

T.C.  
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**YANIKLAR-ÇİFTLİK-KARAGEDİK  
(FETHİYE-MUĞLA)  
YÖRESİNİN JEOLJİSİ VE  
KROMİT OLUŞUMLARININ  
MİNEROLOJİK, PETROGRAFIK  
VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ**

M. Serhat KARAGÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

KONYA, 2008

T.C.  
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**YANIKLAR-ÇİFTLİK-KARAGEDİK  
(FETHİYE-MUĞLA)  
YÖRESİNİN JEOLJİSİ VE  
KROMİT OLUŞUMLARININ  
MİNEROLOJİK, PETROGRAFİK  
VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ**

M. Serhat KARAGÖZ  
YÜKSEK LİSANS TEZİ  
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

**Bu tez tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği/oyçokluğu ile kabul edilmiştir.**

**Yrd. Doç. Dr.  
M. Muzaffer KARADAĞ  
(Danışman)**

**Prof. Dr.  
Muazzez ÇELİK  
KARAKAYA  
(Üye)**

**Yrd. Doç. Dr.  
Şuayip KÜPELİ  
(Üye)**

## ÖNSÖZ

Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans programı kapsamında yürütülen bu çalışmada, çok değerli bilgi ve tecrübeleri ile beni baştan sonuna kadar sabırla destekleyen ve yardımlarını esirgemeyen değerli danışman hocam Sn. Yrd. Doç. Dr. M. Muzaffer KARADAĞ'a en derin şükranlarımı sunarım.

Başlangıçtan itibaren arazi çalışmaları dâhil olmak üzere, tüm çalışmalarımnda maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen Eti Elektrometalurji A.Ş. Karagedik Üç Köprü Maden Üretim İşletmesi Müdürü Jeoloji Müh. Sn. Yüksel KONUK'a ve laboratuvar görevlisi Sn. Atikan OLGUN'a teşekkür ederim.

Ayrıca Eti Elektrometalurji A.Ş. Karagedik Üç Köprü Maden Üretim İşletmesi eski Müdürü Sn. Dr. İsmail TAŞÇI'ya ve ayrıca tezin hazırlanması sırasında değerli bilgilerinden yararlandığım Sn. Yrd. Doç. Dr. Adnan DÖYEN ve Sn. Yrd. Doç. Dr. A. Müjdat ÖZKAN'a da teşekkür ederim.

Maddi ve manevi desteklerini her zaman yanımda hissettiren aileme de şükranlarımı sunarım.

## ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

### **YANIKLAR-ÇİFTLİK-KARAGEDİK (FETHİYE-MUĞLA) YÖRESİNİN JEOLJİSİ VE KROMİT OLUŞUMLARININ MİNEROLOJİK, PETROGRAFIK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ**

**M. Serhat KARAGÖZ**

Selçuk Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

**Danışman: Yrd. Doç. Dr. M. Muzaffer KARADAĞ**

**2008, 93 Sayfa**

**Jüri:** Yrd. Doç. Dr. M. Muzaffer KARADAĞ

Prof. Dr. Muazzez ÇELİK KARAKAYA

Yrd. Doç. Dr. Şuayip KÜPELİ

İnceleme alanı, Toros Orojenik kuşağı'nın güneybatı ucunda, Batı Toroslar'da, Yanıklar-Çiftlik-Karagedik (Fethiye-Muğla) civarında yer almakta ve yaklaşık 77 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kapsamaktadır.

Bölgede, Mesozoyik-Senozoyik zaman aralığında oluşmuş ve birbirinden bağımsız allokton nitelikte magmatik ve sedimanter kayaçlar mostra vermektedir. Dolomit, çörtlü dolomit, dolomitik kireçtaşları ile temsil edilen Üst Triyas-Alt Jura yaşlı Kayaköy formasyonu inceleme alanının tabanında gözükse de bu birim çört yumrulu ve mikritik dokulu kireçtaşlarından oluşan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Babadağ formasyonu üzerine tektonik dokanakla gelmektedir. Spilitik bazaltlardan oluşan Üst Kretase yaşlı Çövenliya formasyonu Babadağ formasyonu'nu yine tektonik bir dokanakla üzerlemektedir. Bu birim üzerine de tektonik dokanakla serpantinleşmiş harzburjit, dunit, serpantin, piroksenit ve bunları kesen dolerit dayklarından oluşan Üst Kretase yaşlı Marmaris peridotiti gelmektedir. Tüm bu

birimleri, kirli sarı, grimsi renklerde konglomera, kilitaşı ve kumtaşlarından oluşan Pliyosen yaşlı ameli formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyon, blok boyutlu yamaç molozu ve plaj çökelleri uyumsuzlukla örtmektedir.

Alpin orojenezinden oldukça etkilenen yörede, bindirme tektoniği sonucu oluşmuş ve çok yönde gelişmiş kırık ve çatlak sistemleri mevcuttur. Ancak genel bir kuvvet yönünü belirlemek oldukça zordur. Yöre bugünkü morfolojisini Alpin orojenezine bağlı tektonik hareketlerle oluşan kıvrımlar ve erozyon sürecine karşı farklı dirençler gösteren litolojiler sayesinde kazanmıştır.

Bölgedeki bazik ve ultrabazik kayalarıda, dayk-yankayaç kontağı, fay zonları ve özellikle de peridotit masifinin içerisindeki çatlak ve kırıklar boyunca serpantinleşme gözlenmektedir.

Fethiye kromit yatakları, Marmaris peridotiti içerisinde yer alan tektonit harzburjitler içerisinde olup cevherler başlıca masif, saçınımlı, nodüler ve bantlı tiplerdedirler.

Fethiye kromitleri bileşimine göre tarafımızdan “aluminyumlu kromit” olarak adlandırılmıştır.

Arazi gözlemleri ve mevcut veriler ışığında bölgedeki kromitlerin, podiform kromitlerin türediği tipik bazaltik magmalardan farklı olarak silis ve aluminyum içeriği bakımından daha fakir bir magmadan türediği sonucuna varılmıştır.

Fethiye kromitleri, iz element içerikleri bakımından diğer podiform kromit oluşumlarının Ni ve Zn içeriklerine yakın değerde oldukları tespit edilmiştir. Bunlar stratiform yataklara nazaran Ni bakımından zengin, Zn bakımından fakir oldukları belirlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Alpin orojenezi, aluminyumlu kromit, konveksiyon akımı, kısmi ergime, ofiyolit, dunit, harzburjit, Fethiye.

## **ABSTRACT**

Master's Theises

**Geology of the Yanıklar-Çiftlik-Karagedik (Fethiye-Muğla) area and mineralogical, petrographical and geochemical investigations of chromite occurrences.**

**M. Serhat KARAGÖZ**

Selcuk University

Graduate School of Naturel Applied Sciences

Department of Geological Engineering

**Supervisor: Asist. Prof. Dr. M. Muzaffer KARADAĞ**

**2008, 93 p.**

**Jury:** Asist. Prof. Dr. M. Muzaffer KARADAĞ

Prof. Dr. Muazzez ÇELİK KARAKAYA

Asist. Prof. Dr. Şuayip KÜPELİ

The research area is situated in the southwest end of Taurid Orogenic belt, around Yanıklar-Çiftlik-Karagedik (Fethiye-Muğla) and covers approximately an area of 77 km<sup>2</sup>.

In the region, magmatic and sedimentary disconnected rock formations of allochthonous rocks, which formed within Mesozoic-Cenozoic era, expose on the surface. Even though we see Upper Triassic-Low Jurassic Kayaköy formation represented by dolomite, chert dolomite, dolomitic limestone formations at the base of research area, actually it lies over the Upper Jura-Low Cretaceous Babadağ formation which is composed of chert knobby and micritic limestone in forms of tectonic contacts. The Upper Cretaceous Çövenliyayla formation composed of spilitic basalts lies over Babadağ formation in forms of tectonic contacts. This formation is covered by tectonic contacts and Upper Cretaceous Marmaris peridotite, which is formed of serpentized harzburgite, dunite, serpentine, pyroxenite and dolerite

dykes cutting across them. All these deposits are incongruously covered by Pliocene Çameli formation consisting of dirty yellow, grayish conglomerates, limestone and sandstones and Quaternary alluvion, block sized talus and beach deposits.

In the region which is highly affected by Alpin orogenesis, there are multi-directional fault and split systems that are formed by overthrust tectonic structures. However, it is quite difficult to determine the general direction of force. The present morphology of the region results from folds formed by neo-tectonic movements resulting from Alpin orogenesis and from lithologies of varying degrees of resistance against erosion process.

Serpentinization is observed in basic and ultra-basic rocks, dyke contacts, fault zones and particularly throughout the cracks and faults within peridotite mass.

Fethiye chromite deposits are classified within tectonic harzburgite structures of Marmaris peridotite and the ores are of a massive, disseminated, nodular and banded structure.

We have labeled Fethiye chromites as ‘aluminum chromites’ according to their compositions.

In the light of site observations and present data, we have reached the conclusion that the chromites in the region originated from a magma which is poorer in terms of silica and aluminum content, which is different from the typical basaltic magmas from which podiform chromites originate.

With regard to trace element content, Fethiye chromites have a Ni and Zn content value which is close to those of other podiform chromite formations. Compared with stratiform deposits, they are found to be rich in Ni and poor in Zn.

**Key Words:** Alpine orogeny, Al-chromite, convection flow, partial melting, ophiolite, dunite, harzburgite, Fethiye.

# İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	i
ÖZET .....	ii
ABSTRACT .....	iv
<b>1. GİRİŞ .....</b>	<b>1</b>
1.1. AMAÇ .....	1
1.2. MATERYAL VE YÖNTEM.....	1
1.3. COĞRAFİK ÖZELLİKLER .....	2
1.4. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR .....	3
<b>2. GENEL JEOLojİ.....</b>	<b>7</b>
2.1. STRATİGRAFİ.....	7
2.1.1. Kayaköy formasyonu (Tjk) .....	9
2.1.2. Babadağ formasyonu (JKb).....	11
2.1.3. Çövenliyayla formasyonu (Kç) .....	13
2.1.4. Marmaris peridotiti (Kmp).....	18
2.1.5. Çameli formasyonu (Plç).....	30
2.1.6. Alüvyon (Qal), yamaç molozu ve plaj çökelleri (Qp) .....	31
2.2. YAPISAL JEOLojİ.....	32
2.2.1. Uyumsuzluklar .....	33
2.2.2. Kıvrımlar .....	34
2.2.3. Faylar ve bindirmeler .....	34
2.3. SERPANTİNLEŞME .....	36
2.4. JEOLojİ EVRİMİ.....	37
<b>3. MADEN YATAKLARI .....</b>	<b>39</b>
3.1. KROMİTİN TARİHÇESİ, ÖNEMİ VE TÜRKİYE’DEKİ DAĞILIMI .....	39
3.2. FETHİYE KROMİT YATAKLARI .....	40
3.2.1. Yürek ocağı .....	42
3.2.2. Çenger ocağı .....	42
3.2.3. Domuzalanı ocağı.....	43
3.2.4. Günlükbaşı ocağı.....	44
3.2.5. Karagedik mostrası .....	44
3.2.6. Karatepe ocağı .....	45
3.2.7. Zeytincik ocağı.....	46
3.2.8. Sinekli ocağı.....	46
3.2.9. Susambeli ocağı .....	46
3.2.10. Roz ocağı.....	47
3.2.11. Kemalbey ocağı .....	48
3.3. CEVHER TİPLERİ VE ÖZELLİKLERİ.....	48
3.3.1. Masif (kompak) cevher .....	48
3.3.2. Nodüler cevher.....	51
3.3.3. Saçınımlı (dissemine) cevher .....	52
3.3.4. Bantlı (Yollu) cevher.....	53
<b>4. KROMİTLERİN JEOKİMYASI .....</b>	<b>55</b>
<b>5. JENEZ.....</b>	<b>78</b>
5.1. FETHİYE KROMİT YATAKLARININ ÖZELLİKLERİ.....	78
5.2. KROMİT YATAKLARININ OLUŞUMU.....	80
<b>6. SONUÇLAR .....</b>	<b>84</b>



## **1. GİRİŞ**

### **1.1. Amaç**

Toroslar'ın jeolojik ve ekonomik yönden önem kazanmasıyla bu tektonik kuşak yıllardan beri detaylı araştırmalara konu olmuş olup, bugün de benzer çalışmalar devam etmektedir.

Bu çalışmada Fethiye'nin kuzeyinde yer alan, birimlerin stratigrafik ve tektonostratigrafik ilişkisini ortaya koyarak bölgenin jeolojik problemlerinin çözümüne yardımcı olmak; ofiyolitler içerisindeki jeolojik ve ekonomik öneme sahip kromit cevher yataklarının oluşumu, yapısal ve jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

### **1.2. Materyal ve Yöntem**

“Yanıklar-Çiftlik-Karagedik (Fethiye-Muğla) yöresinin jeolojisi ve kromit oluşumlarının minerolojik, petrografik ve jeokimyasal incelemesi” konulu bu çalışma; Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.

İnceleme alanı, Fethiye 022-d1 ve 022-d2 paftaları içinde kalan yaklaşık 77 km<sup>2</sup>'lik bir alanı içermektedir. Bölgenin litostratigrafik esaslarına göre birimleri ayırtlanmış ve 1/25000 ölçekli jeoloji haritası, önceki çalışmalara ait jeolojik harita temel alınıp, üzerinde değişiklikler yapılarak hazırlanmıştır.

Saha çalışmaları, 2007 yılı yaz aylarında, harita ve laboratuvar çalışmaları için gerekli numune alımı şeklinde gerçekleştirilmiştir. Majör ve iz element analizlerini belirleyebilmek için, bazı kayaç ve cevher örneklerinin XRF (X-Ray Floresans) ve yaş analizleri Taşçı (1996) tarafından yaptırılmış ve bu çalışmada bölgedeki birimlerde gözlenen alterasyon nedeniyle sağlıklı sonuçlar alınamadığı için araştırmacı tarafından önceden belirlenen veriler kullanılmıştır. Ayrıca derlenen numunelerden Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü petrografik laboratuvarlarında ince kesitler yapılarak polarizan mikroskopta kayaç adlamaları yapılmıştır.

### 1.3. Coğrafi Özellikler

Güneybatı Anadolu'da, Batı Toroslar'ın güneybatısında, Muğla ili, Fethiye ilçesi sınırları içerisinde yer alan inceleme alanı; Yanıklar, Kargı, Çiftlik, Karagedik, Güney ve Karayer gibi mahalle ve köylerini içine alan yaklaşık 77 km<sup>2</sup> 'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1).



**Şekil 1. 1.** İnceleme alanının yerbuldurur haritası.

Çalışma alanının en önemli yükseltileri; Kocazeytinli Tepe (651 m), Höyük Tepe (530 m), Zeytincik Tepe (500 m), Ahmetevlendiren Tepe (463 m), Muslukgediği Tepe (463 m), Sinekli Tepe (452 m), Kemalbeysivrisi Tepe (450 m), Kocaeren Tepe (430 m), Eren Tepe (423 m), Koca Tepe (412 m), Otlukapız Tepe (410 m), Karaağıl Tepe (393 m), Kescmelimaden Tepe (373 m), Baskı Tepe (367 m), Deveölen Tepe (358 m), Pirenli Tepe (334 m), Savran Tepe (318 m), Poyrazlı Tepe (305 m), Kescmeli Tepe (283 m), Paskal Tepe (290 m), Demirkazık Tepe (280 m), Akçapa Tepe (280 m), Yeldeğirmen Tepe (180 m), Burçaktarla Tepe (157 m), Koyuncu Tepe (140 m), Küçükeren Tepe (130 m), Asker Tepe (127 m), Harita Tepe (110 m)'dir.

Çalışılan bölge içerisinde sulu ve kuru dereye rastlamak mümkündür. Bunlardan Çayboğazı Dere ile Değirmenboğazı Dere sulu durumdayken, Sarmaşık Dere ve Karayer Dere ise kuru durumdadır.

Kızılçam ağaçlarının yaygın bulunduğu bölgede, “püren” adı verilen yabancı otlar, mahalli adı “Sandal Ağacı” olarak bilinen ufak ağaçlar ile sulu derelerin içindeki günlük ağaçları ve Akdeniz’in tipik bitki örtüsü makiler yer alır.

Tarım ve hayvancılıkla uğraşan bölge halkı, ekilebilir arazinin çok az, topoğrafyanın hemen hemen düz olduğu yerlerde mısır, buğday, susam, anason, tütün üretimi yapmaktadır. Ayrıca, bölgede tarla-sera sebzeciliği, çam balı üretimi de yapılmaktadır. Tarımın yanında büyükbaş, küçükbaş ve kümes hayvancılığı ile balıkçılıkta yaygındır.

Bölge, yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlı olarak bilinen Akdeniz ikliminin etkisi altındadır. Yağış yazın çok az veya yok denecek kadar az olurken, kış aylarında maksimum seviyeye ulaşır. Kışın alçak kesimlere çok ender olarak kar düşerken, yüksek kesimler genellikle bol karlı olur.

#### **1.4. Önceki Çalışmalar**

Çalışma alanı ve çevresinde kromit cevher yataklarının varlığı ve bölgenin jeolojik problemlerinin aydınlatılabilmesi amacıyla bölge birçok araştırmacının ilgisini çekmiştir. Eski yıllara dayanan çalışmaların büyük bir çoğunluğu gözlem niteliği taşımaktadır.

Bölgenin jeolojisiyle ilgili ilk çalışmalar; Önay (1950), Kaaden (1955) ve Colin (1962) tarafından yapılmıştır. Bununla birlikte bölgede araştırmaların büyük bölümü stratigrafik, tektonik ve maden yatakları amaçlı çalışmalar şeklinde gerçekleştirilmiştir (Taşçı, 1996).

Önay (1950), “Muğla ili kapalı krom sahalarının aranması” adlı raporunda çalışma alanı içerisinde yer alan Kargı civarı kromit cevherleşmelerinin varlığından bahsetmiştir (Çabuk ve Ayhan, 1974).

Kaaden (1955), bölgeyi “Kuzey bölümü” ve “Güney bölümü” olmak üzere ikiye ayırarak incelemiştir. Güney bölümü içerisinde yer alan inceleme alanında kristalin birimler, splitler, Mesozoyik kütlelerden oluşan birimlerin bulunduğunu vurgulamaktadır (Taşçı, 1996).

Colin (1962), ise Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (Güneybatı Anadolu) bölgelerinde yaptığı jeolojik etüdlere; çalışma alanının kuzeyinde yer alan Naldöken-Boztaş kireçtaşlarının Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşlarına benzediğini ve muhtemelen Kretase yaşlı olduklarını, bunların peridotit masifinin temelini meydana getirdiklerini ileri sürmüştür. Araştırmacıya göre, Genç Tersiyer ve Pleistosen’de bölge büyük faylanmaların etkisiyle parçalanmıştır. Ayrıca Fethiye civarında yer yer tektonik kontakt zonları içerisinde peridotit ve kireçtaşının ekseriye kuvvetli sıkışmış durumda, spilitik oluşumlarla beraber bulduklarını, spilitleşme olayının sadece denizaltı volkanizması ile ilişkili alkali metasomatizmaya bağlı olmayıp, bölgedeki spilitik kayaların yaşının Kretase (Turoniyen) olduğunu ve ultrabazik kayaların Kretase yaşlı volkanizma üzerine tektonik olarak sürüklenmiş olduklarını belirtmektedir (Taşçı, 1996).

Kaaden (1970), Güneybatı Anadolu’da yapmış olduğu çalışmalarında, peridotit içerisinde yer alan kromitlerin yapısal ilişkilerini ortaya çıkarmaya çalışmıştır. Araştırmacıya göre, peridotitler tektonik bakımdan altta ve üstte olmak üzere haritalanmış ve Alpin tipi kayalar olarak gösterilmiştir (Taşçı, 1996).

Brunn ve diğ. (1970) Likya, Antalya ve Beyşehir-Hoyran-Hadim naplarında yaptığı stratigrafik ve tektonik yönlü araştırmalarında Batı Toroslar’daki napların köken sorununa önemli yaklaşımlarda bulunmuşlardır. Beydağları ile birlikte Seydişehir, Akseki dolaylarında Mesozoyik karbonatlarının otokton olduğunu, Likya naplarının kuzeybatıdan geldiğini ve yerleşme yaşının Langiyen olduğunu ileri sürmüşlerdir (Taşçı, 1996).

Çabuk ve Ayhan (1974)’ nın “Domuzalanı-Yürek-Çenger-Yemişli krom ocakları (Karagedik-Fethiye (Muğla)) ve çevresine ait jeolojik rapor” isimli çalışmalarında, Karagedik ultrabazik masifinin çoğunlukla harburjit, yer yer dunit az da olsa piroksenitten oluştuğunu belirtmektedirler. Bölgedeki bazik daykların dolerit cinsi oldukları çok az da olsa belirli bir yönelim gösterdiklerinden, ultrabaziklerde serpantinleşmenin çok yoğun olduğundan ve fay zonları boyunca manyezit ve opal oluşumlarının geliştiğinden bahsetmektedirler. Ayrıca, kromit yataklarının merccek şeklinde olup, bu yataklar içerisinde her cinsten cevherin (masif, nodüllü, bantlı ve benekli) mevcut olduğunu belirtmişlerdir.

Ricou (1980) yaptıkları çalışmalarda Beydağları'nı batı ve doğu diye ikiye ayırarak Batı Toroslar'da yer alan napların kökeninin kuzeyde oluşmuş bir okyanusta aranması gerektiğini belirtmişler ve bu napların yerleşim yaşının Üst Kretase-Neojen olduğunu ileri sürmüşlerdir (Taşçı, 1996).

Çabuk ve Demirok (1975), Yürek-Çenger ocakları ve çevresinde yaptıkları araştırmalarda ocak ve mostralarn birbirleri ile tektonik ilişkilerini açıklamaya çalışmışlardır. Peridotitler olarak yaygın harzburjit, az dunit ve piroksenitin yer aldığını, kromit kristallerinin uzanımlarında ve kromitlerdeki kataklastik dokusundan ölçülen çizgiselliklerinde (lineasyon) kendi aralarında belirgin bir düzenlilik içerdiğinden bahseder. Dolerit dayklarının genel uzanımın KB-GD' ya eğimli olduğunu belirtmektedirler.

Yöredeki tektonik yapılarla ilgili olarak Toroslar'da çalışmalar yapan Özgül (1976), Batı Toroslar'ın Bolkardağı, Bozkır, Geyikdağı ve Antalya Birlikleri olarak adlandırdığı dört büyük birlikten oluştuğunu vurgular. Araştırıcı, Menderes Masifi ile Geyikdağı Birliği olarak adlandırdığı Beydağları Otoktonu arasındaki ofiyolitik kayaçları (Likya Napları) Bozkır Birliği içerisine dâhil etmiştir. Ayrıca, Batı Toroslar'da yer alan birliklerden Menderes Masifi'nin örtüsünü oluşturan ve Bolkardağı Birliği olarak tanımladığı metamorfik kayaçlar ile Geyikdağı Birliği'nin otokton olduğunu, Bozkır Birliği kuzeyde Bolkardağı Birliği'nin, güneyde Geyikdağı Birliği'nin üzerinde allohton olarak bulunduğunu ifade etmiştir.

Menderes Masifi ile Aksu çayı arasında kalan ve Isparta'ya kadar uzanan bir alanda çalışmalar yapan Poisson (1977) yöredeki formasyonları Beydağları Otoktonu, Likya Napları ve Antalya Napları şeklinde üç bölümde ele almıştır (Taşçı, 1996).

Araştırıcı, Beydağları Otoktonu içerisinde Jura'dan Pliyosen'e kadar uzanan bir istifin varlığından bahsederek, Üst Kretase sonunda Antalya Napları'nın bölgeye yerleştiğini, Miyosen'de bölgeye ilerleyen denizin Antalya Napları'nı ve Beydağları Otoktonu'nu örttüğünü, Orta Miyosen'de ise Likya Napları'nın bölgeye gelerek bugünkü yerini aldığını belirtmektedir.

Erakman ve diğ. (1986), Fethiye, Köyceğiz, Tefenni, Elmalı ve Kalkan arasında yaptıkları çalışmalarda, Batı Toroslar'ı Antalya Napları, Beydağları Otoktonu, Elmalı Napları ve Menderes Masifi olmak üzere dört büyük bölüme ayırmışlardır.

Ketin (1983), bölgedeki peridotit masifinde yaptığı çalışmalarda, peridotit masifinin yaşının Üst Mesozoyik (Kretase) olduğunu belirtmekte, bölgedeki gabrolarda bulunan hornblend kristalleri üzerinde K/Ar yöntemiyle gerçekleştirdiği radyometrik yaş tayininde  $60 \pm 20$  milyon yıl gibi bir değer elde etmiştir. Sonuç olarak peridotit masifinin yaşının az çok Kretase sonlarına rast geldiğini belirtmektedir.

Ersoy (1990)'un Batı Toroslar'da yaptığı incelemelerde Beydağları Otoktonu üzerinde yer alan allokton ünitelerin kökeni ile ilgili jeolojik bir model ortaya koymaya çalışmıştır. Modelde en kuzeyde bir Tetis alanı ve onun güneyinde sırası ile örtü kuşağıyla beraber Menderes Masifi, Batı Toros Kuşağı ve Beydağları otoktonu bulunmaktadır. Araştırmacı tarafından bölge kayaçları otokton, para-otokton ve allokton olarak sınıflandırılmıştır.

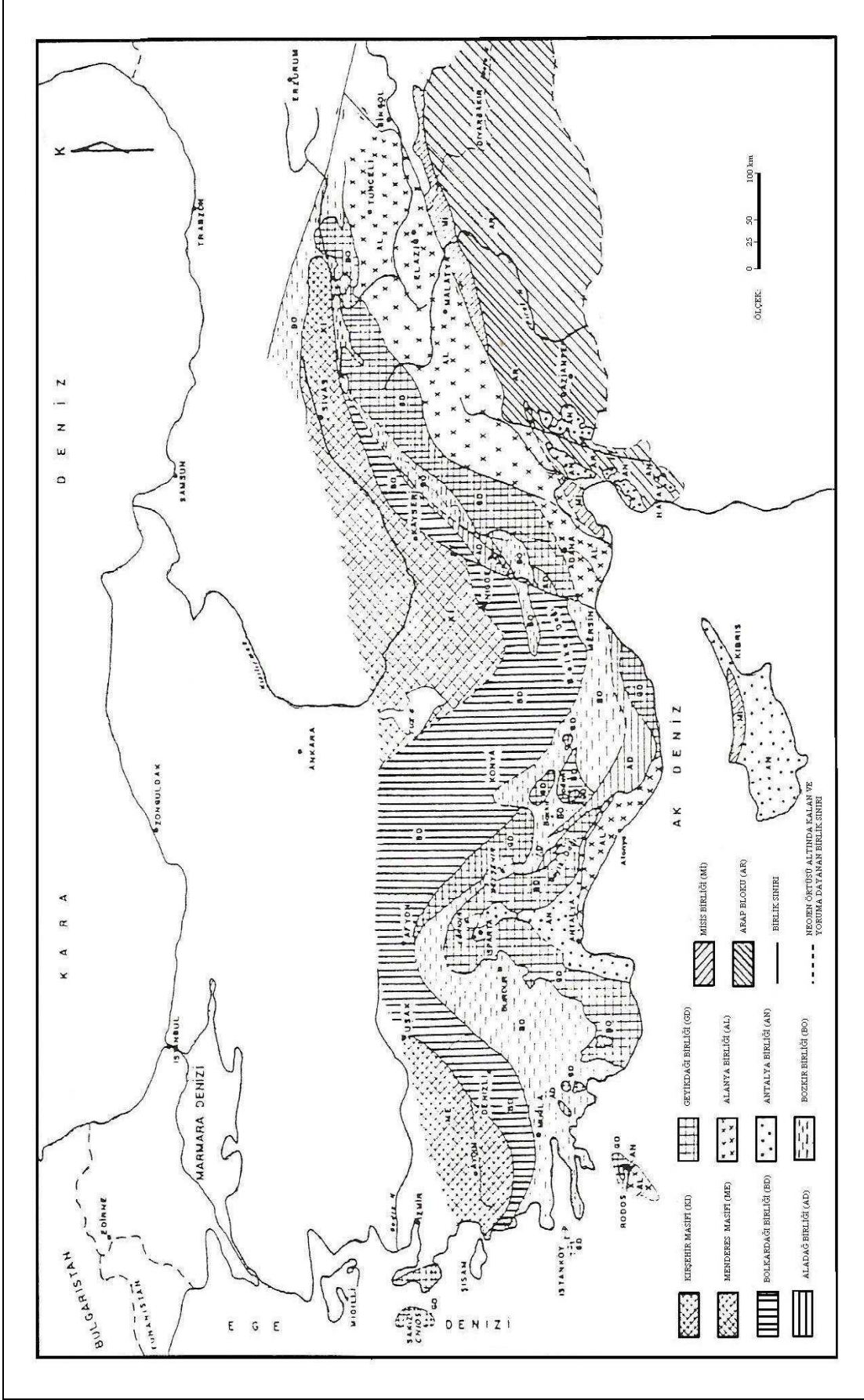
Şenel (1997)'in Datça yarımadasını kapsayan çalışmasında, farklı ortam koşullarında oluşmuş yapısal birimlerden birisi olan Likya Napları'ndan bahseder. Likya Napları bölgede, Bodrum Napı, Gülbahar Napı ve Marmaris Ofiyolit Napı ile temsil edildiğini, Marmaris Ofiyolit Napı'nın, Marmaris Peridotiti ile Kızılcadağ Melanjı ve olistostromundan oluştuğunu belirtir.

## 2. GENEL JEOLJİ

### 2.1. Stratigrafi

Toridler Ana Tektonik Birliği (Toridler) içerisinde yer alan bölgede; Bozkır Birliği'ne ait allokton birimler yüzeylemektedir. Özgül (1976)'e göre Bozkır Birliği, Toros kuşağı boyunca batıdan doğuya doğru, Milas güneyi, Teke yarımadasının kuzey kesimi, Sultandağları'nın güneyi, Beyşehir, Bozkır, Hadim, Bolkardağı kuzeyi ve Munzur dağlarını kapsamaktadır (şekil 2.1).

İnceleme alanının temeli konumundaki dolomit, çörtlü dolomit, dolomitik kireçtaşlarından oluşan st Triyas-Alt Jura yaşlı Kayaköy formasyonu, rt yumrulu ve mikritik dokulu kireçtaşlarından oluşan st Jura-Alt Kretase yaşlı Babadağ formasyonunu tektonik bir dokanakla üzerlemektedir. Bu birim üzerine spilitik bazaltlardan oluşan ve içerisinde yer yer kırmızı renkli radyolarit ve manganezli radyolarit oluşumları ile kireçtaşı ve peridotit parçaları bulunan st Kretase yaşlı Çövenliyayla formasyonu tarafından tektonik dokanakla üzerlenmektedir. Bunun zerine podiform kromit oluşumları içeren, harzburjit, dunit, piroksenit ile bunları kesen dolerit daykları içeren st Kretase yaşlı Marmaris peridotiti tektonik dokanakla gelmektedir. Tüm bu birimleri konglomera, kumtaşı ve kiltlaşlarından oluşan Pliyosen yaşlı ameli formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyon, blok boyutlu yamaç molozu ve plaj çökelleri uyumsuzlukla örtmektedir (Ek-1).



Şekil 2. 1. Toros kuşağı'nda yer alan yapısal birliklerin gösterimi (Özgül, 1976).



### 2.1.1. Kayaköy formasyonu (TJk)

Dolomit, çörtlü dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından oluşan Kayaköy formasyonu, Şenel ve diğ. (1994) tarafından “Kayaköy dolomiti” olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da belirtilen adlama esas alınmıştır.

Birim tipik olarak, inceleme alanının kuzeydoğusunda Karaağıl Tepe ve çevresinde yüzeylemektedir (Ek-1). Kayaköy formasyonu, inceleme alanında Babadağ formasyonu üzerine tektonik dokanakla gelmekte ancak yaş itibariyle Babadağ formasyonu'nun altında gözükmemektedir (Ek-2).

Kayaköy formasyonu, açık gri ve kirli beyaz renkli, oldukça kırıklı ve çatlaklı ve masif yapılu dolomit, dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.2). Birime ait dolomitik kireçtaşları kırıldıkları zaman kötü bir koku yaymaktadırlar. Kireçtaşlarında karstlaşma yaygın bir şekilde gözlenmektedir.

Şenel ve diğ. (1994), birimin gerçek kalınlığının tam olarak bilinmediğini, inceleme alanının kuzeyinde yüzeyleyen birimlerle birlikte yaklaşık olarak 1200 m kalınlık sunduğunu belirtmişlerdir. Graciansky (1972) ise birimin kalınlığının 90 m olduğunu vurgulamaktadır (Şenel, 1997). Birimin inceleme alandaki yüzeylemesi devam ettiği için kalınlığı belirtilmemiştir.



**Şekil 2. 2.** Kayaköy formasyonu'na ait kirli beyaz renkli dolomitik kireçtaşı (Yer: Karaağıl Tepe).

ÜST SİSTEM		SİSTEM	SERİ	FORMASYON	SEMBOL	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	KUVATERNER				Qc/ Qp	0-50		Kaba kırıntılardan oluşan alüvyon ve yamaç molozu ile plaj çökelleri.
	PLİYOSEN		ÇAMELİ		Plç	~ 600		Gri, kirlı sarı, renklı gevşek tutturulmuş konglomera, kumtaşı ve kıltaşı ardalanması.
MESOZOYİK	KRETASE		ÜST	MARMARİS PERİDOTİTİ	Kmp	> 1000		Podiform kromit oluşumları içeren, yer yer dolerit daykalarıyla kesilmiş ve serpantinleşmiş harzburjit dunit ve piroksenitlerden oluşan peridotit masifi.
			ÇÖVENLİYAYLA		Kç	~ 500		İçerisinde radyolarit, manganezli radyolarit oluşumları ile yer yer çört, dolomitik kireçtaşı ve peridotit parçaları bulunan mat kahverengimsi renklı altere spilitik bazaltlar.
	JURA	ÜST	BABADAĞ		JKb	~ 650 - 1020		Oldukça kırıklı ve çatlaklı, erime boşluklu, gri, açık gri, mavi, bej renklı değişken tabakalı çört yumru ve mikritik dokulu kireçtaşları.
	TRİYAS	ÜST	KAYAKÖY		TJK			Erime boşluklu, açık gri ve mavi renklı masif yapılı dolomitik kireçtaşları.
		ALT						

Şekil 2. 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti (ölçeksiz).

Birim içerisinde herhangi bir makro fosile rastlanılmamıştır. Ancak daha önce bölgede araştırmalar yapan Graciansky (1972), birim içerisinde *Gyroporella vesiculifera*, *Diplopora subtilis*, *Gyroporella cf. amplephorata*, *Dasycladacea* vb. fosillere rastladıklarını (Şenel, 1997), Serdaroğlu (1994) ile Şenel ve diğ. (1994) ise birimin üst düzeylerinde *Involutina liassica*, *Siphovalvulina sp.*, *Nautiloculina sp.*, *Ammobaculites sp.*, *Aulotortus sp.*, *Vidalina sp.*, *Trochammina sp.*, *Fronicularia sp.*, vb. fosiller tespit etmişler ve birimin yaşını Üst Triyas-Liyas olarak belirtmişlerdir.

Kayaköy Formasyonu, duraylı sığ karbonat şelf ortamında çökelmiştir (Şenel ve diğ. 1994).

Birim; Özdemir (1973), Gedik (1975) ve Dağar (1978) tarafından incelenen Kocaeli yöresindeki Eskişehir kireçtaşları ile kısmen korele edilebilir (Ketin, 1983).

### 2.1.2. Babadağ formasyonu (JKb)

Çörtlü kireçtaşlarından oluşan Babadağ formasyonu, Erakman ve diğ. (1986) tarafından “Babadağ formasyonu” olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da anılan adlama esas alınmıştır.

Babadağ formasyonu inceleme alanında, Höyük Tepe, Deveölen Tepe ve Muslukgediği Tepe'nin kuzeyinde, Ahmetevlendiren Tepe'nin çevresinde ve Değirmenboğazı Dere'sinin batı ve doğu yamaçlarında yüzeylemektedir (Ek-1).

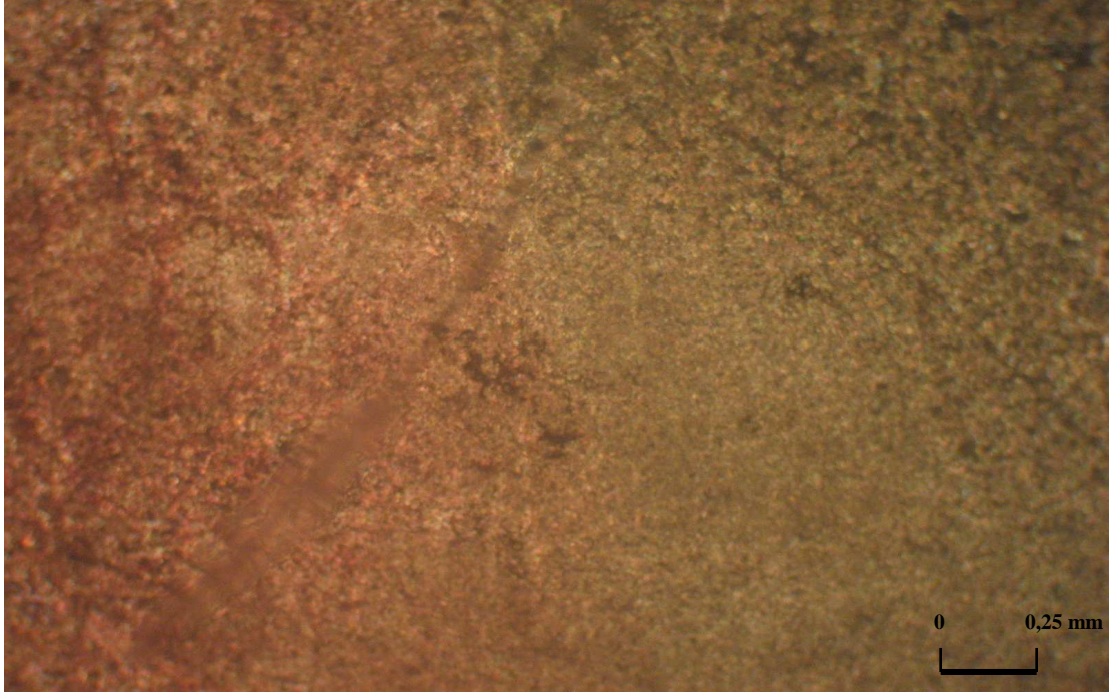
Birim; grimsi, beyazımtırak, mavi ve bej renkli, oldukça kırıklı ve çatlaklı, orta tabakalı, bazı yerlerde masif yapılı, çört yumrulu ve mikritik dokulu kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.4). Kireçtaşlarının çok çatlaklı ve kırıklı oluşu nedeniyle birim içerisinde farklı boyutlarda çok sayıda karstik boşluk meydana gelmiştir. Birime ait kireçtaşlarından yapılan ince kesitte çoğunlukla mikrit, az oranda da sparit ve fosil gözlenmekte ve kayaç Folk (1962) sınıflandırılmasına göre “biyomikrit” olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.5).

Babadağ formasyonu tektonik bakımdan Kayaköy formasyonu'nun altında, yaşı itibariyle bu birimin üzerinde yüzeylemektedir (Ek-2). Tektonik bir dokanakla Çövenliyayla formasyonu'ndan ayrılmaktadır. Marmaris peridotiti ile olan sınırı da tektonik olup, sınır düzlemi peridotit kütlelerinin altına eğilidir. Erakman ve diğ. (1986) birimin 650-1020 m arasında değişen bir kalınlıkta olduğunu belirtmişlerdir. Tarafımızdan ise bu birimin kalınlığı yaklaşık 1000 m olarak tespit edilmiştir.

Babadağ formasyonu içerisinde herhangi bir fosile rastlanılmamıştır. Birimin tabanında Toarsiyen yaşlı ammonitico-rosso fasiyesinden bahsedilmektedir (Erakman ve diğ. 1986). Bu fasiyeste ayrıca, *Calliphylloceras aveyronense*, *Phylloceras sp.*, *Dumortieria* yanı sıra seyrek lamelli kavkı izi dışında makro fosil gözlenmiştir (Şenel ve diğ. 1994). Bölgede ayrıca, *Trocholina elongata*, *Protopeneroplis trochangulata*, *Neotrocholina sp.*, *Orbitolina concavata*, *Praeglobotruncana stephani*, *Rotalina reicheli*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana conica*, *Rosita contusa*, *Marginotruncana coronata*, *Orbitoides medius* vb. fosillere rastlanılmıştır (Serdaroğlu, 1994; Şenel ve diğ. 1994). Bu fosillere dayanarak kireçtaşlarının, dalga hareketlerinden uzak, sakin bir ortamda oluştukları söylenebilir.



**Şekil 2. 4.** Babadağ formasyonu'na ait gri renkli masif kireçtaşları (Yer: Höyük Tepe kuzeyi).



*Şekil 2. 5. Babadağ Formasyonu'na ait biyomikrit'ten bir görünüm (Yer: Höyük Tepe kuzeyi; ÇN).*

Daha önceki çalışmalar (Colin, 1962) kireçtaşlarının yaşının Üst Jura-Alt Kretase olduğunu belirtirken, sonraki çalışmalarda (Graciansky, 1972) birimin yaşı Alt Kretase olarak belirtilmiştir. Bu çalışmada ise araştırmacıların adı geçen çalışmalarını dikkate alınarak birimin yaşı Üst Jura-Alt Kretase olarak kabul edilmiştir. Babadağ formasyonu, yamaç-havza kenarı ortamında çökelmiştir (Erakman ve diğ. 1986).

Babadağ kireçtaşları, Sultan dağları kuzeybatısında Demirkol (1981) tarafından tanımlanan Gölcük formasyonu'na ait biyomikritler ile kısmen korele edilebilir.

### **2.1.3. Çövenliyayla formasyonu (Kç)**

Spilitik bazaltlarla temsil edilen birim daha önce Maitre (1967) ve Graciansky (1972) tarafından diyabazlar olarak adlandırırken (Şenel, 1997), Çabuk ve Ayhan (1974) ise bunların spilit olduklarını belirtmişlerdir.

Birim, çalışma alanı içerisinde, Akçapa Tepe ve Poyraz Tepe'nin kuzeybatısında, Muslukgediği Tepe ve çevresinde, Ahmetevlendiren Tepe'nin güneyinde, Höyük Tepe'nin güneydoğusunda yüzeylemektedir (Ek-1).

Birim, kızıl, kızıl kahve, mat kahverengimsi ve sarımsı renkli altere spilitik bazaltlardan oluşmaktadır. Arazi çalışmalarında spilitik bazaltlar koyu renkleriyle diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedirler (Şekil 2.6). Bazaltlar çok fazla alterasyona uğradığı için dağılmış, parçalanmış, ufalanmış ve toprak görünümünü almıştır. Çalışma alanı içerisinde KD-GB istikametinde ve GD'ya doğru daralarak yüzeylenmektedir (Ek-1).

Birim içerisinde kırmızı, kırmızımsı kahverengi renklerde derin deniz koşullarını yansıtan aşırı derecede makaslanmış, 7-8 m kalınlığında masif radyolaritler yüzeylenmektedir. Radyolaritli seviyelerin ultrabazik magma intrüzyonlarının zaman zaman, deniz suyunu silis bakımından zenginleştirerek radiolaria için gerekli ortamı sağlaması ile oluştuğu düşünülmektedir. Radyolaritler içerisinde ince kuvars damarcıklarına da rastlamak mümkündür (Şekil 2.7). Ayrıca Çövenliyayla formasyonu içerisinde yer yer Babadağ formasyonu'na ait çörtlü kireçtaşı ve Marmaris peridotiti'ne ait kayaç parçaları (harzburjit, serpantinit vb.) da yer almaktadır (Şekil 2.8). Gerek çörtlü kireçtaşı gerekse peridotit parçaları muhtemelen bölgede yüzeyleyen bu birimlerin yerleşimi sırasında, sellenmeye bağlı erozyonla veya gravite kaymaları sonucu bugünkü yerlerine geldiklerini göstermektedir.

Birim içerisinde tam olarak belirgin olmayan ve Güney mahallesi'nin güneyinde çok az bir yerde pillow (yastık) yapısı tarafımızdan gözlenmiştir (Şekil 2.9). Taşçı (1996), inceleme alanı içerisinde Karayer damları'nın kuzeyinde tam olarak seçilemeyen pillow (yastık) yapısından bahsetmektedir.

Graciansky (1972), bölgede yaptığı incelemelerde seyrek olarak pirit, kalkopirit vb. cevherleşmelerin gözlendiğini belirtmiştir (Taşçı, 1996). Ancak tarafımızdan herhangi bir pirit ve kalkopirit oluşumuna rastlanılmamıştır. Birim içerisinde ayrıca az da olsa silisifiye kesimler de mevcuttur. Ekonomik olmayan manganezli radyolarit oluşumları da gözlenmektedir (Şekil 2.10). Spilitik bazaltların çevresinde radyolarit ve manganez cevherleşmelerinin yer alması ve volkano-sedimanterlerin ve andezit bileşimli kayaçların yer almaması oluşumda okyanus ortası sırt ortamını düşündürmektedir. Ayrıca spilitik bazaltlar içerisinde ekonomik olmayan manyetit, limonit ve hematit mineralleri de bulunmaktadır.

Çövenliyayla formasyonu'na ait spilitik bazaltlardan hazırlanan ince kesitte, % 75 plajyoklas, % 23 piroksen ve % 2 opak mineral saptanmıştır. Kayaç ofitik

dokuludur. İnce uzun çubuklar şeklinde plajioloklas kristalleri gelişi güzel bir dağılım sunmakta olup, aynı zamanda polisentetik ikizlenme de göstermektedirler. Ayrıca lajioklaslarda zonlu yapı gözlenmemiştir. Piroksenler ise ince uzun şekillidir. Opak mineral olarak küçük taneler halinde manyetitler gözlenmiştir (Şekil 2.11).

Çövenliyayla formasyonu'nun alttaki Babadağ formasyonu ile üstteki Marmaris peridotiti arasındaki ilişki tektoniktir (Ek-2). Birim yaklaşık 500 m kalınlık gösterir. Bölgede daha önce incelemelerde bulunan Colin (1962)'e göre birimin yaşı Kretase (Turoniyen) olup, tarafımızdan da Üst Kretase yaşı benimsenmiştir.



**Şekil 2. 6.** *Çövenliyayla formasyonu'na ait spilitik bazaltlar (Yer: MuslukgediğiTepe güneyi).*



**Şekil 2. 7.** *Çövenliyayla formasyonu'na ait radyolarit içerisindeki kuvars damarları (Yer: Muslukgediği Tepe).*



**Şekil 2. 8.** *Çövenliyayla formasyonu içerisindeki Babadağ formasyonu'na ait kireçtaşı parçaları (Yer: Muslukgediği Tepe güneybatısı).*

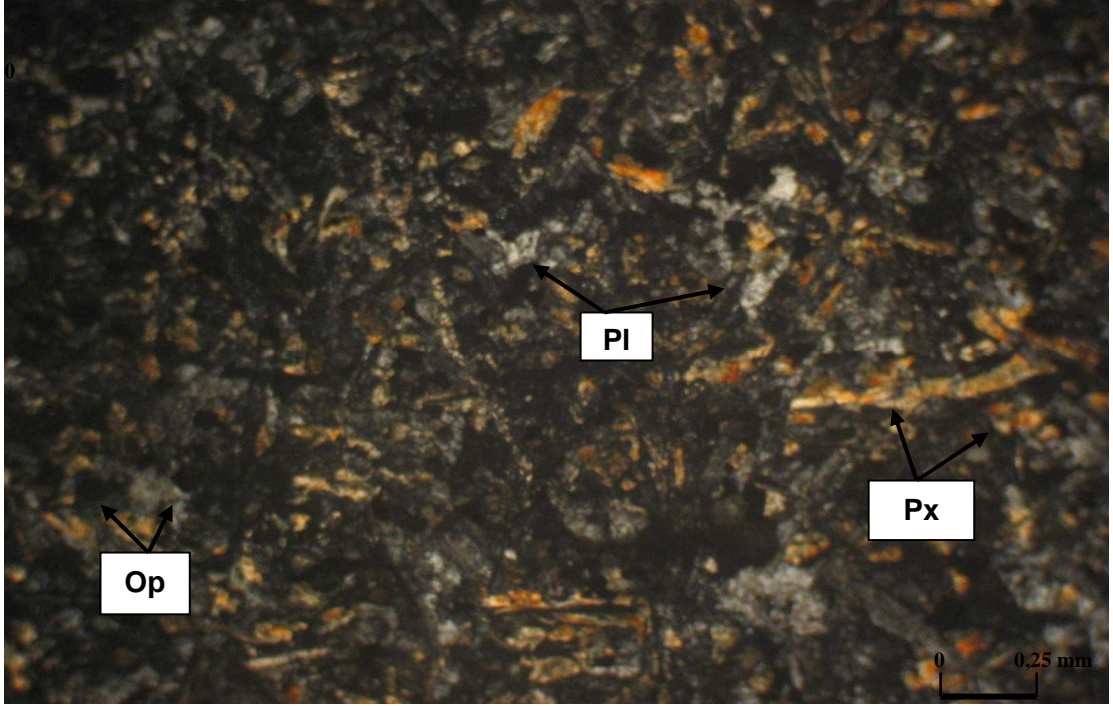




**Şekil 2. 9.** *Çövenliyayla formasyonu içerisindeki pillow (yastık) yapısı (Yer: Muslukgediği Tepe güneybatısı).*



**Şekil 2. 10.** *Çövenliyayla formasyonu içerisindeki manganezli radyolarit oluşumları (Yer: Muslukgediği Tepe kuzeyi).*



**Şekil 2. 11.** Çövenliyayla formasyonu'na ait spilitik bazaltlar içerisindeki plajiyoklas (Pl), piroksen(Px) ve opak mineral (Op) (Yer: Muslukgediği Tepe; ÇN).

#### 2.1.4. Marmaris peridotiti (Kmp)

Çalışma alanındaki ofiyolitik kayaçların büyük bir bölümünü oluşturan ve yer yer serpantinleşmiş ultrabazik kayaçlardan oluşan Marmaris peridotiti, çeşitli araştırmacılar tarafından incelenmiş ve bu peridotit masifine değişik adlar verilmiştir. Araştırmacılarından, Çapan (1980) birimi “Marmaris peridotiti” olarak adlandırılmıştır. Graciansky (1968) birime “Peridotit Napı”, Özkaya (1991), “Fethiye peridotitleri”, Özgül (1976) “Bozkır Birliği” ve Şengör ve Yılmaz (1981) ise “Bozkır Ofiyolit Napı” gibi adlandırmalar kullanmışlardır (Taşçı, 1996). Bu çalışmada öncelik ilkesine dayanılarak Çapan tarafından yapılan adlama kabul edilmiş ve birim, “Marmaris peridotiti” olarak tanımlanmıştır.

Marmaris peridotiti, inceleme alanının büyük bir kesiminde yüzeylemektedir (Ek-1).

Marmaris peridotiti başlıca serpantinleşmiş harzburjit, dunit, dolerit daykı, piroksenit ve serpantinitlerden oluşmaktadır. Ultrabazik kayaçlar (harzburjit ve dunit) çalışma alanının % 85' ini oluşturmaktadır. Bazik kayaçlarda bu oran ise % 3-4 civarındadır. Bölgedeki dayk türü kayaçları doleritler oluşturmaktadır.

İnceleme alanındaki kayalara göre daha yaygın olan harzburjit ve dunitlerin yüzeyleri atmosferik etkilerle kızıl, kızıl kahve, kırmızımsı renklere 5-10 cm'lik okside bir kılıfla kaplanmış, iç kesimlerinin taze ya da serpantinleşmeden dolayı yeşilin tonlarında bir renkte oldukları görülür (Şekil 2.12). Bu durum, harzburjitlerin bünyesindeki +2 değerlikli Fe'in oksitlenip +3 değerlikli hale geçmesi sonucu ortaya çıktığı düşünülmektedir. Harzburjitler ileri derecede serpantinleşmişlerdir. Engin ve Hirst (1970) serpantinleşmenin derecesinin ortalama % 50' in üzerinde olduğunu belirtmişlerdir (Taşçı, 1996).

Harzburjitler, serpantinleşmenin ileri boyutta olduğu kesimlerde çıplak gözle bile kolayca tanınabilen bol miktarda koyu kahve renkli piroksen kristalleri ve serpantinleşmeden dolayı mat görünümlü olivin kristalleri, buna karşılık dunitlere göre daha az kromit kristalleri içermeleri nedeniyle bölgedeki dunitlerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedirler. Aşınmaya karşı olivinlere göre daha dirençli olan ortopiroksen kristallerinin dizilimiyle harzburjitlerde oluşan çıkıntılar ritmik araldanmasından dolayı oluşan magmatik bantlanmalar Baskı Tepe'nin kuzeydoğusunda izlenebilmektedir (Ek-1).

Açık yeşilimsi gri, açık yeşil ve kahverengimsi renklere sahip olan dunitler, inceleme alanındaki dağılımları sınırlı olup, çoğu hallerde serpantinleşmişlerdir. Bunların bölgede sınırlandırılıp haritaya geçirilmeleri olanaksızdır. Kapladığı alanlar çok değişkendir. İnceleme alanında kromit yataklarının etrafını 3-4 cm kalınlığında kılıf şeklinde saran ve serpantinleşmeden pek fazla etkilenmemiş dunitler de mevcuttur. Dunitlerin sınırları belirgin olabileceği gibi bazen kısa mesafelerde harzburjitlere tedrici geçiş gösterebilmektedirler. Dunitler, makro örneklerde bol miktarda olivin, az oranlarda piroksen (ortopiroksen ve klinopiroksen) ve tali miktarda kromit ve demiroksitten oluşmaktadır.

Dunitlerin mineral parajenezini, başta olivin olmak üzere azalan miktarlarda ortopiroksen, klinopiroksen ve opak mineraller oluşturmaktadır. Bu minerallerin oranları ortalama % 92 olivin, % 3 klinopiroksen, % 3 ortopiroksen ve % 2 opak mineral şeklindedir. Dunitlere ait ince kesit incelemesinden elde edilen sonuç Şekil 2.13' de gösterilen diyagrama yerleştirilerek değerlendirilmeye tabii tutulmuştur.



*Şekil 2. 12. Marmaris peridotiti içerisindeki harzburjit ve dunitlerde oldukça sık gözlenen oksidasyon zonu (kırmızımsı) ve iç kesimler (yeşil) (Yer: Savran Tepe doğusu).*

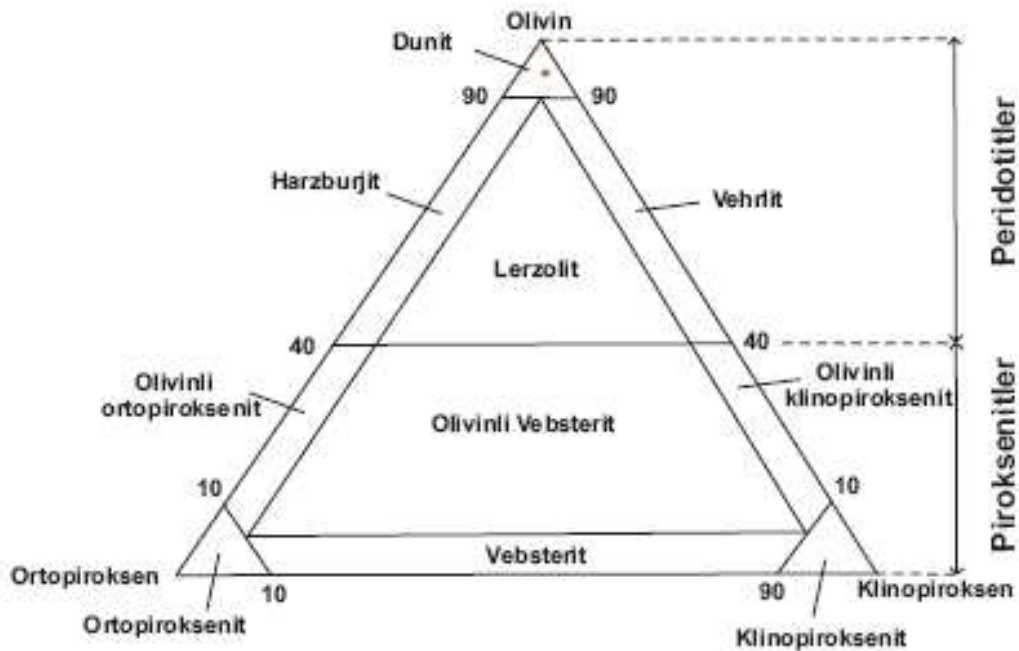
İncelenen olivin kristalleri, çoğunlukla orta-iri taneli düzenli veya düzensiz şekillerde olup, bol çatlaklıdır. Olivinlerin büyük bir bölümü bölünmüş, parçalanmış ve kısmen büyük tanelerin etrafında küçük olivin parçaları (granülasyon) meydana gelmiştir. Olivinler kenarlarından itibaren ve çatlakları boyunca serpantinleşmişlerdir. Serpantinleşmenin yoğun olduğu kesimlerde elek dokusu gelişmiştir. Kayaç aynı zamanda tamamen ayrılmış ve tektonik deformasyondan dolayı milonitik doku gelişmiştir. Dunitteki piroksenlerin azlığı ve piroksenlere nazaran olivinlerin fazlalığı, porfiroklastik ve elek dokusunun daha yaygın biçimde gelişmesini sağlamıştır (Şekil 2.14).

Klinopiroksenler ise yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halindedir. Olivinlere göre daha iri tanelidirler. Eğik sönme gösterirler. Optikçe pozitif olmaları ve eğik sönmeleri ile kolayca tanınırlar.

Ortopiroksenler, düz sönmeleri, prizmatik şekilli ve renksiz görünümüleriyle yer yer enstatit bileşime sahiptirler. Ortopiroksenler serpantinleşmeye daha dayanıklı olmalarından dolayı kenarlarında bastılaşma gözlenmektedir. Ortopiroksenlerdeki

kırılma ve bükülmeler kayacın şiddetli bir tektonizma ve deformasyona uğradığını göstermektedir.

İncelenen kesitteki opak mineral olarak bulunan kromit kristalleri kırmızımsı, kahverengimsi ve vişne renklerindedir. Kristallerin çoğu öz şekillidir. Kromit kristalleri yarı opak olup, ışığı çok az geçirdiklerinden dolayı diğer opak minerallerden (manyetit vb.) kolayca ayırt edilebilmektedirler. Bazı kromit kristallerinin köşeleri yuvarlaklaşmış olup, hafif bir zonlanmanın olduğu da gözlenmiştir. Ayrıca kromit kristallerinin çoğu kataklastik bir yapı sunmaktadırlar.

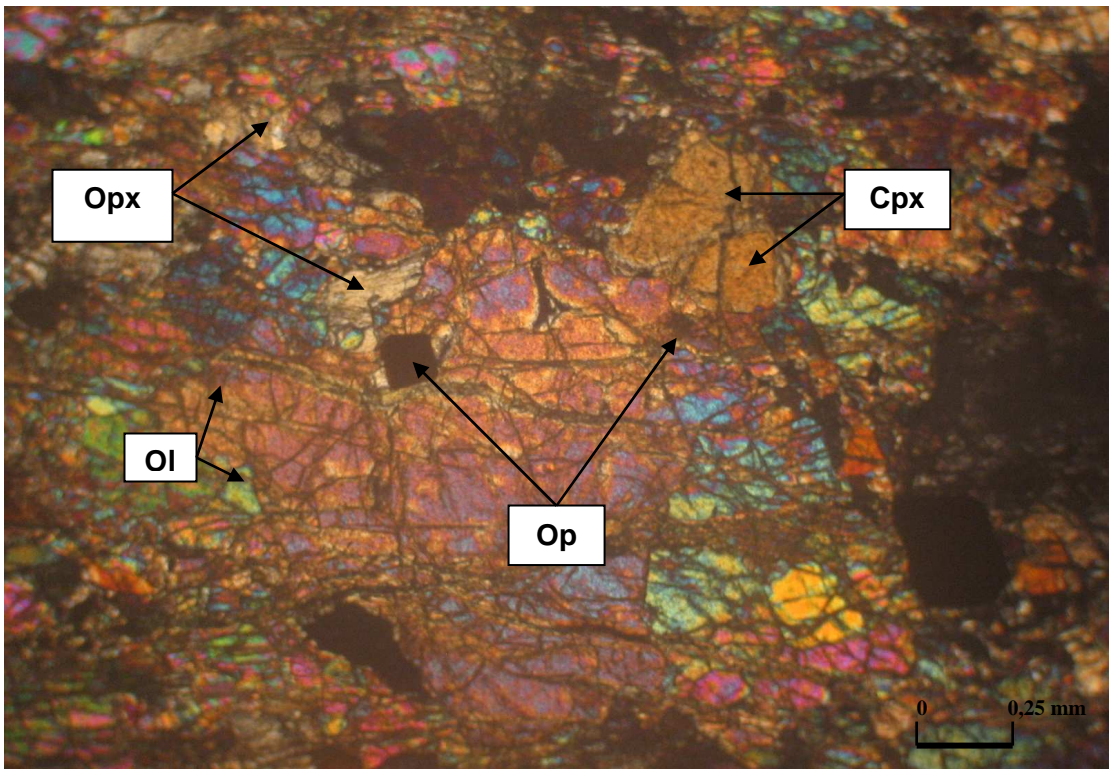


**Şekil 2. 13.** Dunitlerin “Ol-Opx-Cpx” diyagramındaki konumu (Streckeisen, 1967).

İnceleme alanındaki piroksenitler, açık ve koyu yeşil, sarımsı kahverengi renkli, iri kristalli, birbirine kenetlenmiş şekilde bulunmaktadırlar. Piroksenit damarlarının kalınlıkları 1–2 cm ile 10–15 cm arasında değişmektedir. Piroksenit içerisinde ana mineral ortopiroksendir. Ortopiroksenler, harzburjlitler içerisindeki kristal boyutundan daha belirgin olarak büyüktür. Ortopiroksenin dışında piroksenitler içerisinde az miktarda olivine de rastlanılmaktadır. Olivinler çoğunlukla serpantinleşmiş ve elek dokusu kazanmışlardır. Piroksenit damarlarında çok az da olsa

kromit kristalleri yer almaktadır. Piroksenitler, damar şeklinde yüzeylenmektedir (Şekil 2.15).

Dolerit daykları, inceleme alanı içerisinde peridotitle olan sınırı keskin olup, vadi içlerinde ve Çövenliyayla formasyonu'nun batısında döküntü halinde bulunmaktadır (Şekil 2.16). Dolerit dayklarının uzunlukları ve kalınlıkları değişkendir. Kalınlıkları ise 20-30 m', uzunlukları 1 km'ye kadar ulaşmakta ve inceleme alanında birbirini takip eden dağınık bloklar şeklinde ve yaklaşık KD-GB istikametinde yayılım gösterirler.



**Şekil 2. 14.** Marmaris peridotiti'ne ait dunitler içerisindeki olivin (Ol), klinopiroksen (Cpx), ortopiroksen (Opx), opak mineral (Op) (Yer: Burçaktarla Tepe; ÇN).

Arazide ayrışmaya karşı dayanıklı oluşları ve koyu renkleriyle kolaylıkla tanınırlar. Bazı yerlerde dolerit daykların dış kısımları açık gri renkli daha ince taneli soğuma kenarları görülmektedir (Şekil 2.17). Ayrıca inceleme alanının kuzeyinde dayklarda soğuma kenarlı rodonjitleşme gözlenmiştir. Rodonjitleşme bazı kesimlerde daha da ilerleyerek iç kesimlere kadar etkili olmuştur. Rodonjitleşme sonucu kayaç, beyaz bir renk kazanmıştır (Şekil 2.18).



*Şekil 2. 15. Harzburjit içerisinde bulunan piroksenit damarı (Yer: Burçaktarla Tepe'nin güneyi).*

Dolerit daykları peridotitleri keser durumda ve onlardan 1-1,5 m yüksekliğinde çıkıntılar oluşturmaktadır. Bu durum onların aşınmaya karşı peridotitlerden daha dayanıklı olduklarını göstermektedir (Şekil 2.19).

Dolerit daykları, yaklaşık % 70 plajioklas, % 25 ojit ve % 5 opak minerallerden oluşmaktadır. Kayaç, ofitik ve hipidiyomorf taneler dokuludur.

Plajioklaslar, ince uzun, albit ikizli ve düşük çift kırılmalı olup, zonlu yapı göstermemektedirler. Etrafları ve araları ojitler tarafından doldurulmuştur. Plajioklas kristallerinin epidot ve serisite dönüştüğü gözlenmiştir. Ojit kristalleri çoğunlukla plajioklasları kuşatmış durumda olup, yaklaşık yuvarlak taneler halinde, plajioklasla beraber kayacın esas bileşenini oluşturmaktadırlar. Piroksenlerin (ojit) bükülüp kırıldığı gözlenmiştir. Opak mineraller ise tali miktarda bulunmakta ve çoğunlukla manyetit kristallerinden oluşmaktadır (Şekil 2.20).



*Şekil 2. 16. Çövenliyayla formasyonu'nun batısında döküntü halinde bulunan dolerit daykı parçaları (Yer: Muslukgediği Tepe'nin batısı).*



*Şekil 2. 17. Dolerit dayklarında gözlenen açık gri renkli soğuma yüzeyi (şeklin sol tarafı) (Yer: Burçaktarla Tepe güneyi).*

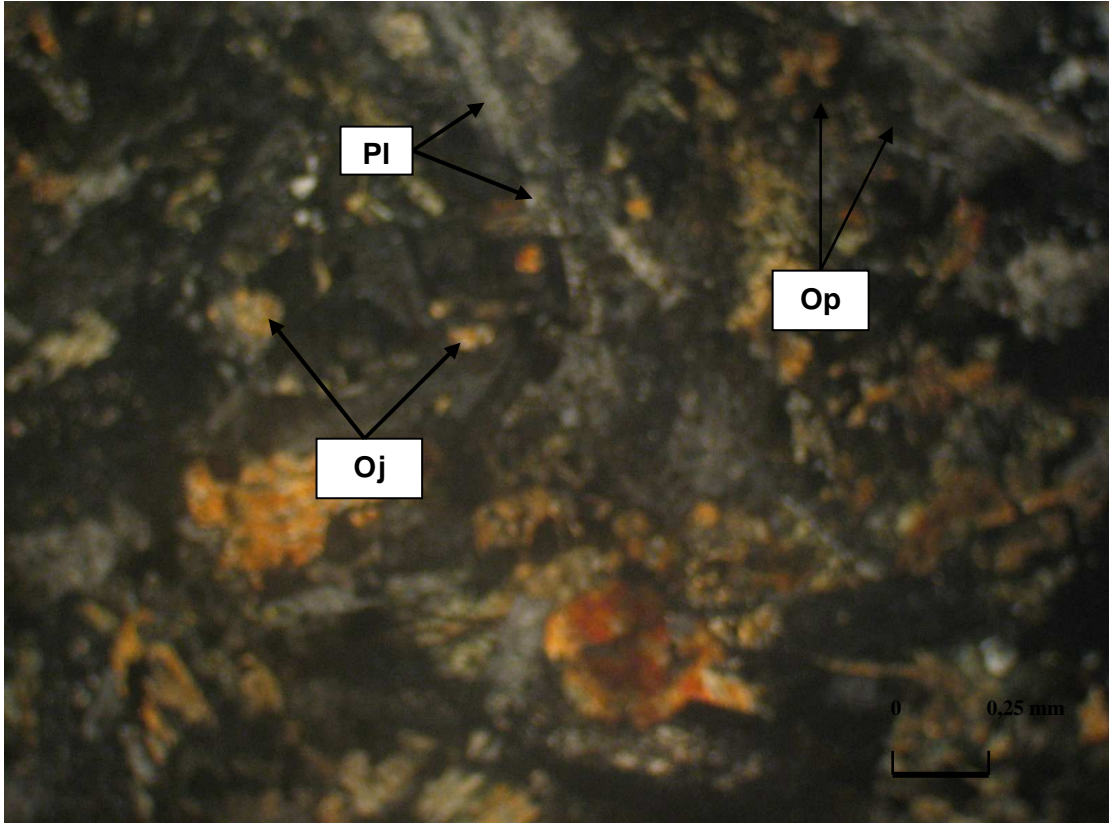




**Şekil 2. 18.** Peridotitleri kesen soğuma kenarlı rodonjitleşmiş dolerit daykı (Yer: Pirelli Tepe'nin kuzeybatısı).



**Şekil 2. 19.** Harzburjitleleri kesen ve onlardan yüksek çıkıntılar oluşturan dolerit daykı (Yer: Deveölen Tepe'nin doğusu).

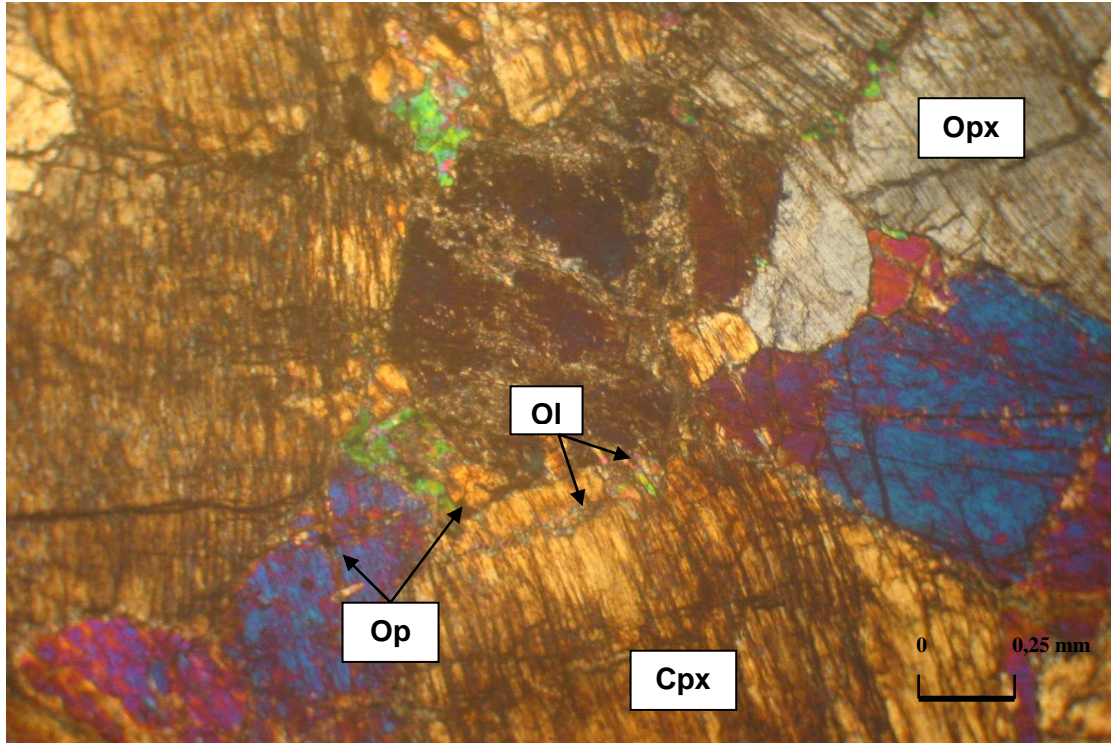


**Şekil 2. 20.** Marmaris peridotiti'ni kesen dolerit daykına ait plajyoklas (Pl), piroksen (ojit)(Oj) ve opak mineral (Op)(Yer: Deveölen Tepe'nin doğusu; ÇN).

Dolerit daykları, sadece peridotit masifi içerisinde görülmekte, sedimanter kayalar içerisinde devam etmemektedir. Bu durum, dolerit dayklarının peridotit masifinin ilk oluştuğu yerde meydana geldiğini ve daha sonra bunların peridotit masifi ile birlikte taşınarak bugünkü yerini aldığı varsayılmıştır.

İnceleme alanı içerisinde az oranda yüzeyleyen vebsteritlerde, % 50 klinopiroksen, % 33 ortopiroksen, % 15 olivin ve % 2 opak mineral saptanmıştır (Şekil 2.21). Kayaca ait ince kesit incelemesinden elde edilen sonuç Şekil 2.22' de gösterilen diyagrama yerleştirilerek değerlendirilmeye tabi tutulmuştur. Kayacın olivinli vebsterit olduğu belirlenmiştir. Kayaç, holokristalin taneseli, holokristalin ve allotriyomorf taneseli dokuludur.

Ortopiroksenler düz sönmeleri ve renksiz görünüşleriyle klinopiroksenlerden ayrılırlar. Taneler yarı özşekilli ve özşekilsizdir. Ortopiroksenlerde gözlenen bükülüp kırılmalar kayacın tektonizma ve deformasyon geçirdiğini göstermektedir.



**Şekil 2. 21.** Marmaris peridotiti'ne ait olivinli vebsterit içerisindeki klinopiroksen (Cpx), ortopiroksen (Opx) ve opak mineral (Op) (Yer: Baski Tepe'nin güneyi; ÇN).

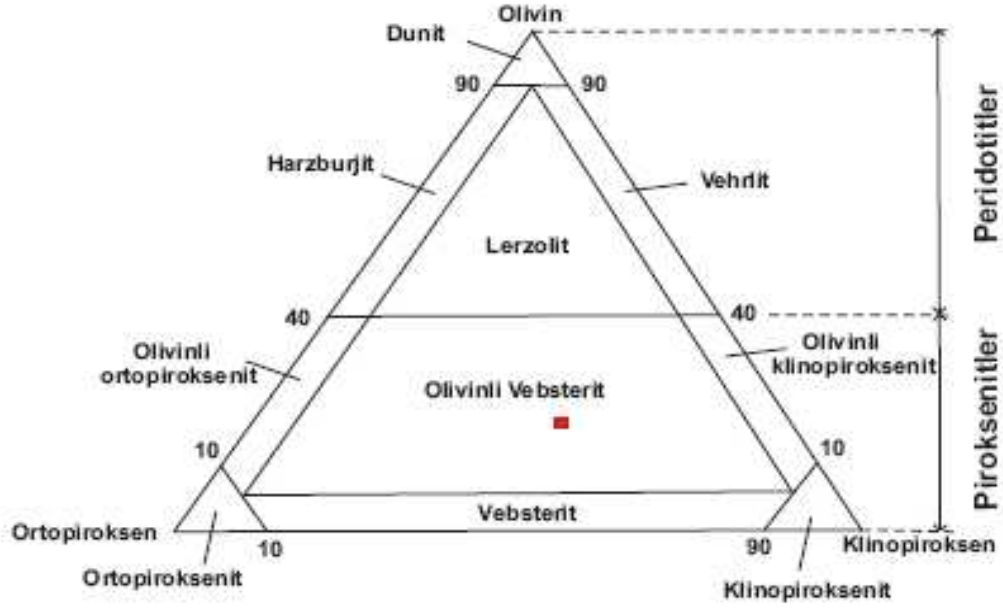
Klinopiroksenler ise bariz dilinimleri, eğik sönmeleri ve optikçe pozitif olmaları ile kolaylıkla tanınırlar.

Olivin kristalleri ise özşekilsiz olup, çatlaklarda relikler şeklinde bulunmaktadır. Büyük bir kısmı, klinopiroksenlerin çatlakları boyunca serpantinleşmiş ve elek dokusu kazanmışlardır.

İnceleme alanındaki serpantinitler, açık yeşil, yeşilimsi kahverengimsi, yer yer bej renk tonları sunan oksidasyon kılıfı ile sarılmışlardır. Taze kısımları genellikle koyu ve açık yeşil renklere olup, el ile ufanabilen çürük bir yapıya sahiptirler.

İnceleme alanında serpantinleşmenin yanı sıra içerisinde az da olsa kalınlıkları 4–5 cm'den 20–25 cm'ye varan ve inceleme alanının kuzey batısında gözlenen manyezit damarlarına rastlanılmıştır. Bunların dağılımının homojen olmayıp daha çok kırık zonlarına bağlı olarak gözlenmektedir. Manyezit oluşumları ekonomik değere sahip değildirler. Manyeziti çevreleyen serpantinitin kendisi de ultrabazik kayaların bir alterasyon ürünüdür. Manyezitler, serpantinitler içerisinde damar veya ağ şeklinde

gözlenmektedirler. İnceleme alanının KB'sındaki kırık zonunda gözlenen ve CO<sub>2</sub>' ce zengin suların peridotitle olan reaksiyonu sonucu açığa çıkan SiO<sub>2</sub>'nin çökmesi ile oluşan yer yer silis (opal) oluşumları da göze çarpmaktadır (Şekil 2.23).



Şekil 2. 22. Olivinli vebsterit'in "Ol-Opx-Cpx" diyagramındaki konumu (Streckeisen, 1967).



**Şekil 2. 23.** *Marmaris peridotiti içerisindeki kırık zonunda görülen opal oluşumu (Yer: Harita Tepe güneyi).*

Marmaris peridotiti alttan Çövenliyayla formasyonu tektonik bir dokanakla üzerlerken, üstten ise uyumsuzlukla Çameli formasyonu tarafından örtülmektedir (Ek-2). Birimin yüzeylediği alanları, deniz seviyesinden başlayarak yüksek tepeler ve gömülü kısımları da dâhil edersek kalınlığının yaklaşık 1000 m'den fazla olduğu sonucuna varılır.

İnceleme alanındaki peridotit masifinin yaşı kesin olarak bilinmemektedir. Önay (1950), Borchert (1958), Colin (1962) birimin yaşının Üst Kretase olduğunu belirtirken, Kaaden (1968) ve Graciansky (1972) ise Eosen öncesi olduğunu belirtmektedir. Thuizat ve diğ. (1981) ise birim içerisindeki kayalardan K-Ar metoduyla yaş tayini yapmış ve birimin yaşının Üst Kretase olduğunu belirtmiştir (Taşçı, 1996). Araştırmacıya bağlı kalarak birimin yaşı Üst Kretase olarak belirlenmiştir.

### 2.1.5. Çameli formasyonu (Plç)

Konglomera, kumtaşı ve kıltaşı ardalanmasından oluşan birim, Erakman ve diğ. (1986) tarafından “Çameli formasyonu” olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da araştırmacılar tarafından anılan adlama esas alınmıştır.

Çameli formasyonu, Kesmeli Tepe'nin kuzeyinde, Akçapa Tepe'nin güneybatısında, Paskal Tepe'nin kuzeydoğusunda ve Muslukgediği Tepe'nin güneyinde yüzeylemektedir (Ek-1). Erakman ve diğ. (1986) birimin yaklaşık kalınlığının 600 m olduğunu belirtmişlerdir.

Birim, gri, kirli sarı, kirli beyaz ve yeşil renkli, yatay tabakalı, gevşek tutturulmuş kıltaşı, konglomera ve kumtaşlarından oluşmaktadır. İçerisindeki konglomeralar az köşeli-iyi yuvarlaklaşmış olup, bu durum konglomeraların uzun mesafeler boyunca taşınarak bugünkü yerlerine gelmiş olduklarını göstermektedir. Birim içerisindeki konglomera çakılları peridotit kökenlidir. Kumtaşları ise ince-orta taneli ve sarımsı, kirli beyaz renklindedir (Şekil 2.24).

Erakman ve diğ. (1986) birimin tabanında akarsu-bataklık ortamında çökelmiş kömür düzeyli kırıntılardan bahsetmektedir. Arazi çalışmalarımız sırasında herhangi bir kömür düzeyine rastlanılmamıştır.

Birim, tüm Neojen öncesi temel kayaları uyumsuzlukla örterken, üstten Kuvaterner yaşlı birimler tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Ek-2).

Birim içerisinde herhangi bir fosil veya kalıntısına rastlanılmamıştır. Ancak Şenel ve diğ. (1994) tarafından yapılan araştırmalarda birim içerisinde Pliyosen yaşlı *Acer aft. Trilobatum A.Br.*, *Acer angustilabum* vb. gibi yaprak izlerine rastlanılmıştır. Bu paleontolojik verilerle birimin yaşının Pliyosen olduğu belirlenmiştir.

Çameli formasyonu egemen litolojik yapısı ve stratigrafik özellikleri bu birimi oluşturan tortulların, karasal ortamlarda çökelmiş (alüvyon yelpazesi ve gölsel) olduğunu göstermektedir. İnceleme alanının, Senozoyik başlarında yükselmeye başlayan ve Pliyosen dönemde de kara haline gelmesiyle bölgeye yağışlarla malzeme taşındığı, enerjinin azaldığı ve bittiği yerlerde de değişik boyutlu malzemelerin depolandığı sonucunda ise Çameli formasyonu'nun oluştuğu düşünülmektedir.



*Şekil 2. 24. Çameli formasyonu'na ait oluşukların genel görünümü (Yer: Kesmeli Tepe kuzeyi).*

#### **2.1.6. Alüvyon (Qal), yamaç molozu ve plaj çökelleri (Qp)**

Çalışma alanının alçak kısımlarında ve dere yataklarında gözlenen alüvyon, alttaki formasyonlardan meydana gelen gevşek, az yuvarlaklaşmış çakıl, kum, kil boyutundaki kırıntılardan oluşmaktadır (Ek-1). Kalınlığı 1-2 m civarında olup, yaşının Pliyosen'den Holosen'e kadar değiştiği düşünülmektedir.

Birimdeki bileşenlerin yuvarlaklığının az olması, birimi oluşturan malzemelerin yakın mesafelerden taşınıp geldiğine işaret etmektedir.

İnceleme alanındaki yamaç molozları, köşeli çakıl ile kireçtaşı ve ofiyolit parçaları ve bunların döküntülerinden meydana gelmektedir.

Bölgedeki plaj çökelleri ise Fethiye sahil kıyısı boyunca uzanan kum ve çakıllardan oluşmaktadırlar (Ek-1).

## 2.2. Yapısal Jeoloji

İnceleme alanı, Alpin orojenik kuşağı içerisinde yer almaktadır. Bölgedeki ofiyolitler çeşitli araştırmacılara konu olmuştur. Araştırmacılar Özgül (1976), Ricou (1980) ve Şengör ve Yılmaz (1981), bölgedeki ofiyolitlerin Menderes Masifi'nin kuzeyindeki bir okyanus alanının kalıntısı olduğunu, Neotetis'e ait bu okyanusun ise ya İzmir-Ankara zonu ya da Pindus okyanusu olabileceğini belirtmişlerdir (Taşçı, 1996).

Güneybatı Türkiye'ye yakın Yunan adalarındaki (Rodos vb.) ofiyolitik malzemenin Pindus okyanusundan taşındığı kabul edilirken Mutti ve diğ. (1970), Harbury ve Hall (1988) Datça yarımadasındaki ofiyolitlerin İzmir-Ankara Zonu'ndan geldiğini belirtmişlerdir (Ersoy, 1990).

Akkök ve diğ. (1984), Batı Toros Kuşağı'nın gerçek yabancı kayaçlarını ofiyolitlerin oluşturduğu görüşündedir. Ofiyolitlerin, buldukları yere kuzeyden geldiklerini, bu yerin Menderes Masifi kuzeyindeki Neotetis okyanus kolu (İzmir-Ankara Zonu) veya Helenidler'deki Pindus ya da Vardar okyanusu olduğunu ve Menderes Masifi üzerindeki ofiyolitlerin bölgedeki ofiyolitlerin devamı olduğunu, ofiyolitlerin masif üzerinde ilerlemesine bağlı olarak Menderes Masifi'nin metamorfizma yaşının kuzeyden güneye gençleştiğini belirtmiştir (Ersoy, 1990).

Batı Toros kuşağı'nın gerçek anlamda alloktan kayaçları olarak tanımlanan ofiyolitler, şimdiki yerlerine kuzeyden gelmişler ve bu yerin Menderes Masifi kuzeyindeki Neotetisin kolu (İzmir-Ankara Zonu) olabileceği şeklindedir (Ersoy, 1990).

Bölgede Laramiyen hareketleri ile K-G yönlü gelişen sıkışmalı rejimin etkisiyle Senoniyen'de, Neotetis okyanusuna ait okyanus kabuğu malzemesi olan ofiyolitler (Çövenliyayla formasyonu, Marmaris peridotiti) bir araya gelmişler ve Menderes Masifi'nin kuzey kenarına bindirmiştir. Senoniyen sonlarında Menderes Masifi üzerinde ilerleyen ofiyolitler, benzer sıkışmalı rejimle Kayaköy formasyonu üzerine yerleşmişlerdir. Eosen sonlarında tekrar gelişen K-G yönlü sıkışmalı rejim ile ofiyolitler, Kayaköy formasyonu'da yanlarına alarak Babadağ formasyonu üzerine sürüklenmişlerdir.

Oligosen'den Üst Miyosen' e kadar bölgede gelişen benzer K-G yönlü sıkışmalı rejimle, daha önce Menderes Masifi güneyine yerleşmiş bu birimler



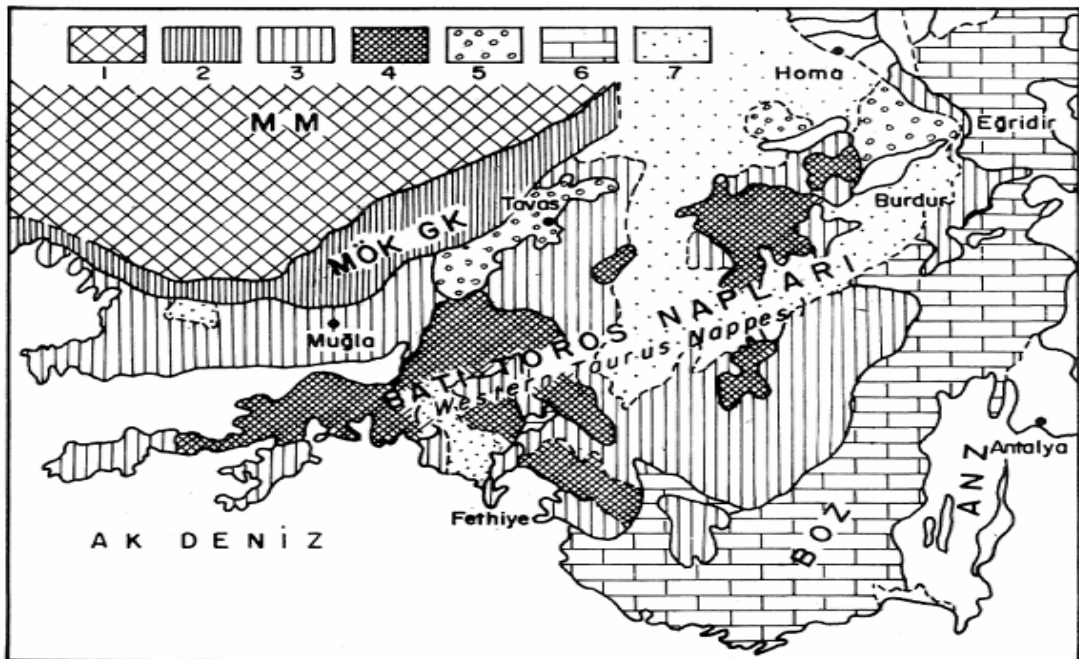
kuzeyden güneye doğru Beydağları otoktonu üzerine bindirmişlerdir. Ofiyolitler, bölgeye yerleştikten sonra Pliyosen yaşlı Çameli formasyonu'na ait karasal oluşukluklar tarafından örtülmüşlerdir. Daha sonra oluşan alüvyon, yamaç molozu ve plaj çökelleri ile istif son şeklini almıştır.

İnceleme alanında, K-G yönlü sıkışmalı rejime bağlı olarak birçok yapısal oluşum meydana gelmiştir. Bunları Alp orojenezinin etkisi sonucu kayaçların kırıklı ve çatlaklı oluşları ile ofiyolitik kayaçlarında gözlenen serpantinleşme olayı şeklinde gözlemek mümkündür.

Çalışma alanı, Batı Likya Napları'nda yer almaktadır (Şekil 2.25).

### 2.2.1. Uyumsuzluklar

İnceleme alanı içerisinde iki önemli uyumsuzluk saptanmıştır. Bunlardan ilki, Üst Kretase yaşlı Marmaris peridotiti'nden oluşan Mesozoyik istif, Pliyosen yaşlı Çameli formasyonu'ndan oluşan Senozoyik istif tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Bölgede gelişen ikinci uyumsuzluk ise, Pliyosen yaşlı Çameli formasyonu, Kuvaterner-güncel yaşlı alüvyon, yamaç molozu ve plaj çökelleri tarafından yine uyumsuzlukla örtülmektedir.



**Şekil 2. 25.** Batı Toros Napları'nın jeolojisini gösteren harita (Ersoy, 1990'dan).  
1-Menderes Masifi (MM), 2-Menderes örtü kuşağı güney kolu (MÖKGK),  
3 ve 4- Ofiyolitlerle beraber Batı Toros Napları, 5- Oligo-Miyosen yaşlı molas, 6-Beydağları Otokton Zonu, 7-Genç Neo-tektonik çökeller.

### 2.2.2. Kıvrımlar

İnceleme alanındaki birimlerde net bir kıvrım ve kırık tektoniğine rastlanılmamıştır. Bölgedeki peridotitlerde minerallerin düzgün çizgisel hatlar boyunca dizilmesi ve kromit kristallerinin veya nodüllerinin yönünün bir çizgisellik göstermesi sonucu lineasyon yapıları gelişmiştir (Şekil 2.26).

Çövenliyayla formasyonu'na ait radyolaritler içerisindeki kuvars damarları az da olsa kıvrım yapısı sunmaktadır.

Ayrıca bölgedeki peridotitler içerisinde çok az da olsa magmatik bantlanma ölçülerinden küçük ondülasyonlar görülmüştür. Magmatik bantlanma, olivin-piroksen ardalanması ve bantlı kromit kristallerinin dunitlerle olan ardalanmasından kaynaklandığı şeklindedir (Şekil 2.27). İnceleme alanındaki magmatik bantlanmalar genellikle KD-GB doğrultulu ve GB'ya eğimlidir.

### 2.2.3. Faylar ve bindirmeler

İnceleme alanı içerisinde irili ufaklı birçok fay sistemi yer almaktadır. Bölgede gözlenen faylar, muhtemelen K-G yönlü gelişen sıkışmalı rejime bağlı olarak ortaya çıkmışlardır. Ancak bunların haritaya aktarılmaları oldukça zordur. Çoğu yerde tek bir kuvvet yönünü belirlemek imkânsızdır. Faylar, Marmaris peridotiti içerisinde ve bu formasyonla sınır ilişkisi olan diğer formasyonlar arasında gelişmiştir.

Babadağ formasyonu'na ait çörtlü kireçtaşları ile Marmaris peridotiti arasındaki dokanağı oluşturan yaklaşık KB-GD uzanımlı ve Değirmenboğazı'nın doğu ve batı yamaçlarındaki faylar bölgedeki en önemli faylardır (Ek-1).

Bunun yanı sıra Çövenliyayla formasyonu ile Marmaris peridotiti, Çövenliyayla formasyonu ile Kayaköy formasyonu, Kayaköy formasyonu ile Babadağ formasyonları arasındaki sınırlar bindirmeli ya da faylı olarak görülmektedir (Ek-1).



*Şekil 2. 26. Kromit nodüllerinin oluşturduğu ok yönünde gelişmiş lineasyon yapısı (Yer: Kesmeli Tepe kuzeybatısı).*



*Şekil 2. 27. Bantlı kromitte gözlenen magmatik bantlanma (dunit-kromit ardışımı) (Yer: Yürek Ocağı çevresi).*

### 2.3. Serpantinleşme

İnceleme alanındaki peridotitlerde gözlenen en önemli bozunma ürünü serpantinleşmedir. Serpantinleşme, dayk-yankayaç kontağında, fay zonlarında ve peridotit masifinin içerisindeki çatlaklarda gelişmiştir (Şekil 2.28).

Serpantinleşmeye uğrayan kayaçlar, açık-koyu yeşil siyahımsı renkleri, çok sabunumsu (kaygan) yapısı ve çok kırıklı ve ezikli oluşlarıyla kolaylıkla tanınırlar. Serpantinleşmenin yanı sıra fay zonları ve peridotitlerin çevre kayaçlarıyla olan kesimlerinde ise breşleşme görülmektedir.

Mikroskop çalışmalarında gözlenen dunitlerde, serpantinleşmenin ileri derecede görüldüğü kesimlerde parçalanmış olivin tanelerinin hemen hemen tamamının serpantinleşerek elek dokusu kazandıkları tespit edilmiştir.

Serpantinleşme problemi günümüze kadar tam anlamıyla çözülmemiş bir sorundur. Ancak son yıllarda yapılan çeşitli deneysel araştırmalar sonunda, serpantinlerin ikincil bir oluşum olduğu kabul edilmiştir (Engin, 1972).

Serpantinleşmedeki diğer bir sorun ise hacim artışının olup olmadığıdır. Engin ve Hirst (1970) "Kuzey Peridotit Birimi"nin doğusunda yaptıkları araştırmalarda serpantinlerin eşkimyasal bir reaksiyon sonucu oluştuğunu ve bunun sonucunda da hacim artışı meydana geldiğini yaptıkları deneylerle ispatlamışlar ancak bazı masiflerde ise her zaman hacim artışının meydana gelemeyeceğini de belirtmişlerdir.



*Şekil 2. 28. Marmaris peridotiti'ne ait serpantinleşmiş harzburgitler (Yer: Karanlık Tepe doğusu).*

#### **2.4. Jeoloji Evrimi**

İnceleme alanının en yaşlı birimini, Üst Triyas-Alt Jura yaşlı Kayaköy formasyonu oluşturmaktadır. Daha önce bölgede araştırmalarda bulunan Serdaroğlu (1994) ve Şenel ve diğ. (1994)' e ait paleontolojik veriler, bu birimin Erken-Genç Triyas'da organizma hayatına elverişli, sığ denizel ortamda çökeldiğini belirtmişlerdir. Tektonik dokanakla Kayaköy formasyonu'nun altında bulunan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Babadağ formasyonu çört yumrulu ve mikritik dokulu kireçtaşlarından oluşmaktadır. Babadağ formasyonu, yamaç-havza kenarı ortamında çökelmiştir (Erakman ve diğ. 1986).

Babadağ formasyonu üzerine tektonik dokanakla gelen Üst Kretase yaşlı Çövenliyayla formasyonu spilitik bazaltlardan oluşmaktadır. Bu formasyon içerisinde ayrıca derin denizi temsil eden radyolarit seviyeleri ve Babadağ formasyonu'na ait çörtlü kireçtaşı ile Marmaris peridotiti'ne ait peridotit ve dolerit dayk parçaları da bu birim içerisinde yer almaktadır. Ayrıca formasyon içerisinde denizaltı volkanizmasını temsil eden yastık (pillow) yapısı da gözlenmektedir. Bu durum, denizaltı volkanizması oluşumunun ortamda var olduğunu yani spilitik kayaların radyolarit

gibi derin deniz çökelleri ile beraber bulunuşu ve pillow yapısının az da olsa görülmesi deniz dibine akan lavların var olduğunu düşündürmektedir.

İnceleme alanında Muslukgediği formasyonu üzerine tektonik dokanakla Üst Kretase yaşlı Marmaris peridotiti gelmektedir. K-G yönlü sıkışmalı rejimle Çövenliyayla formasyonu, Marmaris peridotiti ve Kayaköy formasyonu, Babadağ formasyonu üzerine bindirmişlerdir.

Bölgenin Eosen'in sonuna kadar Alpin Orojenik hareketleri ile yükselip karasallaşmaya başladığı ve Pliyosen'e kadar olan stratigrafik boşluktan dolayı aşınmanın olduğu ve herhangi bir çökelenin olmadığını sonucuna varılmıştır. Pliyosen'de ortam tamamen kara halini almış ve yükselme ile düşük rölyefli alanlarda kum, kil vb. çökeliyi meydana gelmiştir. Görsel ortama taşınarak çökelen birimler, kalınlıkları değişkenlik sunan ve Pliyosen yaşlı Çameli formasyonu'nu meydana getirmiştir. Pliyosen sonuna doğru bölgede akarsu ve dereler oluşmuş ve bu dereler içerisinde alüvyon çökeliyi ve heyelan, sellenme ve gravite kaymalarının da etkisiyle yamaçlarda yamaç molozu ve sahil kesiminde plaj çökelleri meydana gelmiştir. Günümüzdeki şeklini Neojen sonunda alan inceleme alanı, halen çeşitli ayrışma, taşınma ve birikme ile alüvyon oluşumları devam etmektedir.

### 3. MADEN YATAKLARI

#### 3.1. Kromitin tarihçesi, önemi ve Türkiye'deki dağılımı

Modern Dünya'nın en önemli metallerinden biri olan krom elementi, Fransız kimyager Vaugelin (1966)'da kırmızı kurşun adını verdiği "Crocoit" ( $PbCrO_4$ ) mineralindeki kurşun elementinin bilinmeyen bir başka metalin oksidi ile beraber bulunduğunu keşfetmiş olması ve bu elementin bileşiklerinin kırmızı, sarı ve yeşil vb. çeşitli renkler göstermesinden dolayı elemente Yunancada renk anlamına gelen "chroma" adının verilmesiyle ortaya çıkmıştır (Kızılkın, 2002).

Dünya'da ilk krom cevher üretimi 1797 yılında Urallar'da yapılmıştır. Ülkemizde ise ilk krom madenciliğinin 1848'de Bursa Harmancık-Dağardı yöresinde başladığı bilinmektedir. Fethiye-Marmaris krom provensinde 1887 yılında ilk arama ruhsatının Ali Rıza Paşa'ya verilmesiyle Tahtakerte-Gürleyik krom madeni sahasında üretilen cevherler develerle taşınmak suretiyle üretim faaliyetleri bu bölgede başlamış ve günümüze kadar da devam etmiştir. Şu an inceleme alanı içerisinde işletilen maden ocağı bulunmamaktadır.

Türkiye, çok geniş kromit imkanlarına sahip bir ülke konumundadır (Şekil 3.1). Kromit yatakları, Toros kuşağı boyunca uzanan ofiyolitlere bağlı peridotitler (ultrabazik kayalar) içerisinde bulunmakta ve Alpin (podiform) tip yataklar olarak bilinmektedirler.

Krom özellikle paslanmaz çeliklerin üretiminde vazgeçilmez bir hammaddedir. Satılabilir krom cevherlerinde tenörün (% 42-44)  $Cr_2O_3$ 'den büyük olması istenir. Kromit içeriği bu sınırın altında olduğu zaman zenginleştirmeye tabii tutulmak zorundadır. Krom cevheri ayrıca kimya, refrakter ve döküm sanayinde de kullanılmaktadır.

Krom yatakları coğrafik yönelimleri, dağılımları ve  $Cr_2O_3$  oranlarının yüksekliğine göre aşağıda belirtilen 6 bölgede gruplanmışlardır (Budunur, 1977; Şekil 3.1).

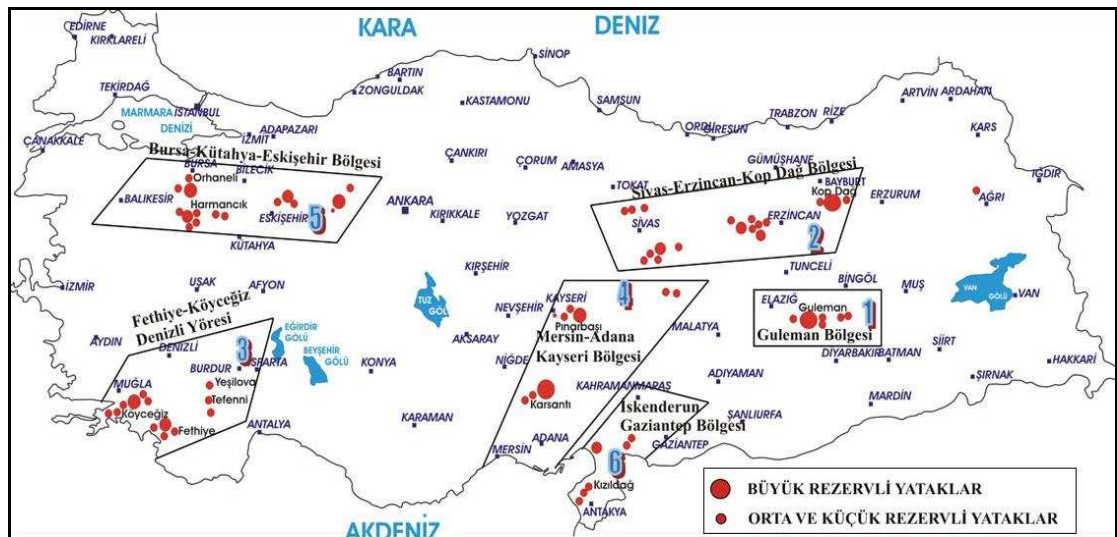
1. Guleman (Elazığ) Bölgesi
2. Sivas-Erzincan-Kop Dağ Bölgesi
3. Fethiye-Köyceğiz-Denizli Bölgesi
4. Mersin-Adana-Kayseri Bölgesi

5. Bursa-Kütahya-Eskişehir Bölgesi
6. İskenderun-Gaziantep Bölgesi

Bu bölgelerden Guleman (Elazığ) bölgesinde mevcut  $Cr_2O_3$  tenörü % 30-% 48, Bursa-Kütahya-Eskişehir Bölgesi'nde % 38-% 48, Sivas-Erzincan-Kop Dağ Bölgesi'nde % 30-% 48, Mersin-Adana-Kayseri Bölgesi'nde % 12-% 45 civarında değişmektedir (Kızıllıkan, 2002).

Bu altı bölgenin dışında da dağınık krom yataklarının bulunduğu bilinmektedir. Bu çalışma Fethiye Bölgesi kromit yataklarını kapsamaktadır.

Fethiye kromitleri, Taşçı (1996)' ya göre, yüksek oranda kromlu (%52.85-57.95), düşük oranlarda ise  $Al_2O_3$  (% 14.95-19.33),  $Fe_2O_3$  (% 0.02-0.58),  $FeO^*$  (% 12.28-15.76) ve  $SiO_2$  (% 0.37-0.75) içerdikleri belirtilmiştir.



Şekil 3. 1. Türkiye'nin Önemli Kromit Yatakları Haritası (Budatur, 1977).

### 3.2. Fethiye Kromit Yatakları

Fethiye kromit yatakları, çalışma alanında KD-GB gidişli bir hat boyunca yataklanmışlardır. Yatakların eğimleri ise B ile KB'ya doğrudur. Bölgede daha önce incelemelerde bulunan Borchert (1970), krom yataklarının uzanımlarının KD-GB olduğu ancak cevherlerin KD ucunun faylarla K-G'miş gibi görüldüğünü belirtmiştir. Çabuk ve Ayhan (1974) ise inceleme alanındaki yatakların K-G ile KKD-GGB istikametinde ve B ile KB'ya eğimli olduklarını belirtmişlerdir.



İnceleme alanındaki yataklar kuzeydoğudan itibaren, Baskı Tepe'nin kuzeyinde, Demirkazık Tepe'nin güneyinde, Deveölen Tepe'nin kuzeydoğusunda, Pirenli Tepe'nin kuzeyinde, Zeytincik Tepe, Sinekli Tepe, Kemalbeysivrisi Tepe çevresinde, Küçükveren Tepe'nin kuzeydoğusunda ve Burçaktarla Tepe'nin güneydoğusunda görülmektedir (Ek-1).

Kromit Yatakları, Alpin tip yatakların tipik özelliklerini taşırlar. Kromitler, her ne kadar ultramafiklerin tali bir mineraliyse de, sahada birçok yerde ekonomik şekilde işletilebilmelerini sağlayan topluluklar halinde bulunur. Sahadaki kromit yatakları çoğunlukla mercek şeklindedir. Galeri önleri ve stok sahalarında yapılan gözlemlere göre cevher kütleleri genellikle birbirini izleyen nodüller şeklinde ya da düzensiz kromit kristalleri şeklinde olup masif, saçınımlı (dissemine), nodüler ve bantlı yapılar gösterirler. Ancak kromit merceklerinin çoğu masif ve nodüler cevher tiptedir. Saçınımlı ve bantlı cevher tipleri ise oldukça az gözlenmiştir.

Kromitin yan kayacını genellikle serpantin, serpantinleşmiş harzburjit veya dunit oluşturmaktadır. Kromit kütlesi çoğu oldukça düzensiz bir geometriye sahip olup, yer yer uzamış iğ veya mercek şeklindedirler.

Yan kayaçlarla ilksel ilişkisi bozulmamış olan cevher mercekleri yer yer serpantinleşmiş ve dunitik bir kılıfla sarılmışlardır. Cevher kütlelerinin boyutları ile bunları saran dunit kılıflarının kalınlıkları çeşitli olabilmektedir. Cevher kütlesi etrafındaki bu kılıf, bazı cevherlerde kalınken bazılarında incelenerek kaybolabilmektedir. Gerek cevher gerekse dunitik bantlar birbirleriyle uyumludur. İnceleme alanındaki kromit yatakları, tektonit harzburjitler içerisindeki dunitlerle yakın ilişki içerisindedir. Bunlar, çoğunlukla mercekler şeklinde yataklanmışlardır. Kromitler bağımsız mercekler halinde bulunabildikleri gibi, incelik kalınlaşarak devam eden diziler şeklinde de izlenirler. Bunlar çoğunlukla peridotitin içyapısıyla uyumludurlar.

Çalışma alanı içerisinde yer alan başlıca terkedilmiş krom ocak ve mostraları aşağıdaki başlıklar altında ele alınarak incelenmişlerdir (Ek-1).

- |                       |                    |
|-----------------------|--------------------|
| 1. Yürek ocağı        | 7. Zeytincik ocağı |
| 2. Çenger ocağı       | 8. Sinekli ocağı   |
| 3. Domuzalanı ocağı   | 9. Susambeli ocağı |
| 4. Karatepe ocağı     | 10. Roz ocağı      |
| 5. Günlükbaşı ocağı   | 11. Kemalbey ocağı |
| 6. Karagedik mostrası |                    |

### 3.2.1. Yürek ocağı

Otlukapuz Tepe'nin güneybatısında, Demirkazık Tepe'nin güneyinde yer alan ocak, bu yöredeki önemli ocaklar arasında yer alır ve geçmişte en çok üretimin yapıldığı işletme olarak dikkati çeker (Ek-1). Bu ocak "Fethiye Şirketi Madeniyesi" tarafından 1929 yılında üretime açılmıştır. Sahanın ruhsatı 1964 yılında Etibank'a geçmiştir. Yürek Ocağında, 136-225 m yükseltileri arasında KB-GD doğrultusunda 270 m uzunlukta 4 ana yarma ile bunların dışında iki kuyu açılmıştır (Balcı ve Başta, 1982).

Güneydoğudan-kuzeybatıya doğru yarma içerisinde kalıntı cevherin eğim yönü, masifteki genel eğim yönünün tersine KD ve D' ya doğrudur. Ancak daha kuzeydeki iki yarmada cevherin eğim yönü KB' ya doğrudur. Karagedik masifinde eğimi KD ve D' ya olan tek ocak Yürek ocağıdır. Cevher yarmadan başlanarak 58 m yükseltisine kadar 130 m kadar eğim boyunca üretilmiştir. Bu üretim, 197 m, 173 m, 164 m, 137 m ve 130 m yükseltili galeriler ve taban galerisinden inilen kuyular vasıtasıyla gerçekleştirilmiştir. Yapılmış projeksiyon kesitlerinde cevherin alt yükseltilere doğru incelendiği gösterilmiş fakat nasıl bittiği konusunda herhangi bir bilgi bulunmamaktadır (Balcı ve Başta, 1982).

Ocaktaki cevherler, serpantinleşmiş dunitik kayaç içerisinde bulunmakta ve cevherin hemen hemen tamamının masif ve nodüler ve az oranda da bantlı tipte gelişmiştir (Balcı ve Başta, 1982).

Ocaktan çıkarılan cevherin Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörü (% 30-47) arasında değişmektedir. Masif cevher örneklerindeki kromit kristalleri oldukça küçük ve sıkça kenetlenmiştir. Buna karşılık saçınımlı cevherin taneleri, daha iri ve düzenli-özşekilli olarak yığılmışlardır. Diğer cevher tiplerine oranla az olarak bulunan bantlı tip cevherde ise kromit kristalleri belirli bir yönde uzanım göstermektedir (Balcı ve Başta, 1982).

### 3.2.2. Çenger ocağı

Bu ocak, Baskı Tepe'nin kuzeyinde yer almaktadır (Ek-1). Ocakta üretim "Fethiye Şirketi Madeniyesi" tarafından 1933 yılında başlamış, 1948 yılına kadar sürmüştür. Yüzeyde yapılan üretim, K-G doğrultulu ana iki yarma ve bu yarmaların çevresinde açılmış irili ufaklı 9 adet yarmada gerçekleştirilmiştir. Sahanın ruhsatı 1964 yılında Etibank'a geçmiştir. Bu yarmalarda cevherin izlenen uzunluğu yaklaşık

210 m kalınlığı ise 2–3,5 m' dir. Cevherin yarmadan itibaren yaklaşık 105 m derine indiği Etibank tarafından hazırlanan yaptığı planlarından görülmektedir. Yeraltında cevher, 158 m, 133 m, 122 m, 115 m, 108 m, 97 m, 77 m ve 65 m yükseltislerinden/kotlarda açılmış olan galeri ve ara katlardan üretilmiştir (Balcı ve Başta, 1982).

Eski üretim planlarında Çenger Ocağı 1–2–3 diye üçe ayrılarak gösterilmektedir. Çenger–1 Ocağında, iki kuyu ile 198–188 m arasında cevherin 10 m cevher üretildiği ve cevher merceğinin 188 m katına inmeden kapandığı gösterilmiştir. Batıda yer alan Çenger–2 Ocağında ise iki yarma açılmış ve 143 m yükseltisinden 96 m yükseltisine kadar inilmiştir. Yeraltı verileri oldukça eksik olan bu ocaklarda ciddi bir üretimin yapıldığı belirtilmesine rağmen, bu durumu belgeleyecek yeraltı imalat planların mevcut olmaması nedeniyle daha sağlıklı bilgilere ulaşılamamıştır. Çenger–3 Ocağı ise Çenger-1'in devamı olarak gösterilmiştir. Elde edilen imalat planlarına göre; cevherin doğrultu devamı 108 m galerisinden çeşitli yönlerde açılmış, uzunlukları 75–90 m arasında değişen yatay sondajlarla saptanmaya çalışılmıştır (Balcı ve Başta, 1982).

Balcı ve Başta (1982)' ye göre Çenger ocağından 1.000.000 ton cevher üretildiği ifade edilmektedir. Alt seviyelerde karşılaşılan suyun fazlalığı nedeniyle üretime son verilmiş ve ocak terk edilmiştir.

Cevherin  $Cr_2O_3$  tenörü düşük (% 50) olduğu ve cevherin hemen hemen tamamının masif, az oranda da bantlı tipte olduğu belirtilmektedir. Masif cevher örneklerindeki kromit kristalleri oldukça küçük ve sıkça kenetlenmiştir. Bantlı tipte ise kromit kristalleri belirli bir yöne doğru uzanım göstermektedirler (Balcı ve Başta, 1982; Şekil 3.2).

### 3.2.3. Domuzalanı ocağı

Domuzalanı ocağı, Deveölen Tepe'nin kuzeydoğusunda, Paskal Tepe'nin kuzeybatısında yer almaktadır (Ek-1). Ocak ve çevresinde ilk madencilik çalışmaları, 1929'lu yıllardan sonra Fetmaş A.Ş tarafından yapılmıştır. Sahanın ruhsatı 1964 yılında Etibank'a geçmiş, 1975 yılına kadar üretim amaçlı çalışmalar sürdürülmüştür. Bu amaçla, 175–210 m yükseltisler arasında açılmış iki yarma dışında, 163 m yükseltisinden taban galerisi sürülmüştür (Balcı ve Başta, 1982; Şekil 3.3).



*Şekil 3. 2. Çenger ocağına ait genel bir görünüm (Yer: BaskıTepe kuzeyi).*

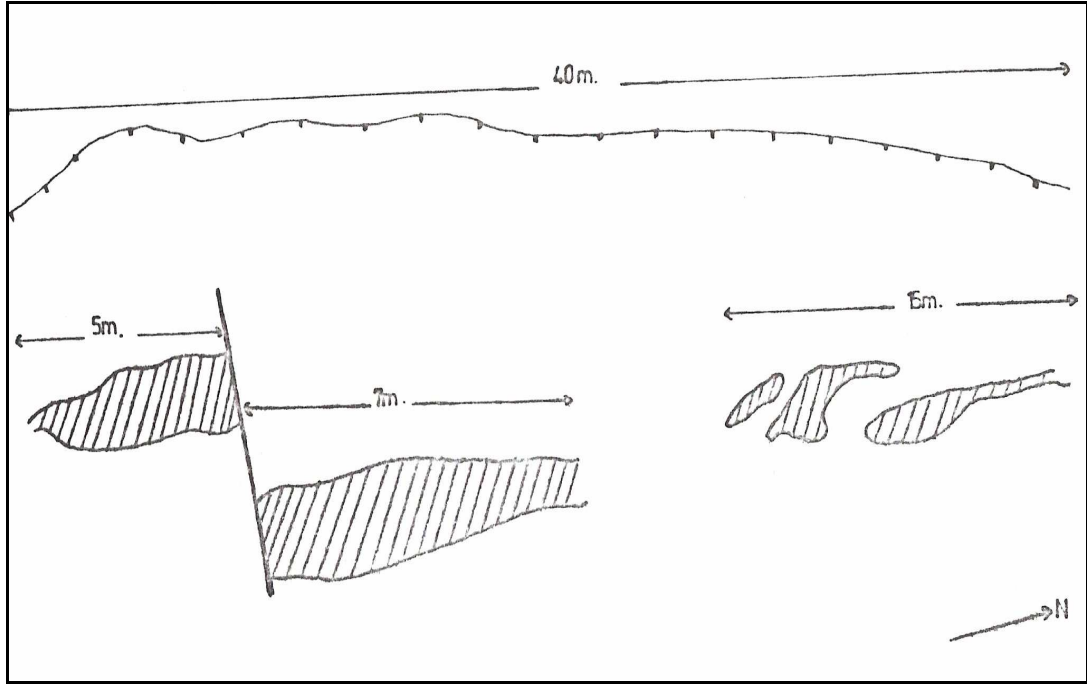
Balcı ve Başta (1982)' ye göre, cevherin  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  tenörü (% 30–42) arasında değişmekte, ortalama olarak (% 40)' tır.

#### **3.2.4. Günlükbaşı ocağı**

Bu ocak, Burçaktarla Tepe'nin güneyinde, Harita Tepe'nin kuzeybatısında yer alır (Ek-1). 178–192 m yükselteleri arasında açılmış küçük bir yarma ve bu yarma altına 158 m ve 96 m yükseltelerinden sürülmüş iki galeriden ibarettir. Cevher yeraltında 16 m uzunluk ve 20 m derinlik sunmaktadır. Cevherin  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  tenörünün (% 43) ve masif tipte olduğu belirtilmiştir (Balcı ve Başta, 1982).

#### **3.2.5. Karagedik mostrası**

Harita Tepe'nin doğusunda yer alan mostra (Ek-1), 2007 yılında dozerle açılmış yarma içinde 12 m uzunluğunda ve 1,5–6 m arasında değişen kalınlıkta bir cevher zonu yüzeylemektedir (Balcı ve Başta, 1982).



**Şekil 3. 3.** Domuzalanı ocağı şematik krokisi (Balcı ve Başta, 1982).

### 3.2.6. Karatepe ocağı

Karatepe ocağı, Zeytincik Tepe'nin batısında, Kesmeli Tepe'nin doğusunda Fetmaş A.Ş tarafından 1933 yılında açılmıştır (Ek-1). 430 m yükseltisinde açılmış araları 17 m olan iki yarmada başlanılan üretim faaliyetleri, daha alt yükseltilerden sürülen 402 m, 358 m, 327 m, 310 m, 269 m ve 232 m galerilerinde devam etmiştir. Cevherin ortalama kalınlığının 1–3 m arasında olduğu ve  $Cr_2O_3$  tenörünün ise (% 46–54) arasında olduğu belirtilmiştir (Balcı ve Başta, 1982).

Sahanın Etibank'a devredilmesinden sonra, Etibank 1970'li yılların sonunda, 310 m ve 269 m rakımlı galerilerden üretim yapmış; 232 m yükseltisinden taban galerisi sürmüştür. Bu galeriden cevherin eğim devamını aramak amacıyla yapılan yeraltı sondajlarının cevher kesmemesi üzerine ocaktaki çalışmalara son verilmiştir (Balcı ve Başta, 1982).

Yüzey ve imalat planlarına göre, iki merceğin uzunluğu yeraltında 40 m'yi bulmakta, 430 m yükseltisindeki yüzeylemesinden, 230 m yükseltisine kadar, herhangi yapısal kesiklilik olmadan 200 m kadar derinlik devamı göstermektedir. Cevherin doğrultu devamlılıklarında, herhangi bir aramanın yapılmadığı anlaşılmıştır (Balcı ve Başta, 1982).

Balcı ve Başta (1982)' ye göre, cevherin  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  tenörünün (% 34–40) arasında değişim gösterdiği ve cevherin tamamı masif tipte olduğu belirtilir.

### 3.2.7. Zeytincik ocağı

Bu ocak, Zeytincik Tepe'de yer almaktadır (Ek-1). Fetmaş tarafından 1931–1940 yılları arasında işletilmiş ve 100- 120 bin ton cevher üretildiği tahmin edilmektedir. Bu çalışmalar, 240 m, 200 m, 167 m ve 140 m yükseltelerinden sürülen galerilerde yapılmıştır. Sahanın ruhsatı 1964 yılında Etibank'a devredilmiştir. Etibank 1968–1970 yıllarında galeri ve sondajla arama yapmış, herhangi bir üretim gerçekleştirilmemiştir (Balcı ve Başta, 1982).

Zeytincik ocağındaki cevherleşme, 240–275 m yükselteleri arasında yaklaşık 120 m uzunlukta açılmış yarmada yüzeyler. Cevher KD-GB doğrultulu ve  $65^0-70^0$  açıyla KB' ya doğru eğimlidir. Cevher duruşlarından 310/65–80 ölçüsü alınmıştır. Kayıtlara göre yarma içinde cevher kalınlığı 1–5 m, galerilerde ise 5-10 m kalınlıktaki diyabaz daykının cevheri keserek 10 m kadar ters bir atıma yol açtığı anlaşılmaktadır. Cevher tenörü % 42–52  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ' tir. Cevher tamamıyla masif tiplidir. Zeytincik ocak ve çevresinde MTA tarafından gerçekleştirilen çalışmada, büyük yarmanın K'inde cevherin KD'ya devamını yansıtan iki cevher yüzeylemesinden söz edilmektedir (Balcı ve Başta, 1982).

### 3.2.8. Sinekli ocağı

Sinekli ocağı, Sinekli Tepe'de yer almaktadır (Ek-1). Susambeli vadisi boyunca uzanan oldukça geniş breşik zon içinde yüzeyleyen masif cevher, başlangıçta KKD-GGB yönünde 125 m -148 m yükselteleri arasında açılmış yarmalarda üretilmiştir (Balcı ve Başta, 1982).

Balcı ve Başta (1982)' ye göre,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  tenörünün (% 34–38) arasında değiştiği belirtilmiştir.

### 3.2.9. Susambeli ocağı

Bu ocak, Pirenli Tepe'nin kuzeyinde, Kesmeli Tepe'nin güneyinde yer almaktadır (Ek-1). Susambeli ocağında üretim çalışmalarına, Fetmaş tarafından 1928 yılında 190 m ve 240 m galerileri arasında değişik boyutlarda açılan yarmalarla

başlanmış ve anılan şirket tarafından 1939' a kadar 197 m, 157 m ve 125 m rakımlı galerilerle sürdürülmüştür. Daha sonra sahayı devir alan Etibank, 1970' li yıllarda 117 m rakımından sürdürdüğü galeri ve bu galeriden indiği kuyu ile 96 m yükseltisine kadar cevher üretmiştir. Cevherin en az 86 m yükseltisine kadar devam ettiği, ancak su problemi ve cevherin ince olması nedeniyle terk edildiği ifade edilmektedir (Balcı ve Başta, 1982).

Susambeli ocağında KKD-GGB doğrultulu ve  $65^0-75^0$  ile KB' ya eğimli bir cevherleşme gözlenir. Cevher genellikle masif tipte olmakla birlikte, yer yer nodüllü ve dissemine tipler de içerirler. Ayrıca cevher tenörünün % 42–48  $Cr_2O_3$  arasında değiştiği belirtilmektedir (Balcı ve Başta, 1982).

Balcı ve Başta (1982)' e göre, cevherin doğrultusu boyunca izlenen uzunluğu faylarla kesilerek dilimlenen parçalara göre 250 m' yi bulmaktadır. Yaklaşık 230 m yükseltisindeki yüzeylemelerinden, 86 m yükseltisine kadar (144 m) devamlılık gösterir.

### 3.2.10. Roz ocağı

Bu ocak, Kemalbeysivrisi Tepe'nin güneyinde yer almaktadır (Ek-1). Roza ocağında cevherleşme, 275 m – 285 m rakımları arasında açılmış yarmada yüzeylemektedir. Cevher üretimi yarma altına 235 m, 182 m ve 140 m yükseltilerinden sürülmüş üç galeride yapılmıştır. Üretim planlarından cevherin doğrultu devamının 30 m – 60 m arasında, cevher kalınlığının 1 m–5 m arasında değiştiği, kıvrımlanmanın olduğu kesimlerde ise 8 m 'ye çıktığı anlaşılmaktadır. 281 m yükseltisinden dike yakın bir eğimle başlayan üretim 32 m yükseltisine kadar devam etmiş ve 250 m derinliğe ulaşmıştır. Roz ocak cevherleşmesi, KKD doğrultu devamının 45 m yükseltisinde,  $\sim 45^0$  lik bir eğimle GB' ya eğimli bir fayla sınırlanmaktadır (Balcı ve Başta, 1982).

Doğrultu boyunca alınmış projeksiyon kesitinde, 15 m ve 20 m uzunluğuna sahip iki kromit merceği arasında 7,5 m – 8 m uzunluğundaki kayaçlar belirtilmiştir. Benzer durumun izlendiği Kemal Bey ocağında, eğim yönünde birbirine paralel iki zonun varlığına işaret edilmiştir (Balcı ve Başta, 1982).

Balcı ve Başta (1982)' ye göre, cevherin  $Cr_2O_3$  tenörünün % 38–40 arasında değiştiği ve cevherin tamamının masif tipte olduğu belirtilmektedir.

### 3.2.11. Kemalbey ocağı

Kemal Bey ocağı, Kemalbeysivrisi Tepe’de yer almaktadır (Ek-1). Bu ocağa ait ilk harita 1929 yılına aittir. Bu haritada cevherin 25 m derinlik yaptığı gösterilmiştir. KKB-GGD yönünde 105 m – 110 m yükseltilerinde 18 m uzunluğunda, ortalama 10 m genişliğinde açılmış yarmada başlayan üretim, 86 m ve 62 m yükseltili iki galeri ve taban galeriden inilen kuyularla sürdürüldüğü belirtilmektedir (Balcı ve Başta, 1982).

Balcı ve Başta (1982)’ ye göre, cevherden 65 m derinliğine kadar üretim yapılmıştır. Ancak 28 m rakımlı galeri içinde de cevher işaretlenmiştir. Bu cevherin, bir fay zonu içindeki iz mi, yoksa üstteki cevherin devamı mı olduğu bilinmiyor. Ayrıca D-B projeksiyon kesitinde, iki ayrı cevher zonu gösterilmiştir. Bunlardan batıdaki zonun 30 m, doğudaki zonun ise 15 m kalınlık gösterdiği belirtilmiştir. Cevherin doğrultusunda ne kadar devam ettiği ise bilinmemektedir.

Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörünün (% 34–38) arasında değiştiği ve cevherin hemen hemen tamamının masif, az oranda ise nodüler tipte olduğu belirtilmektedir (Balcı ve Başta, 1982).

### 3.3. Cevher tipleri ve özellikleri

İnceleme alanında birçok kromit ocağı veya mostrasında değişik tipte kromit cevheri gözlenmiştir. Bunlar, masif (kompak), saçınımlı (dissemine), benekli (nodüler) ve bantlı (yollu) cevherlerdir. Masif ve nodüler cevhere her yerde rastlanmasına karşılık, saçınımlı ve bantlı cevherlerin yayılımı oldukça sınırlıdır. Bir ocakta veya mostrada belirtilen cevher tiplerinin tümünü birlikte görmek oldukça güçtür. Ancak, en az bir veya iki tip krom cevheri sıkça birlikte görülebilmektedir. Kromitin bulunuşu ve kökeninin aydınlatılmasında kolaylık sağlanması açısından, yukarıda belirtilen cevher tiplerinin özellikleri ayrı ayrı ele alınarak incelenmiştir.

#### 3.3.1. Masif (kompak) cevher

Masif cevherler, inceleme alanının hemen hemen her yerinderastlamak mümkündür. Bölgede en fazla bulunan cevher tipini oluştururlar. Makro



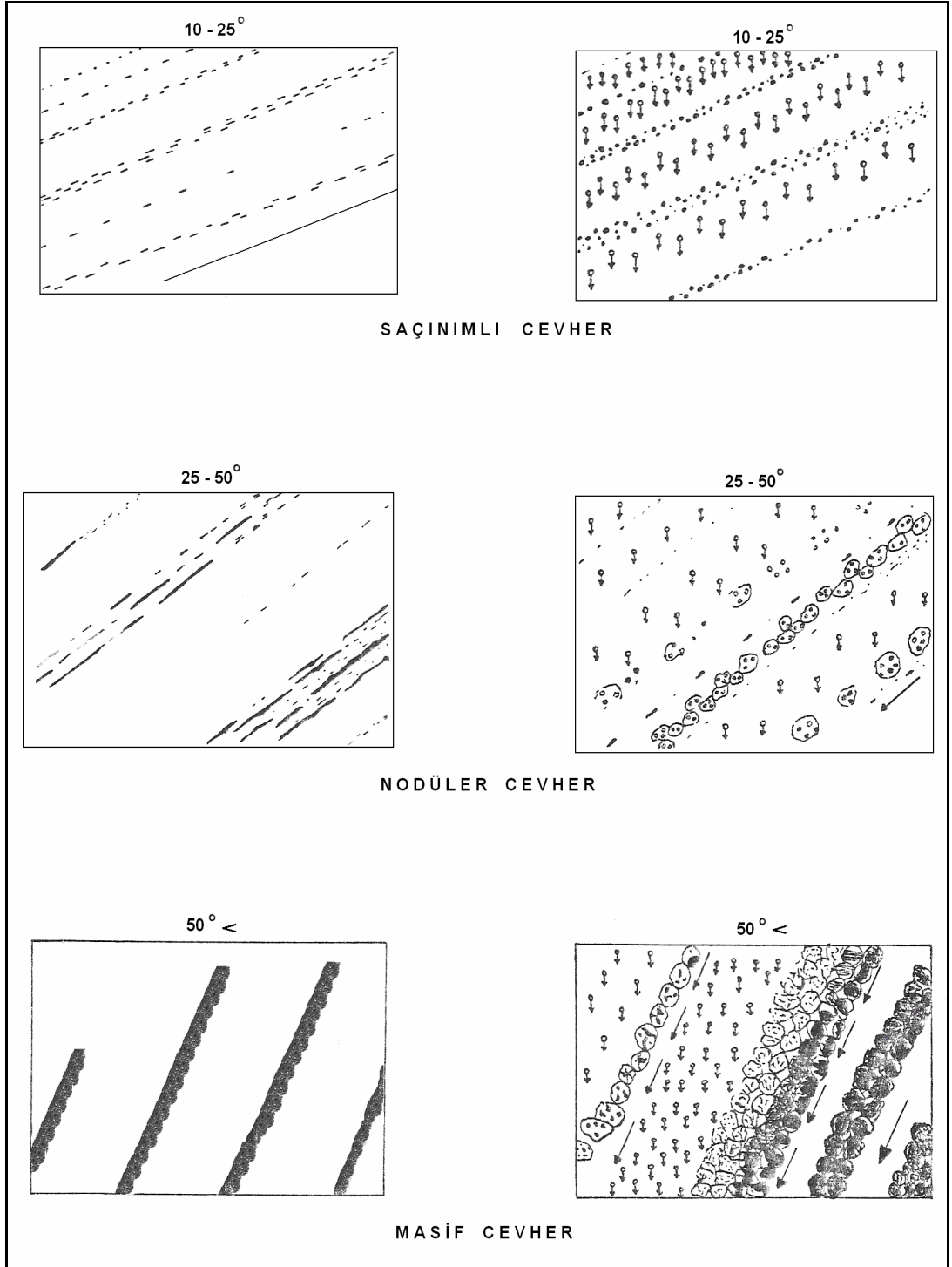
örneklerindeki krom taneleri bazen çok küçük ve sıkı, bazen de iri ve düzgün kenetlenmeleri şeklinde karşımıza çıkmaktadır. (Şekil 3.4).

Tektonik etkiler sonucunda masif kütlelerde kromit kristalleri parçalanmış ve ilksel durumlarını kaybetmişlerdir. İnceleme alanında masif kromitler ince ve iri taneli olarak iki kısımda gözlenmiştir. İri taneli kromitler öz şekilli ve daha sert, ince taneli olanlar ise yumuşak ve eli boyar şekilde bulunurlar. Bu özelliklerin tektonik özelliklerden ileri geldiği düşünülmektedir.

Masif cevher oluşumu çeşitli araştırmacılara konu olmuştur. Bunlardan Borchert (1970)'e göre, masif cevher oluşumunun diferansiyasyon esnasında magmatik bantlanma zonlarının eğiminin  $50^{\circ}$ 'den fazla olması durumunda kromit damarlarının bir araya gelmesiyle oluştuğunu savunmuştur (Çabuk ve Ayhan, 1974; Şekil 3.5).



*Şekil 3. 4. Küçük ve sıkı kromit tanelerinden oluşan masif cevherden bir görünüm.*



**Şekil 3. 3.** Borchert (1970)'e ait krom çökelme/oluşum tipleri (Taşçı, 1996; Şekil 3.5.).

### 3.3.2. Nodüler cevher

Nodüler cevherlere daha çok, Fethiye civarında Yürek, Kemalbeysivrisi ve Karatepe ocaklarında rastlanmaktadır (Ek-1). Masif cevherlerden sonra en çok rastlanılan cevher tipini oluşturmaktadırlar. Nodüler cevherlere, masif cevherlerle birlikte veya onlardan ayrı olarak bol miktarlarda rastlamak mümkündür.

Nodüler cevherler, Alpin tipi yatakların en belirgin cevheri olması nedeniyle Stratiform yataklardan ayrılmaktadırlar. Bu tip oluşumlar, taze el numunelerinde mm'den 2-3 cm büyüklüğünde küresel ya da elipsoidal şekilde serpantin hamuru içine gömülü olarak gözlenmektedir. Elipsoidal nodüller birbirlerine paralel bir uzanım göstermektedir. Bazı cevher yapılarında gözlenen nodüllerin sık olarak bir araya gelmesiyle cevher masif bir görünüm kazanmıştır.

El numunelerinde nodüller, yaklaşık olarak numunenin % 50 sini oluştururlar. Kromitlerdeki nodüller genellikle düzgün olmayan ve yıpranmış kromit kristallerinden meydana gelmektedir (Şekil 3.6).

Nodüllü cevherlerin oluşumu bazı araştırmacılara konu olmuştur. Snelgrove ve Ruotsola (1968)'e göre, nodüllü cevherlerin erken magmatik kısmi kristalleşmesi sırasında oluştuğunu savunurken, Borchert (1970)'e göre magma hazinesi içerisinde üst kısımlarda kristalleşen kromit kristallerinin ağırlığının etkisiyle derinlere doğru batarken artan ısı nedeniyle aşınmaya uğrayıp, mevcut silikat bantları üzerinde eğim yönünde yuvarlanırken nodül şeklini kazandığını söylemekte ve bu silikat bantlarının eğiminin  $25^0-50^0$  arasında olduğunu belirtmiştir (Çabuk ve Ayhan, 1974; Şekil 3.5).

Engin (1972)'e göre ise, Alpin tipteki sahaların geçirmiş olduğu tektonik hareketlerin nodüllü kromitlerin oluşumunda önemli rol oynadığını belirtmiştir.

Bowen (1928)'e göre, magma içerisindeki sıvı karışmazlığının kürecikler oluşumu yoluyla meydana geldiğini belirtmiştir (Çabuk ve Ayhan, 1974).

Bilgrami (1964)' e göre, kromca zengin eriyiklerde, eriyiklerin karışmazlığının göz önünde durulması gerektiğini ve Bowen'ın görüşüne göre, eğer tabii magmalarda sıvı karışmazlığı kürecikler oluşumu ile meydana geliyorsa ve bu kürecikler korunabiliyorsa, bu yoldan nodüllü kromitlerin oluşabileceğini belirtmiştir (Çabuk ve Ayhan, 1974).



**Şekil 3. 6.** Nodüler cevher tipindeki kromitten bir görünüm (Yer: Yürek Ocağı çevresi).

### 3.3.3. Saçınımlı (dissemine) cevher

Saçınımlı cevherler, Fethiye civarındaki tüm ocak ve mostralarda çok az oranlarda gözlenmektedir (Şekil 3.7). Saçınımlı cevherin en önemli özelliği yan kayaca göre daha fazla, masif cevhere göre ise çok az kromit içermesidir. Bu özelliği ile arazide çok kolay tanınmaktadır. Bazı ocaklarda ise masif cevherden bağımsız olarak da gelişmiştir. Makro örneklerde yan kayaç içerisindeki kromit mineralleri, bazen oldukça seyrek bazen de oldukça sık bir şekilde görmek mümkündür (Şekil 3.8).

Saçınımlı kromitler, nadir olarak belirli bir yönde uzanım şeklinde çizgisellik sunarlar. Bu da onların basınç ve gerilmeler altında belirli yönlerde uzaması sonucu oluşmuş olduklarını ortaya koymaktadır (Şekil 2.26).

Saçınımlı cevherlerin oluşumu hakkında araştırmalar yapan Borchert (1970), saçınımlı cevherlerin, diferansiyasyon esnasında magmatik bantlanma zonlarının eğiminin  $10^0$ - $25^0$  arasında olması ve bu sırada kromit damarlarının bir araya gelmesi sonucunda oluştuğunu belirtmiştir (Çabuk ve Ayhan, 1974; Şekil 3.5).



*Şekil 3.7. Saçınımlı cevher tipindeki kromitten bir görünüm (Yer: Roz ocağı).*

### **3.3.4. Bantlı (Yollu) cevher**

Bantlı kromit cevherlere inceleme alanın KB'sında Çenger ocağı ile Yürek ocağında ve çevresinde rastlamak mümkündür. Bu tip cevherler 0.5-30 cm'ye kadar değişen cevherli seviyelerin tekrarlı (ritmik) olarak ardalanması şeklinde ortaya çıkmaktadırlar (Şekil 3.9).

Cevherlerdeki bant kalınlıkları, kromit kütlelerinin yayılımına bağlı olarak değişkenlik sunmaktadır. Bazen masif karakterli bir banttan sonra saçınımlı bir bant onu takip edebilir. Ya da iki farklı kromit seviyesi birbirini takip edebilir. Bantların sınırları ise oldukça keskindir.

Bazı makro örneklerde bir banttaki kromit konsantrasyonu alttan üste doğru miktar bakımından değişiklik gösterebilmektedir. Bantlar yanal yönde kromit açısından farklılıklar göstermezler ancak kromitli zonun sonunda dunite geçiş gösterirler.

Bazı bantlı cevherlerde ise bantları ayıran sınır belirgin olarak gözükebilmektedir. Bantlarda yer alan kromit kristalleri, öz ve yarı öz şekilli olarak bulunmaktadır.



*Şekil 3. 8. Nodüllerin sıkı bir şekilde bir araya gelmesiyle masif görünümü almış saçınımlı kromitten bir görünüm (Yer: Yürek ocağı).*



*Şekil 3. 9. Bantlı cevher tipindeki kromitten bir görünüm (Yer: Çenger ocağı).*

Bantlı cevherlerin oluşumu ile ilgili olarak Borchert (1970), bantlı kromitlerin kuvvetle ayrılıp, çökme ve toplanma olaylarına bağlı olarak oluştuğunu belirtmiştir (Çabuk ve Ayhan, 1974).

#### 4. KROMİTLERİN JEOKİMYASI

İnceleme alanındaki birimlerde gözlenen alterasyon nedeniyle sağlıklı sonuçlar alınamadığı için Taşçı (1996)'ın verilerinden alıntılar yapılmıştır. Bu çalışmada, 13 cevher örneği üzerinde majör oksit (% ağırlık) ve ppm cinsinden iz elementler kullanılmıştır. Kromitlere ait oksit miktarları ile hesaplanmış element içerikleri ve Cr/Fe, Cr/Al,  $Fe^{+2}/Mg$ , Cr/Cr+Al, Cr/Cr+Al+ $Fe^{+3}$ , Al/Cr+Al+ $Fe^{+3}$ ,  $Fe^{+3}/Cr+Al+Fe^{+3}$ ,  $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$  ve  $Mg/Mg+Fe^{+2}$  hesaplanmış oranları Tablo 4.1'de verilmiştir.

Tablodaki veriler kullanılarak çeşitli diyagram ve grafiklerin hazırlanmasıyla inceleme alanındaki kromit yataklarının jeokimyasal özellikleri araştırılmaya çalışılmıştır. Tablo 4.1'deki analizlerin ortalama değerleri, Türkiye ve Dünya'daki en çok bilinen yatakların ortalama kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması yapılmıştır (Tablo 4.2 ve Tablo 4.3).

Taşçı (1996)' e göre kromit örneklerindeki  $Cr_2O_3$  miktarı % 52.85 ile % 57.95,  $Al_2O_3$  % 14.78 ile % 19.33,  $Fe_2O_3$  % 0.02 ile % 0.58,  $FeO^*$  % 12.28 ile % 15.76, MgO % 11.85 ile % 13.69 arasında değişen oranlarda bulunmaktadır.

**Tablo 4. 1.** *Fethiye kromitlerinin kimyasal bileşimi (% oksit) ve hesaplanmış element miktarları (Taşçı, 1996).*

Örnek no	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Ort.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53.71	52.85	54.59	55.07	56.58	55.41	57.95	55.25	53.51	57.24	57.49	57.31	57.63	56.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.56	18.27	16.37	17.20	15.98	14.95	14.78	18.65	19.33	15.48	16.89	15.54	17.78	16.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.50	0.50	0.20	0.58	0.24	0.51	0.17	0.02	0.45	0.37	0.32	0.40	0.52	0.33
SiO <sub>2</sub>	0.66	0.37	0.50	0.52	0.55	0.50	0.75	0.37	0.63	0.71	0.38	0.71	0.42	0.55
MgO	13.00	12.92	13.69	12.96	12.70	12.87	11.85	12.51	12.09	12.80	12.16	12.75	12.45	12.64
MnO	0.26	0.23	0.24	0.23	0.21	0.24	0.28	0.26	0.29	0.28	0.29	0.25	0.23	1.13
FeO*	14.63	15.17	14.44	13.84	13.81	15.76	14.15	12.79	13.84	13.31	12.62	13.25	12.28	13.81
NiO	0.12	0.10	0.12	0.12	0.15	0.13	0.11	0.15	0.13	1.25	1.75	1.60	1.59	0.56
Fe <sup>+2</sup>	11.37	11.79	11.23	10.76	10.74	12.25	11.00	9.94	10.76	10.35	9.81	10.30	9.55	10.75
Fe <sup>+3</sup>	0.35	0.35	0.14	0.41	0.17	0.36	0.12	0.02	0.32	0.26	0.23	0.28	0.37	0.26
Fetop.	11.72	12.14	11.37	11.17	10.91	12.61	11.12	9.96	11.08	10.61	10.04	10.58	9.92	11.01
Cr	36.74	36.16	37.35	37.67	38.71	37.91	39.65	37.80	36.61	39.16	39.33	39.21	39.43	38.13
Al	9.29	9.67	8.66	9.10	8.46	7.91	7.82	9.87	10.23	8.19	9.81	8.22	9.41	8.97
Mg	7.80	7.75	8.21	7.77	7.62	7.72	7.11	7.50	7.25	7.68	7.29	7.65	7.47	7.60
Cr/Fetop.	3.23	3.07	3.32	3.50	3.60	3.10	3.60	3.80	3.40	3.78	4.00	3.80	4.12	3.93
Cr/Al	3.95	3.74	4.31	4.13	4.57	4.79	5.07	3.83	3.58	4.77	4.39	4.76	4.18	4.53
Cr/Mg	4.71	4.67	4.55	4.85	5.08	4.91	5.09	5.04	5.05	5.10	5.40	5.12	5.28	5.23
Cr+Al	46.04	45.83	46.01	46.78	47.17	45.82	47.74	47.67	46.84	47.35	48.27	47.43	48.84	47.06
Mg+Fe <sup>+2</sup>	19.17	19.55	19.44	18.54	18.36	19.98	18.11	17.45	18.01	18.03	17.11	17.95	17.02	18.36
Fe <sup>+2</sup> /Mg	1.45	1.52	1.36	1.38	1.41	1.59	1.58	1.32	1.48	1.34	1.35	1.35	1.28	1.41
Cr/(Cr+Al)	0.80	0.80	0.81	0.80	0.82	0.83	0.84	0.79	0.78	0.83	0.82	0.83	0.81	0.81
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.41	0.40	0.42	0.42	0.42	0.39	0.39	0.43	0.40	0.43	0.43	0.43	0.44	0.41
Cr/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> )	0.79	0.78	0.80	0.79	0.81	0.82	0.83	0.79	0.77	0.82	0.81	0.82	0.80	0.86
Al/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> )	0.25	0.20	0.18	0.19	0.17	0.17	0.16	0.20	0.21	0.17	0.18	0.17	0.19	0.18
Fe <sup>+3</sup> /(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> )	0.009	0.007	0.003	0.008	0.003	0.007	0.002	0.0004	0.006	0.005	0.004	0.005	0.007	0.07
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.41	0.60	0.42	0.42	0.41	0.39	0.39	0.43	0.40	0.43	0.43	0.43	0.44	0.43
Mg #	0.40	0.39	0.42	0.41	0.41	0.38	0.39	0.43	0.41	0.42	0.42	0.42	0.43	0.41
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.19	0.25	0.16	0.28	0.22	0.26	0.17	0.20	0.33	0.32	0.28	0.19	0.23

$Mg \# = (Mg/Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3})$  'e göre tespit edilmiş,  $Fe_2O_3$  ise kimyasal formülle hesaplanmıştır.



**Tablo 4. 2.** *Fethiye kromitlerinin Türkiye'nin diğer kromit yatakları ile kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması (% ağırlık).*

	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.20	49.67	56.18	58.40	48.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.72	14.83	16.83	11.81	6.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.33	4.51	5.21	3.04	11.02*
FeO	13.81 *	10.78	11.46	11.91	
MgO	12.64	17.67	12.65	14.21	23.27
SiO <sub>2</sub>	0.55	4.78		0.04	10.86
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.19	0.26	0.11	0.10
MnO	1.13	0.21		0.33	0.18
CaO			0.20	0.05	

\* *Toplam demir.*

1. *Fethiye kromitleri, (Taşçı, 1996).*
2. *Yeşilova kromitleri, (Döyen, 1995).*
3. *Hatay Kızıldağ kromitleri, (Aydın ve Erler, 1986).*
4. *Pozantı-Karsantı kromitleri, (Anıl, 1990).*
5. *Yeşildağ (Beşşehir-Konya) kromitleri, (Zedef ve diğ. 1994).*

**Tablo 4. 3.** *Fethiye kromitlerinin kimyasal bileşiminin Dünya'nın diğer yerlerindeki kromit yataklarıyla karşılaştırılması (% ağırlık).*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.20	52.91	39.95	54.95	52.17	57.52	58.40	49.50	48.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.72	18.43	26.50	13.55	15.77	12.05	12.20	9.50	14.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.33	2.11	3.30	4.35	2.77	ay	ay	ay	ay
FeO	13.81*	10.27	11.75	14.50	10.90	17.02*	17.78*	14.50	24.50*
MgO	12.64	16.11	15.60	12.95	15.08	13.08	14.35	16.20	10.20
SiO <sub>2</sub>	0.55	0.06	kmd	kmd	0.73	0.08	0.11	3.50	kmd
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.07	0.30	0.30	0.56	0.19	0.27	ay	0.69
MnO	1.13	0.10	kmd	kmd	0.07	0.14	0.10	ay	kmd
CaO	ay	kmd	kmd	kmd	0.37	0.01	0.03	ay	kmd

ay: analizi yapılmadı.

kmd: kaynakta mevcut değil.

\* : toplam demir.

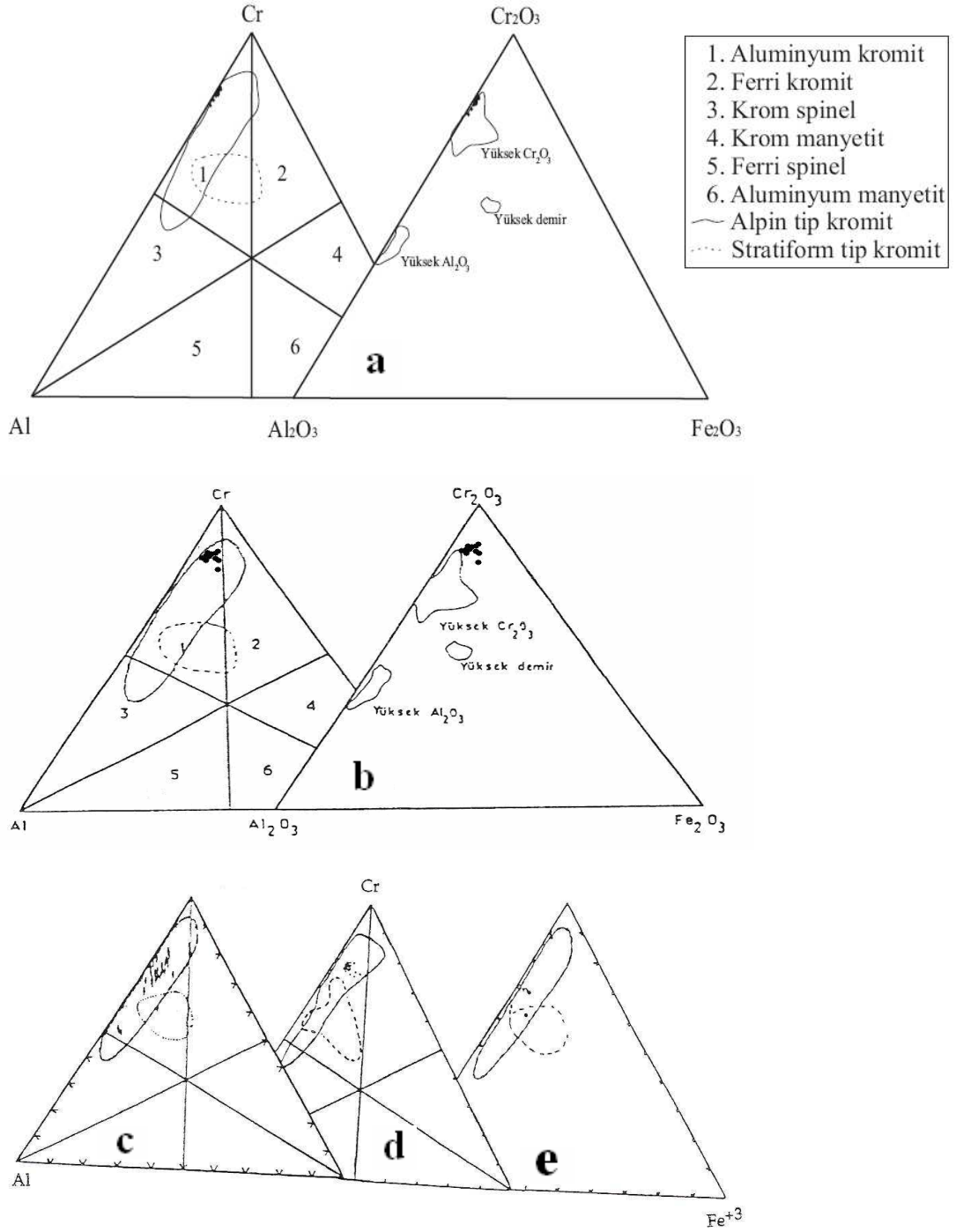
1. *Fethiye kromitleri, (Taşçı, 1996).*
2. *Yeni Kaledonya kromit yatağı, (Johan, 1986).*
3. *Filipinler (Coto) kromit yatağı, (Rammlmair, 1986).*
4. *Filipinler (Acoje) kromit yatağı, (Rammlmair, 1986).*
5. *Hindistan (Naga Hills) kromitleri, (Ghose ve Shrivastava, 1986).*
6. *Kıbrıs (Troodos masifi) kromitleri, (Ghose ve Shrivastava, 1986).*
7. *Oman kromitleri, (Ghose ve Shrivastava, 1986).*
8. *Pakistan kromitleri, (Ghose ve Shrivastava, 1986).*
9. *G. Afrika (Bushveld masifi) stratiform kromitleri, (Claude ve Marc, 1980).*

İnceleme alanını temsil eden 13 masif cevher örneğine ait analizlerin element ve oksit değerleri üçgen diyagramlarında gösterilmiştir. Bileşenlere ait noktaları Stevens (1944)'in üçgen diyagramına düşürüldüğünde noktaların hepsinin alüminyumlu kromit bölgesinde Cr köşesine yakın ve podiform tip sahada yer aldıkları görülür. Bu alan, Dickey (1975)'in Alpin ve Stratiform kromitlerin dağılım aralığını gösterdiği diyagramda Alp tipi kromitler bölgesinde kalmaktadır. Noktaların Jankovic (1986)'e göre yüksek  $Cr_2O_3$ 'lü kromit bölgesinde kümelenedikleri, yüksek  $Al_2O_3$  ve yüksek  $Fe_2O_3$  tiplerine hiç rastlanılmadığı tespit edilmiştir (Şekil 4.1).

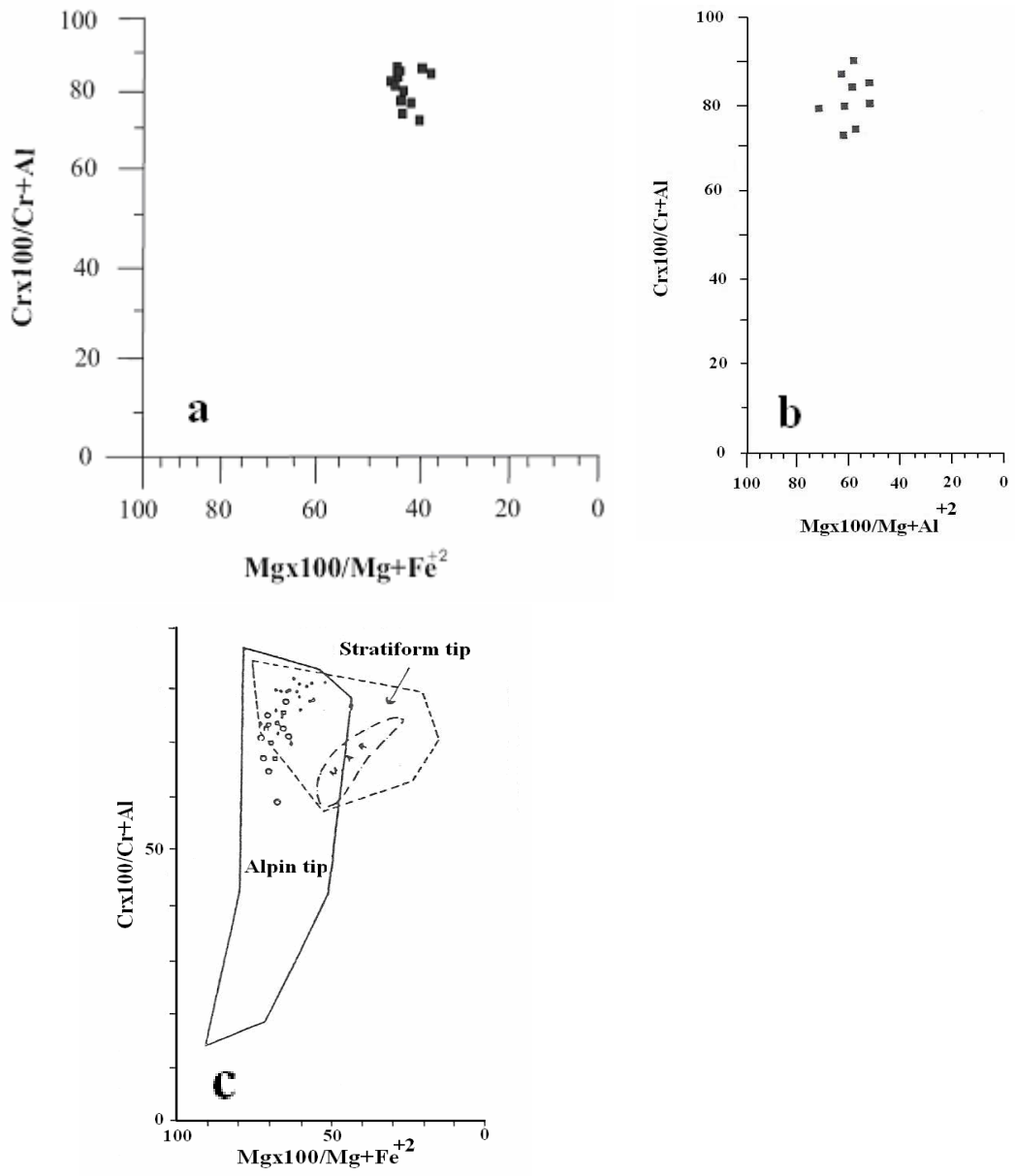
Fethiye kromitlerine ait üçgen diyagramları bazı kromit yatakları ile karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırma ile Fethiye kromitleri Yeşilova (Burdur), Pozantı-Karsantı (Adana), Kızıldağ (Hatay) ve Niga-Hills (Hindistan) kromitleri ile benzer özelliklere sahip oldukları ve bütün yatakların “**alüminyumlu kromit**” bölgesinde “**podiform tip**” kesiminde kaldıkları görülmektedir.

İnceleme alanına ait kromitlerin analizi sonucu elde edilen  $Cr_x100/Cr+Al-Mg_x100/Mg+Fe^{+2}$  oranları diyagramda noktaların çoğunluğunun Alpin tip sınırlar içerisinde ve üst bölgede toplandıkları görülmektedir (Şekil 4.2). Diyagramdaki noktaların  $Cr_x100/Cr+Al$  miktarı 70-90,  $Mg_x100/Mg+Fe^{+2}$  miktarları ise 35-47 arasında değişmektedir.

Fethiye kromitleri bazı podiform tip yataklarla karşılaştırıldığında, Yeşilova (Burdur) ve Troodos kromitlerine benzerlik gösterdikleri görülür (Şekil 4.2). Yeşilova kromitlerinde  $Cr_x100/Cr+Al$  miktarı; 73-90, Troodos kromitlerinde ise 60-85 arasında yer alır. Yatakların  $Mg_x100/Mg+Fe^{+2}$  miktarları ise, Yeşilova'da 48-68 ve Troodos'da 48-70 gibi bir dağılım sunmaktadır. Bu bilgiler ışığında Fethiye kromitleri  $Cr_x100/Cr+Al$  oranı bakımından, Yeşilova kromitlerine büyük bir benzerlik gösterdiği söylenebilir.  $Mg_x100/Mg+Fe^{+2}$  oranı bakımından ise Yeşilova ve Troodos kromitlerine oranla düşük değerdedirler. Bütün yataklar podiform tip yataklar olarak adlandırılmıştır.

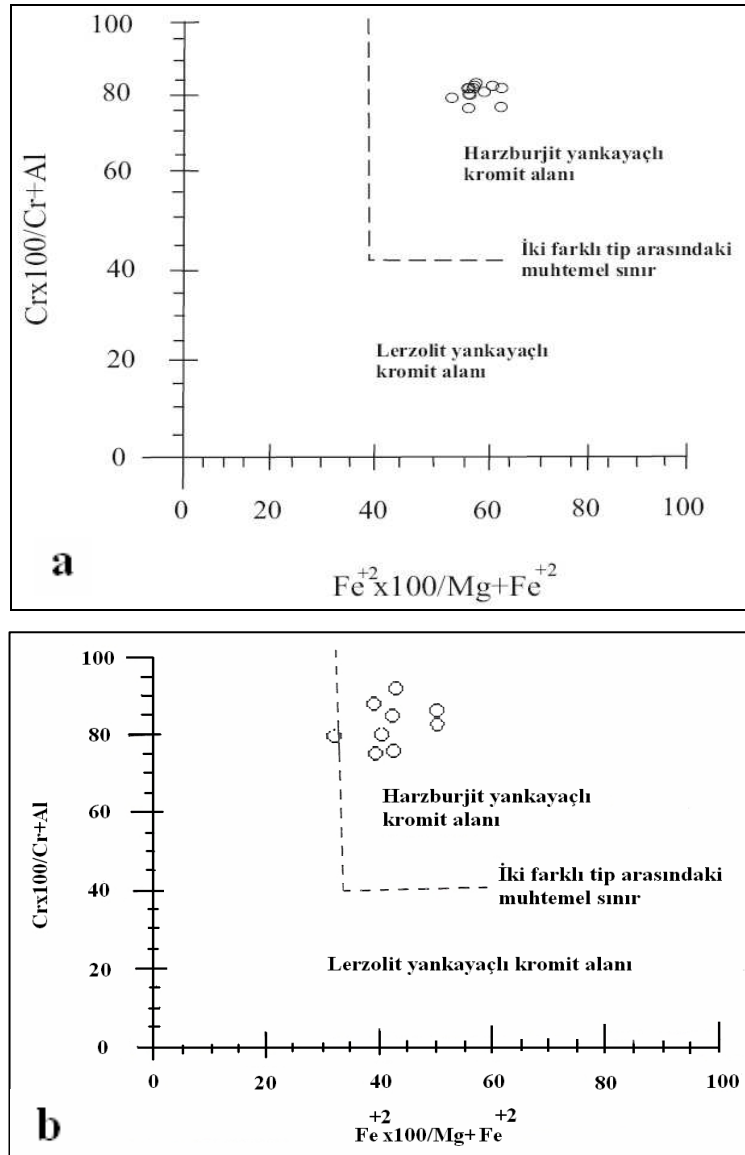


**Şekil 4. 1.** Fethiye kromitlerinin,  $Cr-Al-Fe^{+3}$  ve  $Cr_2O_3-Al_2O_3-Fe_2O_3$  diyagramları ve bazı yataklarla karşılaştırılması. (Stevens, 1944; Jankovic, 1986) ; a: Fethiye kromitleri (Taşçı, 1996); b: Yeşilova kromitleri (Döyen, 1995) ; c: Pozantı-Karsantı (Adana) (Anıl, 1990) ; d: Kızıldağ (Hatay) (Aydın ve Erler, 1986) ve e: Naga-Hills (Hindistan) kromitleri (Ghose ve Shrivastava, 1986).



**Şekil 4. 2.** Fethiye kromitlerinin İrvin (1967) ait  $Crx100/Cr+Al - Mgx100/Mg+Fe^{+2}$  diyagramı ve bazı yataklarla karşılaştırılması. a: Fethiye kromitleri (Taşçı, 1996); b: Yeşilova (Burdur) (Döyen, 1995) ve c: Troodos kromitleri (Panayiotou ve diğ. 1986)

Fethiye kromitlerine ait noktaların  $Cr_{x100}/Cr+Al - Fe^{+2}x100/Mg+Fe^{+2}$  diyagramına işaretlendiğinde, noktaların tamamının harzburjit yan kayaçlı kromit alanına düştükleri görülür.  $Cr_{x100}/Cr+Al$  miktarı 75-85,  $Fe^{+2}x100/Mg+Fe^{+2}$  miktarı ise 57-65 arasında yer alır. Elde edilen değerlere göre Fethiye kromitleri, Yeşilova (Burdur) kromitlerine oldukça büyük benzerlik göstermektedir (Şekil 4.3).



**Şekil 4. 3.** Fethiye kromitlerinin  $Cr_{x100}/Cr+Al - Fe^{+2}x100/Mg+Fe^{+2}$  diyagramı ve bazı yataklarla karşılaştırılması. a: Fethiye kromitleri (Taşçı, 1996), b: Yeşilova (Burdur) kromitleri (Döyen, 1995).

Fethiye kromitlerinin Crx10/Al-Crx10/Fe oran diyagramlarından, Cr/Al değerlerinin 3.60-5.10 arasında değiştiği buna karşılık Cr/Fe top oranının 2.97-3.97 gibi bir aralıkta kümелendiği görülmektedir (Şekil 4.4). Cr/Al ortalama değeri 4.53, Cr/Fe top ise 3.93'tür (Tablo 4.1). Fethiye kromitlerinin Crx10/Al-Crx10/Fe oran diyagramında Yeşilova (Burdur), Troodos, Pozantı-Karsantı, Mersin ve Kızıldağ (Hatay) kromit yataklarıyla karşılaştırıldığında az da olsa benzer özelliklere sahip olduğu görülmektedir (Şekil 4.4).

Duke (1983)'e göre, stratiform kromit yataklarında Cr/Fe oranı 1.5, podiform yataklarda ise Cr/Fe oranı 2.8'den büyük olduğu bilinmektedir. Fethiye kromitlerinin Cr/Fe (max) oranı podiform kromitlere uyumluluk göstermektedir. Ayrıca Fethiye kromitlerinin Cr/Fe (max) oranı bazı yatakların Cr/Fe (max) oranları ile karşılaştırılması Tablo 4.4'de gösterilmiştir. Buna göre Fethiye kromitleri, podiform tipteki Refahiye (Erzincan), Acoje (Filipinler), Yeşilova (Burdur), Faryap (İran) kromitlerinden büyük değerde iken Orhaneli, Yeni Kaledonya ve Kızıldağ kromitlerinden daha düşük değere sahiptir. Stratiform tipteki diğer kromitlerden ise yüksek değerde olduğu gözlenmektedir (Tablo 4.4).

**Tablo 4. 4.** Fethiye kromitleri ile bazı yatakların Cr/Fe (max) oranlarının karşılaştırılması.

Yatak adı	Yatak tipi	Cr/Fe (max.)
*Bird River, Kanada	Stratiform	1.20
*Musko, Kanada	Stratiform	1.50
*Bushveld, G.Afrika	Stratiform	2.60
*Kemi, Finlandiya	Stratiform	2.60
*Stillwater	Stratiform	2.80
****Refahiye, Türkiye	Podiform	3.13
*Acoje, Filipinler	Podiform	3.30
**Tefenni, Türkiye	Podiform	3.40
*Faryap, İran	Podiform	3.50
*****Fethiye, Türkiye	Podiform	3.93
*Orhaneli, Türkiye	Podiform	4.20
*Yeni Kaledonya	Podiform	4.20
***Kızıldağ, Türkiye	Podiform	4.27

(Stowe, 1994), \*\* (Döyen, 1995), \*\*\* (Aydın ve Erler, 1986), \*\*\*\* (Demir ve Gökçe, 1991), \*\*\*\*\* (Taştı, 1996).

Fethiye kromitlerine ait kimyasal analizlerin korelasyon grafiklerinde, Cr-Al ve Cr-Mg ( $r = -0.99$ ) ile Cr-Fe<sup>+2</sup> ve Cr-Fe<sup>+3</sup> ( $r = -0.94$ ) arasında çok kuvvetli negatif korelasyon vardır. Bu ilişki, Cr'un artmasına bağlı olarak Al, Mg ve Fe<sup>+2</sup> ve Fe<sup>+3</sup>'in azalması şeklinde ortaya çıkmaktadır. Cr-Al arasındaki negatif ilişki, Michaelides (1983)'e ait Troodos (Kıbrıs), Döyen (1995)'e ait Yeşilova (Burdur) ve Demir ve Gökçe (1991)'e ait Refahiye (Erzincan) kromitlerinde de bulunmuştur. Fethiye kromitlerine ait Cr-Mg ve Cr-Fe<sup>+3</sup> arasındaki negatif ilişkiler, Yeşilova (Burdur) kromitlerinde de gözlenmektedir. Ayrıca Cr-Fe<sup>+2</sup> arasındaki ilişki negatifken, Yeşilova (Burdur) kromitlerinde ise bu ilişki pozitifdir (Şekil 4.5).

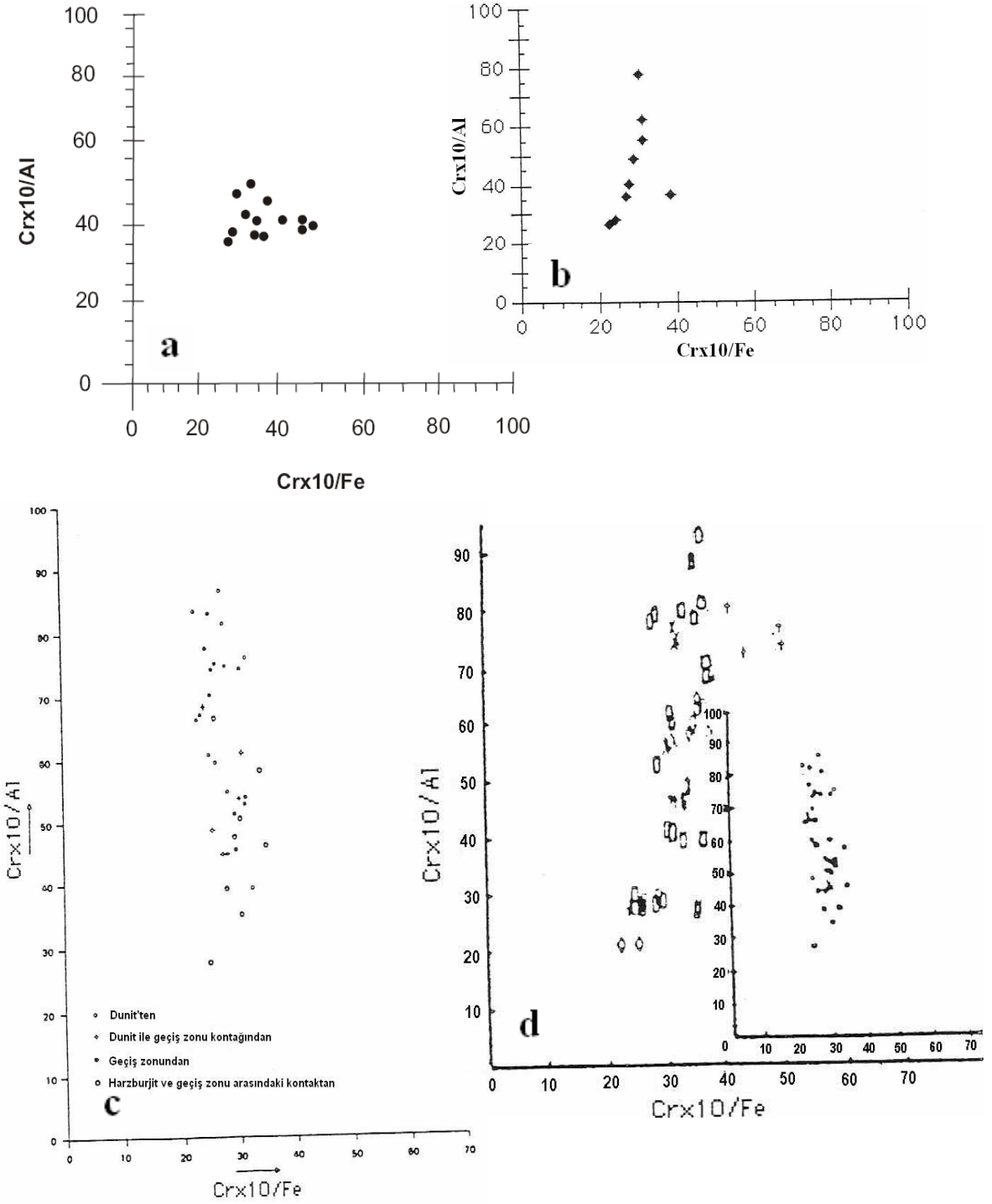
Döyen (1995)' e göre podiform tip kromitlerde Al'un artması ile Cr'un azalmakta, stratiform tiplerde ise Cr'un azalması ile toplam demirin arttığı belirtilmiştir.

Irvin (1967) ile Mysen ve Boettcher (1975), Cr ile Mg ve Al arasındaki negatif ilişkinin, sıcaklığın yükselmesiyle Al ve Mg'un bileşime daha fazla katıldığı, sıcaklığın azalmasıyla birlikte Cr'un artmaya başlaması şeklinde yorumlamışlardır. Mg'un artmasını da sıcaklık artışına bağlanmaktadır. Elde edilen verilere göre yüksek sıcaklıkta oluşan kromitlerin, Al ve Mg bakımından zenginleşeceği, düşük sıcaklıklarla beraber Cr ve Fe miktarının artacağı sonucuna varılmıştır.

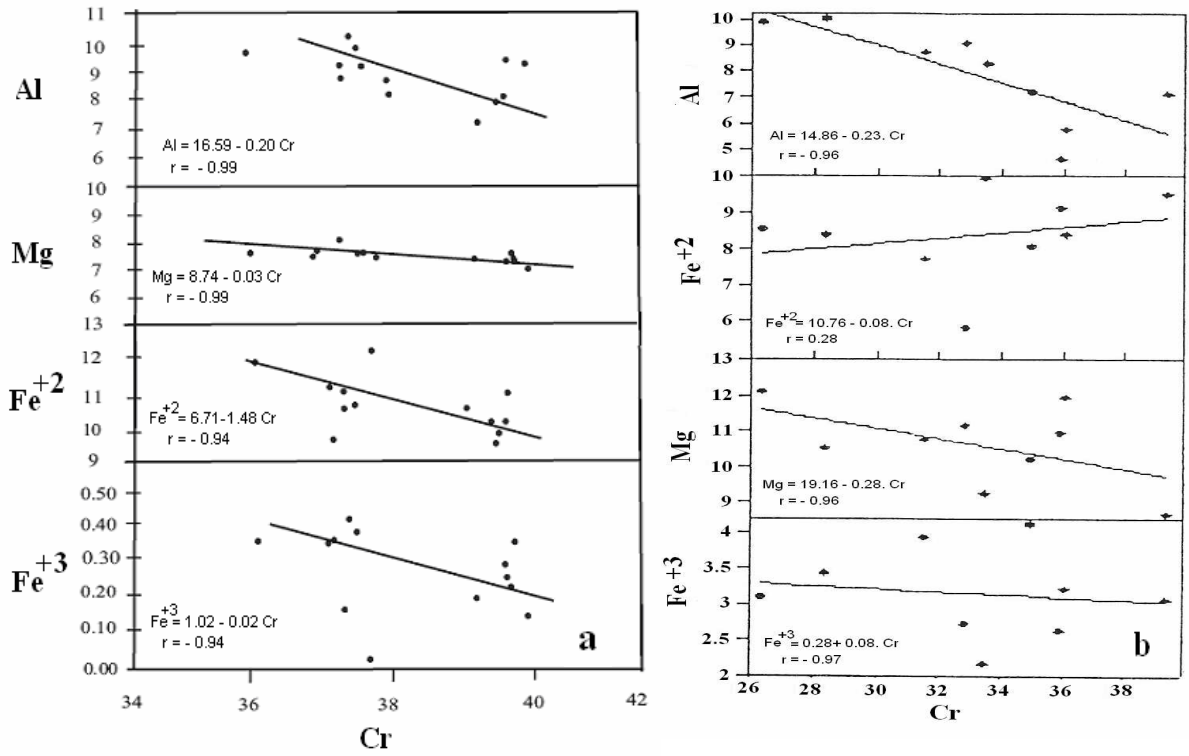
Fethiye kromit yataklarının TiO<sub>2</sub> içeriği 0.16 ile 0.33 (ort. 0.23) arasında değişmektedir (Tablo 4.1). Fe<sup>+2</sup>/Mg-TiO<sub>2</sub>'ye bağlı grafikte, Fethiye kromitlerine ait değerlerin tamamı podiform kromit bölgesine düşmektedir (Şekil 4.6).

Fethiye kromitlerinin Kızıldağ (Hatay) kromitleri ile karşılaştırıldığında benzer özellikte oldukları ve podiform kromit alanında kaldıkları görülmektedir (Şekil 4.6). Dickey (1975) podiform kromitlerin % 0,3'den az, stratiform kromitlerin ise % 0,3'den fazla TiO<sub>2</sub> içerdiğini savunmuştur. Elde edilen verilere göre Fethiye kromitleri TiO<sub>2</sub> içeriği bakımından podiform tip özellik göstermektedir.

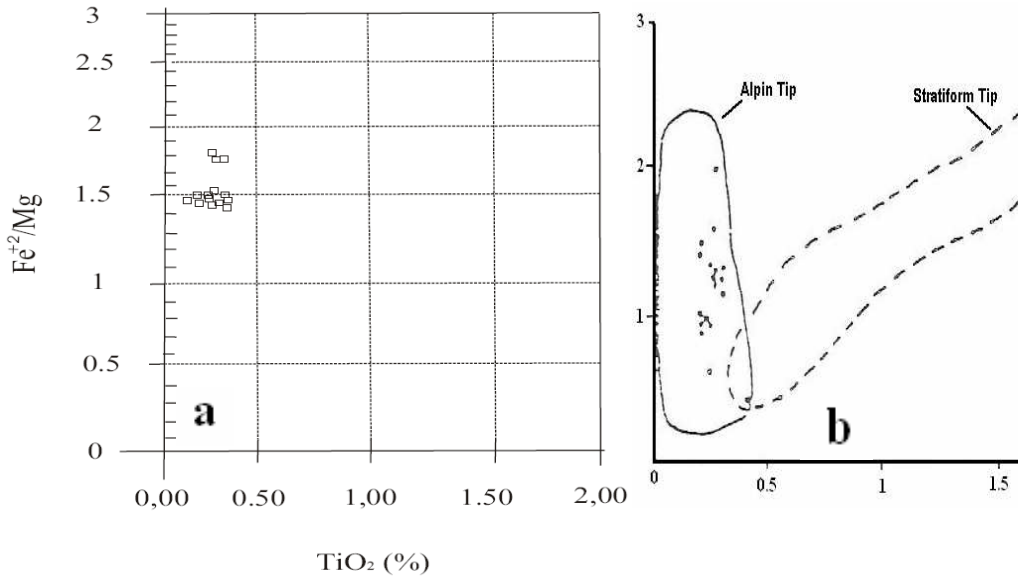




**Şekil 4. 4.** Fethiye kromitlerinin Crx10/Al-Crx10/Fe oran diyagramı ile Burdur (Yeşilova), Troodos, Pozanti-Karsanti, Mersin, Kızıldağ (Hatay) yatakları ile karşılaştırılması. a: Fethiye kromitleri (Taşçı, 1996), b: Burdur (Yeşilova) (Döyen, 1995) c: Troodos kromitleri (Michaelides, 1983), c: Pozanti Karsanti, Mersin, Kızıldağ (Hatay) kromitleri (Anıl, 1990).



**Şekil 4. 5.** Cr-Al, Cr-Mg, Cr-Fe<sup>+2</sup> ve Cr-Fe<sup>+3</sup> korelasyon grafiklerine bağlı olarak Fethiye kromitleri (a) (Taşçı, 1996) ile Yeşilova kromitlerinin (b) (Döyen, 1995) karşılaştırılması.



**Şekil 4. 6.** Fe<sup>+2</sup>/Mg-TiO<sub>2</sub> grafiğinde, a: Fethiye kromitleri (Taşçı, 1996) ile b: Kızıldağ (Hatay) kromitlerinin (Aydın ve Erler, 1986) karşılaştırılması.

İnceleme alanındaki kayaç örneklerinde gerçekleştirilen korelasyon analizinde,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  ile çok kuvvetli pozitif ( $r = 0.97$ );  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  ( $r = -0.96$ ) ve  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.91$ ) ile çok kuvvetli negatif korelasyona,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ile çok kuvvetli negatif ( $r = -0.96$ );  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ile kuvvetli negatif ( $r = -0.68$ ),  $\text{MgO}$  ile çok kuvvetli negatif korelasyona ( $r = -0.81$ );  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  ile kuvvetli negatif ( $r = -0.48$ ),  $\text{CaO}$  ile çok kuvvetli pozitif korelasyona ( $r = 0.98$ ) sahiptirler.

$\text{NiO}$ ,  $\text{SiO}_2$  ile çok kuvvetli negatif ( $r = -0.87$ ),  $\text{MgO}$  ve  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ile çok kuvvetli pozitif ( $r = 0.96$ ),  $\text{CaO}$  ile kuvvetli negatif korelasyona ( $r = -0.64$ );  $\text{S}$ ,  $\text{SiO}_2$  ( $r = -0.86$ ),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.77$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.90$ ),  $\text{MnO}$  ( $r = -0.91$ ) ile çok kuvvetli negatif,  $\text{CaO}$  ile kuvvetli negatif ( $r = -0.62$ ),  $\text{MgO}$  ( $r = 0.92$ ) ve  $\text{NiO}$  ( $r = 0.95$ ) ile de çok kuvvetli pozitif korelasyona sahiptirler (Şekil 4.7).

İnceleme alanındaki cevher örneklerinde gerçekleştirilen korelasyon analizinde  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ile çok kuvvetli negatif korelasyona ( $r = -0.99$ );  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ile çok kuvvetli negatif korelasyona ( $r = -0.96$ );  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.76$ ) ve  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.74$ ) ile kuvvetli negatif,  $\text{SiO}_2$  ile kuvvetli pozitif korelasyona ( $r = 0.69$ );  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.99$ ) ve  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ile çok kuvvetli negatif ( $r = -0.99$ ),  $\text{SiO}_2$  ( $r = 0.96$ ) ve  $\text{MgO}$  ( $r = 0.84$ ) ile çok kuvvetli pozitif korelasyona;  $\text{MnO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.93$ ) ve  $\text{MgO}$  ( $r = -0.80$ ) ile çok kuvvetli negatif,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = 0.83$ ) ve  $\text{FeO}^*$  ( $r = 0.99$ ) ile çok kuvvetli pozitif korelasyona;  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ile çok kuvvetli negatif ( $r = -0.97$ ),  $\text{SiO}_2$  ile çok kuvvetli pozitif ( $r = 0.99$ ),  $\text{MgO}$  ( $r = -0.69$ ) ve  $\text{MnO}$  ( $r = -0.66$ ) ile kuvvetli negatif korelasyona sahiptir.  $\text{NiO}$ ,  $\text{SiO}_2$  ile kuvvetli pozitif ( $r = 0.70$ ),  $\text{MgO}$  ile çok kuvvetli pozitif korelasyona ( $r = 0.84$ );  $\text{ZnO}$ ,  $\text{MgO}$  ile çok kuvvetli pozitif ( $r = 0.95$ ),  $\text{NiO}$  ile kuvvetli pozitif korelasyona ( $r = 0.63$ );  $\text{CuO}$ ,  $\text{SiO}_2$  ( $r = -0.98$ ) ve  $\text{FeO}^*$  ( $r = -0.95$ ) ile çok kuvvetli negatif,  $\text{MgO}$  ile kuvvetli pozitif ( $r = 0.70$ ),  $\text{MnO}$  ile de çok kuvvetli pozitif korelasyona ( $r = 0.90$ ) sahip oldukları görülür (Şekil 4.8).

Kayaç ve cevher örneklerine ait birbirleriyle yüksek ilişkili bileşik ve elementlerde yapılan regresyon analizlerinde;  $\text{CaO-Cr}_2\text{O}_3$  ( $r=0.10$ ),  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$  ( $r=0.15$ ) ile  $\text{MgO-Fe}_2\text{O}_3$  ( $r=0.39$ ) arasında pozitif,  $\text{S-Cr}_2\text{O}_3$  ( $r= -0.77$ ) arasında negatif,  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3$  ( $r=-0.91$ ),  $\text{MgO-Cr}_2\text{O}_3$  ( $r= -0.96$ ),  $\text{FeO}^*\text{-Cr}_2\text{O}_3$  ( $r=-0.99$ ) ile  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3$  ( $r=-0.99$ ) arasında çok kuvvetli negatif ilişki gözlenmiştir (Şekil 4.9). Ayrıca  $\text{S-SiO}_2$  ( $r=-0.86$ ),  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$  ( $r=-0.86$ ),  $\text{NiO-SiO}_2$  ( $r=-0.87$ ) arasında kuvvetli negatif;  $\text{MnO-}$

CaO ( $r=0.98$ ),  $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  ( $r=0.97$ ),  $\text{NiO-Fe}_2\text{O}_3$  ( $r= 0.96$ ) arasında çok yüksek pozitif ilişki,  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  ( $r= -0.48$ ) arasında negatif ilişkinin olduğu gözlemlenmiştir.

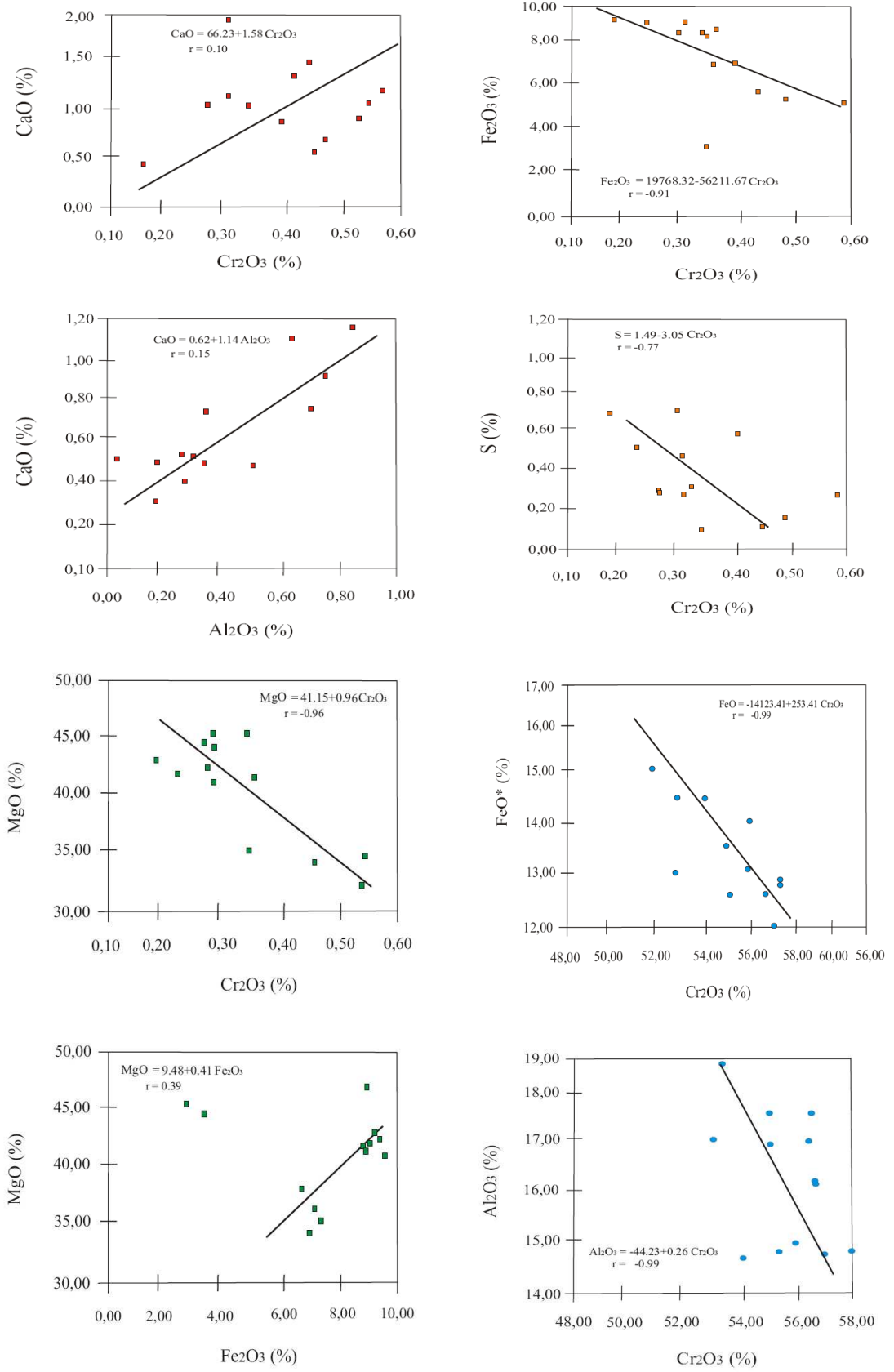
SiO <sub>2</sub>	1.00												
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.97	1.00											
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.27	0.27	1.00										
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.96	-0.91	-0.03	1.00									
MgO	0.00	-0.96	-0.25	0.39	1.00								
CaO	-	0.10	0.15	-0.68	-0.81	1.00							
Na <sub>2</sub> O	-	0.30	0.07	-0.06	-0.37	0.32	1.00						
MnO	0.23	0.00	0.31	0.08	-0.48	0.98	0.34	1.00					
NiO	-0.87	0.00	-0.18	0.96	0.96	-0.64	-0.30	-0.87	1.00				
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00		
S	-0.86	-0.77	-0.16	-0.90	0.92	-0.62	-0.30	-0.91	0.95	0.00	0.00	1.00	
	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	MnO	NiO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	

Şekil 4. 7. İnceleme alanındaki kayalara ait bazı ana oksit ve element'in korelasyon katsayıları.

Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.00											
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.99	1.00										
SiO <sub>2</sub>	-0.27	-0.96	1.00									
MgO	-0.74	-0.76	0.69	1.00								
FeO*	-0.99	-0.99	0.96	0.84	1.00							
MnO	-0.93	0.83	-	-0.80	0.99	1.00						
TiO <sub>2</sub>	0.31	-0.97	0.99	-0.69	-	-0.66	1.00					
CaO	-0.33	-0.09	0.33	0.23	0.31	0.34	0.30	1.00				
NiO	0.31	-0.51	0.70	0.84	0.50	0.45	-	0.40	1.00			
ZnO	-0.08	-0.08	-	0.95	-	0.08	0.12	0.20	0.63	1.00		
CuO	-	0.29	-0.98	0.70	-0.95	0.90	0.50	-	0.44	0.16	1.00	
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	MgO	FeO*	MnO	TiO <sub>2</sub>	CaO	NiO	ZnO	CuO	

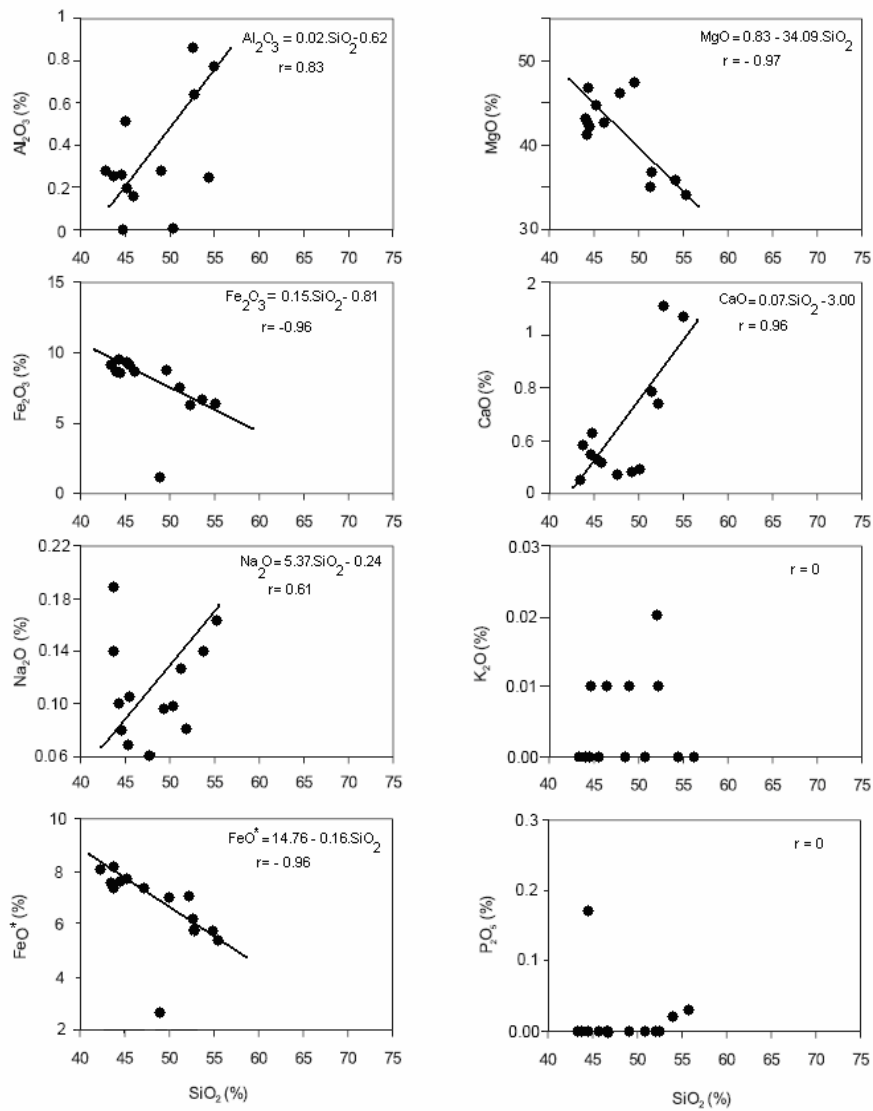
Çok kuvvetli negatif korelasyon
  Kuvvetli negatif korelasyon
  Kuvvetli pozitif korelasyon
  Çok kuvvetli pozitif korelasyon

Şekil 4. 8. İnceleme alanındaki cevhere ait bazı ana oksit ve iz elementlerin korelasyon katsayıları.



**Şekil 4. 9.** Kayaç ve cevher örneklerindeki yüksek ilişkili bazı element ve bileşiklerde uygulanan regresyon analizleri.

İnceleme alanındaki kayaçların ana elementlerinin birçoğu  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı korelasyon göstermektedir.  $\text{SiO}_2$ 'in artışıyla  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r= 0.83$ ),  $\text{CaO}$  ( $r= 0.96$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r= 0.61$ ) içeriklerinde artan pozitif ilişki,  $\text{SiO}_2$ 'in artışıyla  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $r= -0.96$ ),  $\text{MgO}$  ( $r= -0.97$ ) ve  $\text{FeO}^*$  ( $r= -0.96$ ) içeriklerinde ise azalan bir ilişki sunmaktadır.  $\text{SiO}_2$  ile  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r=0$ ) ve  $\text{P}_2\text{O}_5$  ( $r=0$ ) arasında herhangi bir ilişki kurulamamıştır (Şekil 4.10). Kayaçlarda gözlenen  $\text{SiO}_2$ 'in artışına karşın  $\text{MgO}$ 'nun azalması olivin ve piroksen ayrımlaşmasına,  $\text{SiO}_2$ 'in artışına karşın  $\text{FeO}^*$  ve  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ' in azalması ise ortamdaki Fe oksit ayrımlaşmasına işaret etmektedir.



Şekil 4. 10. Kayaçların %  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı ana oksit (% ağırlık) değişim diyagramları.

SiO<sub>2</sub>'in artışıyla Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O' da artan pozitif korelasyon ise bölgedeki bazik ve ultrabazik kayalarındaki plajioklas (andezin, labrador) ve piroksen zenginleşmesine işaret etmektedir.

Ana oksit değişim diyagramlarında gözlenen bu ilişkiler, bölgedeki ultrabazik kayaların gelişiminde mineral zenginleşme ve ayrışmasının etkili olduğunu ve plajioklas, piroksen, Fe oksit ayrışma ve zenginleşmelerinin önemli ölçüde rol oynadığını göstermektedir.

Taşçı (1996)'a ait iz element analizlerinden 13 adet örneğin analiz sonuçları alınarak Tablo 4.5' de gösterilmiştir. Tabloda verilen elementlerden Co, Ce, Ba, La, Zr, Y, Sr, U, Rb, Th, Pb, Ga miktarları ölçüm limitlerinin altında kalmıştır. Tablo incelendiği zaman elementlerin ortalama değerleri, Ni 1044 ppm, Zn 316 ppm ve Cu 65 ppm olduğu görülmektedir.

**Tablo 4. 5.** *Fethiye kromitlerinin iz element sonuçları (ppm olarak)(Taşçı, 1996).*

Örnek no	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Ort.
<b>Ni</b>	959	768	950	936	1156	1013	837	1051	1192	956	1332	1219	1209	1044
<b>Zn</b>	293	283	311	560	280	314	388	361	316	422	311	309	264	316
<b>Cu</b>	52	67	68	57	87	55	75	78	80	53	45	73	64	65

**Tablo 4. 6.** *Fethiye kromitlerine ait iz element sonuçlarının bazı yataklarla karşılaştırılması (ppm olarak).*

	Fethiye (Taşçı, 1996)	Yeşilova (Döyen, 1995)	Yeni Kaledonya, (Claude ve Marc, 1980)	Bushveld, (Claude ve Marc, 1980)	Kızıldağ (Hatay), (Aydın ve Erler, 1986)
Ni	1044	1189	1201	998	1289
Zn	316	417	408	895	629
Co		214			619

Fethiye kromitlerine ait iz elementlerden Ni ve Zn içerikleri bazı yataklarla karşılaştırılmıştır (Tablo 4.6). Fethiye kromitleri podiform tip olan Yeşilova, Yeni Kaledonya ve Kızıldağ (Hatay) kromitlerine Ni içeriği bakımından çok büyük benzerlik göstermektedir. Ni içeriği, stratiform tip Bushveld kromitlerinden daha

yüksektir. Zn içeriği açısından, Fethiye kromitleri, Yeşilova ve Yeni Kaledonya kromitlerine yakın değerlerde olmasına karşın Kızıldağ (Hatay) ve Bushveld kromitlerinden daha fakirdir.

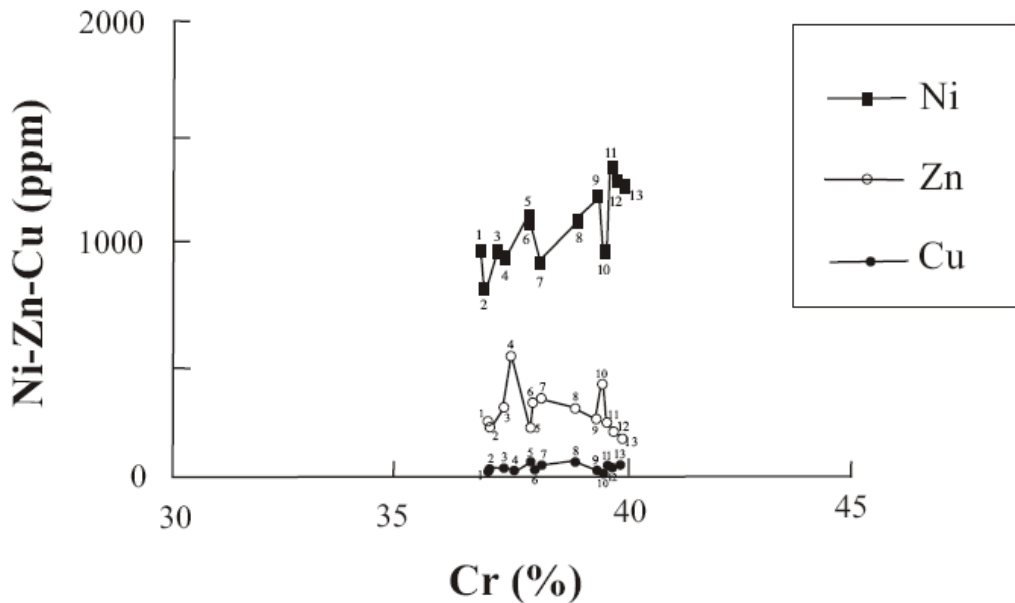
İz elementlerden Ni, Zn ve Cu' nun kromitin bileşimine giren majör elementlerden Cr, Fe, Al ve Mg' a bağlı 13 adet örneğe ait değişim grafikleri çizilmiştir. Cr'a karşı çizilen grafikte, Cu ile Zn negatif bir ilişki oluştururken, bu ikili ile de Ni arasında negatif bir ilişkilinin olduğu görülmektedir. Cr'un artan değerleri ile Ni arasında pozitif bir ilişki izlenir. Benzer bir ilişki diğer elementlerde görülmemektedir (Şekil 4.11).

Fe'e karşı çizilen değişim grafiğinde ise, Zn ile Cu arasında negatif bir ilişki gözlenirken, Fe'in artan değerlerinde de Zn ile Ni arasında negatif bir ilişki gözlenmektedir. Fe'in artan değerleri ile Ni'de az da olsa pozitif bir ilişkisi bulunmaktadır (Şekil 4.12).

Al'a bağlı değişim grafiğinde, Al'un artan değerlerinde Cu ile Zn arasındaki ters bir ilişki gözlenirken, Ni ile Cu arasında herhangi bir ilişki kurulamamıştır. (Şekil 4.13).

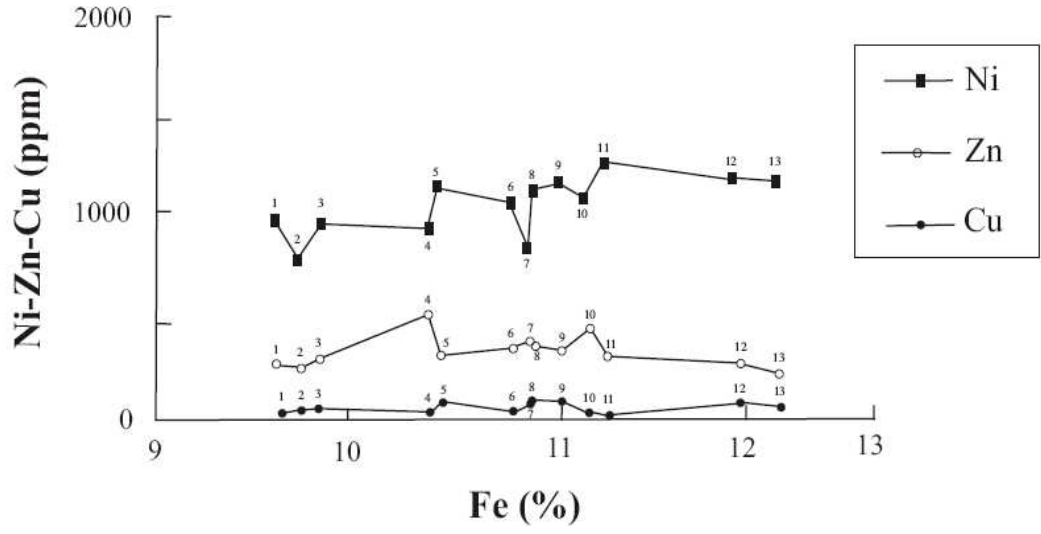
Mg'a bağlı iz element grafiğinde ise, Zn ile Cu arasında ters bir ilişki gözlenirken, bu ikili ile Ni arasında çoğunlukla ters bir ilişki izlenir. Mg'un artan değerleri ile Ni'de pozitif bir ilişkisi bulunmaktadır (Şekil 4.14).

Fethiye kromitlerindeki iz elementler fazla zenginleşmeyip, podiform yatakların ortalamasına yakın değerlerde bulunmaktadır.

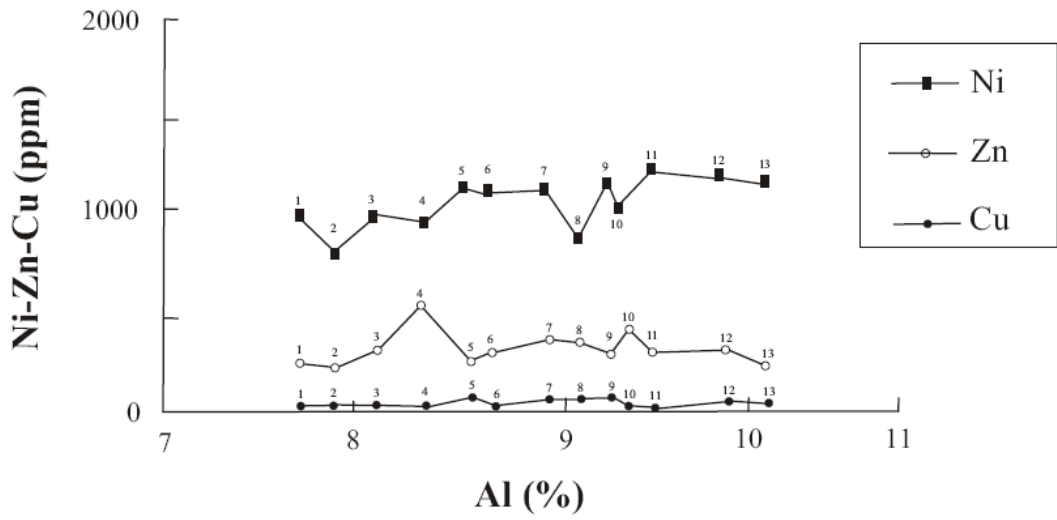


Şekil 4. 11. Cr (% ağırlık)'a bağlı iz element (Ni, Zn, Cu) değişim grafiği.

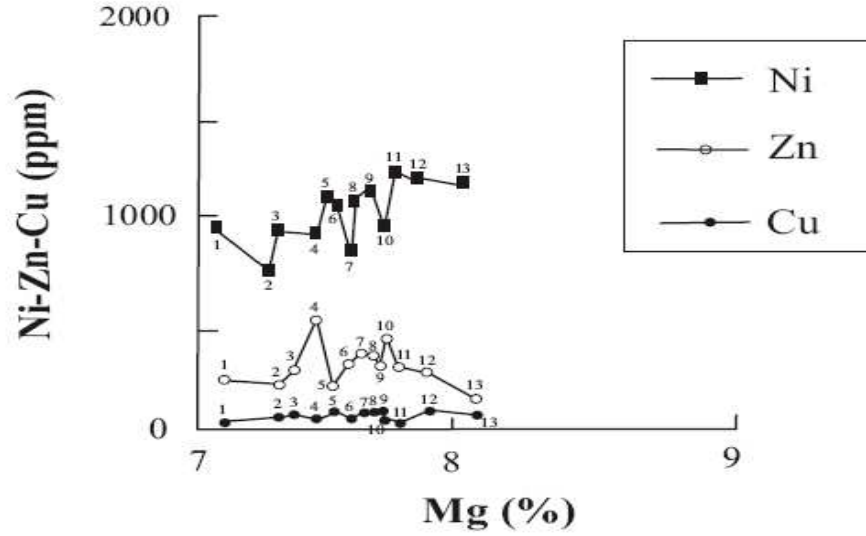




Şekil 4. 12. Fe (% ağırlık)'e bağlı iz element (Ni, Zn, Cu) değişim grafiği.



Şekil 4. 13. Al (% ağırlık)'a bağlı iz element (Ni, Zn, Cu) değişim grafiği.



Şekil 4.14. Mg (% ağırlık)'a bağlı iz element (Ni, Zn, Cu) değişim grafiği.

İnceleme alanında yer alan kayaçların diferansiyasyon aşamalarını belirlemek amacıyla majör element analiz sonuçları (Tablo 4.7) Coleman (1977)'e ait  $Al_2O_3$ -CaO-MgO diyagramına düşürüldüğünde, örneklerin tamamının metamorfik peridotit (ultramafit tektonit) alanında kümелendikleri ve örneklerin magnezyumca zengin oldukları görülür. Jackson ve Thayer (1972)'e göre metamorfik peridotit terimi, “tektonit harzburjit”, “harzburjitik tip” veya “Alpin tipi ultramafik” olarak da adlandırılmıştır (Bacak ve Uz, 2003; Şekil 4.15).

İnceleme alanındaki kayaçların  $Cr_2O_3$ -NiO içerikleri Irvine ve Findlay (1972)'in diskriminasyon diyagramına düşürüldüğünde örneklerin çoğunun Alp tipi peridotit alanında, dört örneğin ise gabro bölgesinde kümелendikleri/yoğunlaştıkları görülmektedir (Şekil 4.16).

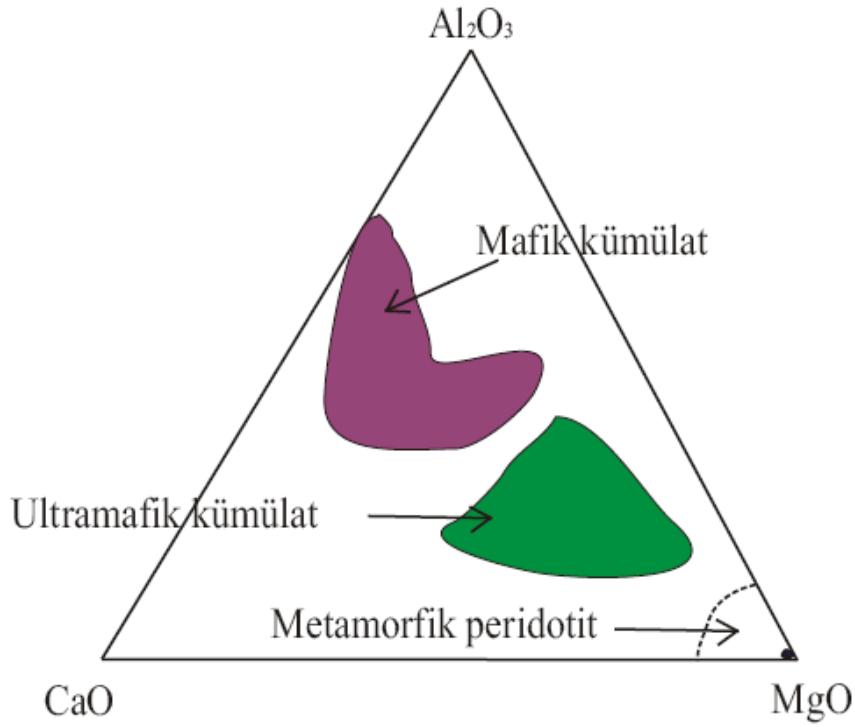
Bölgedeki kayaçlardan elde edilen majör oksit analiz sonuçları Ringwood (1975)'in  $Al_2O_3$ -MgO diyagramına düşürüldüğünde, örneklerin tamamının az tüketilmiş pirolit alanında yoğunlaştıkları görülür (Bacak ve Uz, 2003; Şekil 4.17).

Wilson (1993), Blatt ve Tracy (1996)'e göre pirolitik modelde, dunit ve harzburjitler, manto ergimesinin tipik kalıntılarıdır. Düşük sıcaklık ve basınçta,  $Al_2O_3$  piroksenlerde ve kalsik plajyoklaslarda dağılım sunmaktadır. Sabit sıcaklık ve artmakta olan basınçla plajyoklaslarda alüminyum çözünürlüğü de artacaktır. Okyanus ortası sırtlarda ise  $Al_2O_3$ 'ce tüketilmiş kalıntı tip harzburjit ve dunitler yer alır (Bacak

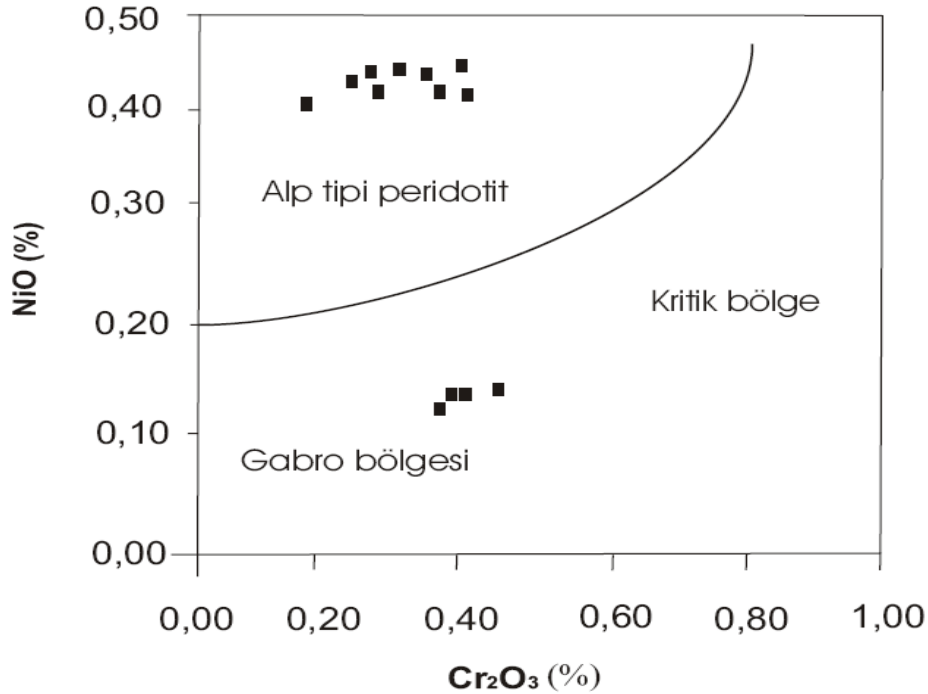
ve Uz, 2003). Buna göre diyagramda analizi yapılan örneklerin tüketilmiş mantodan kaynaklağından geldikleri sonucuna varılmıştır. Ayrıca örneklerdeki Mg oranlarının yüksek değerlerde, Al ve Ca oranlarının ise düşük değerlerde olması, kayaçların ilksel manto kaynağının düşük dereceli kısmi ergimesiyle ve fazla tüketimiyle geliştiğini gösterir.

**Tablo 4. 6.** *İnceleme alanındaki bazik ve ultrabazik kayaçlara ait majör oksit ve element analiz sonuçları (% ağırlık) olarak (Taşçı, 1996).*

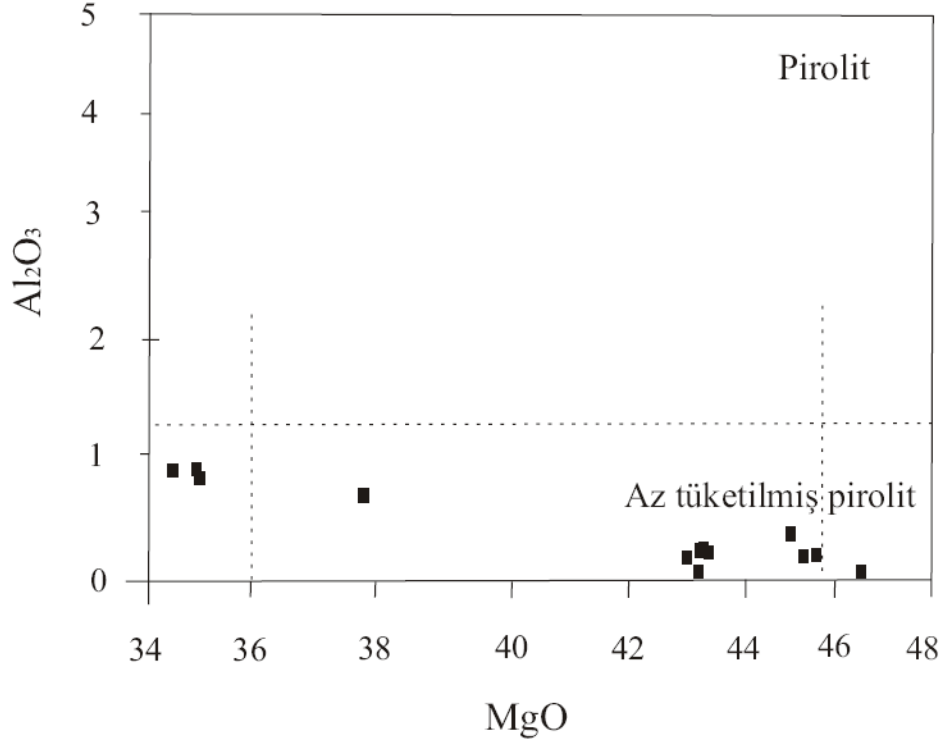
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Ort.
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45.19	44.90	48.70	51.00	45.28	44.92	46.40	43.94	44.82	54.93	55.35	53.68	53.45	48.66
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.28	0.39	0.34	0.28	0.32	0.31	0.32	0.19	0.26	0.35	0.49	0.46	0.58	0.35
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.51	0.25	0.28	0.03	0.18	0.05	0.17	0.28	0.25	0.24	0.79	0.84	0.62	0.35
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	8.65	8.55	3.12	8.57	8.85	9.17	8.58	8.97	8.59	6.82	6.61	7.78	6.62	7.76
<b>MgO</b>	44.23	43.19	45.65	46.57	43.96	43.65	42.81	44.34	43.51	35.40	34.03	35.00	37.05	41.50
<b>CaO</b>	0.41	0.47	0.38	0.39	0.46	0.64	0.37	0.24	0.51	0.78	1.47	0.72	1.52	0.64
<b>MnO</b>	0.16	0.15	0.14	0.13	0.15	0.13	0.14	0.15	0.16	0.17	0.18	0.16	0.16	0.16
<b>NiO</b>	0.41	0.44	0.40	0.37	0.43	0.44	0.37	0.40	0.41	0.13	0.14	0.13	0.14	0.32
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.07	0.19	0.09	0.10	0.11	0.08	0.06	0.14	0.10	0.14	0.16	0.08	0.13	0.11
<b>FeO*</b>	7.78	7.70	2.80	7.71	7.97	8.25	7.72	8.07	7.73	6.13	5.95	7.00	5.96	6.98
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0	0	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0.02	0.00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0	0	0	0	0	0	0	0.17	0	0.02	0.03	0	0	0.01
<b>S</b>	0.24	0.59	0.49	0.35	0.34	0.45	0.71	0.68	0.55	0.12	0.18	0.13	0.25	0.39



Şekil 4. 15. İnceleme alanındaki kayaçların Coleman (1977)'e ait  $Al_2O_3$ -CaO-MgO diyagramındaki dağılımları (Bacak ve Uz, 2003'den alınmıştır).



Şekil 4. 16. İnceleme alanındaki kayaçların Irvine ve Fincklay (1972)'e ait  $Cr_2O_3$ -NiO diskriminasyon diyagramındaki gösterimi (Kurt, 2002'den alınmıştır).



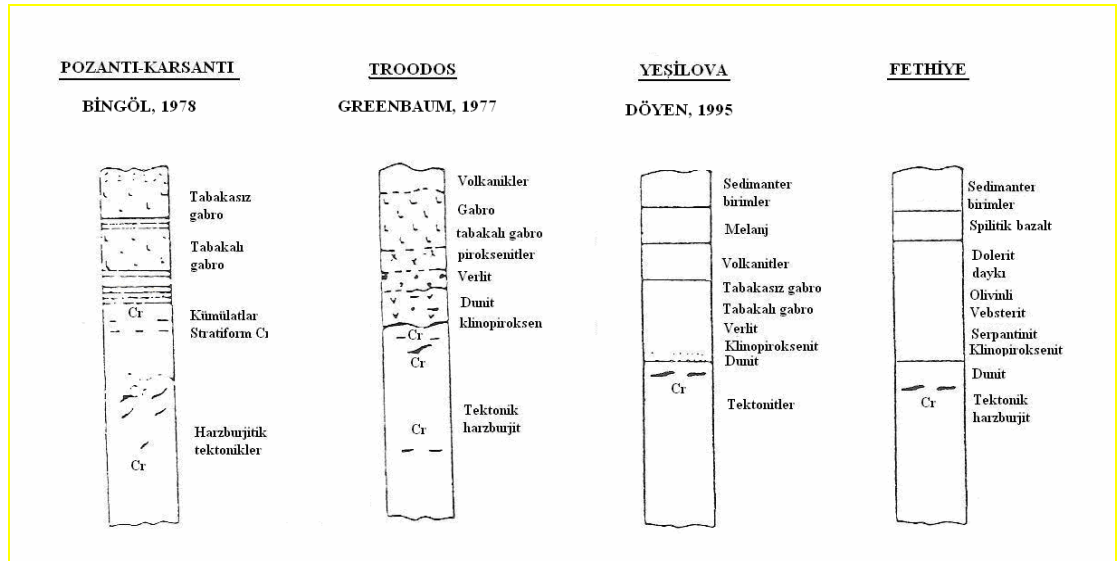
**Şekil 4. 17.** İnceleme alanındaki kayaçların Ringwood ( 1975)'e ait  $Al_2O_3$ - $MgO$  diyagramındaki dağılımları (Bacak ve Uz, 2003'den alınmıştır).

## 5. JENEZ

### 5.1. Fethiye kromit yataklarının özellikleri

Fethiye kromit yatakları, çoğunlukla tektonit karakterli harzburjitler içerisinde dunitik kılıfla sarılmış bir şekilde stratigrafik seviye oluşturmuşlardır. Harzburjitler içerisindeki mercek şekilli kromitler, düzensiz kütleler halinde bulunmaktadır. Yataklar, devamlılıkları olmayan boşluklu seviyeler şeklinde karşımıza çıkmaktadır. Fethiye kromit yatakları, Alp dağ oluş kuşakları boyunca bulunan bazik-ultrabazik kayaç topluluklarına (ofiyolitik istif) bağlı Alpin veya Podiform tip yataklar şeklindedir.

Kümülat kökenli dunitler içerisindeki cevherleşmelere daha çok bölgenin kuzeyinde rastlamak mümkündür. Bölgedeki krom yatakları ile ilgili iyi bilinen birkaç krom yatağına ait stratigrafik seviye, bu çalışmanın konusunu oluşturan krom yataklarının kökeninin daha iyi anlaşılabilmesi için Şekil 5.1’de karşılaştırılmıştır.



**Şekil 5. 1.** Fethiye kromit yatakları ile bilinen bazı kromit yataklarının stratigrafik olarak karşılaştırılması.

Yeşilova yatakları, başlıca tektonit karakterli harzburjitlerin üst bölümlerinde ve az miktarda da kümülat kayaçların alt seviyelerindeki dunitlerde olmak üzere iki stratigrafik seviyede oluşmuşlardır. Greenbaum (1977)’e göre Troodos’daki büyük yatakların kümülat dunitler ile tektonize harzburjitler arasındaki geçiş zonunda, küçük

yatakların ise tektonit harzburjitler içerisindeki dunitlerde yatakladığını belirtmiştir (Döyen, 1995).

Economou ve diğ. (1986) ise Yunanistan'daki Vourinos ofiyolitlerindeki kromitlerin, dunit, olivin klinopiroksenit ve klinopiroksenitten oluşan istifin tabanındaki dunitlerde ve olivin klinopiroksenitler içerisinde muhtemelen kümülat kökenli masif ve bantlı tiplerde bulunduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca yatakların hemen hemen tamamının kümülatik kayalar içerisinde yer aldığından söz etmektedirler (Döyen, 1995).

Bingöl (1978), Rahgoshay ve Juteau (1980)' a göre, Pozantı-Karsantı yataklarının kümülat dunitler içerisinde bantlı şekilli ve harzburjitik kayalardaki dunitik matriks içerisinde olmak üzere iki ayrı stratigrafik seviyede yer aldığı vurgulamaktadırlar (Döyen, 1995).

Podiform (Alpin) tipi yataklar, levhaların açılma zonlarında, çoğunlukla ofiyolitik kayaların tektonit bölümlerinde oluşurken, stratiform (Bushveld) tip yataklar ise duraylı kıtasal bölgelerde tabakalı mafik ve ultramafik intrüzyonlara bağlı olarak oluşmaktadır. Podiform yatakları oluşturan ofiyolitik kayalar daha sonra kıtalar üzerine itilmiş olarak bulunurlar (Döyen, 1995). Bu veriler ışığında, Fethiye kromit yatakları gerek yan kayaç, gerekse stratigrafik olarak bulunış yeri açısından podiform yataklarla büyük bir benzerlik göstermektedirler.

Fethiye kromit kütleleri, tektonit harzburjitler içerisinde değişken boyutlu mercekler şeklinde oluşmuşlardır. Merceklerin boyutları birkaç cm'den birkaç m'ye kadar değişebilmektedir. Kromit kütleleri dunitik bir kılıfla kuşatılmıştır. Gerek mercekler arasındaki mesafeler gerekse kılıfın kalınlığı değişkenlik sunmaktadır. Cevher kütleleri, harzburjitlerdeki olivin-piroksen bantlanmasına uyumludur. Stratiform yataklardaki cevherleşmeler, tabakalı kayalar içerisinde, tabaka şekilli ve uzun mesafelerde devamlılık gösteren büyük rezervli yataklar şeklinde gözlenirken, Fethiye kromit yatakları ise, devamlılıkları olmayan düzensiz kütleler şeklinde ve podiform yataklarla uyumlu bir şekilde bulunurlar.

İnceleme alanındaki kromit oluşumları dunitik kılıfla sarılı tektonit harzburjitler içerisinde mercek şeklinde olup; masif, nodüler, saçınımlı ve bantlı cevherleşmeler şeklinde gözlenmektedirler. Masif ve nodüler yapıları bol miktarda

rastlanırlırken, saçınımlı ve bantlı yapılar ise az oranda görülen cevher tiplerini oluştururlar.

Bölgedeki kromit yataklarının, yukarıda özetlenen jeolojik özellikleri yanı sıra jeokimya bölümünde ayrıntılı olarak incelenen jeokimyasal özellikleri bakımından da tipik bir podiform yatak özelliğini gösterdiği tespit edilmiştir.

## 5.2. Kromit Yataklarının Oluşumu

Kromit oluşumlarını şu şekilde açıklamak mümkündür. İki litosferik levhanın birbirinden ayrıldığı okyanus tabanı yayılma merkezleri altındaki manto malzemesinin kısmi ergimesi sonucu bazaltik magma oluşmakta ve bu magma boşlukları doldurmaktadır. Magma haznesindeki magma kristalleşmeye uğrayarak, kümülat grubu kayaçları (dunit, verlit, piroksenit, gabro vb.) ve bu kayaçların ultrabazik kesimi olan dunit içinde kromit kütlelerini oluşturmaktadır (Lago ve diğ. 1982).

Bu magma haznesinin altında tüketilmiş manto malzemesi (tektonit harzburjit) içinde bazik magma taşıyan ancak üstteki magma haznesine ulaşamayan kanallar içinde kromit ve olivin beraberce boşluğu dolduran bazaltik magma ile boşluğun duvarları arasındaki ısı farkı nedeniyle oluşan konveksiyon akımlarının kontrolünde çökelmekte ve podiform (merceksi) kromit kütlelerini meydana getirmektedir. Harzburjitlerdeki bantlanmalara uyumlu olarak gözlenen mercek şekilli kromitlerin, aynı yönlü basınç ve gerilmelerin etkisi altında kalarak veya içinde bulunduğu boşluğun şekline uygun olarak farklı tipte yapılar sergiledikleri belirtilmektedir (Lago ve diğ. 1982).

Podiform (merceksi) yatakların tipik özelliklerini taşıyan Fethiye kromitlerinin oluşumunu yorumlamak için belirtilen oluşum teorileri aşağıda açıklanmaya çalışılmıştır.

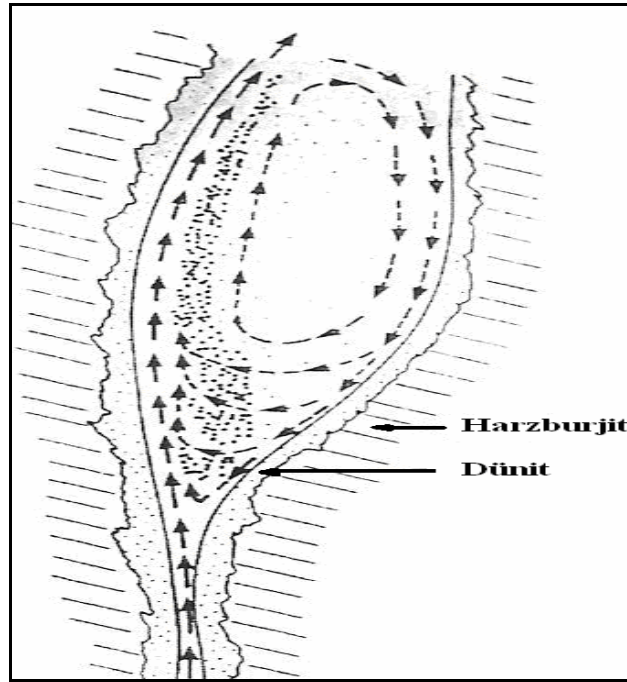
Podiform yatakların oluşumu çeşitli araştırmacılara konu olmuştur. Araştırmacılardan Peters ve Kramers (1974), yatakların okyanus açılma zonlarından yükselen lerzolitik magmanın kısmi ergimesi sonucu oluşan pikritik magmanın, tüketilmiş harzburjitler içerisinde yükselmesiyle oluştuğunu belirtir (Döyen, 1995).

Lago ve diğ. (1982), kısmi olarak ergimiş magmanın akışkanların basıncı ile açılan kanallarda yükseldiğini belirtmişlerdir. Tektonit harzburjit içinde bazik magma kanallarında oluşan boşluklar içinde kromit ve olivin tanelerinin, konveksiyon



akımlarının etkisiyle taşınarak depolanması ile podiform kromit ve dunitik kılıfların oluştuğunu belirtmişlerdir (Şekil 5.2). Bu dik ve dike yakın konumdaki kanallarda oluşan kromit kütleleri, yukarı doğru hareketleri sırasında konveksiyon akımları ve okyanus tabanı yayılması sonucu giderek çıkış kanallarının olduğu yerden uzaklaşırlar. Uzaklaştıkça da yavaş yavaş dikten yatay konuma geçerler ve içlerinde yer aldıkları peridotitin iç yapısıyla uyumlu bir konum kazandığını vurgulamaktadırlar (Şekil 5.3). Fethiye kromit yataklarında bu teoriye bağlı olarak oluştuğu düşünülmektedir.

Üşümezsoy (1986), Kefdağ-Soridağ yataklarında yaptığı araştırmalar sonucunda, Soridağ kromit kütlelerinin doğrultu ve eğim yönünde uzun mesafeler boyunca kesiksiz olarak, buna karşılık kalınlıklarının ise çok kısa mesafelerde büyük değişiklikler göstererek devam ettiğini, bu kütlelerin magma tarafından açılan kanal şeklindeki boşlukların doldurulması ile oluştuğunu belirterek (Lago ve diğ. 1982)'nin görüşlerine benzer bir yaklaşımda bulunmuştur. Ayrıca araştırmacı kromit kütleleri ile dunitik kılıf ve çevre kayaçlarını oluşturan harzburjitler arasında keskin fakat birincil dokanak tespit etmiştir.



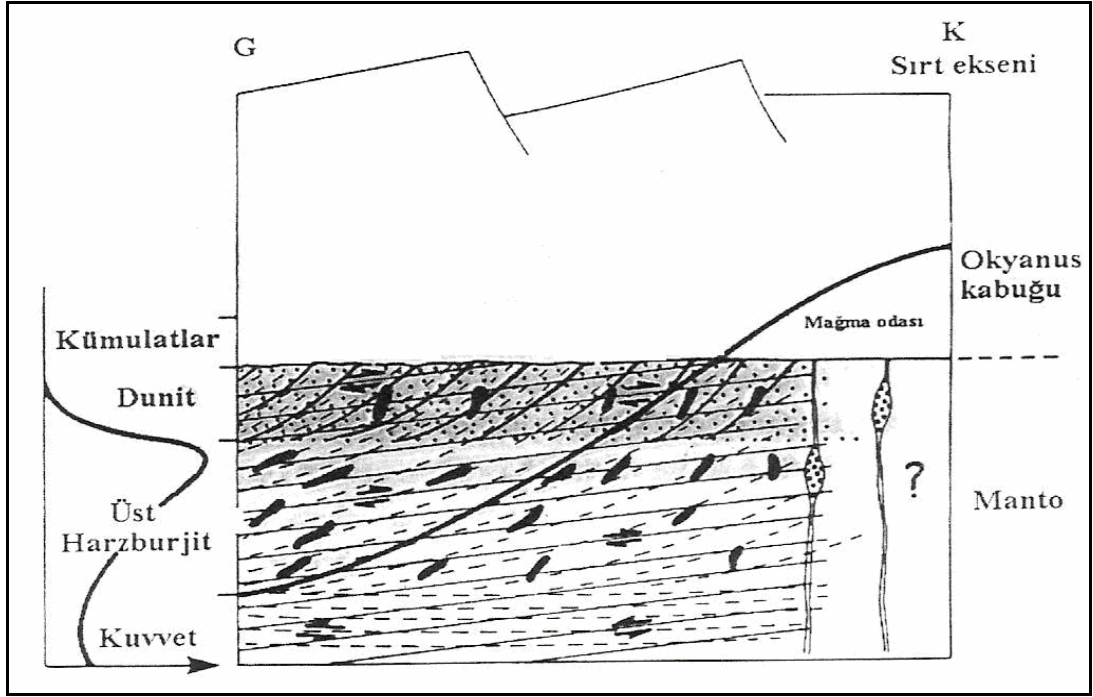
**Şekil 5. 2.** Tektonit harzburjitlerin bazik magma sokulum kanallarında oluşan boşluklar içinde kromit kütlelerinin oluşum şekli (Lago ve diğ.1982).

Nicolas (1983), peridotit içinde yükselen magmanın derinlerdeki yükseliş hızının fazla olduğunu, bazik magma-peridotit tepkimesinin yeterli sürede olmadığını ve yeterli kromit kütlelerinin oluşmadığını belirtmektedir. Adı geçen araştırmacı derinlerde düşey konumlu magma ceplerinde genelde dunit mercekleri ve bu mercekler içinde kromit segregasyonlarının geliştiğini, tektonitlerin içinde kanallar boyunca yükselen bazik magmanın yükselme hızının üst kesimlere doğru azaldığını belirtmiştir. Bu kesimin çoğunlukla manto-kabuk geçiş kuşağına denk geldiğini savunmuştur. Bu nedenle kromit kütlelerinin daha çok manto-kabuk geçiş kuşağına yakın kesimlerde harzburjitler içinde geliştiklerini ifade etmiştir (Döyen, 1995).

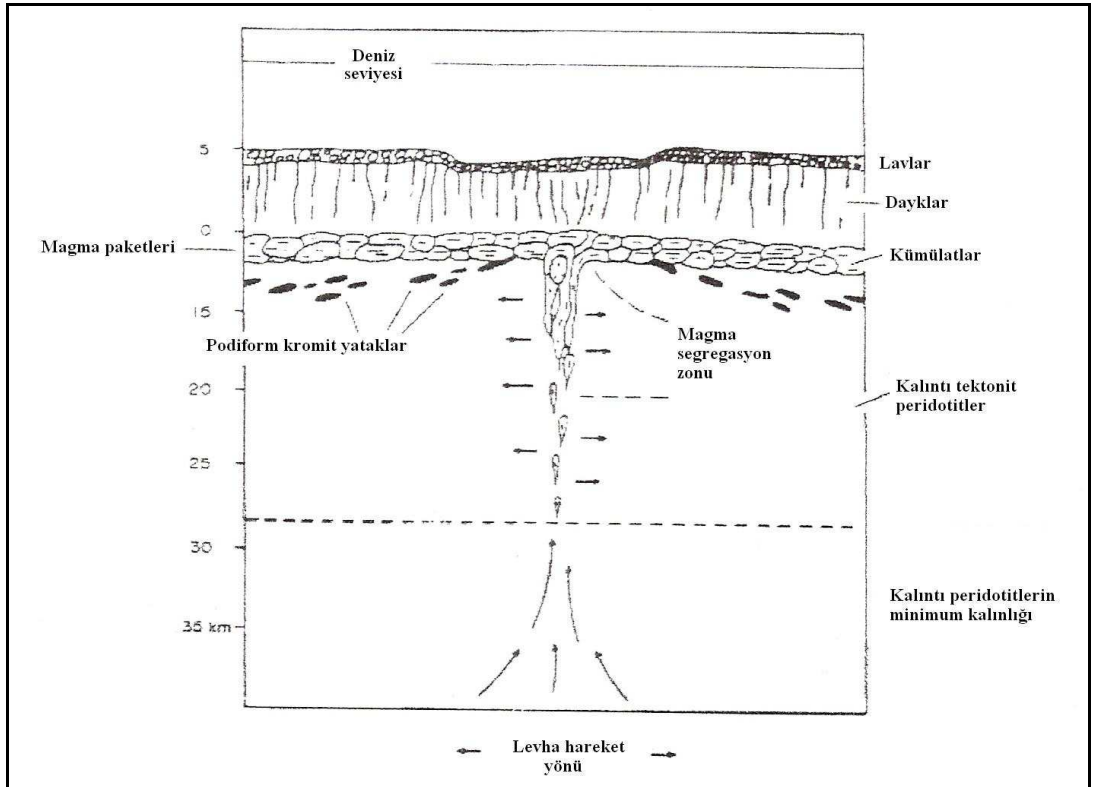
Araştırmacılarından Greenbaum (1977) ise podiform kromit kütlelerinin oluşumunu, magma odalarının okyanusal açılma merkezlerinin altında bulunduğunu ve kromitlerin bu magma odalarında oluştuğunu belirtir. Kromitlerin içerisinde buldukları kümülat kökenli dunitlerin, oluşum sırasında plastik deformasyonlar ve magma odalarının tabanındaki düzensizlikler neticesinde kalıntı üst manto harzburjitlerinde ve kümülatların tabanındaki dunitlerde kıvrımlanmalar oluştuğunu ve bu kıvrımlanmalar sonucunda ise bunların harzburjitler içerisine yerleştiklerinden bahsetmektedir (Döyen, 1995).

Dickey (1975), uzaklaşan levha sınırları boyunca kabuk-manto sınırına yakın yer alan uzun ve dar magma ceplerinde oluşan kromit kütlelerinin yoğunluk farklarından dolayı üst mantonun harzburjitleri içerisine gömüldüğünü ileri sürmüştür (Şekil 5.4).

Zhou ve Robinson (1997) ise kromitlerin boninitik bileşimli bazik eriyikler ile tektonit harzburjitler arasında oluşan tepkimeler sonucu oluştuklarını belirtmişlerdir. Ayrıca podiform kromit yataklarının en iyi oluşum yerlerinin adayaları olduğunu ve buraların altındaki kalın eski litosfer mantosunda eriyik ile yan kayaç tepkimesiyle oluştuklarını ifade etmişlerdir.



Şekil 5.3. Podiform kromit kütlelerinin oluşum mekanizmasını gösterir şekil (Lago ve diğ. 1982).



Şekil 5.4. Podiform kromit kütlelerinin oluşum yerini gösterir şekil (Dickey, 1975).

## 6. SONUÇLAR

Yanıklar-Çiftlik-Karagedik (Fethiye/Muğla) köylerini içine alan bölgede kromit oluşumlarını kapsayan yaklaşık 77 km<sup>2</sup>'lik alanın 1/25000 ölçekli haritası hazırlanmıştır (Ek-1).

K-G yönlü gelişen bir sıkışmaya maruz kalan ve birçok yapısal oluşumun bu sıkışmayla oluştuğu bölgede, Mesozoyik-Senozoyik zaman aralığında oluşan allokton birimler yüzeylemektedir. Bu birimler/oluşumlar, Kayaköy Formasyonu (Üst Triyas-Alt Jura); Babadağ Formasyonu (Üst Jura-Alt Kretase); Çövenliyaıyla Formasyonu (Üst Kretase); Marmaris Peridotiti (Üst Kretase); Çameli Formasyonu (Pliyosen) ve alüvyon, yamaç molozu ve plaj çökelleridir (Kuvaterner).

Fethiye ofiyolitik kayaçları, Alp orojenezinin etkisiyle ideal ofiyolitik diziye göre boşluklu bir istifi yansıtır. Marmaris peridotiti içerisindeki podiform kromit kütle ve mercekleri harzburjitler içerisinde temsil edilir. Harzburjit ve dunitlerin kırık ve çatlaklarında, peridotit-dayk kontaktlarında serpantinleşme gözlenmektedir.

İnceleme alanındaki ultrabazikler genellikle ortopiroksenli harzburjitik kayaçlardan oluşmaktadır. Bunların tektonit harzburjit oldukları yapılan incelemeler sonucunda tespit edilmiştir. Kümülat kökenli kayaçlara ise inceleme alanının kuzeyinde rastlanılmıştır.

Çalışma alanı içerisinde ultrabaziklere göre daha az oranda bulunan ve bölgenin dayk türü kayaçları olarak nitelendirilen doleritler yüzeylemektedir.

Spilitik bazaltlar içerisinde ekonomik olmayan manyetit, limonit ve hematit mineralleri ile manganezli radyolarit oluşumlarının varlığı saptanmıştır.

Fethiye ofiyolitik kayaçları içerisinde bulunan kromit oluşumları, özellikle dunitik kılıfla sarılı tektonit harzburjitler içerisinde mercek şeklinde olup, masif, nodüler, saçınımlı, ve bantlı tipte gelişen cevherleşmelerdir. Kromitin yan kayacını genellikle serpantin, serpantinleşmiş harzburjit veya dunit oluşturmaktadır.

Cevher tipleri üzerinde yapılan makroskopik çalışmalarda nodüler cevherlerde, nodüllerin aynı yönlü basıç etkisi altında kalarak belirli yönlerde uzama gösterdikleri tespit edilmiştir.

Taşçı (1996)' ya ait kromitlerin kimyasal bileşim değerlerinin kullanılması sonucunda, Fethiye kromitlerinin “aluminyumlu kromit” olarak adlandırılması uygun görülmüştür.

Bölgedeki kromitlerin, diğer podiform kromitlerin türediği tipik bazik magmalardan farklı olarak silis ve aluminyumca daha fakir bir magmadan türedikleri belirlenmiştir.

Fethiye kromitleri, iz element içerikleri bakımından diğer podiform kromit oluşumlarının Ni ve Zn içeriklerine yakın değerdedir. Bunlar stratiform yataklara kıyasla Ni bakımından zengin, fakat Zn bakımından fakir oldukları tespit edilmiştir.

Kromitlerin majör elementleri olan Cr-Al ( $r = -0.99$ ), Cr-Fe<sup>+2</sup> ( $r = -0.94$ ), Cr-Fe<sup>+3</sup> ( $r = -0.94$ ) ve Cr-Mg ( $r = -0.99$ ) arasında azalan negatif ilişkiler gözlenmiştir.

Kromitin bileşimine giren majör oksit elementlerden Cr, Al, Fe ve Mg'a karşı NiO, ZnO ve CuO gibi oksitlerin 13 adet örneğe ait değişim grafikleri çizilmiştir. Buna göre, Cr'a bağlı grafikte Cr ile Ni arasında pozitif bir ilişki gözlenmiştir. Fe grafiğinde, Fe'in artan değerlerine bağlı olarak Ni, Zn ve Cu ile bağlantılı bir ilişki kurulamamıştır. Mg'un artan değerlerinde Ni'de artış gözlenmiştir. Al'un artan değerlerine bağlı olarak diğer iz elementlere bağlı herhangi bir ilişki kurulamamıştır.

Fethiye kromit yatakları gerek saha gözlemleri gerekse jeokimyasal bulgular bakımından tipik podiform yataklar olarak belirlenmiştir. Bu özelliklerine bağlı olarak Fethiye kromit yatakları birçok podiform yataklarla karşılaştırılmıştır. Bunun sonucunda da diğer yataklarla benzer özelliklere sahip olduğu tespit edilmiştir.

Fethiye kromitleri, okyanusal açılma bölgelerinde kısmi ergime sonucu oluşan bazaltik magmanın etkisiyle artan magmaya bağlı oluşan tektonit harzburjitler içerisinde yukarı doğru yükselmesiyle içerisinden geçtiği kırık ve boşluklarda oluşan konveksiyon akımları neticesinde değişik tipte kromit merceği oluşturacak şekilde çökeldiği sonucuna varılmıştır.

## KAYNAKLAR

- Akkök, R., Satır, M. ve Şengör, A. M. C., 1984, Menderes Masifi'ndeki tektonik olayların zamanlaması ve sonuçları: Ketin Simp., 93-94.
- Anıl, M., 1990, Pozantı-Karsantı, Mersin ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitlerindeki bazı kromit yataklarının morfolojik-yapısal ve genetik özellikleri ile Akdeniz Bölgesindeki benzer kromit yataklarıyla karşılaştırılması: Doğa (Müh. ve Çevre Bilim.), 14, 645-675.
- Aydın, S. N. ve Erler, A., 1986, Mineralogy, ore petrography and geochemistry of the Kızıldağ chromites, Hatay-Turkey: METU, J. of Pure and Appl. Sci., 21, 1-3, 523-539.
- Bacak, G. ve Uz, B., 2003, Dağardı güneyi (Kütahya) ofiyoliti'nin jeolojisi ve jeokimyasal özellikleri: İ.T.Ü. Müh. Derg., 2, (4), 86-98.
- Balcı, M. ve Başta, Ö., 1982, Fethiye krom arama projesi: MTA Genel Müdürlüğü, 40 s.
- Bilgrami, S. A., 1964, Mineralogy and petrology of the central part of the Hindubagh igneous complex, Hindubagh mining district: Zhob Valley, West Pakistan, Rec. Geol. Survey, Pakistan, 10, part 2-C, 1-28.
- Bingöl, A. F., 1978, Petrologie du massif ophiolitique de Pozantı-Karsantı (Taurus cilicien, Turquie) etude de la partie orientale: Doktora Tezi, Strasbourg, 227, (yayınlanmamış).
- Blatt, H. ve Tracy, J. R., 1996, Petrology: Igneous, sedimentary and metamorphic: W. H. Freeman Company Pres, New York, USA, 350 p.
- Borchert, H., 1958, Türkiye'deki inisiyal ofiyolitik magmatizmaya ait krom ve bakır cevheri yatakları: MTA Derg., 102, 162 s, Ankara.
- Borchert, H., 1970, Fethiye kuzeyinde, Gürleyik köyü kuzeyindeki krom yatakları: MTA Genel Müdürlüğü, Rap. No: 2816, Ankara.
- Bowen, N. L., 1928, The evolution of the igneous rocks: Dover Publ. Inc., New York,

334 p.

- 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.
- Budanur, G., 1977, Türkiye yer altı kaynakları envanteri: MTA Derg., No: 168, Ankara, 298 s.
- 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.
- Coleman, R. G., 1977, Ophiolites: Springer-Verlag, Berlin, 42-43.
- Colin, J. H., 1962, Fethiye-Kaş-Antalya-Finike (Güneybatı Türkiye) bölgesinde yapılan jeolojik etüdler: MTA Derg., 59, 19-59, Ankara.
- Çabuk, İ. ve Ayhan, A., 1974, Domuzalanı-Yürek-Yemişli krom ocakları (Karagedik-Fethiye/Muğla) ve çevresine ait jeolojik rapor: MTA Genel Müdürlüğü, Rap. No: 5215, 80 s.
- Çabuk, İ. ve Demirok, Y., 1975, Kızıldağ-Suluocak (Karagedik-Fethiye/Muğla) çevresine ait jeolojik rapor: MTA Genel Müdürlüğü, Rap. No: 5639, 75 s.
- Çapan, U. Z., 1980, Toros kuşağı ofiyolit masiflerinin (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği) içyapıları, petrolojisi ve petrokimyasallarına yaklaşımlar: Doktora Tezi, H. Ü. Yer Bil. Ens., 400 s.
- Dağer, Z., 1978, Les Foraminiferes du Trias de la Peninsule de Kocaeli Turquie: These Universite de Geneve, 27 Abb., 2, 3/4, 23-71.
- Demir, A. ve Gökçe, A., 1991, Alaçayır (Refahiye-Erzincan) krom yatağının minerolojisi, jeokimyası ve kökeni: Türkiye Jeol. Kurul. Bült., 6, 174-186.
- Demirkol, C., 1981, Sultandağ kuzeybatısının jeolojisi ve Beyşehir-Hoyran napı ile

- ilişkileri: TÜBİTAK Temel Bilimler Araştırma Grubu, Proje No: TBAG-382, 56 s. (yayınlanmamış).
- Dickey, J. S., 1975, A hypothesis of origin for podiform chromite deposits: *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 39, 1061-1074.
- Döyen, A., 1995, Yeşilova (Burdur) civarı kromit yataklarının minerolojik, petrografik ve jeokimyasal incelemesi: Doktora Tezi, S.Ü. Fen Bil. Enst., 118 s.
- Duke, C. M., 1983, Ore deposits models 7. Magmatic segregation deposits of chromite: *Geos. Can.*, 10, 15-24.
- 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), Edinburgh, 351-354.
- Engin, T., 1972, Andızlık-Zımparalık sahası (GB Anadolu) ultramafik kayaçlarının petrolojisi ve bölgenin genel jeolojik durumu: *MTA Derg.*, No: 78, 1-21.
- Engin, T. ve Hirst, D. M., 1970, The alpine chrome ore of the Andızlık-Zımparalık area (Fethiye, SW Turkey): *Trans. Inst. Mining Metall*, B 79, 16-27.
- Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M.A., Alkan, H., Öztaş, Y. ve Akpınar, M., 1986, Fethiye-Köyceğiz-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi: *Türkiye 6. Petrol Kong. Tebl.*, Ankara, 23-31.
- Ersoy, Ş., 1990, Batı Toros (Likya) naplarının yapısal öğelerinin ve evriminin analizi: *TMMOB. Jeol. Müh. Derg.*, 37, 5-16.
- Folk, R. L., 1962, Spectral subdivision of limestone types in W. E. Ham. (ed) *classification of carbonate rocks: AAPG Bull.*, 1, 62-82.
- Gedik, İ., 1975, Die conodonten der Trias auf der Kocaeli-Halbinsel (Turkei): *Palaentographica (A)*, 150, 99-160.
- 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., 1968, Teke yarımadası (Likya) Toroslar'ın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro Toroslar'daki yeri: MTA Derg., 71, 73-93.
- Graciansky, P. C., 1972, Recherches gologiques dans le Taurus Lycien occidental: These Univ. Paris-Sud, Orsay, 731 p.
- Greenbaum, D., 1977, The chromitiferouse rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus: Econ. Geol., 72, 1175-1194.
- Harbury, N. ve Hall, R., 1988, Mesozoic extensional history of the Southern Tetyhan continental magrin in the SE Aegean: Journal of the Geological Society, London, 145, 283-301.
- Irvine, T. N., 1967, Chromian spinel as a petrogenetic indicator Prt 2: Petrologic applications: Can. Jour. Earth Sci., 4, 71-103.
- Irvine, T. A. ve Findlay, T. C., 1972, Alpin type peridotite with particular reference to the bay of island igneous complex: Publications of the Earth Physics Brach, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Canada, 42, 97-128.
- Jackson, E. D. ve Thayer, T. P., 1972, Some criteria for distinguishing between stratiform concentric and Alpin peridotite-gabbro complexes: 24th International Geological Congress, 289-296.
- 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., 1955, Fethiye 122/1 ve 122/3 paftalarında yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında tamamlayıcı rapor: MTA Genel Müdürlüğü, Rap. No: 2503, (yayınlanmamış).
- Kaaden, G.V.D., 1968, Alpin tipi ultrabazik kayaların kökeni ve bunların kromit prospeksiyonu ile olan ilişkisi hakkında çeşitli görüşler: MTA Genel Müdürlüğü, Rap. No: 0518, 46-61.
- 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.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış: İ.T.Ü. Derg., 595 s.
- Kızıllan, S., 2002, Krom yataklarının oluşumu ve değerlendirilmesi: MTA Genel Müdürlüğü, Konya, 13 s.
- Kurt, H., 2002, Batı Toroslar'ın (Datça-Marmaris-Muğla) ofiyolitik birimlerinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik yönden araştırılması ve yorumlanması: S. Ü. Araştırma Fonu Proje No: 99/032, 27s.
- Lago, B., Rabinovicz, M. ve Nicolas, A., 1982, Podiform chromite ore bodies: a genetic model. Jour. Petrol., 23, 103-125.
- Maitre, D., 1967, Contribution a l'etude geologique de la bordure Sud du Masif Menderes dans la region situe a l' Est de Köyceğiz (Province de Muğla): Turquie, These, 3 cycle, Univ. Grenoble.
- Michaelides, E., 1983, The genesis of the chromites of the complex of Troodos, Cyprus: Doktora Tezi, Athens, (yayınlanmamış).
- Mutti, E., Orombelli, G., Pozzi, R., 1970, Geological studies on the Dodecanese Island (Aegean Sea): IX Geological map of the island of Rhodes (Greece), Explanatory notes. Ann. Geo. Des Pays Helen Athenes, 79-226.
- 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 temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. *Jour. Petrol.*, 16, 549-593.

Nicolas, A. ve Prinzhofer, A., 1983, Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: Structural evidence: *J. Petrol.*, 24, 188-206.

Önay, T. Ş., 1950, Muğla ili kapalı krom ocaklarının araştırılması: MTA Genel Müdürlüğü, Rap. No:1853, 40 s.

Özdemir, Ü., 1973, Kocaeli Triası biyostratigrafik etüdü: *MTA Derg.*, 50.

Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 19, 65-78.

Özkaya, İ., 1991, Evolution of a tertiary volcanogenic trough in SW Turkey-The Alakaya basins of the Lycien belt: *Geol. Rundschau*, 80, 669-690.

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), *Chromites (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens)*, 161-198.

Peters, J. ve Kramers, J. D., 1974, Chromite deposits in the ophiolite complex of northern Oman: *Min. Deposite*, 91, 253-259.

Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): *These Univ. Paris-Sud., Orsay*, 795 p.

Rahgoshay, M. ve Juteau, T., 1980, Chromites from the ophiolitic massif of Pozanti-Karsanti, cilian Taurus, Turkey: New observations about their structural setting and geochemistry: (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens), 114-126.

Rammlmair, D., 1986, Chromite in the Philippines: It's 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), Chromites (UNESCO's IGCP-197 project metallogeny of ophiolites, Athens), 285-309.
- Ricou, L. E., 1980, Toroslar'ın Helenidler ve Zagridler arasındaki yapısal rolü: Türkiye Jeo. Kur. Bült., 23, 2, 101-118.
- Ringwood, A. E., 1975, Composition and petrology of the earth's mantle: Mc. Graw Hill. Inc., New York, USA, 618 p.
- Serdaroğlu, M., Şenel, M., Akdeniz, N., Öztürk, E. M., Özdemir, T., Kadıncıkız, G., Metin, Y., Öcal, H., ve Örcen, S., 1994, Fethiye (Muğla)-Kalkan (Antalya) ve kuzeyinin jeolojisi: MTA Genel Müdürlüğü, Rap. No: 9761, (yayınlanmamış).
- Snelgrove, A. K. ve Ruotsola, A. P., 1968, Nodular chromite with particular reference to Hinduhagh deposits, West Pakistan: The Geol. Bull. Punjab Univ., 7, 31- 43.
- Stowe, C. W., 1994, Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time: Econ. Geol., 89, 528-546.
- Stevens, R. E., 1944, Compositions of some chromites of the Western Hemisphere: Ame. Mineralogist, 29, 1-34.
- Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature of igneous rock: N. J. Miner. Abh., 107, 144-240.
- Şenel, M., Gedik, İ., Dalkılıç, H., Serdaroğlu, M., Bilgin, A.Z., Uğuz, M.F., Bölükbaşı A.S., Korucu, M, ve Özgül, N., 1994, Isparta büklümü doğusunda, otokton ve allokton birimler stratigrafisi (Batı Toroslar): MTA Derg., 118, 111-160 .
- Şenel, M., 1997, 1/100000 ölçekli Fethiye L7 paftası jeoloji haritası: MTA Jeoloji Dairesi harita arşivi, No: 1, Ankara.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey a plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.

- Taşcı, İ., 1996, Kargı (Fethiye) ofiyolitinin jeolojisi ve kromit yataklarının oluşumu: Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst., 119 s.
- Thuizat, R., Whitechurch, H., Montigny, R. and Juteau, T., 1981, K-Ar dating of some infra-ophiolitic metamorphic soles from the Eastern Mediterranean. New evidence for oceanic thrusting before obduction: *Earth and Planetary Sci. Let.*, 52, 302-310.
- Üşümezsoy, Ş., 1986, Kefdağ ve Soridağ (Guleman) kromit kütlelerinin oluşumu üzerine yeni bir yaklaşım: *Jeol. Müh. Derg.*, 29, 47-60.
- Wilson, M., 1993, *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*, 446, Chapman & Hall Pres, New York, 446 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, 1, 28-35.
- Zhou, M. F. ve Robinson, P. T., 1997, Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits: *Econ. Geol.*, 92, 259-262.