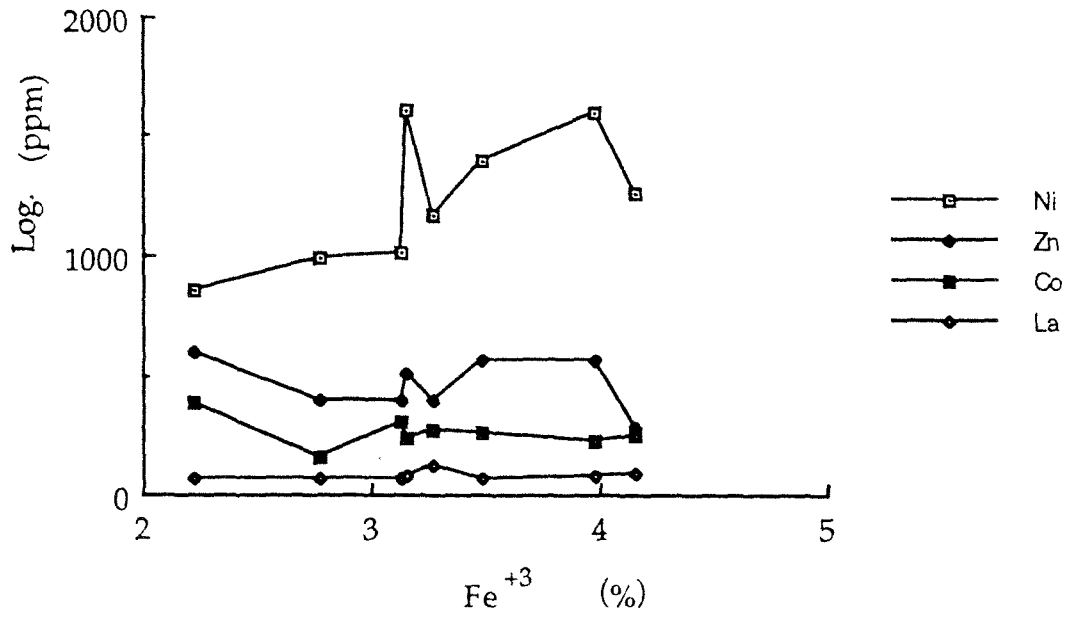
Mg ile ilgili diyagramda, Mg'un düşük değerlerinde Ni ile Zn arasındaki ters ilişki, Mg miktarının yükselmeye başladığı noktadan itibaren paralel bir ilişkiye dönüşür. Co ile Zn arasında çokta kuvvetli olmayan bir paralellik gözlenir. La bu grafikte de benzer, ya da farklı ilişkilere ilgisiz kalmıştır(Şekil 4. 12).



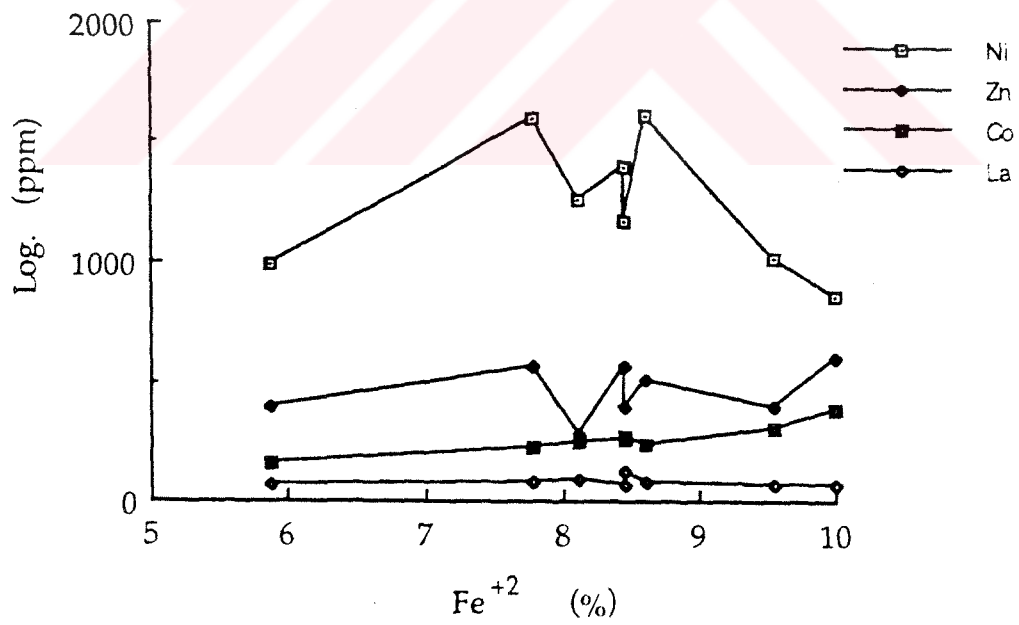
Şekil 4. 8. Cr'a bağlı iz element (Ni, Zn, Co, La) değişim grafiği.



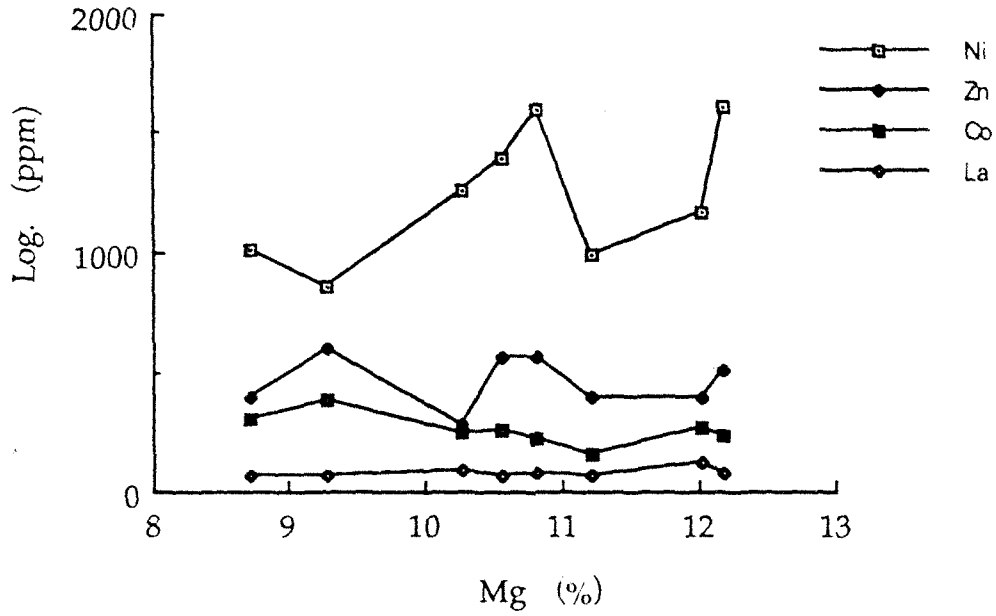
Şekil 4. 9. Al'a bağlı Ni, Zn, Co ve La iz elementleriyle ilgili değişim grafiği.



Şekil 4. 10 Fe⁺³ ile iz element (Ni, Zn, Co, La) ilişkisini gösterir grafik.



Şekil 4. 11. Fe⁺²- iz element (Ni, Zn, Co, La) ilişkisini gösterir grafik.



Şekil 4. 12. Mg ile iz element (Ni, Zn, Co, La) arasındaki ilişkiyi gösterir

4.9. Elektron Mikroskop Çalışmaları

Glasgow Üniversitesin'de(İngiltere), Yeşilova kromitlerine ait üç masif örnekte kromit minerali üzerinde SEM ile 28 noktasal analiz yapılarak elementlerin kromit minerali içerisindeki dağılımı araştırılmıştır. Çalışma sonunda üç örneğe ait kimyasal bileşimler toplu halde Tablo 4. 6'da gösterilmiştir. Ölçümlerin yapıldığı minerallerin fotoğrafları çekilmiştir. Sonuçlar grafiklere aktarılmış, grafiklerde kromitlerin Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 ve MnO ile TiO_2 içerikleri ile bunların değişimi üzerinde durulmuştur.

Tablo 4. 6'da analiz sonuçları verilen 135-A örneğine ait mineral üzerinde yapılan ölçüm hattı Şekil 4. 13'de gösterilmiştir. Ölçüm

noktalarını temsil eden bileşim değişimleri, Şekil 4. 14a'da majör oksitler, Şekil 4. 14b'de minör oksitler olacak şekilde grafiğe aktarılmıştır. Her iki grafikte de görüldüğü gibi bileşim miktarlarının alındığı hat boyunca herhangi bir element zonlanması veya alterasyonu izlenmemiştir. Ancak majör oksitlerden özellikle MgO ile Al₂O₃ arasında pozitif bir ilişki vardır. Şekil 4. 14b'de minör oksitlerden MnO ile TiO₂ arasında ise mineral kenar zonlarında negatif ilişki, orta kesimlerde ise pozitif ilişki göze çarpar.

Tablo 4. 6'daki 135-B örneğine ait sonuçların alındığı mineralin fotoğrafı ve analiz noktaları Şekil 4. 15'deki gibidir. Bu hat boyunca yapılan ölçümlerden elde edilen veriler Şekil 4. 16a ve b de grafiğe aktarılmıştır. Daha önceki grafiklerde olduğu gibi bu grafiklerde de herhangi bir element zonlanması veya alterasyonu gelişmemiştir. Ancak, diğer bileşenlere göre daha iyi gözlenen MgO ile Al₂O₃ arasındaki paralellik burada da gözlenmiştir(Şekil 4. 16a). MnO ile TiO₂ arasındaki, mineral kenar zonlarındaki negatif, iç kesimlerde ise pozitif ilişki bu örnekte de görülmektedir(Şekil 4. 16b).

135-C masif örneğinin fotoğrafı ve bileşim sonuçlarının alındığı mineral Şekil 4.17'de gösterilmiştir. Daha önceki iki örnekte söz edilen MgO ile Al₂O₃ arasındaki paralel ilişki aynen bu grafikte de mevcuttur(Şekil 4. 18a). Mn ile TiO₂ arasındaki negatif ilişki ise en iyi bu örneğe ait grafikte izlemek mümkündür(Şekil 4. 18b).

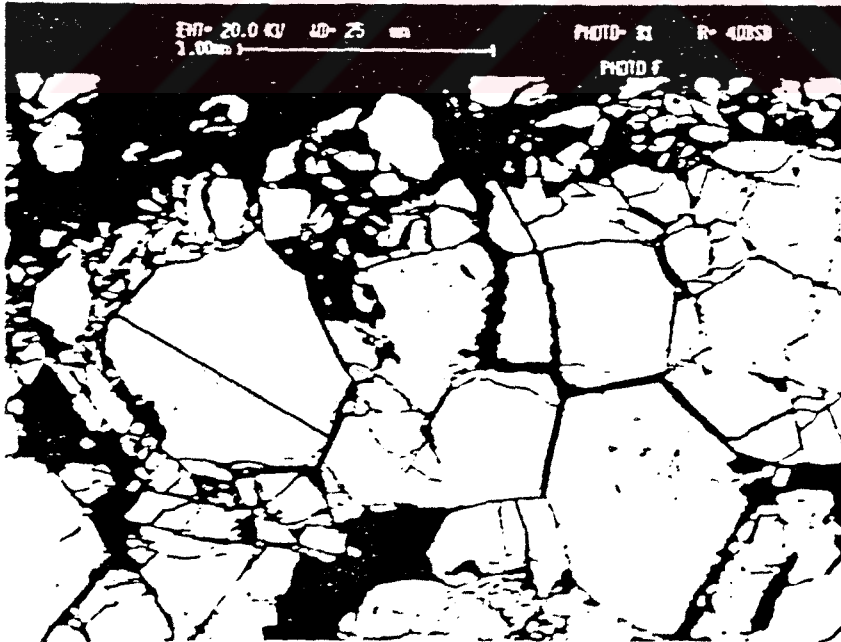
Tablo 4. 6. Yeşilova kromitlerinin üç örneğine ait SEM ile ölçülmüş kimyasal bileşimi (% ağırlık).

135-A	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	Z-5	Z-6	Z-7	Z-8	Z-9	Z-10	Z-11	Z-12	Ort.
Na ₂ O	0724	0462	0290	0470	0266	0331	0557	0267	0439	0916	0429	0434	
K ₂ O	0062	0000	0000	0000	0004	0000	0000	0004	0000	0009	0000	0038	
CaO	0044	0083	0108	0035	0000	0077	0050	0116	0056	0071	0044	0051	
SiO ₂	0598	0344	0276	0313	0219	0210	0284	0222	0156	0227	0240	0236	
Al ₂ O ₃	10854	10428	7403	8430	9424	8528	9389	9290	9602	9974	9465	9347	9344
SO	0067	0000	0000	0112	0020	0075	0044	0000	0041	0016	0000	0000	
Fe ₂ O ₃	18742	18945	17997	18263	18901	18895	19144	18656	18617	18973	19048	19494	18806
MnO	0366	0384	0546	0472	0333	0356	0420	0203	0273	0448	0419	0303	0377
MgO	13765	13359	9924	12184	12292	11155	12330	12250	13317	13433	12886	12330	12435
TiO ₂	0147	0160	0135	0178	0182	0207	0180	0119	0147	0194	0155	0147	0163
Cr ₂ O ₃	60084	59793	58532	57886	60642	59149	59744	60220	60516	60561	60532	61201	59905
ZrO ₂	0169	0026	0000	0185	0018	0142	0145	0000	0000	0087	0051	0000	
135-B	X-1	X-2	X-3	X-4	X-5	X-6	X-7	X-8	X-9	X-10	X-11	Ort.	
Na ₂ O	0532	0287	0608	0542	0526	0420	0341	0289	0718	0406	0381		
K ₂ O	0060	0000	0027	0010	0006	0012	0000	0000	0020	0000	0023		
CaO	0202	0066	0080	0029	0070	0045	0007	0059	0050	0072	0106		
SiO ₂	1450	0233	0266	0167	0117	0173	0122	0200	0397	0154	0236		
Al ₂ O ₃	10100	9568	9430	9291	9552	9257	9081	9440	9536	8983	9627	9442	
SO	0053	0000	0047	0018	0046	0022	0000	0024	0039	0040	0062		
Fe ₂ O ₃	17596	18288	18457	18983	18712	18538	18928	18172	18657	18565	18831	18516	
MnO	0530	0320	0466	0350	0382	0426	0457	0258	0421	0373	0239	0384	
MgO	13986	12577	12670	12699	13112	12172	12501	12411	12474	11548	11733	12530	
TiO ₂	0133	0177	0155	0132	0187	0214	0220	0142	0145	0133	0229	0170	
Cr ₂ O ₃	55488	61814	61656	61467	61997	60730	61227	61465	61145	60446	61272	60790	
ZrO ₂	0047	0000	0000	0055	0000	0044	0000	0000	0039	0000	0186		

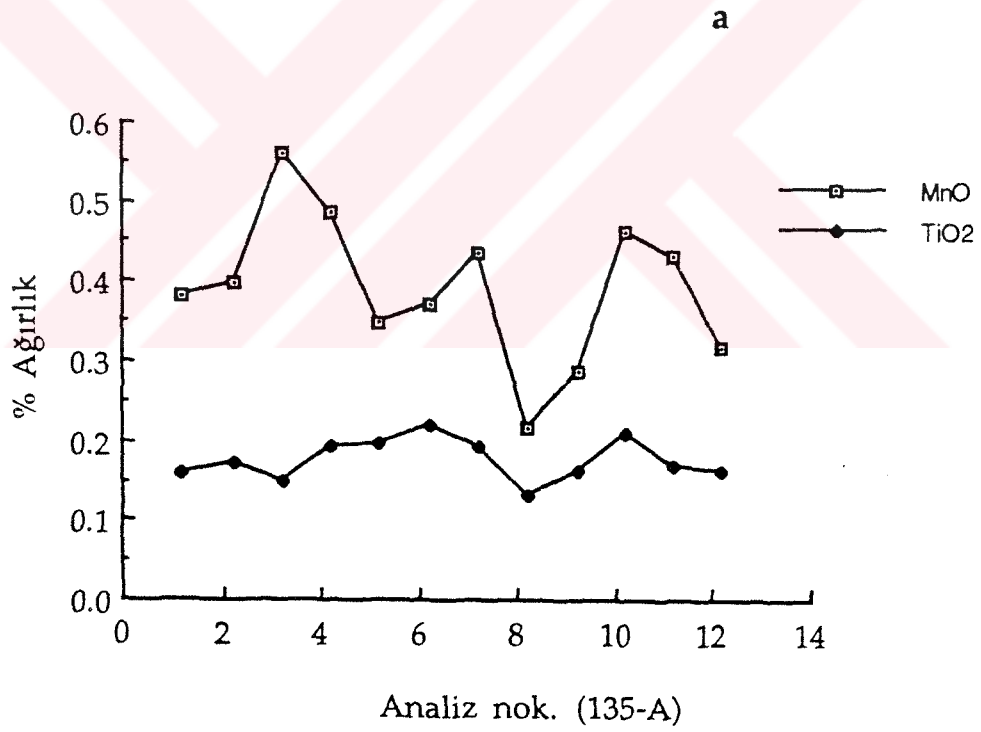
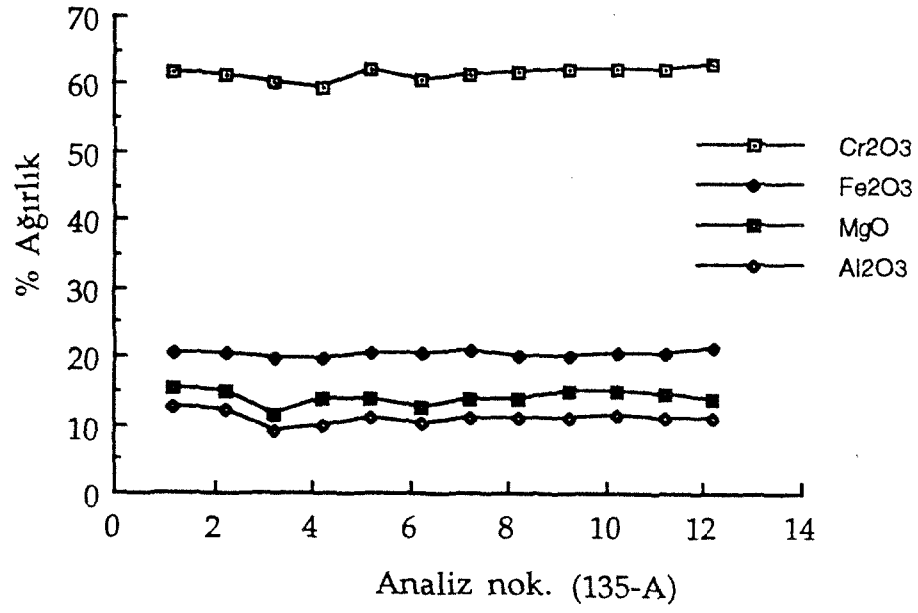
Tablo 4. 6'nın devamı

135-C	F-1	F-2	F-3	F-4	F-5	Ort.
Na ₂ O	0.339	0.190	0.344	0.809	0.258	
K ₂ O	0.000	0.023	0.000	0.000	0.000	
CaO	0.056	0.044	0.014	0.057	0.075	
SiO ₂	0.247	0.272	0.288	0.186	0.261	
Al ₂ O ₃	9.578	9.331	9.543	9.371	9.571	9.479
SO	0.029	0.000	0.000	0.000	0.001	
Fe ₂ O ₃	19.365	18.945	18.442	18.674	19.675	19.022
MnO	0.256	0.369	0.328	0.485	0.354	0.358
MgO	12.496	12.362	13.015	13.010	12.499	12.678
TiO ₂	0.135	0.141	0.185	0.120	0.207	0.158
Cr ₂ O ₃	61.217	60.652	60.746	61.350	60.818	60.956
ZrO ₂	0.035	0.054	0.178	0.000	0.112	

*135-A, B, C örnek numarası, Z, X, F analiz noktalarıdır
Fe₂O₃ toplam demir olarak verilmiştir.

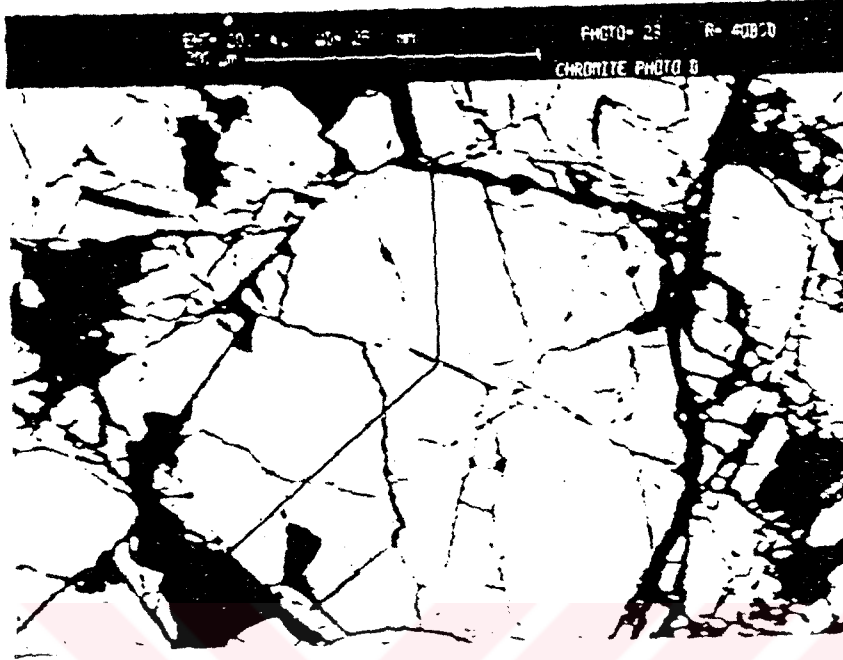


Şekil 4. 13. Tablo 4. 6'da 135-A örneğine ait analizlerin alındığı noktaları gösteren şekil. (Büyükbalkır ocağı, elektron mikroskop)

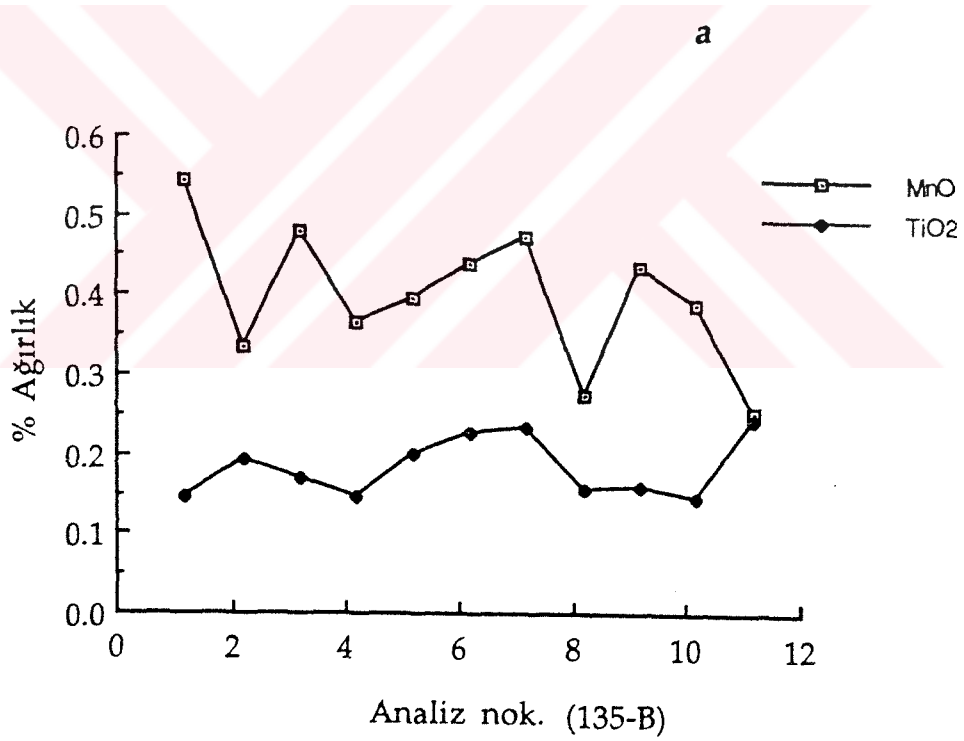
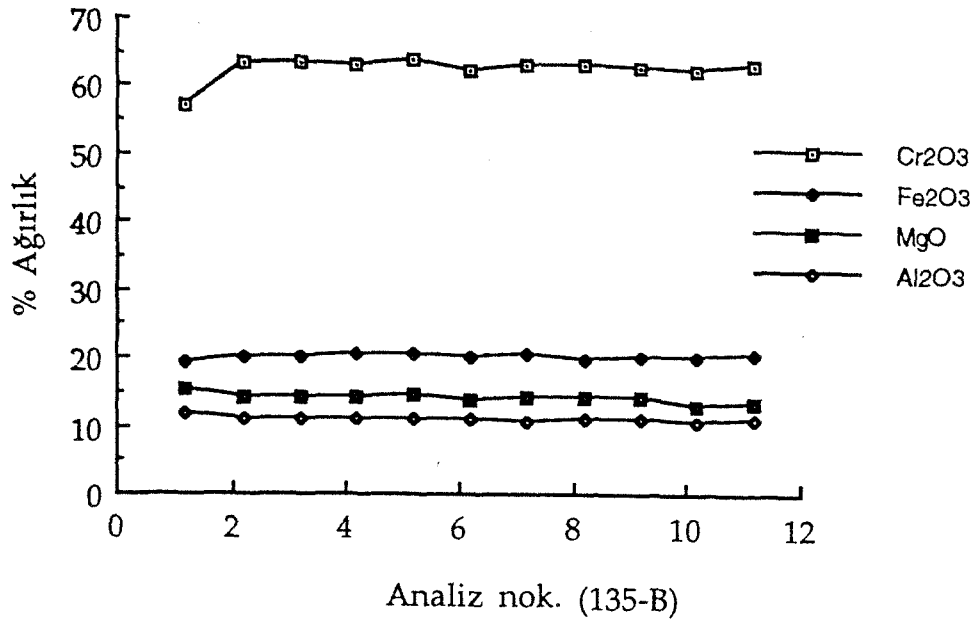


b

Şekil 4. 14. Tablo 4. 6'ya göre düzenlenmiş bileşim değişimini gösteren grafikler.



Şekil 4. 15. Tablo 4. 6'da 135-B örneğine ait analizlerin alındığı noktaları gösterir şekil. (Büyükbalkır ocağı, elektron mikroskop)

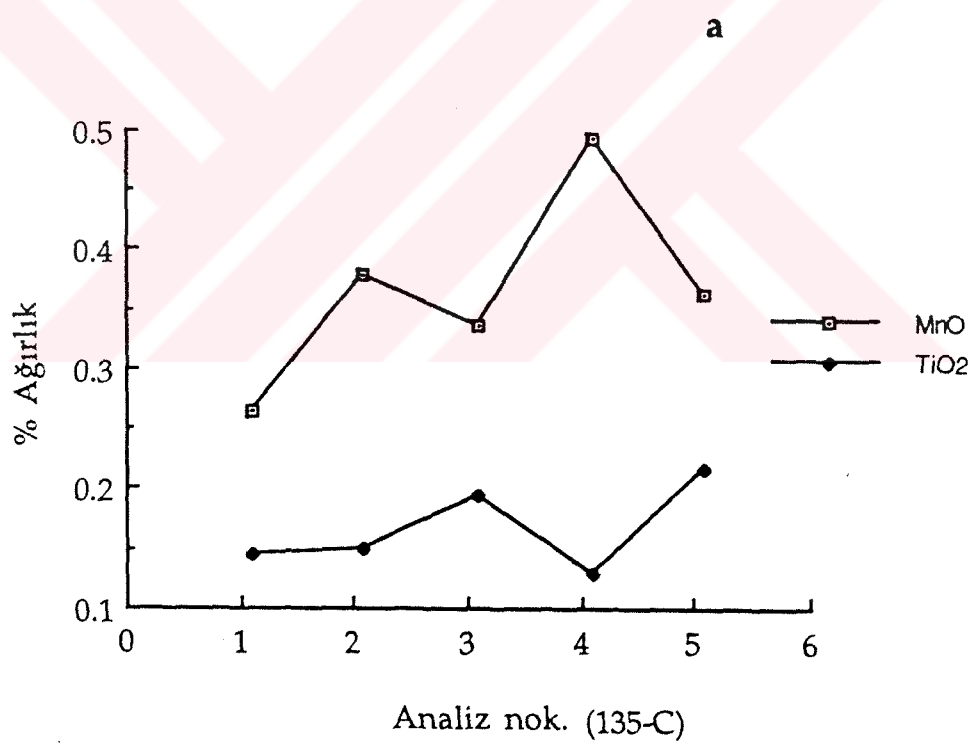
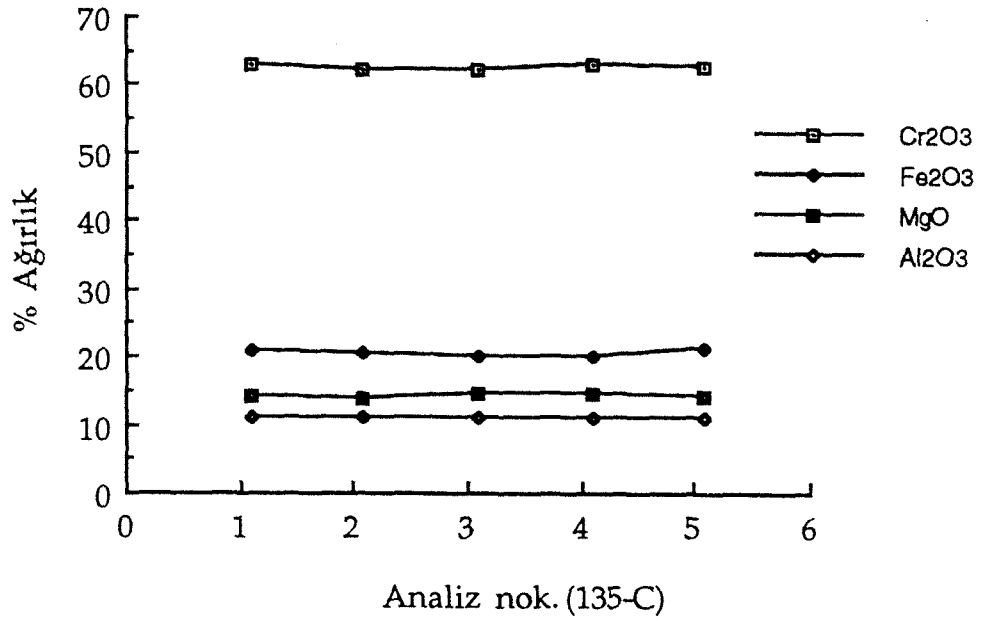


b

Şekil 4. 16. Tablo 4. 6'daki 135-B örneğine ait verilere göre çizilmiş bileşim değişim grafikleri.



Şekil 4. 17. Tablo 4. 6'da 135-C örneğine ait analizlerin alındığı noktaları gösterir şekil. (Büyükbalkır ocağı, elektron mikroskop).



b

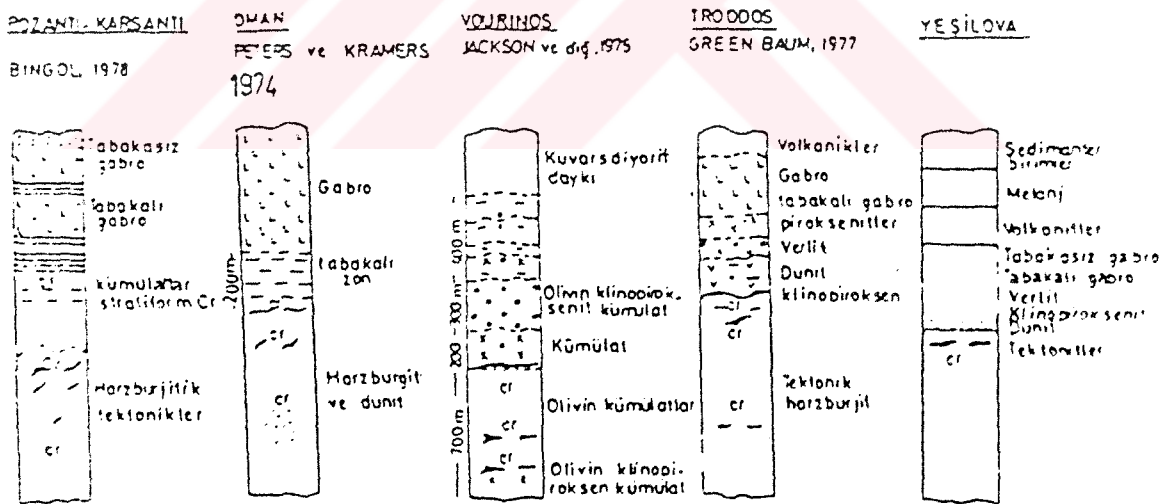
Şekil 4. 18. Tablo 4. 6'daki 135-C örneğine ait yapılan 5 adet mikro-sonda analiz sonuçlarını gösterir grafik.

5. JENEZ

5.1. Yeşilova Kromit Yataklarının Özellikleri

Yeşilova kromit yataklarının belil başlı özellikleri şu şekilde özetlenebilir.

Yataklar, başlıca tektonit karakterli harzburjitlerin üst bölümlerinde ve az miktarda kümülat kayaçların alt seviyelerindeki dunitlerde olmak üzere iki stratigrafik seviyede oluşmuşlardır. Kümülat dunitler içerisinde bandlı tipte gözlenen kromitler, harzburjitler içerisinde merccek şekilli kütleler halinde bulunurlar. Yöre yatakları ile iyi bilinen birkaç yatağın oluştuğu stratigrafik seviyeler Şekil 5.1' de karşılaştırılmıştır.



Şekil 5.1 Yeşilova kromit yatakları ile bazı kromit yataklarının stratigrafik olarak oluştuğu seviyeleri gösteren kesitler.

Pozanti-Karsanti yatakları deforme olmamış kümülat dunitler içerisinde bandlı şekilde ve harzburjitik kayaçlardaki dunitik matriks

içerisinde değişik tiplerde olmak üzere başlıca iki stratigrafik seviyede ortaya çıkarlar(Bingöl,1978; Rahgoshay ve Juteau, 1980). Oman'daki Smail Ofiyoliti içerisindeki kromit yatakları başlıca üç stratigrafik seviyede bulunurlar(Brown, 1980; Burgath ve diğ., 1985). Bunlar kümülatların en altındaki dunitler içerisinde bandlı kromitler, tektonit karakterli harzburjitlerin üst bölümlerinde podiform kromitler ve harzburjitlerdeki dunit mercekleri içerisindeki düzensiz kromit damarcıkları şeklinde özetlenebilir. Yunanistan'daki Vourinos Ofiyolitleri'ndeki kromitler ise başlıca iki seviyede bulunurlar. Bunlar; dunit, olivin klinopiroksenit ve klinopiroksenitten oluşan istifin tabanındaki dunitlerde ve olivin klinopiroksenitler içerisindeki muhtemelen kümülat kökenli masif ve bandlı kromitler biçimindedir. Buradaki yatakların hemen hemen tamamının kümülatik kayaçların içerisinde buldukları dikkati çeker(Economou ve diğ., 1986). Troodos ofiyolitik kayaçlarındaki kromitler başlıca iki seviyede ortaya çıkarlar (Greenbaum, 1977). Troodos'daki büyük yataklar kümülat dunitler ile tektonize harzburjitler arasındaki geçiş zonunda (başlıca dunit), küçük yataklar ise tektonize harzburjitler içerisindeki dunitlerde yataklanmışlardır. Ayrıca Küba-Camaguey yöresinde yatakların büyük çoğunluğu peridotit birimi içerisinde, gabro dokanağına yakın yerlerde, Kanada-Bay of Islands kompleksinde ise peridotit-gabro geçiş zonunda yer almaktadır(Thayer, 1964).

Stratiform yataklar stabil kıtasal bölgelerde oluşan tabakalı mafik/ultramafik intrüzyonlara bağlı olarak gelişirler. Podiform yataklar ise levhaların açılma zonlarında, çoğunlukla ofiyolitik kayaçların tektonit bölümünde oluşmuşlardır. Bu kayaçlar daha sonra kıtalar üzerine itilmiş olarak bulunurlar. Bu açıdan bakıldığı zaman Yeşilova kromit yatakları

gerek yankayaç, özellikleri gerekse stratigrafik olarak bulunuş yeri açısından podiform yataklarla büyük bir benzerlik içerisinde.

Yeşilova kromit kütleleri, harzburjitler içerisinde irili ufaklı mercekler şeklinde oluşmuşlardır. Merceklerin boyutları birkaç cm'den birkaç on m'ye kadar ulaşabilmektedir. Mercekler arasındaki mesafeler de çok değişkendir. Kromit kütleleri genellikle bir dunitik kalıpla kuşatılmıştır. Bu kılıfın kalınlığı ile kromit kütlelerinin büyüklüğü arasında herhangi bir ilişki kurulamamıştır. Kılıfın kalınlığı da çok değişkendir. Bunlar ve cevher kütleleri, harzburjitlerdeki olivin - ortopiroksen bandlanmasına uyumludur. Uyumluluğun bozulduğu nadiren görülür. Stratiform yataklar ise tabakalı kayalar içerisinde, tabaka şekilli ve uzun mesafelerde devamlılık gösteren büyük rezervli yataklardır. Yeşilova yatakları bu özelliği itibari ile de podiform yataklarla benzeşmektedir.

Yöredeki yataklar masif, saçılımlı, bantlı ve nodüler cevher tipleri içerirler. En bol bulunan saçılımlı ve masif cevher tipleridir. Nodüler yapılar ise en az görülen özelliktir. Ancak buna rağmen bu yapılar, stratiform yataklarda görülmeyen bir özellik olması açısından önemlidir (Thayer, 1964).

Bölgedeki krom yatakları, yukarıda özetlenen jeolojik özellikleri yanısıra jeokimya bölümünde ayrıntılı olarak incelenen jeokimyasal özellikleri bakımından da tipik bir podiform yatak özelliğindedir.

1.2. Yatakların Oluşum Modeli

Podiform yatakların tipik özelliklerini taşıyan Yeşilova kromitlerinin oluşum mekanizması aşağıda açıklanmıştır.

Kromit oluşumlarının okyanus yayılma merkezlerindeki astenosferde gerçekleştiği kabul edilmiştir. Buna göre iki litosferik levha birbirinden ayrılırken eriyik astenosfer yükselir ve aradaki boşluğu doldurur. bu esnada magmadan gelen eriyik malzeme yükselmeye başlar. Bu eriyik yükseldikçe kromitler birleşmeye başlar ve böylece büyürler. Kalıntı malzeme litosferik levhadaki harzburjitleri oluşturur. Harzburjitlerdeki bandlanmalara uyumlu olarak gözlenen merceksi kromitler, açılma bölgelerinde aynı yönlü basınç ve gerilmelerin etkisinde kalarak şekil kazandıkları düşünülmüştür.

Podiform kromit yataklarının oluşumuyla ilgili olarak geliştirilen oluşum modelleri, özellikle iki farklı grup etrafında yoğunlaşmaktadır. Bunlardan biri "Kümülatik oluşum" diğeri ise "Diapirik oluşum" modelidir

Kümülatik oluşumu savunan yazarlardan Thayer(1960) podiform kromit kütlelerinin, üst mantonun kısmi ergimesi sonucu ortaya çıkan magmanın alt kabuk veya üst mantoda bulunan magma odalarında kristal farklılaşma ürünü kromit kristallerinin çökerek oluştuğunu ileri sürmüştür. Yazar, bu dönemi takip eden süre içerisinde alt kabuktaki kromit tabakalarının, kıvrımlanması sırasında kromit tabakalarının parçalandığını ve podiform kütleler şeklinde yeniden yerleştiğini belirtmektedir.

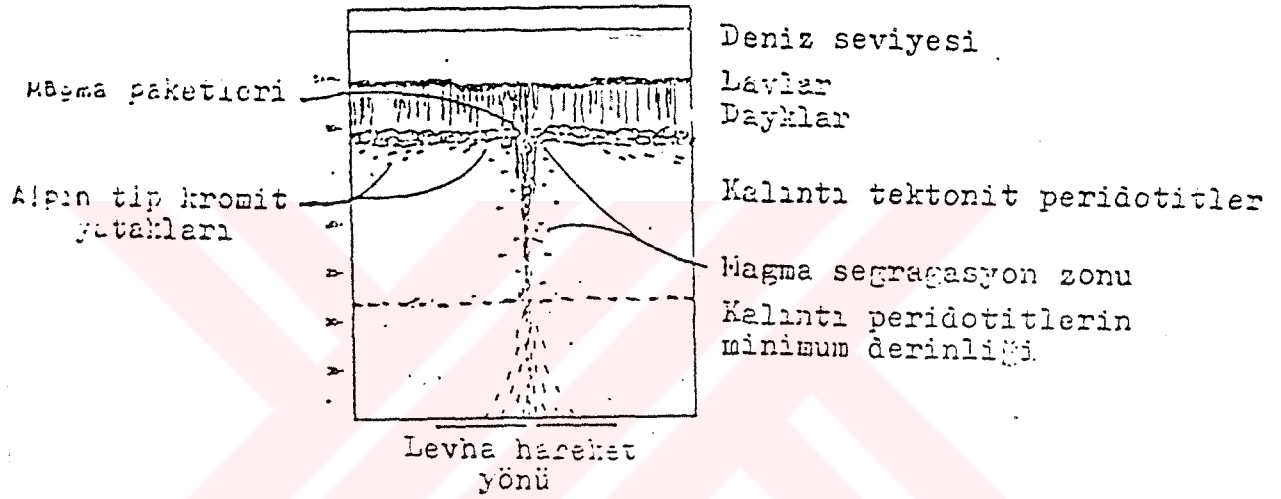
Greenbaum(1972) podiform kromit kütlelerinin oluşumunu okyanusal yayılım modeli ile açıklamaya çalışmıştır. Yazara göre Thayer (1960)'da belirtilen magma odalarının okyanusal yayılma merkezleri altında bulunduğunu, kromitlerin bu magma odalarında kümülatik

olarak oluştuğunu kabul etmiştir. Kromitlerin içerisinde buldukları kümülat dunitlerin, magma odaları tabanındaki düzensizlikler ve oluşum sırasındaki plastik deformasyonlar sonucu kalıntı üst manto harzburjitlerinde ve kümülatların tabanındaki dunitlerde kapalı kıvrımlanmalar oluştuğunu bu kıvrımlanmalar sonucu harzburjitler içerisine girdiğini belirtir.

Dickey(1975) ise uzaklaşan levha sınırları boyunca kabuk-manto sınırına yakın oluşan uzun ve dar magma ceplerinde kümülatik süreçlerle oluşan kromit kütlelerinin daha sonraları yoğunluk farkı nedeniyle henüz plastik özellikte olan üst mantonun harzburjitleri içerisine doğru battığını ileri sürmüştür (Şekil 5.2). Diğer taraftan Arai (1980) Japonya Sangun-Yamaguchi ultramafik kompleksi üzerinde yaptığı çalışmalarda, dunit merceklerinde kümülatik kökeni gösteren ne kimyasal ne de yapısal verilerin bulunmadığını söyleyerek kümülatik kökene karşı çıkmaktadır.

Thayer(1960), Greenbaum(1972) ve Dickey(1975) tarafında önerilen fikirler tamamen kümülatik bir oluşumu ifade eder. Oysa bu görüşle Yeşilova kromit yataklarında görülen ve genellikle kromit kütlelerini bir kılıf gibi kuşatan dunit merceklerinin oluşumunu açıklamak zordur. Şöyle ki, Kabuk manto sınırında bir diğer deyişle kümülat - tektonit geçiş zonunda oluşan kromitler yoğunluk farkından dolayı batması ile tektonitler içerisinde yerleşmesi şeklindeki bu yorumda, kromit mercekleri etrafında bulunan dunitik kılıfların oluşumunun ne şekilde geliştiği tartışmalıdır. Kromit mercekleri ile dunitik merceklerin, harzburjitlerdeki bandlanmalara uyumlu olarak bulunması, bunların aynı basınç ve gerilmeler etkisinde kalarak birlikte ve eş zamanlı (sinjenetik) oluştuğunu gösterir.

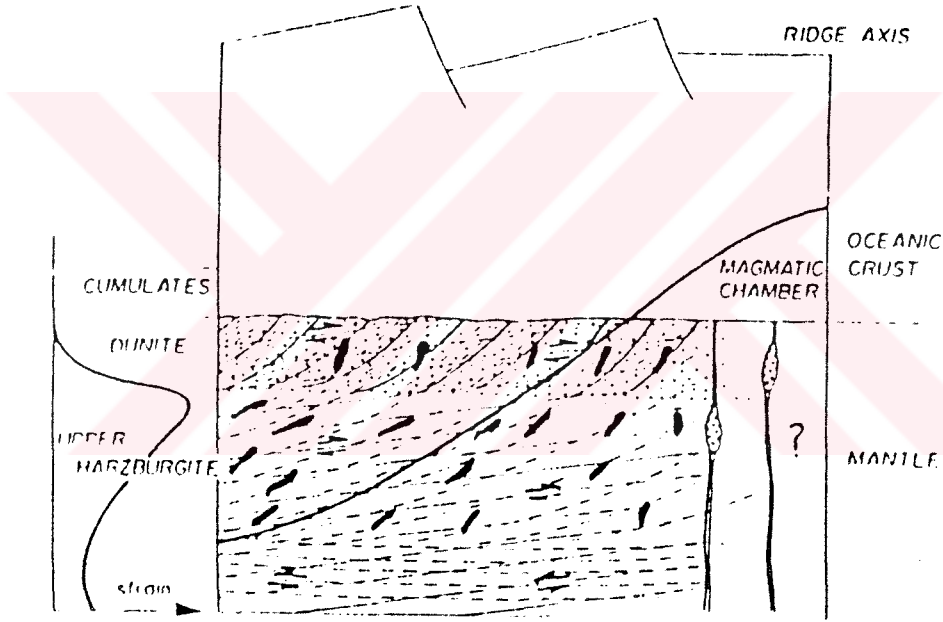
Podiform yataklarının oluşumunu diapirik oluşum modeli ile açıklamaya çalışan yazarlardan Peters ve Kramer (1974) yatakların, okyanus açılma zonlarında yükselen lertzolitik magmanın kısmi ergimesi sonucu oluşan pikritik magmanın, tüketilmiş harzburjitler içerisinde yükselmesi sürecinde şekillendiğinin ifade etmiştir. Cann (1981) ise oluşumun yayılma merkezlerindeki astenosferik eriyikte gerçekleştiğini belirtmiştir.



Şekil 5. 2. Dickey(1975)'e göre podiform kromitlerin oluşum yeri.

Lago ve diğ.(1982) diapirik yükselim sürecinde kısmi ergimiş magmanın akışkanlar basıncı ile açılan kanallarda yükseldiğini ileri sürmüşlerdir. Yükselen magma ile çevre peridotitler arasındaki ısı farkı nedeniyle magma kanallarında konveksiyon akımları oluştuğunu, daha önce kristalleşmiş kromit ve olivin tanelerinin, konveksiyon akımları etkisinde taşınarak kanallar içerisinde depolanarak podiform kromit ve dunit kılıflarını oluşturduğunu kabullenmişlerdir (Şekil 5.3). Aynı yazarlar, diapirik oluşum sürecinde uyumsuz olarak oluşan kütlelerin astenosferik yayılımın, diapidren yataya dönüşmesi sonucu yarı uyumsuz ve uyumlu kütlelere dönüşebileceğini savunmaktadır.

Üşümezsoy(1988) Kefdağ-Soridağ kromit yataklarında yaptığı çalışmalar sonucu, oluşuma Lago ve diğ.(1982)'ye benzer bir yaklaşım getirerek açıklamaya çalışmıştır. Yazar, Soridağ kromit kütlelerinin doğrultu ve eğim yönünde uzun mesafeler kesiksiz olarak, buna karşılık kalınlıklarının çok kısa mesafelerde büyük değişiklikler göstererek devam etmesini bu kütlelerin diapirik yükselim sürecinde magma kanallarındaki boşlukların doldurulması ile oluştuğunun geometrik ispatı olarak görmektedir.



Şekil 5. 3 Lago ve diğ.(1982)'ye göre podiform kromit kütlelerinin oluşum mekanizmasını gösterir şekil.

Lago ve diğ. (1982) ilk Üşümezsoy (1988) 'in açıldığını savundukları magmatik kanallarının, harzburjitlerin bandlanmasına nasıl olurda çoğunlukla uyumlu olarak açıldığı tartışmalıdır. Zira gerek Yeşilova'da gerekse diğer podiform yataklardaki cevher ve dunit merceklerinin , harzburjitlerin bandlanmasına çoğunlukla uyumlu oldukları bilinmektedir. Ayrıca böyle bir oluşumda dunitlerle

harzburjitlerin dokanaklarının keskin olması beklenir. Oysa bu kontaklar keskin olmayıp tedricidir. Üşümezsoy (1988) kromit kütleleri ile dunitik kılıf ve çevre kayaç harzburjitler arasında keskin fakat birincil dokanak tespit etmiştir. Yeşilova'da ve yakın saha Fethiye Çalaocak - Suluocak yataklarında, kromit mercekleri içeren dunitlerin yankayaç harzburjitlerle dokanaklarının keskin olmayıp tedrici olduğu tespit edilmiştir(Engin ve Hirst 1970).

Yeşilova kromit yataklarında az da olsa gözlenebilen fakat podiform yatakların en belirgin özelliği olarak yorumlanan nodüler cevher tipinin oluşumu için şu şekilde bir yorum getirilmiştir.

Levhaların açılma zonlarına, yükselen magmadaki konveksiyon akımları ve bu akımların magmada oluşturduğu sirkülasyon hızı farkı nedeniyle, akımların ve sirküle hızının arttığı kesimlerde masif cevher oluşmaktadır. Konveksiyon ve sirküle hızının artması kromitleri masif olarak birarada toplamaya yeterli görülmektedir. Akımların ve bu akımların oluşturduğu sirküle hızının azalmasıyla nodüller oluşmaktadır. Bu nodüllerin sıklığı ve büyüklüğü yine bu hareketlere uygun olmaktadır. Nodüllerin belirli yönlerde uzaması ise basınç ve gerilme kuvvetlerinin etkisine ve onun yönüne uygun olarak paralel dizilmeleri şeklinde açıklanabilir. Magmayı hareket ettiren konveksiyon akımlarının azalmasına uygun olarak bantlı ve saçılımlı cevher tipleri oluşur.

Borchert (1960)'a göre kromit kristallerinin eğik bir tabanda (50°) çökmesi ve yerçekimi ile eğime uyumlu olarak aşağılara doğru yuvarlanması bu tür cevher dokusunun oluşumunu sağlamıştır. Masif, saçılımlı ve bantlı cevherler de benzer şekilde tabanın eğimine ve bu

eğik durumdaki yerlerine bağlı olarak oluşur. Kaaden (1964) 'de benzer şekilde, kromit kristallerinin viskoz bir eriyik içerisinde akma ile oluştuğunu ileri sürmüştür. Thayer (1964)'e göre ise sözkonusu dokular, çok yavaş soğuyan bir mağmada kromit kristallerinin serbest asılı kaldığı bir sürete biraraya toplanarak çekirdeklenip büyüyerek oluşmaktadır. Buna karşılık Dickey (1975) oluşum için hareketli bir ortamın varolması gerekliliği üzerinde durmaktadır. Yazar, nodüler cevherlerin türbülanslı bir magma segregasyon zonunda, kromit tanelerinin yuvarlanması ve bu yuvarlanma hareketleri sırasında etraftaki diğer kromit kristallerinin dış yzeylelerini alarak büyümelerinden ileri geldiğini düşünmektedir. Podiform kromitlerin oluşumu için kümülatik oluşumu savunan bu yazarlar, nodüler dokuların gelişimi için ise hareketli bir ortamın varolması gerektiğini kabul etmektedirler. Halbuki yukarda özetlenen görüşler çerçevesinde bu tür dokuların oluşumu için gerekli olan hareketliliğin bulunması oldukça güç görünmektedir. Aynı zamanda kümülatik oluşumu savunan bu yazarlar, kümülatik olarak oluşmuş kümülat dunitler içerisinde bu tür dokuların gelişmemiş olmasını açıklayamamaktadır.

6. SONUÇLAR

Yeşilova (Burdur) civarında yapılan çalışmalarda aşağıda özetlenebilecek sonuçlara varılmıştır.

Yeşilova ofiyolitik kayaçları, ideal ofiyolitik diziye göre levha dayk karmaşığı açısından eksikli bir istifi yansıtır. Harzburjit ve dunitlerde tektonik deformasyonlar sonucu, olivinler kırılıp parçalanırken piroksenlerde kink bandlanmalar ve ay şeklinde bükülmeler meydana gelmiştir. Kırık ve çatlaklarda peridotit-dayk kontaktlarında serpantinleşmenin ileri derecelere ulaşmaktadır. Serpantin örneklerinde yapılan çalışmalarda, bileşimlerinin daha ziyade krizotil, lizardit ve antigorit olduğu belirlenmiştir.

Yeşilova ofiyolitik kayaçları içerisinde bulunan kromit oluşumları, özellikle tektonit karakterli harzburjitlerin üst kesimlerinde dunitik kılıfla kuşatılmış mercekler şeklinde bulunmaktadır. Tektonitlerdeki merceklerde masif, saçılımlı, bandlı ve nodüler tipte gelişen cevherleşme kümülat dunitlerde bandlı olarak oluşmuştur. Cevher tipleri üzerinde yapılan mikroskopik çalışmalarda masif cevhere ait kromitlerin daha çok kırılıp parçalanmış oldukları, nodüler cevherlerde nodüllerin aynı yönlü basınç etkisi altında kaldıkları ve belirli yönlerde uzamalar gösterdikleri tespit edilmiştir.

Masif kromit örnekleri üzerinde yapılan jeokimyasal çalışmalara göre kromitler alüminyumlu kromit bölgesinde Cr köşesine yakın bileşimde bulunmaktadır. Cevher oluşumlarında Cr_2O_3 tenörü % 38.53 ile 57.65 arasında değişmekte ve ortalaması % 49.67'dir. Cr/Fe oranı 2.26 ile 3.85 arasında değişmekte ortalaması ise 2.97'dir.

Kromitlerde ölçülen çeşitli elementler, değişik grafiklerle değerlendirilmiştir. Buna göre Yeşilova kromitleri podiform karakterli ve harzburjitik kayalar içerisinde yataklanmıştır.

Yeşilova kromitleri, iz element içerikleri bakımından diğer podiform kromit oluşumlarının Ni ve Zn içeriklerine yakın, Co içeriği açısından fakirdir. Bunlar stratiform yataklara göre Ni bakımından zengin, Zn bakımından ise fakirdir.

Cr-Al ve Fe²⁺-Mg arasında çok belirgin negatif, Cr-Mg arasında çok belirgin olmayan negatif, Cr-Fe²⁺ arasında net olmayan pozitif, Cr-Fe³⁺ arasında ise herhangi bir korelasyon kurulamamıştır.

Kromitin bileşimine giren majör elementlerden Cr, Al, Fe³⁺, Fe²⁺ ve Mg'a karşı Ni, Zn, Co ve La gibi elementlerin değişim profilleri çizilmiştir. Buna göre: Cr'a bağlı grafikte, Cr ile Ni arasında negatif ilişki gözlenmiştir. Al grafiğinde Ni, Zn, Co ve La'nın Al'a bağımlı ilişkisi kurulamamıştır. Fe³⁺'ün artan değerleri ile birlikte Ni'de az da olsa bir artış izlenir. Fe²⁺'nin düşük değerlerinde Ni artışı, yükselen noktalarda Ni'nin düşüşü izlenir.

Yeşilova kromit yatakları jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri bakımından tipik podiform oluşumlar olarak yorumlanmıştır. Bu özellikleri bakımından bir çok podiform yataklarla karşılaştırılmış ve benzer özellikler tespit edilmiştir. Buna göre Yeşilova kromitleri okyanusal yayılma merkezlerinde litosferik levhada kısmi ergimeler olduğu, eriyik halindeki mazemenin yukarıya doğru yükselirken kromit mercekleri halinde çökeldiği sonucuna varılmıştır.

Yöre, Türkiye'nin en önemli kromit provenislerinden birisidir.

Burada Őimdiye kadar yapılan kromit madenciliği çok ilkel Őartlarla ve yüzeysel olmuştur. Daha ziyade yüzeydeki veya yzeeye yakın kesimlerdeki merceklerin alınması Şeklinde yapılan çalışmalarda, galeri yöntemiyle cevher eldesi oldukça sınırlı boyutlarda kalmıştır. Madencilik çalışmalarında, fayların birçok problem yaratmasına karşılık birçok merceği yzeeye çıkararak bulunmasını da kolaylaŐtırmıŐtır. Çoğunlukla bu mostralarda üretim yapılmıştır. Fayların düşen bloklarında bulunan merceklerin parçalarına çoğunlukla ulaŐılamamıŐtır.



KAYNAKLAR

- Akkök, R., Satır, M. ve Şengör, A. M. C., 1984, Menderes Masifi'ndeki tektonik olayların zamanlaması ve sonuçları: Ketin Simp., Ankara, 93-94.
- Anıl, M., 1990, Pozantı-Karsantı, Mersin ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitlerindeki bazı kromit yataklarının morfolojik-yapısal ve jenetik özellikleri ile Akdeniz Bölgesindeki benzer kromit yataklarıyla karşılaştırılması: Doğa (Müh. ve Çevre Bilim.), 14, 645-675.
- Anıl, M., 1990, Le complexe ophiolitique chromifere du Massif de Pozantı-Karsantı (Adana, Turquie): Ofioliti, 15(2), 209-229.
- Arai, S., 1980, Dunit-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, Western Japan: Jour. Petrol., 21, 141-165.
- Aslaner, M., 1973, İskenderun-Krıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeolojisi ve petrografisi : MTA (Yayın no 150), Ankara, 71s.
- Aydın, S. N. ve Erler, A., 1988, Mineralogy, ore petrography and geochemistry of the Kızıldağ chromites, Hatay-Turkey: METU, J. of Pure and Appl. Sci., 21, 1-3, 523-539.
- Barnes, J. W., 1988, Ores and minerals, introducing to economic geology : Open University, Milton Keynes, 181p.
- Bingöl, A. F., 1978, Petrologie du massif ophiolitique de Pozantı-Karsantı (Taurus cilicien, Turquie) etude de la partie orientale : Yayınlanmamış Doktora Tezi, Strasbourg, 227p.
- Blumenthal, M., 1956, Les chaines bordieres du Taurus au sud-ouest du bassin de Karaman Konya et le probleme de la formation schistoradiolaritique: MTA Enst. Bült., 48, 1-39.
- Blumenthal, M., 1963, Le systeme structural du Taurus Sud-Anatolien: Mem. hs. Soc. Geol. Fr., 611-622.
- Borchert, H., 1960, Erfahrungen an Turkischen Chromerzlagestaetten In: Conference Proceedings of Symposium on chrome ore (by CENTO), Ankara, Turkey, 92-108.

- Braithwaite, C. ve Zedef, V., 1994, Living hydromagnesite stromatolites from Turkey: *Sedimentary Geology*, 94, 1-5.
- Brown, N., 1979, Textural an geochemical evidence for the origin of the chromite deposits in the Oman Ophiolite: *Ophiolite Symp. Cyprus, proceedings*, 714-721.
- Brown, M., 1980, Textural and geochemical evidence for the origin of chromite deposits in the Oman ophiolite In: *Ophiolites (Proc. Int. Ophiolite Symp., Cyprus)* (Ed. by A. Panayiotou), 714-721.
- Brunn, J.H., Graciansky, P. Ch. De., Gutnic, M., Juteau, T., Lefevre, R., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A.,, 1970, Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales: *Bull. Soc. Geol. France*, 12, 515-556.
- Burgath, K.P., Mohr, M., Rammlmair, D. ve Steiner, L., 1985, Petrography, geochemistry and structural development of a large number of chromitite occurrences in the Oman ophiolite In: *Conference proceedings of Int. Symp. "Metallogeny of basic and ultrabasic rocks" (Abstracts)*, Edinburgh, 9-12.
- Cann, J. R., 1981, Ore deposits of the ocean crust, in economic geology and geotectonics In: (Ed. by D. H. Tarling), 119-134. Blackwell Sci. Publ., London.
- Cina, A., Caslli, H. ve Goci, L., 1986, Chromites in the ophiolites of Albanides In: *Chromites (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens)* (Ed. by W. Petrascheck, S. Karamata, G. G. Kravchenko, Z. Johan, M. Economou ve T. Engin), 107-128.
- Claude, D. ve Marc, L., 1980, Distribution of V, Ni, Co, Cu and Zn in chromites from New Caledonia ophiolites In: *Conference proceedings of Unesco and international symposium on metallogeny of mafic and ultramafic complexes, The Eastern Mediterranean-Western Asia area, Athens*, 46-60.
- Colin, J. H., 1962, Fethiye-Kaş-Antalya-Finike (Güneybatı Türkiye) bölgesinde yapılan jeolojik etüdlr: *M. T. A. Derg.*, 59, 19-59.
- Deer, W. A., Howie, R. A. ve Zussmann, J., 1966, An introduction to the rockforming minerals : Longmans, Green and Co. Ltd., London.
- Demir, A. ve Gökçe, A., 1991, Alaçayır (Refahiye-Erzincan) krom yatağının mineralojisi, jeokimyası ve kökeni: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 6, 174-186.

- Demirtaşlı, E., 1975, İran, Pakistan ve Türkiye'deki Alt Paleozoyik yaşlı kayaların stratigrafik korelasyonu: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğler, Ankara, 204-222. M.T.A.
- Dick, H. C. B. ve Bullen, T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas: *Contr. Min. Petr.*, 85, 54-76.
- Dickey, J. S., 1975, A hypothesis of origin for podiform chromite deposits: *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 39, 1061-1074.
- Duke, C. M., 1983, Ore deposits models 7, magmatic segregation deposits of chromite: *Geos. Can.*, 10, 15-24.
- Economou, M., Dimou, E., Economou, G., Migiros, G., Vacondios, I., Grivas, E., Rassios, A. ve Dabitzias, S., 1986, Chromite deposits of Greece In: (Ed. by W. Petrascheck, S. Karamata, G. G. Kravchenko, Z. Johan, M. Economou ve T. Engin), 129-159. *Chromites (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens)*.
- Economou, G. ve Economou, M. I., 1986, Some chromite occurrences from the areas of Vermio and Veria, Macedonia, Greece In: *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks* (Ed. by M. J. Gallagher), 351-354. Edinburgh.
- Engin, T. ve Hirst, D.M., 1969, The alpine chrome ore of the Andızlık-Zımparalık area, Fethiye, Southwest Turkey: *I.M.M. Trans. Sect. B*, 79, 16-19.
- Engin, T. ve Hirst, D. M., 1970, The alpine chrome ores of Andızlık-Zımparalık area. SW Turkey: *Inst. Mining Met. Sec. B.*, 16-27.
- Ersoy, Ş., 1990, Batı Toros (Likya) naplarının yapısal ögelerinin ve evriminin analizi: *TMMOB. Jeol. Müh. Derg.*, 37, 5-16.
- Evans, A. M., 1987, *An introduction to ore geology* : Blackwell Sci., Oxford, 358.
- Faust, G. T. ve Fahey, J. J., 1962, The serpentine group minerals: U.S. Geological Survey, Prof. Paper, 384.
- Ghose, N. C. ve Shrivastava, M. P., 1986, Podiform chromites of Naga Hills ophiolite, N. E. India In: *Chromites (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens)* (Ed. by W. Petrascheck, S. Karamata, G. G. Kravchenko, Z. Johan, M. Economou ve T. Engin), 263-284.

- Graciansky, P. C. D., 1967, Existence d'une nappe ophiolitique à l'extrémité occidentale de la chaîne Sud-Anatolienne: Relations avec les autres unités charriées et avec les terrains autochtones (Province de Muğla, Turquie): C. R. Ac. Sc., 264, 2876-2879.
- Greenbaum, D., 1972, The geology and evolution of the Troodos plutonic complex and associated chromite deposits Cyprus : Yayınlanmamış Doktora Tezi, Leeds, İngiltere.
- Greenbaum, D., 1977, The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus: Econ. Geol., 72, 1175-1194.
- Gutnic, M., Kelter, D. ve Monod, O., 1968, Découverte de nappes de charriages dans le Nord du Taurus occidental (Turquie): C. R. Acad. Sci., 266, 988-991.
- Hess, H. H., 1960, Stillwater igneous complex, Montana, a quantitative mineralogical study: Bull. Am. Geol. Soc. Mem., 80, 230.
- Hutchinson, C. S., 1972, Alpine-type chromite in north Borneo, with special reference to Danuel Bay: Am. Min., 37, 835-856.
- Irvine, T. N., 1965, Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part 1, Theory: Can. J. Earth Sci., 2, 648-671.
- Irvine, T. N., 1967, Chromium spinel as a petrogenetic indicator: part 2 petrologic applications: Can. J. Earth Sci., 4, 71-103.
- Jackson, E. D., 1971, The origin of ultramafic rocks by cumulus processes: Fortschr. Miner., 48 (1), 128-174.
- Jankovic, S., 1986, General features of the chromite deposits and major ore district in Yugoslavia In: Chromites (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens) (Ed. by W. Petrascheck, S. Karamata, G. G. Kravchenko, Z. Johan, M. Economou ve T. Engin), 67-89.
- Johan, Z., 1986, Chromite deposits in the massif du sud ophiolite, New Caledonia: Genetic considerations In: Chromites (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens) (Ed. by W. Petrascheck, S. Karamata, G. G. Kravchenko, Z. Johan, M. Economou ve T. Engin), 311-339.
- Kaaden, G. V. D., 1964, The different concepts of the genesis of alpine type emplaced ultrabasic rock and their implications on chromite

prospection. Methods of prospection for chromite: Proc., of OECD Seminar.

- Kaaden, G. V. D., 1970, Chromite bearing ultramafic and related gabbroic rocks and their relationship to "ophiolitic" extensive rocks and diabases in Turkey: Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 1, 511-531.
- Karaman, T., 1989, Yeşilova ve Tefenni (Burdur) batısında kalan alanın jeolojisi ve petrografisi : Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, S. Ü Fen Bil. Enst. Konya. 84 s.
- Kovenko, V., 1949, Gites des chromite et roches chromiferes des l'Asie Mineure (Turquie): Soc. Geol. France, Mem., 61, 46.
- Kurnaz, M. ve Anıl, M., 1992, Yeşilova-Tefenni (Burdur) arası ofiyolitleri ve kromit cevherleşmeleri: Çukurova Üniv. Yerb. Derg, 7 (2), 1-24.
- Lago, B., Rabinovicz, M. ve Nicolas, A., 1982, Podiform chromite ore bodies: a genetic model: Jour. Petrol., 23, 103-125.
- Laurent, R., 1980, Regimes of serpentization and rodingitization in Appalachian Ophiolites: Archives des Sciences, 33, 2-3, 311-320.
- Leblanc, M., Dupuy, C., Cassard, D., Moutte, J., Nicolas, A., Prinzhofer, A., Rabinovitch, M. ve Routhier, P., 1979, Essai sur la genese des corps podiformes de chromotite dans les peridotites ophiolitiques: Etude des chromites de Nouvelle-Caledonie et comparaison avec celles de Mediterranee orientale In: Conference proceedings of International Ophiolite Symposium, Cyprus, 691-701.
- Loney, R. A., Himmelberg, G. R. ve Coleman, R. G., 1971, Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A.: Jour. Petrology, 12, 245-309.
- Mysen, B. O. ve Boettcher, A. L., 1975, Melting of a hydrous mantle: 11. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. Jour. Petrol., 16: 549-593.
- Michaelides, E., 1983, The genesis of the chromites of the plutonic complex of Troodos, Cyprus : Yayınlanmamış Doktora Tezi, Athens.

- Nicolas, A. ve Prinzhofer, A., 1983, Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: Structural evidence: *J. Petrol.*, 24, 188-206.
- Obradovic, L. J., 1986, On the chemistry of chromites from Brezovica, Sara Mountain, Yugoslavia In: *Chromites (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens)* (Ed. by W. Petrascheck, S. Karamata, G. G. Kravchenko, Z. Johan, M. Economou ve T. Engin), 91-105.
- Özgül, N., 1971, Orta Toroslar'ın kuzey kesminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 14, 75-87.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 19, 65-78.
- Özkan, Y. Z., 1982, Guleman (Elazığ) ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi: *İstanbul Üniv. Yerb. Derg.*, 3, 295-312.
- Paktunç, A. D. ve Baysal, O., 1981, Çatalocak-Suluocak kromitlerinin mineralojisi: *Hacattepe Üniv. Yerb. Derg.*, 8, 31-40.
- Paktunç, A. D., 1981, Alpin tip kromit yataklarının oluşumu: *Yeryuvarı ve İnsan*, 6, 3-4, 33-39.
- Panayiotou, A., Michaelides, A. E. ve Georgiou, E., 1986, The chromite deposits of the Troodos ophiolite complex, Cyprus In: (Ed. by W. Petrascheck, S. Karamata, G. G. Kravchenko, Z. Johan, M. Economou ve T. Engin), 161-198. *Chromites (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens)*.
- Park, C. F. J. ve MacDiarmid, R. A., 1975, Magmatic segregation deposits In: *Ore deposits* (Ed. by J. Gilluly ve A. O. Woodford), W. H. Freeman and Company, San Francisco. 530 p.
- Peters, J. ve Kramers, J. D., 1974, Chromite deposits in the ophiolite complex of northern Oman: *Min. Deposita*, 91, 253-259.
- Poisson, A., 1977, *Recherches Geologiques dans les Taurides occidentales (Turquie)* : Yayınlanmamış Doktora Tezi, Üniv. Paris Sud Orsay, 795 p.
- Rahgoshay, M. ve Julteau, T., 1980, Chromites from the ophiolitic massif of Pozanti-Karsanti, Cilician Taurus, Turkey: New observations about their structural setting and geochemistry: UNESCO IGCP project 169: *Metallogeny of mafic and ultramafic complexes. Proc. Int. Symp. Athens.*, 114-126.

- Rammlmair, D., 1986, Chromite in the Philippines: Its relationship to the tectonic setting of the host ophiolites; examples Zambales and Palawan In: (Ed. by W. Petrascheck, S. Karamata, G. G. Kravchenko, Z. Johan, M. Economou ve T. Engin), 285-309. Chromites (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens).
- Sarp, H., 1976, Etude geologique et petrographique du cortege ophiolitique de la region situe au nord-ouest de Yeşilova (Burdur-Turquie): Yayınlanmamış Doktora Tezi, Geneve, 804 p.
- Schmid, I. H., 1987, Turkey's Salda Lake, a genetic model for Australia's newly discovered magnesite deposits: *Industrial Minerals* (August), 19-31.
- Spratt, A. B. ve Forbes, E., 1847, *Travels in Lycian Milas and Cibiyatis* (London).
- Stevens, R. E., 1944, Composition of some chromites of the Western Hemisphere: *Ame. Mineralogist*, 29, 1-34.
- Stowe, C. W., 1994, Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time: *Econ. Geol.*, 89, 528-546.
- Strecker, A., 1967, Classification and nomenclature of igneous rock: *N. J. Miner. Abh.*, 107, 144-240.
- Şenel, M., Arbas, A., Bilgi, C., Bilgin, Z. R., Dinçel, M. A., Durukan, E., Karaman, T., Kaymakçı, H., Örçen, S., Selçuk, H. ve Şen, M. A., 1986, Gömbe Dağı'nın stratigrafi ve yapısal özellikleri: *Türkiye Jeol. Kurultayı 1986 Bildiri özetleri*, 51.
- Tchihatcheff, P., 1869, *Asie mineure* (Paris).
- Thayer, T. P., 1960, Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes In: *Conference proceedings of 21st Int. Geol. Cong., Copenhagen*, 247-259.
- Thayer, T., 1964, Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridağ district, Turkey: *Econ. Geol.*, 59, 1497-1524.
- Thayer, T. P., 1970, Chromite segregations as petrogenetic indicators: *Geol. Soc. S. Africa Special Publ.*, 1, 380-390.

- Tietze, J., 1885, Beiträge zur Geologie von Lykien: J.H.K.K. Geol RA Wien, 35, 283-384.
- Üşümezsoy, Ş., 1986, Kefdağ ve Soridağ (Guleman) kromit kütlelerinin oluşumu üzerine yeni bir yaklaşım: TMMOB. Jeol. Müh. Derg., 29, 47-60.
- Yaman, S. ve Ohnenstetter, M., 1991, Mersin ofiyoliti ultramafik zon krom yataklarında platin grubu element dağılımı (Güney Türkiye): Türkiye Jeol. Kur. Bült., 6, 253-261.
- Yıldız, M., Balcı, M. ve Sarıkaya, A., 1976, Burdur (Yeşilova-Tefenni) ve Denizli (Acıpayam) peridotit masifindeki krom prospeksiyonu: M. T. A. Raporu (Yayınlanmamış).
- Yıldız, M. ve Ayhan, A., 1992, Çatakyurdu ve Maden Deresi (Acıpayam-Denizli) kromit yataklarının özellikleri: Çukurova Üniv. Yerb. Derg., 21, 29-41.
- Yılmaz, O., 1983, Çangal metaofiyolitlerinin mineralojik-petrografik incelenmesi ve metamorfizma koşulları: Hacettepe Üniv. Yerb. Derg., 10, 45-58.
- Zedef, V., 1994, Origin of magnesite in Turkey, a stable isotope study : Yayınlanmamış Doktora Tezi, Üniv. of Glasgow, İngiltere, 159 p.
- Zedef, V., Öncel, M. S., Arslan, M., Döyem, A., Söğüt, A. R., 1994, Alpin tip kromit yataklarına jeokimyasal açıdan farklı bir örnek: Yeşildağ (Beyşehir) kromit yatağı: S. Ü. Müh.- Mim. Fak. Derg., 9 (2), (Baskıda).