

**FINDIKPINARI (MERSİN) BÖLGESİ KROMİTİTLERİNİN
JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

ORÇUN ALİ ŞEN

**MERSİN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI**

**MERSİN
AĞUSTOS - 2019**

**FINDIKPINARI (MERSİN) BÖLGESİ KROMİTİTLERİNİN
JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

ORÇUN ALİ ŞEN

**MERSİN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**




**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI**

**Danışman
Doç. Dr. Utku BAĞCI**

**MERSİN
AĞUSTOS - 2019**

ONAY

Orçun Ali ŞEN tarafından Doç. Dr. Utku BAĞCI danışmanlığında hazırlanan "Fındıkpınarı (Mersin) Bölgesi Kromititlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi" başlıklı çalışma aşağıda imzaları bulunan jüri üyeleri tarafından 26/07/2019 tarihinde yapılan Tez Savunma Sınavı sonucunda oy birliği ile Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Görevi	Ünvanı, Adı ve Soyadı	İmza
Başkan	Prof. Dr. Musa ALPASLAN	
Üye	Doç. Dr. Utku BAĞCI	
Üye	Dr. Öğretim Üyesi Ali TÜMÜKLÜ	

Yukarıdaki Jüri kararı Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun ^{29./08/2019} tarih ve ^{2019.34.../1229} sayılı kararıyla onaylanmıştır.



Prof. Dr. Cahit BİLİM
Enstitü Müdürü

Bu tezde kullanılan özgün bilgiler, şekil, tablo ve fotoğraflardan kaynak göstermeden alıntı yapmak 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunu hükümlerine tabidir.

ETİK BEYAN

Mersin Üniversitesi Lisansüstü Eğitim-Öğretim Yönetmeliğinde belirtilen kurallara uygun olarak hazırladığım bu tez çalışmada,

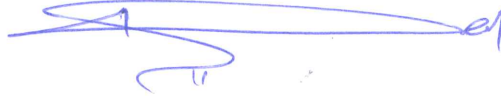
- Tez içindeki bütün bilgi ve belgeleri akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
 - Görsel, işitsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçları bilimsel ahlâk kurallarına uygun olarak sunduğumu,
 - Başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda ilgili eserlere bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunduğumu,
 - Atıfta bulunduğum eserlerin tümünü kaynak olarak kullandığımı,
 - Kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapmadığımı,
 - Bu tezin herhangi bir bölümünü Mersin Üniversitesi veya başka bir üniversitede başka bir tez çalışması olarak sunmadığımı,
 - Tezin tüm telif haklarını Mersin Üniversitesi'ne devrettiğimi
- beyan ederim.

ETHICAL DECLARATION

This thesis is prepared in accordance with the rules specified in Mersin University Graduate Education Regulation and I declare to comply with the following conditions:

- I have obtained all the information and the documents of the thesis in accordance with the academic rules.
- I presented all the visual, auditory and written informations and results in accordance with scientific ethics.
- I refer in accordance with the norms of scientific works about the case of exploitation of others' works.
- I used all of the referred works as the references.
- I did not do any tampering in the used data.
- I did not present any part of this thesis as an another thesis at Mersin University or another university.
- I transfer all copyrights of this thesis to the Mersin University.

26/07/2019



Orçun Ali ŞEN

ÖZ

FINDIKPINARI (MERSİN) BÖLGESİ KROMİTİTLERİNİN JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ

Fındıkpınarı (Mersin) güneyinde Üst Kretase yaşlı Fındıkpınarı karışığı ve Mersin ofiyoliti bunun üzerine uyumsuzluk ile gelen Alt-Orta-Miyosen yaşlı Kaplankaya Formasyonu ve Karaisalı Formasyonu bulunmaktadır. Çalışma alanında Mersin ofilyotinin ana bileşenini ileri derecede serpantinleşmiş ultramafik kayalar oluşturur. Harzburjit ve dünitler ile temsil edilen manto peridotitleri taneli ve elek doku sunmaktadırlar. Kromititler harzburjitik çevre kayalar içerisinde dünitik kılıfla sarılmış olup, saçınımlı bantlı ve masif yapı sunmaktadırlar. Kromit kristallerinde uzama, çekilme, kırılma, parçalanma ve pull-apart (çek-ayır) dokularının gözlenmesi ofiyolitlerin yerleşmesi sırasında şiddetli bir tektonik deformasyon etkisinde kaldığını göstermektedir. Tektonitlerin ana element jeokimyası yitim zonlarında yay önu tektonik ortamlarda tüketilmiş kalıntı peridotitler olduğunu işaret etmektedir. Kromititlerinin mineralojik, dokusal ve jeokimyasal bileşimleri podiform (Alpin) tip kromititler olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Ofiyolit, Peridotit, Kromitit, Petrografi, Jeokimya, Mersin.

Danışman: Doç.Dr. Utku BAĞCI, Mersin Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mersin.

ABSTRACT

THE PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF CHROMITITES FROM THE FINDIKPINARI (MERSİN)

In the south of Findikpinari (Mersin), the Upper Cretaceous the Findikpinari complex and the Mersin ophiolite are overlain by the Lower-Middle-Miocene the Kaplankaya and the Karaisali formation. Extremely serpentinized ultramafic rocks form the main part of Mersin ophiolite in study area. The mantle peridotites represented by harzburgites and dunites display granular and mesh texture. Chromitites are surrounded by dunitic sheaths in harzburgitic rocks and present scattered, banded and massive structure. Observing the elongation, withdrawal, fracture, fragmentation and pull-apart of chromite crystals show that the ophiolites are subjected to tectonic deformation during the settlement of the ophiolites. The major element geochemistry of the tectonites indicates that they are residual peridotites depleted in fore-arc fore-arc environments in the subduction zones. The mineralogical, textural and chemical compositions of chromitites show that the chromitites are podiform (Alpine) type chromitites.

Keywords: Ophiolite, Peridotite, Chromitite, Petrography, Geochemistry, Mersin.

Advisor: Assoc. Prof. Dr.Utku BAĞCI, Department of Geological Engineering, University of Mersin, Mersin.

TEŞEKKÜR

Mersin Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışma, Mersin Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimince 2018-1-TP2-2776 numaralı proje kapsamında desteklenmiştir.

Yüksek lisans tez çalışması sırasında bilgi ve tecrübesini paylaşarak desteğini esirgemeyen danışman hocam Doç. Dr. Utku BAĞCI'ya çok teşekkür ederim.

Tez jürisi, Prof. Dr. Musa ALPASLAN ve Dr. Öğretim Üyesi Ali TÜRÜKLÜ'ye olumlu katkılarından dolayı teşekkürlerimi sunarım. Bölgenin jeoloji haritası hakkında fikirlerinden yararlandığım Doç. Dr. Hayati KOÇ'a teşekkür ederim.

Personeli olduğum Gökdem Madencilik Mühendislik Danışmanlık ve Tic. Ltd. Şti.'ye, "Fındıkpınarı (Mersin) Bölgesi Kromititlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi" projesi kapsamında; Maden Yüksek Mühendisi Ozan AY ve Maden Mühendisi Fulya Helvacıoğlu Çakmak'a tez çalışma alanım olan Fındıkpınarı yöresi konusunda bilgi ve desteklerinden dolayı teşekkür ederim. Jeoloji Mühendisi Osman Melik ALTINSOY'a da tez arazisi konusundaki bilgi ve desteklerinden dolayı teşekkür ederim. Numune alımı sırasında yanımda olan Utku AKIŞ'a teşekkür ederim.

Çalışmalarımda, hayatımda desteğini esirgemeyen başta babam Yüksel ŞEN annem Gülfidan ŞEN ve kardeşim Çiğdem Ezgi ŞEN'e ve teze başlangıç sırasında hayatıma giren ve tez bitiminde eşim, hayat arkadaşım olan Duygu Gizem ŞEN'e enerjileri ile bana güç verdikleri için sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇ KAPAK	i
ONAY	ii
ETİK BEYAN	iii
ÖZET	iv
ABSTRACT	v
TEŞEKKÜR	vi
İÇİNDEKİLER	vii
TABLolar DİZİNİ	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
KISALTMALAR ve SİMGELER	xi
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK ARAŞTIRMALARI	5
2.1.Çalışma Alanı ve Yakın Çevresi ile İlgili Yapılmış Önceki Çalışmalar	5
2.2. Podiform Kromititler ile İlgili Yapılmış Çalışmalar	7
3. MATERYAL ve YÖNTEM	10
3.1. Arazi Öncesi Büro Çalışması	10
3.2. Arazi Çalışması	10
3.3.Laboratuvar Çalışması	11
3.4.Değerlendirme ve Tez Yazımı	14
4. BULGULAR ve TARTIŞMA	15
4.1. Bölgesel Jeoloji	15
4.1.1. Fındıkpınarı Karışığı (Üst Kretase)	16
4.1.2. Mersin Ofiyoliti (Üst Kretase)	17
4.1.3. Kaplankaya Formasyonu (Alt-Orta Miyosen)	18
4.1.4. Karaisalı Formasyonu (Alt-Orta Miyosen)	19
4.2 Arazi Gözlemleri ve Petrografi	21
4.2.1. Tektonitler	21
4.2.1.1 Dünit	24
4.2.1.2. Harzburjit	25
4.2.1.3. Serpantinit	26
4.2.1.4. Diyabaz	26
4.2.2. Kromit Cevherleşmesi	27
4.3. Taramalı Elektron Mikroskobu İncelemesi (SEM-EDS)	33
4.4. Jeokimya	41
5. SONUÇLAR	48
KAYNAKLAR	49
ÖZGEÇMİŞ	54

TABLÖLAR DİZİNİ

	Sayfa
Tablo 3.1. ACME ve ACT-LAB analitik laboratuvarları (Kanada) dedeksiyon limitleri.	14
Tablo 4.1. SEM-EDS analiz sonuçları.	33
Tablo 4.2. Fındıkpınarı tektonitlerinin ağırlık yüzdesi cinsinden ana element, ppm cinsinden iz element içerikleri.	41
Tablo 4.3. Fındıkpınarı kromitlerinin ağırlık yüzdesi cinsinden ana element içerikleri.	42



ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1. Türkiye kromit yataklarının dağılımı; 1. Guleman-Elazığ bölgesi, 2. Kopdağ (Erzincan) bölgesi, 3. Fethiye-Köyceğiz bölgesi, 4. Pozantı-Karsantı bölgesi, 5. Bursa-Eskişehir bölgesi, 6. İskenderun-Kahramanmaraş bölgesi [4-6].	2
Şekil 1.2. Güney Türkiye'deki ofiyolitik masifler [10].	3
Şekil 1.3. Çalışma alanının yer bulduru haritası.	4
Şekil 3.1. Arazi çalışması sırasında numune alım ve fotoğraf çekim aşamaları ile çekilen fotoğraf sayıları.	10
Şekil 3.2. İnce kesit yapım aşamaları: a, b) kesme, c) yapıştırma ve inceltme.	11
Şekil 3.3. Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) Zeiss Evo40	12
Şekil 3.4. RS200 ve Kırıcı ile; a: Kırma, b ve c: Öğütme Aşamaları.	13
Şekil 4.1. Mersin bölgesinin basitleştirilmiş jeolojik haritası [43]'den değiştirilerek alınmıştır.	15
Şekil 4.2. Çalışma alanının genelleştirilmiş tektono stratigrafik kesiti.	16
Şekil 4.3. Mersin Ofiyolitinin genel görünümü, Zeybekler Mevkii	17
Şekil 4.4. (a) Kaplankaya formasyonu içinde gözlenen silttaşı-marn-kumtaşı ardalanması, (b). Mersin ofiyoliti (Krüm) ile Alt-Orta Miyosen yaşlı Kaplankaya formasyonu (Tkp) dokanağı..	18
Şekil 4.5. Mersin ofiyoliti ve Karaisalı formasyonunun dokanağı, Kargasekmez Gediği.	19
Şekil 4.6. Çalışma alanının jeolojik haritası.	20
Şekil 4.7. Mersin ofiyolitine ait tektonitlerin genel görünümü, Üzümlü Köyü, Kuzucukköprüsü mevkii.	21
Şekil 4.8. Dünitlerin genel görünümü, Kahve Mevkii.	22
Şekil 4.9. Harzburjitlerin genel görünümü, Doğançay Mevkii.	22
Şekil 4.10. Serpantinitlerin genel görünümü, Kurucaolukpınarçeşme Mevkii.	23
Şekil 4.11. Çalışma alanında tektonitleri kesen dayklar, Kuzucukköprüsü mevkii.	23
Şekil 4.12. Dünit kayacının ince kesit fotoğrafları. Ol: Olivin, Opq: Opaq. Mineral Kısaltmaları [54]	24
Şekil 4.13. Harzburjit kayacının ince kesit fotoğrafları. Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen.	25
Şekil 4.14. Serpantinit kayacının ince kesit fotoğrafları.	26
Şekil 4.15. Diabaz kayacının ince kesit fotoğrafları, Plj: Plajiolaz.	27
Şekil 4.16. Çalışma alanında bulunan işletme amaçlı açık, kapalı ocaklar ve yarmalar, (a) Kahve mevkisinde açılan yarma, (b) Zeybekler mevkiinde açılan yarma, (c) Devedöşü mevkii açık işletme, (d) Kurucaolukpınar mevkii Ünal ocak, (e) Manıt mevkii açık işletme, (f) Zeybekler mevkii Yeni ocak, (g, h) Zeybekler mevkii Güney ocak..	29
Şekil 4.17. Çalışma alanında gözlenen (a, b) bantlı kromititler, Kahve mevkii, (c, d) saçınımlı kromititler, Sarıbuladanpınar mevkii, (e-h) masif kromititler. Ünal ocak.	30
Şekil 4.18. Kromititlerin polarizan mikroskoptaki görüntüleri.	31
Şekil 4.19. Kromitlerin cevher mikroskobu görüntüleri	32
Şekil 4.20. K2a örneğinin SEM görüntüleri.	34
Şekil 4.21. K2a örneğinin EDS grafikleri.	35
Şekil 4.22. M1 örneğinin SEM görüntüleri.	36
Şekil 4.23. M1 örneğinin EDS grafikleri.	37
Şekil 4.24. S2 örneğinin SEM görüntüleri.	38
Şekil 4.25. S2 örneğinin EDS grafikleri.	38
Şekil 4.26. U1 örneğinin SEM görüntüleri.	39
Şekil 4.27. U1 örneğinin EDS grafikleri.	40
Şekil 4.28. Tektonitlerin ana element - % MgO değişim diyagramları.	43

	Sayfa
Şekil 4.29. Tektonitlerin iz element - % MgO değişim diyagramları.	44
Şekil 4.30. Kromitlerin ana element - % Cr ₂ O ₃ değişim diyagramları.	45
Şekil 4.31. Tektonitlerin tüm kayaç CaO içeriklerine karşılık Al ₂ O ₃ içeriklerindeki değişimler; Abisal ve yay-önü peridotitleri alanı ile manto tüketilme yönsemesi [81,82]'den alınmıştır.	47



KISALTMALAR ve SİMGELER

Kısaltma/Simge	Tanım
ACP	Emisyon Spektrometresi
B	Batı
bdl	Dedeksiyon Limiti Altı
D	Doğu
EDS	Enerji Dağılım Spektrometresi
G	Güney
GB	Güneybatı
GPS	Global Yer Belirleme Sistemi
K	Kuzey
KB	Kuzey Batı
Krüm	Mersin ofiyoliti
Krüz	Fındıkpınarı Karışığı
Li	Lityum
LIL	Yüksek Çaplı Element
LOI	Ateşte Kayıp Değeri
m	Metre
mm	Mili Metre
MEİTAM	Mersin Üniversitesi İleri Teknoloji Eğitim ve Araştırma Uygulama Merkezi
MS	Kütle Spektrometresi
Ol	Olivin
Opq	Opak
Opx	Ortopiroksen
ppm	Metrenin Milyonda Biri
plj	Plajoklas
SEM	Taramalı Elektron Mikroskobu
Tka	Karaisalı Formasyonu
Tkp	Kaplankaya Formasyonu
Ym	Yamaç Molozu
XRF	X Işını Floresansı

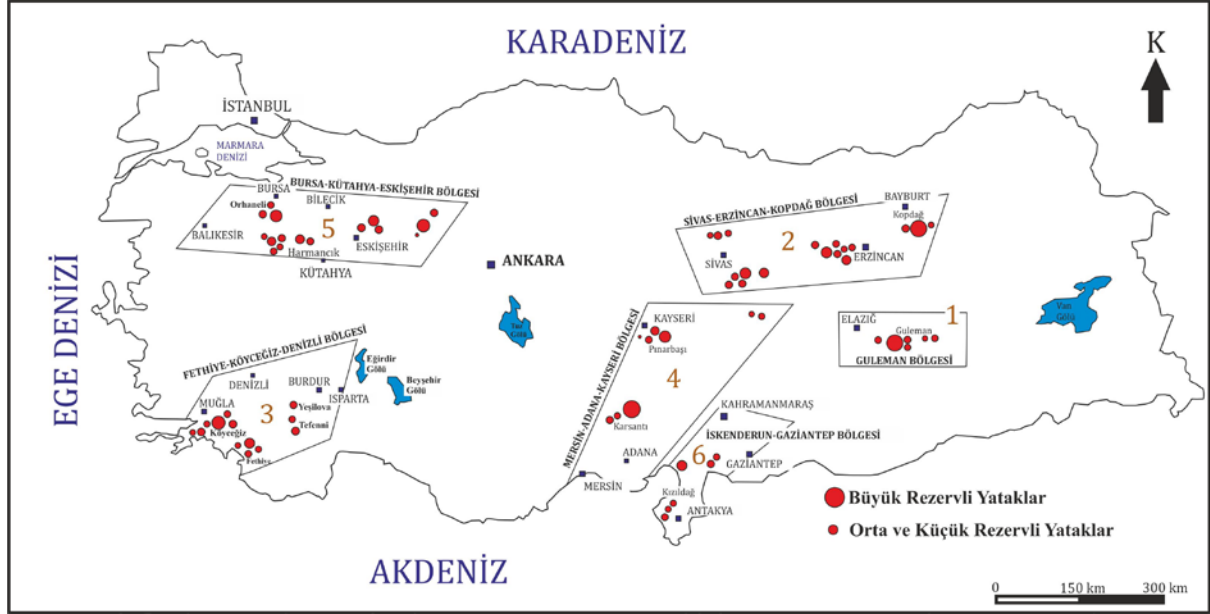
1. GİRİŞ

Yer kabuğunun doğal bileşenlerinden biri olan, metalurji, kimya ve refrakter sanayinin temel elementlerinden biri olan krom periyodik cetvele göre atom numarası 24 ve yoğunluğu 7.1 g/cm^3 , ergime sıcaklığı $1890 \text{ }^\circ\text{C}$ olan, VIB geçiş elementidir. Nemli ortamlara karşı dayanımı çok yüksek olan krom elementi paslanmaz özelliğe sahiptir. Krom metalinin ekonomik olarak üretilebildiği tek mineral kromittir. Kromit mineralinin özgül ağırlığı $4.1-4.9 \text{ g/cm}^3$, sertliği 8, rengi parlak siyah, çizgi rengi kahve rengindedir. Kromit, mineralojik olarak spinel grubuna ait bir mineral olup, kübik sisteminde kristallenir. Teorik formülü FeCr_2O_4 olmakla birlikte, doğada bulunan kromit mineralinin formülü $(\text{Mg, Fe})^{+2} (\text{Cr, Al, Fe})^{+3}_2\text{O}_4$ olarak verilmektedir. Bünyesinde ağırlıkça % 40 ve daha fazla kromit minerali barındıran kayalara kromitit denmektedir. Kromit minerali ve krom yatakları kökensel olarak ultramafik kayalar ile ilişkili olarak oluşmuş kristallenme ile ayrışım yatakları şeklindedir. Kromit yataklarının ilişkili oldukları ultramafik kayalar jeolojik konumları, içerdikleri kayaç türleri ve iç yapıları bakımından stratiform yataklar ve podiform yataklar olmak üzere 2 gruba ayrılmaktadır [1].

Stratiform olarak adlandırılan masifler levha içerisindeki duraylı çökellerin iç bölgelerinde oluşan derin kırıklar boyunca birden yükselmiş ve üzerindeki litostatik basıncın kalkması ile fazlasıyla erimiş manto malzemesinin ayrılaşması sonucu oluşmuş, alt kısımda ultramafik kayalardan üst seviyelerde granodiyoritlere kadar farklılaşan birden çok kayaç türlerini kapsayan, ortalama gabroyik bileşimli, tabakalı oluşuma sahip, büyük boyutlu Prekambriyen yaşlı masiflerdir. Kromit cevherleşmeleri bu masiflerin tabanında yer alan ultramafik birimler içinde bulunurlar. Bilinen en önemli stratiform tip yataklar Bushveld (Güney Afrika) ve Stillwater (Kanada) kompleksleridir. Stratiform tip kromit yatakları büyük boyutlu, kilometrelerce devamlılık gösteren tabakalı yataklanmalardır. Yapısal olarak büyük bir karmaşıklık sergilemezler. Küçük tane boyulu, düzgün kristal şekilli, Cr/Fe oranda düşük ve yüksek demirli cevher içerirler. Podiform tip yataklar Türkiye'nin de içinde bulunduğu ve daha çok Alp dağ oluşum kuşakları boyunca görülmeleri nedeniyle Alpin tipi diye anılan ultramafik-mafik kayaç topluluklarına bağlı kromit yataklarıdır. Ultramafik yataklanmalar içerisinde küçük kütleler halinde ve düzensiz dalımlarıyla geniş tabakalanma yapmış stratiform yataklardan ayrılabilen oluşuklar olarak ilk kez [1,2] tarafından ifade edilmiştir. Ofiyolitler ile ilişkili olan podiform tip kromitler, ofiyolitlerin manto kısmında tüketilmiş peridotitler içerisinde, değişken kalınlıklarda ve mercek şekilli olarak gözlenmektedir [3]. Bunlar genelde küçük boyutlu, karmaşık yapısal ilişkiler sergileyen yataklardır. İri tane boyulu düzensiz kristal şekilli, Cr/Fe oranı yüksek ve yüksek kromlu cevher içerirler.

Türkiye'nin jeolojik oluşumunda, Neotetis evrimi içerisinde önemli bir yere sahip olan ofiyolitler ile köken ilişkisi olan kromit yatakları coğrafik olarak Guleman-Elazığ bölgesi,

Kopdağ (Erzincan) bölgesi, Fethiye-Köyceğiz bölgesi, Pozantı-Karsantı bölgesi, Bursa- Eskişehir bölgesi, İskenderun-Kahramanmaraş bölgesi olmak üzere başlıca altı bölgede toplanmaktadır [4-6].



Şekil 1.1. Türkiye kromit yataklarının dağılımı; 1. Guleman-Elazığ bölgesi, 2. Kopdağ (Erzincan) bölgesi, 3. Fethiye-Köyceğiz bölgesi, 4. Pozantı-Karsantı bölgesi, 5. Bursa-Eskişehir bölgesi, 6. İskenderun-Kahramanmaraş bölgesi [4-6].

Türkiye'deki ofiyolitler, Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı, Toros Ofiyolit Kuşağı ve Arap Kıtası Önü Ofiyolit Kuşağı olmak üzere üç farklı coğrafik bölgeye ayrılmıştır [7]. Toros Ofiyolit Kuşağı batıda Likya napları ile başlamakta doğuda Pınarbaşı ofiyolitlerine kadar uzanmaktadır. Bu ofiyolitler; Likya, Antalya, Behşehir-Hoyran, Mersin, Pozantı-Karsantı, Pınarbaşı tektonik dokanakla D-B uzanımlı olan Toros karbonat platform ekseninin kuzey ve güneyinde yer almaktadırlar (Şekil 1.2). Orta Torosların güney yamacında yer alan Kretase yaşlı masiflerden birisi olan Mersin ofiyoliti, doğuda sol yanal atımlı Ecemiş fayı, kuzeyde Bolcardağı metamorfikleri ile tektonik dokanaklı, batı ve güneyde Miyosen yaşlı karbonatlarla örtülü olarak bulunmaktadır [8, 9]. Yaklaşık 6 km kalınlığında bir okyanus kabuğunu temsil eden Mersin ofiyoliti tabandan tavana doğru metamorfik bir dilimi, harzburjitleri, ultramafik ve mafik kümülatları, bazalt ve derin deniz sedimanlarını içermektedir.

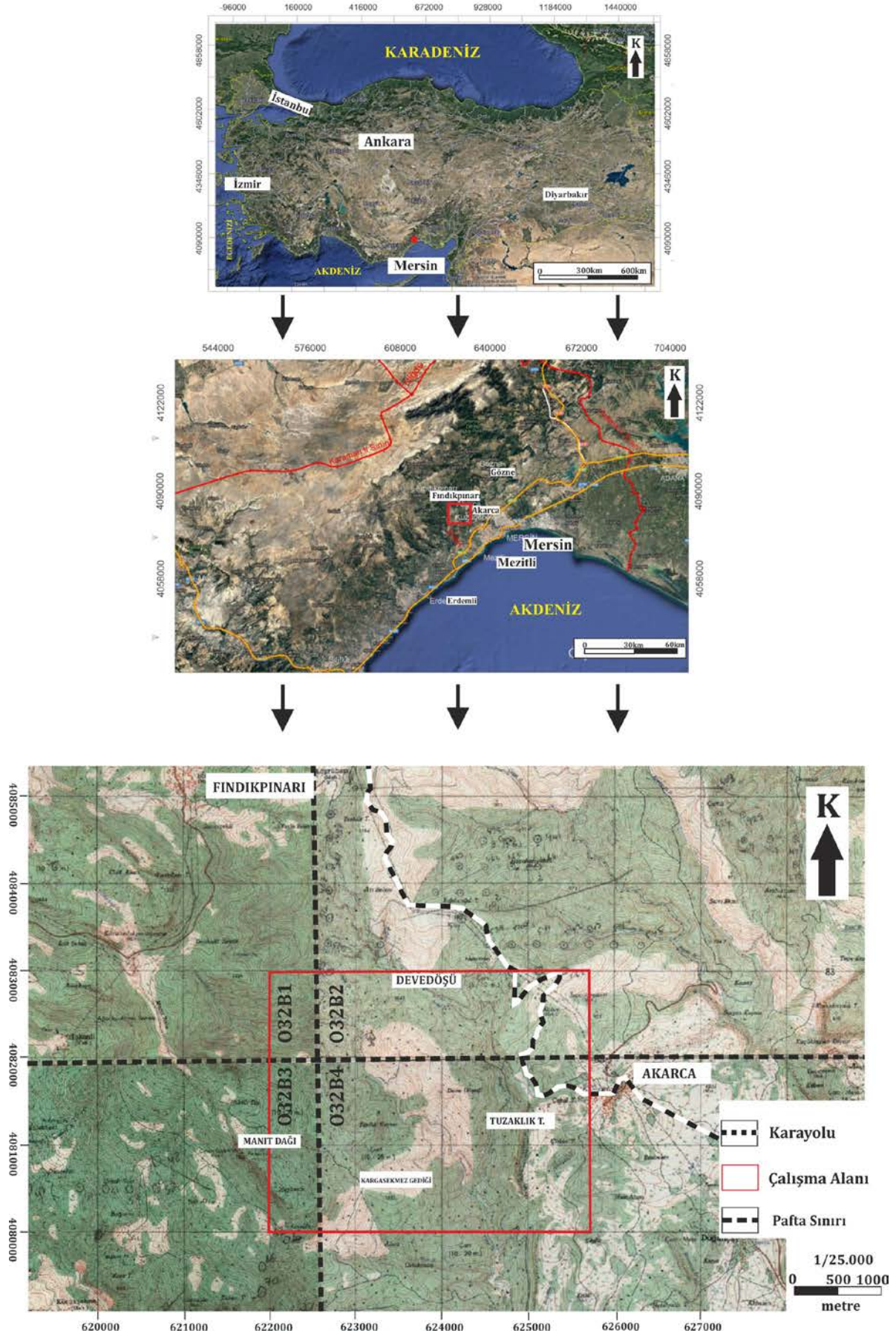
Mersin ofiyolitik masifinin içinde yer alan kromit cevherleşmeleri, Türkiye ofiyolit kuşaklarında bulunan podiform/Alpin tipteki kromit cevherleşmeleridir. Mersin ofiyolitinde bol miktarda kromit zuhuru bulunmaktadır. Kromit zuhurları harzburjitik tektonitler içerisinde yer almaktadır.



Şekil 1.2. Güney Türkiye'deki ofiyolitik masifler [10].

Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmada, Mersin iline bağlı Fındıkpınarı beldesinin güneyinde yüzeylenen kromititlerin detaylı yapısal, petrografik, jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmaktadır. Ofiyolitik kromititler ve ev sahibi manto kayaların petrografik ve jeokimyasal özellikleri ortaya çıkarılarak kromititlerin oluşum ortamları aydınlatılacaktır.

Çalışma alanı, Türkiye'de Toros Kuşağı içerisinde, Orta Torosların güney kesiminde yer almakta olup, Silifke 032 b1-b2-b3-b4 paftaları arasında 14 km²'lik alanda Mersin'in kuzeybatısında yer alan Fındıkpınarı beldesinin güneyinde yer almaktadır (Şekil 1.3). Mersine yaklaşık 30-35 km mesafede bulunan çalışma alanında başlıca yerleşim yerleri Mezitli ilçesi, Fındıkpınarı, Kuzucubelen, Akarca, Üzümlü, Sıraç, Sarılar ve Tepeköy köyleridir. İnceleme alanında, Kemer Deresi, Çatak Deresi ve Arap Deresi önemli derelerinden olup, çalışma alanı sınırları içinde kalan önemli yükseltiler ise Manıt (1300 m), Tesbili (1194 m), Yağlıçağıl (1135 m), Çakal (937 m), Çirkin (912 m), Tuzaklık (920 m), Yumuktaş (893 m), Yalçı (799 m), Sarnıç (782 m), Cirman (547 m), Gücük (536 m) tepe olarak gözlenmektedir. Çalışma alanında Akdeniz iklimi hakim olup, yazları sıcak ve nemli, kışları ılık ve yağışlıdır. Bölge halkının geçim kaynağı tarım ve hayvancılık üzerinedir. Tarım alanında üzüm, erik, şeftali, kiraz ve incir yetiştirilmektedir. Hayvancılık çiftlik hayvancılığı, küçük ve büyük baş hayvanların besiciliği şeklinde yapılmaktadır. Bitki örtüsü genel olarak maki olup dağ eteklerinde çam ağaçları bulunmaktadır.



Şekil 1.3. Çalışma alanının yer buldurur haritası.

2. KAYNAK ARAŞTIRMALARI

Çalışma alanı ve çevresindeki kromit yataklarının varlığı ile bölgenin jeolojik sorunlarının aydınlatılabilmesi için birçok çalışma yapılmıştır. Çalışma alanı ve yakın çevresi ile ilgili yapılmış olan çalışmalar ayrı bir başlık altında verildikten sonra, podiform tip kromitler ile ilgili dünya genelinde ve Türkiye’de yapılmış olan çalışmalar sunulmuştur.

2.1. Çalışma Alanı ve Yakın Çevresi ile İlgili Yapılmış Önceki Çalışmalar

Novak [11], yaptığı çalışmada Mersin ofiyolitinde gözlenen kromitler hakkında detaylı bilgi edinebilmek için eski ocak imalatının tekrar açılması gerektiğini; % 47 Cr₂O₃ tenörlü gri renkte, kolayca ufalanan kromit cevherinin yaklaşık 5.000 ton kadar olup daha fazlasının da olduğunu fakat gün koşullarında anlaşılmasının zor olduğunu ifade ederek belirtmiştir.

Wijkerslooth [12], Musalı Köyü'nün kuzeybatısında % 47 Cr₂O₃, Sıraç Köyü'nün batısında ise % 43-44 Cr₂O₃ tenörlü 40.000 ton cevher üretildiğini ve konsantre edilerek tenörün % 53-54 Cr₂O₃'e yükseltildiğini belirtmiştir.

Borchert [13], Mersin kuzeybatısındaki peridotit masifinin güneybatı ve kuzeydoğu doğrultusunda uzanmakta olduğunu, ince dokulu gri ve beyaz Kretase yaşlı kireçtaşları, ve Miyosen yaşlı marn ve marnlı kireçtaşı ile örtülü olduğunu belirtmiştir.

Cansız [14], “İçel Civarının Krom Prospeksiyon Raporu” adlı çalışmasında Toros silsilelerinin güney kısmında, Mersin’in kuzey ve kuzeybatısındaki yer alan peridotit masifinin doğrultusunu GB-KD yönünde ve Karsanti-Pozanti peridotit masifinin devamı şeklinde olduğunu, çoğunlukla dünit, harzburjit ve serpantinitit kayaçlarından oluştuğunu gabroların, harzburjitleri, dayklar şeklinde kestiğini belirtmiştir. Dunitlerin harzburjitler içinde bazen adacıklar şeklinde bazen de bantlar şeklinde aralanmalar yapıp genellikle kromit mostraları içerdiğini, serpantinitlerin daha çok tektonizmadan oldukça fazla etkilendiklerini foliasyon ve linyasyon (çizgisellik) gibi yapısal özellikler gösterdiklerini belirtmiştir.

Pampal [15], Arslanköy-Tepeköy (Mersin) yöresinin stratigrafisini ortaya çıkarmış olup, Toros dağlarının yapısal evriminin açıklanması için önem arz eden ofiyolit yerleşimi konusunu incelemiş ve bölgeye ofiyolitlerin yaş olarak Üst Kretase (Maestrihtiyen) sonrası geldiğini belirtmiştir. Şahinoğlu ve İşler [16], “Kocayer-Şahna (Mersin) yöresinin jeolojisi ve petrografisi” adlı çalışmalarında, bölgeye Üst Kretase’de yerleşmiş olan ofiyolitik seri, ofiyolitik melanj ve Miyosen yaşlı kireçtaşlarını ayırt etmişler, bu birimlerin ayrıntılı petrografik çalışmasını yapmışlardır.

İşler [17], “Fındıkpınarı ve yöresi (Mersin) ofiyolitlerinin jeolojisi ve petrografisi” isimli çalışmasında bölgenin jeolojik haritasını çıkartmıştır. Araştırmacı Mersin ofiyolitinin, gabro,

peridotit, harzburjit ile bunları kesen diyabaz dayklarından ve alterasyon sonucu oluşmuş serpantinlerden meydana geldiğini belirtmiştir.

Yaman [18], "Mersin ofiyolitinin jeolojisi ve metallojenisi" adlı çalışmasında Fındıkpınarı karmaşığının serpantin, amfibolit, yastık lavlar, radyolarit ve kumtaşlarından oluştuğuna işaret etmiştir. Mersin ofiyolitinin serpantinleşmiş peridotit, piroksenit, gabro, yastık lav ve tüm bunları kesen diyabaz dayklarından oluştuğunu belirtmiştir. Miyosen birimlerinin genelde taban konglomerası ile başlayıp ofiyolit ve karışığı uyumsuz olarak üzerlediğini göstermiştir.

Anıl [19], Yapısal ve morfolojik özellikleri benzeyen Pozantı-Karsantı, Mersin ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitlerindeki bazı kromit yataklanmalarında başlıca dört tip kromit cevherinin gözleendiğini, bunların; kompakt-masif, nodüler, saçınımlı-dissemine ve bantlı cevherler olduğunu, üç masifdeki ocakların tamamına bakıldığında Akdeniz tipi yataklarla global ölçekte büyük benzerlikler gösterdiğini belirtmiştir.

Özpeker [20], Mersin-Erdemli ofiyolitik masifinde düşük-orta tenörlü, büyük rezervli, gelişmiş teknolojik çalışmalarla yüksek öneme sahip olabilecek kromit cevherinin bulunduğunu belirtmiştir. Çalışılan bölgede potansiyel olarak % 15-30 Cr₂O₃ tenör aralığında toplam 233.000 ton görünür rezerve sahip cevher varlığını, cevherleşmenin genel olarak KD-GB doğrultulu olup; KD, KG, ve KB yönlü faylanmalarla ekaylanmış ve düzensiz bloklar şeklini aldığını belirtmiştir.

Yaman ve Ohnenstetder [21], Akarca, Yapraklı, Musalı krom yataklarını incelemiş, kromitli kütlelerin tamamının masif, saçınımlı ve bantlı yapı şeklinde olup, incelenen tüm kromitlerin petrografisinde zuhur şekillerine göre değişiklik görülmediğini, masif kromitlerin adkümülatik ve hetereakümülatik doku gösterdiklerini belirtmiştir.

Parlak [8], Mersin Ofiyolitinin, Güney Tetis Okyanusunda Üst Kretase'deki yay oluşumuna bağlı gelişim gösterdiğini ve Toros aktif kıta kenarına bindirdiğini söylemiş ve 6 km kalınlığında bir okyanus kabunu temsil ettiğini belirtmiştir. Ofiyolitik melanj üzerine tektonik dokanakla gelen tabandan tavana doğru, metamorfik bir dilimi, harzburjitleri, ultramafik ve mafik kümülatları, bazalt ve derin deniz sedimanlarını içerdiğini belirtmiştir.

Sümer ve Koç [22], Erdemli, Sorgun, Kuzucubelen, Fındıkpınarı, Gözne, Arslanköy, Namrun yerleşim yerlerinin içinde kalan ofiyolit ve ofiyolitik melanji kapsamakta olan Mersin ofiyolitinde genellikle serpantinleşmiş peridotitler, piroksenitler, katmanlı gabrolar, yastık yapılı lavlar ve tüm birimleri kesen diyabaz dayklar, bulunduğu belirtmişlerdir. Yapılan gözlemlerde kromitit oluşumları ile yan kaya dokanaklarının genellikle ilksel nitelikli oldukları, ve cevher zonlarının uzanımının bir kaç m ile 200 m arasında değişen boyutlarda olduğunu, Hacıalanı ve Devedöşü alanlarında düşük tenörlü cevherlerin bulunduğunu belirtmiştir., Sıraçköyü ve Muratsofu Tepe galerilerinin önemli bir kısmında bulunan masif kromitit zonlarında detay jeoloji etütü yapılmasını önermişlerdir.

Bağcı [23], “Musalı (Mersin) bölgesindeki kromit yataklarının mineralojisi ve petrografisi” adlı yüksek lisans tezinde Musalı Köyü (Mersin) kuzeybatısında yer alan kromitlerin harzburjitik çevre kayalar içerisinde dunitik kayalar tarafından sarılmış olup, 50-100 m genişliğinde 1-1.5 km uzunluğunda olası bir krom cevher zonunda bulunduğunu belirtmiştir. Masif, saçınımlı, nodüler ve banlı yapı gösteren kromitlerde kataklastik ve çek-ayır dokusunun yaygın olduğunu, yatakların hem oluşum hem de ofiyolitlerin yerleşmesi sırasında şiddetli bir tektonik deformasyon etkisinde kaldığını söylemiştir.

Kozlu [24], “Mersin (İçel) kromitlerine bağlı platin grubu elementlerin incelemesi” isimli doktora tezinde Mersin ofiyoliti kromit örneklerinin çok düşük PGE içeriklerine göre kromitlerin oluştuğu manto kaynağının çeşitli kereler tüketilmiş olduğunu, kristallendikleri safha süresince sülfürce doygunluğun olmadığını belirtmiştir.

Öztürk [25], yüksek lisans tez çalışmasında Mersin ofiyolitine ait magmatik ve metamorfik kayalarda U-Pb tarihlendimesi yapmış, magmatizma yaşının 98.9 - 80.2 My arasında, metamorfizma yaşının ise 108-80 My arasında olduğu ortaya koymuştur. Eş zamanlı magmatizma ve metamorfizma oluşumlarının okyanus içi ortamda dengeli yitim zonu (steady state subduction) modelinde meydana geldiklerini belirtmiştir.

Ishimaru vd., [26], Mersin ofiyoliti manto peridotitlerinde yapmış oldukları çalışma ile peridotitlerin klinopiroksence fakir, yüksek-Fo içeriğine sahip olivin ve yüksek Cr içeriğine sahip krom spinel minerallerinden oluştuklarını söylemişlerdir. Moho geçiş zonu kalınlığının 1 km den daha fazla olduğunu ve dunitlerin oldukça fazla tüketildiğini, Mersin ofiyolitinin yay tipi ofiyolitlerin özelliklerini gösterdiklerini belirtmişlerdir.

2.2. Podiform Kromitler ile İlgili Yapılmış Çalışmalar

Thayer [27], kromit bantlarının oluşumunu, bazik magmanın farklılaşarak kristallenmesi sırasında ani basınç düşmesi sonucu eriyiğin Cr bakımından çok doygun hale gelmesiyle açıklamıştır.

Dickey [28], Alpin tip krom yataklarının, kuramsal olarak tektonit-kümülat sınırı boyunca dunitler içinde magma ayrılma kuşağında kümülat süreçlerle oluştuğunu belirtmiştir. Harzburjitle içinde bulunan kromit kütlelerinin varlığını ise tektonit-kümülat sınırında oluşan kromit bant ve mercleklerinin ağırlıkları nedeniyle alta harzburjitle içine batmış olmalarıyla açıklamıştır.

Lago vd., [29], kromit yatakların tektonitlerin tabanında gelişen kısmi ergimeler sırasında oluşan kromca zengin eriyiklerin tektonitler içinde diyapirler şeklinde yükselmeleri ve oluşan konveksiyon akımları içinde kromitlerin yoğunluklarının yüksek olması nedeniyle ayrımlanarak zenginleşmeleri sonucu oluştukları savunmuştur.

Stowe [30], kromit kristallerinin ve yataklarının tektonitlerin hem tabanında, hem içinde hem de üstündeki kümülatların tabanında olmak üzere farklı seviyelerde oluşabileceklerini belirtmiştir.

Leblanc [31], Alpin tip krom yataklarının üst manto peridotitleri içinde magmatik bacalar, peridotitleri enine kesen dayklar veya peridotitlerle uyumlu siller şeklinde kristallenip yatakladıklarını, farklı bileşimli magmalarla ilişkili yataklar olabileceklerini düşünmektedir.

Zhou ve Robinson [32], podiform kromitlerin, yitimli yaklaşan plaka sınırlarında, üstteki plakanın derin kesimlerinde bulunan eski okyanusal kabuk ve/veya üst manto malzemesinin, yiten plaka içinden serbestleşen suyun etkisiyle kısmi ergimeye uğradığı yerlerde (ada yayı bölgelerinde) oluştukları, kromitlerin kimyasal bileşiminin bu sırada oluşan mafik magmalar ile üst manto malzemesi arasında gelişen reaksiyonlarla belirlendiği ve yan kayaçta erime miktarı arttıkça kromitlerin kromca zenginleştiği, Al' ca zengin kromitlerin ise kısmi erimenin az olduğu yay gerisi bölgelerde oluştuklarını savunmaktadırlar.

Zhou vd. [33], yitim zonu ortamında meydana gelen yüksek krom bileşimli kromititlerin boninitik bir magmadan, yüksek Al'lu kromititlerin ise toleyitik bir magmadan meydana geldiklerini belirtmiştir.

Tümüklü [34], "Mazmılı (Pozanti-Karsanti ofiyolitik masifi) yöresindeki kromit cevherleşmelerinin jeolojik-metalojenik ve jeokimyasal incelenmesi" adlı doktora çalışmasında Türkiye'deki önemli ofiyolitik masiflerden biri olan Pozanti-Karsanti ofiyolitine ait harzburjitler içerisinde dunitik kılıfla çevrili kromit yatakları bulunduğunu, kromit cevherininin masif, saçınımlı, noduler ve bantlı yapıda olduğunu söylemiştir.. Mineral kimyası analizleri ile kromitlerin Cr₂O₃ içeriğinin % 44.07-60.82, Cr/Fe oranının 2.59-4.03 arasında olduğunu belirtmiştir.

Uçurum vd. [6], Türkiye'deki kromit yataklarını Elazığ, Sivas-Erzincan, Muğla, Adana-Mersin, Hatay-Kahramanmaraş, Bursa-Eskişehir olmak üzere altı ana alana ayırmış ve her bir alandaki kromitlerin kimyasını, kromitin ofiyolitik istifteki muhtemel seviyesini ortaya koymuştur. Adana-Mersin kromitlerinin ofiyolitik istifte derin manto, sıg manto, kümülat dunit ve kümülat gabro seviyelerine kadar bulunduğunu, kromitlerinin Al-Cr bileşiminde olduğunu belirtmiştir.

Arai vd., [35], Kuzey Umman ofiyolitinin manto kayaçlarının okyanusal veya yay kökenli olup olmadığını belirlemek için güncel nehir yataklarındaki detritik kromitleri incelemişlerdir. Yüksek Cr içeriklerinin manto peridotitlerinin ada yayı tektonik ortamlarda oluştuklarına işaret ettiğini belirtmişlerdir.

Akbulut vd. [36], "Güneybatı Anadolu kromit yataklarının platin grubu element (PGE) potansiyelleri" adlı yüksek lisans tezinde Güneybatı Anadolu'da Fethiye, Köyceğiz, Marmaris ve Acıpayam çevresindeki kromit yataklarında platin-grubu elementleri (PGE) mineralojik ve

jeokimyasal açıdan incelemiştir. Bu kromititlerin mikro dokuları, çevre-yan kayaçları, krom spinel ve silikat kimyaları; bir yitim kuşağı ortamında ergiyik/yan kayaç etkileşim işlevleri ile oluştuklarını ve tüm-kayaç PGE bolluk değerlerinin düşük olduğunu göstermiştir.

Caran vd. [37], Antalya ofiyoliti ile ilişkili podiform kromititleri inceleyip, kromititlerin Cr'ca zengin olduğunu söylemiştir. Kromititleri oluşturan ilksel ergiyiklerin boninitik karakterde olduklarını, ayrıca kromititlerin oldukça refrakter olivin–spinel oluşumundan meydana geldiğini belirtmiştir.

Akmaz [38], “Güneydoğu Türkiye ofiyolitik kromitlerinin petrojenezi: Kromit kimyası, platin grubu element jeokimyası ve petrojenezi” adlı çalışmasında Güneydoğu Türkiye ofiyolitik kromititlerin genellikle manto peridotitleri (harzburjit ve dunit) içerisinde damar ve merceksi bir yapıda bulunduğunu, yüksek-Cr bileşimli kromititlerin bir yitim ortamında boninitik karakterli bir ergiyikten, yüksek-Al bileşimli olanların ise okyanus ortası sırtı (MORB) veya yay gerisi havza (BABB) ortamında kristallendikleri belirtmiştir.

Avcı [39], “Kızılyüksek (Adana, Güney Türkiye) ofiyolitik kromititlerinin petrolojisi” adlı çalışmasında Kızılyüksek kromititlerine ait kromit kristallerinin yüksek Cr# ve düşük Ti içerikli olduğunu, ayrıca kromit kristallerinin bünyesinde düşük Ti içerikli amfibol kapanımlarının varlığını belirtmiştir. Kromititlerinin oluşum ortamının yitim zonu, kromititleri oluşturan ergiyiğin boninitik karakterli olduğunu söylemiştir. Kromititleri kristallendiren boninitik eriyiğin farklılaştığını Kızılyüksek kromititlerinin platin grubu element (PGE) jeokimyası ve platin grubu mineralojisi(PGM) ile açıklamıştır.

Çimen vd., [40], Tunceli ofiyoliti manto peridotitleri ve kromititlerin jeokimyası ve mineral kimyası ile ilgili yapmış oldukları çalışmada, kromititlerdeki spinellerin podiform tip kromitler olduğunu, Tunceli ofiyolitinin Neotetis'in kuzey kolunun kapanması sırasında okyanus içi yay gerisi havzada oluştuğunu belirtmişlerdir.

Saka vd. [41], Mersin ofiyolitine ait peridotitlerin oldukça fazla tüketildiğini, peridotitler içerisindeki krom spinellerin orta-yüksek krom numaralarına ve düşük Al₂O₃ içeriklerine sahip olduklarını belirtmişlerdir. Yüksek Cr içeriğine sahip podiform kromititlerin ana magmalarının (Cr #_{sp} = 71–83) boninitik karakterde olduğunu açıklamışlardır. Kromitlerin laurit, osmiyum-iridyum alaşımlarına sahip olması, düşük oksijen fugatitesi altındaki kristalleşmeye işaret ettiğini belirtmişlerdir.

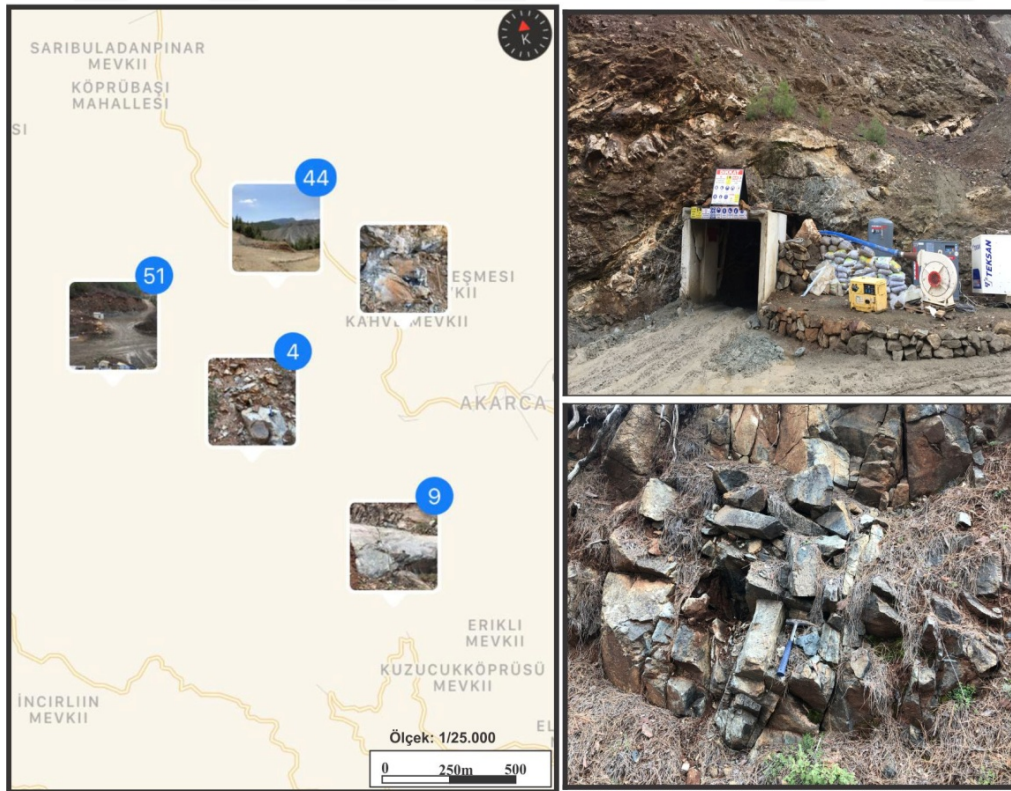
3. MATERYAL ve YÖNTEM

3.1. Arazi Öncesi Büro Çalışması

Fındıkpınarı (Mersin) civarının jeolojisi ve bölgede yüzeylenen ofiyolit ve kromititlerle ilgili daha önce çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmış olan rapor ve yayınlar derlenmiş ve arazi öncesi çalışılacak bölge ile ilgili fikir edinilmiştir.

3.2. Arazi Çalışması

Çalışma alanı, Akdeniz bölgesinde Mersin iline bağlı Fındıkpınarı çevresini kapsamakta, 1/25000 ölçekli Silifke 032-b1, b2, b3, b4 paftasında yer almaktadır ve 14 km²'lik bir alanı kaplamaktadır.. Çalışma alanı ile ilgili daha önceden yapılmış olan 1/25000 ölçekli temel jeoloji haritalarından faydalanılarak çalışma alanında yüzeylenen ofiyolitik birimler ve kromititler ayrıntılı olarak çalışılmıştır. Çalışma alanının jeolojik haritası yapılmış, birimler tanımlanmıştır. Kromit cevherleşmeleri harita üzerinde gösterilmiştir. Ofiyolit istifine ait kayalardan ve cevher mostralarından petrografi ve jeokimyasal çalışmalar için numune alımı ve fotoğraf çekimleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Arazi çalışması sırasında numune alım ve fotoğraf çekim aşamaları ile çekilen fotoğraf sayıları.

Arazi çalışması sırasında koordinat belirlemeleri için Garmin (Etrex) marka GPS (Global Yer Belirleme Sistemi) ve tabaka konumlarının ölçülmesinde Brunton tipi jeolog pusulası kullanılmıştır. Arazide sertliklerine göre kayalardan numune alımı için jeolog çekici büyük kütleler için balyoz kullanarak kırma işlemleri yapılmıştır.

3.3. Laboratuvar Çalışması

Arazi çalışması sırasında ofiyolit birimlerden alınan 30 adet tektonit ve kromitit örneklerinin ince kesitleri, Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında, taş kesme makinesi ve aşındırma-parlatma tezgahı kullanılarak yapılmıştır (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. İnce kesit yapım aşamaları: a, b) kesme, c) yapıştırma ve inceltme.

Cevher mikroskobisi için kromitit örneklerinden parlak kesitler Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümünde hazırlanmıştır. İnce kesit örneklerinden 4 adet örneğin Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Merkezi Araştırma Laboratuvarında Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) analizlerine bakılmıştır (Şekil 3.3). Çalışma alanından alınan numuneler Taramalı Elektron Mikroskobu için yüzeylerinin vakuma karşı dayanımlı olması ve numunelerin mikroskobun numune konulması gereken yerine uygun hale getirilmesi için uygun boyutlara getirilip, ikincil ürünlerin daha net anlaşılması amacı ile altın kaplama yapılmıştır. Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM), ZEISS EVO40 marka katı numunelerin yüzeyinde çeşitli sinyaller üretmek için yüksek enerjili elektronlardan oluşan odaklanmış bir kiris demeti kullanmış ve elektron numune etkileşiminden elde edilen sinyaller, dış morfoloji (doku), kimyasal bileşim ve numuneyi oluşturan kristal yapı ve oryantasyon da dahil olmak üzere numune hakkında bilgi vermiştir. Genişliği yaklaşık 1 cm ile 5 mikron arasında olan alanlar, SEM teknikleri (20X ile 30000X aralığında büyütme, 50 ile 100 nm'lik mekansal çözünürlük) tarama modunda görüntülenip aynı zamanda numune üzerindeki seçilen noktasal yerler analiz edilmiştir. Kimyasal bileşimler, Kristal yapı, kristal yönelimler niteliksel ve yarı niceliksel olarak belirlenmiştir. Ayrıca Enerji Dağılım Spektrometresi (EDS) yapılmıştır. 51 nokta analiz yapılmıştır.



Şekil 3.3. Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) Zeiss Evo40.

İnce kesit örneklerinin mikroskop altında detaylı petrografik tanımlamaları yapılmış ve fotoğraf çekimi gerçekleştirilmiştir. Mikroskop ile yapılan çalışmalar ile kayaç jeokimyası için örnekler incelenip belirlenmiştir. Jeokimyasal analizler için seçilen örnekler laboratuvar ortamında kırılma, ufalanma ve toz haline getirilmiştir. İnce kesit laboratuvarında çeneli kırıcı ile kırılıp ufalanan örneklerin, analize uygun toz numune haline getirebilmek amacı ile Mersin Üniversitesi İleri Teknoloji Eğitim, Araştırma ve Uygulama Merkezinde (MEİTAM), bulunan titreşimli disk öğütücü RS200 ve titanyum alaşımlı öğütme kapları kullanılmış, 700/1500 dev/dk arası ayarlanabilen hızı ile örnekler toz haline getirilmiştir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. RS200 ve Kırıcı ile; a: Kırma, b ve c: Öğütme aşamaları.

Jeokimyasal çalışmalar için toz haline getirilen 11 adet tektonit örneğinin ana-iz element analizleri ACME analitik laboratuvarında (Kanada) yaptırılmıştır. Ana elementler ile bazı iz elementlerin analizleri 0,2 gr numune Li (Lityum) metaborat/tetraborat eklenmesi ile elde

edilen camın % 2'lik nitrik asit ile çözünmesi ile ICP-emisyon spektrometresi (ICP-AES) ile ölçülmüştür. Ateşte kayıp değerleri (LOI) ise 1000°C' de ısıtıldıktan sonra aradaki ağırlık farkı alınarak hesaplanmıştır. Diğer iz elementler aynı yöntem ile ICP-kütle spektrometresi (ICP-MS) ile ölçülmüştür. 8 adet kromitit örneğinin ana element kimyası ise ACT-LAB (Kanada) laboratuvarında X-Işını Floresans (XRF) yöntemi ile analiz edilmiştir. Dedeksiyon limitleri Tablo 3.1'de gösterilmiştir.

Tablo 3.1. ACME ve ACT-LAB analitik laboratuvarları (Kanada) dedeksiyon limitleri.

	ICP-AES		XRF		ICP-MS		
SiO₂	%	0,01	%	0,01	Ba	1	ppm
TiO₂	%	0,01	%	0,01	Rb	0,1	ppm
Al₂O₃	%	0,01	%	0,01	Sr	0,5	ppm
Fe₂O₃	%	0,04	%	0,01	Y	0,1	ppm
MnO	%	0,01	%	0,01	Zr	0,1	ppm
MgO	%	0,01	%	0,01	Nb	0,1	ppm
CaO	%	0,01	%	0,01	Ga	0,5	ppm
Na₂O	%	0,01	%	0,01	Sc	1	ppm
K₂O	%	0,01	%	0,01	Co	0,2	ppm
P₂O₅	%	0,01	%	0,01	Cu	0,1	ppm
Cr₂O₃	%	0,002	%	0,01	Pb	0,1	ppm
NiO	%		%	0,01	Zn	1	ppm
CuO	%		%	0,01	Ni	0,1	ppm
Co₃O₄	%		%	0,01	V	8	ppm
V₂O₅	%		%	0,01	La	0,1	ppm
					Ce	0,1	ppm
					Mo	0,1	ppm
					Au	0,5	ppb

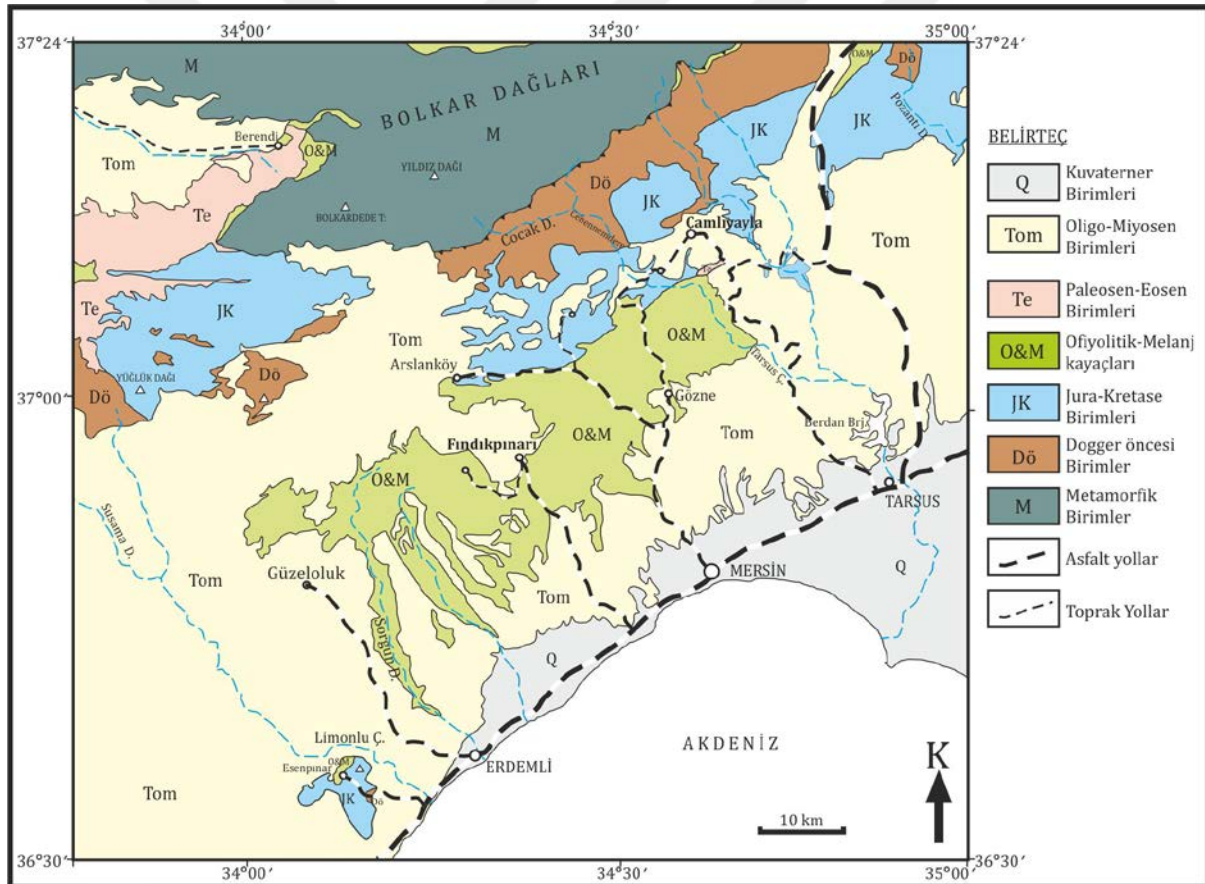
3.4. Değerlendirme ve Tez Yazımı

Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucu ile elde edilen tüm verilerin değerlendirilmesinde Paint, Corel Draw X6 ve X18 (Corel Corporation), Netcad GIS 5.1, Grapher 12 (Golden Software) bilgisayar programları kullanılmış ve Microsoft Word programı ile "Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Lisansüstü Tez Yazım Esasları" içeriklerine göre "Fındıkpınarı (Mersin) Bölgesi Kromititlerinin Jeokimyası ve Petrografisi" isimli yüksek lisans tezi yazılmıştır.

4. BULGULAR ve TARTIŞMA

4.1. Bölgesel Jeoloji

Orta Toroslar birbirinden değişik havza koşullarını yansıtan kaya topluluklarını kapsamaktadır. Bu topluluklar farklı araştırmacılar tarafından [42-46] değişik birlikler adı altında tanımlanmıştır. [43], Bolkar Dağlarını Bolkar Dağları kuzeyi, Bolkar Dağları ve Bolkar Dağları güneyi olmak üzere üç bölgeye ayırarak incelemiştir. Bolkar dağları kuzeyi, Permien-Geç Kretase yaşlı Bolkar Grubu ile Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanj ve Tersiyer yaşlı birimlerden oluşmaktadır. Bolkar dağları metamorfik özellik sunan birimlerden oluşmaktadır. Bolkar Dağları güneyi ise Permien-Erken Paleosen zaman aralığında çökelmiş ve metamorfizma göstermeyen birimler içermektedir. (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Mersin bölgesinin basitleştirilmiş jeolojik haritası [43]'den değiştirilerek alınmıştır.

Çalışma alanı Fındıklı (Mersin) güney ve güneybatı bölümü 4 farklı stratigrafik birimden oluşmaktadır. Bu birimler; Fındıklı Karışığı (Üst Kretase), Mersin Ofiyoliti (Üst Kretase), Karaisalı Formasyonu (Alt-Orta Miyosen), Kaplankaya Formasyonudur (Alt-Orta Miyosen) (Şekil 4.2).

Üst Sistem	Sistem	Seri	Formasyon	Simge	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENEZOYİK	Tersiyer	Miyosen	Karaisalı	Tka		Beyaz-açık gri-bej renkli, kalın tabakalı, masif, bol fosilli (mercan, gastropod, alg) resifal kireçtaşları
			Kaplanlı	Tkp		Sarımsı-yeşilimsi, krem renkli, ince-orta tabakalı, yer yer kalın tabakalı, karbonatlı kesimleri bol makro fosilli (mercan, ekinid, gastropod, pecten) kumtaşı-kumlu kireçtaşı-marn-silttaşı-çamurtaşı ardalanması Bol süngerli kalın tabakalı kireçtaşı Kahve renkli taban konglomerası Uyumsuzluk
MESOZOYİK	Kretase	Üst	Mersin Ofiyoliti	Krüm		Serpantinleşmiş peridotit, ayrılmış gabro ve bunları kesen diyabaz daykları
			Fındıkpınarı Karışığı	Krüz		Üst Paleozoyik yaşlı, kavkı parçalı, krinoid saplı kireçtaşı, kuvarsit, Triyas, jura-kretase yaşlı kireçtaşı, konglomera, kumtaşı, radyolarit, bazalt serpantin blokları içeren karmaşık

Şekil 4.2. Çalışma alanının genelleştirilmiş tektono stratigrafik kesiti.

4.1.1. Fındıkpınarı Karışığı (Üst Kretase)

Çalışma alanında yüzeylenen; radyolarit, serpantin, kireçtaşı, ofiyolit blokları ile matriksten oluşturan birim ilk kez [47] tarafından Fındıkpınarı Karmaşığı olarak

adlandırılmıştır. Alt ve üst sınırları stratigrafik olarak tektonik, Tersiyer yaşlı birimler tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 4.2). Fındıkpınarı Karışığı, Permien-Üst Kretase yaşlı birimlere ve ofiyolitik istifeye ait farklı boyuttaki kayaç bloklarından ve bunları bağlayan matristen oluşmakta olup, bloklar, tane boyutundan devasa boyutlardaki kireçtaşı, radyolorit ve ofiyolitik kayalar ile serpantin ve amfibolitlerdir. Bloklar arasında ise genelde kumtaşı ve kilaşları doldurmaktadır. Birim içerisinde yer alan ofiyolitik kayaçlar gri-yeşil renklerde, dış görünüşleri yağsı parlak, bol çatlaklı ve çekiç darbesi ile kolay ufalanabilir özelliktedir. Fındıkpınarı Karışığının matrisini oluşturan seviyeler içerisinde birimin yaşını kesin olarak saptayacak mikro fauna elde edilememiş, karışık içerisinde yer alan blokların en genci Erken Senoniyen yaşlı platform karbonatlarından oluşmaktadır [48].

4.1.2. Mersin Ofiyoliti (Üst Kretase)

Çalışma alanında yaygın şekilde gözlenen ofiyolitik istifeye ait kayaçlar ilk olarak [7] tarafından adlandırılan ve Mersin ofiyoliti olarak bilinen ofiyolitik serinin bir bölümünü oluşturmaktadır (Şekil 4.3). Birim çalışma alanının orta, batı ve güney kesimlerinde mostra vermekte olup kendisinden önce bölgeye gelip yerleşmiş olan Fındıkpınarı Karmaşığı üzerinde tektonik dokanıklı olarak yer almaktadır (Şekil 4.6). Ofiyolit istifeye ait kayaçlar tektonit niteliğindeki harzburjit ve dunit türü kayaçlar olup izole dayklar tarafından kesilmektedir. Ofiyolitik dilimin üzerine Tersiyer yaşlı birimler uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 4.2).

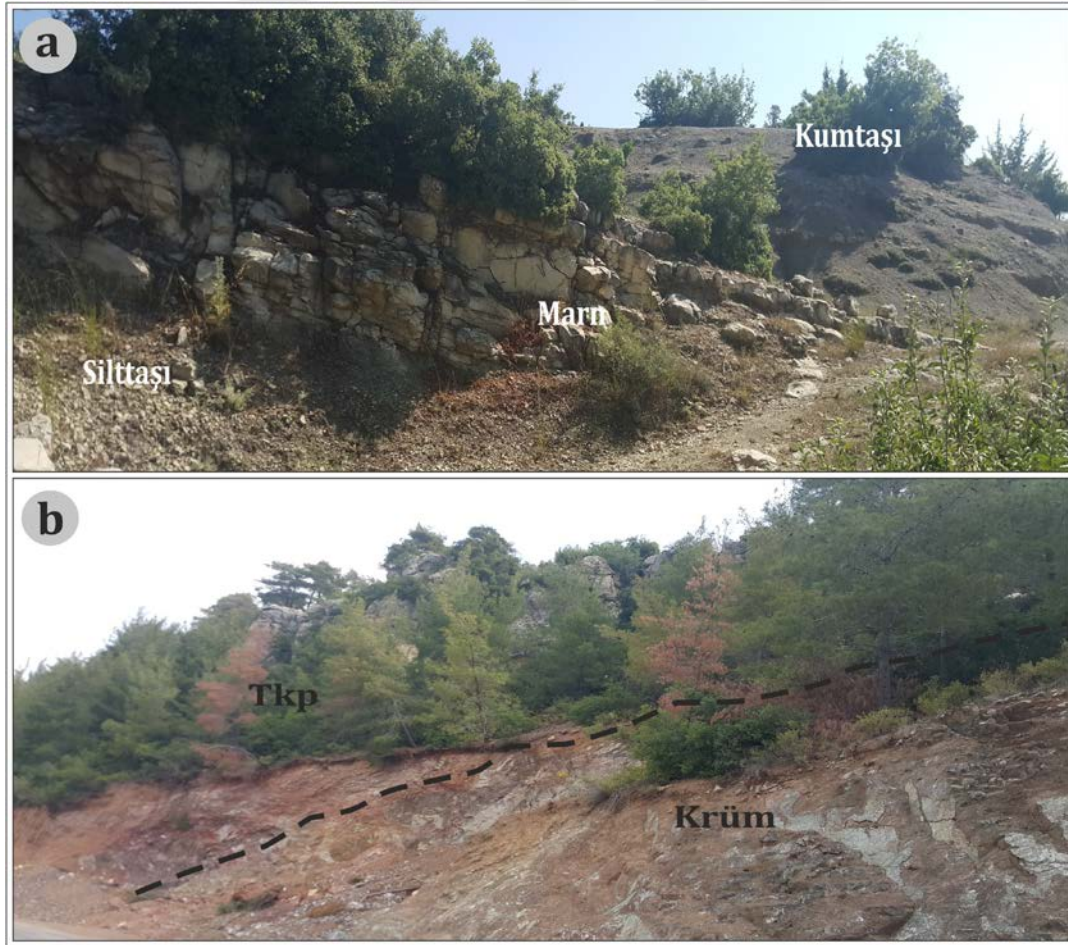


Şekil 4.3. Mersin ofiyolitinin genel görünümü, Zeybekler Mevkii.

4.1.3. Kaplankaya Formasyonu (Alt-Orta Miyosen)

Birimin tip kesit yeri Adana Baseni'nin kuzeyinde yer alan, Gildirli Köyü'nün kuzeybatısındaki Kaplankaya Tepe civarı olup, ilk olarak [49] birimi Kaplankaya Formasyonu olarak adlandırmış, aynı formasyon ismi [50] tarafından kullanılmıştır. Kaplankaya Formasyonu stratigrafik olarak Üst Kretase yaşlı Mersin Ofiyolitini uyumsuz olarak üzerlemektedir (Şekil 4.2). Birimin üst sınırı Alt-Orta Miyosen yaşlı Karaisali Formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olup birim dokanağı, Dağaçay-Kuzucu mahalleleri arasında ve Kuzucubelen'in 500 m kuzeyinde faylıdır.

Formasyon tabanda konglomeratik bir seviye ile başlayıp konglomeranın çakılları kahve-sarı renkli, masif, orta derece boylanmalı, yuvarlaklık orta, çakıllar genellikle serpantin, seyrek olarak mikro gabrodan oluşmaktadır. Bu seviye üzerine kırmızı-kahve renkli belirsiz tabakalı seyrek çakıllı kumtaşı gelmektedir. Üste doğru birim kumlu kireçtaşı ile devam etmektedir. Kumlu kireçtaşları sarımsı-krem renkli, kalın tabakalıdır. Birimin orta-üst kesimleri ise kumtaşı-silttaşı-marn-çamurtaşı ardalanması ile temsil edilmektedir (Şekil 4.4).

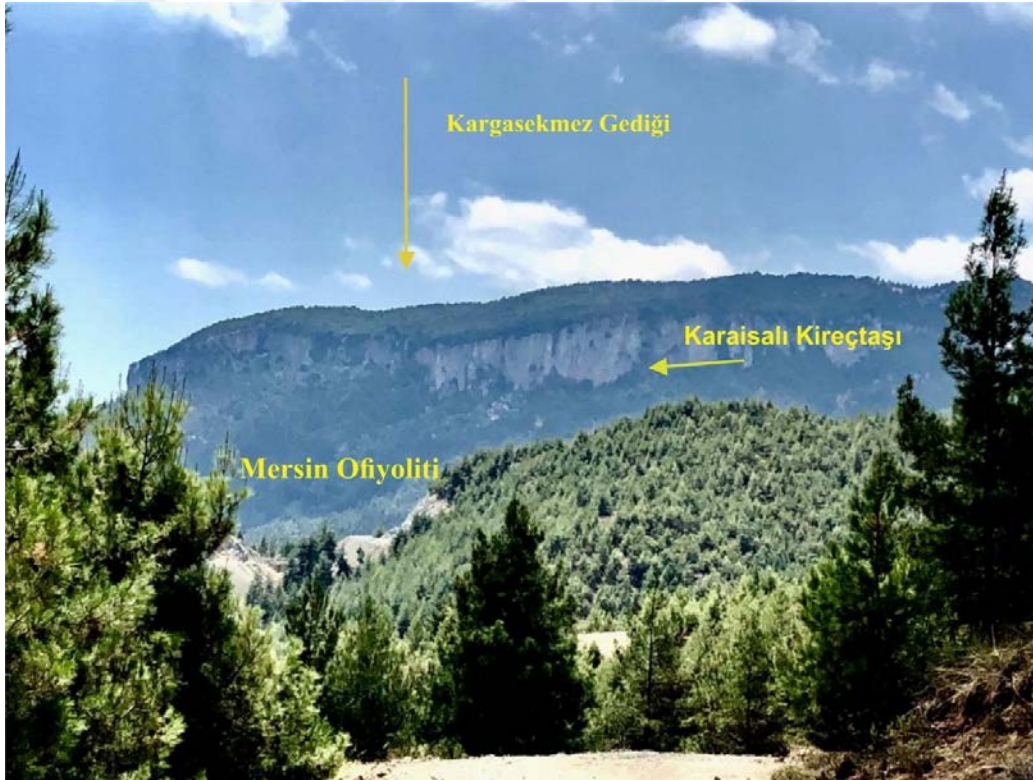


Şekil 4.4. (a) Kaplankaya formasyonu içinde gözlenen silttaşı-marn-kumtaşı ardalanması,(b). Mersin ofiyoliti (Krüm) ile Alt-Orta Miyosen yaşlı Kaplankaya formasyonu (Tkp) dokanağı.

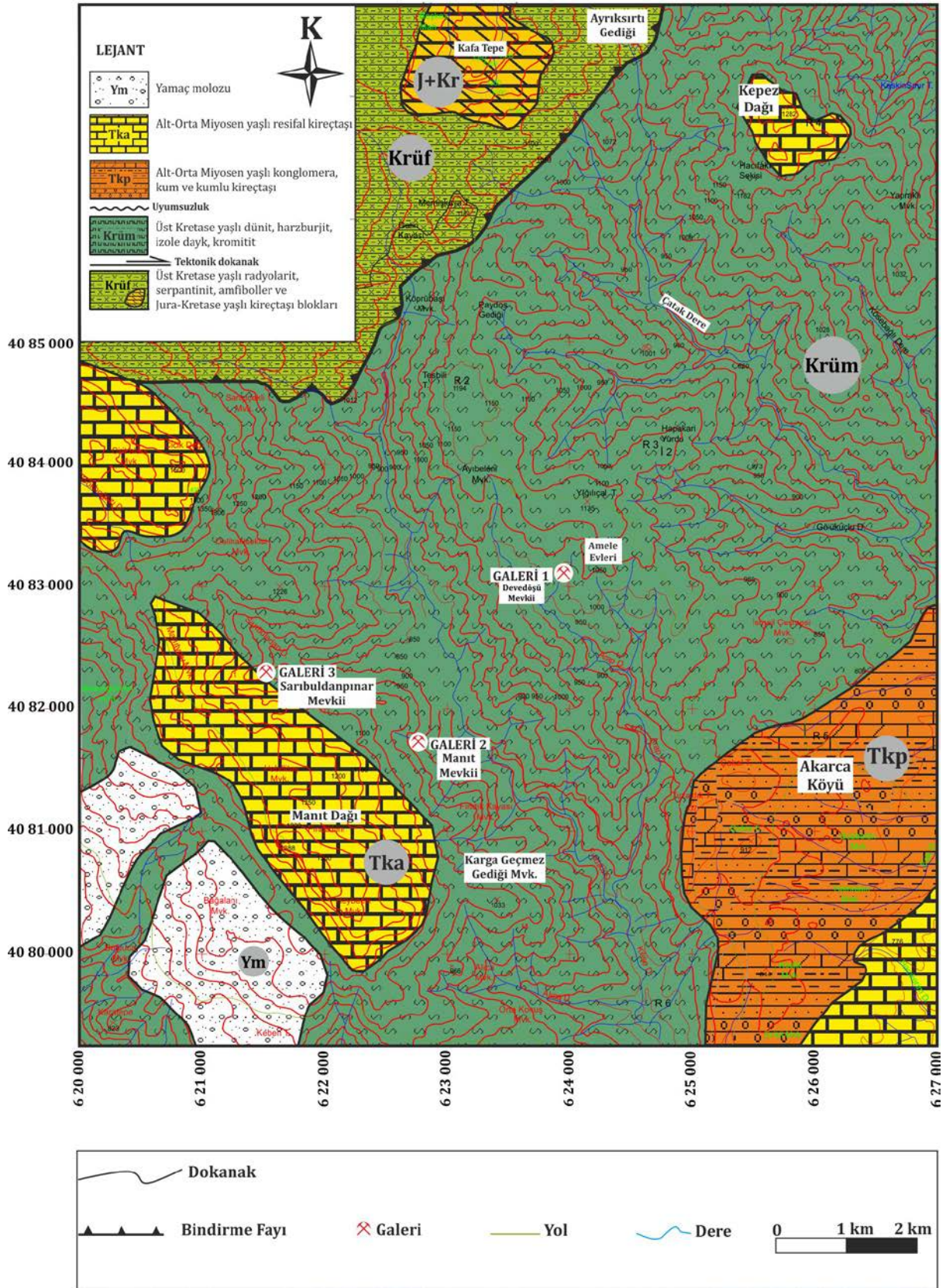
Kumtaşları ve kumlu kireçtaşları; Kahvemsi-yeşil renkli, orta-kalın tabakalı seyrek ekinid, gastropodludur. Marnlar; ayrılmış yüzeyi gri-sarımsı gri, taze kırık yüzeyi sarı-boz renkli, ince-orta tabakalı, orta dayanımlıdır.

4.1.4. Karaisalı Formasyonu (Alt-Orta Miyosen)

İlk defa [51] tarafından Karaisalı kalkerleri olarak adlandırılan birim sonra [52, 53] tarafından Karaisalı Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Karaisalı formasyonunun alt kesimleri az siltli biyoklastik kireçtaşı ara katmanlı, gri-açık gri, sarı-krem renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer yumrulu kireçtaşlarından oluşmaktadır. Üst seviyeleri ise bol makro (alg, mercan, gastropod, ekinid) ve mikro (foraminifer, alg) fosilli, sarı-kirli sarı-krem renkli, yer yer orta-kalın tabakalı, genellikle masif resifal nitelikli kireçtaşları ile temsil edilmektedir (Şekil 4.5). Birimin yüzey kısımları, atmosferik etkiler nedeniyle karstik erime boşluklu bir yapı sunmaktadır..



Şekil 4.5. Mersin ofiyoliti ve Karaisalı formasyonunun dokanağı, Kargasekmez Gediği.



4.2. Arazi Gözlemleri ve Petrografi

4.2.1 Tektonitler

Çalışma alanında gözlenen tektonit kayalar ayrışma yüzeyleri sarımsı kahverenkli olup, taze yüzeyi siyah-koyu yeşil renktedir (Şekil 4.7). Çok sayıda kırıklı ve çatlaklı yapıya sahip olup çatlak ve kırıklar birbirine dik ve eğiktirler. Çalışma alanında gözlenen dünitler, harzburjitler içerisinde sıkça irili ufaklı, cepler ve bantlar şeklinde olup dünitlerde kromit cevherleşmesi gözlenmektedir. Ayrışma yüzeyleri yeşil-sarımsı yeşil, taze yüzeyi koyu yeşil siyah renklindedir (Şekil 4.8). Yapıları bol kırıklı ve serpantinize olmuşlardır. Harzburjitler bol çatlaklı ve kırıklı kaygan yapıda olup çatlak sisteminin fazlalığı nedeniyle, çatlaklar boyunca bloklara ayrılmıştır (Şekil 4.9). Harzburjitlerin büyük çoğunluğu ayrılmış ve serpantinleşmiştir. Serpantinleşme dıştan içe doğru gelişen zonlu bir yapı sunup ayrışma yüzeyi sarımsı-kahve, taze yüzey rengi ise yeşil-siyah renktedir. Serpantinitlerin dış kısımları kahverengi, iç kısımları koyu yeşil-siyah renktedir. Yağimsı parlaklık sunan serpantinit kayaları çok kırıklı ve çatlaklı bir yapıda olup bazı yerlerde şisttik bir yapı kazanmıştır (Şekil 4.10).



Şekil 4.7. Mersin ofiyolitine ait tektonitlerin genel görünümü, Üzümlü Köyü, Kuzucukköprüsü mevki.

Çalışma alanında gözlenen daykların GB-KD yönünde tektonitleri 140 derecelik açı ile kestiği gözlenmektedir. Daha çok gri ve koyu yeşil renklere, kristalleri gözle görülebilir şekilde olan daykların genişlikleri 16 cm ile 4.5 m arası uzunlukları yüzeyde 2-8 m arası değişmektedir (Şekil 4.11).

Arazi gözlemleri ile tanımlanan kayaların ince kesitleri üzerinde yapılan petrografik tanımlamalar sonucu kayaların dünit, harzburjit, serpantin ve diyabaz oldukları belirlenmiştir.



Şekil 4.8. Dünitlerin genel görünümü, Kahve mevki.



Şekil 4.9. Harzburjitlerin genel görünümü, Doğançay mevki.



Şekil 4.10. Serpantinitlerin genel görünümü, Kurucaolukpınarçeşme mevki.



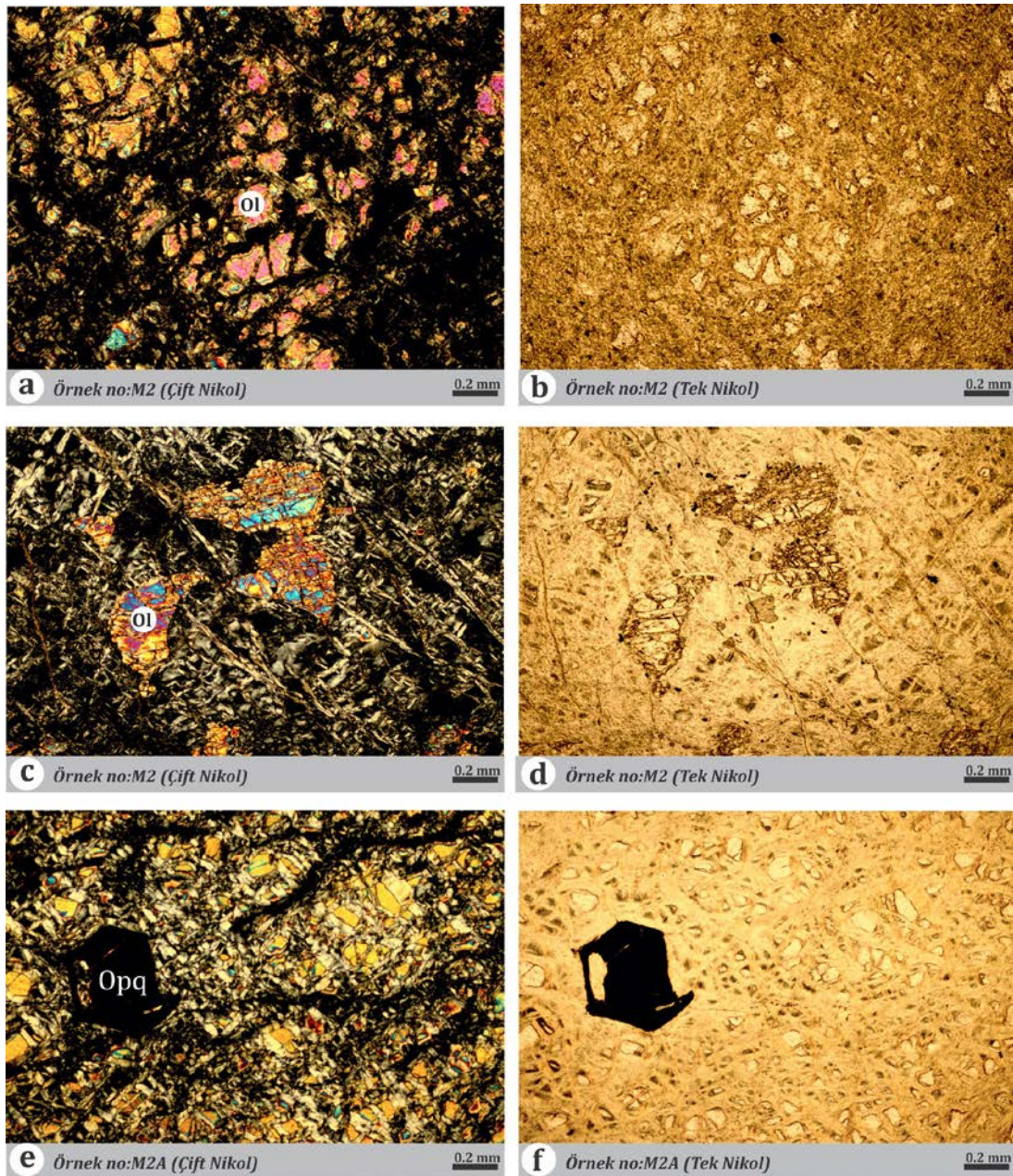
Şekil 4.11. Çalışma alanında tektonitleri kesen dayklar, Kuzucuköprüsü mevki.

4.2.1.1. Dünit

Doku: Tanesel, elek (Şekil 4.12).

Olivin: Kayaçta % 90 oranında bulunmakta, yarıözşekilli ve özşekilsiz olarak gözlenmekte, taneli bir yapı sunmaktadır. Olivinler genellikle 2. sıranın polarizasyon renkleri olan mavi-yeşil-turuncu-sarı-pembe renklerde dir. Çatlakları ve kenarları boyunca, tek ve çift nikelde kahverenkli olarak görülmektedir.

Opak: % 5-10 oranında gözlenen kromit oldukları tespit edilen opak mineralleri, özşekilli ve yarıözşekilli olarak gözlenir. Tek ve çift nikelde koyu kahve renklidir (Şekil 4.12 e, f).



Şekil 4.12. Dünit kayacının ince kesit fotoğrafları. Ol: Olivin, Opq: Opak. Mineral kısaltmaları [54].

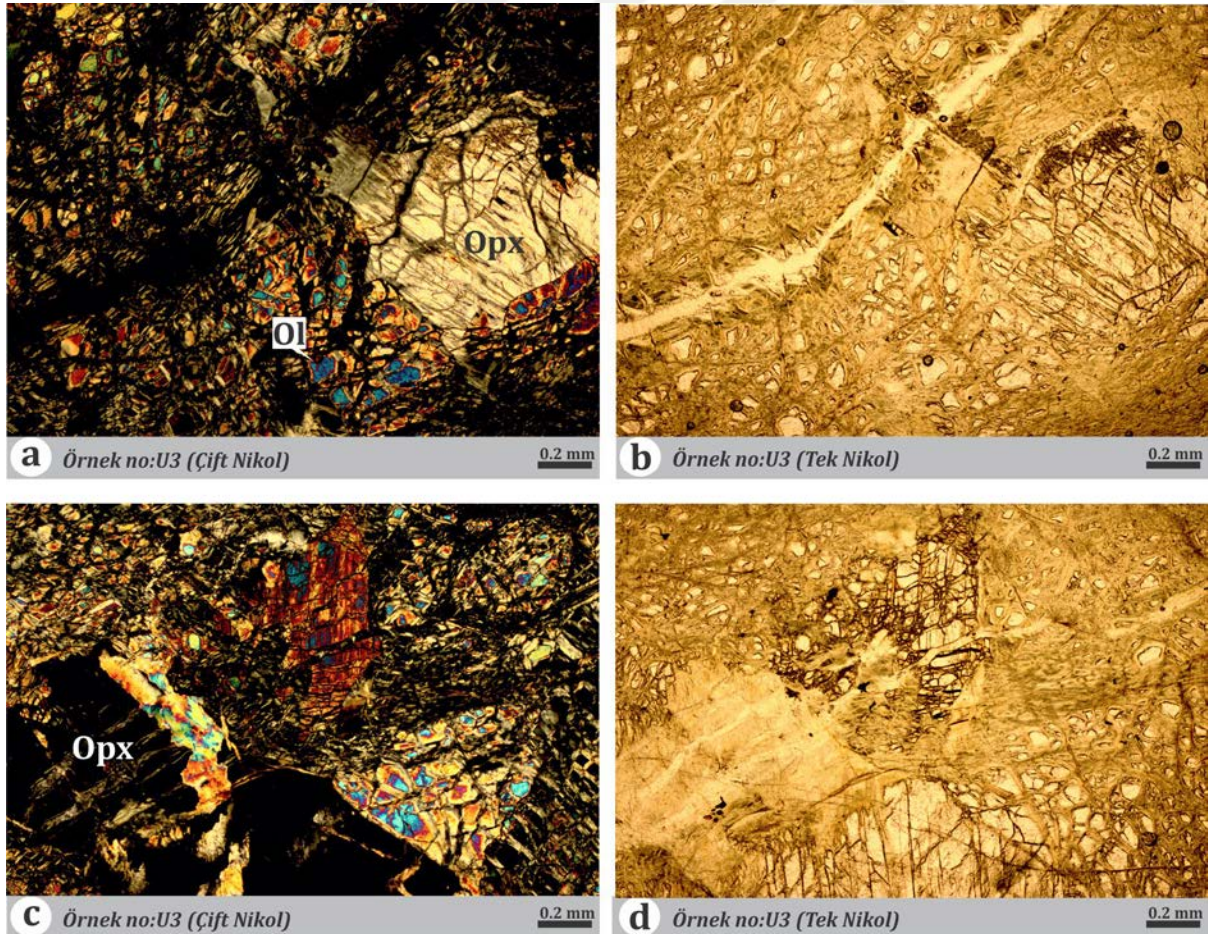
4.2.1.2. Harzburjit

Doku: Tanesel, elek doku (Şekil 4.13).

Olivin: Yaklaşık % 75–85 oranında bulunarak kayaç içinde egemen minerali oluşturur. Olivin taneleri çok sayıda çatlak içerdiğinden dolayı küçük tanelidir ve çatlakları, kenarları boyunca serpantinleşmiştir.

Ortopiroksen: % 10-15 arasında değişen oranlarda gözlenmektedir. Tek nikolde renksiz, paralel sönme göstermeleri nedeni ile ortopiroksen olarak tespit edilmiştir. Serpantinleşerek bastit lamellerine dönüşmüşlerdir. Kayaç içinde iri taneler halinde de görülüp, deformasyon etkisiyle düzensiz kırıklar içerdiği ve bastit lamellerinde bükülmelerin olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.13 c, d).

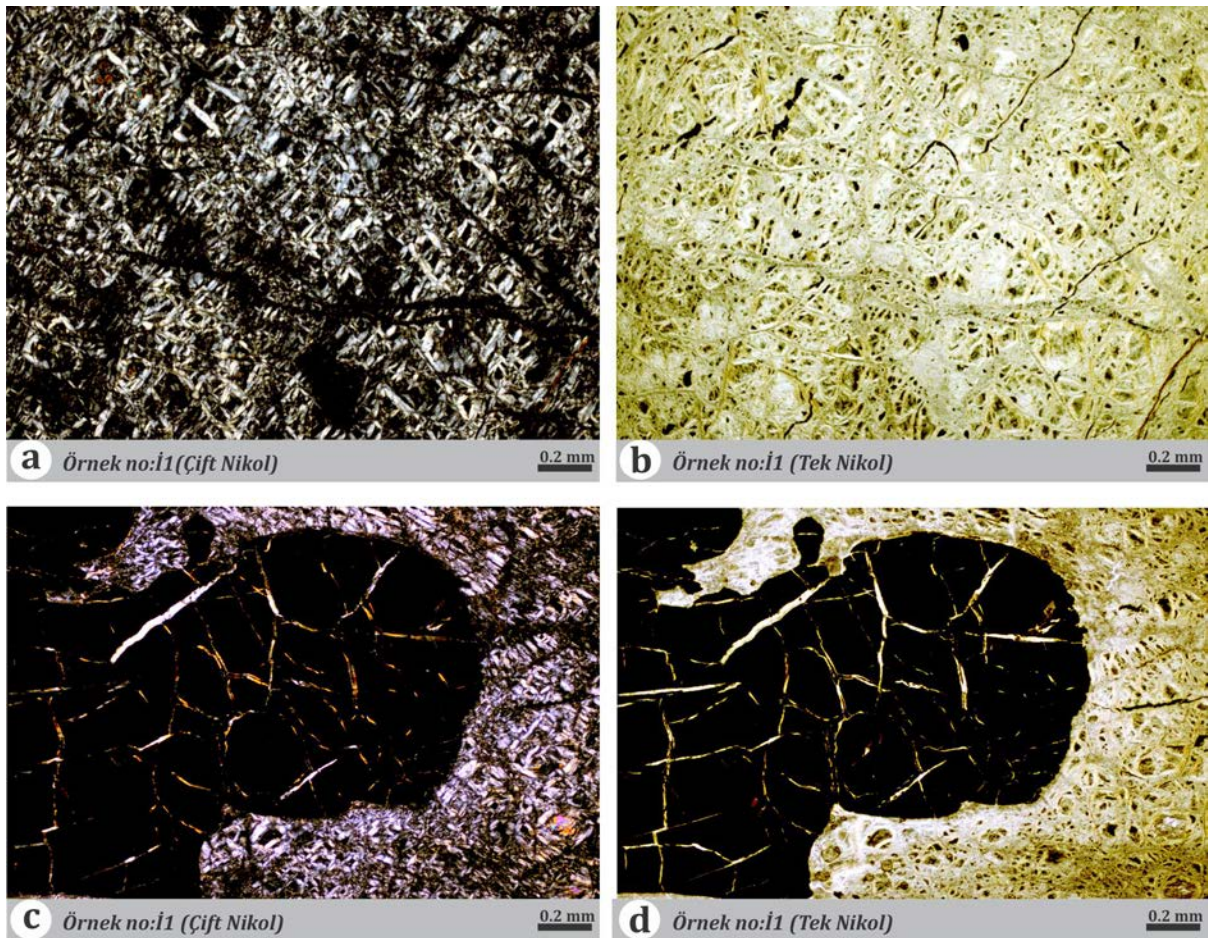
Opak: İncelenen bütün harzburjit kesitlerinde kromit minerali, irili ufaklı taneler şeklinde değişik oranlarda kırıklı özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenmiştir. Olivinin çatlakları ve piroksenin paralel dilimleri boyunca gözlenen manyetitler genellikle oksitlenerek kesitlerin hafif sarı bir renk almasına neden olmuştur.



Şekil 4.13. Harzburjit kayacının ince kesit fotoğrafları. Ol: Olivin, Opx: Ortopiroksen.

4.2.1.3. Serpantinit

Elek dokusunun gözlendiği ince kesitlerinde olivin ve piroksen minerallerinin tamamı serpantin minerallerine dönüşmüştür. Opak mineral olan kromitler çoğunlukla irili ufaklı taneler şeklinde özşekilli ve yarı özşekilli olarak, düzensiz kırıklı ve bol çatlaklı olarak gözlenmiştir (Şekil 4.14 c, d). Çatlaklar serpantin mineralleri tarafından doldurulmuştur. Ayrıca kayaç içerisinde kırık ve kılcal çatlaklar boyunca yer alan manyetit olduğu düşünülen diğer opak mineralleri gözlenmektedir.



Şekil 4.14. Serpantinit kayacının ince kesit fotoğrafları.

4.2.1.4. Diyabaz

Doku: Ofitik doku (Şekil 4.15).

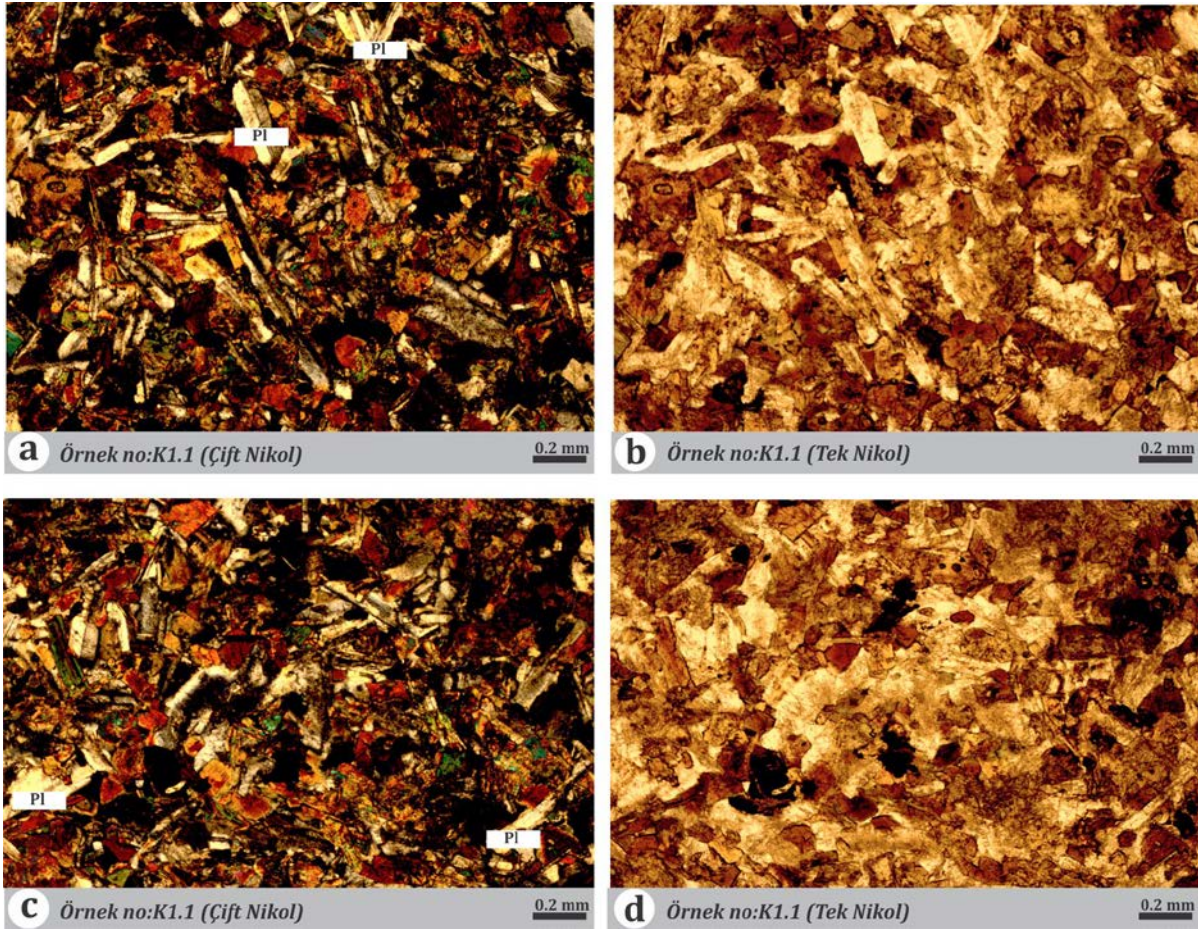
Plajiyoklaz: % 30-40 arasında bulunarak kayaç içerisinde egemen minerallerden birini oluşturur. İnce uzun özşekilli veya birbirini kesen yarı özşekilli prizmatik boyutlarda, yaklaşık

0.1 mm-0.4 mm büyüklüklerinde plajiyoklaz minerallerinde paralel veya paralele yakın sönme gerçekleştirdiği görülmüştür (Şekil 4.15 a, c).

Amfibol: Piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluşan amfibol mineralleri yarı özşekilli veya özşekilsiz olarak canlı girişim renklerinde 0.2 mm-0.4 mm arası tane boyutlarında % 20-25 arasında gözlenmektedir.

Klorit: Kayaç içerisinde % 5-10 arasında, tek nikolde çimen yeşili renklerde bulunmaktadır.

Opak: Genellikle özşekilli veya yarı özşekilli köşeli şekilde % 5-10 arasında görülmektedir.



Şekil 4.15. Diyabaz kayacının ince kesit fotoğrafları, Plj: Plajiyoklaz.

4.2.2. Kromit Cevherleşmesi

Çalışma alanında bol miktarda ocaklar ve kromit zuhurları bulunmaktadır ve bu zuhurlar dünit zarfı ile sarılmış ve çevrelenmiş olarak yer almaktadır. Serpantinleşme tektonitlerin bir kısmında gözlenirken; ezilme ve faylı zonlarda, podiform kromit kütlelerinde, bant çeperlerinde, çatlak, kırık ve faylar içinde oldukça fazla görülmektedir.

İşletme amacı ile çalışma alanı içinde açılan galeri ve yarmalar gözlenmiştir (Şekil 4.16). Kahve mevkiinde açılan yarma ekonomik olarak ocak açmaya elverişli olmadığından terk edilmiş bir yarma olarak kalmıştır (Şekil 4.16 a). Zeybekler mevkiinde açılan yarma ise cevherin ekonomik olarak tüvenan değerinin düşük olması sebebi ile bırakılmıştır (Şekil 4.16 b). Devedöşü mevkiinde açık işletmeye hazırlık aşaması görülmüş (Şekil 4.16 c), Ünal ocak Kurucaolukpınar mevkiinde cevher çıkartıldıktan sonra faaliyet durdurulmuştur (Şekil 4.16 d). Manıt mevkiinde Manıt ocak açık işletmesi, başlaması ile kapatılmıştır (Şekil 4.16 e). Zeybekler mevkiinde Yenice ocak (Şekil 4.16 f) parça cevher alınarak tesise besleme yapıldıktan sonra kapatılırken aynı mevkide bulunan Güney ocak açık işletmenin hazırlıkları sebebi ile kapatılmıştır (Şekil 4.16 g, h). Gözlenen bu galeri ve yarmalarda bulunan kromit cevherleşmeleri çoğunlukla saçınımlı olup, ocak içlerine doğru bantlı ve masif olarak devam etmekte ve tespah tanesi gibi dizilim gösteren budinaj yapıları damarlar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.17); Saçınımlı kromitler, mostrada kuru yüzeyleri kahve rengi, nemli yüzeyleri koyu lacivert veya siyah renklerde öbekler şeklinde veya leopar deseni görünümlü olarak izlenmiştir. Bantlı kromitler saçınımlı kromitler ile aynı renk tonlarında ve doğru boyunca uzanan yaklaşık 15 cm ile 1 metre uzunluklarında, masif olanları ise galeri içlerinde veya açılan yarmada budinaj yapının parçası olarak koyu kahve ve siyah renkte, yaklaşık 30 cm ile 1,5 metre boylarında gözlenmektedir (Şekil 4.17).

Çalışma alanından toplanan cevher numunelerinden yapılan ince kesitlerin, polarizan mikroskobunda incelenmesi sonucunda kromitler opak mineral olarak gözlenmektedir (Şekil 4.18). Çok iyi inceltilmiş ince kesitlerde çift nikolde koyu siyah renklerde gözlenen kromit kristalleri tek nikolde vişneçürüğü ve kahve renklerde izlenmektedir. Özşekilli ve yarıözşekilli kromit kristallerinde çek-ayır ve kataklastik dokular ile yönlendirmeler gözlenmiştir (Şekil 4.18 a-h).

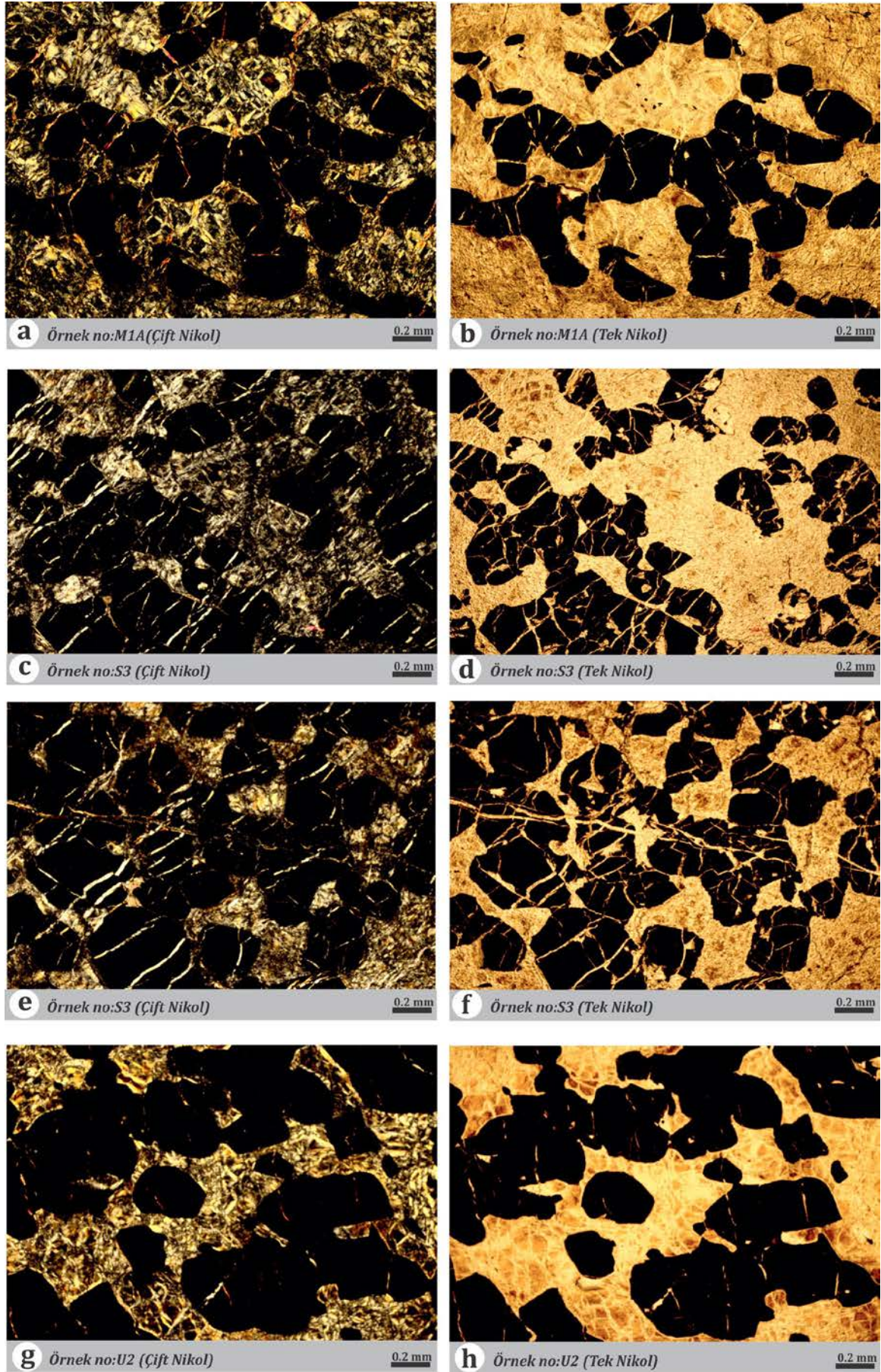
Kromitlerin parlak kesitlerinin cevher mikroskobunda incelenmesi sonucunda (Şekil 4.19), kromit kristalleri kısmen özşekilli, genellikle yarıözşekilli ve özşekilsiz olarak gözlenmektedir. Kataklastik ve pull-apart dokular sunan kromitler kenarlarından itibaren manyetikleşme göstermektedirler (Şekil 4.19 a-d). İnce taneli olan cevher tanelerinin birbirleri ile bağlantısı olmayıp saçınımlı halde bulunmaktadır. Kromit kristallerinde birbirine paralel iki kırık sistemi ve bunları kesen üçüncü bir kırık sistemi izlenmiştir (Şekil 4.19 a, b, d). Zincir şeklinde silikat kapanımlarının gözlemlendiği kromit kristallerinde (Şekil 4.19 e), platin grubu mineral olabilecek birbirinden bağımsız iç yansıması yüksek taneler mevcuttur (Şekil 4.19 f). Ayrımcı kromit kristali içerisinde kalmış serpantinleşmeden etkilenmemiş olivin kristalleri gözlenmiştir (Şekil 4.19 g).



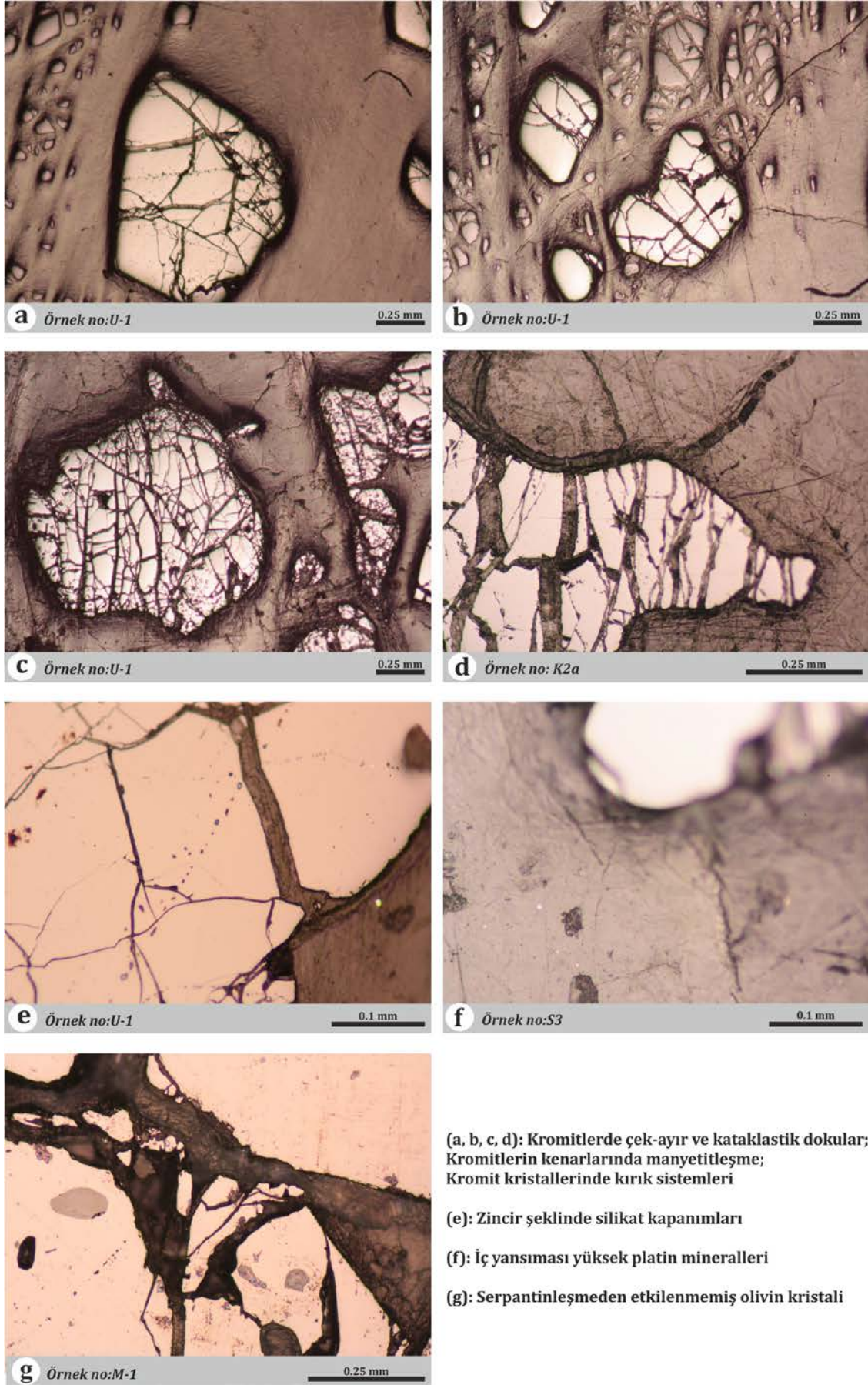
Şekil 4.16. Çalışma alanında bulunan işletme amaçlı açık, kapalı ocaklar ve yarmalar, (a) Kahve mevkiinde açılan yarma, (b) Zeybekler mevkiinde açılan yarma, (c) Devedöşü mevki açık işletme, (d) Kurucaolukpınar mevki Ünal ocak, (e) Manıt mevki açık işletme, (f) Zeybekler mevki Yeni ocak, (g, h) Zeybekler mevki Güney ocak.



Şekil 4.17. Çalışma alanında gözlenen (a, b) bantlı kromititler, Kahve mevkii, (c, d) saçınımlı kromititler, Sarıbuladanpınar mevkii, (e-h) masif kromititler. Ünal ocak.



Şekil 4.18. Kromitlerin polarizan mikroskoptaki görüntüleri.



Şekil 4.19. Kromitlerin cevher mikroskobu görüntüleri.

4.3. Taramalı Elektron Mikroskobu İncelemesi (SEM-EDS)

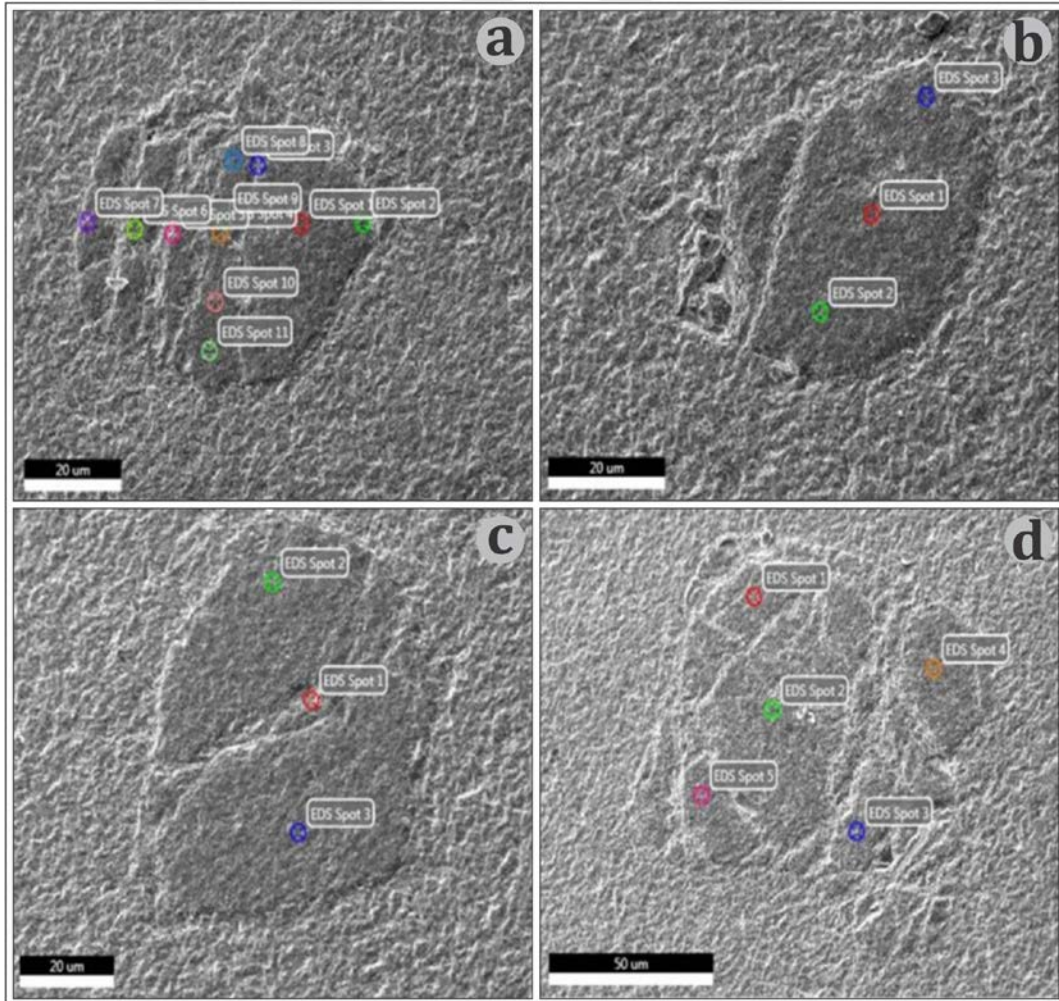
Hazırlanan numunelerin (K2a, M1, S2 ve U1) parlak kesitleri üzerinde yapılan SEM-EDS çalışması sonucu aşağıdaki verilere ulaşılmıştır. SEM-EDS çalışması ile parlak kesitler üzerinden alınan toplam 51 noktanın (Şekil 4.19-25) oksit analizleri (Tablo 4.1).

Tablo 4.1. SEM-EDS analizi sonuçları.

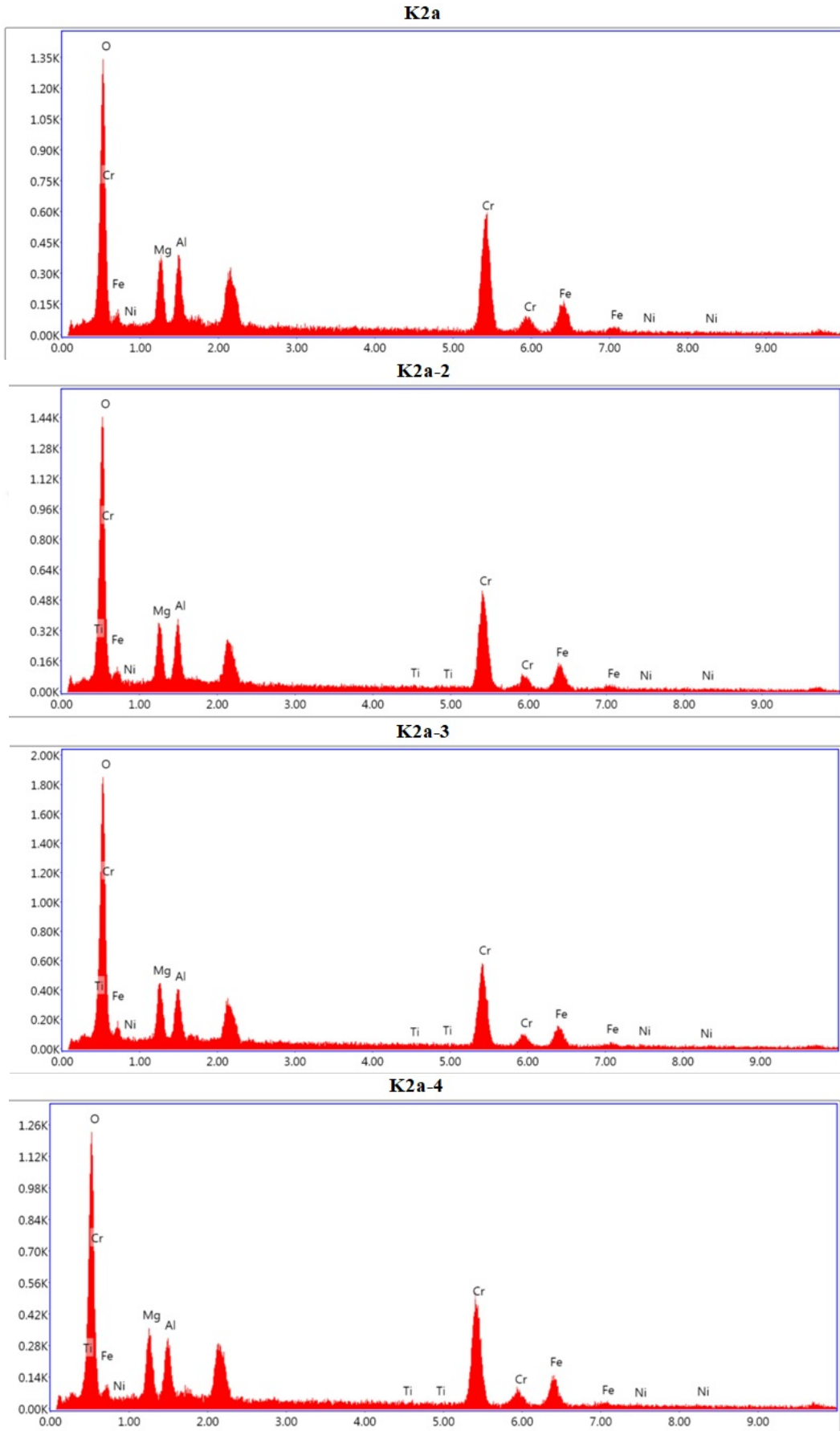
No:	K2a1/1	K2a/2	K2a/3	K2a/4	K2a/5	K2a/6	K2a/7	K2a/8	K2a/9	K2a/10	K2a/11
MgO	10,88	11,5	9,17	12,13	15,01	15,42	13,3	12,85	10,74	15,63	16,14
Al₂O₃	12,77	13,15	8,16	13,57	17,57	17,53	14,97	19,22	11,69	15,3	19,54
TiO₂		0,48		0,97	0,59	0,58	0,43	0,82	0,64	0,59	0,51
Cr₂O₃	53,51	53,35	45,69	53,74	49,74	47,35	50,96	49,1	55,72	49,51	46,5
Fe₂O₃	20,27	19,93	25,98	17,95	15,9	17,33	18,28	16,54	19,5	17,17	15,64
NiO	2,56	1,6		1,64	1,19	1,79	2,06	1,47	1,7	1,8	1,66
Toplam	99,99	100,01	89	100	100	100	100	100	99,99	100	99,99
No:	K-2a2/1	K-2a2/2	K-2a2/3	K2a3/1	K2a3/2	K2a4/1	K2a4/2	K2a4/4	K2a4/5		
MgO	12,32	14,94	13,57	14,65	12,16	12,83	15,79	10,88	13,83		
Al₂O₃	14,58	17,36	16,44	16,23	14,84	13,82	15,97	14,15	15,54		
TiO₂	1,4	0,57	0,75	0,76	0,59	0,84	0,88	0,69	1,03		
Cr₂O₃	51,52	48,69	50,64	49,82	52,95	53,26	48,92	53,09	51,58		
Fe₂O₃	18,11	16,77	16,68	16,31	17,69	17,6	16,16	18,97	16,48		
NiO	2,07	1,67	1,91	2,23	1,76	1,64	2,29	2,21	1,54		
Toplam	100	100	99,99	100	99,99	99,99	100,01	99,99	100		
No:	M1-1/1	M1-1/2	M1-1/3	M1-1/4	M1-2/1	M1-2/2	M1-2/3	M1-2/4	M1-2/5	M1-2/6	M1-2/7
MgO	18,3	15,66	16,82	15,24	16,39	15,86	15,73	17,47	15,4	17,14	14,12
Al₂O₃	20,18	17,79	18,86	17,57	18,9	17,33	17,82	18,94	16,66	18,77	15,79
TiO₂	0,53	1,09	0,77	0,4	1,01	0,41	0,87	0,68	0,47	0,41	0,45
Cr₂O₃	46,31	50,05	48,08	50,73	48,69	49,03	50,19	46,8	51,35	49,96	52,15
Fe₂O₃	13,35	13,86	13,95	14,8	13,24	15,36	13,93	13,49	14,22	12,37	14,84
NiO	1,33	1,56	1,51	1,26	1,76	2,02	1,46	2,62	1,9	1,35	2,65
Toplam	100	100,01	99,99	100	99,99	100,01	100	100	100	100	100
No:	M1-3/1	M1-3/2	S2/1	S2/2	S2/3	S2/4	S2/5	S2/6	S2/7	S2/8	S2-2/1
MgO	41,33	12,72	15,82	12,17	14,41	13,13	4,58	14,78	14,71	13,94	42,89
Al₂O₃	11,12	13,16	18,89	15,22	19,02	14,87	1,52	17,24	18,54	17,79	
TiO₂		1,06	0,77	1,53	0,84	0,88	2,29	0,68	0,94	0,54	
Cr₂O₃		55,24	47,77	51,66	48,42	50,76	36,57	50,35	48,73	49,82	
Fe₂O₃		15,86	14,68	16,98	15,23	17,16	16,64	14,74	14,84	14,85	
NiO		1,96	2,06	2,44	2,08	3,21	3,44	2,2	2,24	3,06	
SiO₂	47,56										57,11
Yb₂O₃							34,95				
Toplam	100,01	100	99,99	100	100	100,01	99,99	99,99	100	100	100
No:	U1-1/1	U1-1/2	U1-1/3	U1-1/4	U1-2/1	U1-2/2	U1-2/3	U1-3/1	U1-4/1		
MgO	39,35	15,28	15,08	14,99	32,08	19,02	16,9	13,57	1,96		
Al₂O₃	10,54	14,05	13,48	14,58	40,24	19,59	17,7	15,53	0,61		
TiO₂		0,78	0,43	0,93	1,74	0,56	0,62	0,46	0,03		
Cr₂O₃	3,51	45,4	46,83	50,74	8,74	45,52	48,31	51,58	2,32		
Fe₂O₃	1,96	1,25	22,63	17,11	14,29	13,93	15,04	17,29	68,14		
NiO		21,85	1,55	1,66	2,92	1,38	1,44	1,57	4,18		
SiO₂	44,85	1,38									
Toplam	100,21	99,99	100	100,01	100,01	100	100,01	100	77,24		

SEM-EDS analizleri ile çoğunlukla kataklastik dokuda saçınımlı kromit örnekleri ve lifsi yapıda asbest mineral çeşitleri görülmüştür. Genel olarak kromit minerali üzerinde yapılan analiz sonuçlarına göre kromit kristalleri Cr_2O_3 değerleri % 2,32-55,72, serpantin mineralleri ise % 1,32-57,11 SiO_2 içermektedir. SEM-EDS analizi verilerine göre 4 örnek (K2a, M1, S2, U1) için ayrı yorum yapılmıştır. EDS analizi ile alınan 51 nokta ve bu noktalara ait parlak kesit fotoğrafları alınmıştır (Şekil 4.20-25).

K2a Nolu Örnek: Örnek krom cevherleşmesinin bulunduğu Kahve mevkiinden alınmıştır. Örnek üzerinde toplam 21 ayrı nokta SEM-EDS analizi gerçekleştirilmiştir. İçerisinde en çok 120µm ile en az 60µm uzunluğunda öz şekilsiz kataklastik doku gösteren kromitler görülmüştür (Şekil 4.20). Matriks içerisindeki MgO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , NiO , SiO_2 , V_2O_5 değerleri görülmektedir. EDS grafiklerine göre (Şekil 4.16); MgO değeri % 9,15-16,14, Al_2O_3 değeri % 8,16-19,54, TiO_2 değeri % 0,43-1,4, Cr_2O_3 değeri % 45,69-55,72, Fe_2O_3 değeri % 15,64-25,98, NiO değeri % 1,19-2,56, SiO_2 değeri %3,88, V_2O_5 değeri % 0,56 olduğu görülmektedir.

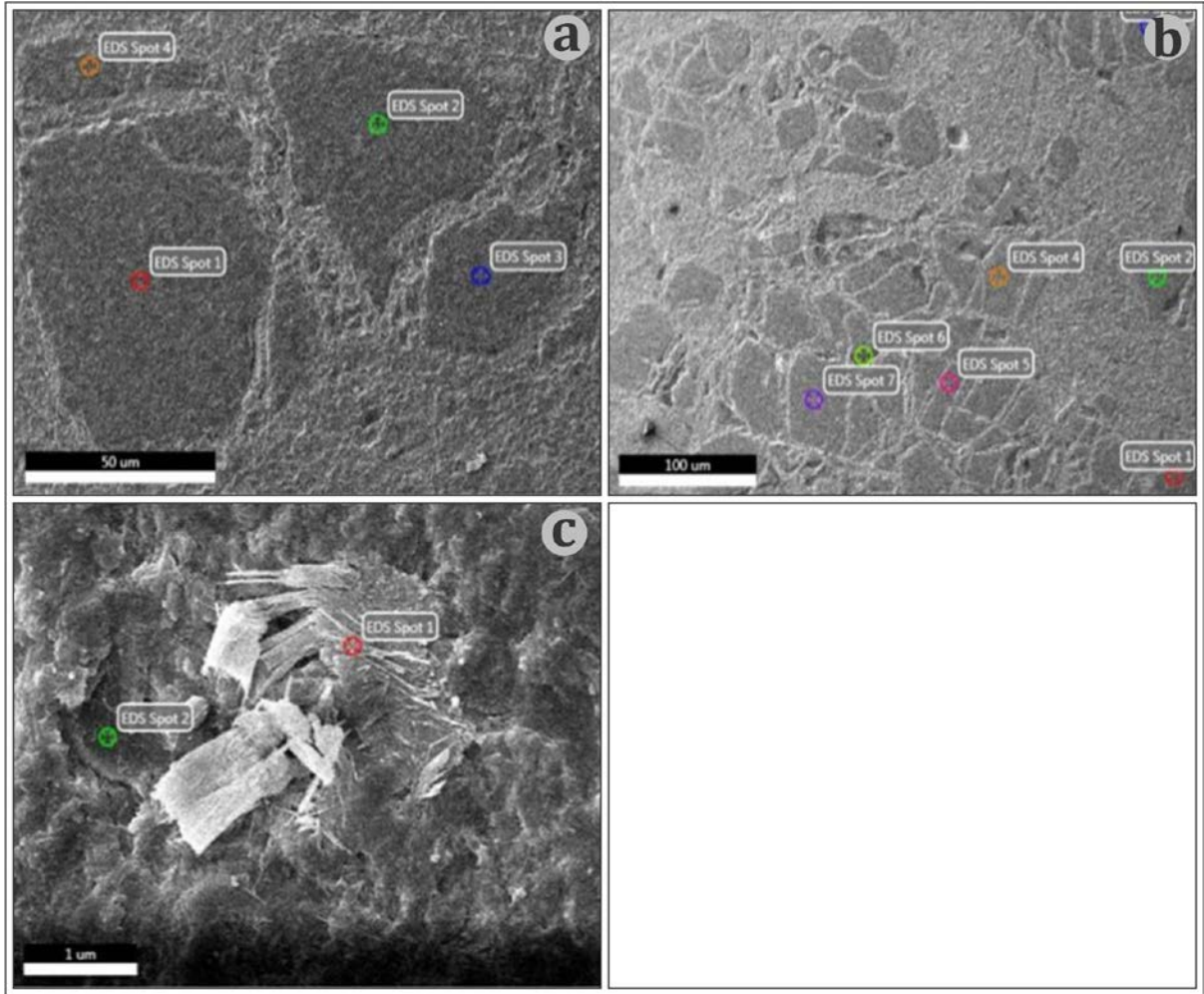


Şekil 4.20. K2a örneğinin SEM görüntüleri.

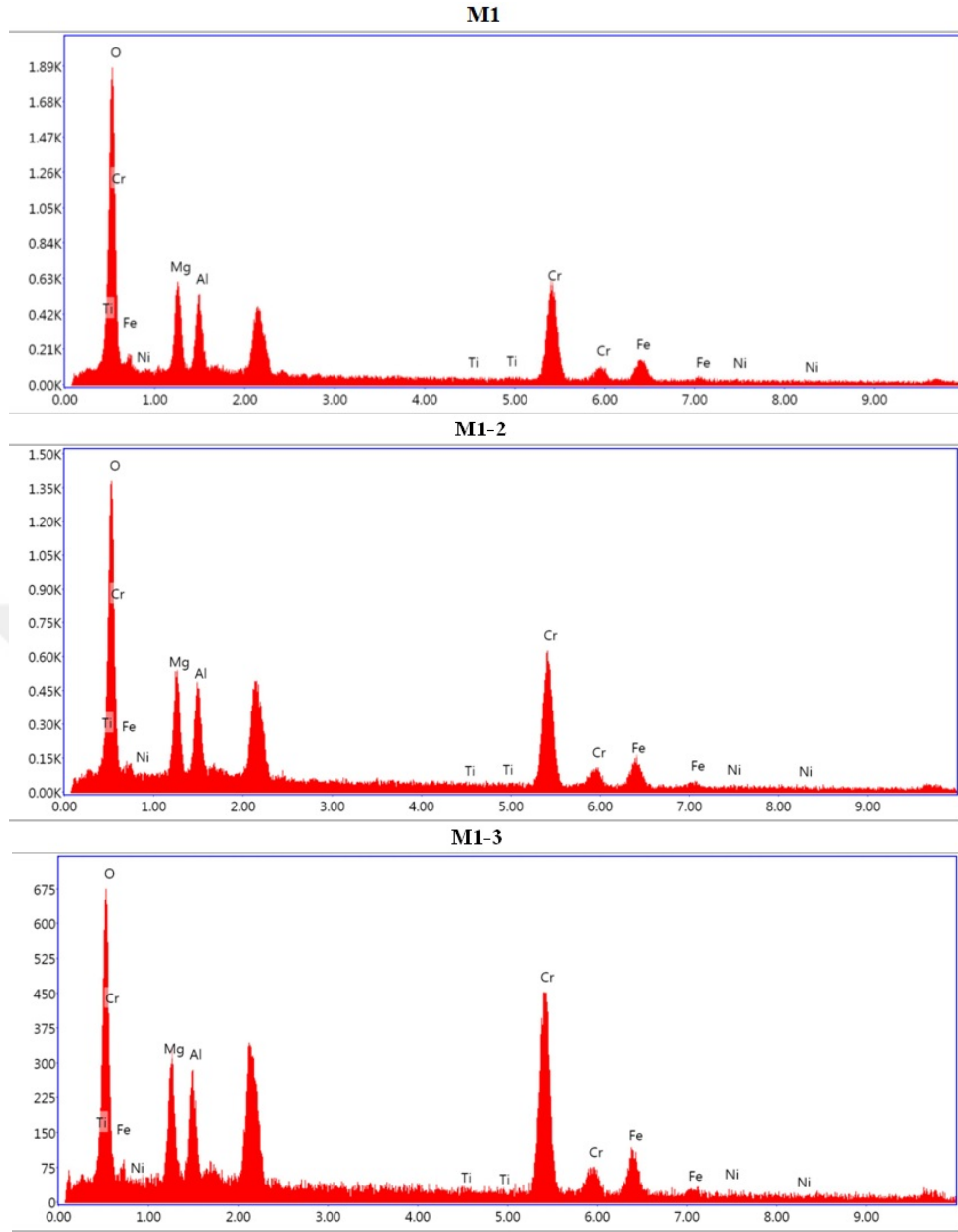


Şekil 4.21. K2a örneğinin EDS grafikleri.

M1 Nolu Örnek: Manıt Mevkiinden alınan saçınımlı kromitit örnek üzerinde yapılan SEM-EDS çalışmasında 30µm ile 280µm boyutunda kromit örnekleri ve 0.5µm ile 2µm boyutunda, asbest minerali; kritoziil ve lizardit örnekleri görülmüştür (Şekil 4.21 a-c.). 400µm genişliğindeki matriks üzerine yayılan özşekilsiz saçınımlı kromit görüntüleri saptanmıştır. Kromit içerisindeki MgO, Al₂O₃, Cr₂O₃, Fe₂O₃, NiO, TiO₂, SiO₂ değerleri görülmektedir. Örneğe ait elementlerin EDS ölçümlerinin grafiğine göre MgO değeri % 4,58-42,89, Al₂O₃ değeri % 1,52-20,18, Cr₂O₃ değeri % 36,57-55,24, Fe₂O₃ değeri % 12,37-17,36, NiO değeri % 1,33-3,44, TiO₂ değeri % 0,4-2,29, SiO₂ değeri % 47,56-57,11 olarak görülmektedir. Serpantin grubu asbest mineralinin çatlağa dik olan kritoziil lifleri ve 90° eğimli olan lizardit liflerinin üzerinden alınan noktada EDS analizinden çıkan MgO, Al₂O₃, SiO₂ değerleri ve oksit miktarları saptanmıştır. 1 numaralı noktanın simetriğinden alınan 2 numaralı noktada kromit minerali görülmüştür. Nokta içerisindeki MgO, Al₂O₃, Cr₂O₃, Fe₂O₃, NiO değerleri görülmektedir. Örneğe ait elementlerin EDS grafikleri Şekil 4.22' de görülmektedir.



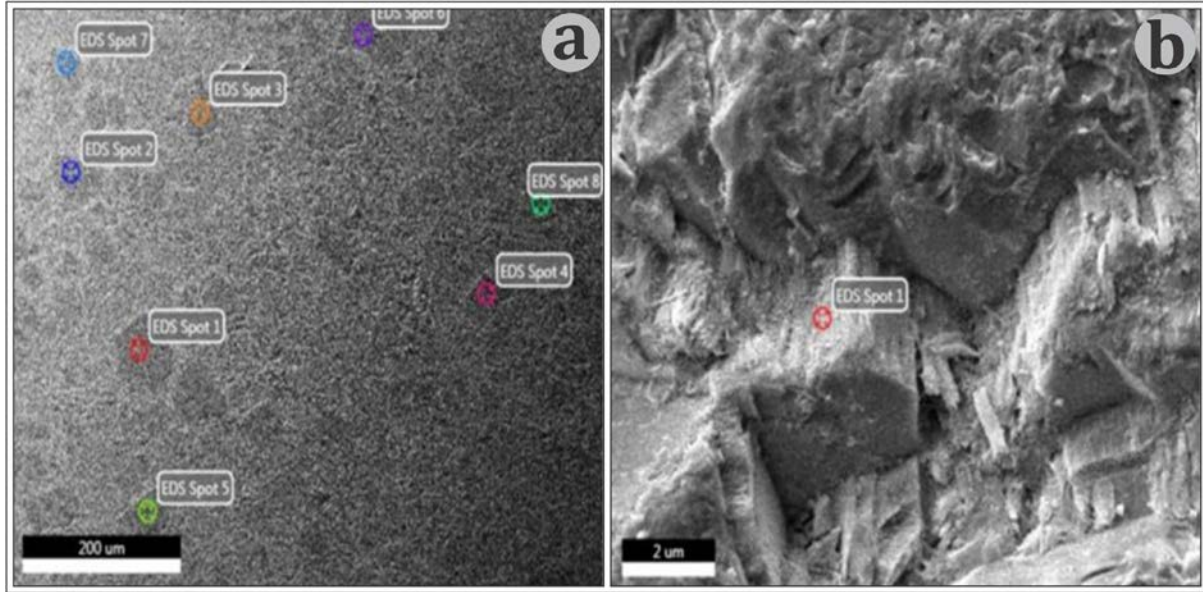
Şekil 4.22. M1 örneğinin SEM görüntüleri.



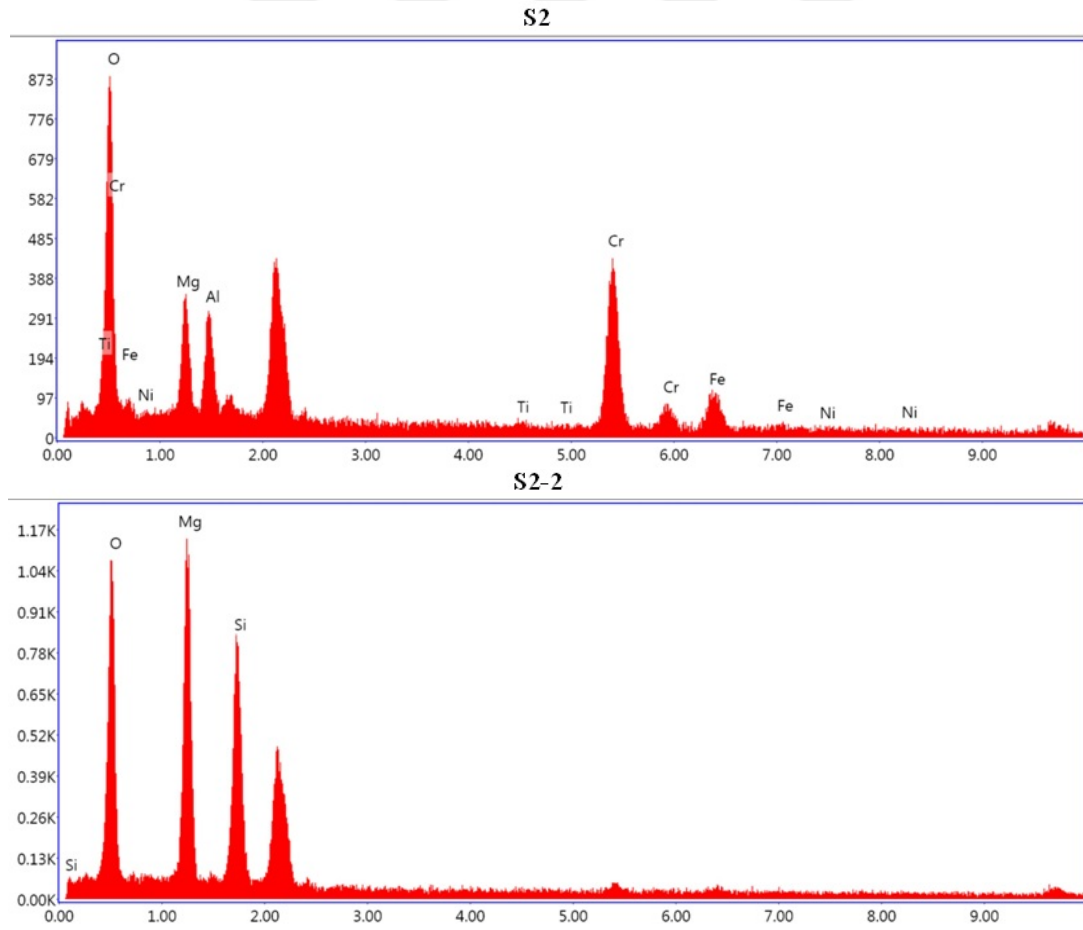
Şekil 4.23. M1 örneğinin EDS grafikleri.

S2 Nolu Örnek: Sarıbuladanpınar Mevkiinden alınan Örnek üzerinde yapılan SEM-EDS çalışmasında 10µm ile 70µm boyutunda saçınımlı kromitit örnekleri ve 2µm ile 5µm boyutunda (Şekil 4.23 a). Asbest minerali; kritozil ve lizardit örnekleri görülmüştür (Şekil 4.23 b). 800µm genişliğindeki matriks üzerine yayılan özşekilsiz saçınımlı kromitit görüntüleri saptanmıştır. S2 örneği içerisindeki MgO, Al₂O₃, Cr₂O₃, Fe₂O₃, NiO, TiO₂, SiO₂, Yb₂O₃ değerleri görülmektedir. Örneğe ait elementlerin EDS ölçümlerinin grafiğine göre MgO değeri % 4,58-42,89, Al₂O₃ değeri % 1,52-19,02, Cr₂O₃ değeri % 36,57-51,66, Fe₂O₃ değeri % 14,74-17,16, NiO değeri % 2,06-3,44, TiO₂ değeri % 0,54-2,29, SiO₂ değeri % 57,11, Yb₂O₃ değeri % 34,95 olarak görülmektedir (Tablo 4.1.). Lizardit Liflerinin üzerinden alınan noktada EDS analizinden çıkan MgO, Al₂O₃, SiO₂

değerleri ve oksit miktarları saptanmıştır. Örneğe ait elementlerin EDS ölçümleri görülmektedir (Şekil 4.24).

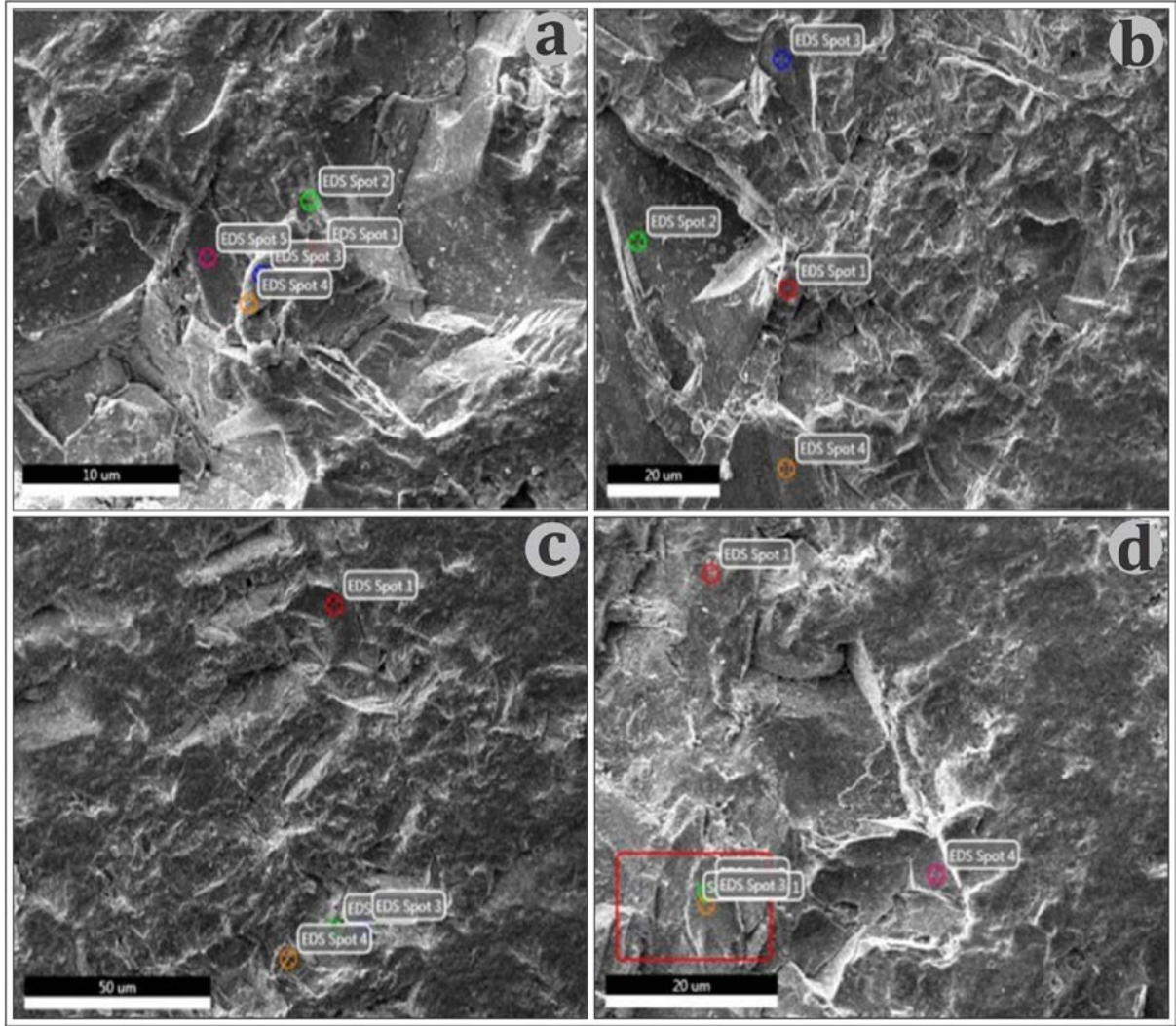


Şekil 4.24. S2 örneğinin SEM görüntüleri.

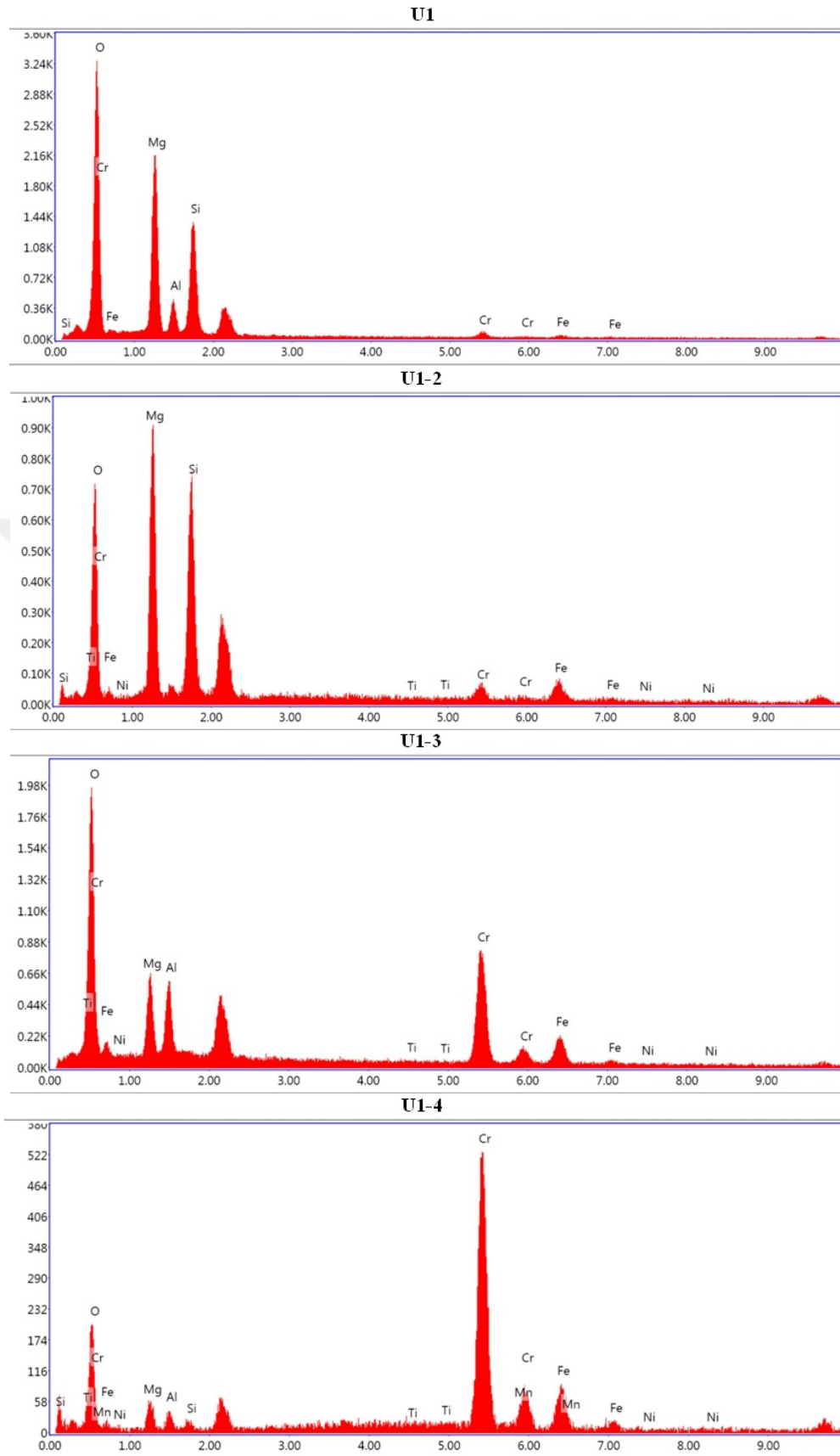


Şekil 4.25. S2 örneğinin EDS grafikleri.

U1 Nolu Örnek: Örnek krom cevherleşmesinin bulunduğu Ünal ocaktan alınmıştır. Örnek üzerinde toplam 17 ayrı nokta SEM-EDS analizi gerçekleştirilmiştir. Kromitit kayacının matris bölümünü oluşturan, içerisinde en çok 5µm ile en az 1µm uzunluğunda öz şekilsiz kataklastik doku gösteren kromit minerali görülmüştür (Şekil 4.25 a-d). Matris içerisindeki MgO, Al₂O₃, Cr₂O₃, Fe₂O₃, NiO, SiO₂ değerleri görülmektedir. EDS grafiklerine göre (Şekil 4.26); MgO değeri % 1,96-39,35, Al₂O₃ değeri % 0,61-40,24, TiO₂ değeri % 0,03-1,81, Cr₂O₃ değeri % 2,32-51,58, Fe₂O₃ değeri % 1,25-68,14, NiO değeri % 1,38-21,85, SiO₂ değeri % 1,35-44,85, olduğu görülmektedir.



Şekil 4.26. U1 örneğinin SEM görüntüleri.



Şekil 4.27. U1 örneğinin EDS grafikleri.

4.4. Jeokimya

Petrografik analizler sonucunda seçilen tektonit örneklerinin ana oksit (% ağırlık) ve iz element (ppm) analiz sonuçları Tablo 4.2, kromitit örneklerin ana oksit (% ağırlık) analiz sonuçları Tablo 4.3'de verilmiştir.

Tablo 4.2. Fındıkpınarı tektonitlerinin ağırlık yüzdesi cinsinden ana element, ppm cinsinden iz element içerikleri.

Örnek No	M-2	M-2A	M-2B	M-2C	N-4	N-5	N-6	K-1	Y-1	I-1	S-1
SiO ₂	34,72	34,49	35,02	34,64	40,83	39,08	41,37	34,97	40,75	34,85	42,58
TiO ₂	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Al ₂ O ₃	0,13	0,27	0,24	0,22	0,55	0,38	0,68	0,1	0,33	0,34	0,68
tFe ₂ O ₃	7,51	7,71	6,83	7,56	5,92	8,16	8,05	7,43	8,27	7,89	8,06
MnO	0,1	0,11	0,09	0,1	0,08	0,11	0,12	0,1	0,12	0,11	0,12
MgO	39,45	39,72	39,21	39,53	38,06	38,82	35,92	39,59	35,44	37,98	37,15
CaO	0,15	0,17	0,17	0,2	0,27	0,63	1,04	0,05	0,4	0,02	0,61
Na ₂ O	bdl	bdl	0,01	bdl	0,01	0,01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
K ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
P ₂ O ₅	bdl	bdl	bdl	0,01	bdl	bdl	bdl	0,01	0,01	0,01	bdl
Cr ₂ O ₃	0,336	0,804	0,546	0,607	0,249	0,34	0,551	0,287	0,317	0,713	0,353
LOI	17,2	16,3	17,4	16,8	13,7	12,1	11,9	17,1	14,0	17,7	10,1
Toplam	99,95	99,94	99,94	99,95	99,94	99,94	99,94	99,95	99,94	99,94	99,94
Ba	1	2	bdl	1	bdl	bdl	bdl	bdl	3	bdl	3
Rb	bdl	0,1	bdl	0,1	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sr	1,4	1,9	2,3	2,0	7,3	0,9	8,4	0,8	1,3	1,0	1,5
Y	bdl	0,1	0,1	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Zr	0,6	0,9	0,6	0,9	0,4	0,8	1,0	0,5	0,2	0,2	0,4
Nb	0,5	0,4	0,4	0,5	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	bdl	0,1
Ga	1,0	0,9	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sc	5	6	5	6	5	10	12	5	10	6	9
Co	112,0	112,6	106,0	107,9	95,8	113,3	104,3	111,0	113,7	115,1	107,4
Cu	2,8	1,9	2,5	2,0	1,0	3,2	1,3	0,4	3,1	1,0	2,3
Pb	0,1	0,1	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Zn	26	23	18	22	20	26	24	22	28	23	23
Ni	2485,6	2338,8	2566,5	2383,4	1983,2	2091,9	1957,8	2289,9	2103,7	2281,0	2092,3
V	16	24	14	20	21	31	53	15	29	21	33
La	0,5	0,4	0,4	0,2	bdl	bdl	0,4	0,4	0,4	bdl	0,2
Ce	0,2	0,2	0,1	bdl	bdl	bdl	0,1	0,2	bdl	bdl	bdl
Mo	1,0	0,5	0,4	0,3	0,6	0,6	0,8	0,2	0,2	0,2	0,7

tFe₂O₃; toplam demir, LOI; ateşte kayıp, bdl; dedeksiyon limiti altı.

Ateşte kayıp değerleri (LOI) tektonitlerde oldukça yüksek değerler (% 10,1-17,7) gösterirken, kromitlerde ise (% 3,3-14,87) değerleri arasında değişmektedir. Ateşte kayıp değerlerinin

değişkenliği, petrografik tanımlamalarda serpantinleşme, bastitleşme, gibi alteraston ve/veya ikincil sulu ya da karbonat fazlarını göstermektedir [55]. Alterasyon sebebi, ana elementler ve yüksek iyonik yarıçaplı elementlerde (LIL) hareketlilik gözlenmesinde [56-58], petrolojik yorumlarda alterasyona karşı dayanımlı nadir toprak elementleri (REE) ile kalıcılığı yüksek elementlerin (HFS) kullanılması önerilmektedir [59-60].

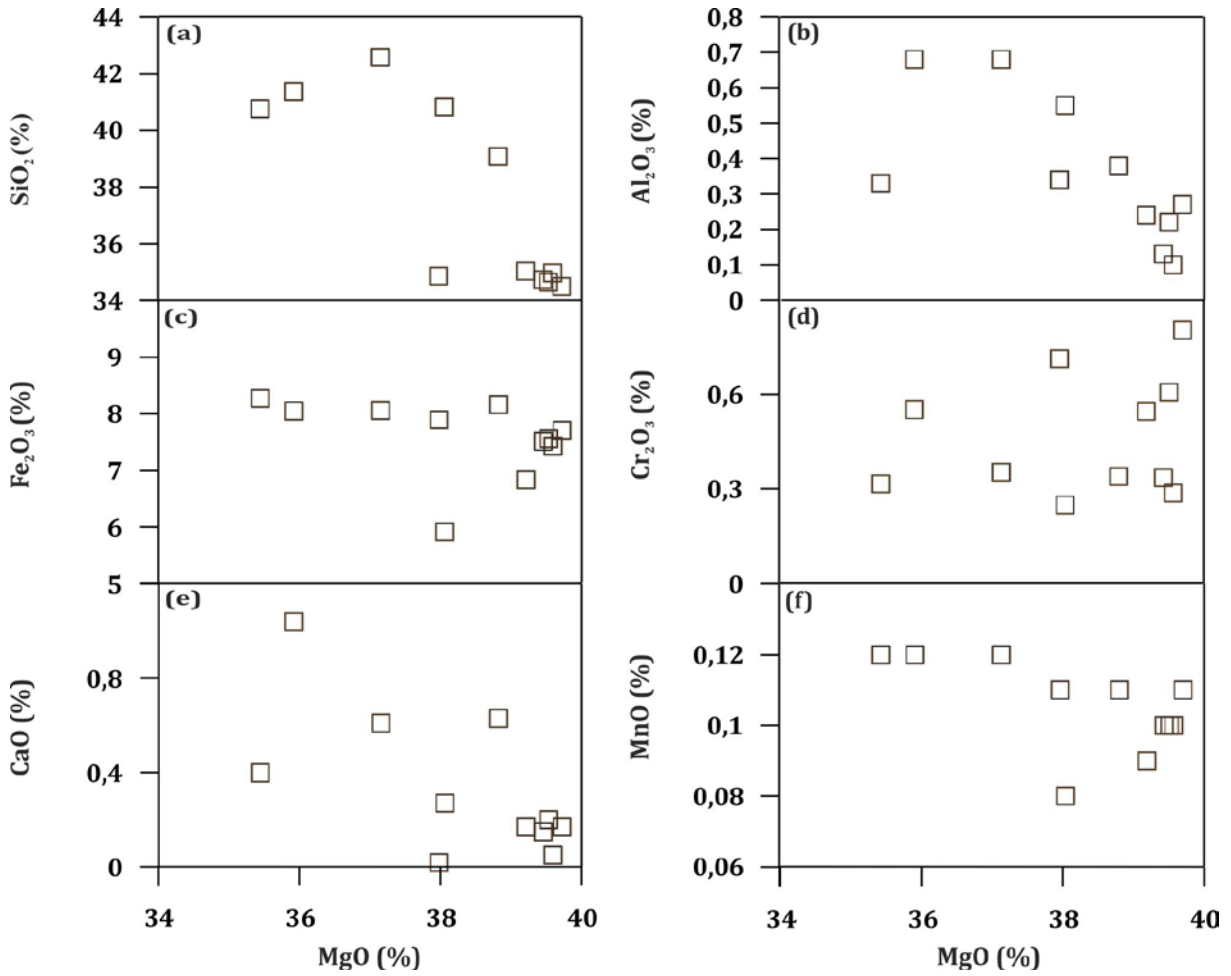
Tablo 4.3. Fındıkpınarı kromitlerinin ağırlık yüzdesi cinsinden ana element içerikleri.

Örnek No	K-2A	K-2B	S-2	S-3	U-1	U-2	M-1	M-1A
SiO ₂	30,5	31,3	22,8	16,4	23,1	8,09	25	14
TiO ₂	0,04	0,03	0,07	0,11	0,08	0,16	0,07	0,13
Al ₂ O ₃	0,38	0,65	4,55	6,28	3,94	9,41	2,79	7,57
Cr ₂ O ₃	7,02	5,1	18,9	28,8	20,5	42,6	15,6	34,2
tFe ₂ O ₃	7,43	7,21	10,3	11,1	10,5	13,8	9,5	13,5
MgO	39,6	40,7	33	29,5	31,8	21	35,3	23,8
MnO	0,09	0,09	0,1	0,1	0,11	0,12	0,1	0,13
CaO	0,01	0,01	0,05	0,03	0,03	0,01	0,06	bdl
Na ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
K ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
NiO	0,44	0,33	0,31	0,27	0,31	0,2	0,3	0,22
P ₂ O ₅	0,01	0,01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
CuO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Co ₃ O ₄	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
V ₂ O ₅	0,02	bdl	0,04	0,07	0,05	0,11	0,03	0,09
LOI	14,22	14,87	10,2	7,68	10,14	3,3	11,88	5,41
Toplam	99,7	100	100	101	101	98,8	101	99

tFe₂O₃; toplam demir, LOI; ateşte kayıp, bdl; dedeksiyon limiti altı.

Tektonitler oldukça tüketilmiş olup, SiO₂ (%34,49-42,58), Al₂O₃ (% 0,10-0,68), Fe₂O₃ (% 5,92-8,27), MnO (% 0,08-0,12), MgO (% 35,44-39,72), CaO (% 0,02-0,63), Cr₂O₃ (% 0,249-0,713), Ba (1-3 ppm), Sr (0,8-8,4 ppm), Zr (0,2-1 ppm), Nb (0,1-0,5 ppm), Ga (0,5-1 ppm), Sc (5-12 ppm), Co (90,8-115,1 ppm), Cu (1-3,2 ppm), Zn (18-26 ppm), Ni (1957,8-2566,5 ppm), V (14-63 ppm), La (0,1-0,5 ppm), Ce (0,1-0,2 ppm), Mo (0,2-1 ppm) içeriklerine sahiptirler (Tablo 4.2). Kromitler ise, SiO₂ (% 8,09-31,3), TiO₂ (% 0,03-0,16), Al₂O₃ (% 0,38-9,41), Cr₂O₃ (% 5,41-42,6), Fe₂O₃ (% 7,21-13,8), MgO (% 21-40,7), MnO (% 0,09-0,13), CaO (% 0,01-0,06), NiO (% 0,2-0,44), Co₃O₄ (% 0,01-0,02), V₂O₅ (% 0,01-0,11), içerikleri sunmaktadırlar (Tablo 4.3).

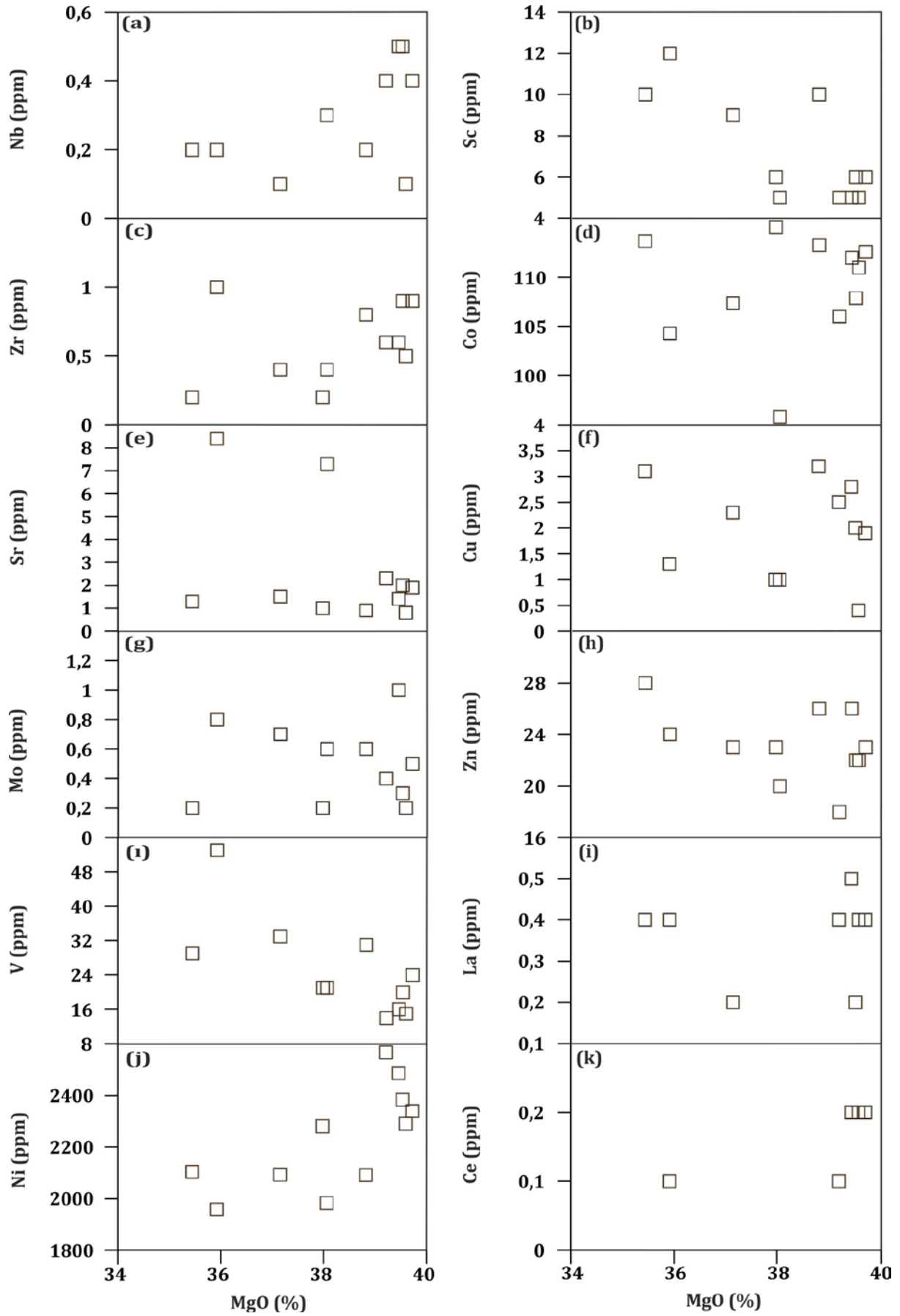
Ofiyolit istifine ait tektonitlerin ana oksit değerlerinin MgO içeriğine karşı değişimleri incelendiğinde (Şekil 4.28), MgO içeriğinin artması ile SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO ve MnO değerlerinin azaldığı gözlenmekte aralarında negatif bir ilişki olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 4.28 a, b, c, e, f). Cr₂O₃ değerlerinin ise arttığı pozitif bir ilişki olduğu görülmektedir (Şekil 4.28 d).



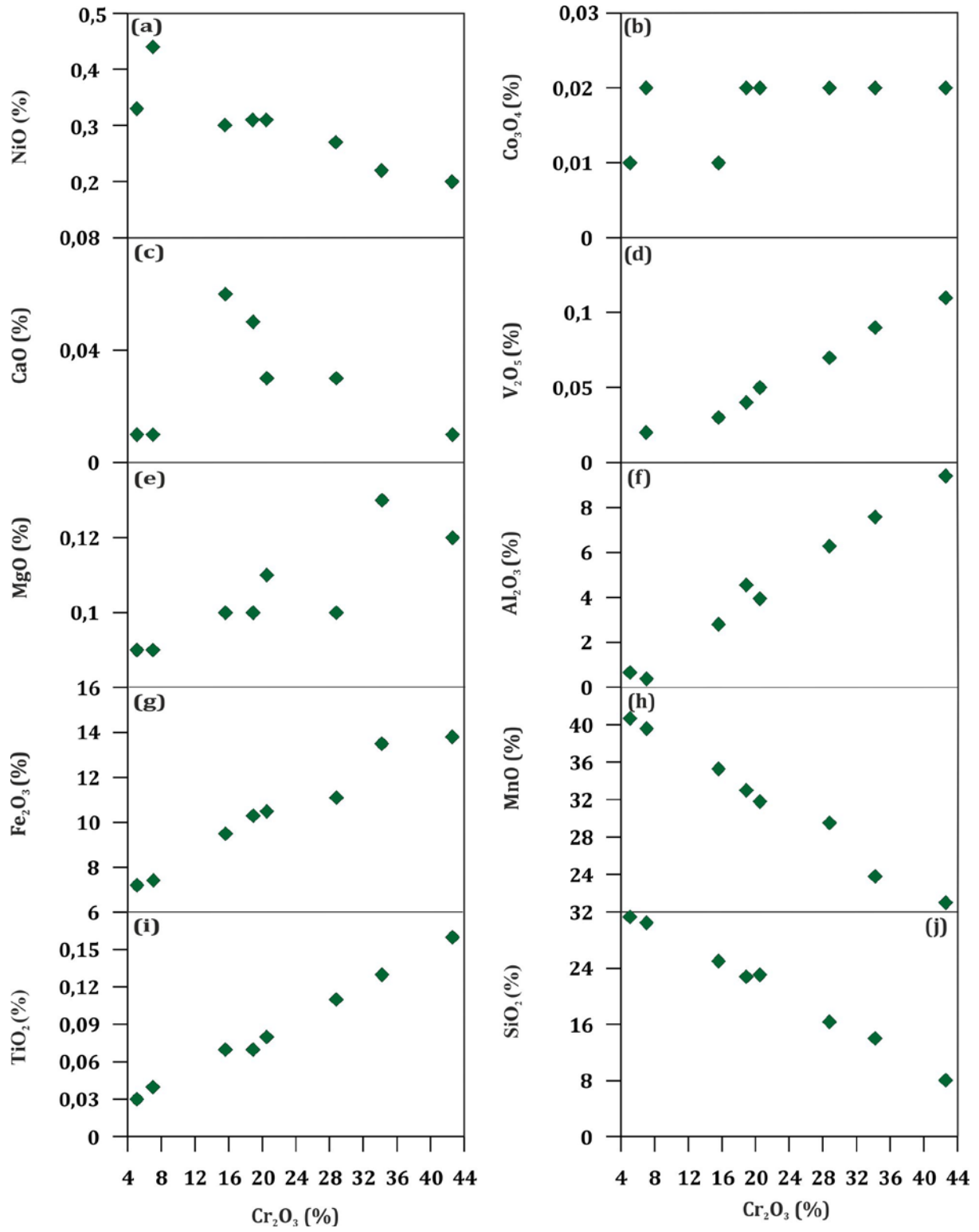
Şekil 4.28. Tektonitlerin ana element - % MgO değişim diyagramları.

Tektonitlerin MgO içeriğinin bazı iz elementlere göre davranışı incelendiğinde (Şekil 4.29), artan MgO içeriğine göre Zr, Ni ve Co elementlerinin içeriklerinin arttıkları, aralarında pozitif bir ilişki oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.29 c, d, j). Sc, Sr, Zn, Mo ve V elementlerinin artan MgO içeriğine göre azaldıkları, negatif bir ilişki sundukları anlaşılmaktadır (Şekil 4.29 b, e, g, h, i). Diğer iz elementler; Nb, Cu, La ve Ce elementlerinin tektonitlerde artan MgO içeriğine göre herhangi bir ilişki sunmadıkları görülmüştür (Şekil 4.29 a, f, i, k).

Kromitlerin ana oksit değerlerinin Cr₂O₃ içeriğine karşı değişimleri incelendiğinde (Şekil 4.30), Cr₂O₃ içeriğinin artması ile V₂O₅, MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃ ve TiO₂ içeriklerinin arttığı aralarında pozitif bir ilişki oldukları görülmektedir (Şekil 4.30 d, e, f, g, i). NiO, CaO, MnO ve SiO₂ içeriklerinde ise azalmanın gözlenmesi aralarında negatif bir ilişki olduğunu göstermektedir (Şekil 4.30 a, c, h, j). Co₃O₄ içerikleri ile arasında herhangi bir ilişki gözlenmemektedir (Şekil 4.30 b).



Şekil 4.29. Tektonitlerin iz element - % MgO değişim diyagramları.



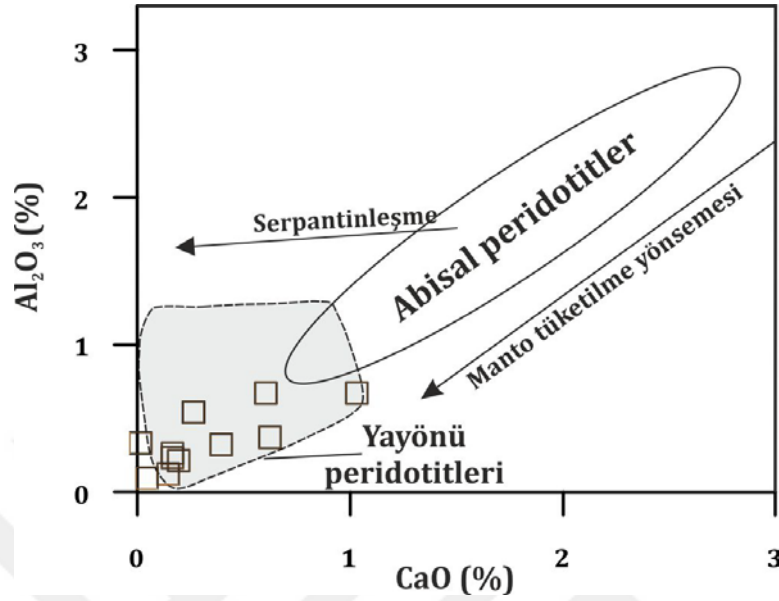
Şekil 4.30. Kromitlerin ana element - % Cr_2O_3 değişim diyagramları.

Ofiyolit istifine ait magmatik kayaların jeokimyasal kompozisyonu; ergime derecesi, manto kaynağının kompozisyonu ve magmatik farklılaşmanın derecesi ile kontrol edilmektedir [61-64]. Ofiyolitlerin manto kesimlerini oluşturan kayaç gruplarının jeokimyasal özellikleri,

ofiyolitlerin oluştukları tektonik ortamlar hakkında önemli bilgiler sunmaktadırlar. Okyanus ortası sırtlarda (MOR) oluşan manto kayaçları, üst mantonun susuz koşullarda düşük kısmi ergime derecesi (% 2-15) ile oluşan az miktardaki eriyiğin ayrılması sonucunda geride kalan spinel lerzolitler, yitim ile ilişkili tektonik ortamlarda oluşan manto kayaçları ise yüksek dereceli kısmi ergimeler (> 20) ile oluşan çok fazla miktardaki eriyiğin ayrılması sonucu geride kalan spinel harzburjitler ve dünitler olarak tanımlanmaktadır [65-70]. Mersin ofiyoliti tabandan tavana doğru metamorfik bir dilimi, harzburjitleri, ultramafik ve mafik kümülatları, bazalt ve derin deniz sedimanlarını içermektedir [9]. Tüm bu birimler kıta kenarı sedimanları, riftleşmeye ilişkin sedimanlar, platform karbonatları, serpantinize harzburjitik ve metamorfik dilime ait birimlerden oluşan ofiyolitik melanj üzerine tektonik dokanakla gelmektedirler. Metamorfik kayalar ise harzburjitik tektonitlerin tabanında 50-70 m kalınlığında ince bir dilim olarak gözlenmekte, genellikle amfibolit, amfibolit şist, mika şist, mermer ve kalkışistleri kapsamaktadır [9]. Yaklaşık 3 km kalınlığındaki ultramafik ve mafik kümülatlar tabanda dünit, verlit ve piroksenitler ile başlamakta, daha sonra gabrolara geçmektedir. Mersin ofiyolitindeki bazaltik kayaçların jeokimyası, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı okyanus adası bazaltları karakterinde alkalın bazaltik kayaçlar ve Üst Kretase yaşlı ada yayı karakterinde toleyitik bazaltlar olmak üzere iki farklı volkanizmanın gerçekleştiğini göstermektedir [9]. Mersin ofiyolitinin yaşı; metamorfik birimler üzerinde yapılan $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ yaş analizleri ile 96-90 My [71,72] K/Ar yaş analizleri ile 93.8 ± 3 My [73], metamorfik dilim ve tektonitleri kesen izole dayklar üzerinde yapılan $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ve K-Ar yaş analizleri ile 91-86 My, gabrolardan elde edilen zirkon üzerinde yapılan U-Pb yaşları 82.8 ± 4.0 My [74], olarak tespit edilmiştir. Mersin ofiyolitinin kabuk kesimini oluşturan ultramafik-mafik kayaçları üzerinde yapılan mineralojik ve jeokimyasal çalışmalar, Mersin ofiyolitinin yitim karakterindeki bir ofiyolit (SSZ) olduğunu göstermiştir [8,9]. Türkiye'deki ofiyolitlerin manto kesimlerinde ait kayaçlar üzerinde kısmi ergime, ergime ve kayaç etkileşimleri üzerinde yapılan çalışmalar sınırlı sayıdadır [69,70,75,76,77]. Mersin ofiyolitine ait manto peridotitleri üzerinde yapılan son çalışmalar [26,41] ile peridotitlerin oldukça fazla tüketildiği, boninitik karakterde magmadan oluştuğu, yitim ile ilişkili ofiyolit özellikleri sundukları görülmüştür. Çalışma alanı Fındıkpınarı bölgesinde Mersin ofiyolitik istifine ait tektonitler; harzburjit, dünit ve serpantin it kayaçları petrografik ve jeokimyasal özellikleri bakımından yitim zonlarındaki tüketilmiş kalıntı peridotitlere büyük benzerlikler sunduğu görülmektedir [69,41,77].

Çalışma alanındaki manto tektonitlerine ait kayaçların düşük CaO ve Al_2O_3 değerleri (Tablo 4.1), serpantinleşme sürecindeki Ca tüketilmesi ile ilişkili olduğunu göstermektedir [65,78-80]. Şekil 4.31' de tektonitlerin CaO ve Al_2O_3 içeriklerinin çok fazla tüketildikleri, örneklerin yay-önü peridotitlerine [80] benzediği görülmektedir. Tektonitlerin düşük MgO (%)

35,44-39,72), içerikleri deniz suyu etkisi ile oluşan alterasyon sırasındaki MgO tüketilmesi ile ilişkilidir [83].



Şekil 4.31. Tektonitlerin tüm kayaç CaO içeriklerine karşılık Al_2O_3 içeriklerindeki değişimler; Abisal ve yay-önü peridotitleri alanı ile manto tüketilme yönsemesi [81,82]' den alınmıştır.

Podiform tip kromititler genellikle ofiyolitler ile ilişkili olup, manto peridotitlerinin içerisinde birkaç metreden onlarca metreye kadar mercer veya damar şekilli, yüksek-Cr veya yüksek-Al bileşimli kromititler olarak tanımlanmaktadır [3]. Podiform tip kromititlerin dokusal ve mineralojik özellikleri, kromititlerin üst mantoda mafik magmalardan kristallendiklerini göstermektedir [29]. Kromit kristallerinde gözlenen silikat kapanımları kromititlerin magmatik bir kökene sahip olduğuna işaret etmektedir [84].

Mersin ofiyolitine ait tektonitlerde gözlenen krom spinellerde orta- yüksek-Cr içeriği [26,41] ofiyolitinin yay tipi ofiyolitlerin özelliklerini gösterdiklerini kromititlerdeki yüksek-Cr içeriklerine sahip kromitler ise bonitik bir kaynağa işaret etmektedir [41]. Fındıkpınarı kromititlerinin yapısal, dokusal ve mineralojik (çek-ayır ve kataklastik dokular, silikat kapanımları) ile jeokimyasal özellikleri podiform (Alpin) tipde kromititler olduğunu göstermektedir.

5. SONUÇLAR

“Fındıkpınarı (Mersin) Bölgesi Kromititlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi” isimli yüksek lisans tez çalışmasında yapılan arazi, petrografi ve jeokimya çalışmaları ile elde edilen sonuçlar aşağıda belirtilmiştir.

1. Silifke O32 b1, b2, b3, b4 paftalarında yer alan 14 km² lik çalışma alanı Üst Kretase yaşlı Fındıkpınarı Karışığı, Üst Kretase yaşlı Mersin Ofiyoliti, Alt-Orta Miyosen yaşlı Kaplankaya ve Karaisalı Formasyonlarından oluşmaktadır.
2. Çalışma alanında gözlenen Üst Kretase yaşlı Mersin ofiyolitine ait birimler, manto peridotitleri (tektonit) ve bunları kesen izole dayklardır. Tektonitler dünit, harzburjit ve serpantinit kayaçlarından oluşmakta, taneseli ve elek dokusu sunmaktadırlar. İzole dayklar diyabaz olarak tanımlanmış, ofitik doku göstermektedirler.
3. Çalışma alanındaki tektonitlerin jeokimyası yitim zonlarındaki tüketilmiş kalıntı peridotitlerin genel özelliklerini yansıtmaktadırlar.
4. Çalışma alanında gözlenen kromititler saçınımlı, bantlı ve masif şekilde gözlenmektedir. Kromititlerdeki kromit kristalleri çek-ayır ve kataklastik dokular gösterirler. Kenarlarından itibaren manyetitleşme sunan kromit kristallerinde silikat kapanımları bulunmaktadır.
5. Çalışma alanındaki kromititlerin Cr₂O₃ içeriği % 5,41-42,6 arasında değişmekte, jeokimyasal özellikleri Alpin tip kromit yataklarının özelliklerini sunmaktadır.
6. Elde edilen yapısal, dokusal ve jeokimyasal veriler Fındıkpınarı bölgesindeki tektonitlerin ve kromititlerin yitim ile ilişkili yay öne tektonik ortamda oluştuklarına işaret etmektedir.

KAYNAKLAR

- [1]. Thayer, T.P., (1960). Some critical differences between alpinotype and stratiform peridotite-gabbro complexes: International Geologic Congress Report, 21st Session, Norden, pt. 13, p. 247-259.
- [2]. Thayer, T.P., (1964). Principal Features and Origin of Podiform Chromite Deposits and Some Observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Economic Geology*, 59, 1497-1524.
- [3]. Robinson, P., T., Zhou, M., F., Malpas, J. ve Bai, W., J., (1997). Podiform Chromitites, Their Composition, Origin and Environment of Formation, *Episodes*, 20, 247-252.
- [4]. Engin, T., Özkoçak, O., Artan, U. (1986). General Geological Setting and Character of Chromite Deposits in Turkey, in W. Petrascheck, S. Karamata, G.G. Kravchenko, J. Johan, M. Economou and T. Engin (Eds.), *Chromites*, Theophrastus Publications S.A., Athens, 199-228.
- [5]. www.mta.gov.tr
- [6]. Uçurum, A., Koptagel, O. ve Lechler, P., J., (2006). Main-Component Geochemistry and Plâtinum-Group-Element Potential of Turkish Chromite Deposits, With Emphasis on the Muğla Area, *International Geology Review*, 48, 241-254.
- [7]. Juteau, T., (1980). Ophiolites of Turkey, *Ofioliti* 2, 199-237.
- [8]. Parlak, O., (1996). Mersin Ofiyolitinin Jeolojisi-Jeokimyası ve Doğu Akdeniz Tektoniğindeki Yeri. 49. Türkiye Jeoloji Kurultayı 1996 Bildiri Özleri, 3.
- [9]. Parlak, O., Delaloye, M., Bingöl, E. (1996). Mineral chemistry of ultramafic-mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey). *Geologische Rundschau*, 85, 647-661.
- [10]. Dilek, Y. ve Moores, E., M., (1990). Regional Tectonics of the Eastern Mediterranean Ophiolites. In: Malpas J., Moores E., Panayiotou A. ve Xenophontos C. (Eds.), *Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues*. Proc Troodos Ophiolite Symp, Geological Survey, Cyprus 1987, 295-309.
- [11]. Novak, E., (1927). Selinti Anamur Demir Madeni Hakkında Rapor. MTA Enstitüsü Rapor No: 439, s. 12-13, Ankara.
- [12]. Wijkerslooth, P., (1941). Türkiye ve Balkanlardaki Krom Cevheri Zuhuratu ile Bunların Bu Ülkeleri Büyük Tektoniğe Olan Münasebetleri. MTA Enstitüsü Mecmuası. Sayı: 1/26, s. 35-75, Ankara.
- [13]. Borchert, H., (1958). Türkiye'de İnisial Ofiyolitik Magmatizmaya Ait Krom ve Bakır Cevheri Yatakları. MTA Enstitüsü Yayınlarından No: 102, s. 76, Ankara.
- [14]. Cansız, A., (1979). İçel Civarının Krom Prospeksiyon Raporu. MTA Enstitü Rapor No: 7668, s. 25, Ankara.
- [15]. Pampal, S. (1984). "Arslanköy- Tepeköy (Mersin) Yöresinin Jeolojisi". S. Ü., Fen Edebiyat Fak. Fen Dergisi, Konya, 3, 237-258, (1984).
- [16]. Şahinoğlu, C., ve İşler, F., (1988). Kocayer ve Şahna (Mersin) yöresinin jeolojisi ve petrografisi. *Geosound Yer Bilimcinin Sesi: A Sayı 17 S 85-95*.
- [17]. İşler, F., (1990). Fındıkpınarı ve Yöresi (Mersin) Ofiyolitlerinin Jeolojisi ve Petrografisi. *Ç.Ü. Müh. Fak. Dergisi, Seri A Yerbilimleri Cilt 6-7, sayı 1-2, s. 45-54, Ankara*.
- [18]. Yaman, S., (1991), Mersin Ofiyolitinin Jeolojisi ve Metalojenezi. Ahmet Acar Sempozyumu, 255-267, Adana.
- [19]. Anıl, M. (1990). Pozantı-Karsantı, Mersin ve Kızıldağ (Hatay) Ofiyolitlerindeki Bazı Krom Yataklarının Morfolojik-Yapısal ve Jenetik Özellikleri ile Akdeniz Bölgesindeki Benzer Kromit Yatakları ile Karşılaştırılması. *Doğa, Tr.S.of Engineering and Environmental Science* 14, s. 645-675.
- [20]. Özperker, I., (1991). Mersin-Erdemli Ofiyolitik Masifi, Kromit Cevherleşmesinin Etüd ve Değerlendirilmesi. *Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. Dergisi, Sayı: 18, s. 43-56*.
- [21]. Yaman, S., Ohnenstetter, M., (1991). Mersin Ofiyoliti Ultramafik Zon Krom Yataklarında Platin Grubu Element Dağılımı (Güney Türkiye). *TJK Bül.*, s.6, 253-261.
- [22]. Koç, İ., Sümer, Y., (1997). Mersin Ofiyoliti Krom Prospeksiyon Raporu. Mersin Mintikasının Bazı Kromit Ruhsat Sahalarının Etüdü. Mta 10031.

- [23]. Bağcı, U. (1988). Musalı (Mersin) Bölgesindeki Kromit Yataklarının Mineralojisi ve Petrografisi. Yüksek Lisans Tezi , Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü , Mersin.
- [24]. Kozlu, H. ve Özgül, N. (2002). Kozan-Feke (Doğu Toroslar) Yöresinin Stratigrafisi ve Yapısal Konumu ile İlgili Bulgular. TPJD Bülteni, 14 (1); 1-3.
- [25]. Öztürk, S. E., (2015). Mersin Ofiyolitinin Jeokronolojisi ve Tektonik Önemi. Journal of Earth Science, Sayı, 27.
- [26]. Ishimaru S., Saikawa Y., Miura M., Parlak O., Arai S., (2018). Decoding of Mantle Processes in the Mersin Ophiolite, Turkey, of End-Member Arc Type: Location of the Boninite Magma Generation. Mineral's 2018, 8, 464.
- [27]. Thayer, T.P., (1969). Gravity Differentiation and Magmatic Replacement Of Podiform Chromite Deposits
- [28]. Dickey, J.S., (1975). A Hypothesis of Origin of Podiform Chromite Deposits. Geochimica Cosmochimica Acta. 39, 1061-1074.
- [29]. Lago, B., Rabinowicz, M., Nicolas, A. (1982). Podiform Cromite Ore Bodies, a Genetic Model, Journal of Petrology, 23, 103-125.
- [30]. Stowe, C. W., (1987). Chromite Deposits of The Shurugwi Greenstone Belt Zimbabwe. Geological Society of South Africa Transactions, V.7.p. 303-314.
- [31]. Buisson, G., Leblanc, M, (1987); Gold in mantle peridotites from Upper Proterozoic ophiolites in Arabia, Mali And Morocco, Economic Geology, Vol:82, Pp.2091-2097.
- [32]. Robinson P. T. Zhou M. F. Malpas J. Bai W. J. (1997). Podiform chromitites: their composition, origin and environment of formation . Episodes 20 (4), 247 - 252.
- [33]. Zhou, M.F., Sun, M., Keays, R.R., Kerrich, R. (1998). Controls on Platinum-group Elemental Distributions of Podiform Chromitites, a Case Study of High-Cr and High-Al Chromitites From Chinese Orogenic Belts. Geochimica Cosmochimica Acta. 62, 677-688.
- [34]. Tümüklü, A., (2005). Mazmılı (Pozantı - Karsantı Ofiyolitik Masifi) Yöresindeki Kromit Cevherleşmelerinin Jeolojik - Metalojenik Ve Jeokimyasal İncelenmesi, Ç.Ü.F.B.E Doktora Tezi, Adana, 37 - 39.
- [35]. Tamura, A., Arai, S., (2006). Harzburgite-Dunite-Orthopyroxenite Suite as a Record of Supra-Subduction Zone Setting for The Oman Ophiolite Mantle., Lithos, 90 (2006) 43 -56.
- [36]. Akbulut, M., Çolak, M., Oyman, T., Gnos, E. ve Pişkin, Ö. (2009). Formation of podiform dunites in the Lycian peridotite nappes (Ağla-Köyceğiz, SW Turkey). Ofioliti, 34 (1), 1-15.
- [37]. Caran, Ş., Çoban, H., Flower, F.J.M., Ottley, J.C. ve Yılmaz, K., (2010). Podiform Chromitites and Mantle Peridotites of The Antalya Ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): Implications for Partial Melting and Melt-Rock Interaction in Oceanic and Subduction-Related Settings, Lithos, 114, 307-326.
- [38]. Akmaz, R. M., (2013). Güneydoğu Türkiye’de Yüzeylenen Ofiyolitik Kromititlerinin Petrojenezi: Kromit Kimyası, Platin Grubu Element (PGE) Jeokimyası ve Mineralojisi. Yüksek Lisans Tezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Trabzon.
- [39]. Avcı, E., (2015). Kızılyüksek (Adana, Güney Türkiye) Ofiyolitik Kromititlerinin Petrolojisi. Yüksek Lisans Tezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Trabzon.
- [40]. Çimen, O., Köksal-Toksoy, F., Öztüfekçi-Önal, A., Aktağ, A., (2016). Depleted to Refertilized Mantle Peridotites Hosting Chromitites Within The Tunceli Ophiolite, Eastern Anatolia (Turkey): Insights On The Back Arc Origin. Yerbilimleri, 2016, 37 (3), 217-235.
- [41]. Saka, S., Uysal İ., Kapsiotis, A., Bağcı, U., Ersoy, E. Y., XunSu, B., Seitz, H. M., Hegner, E. (2019). Petrological characteristics and geochemical compositions of the Neotethyan Mersin ophiolite (southern Turkey): Processes of melt depletion, refertilization, chromitite formation and oceanic crust generation. Journal of Asian Earth Sciences. Volume 176, 1 June 2019, Pages 281-299.
- [42]. Özgül, N., (1976), Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19/1, 65-78. (1984a), Alanya bölgesinin jeolojisi; Türkiye Jeol. Kur., Ketin Simp., 97-120.
- [43]. Demirtaşlı, E., (1984), Stratigraphy and tectonics of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountains; Geology of the Taurus belt, Inter. Symp., 125-142, Ankara.
- [44]. Akay,E., Uysal, İ., (1988). Orta Toroslar'ın Post-Eosen Tektoniti. MTA. Dergisi, 108, 57-68.

- [45]. Özgül, N., (1997), Bozkır-Hadim-Taşkent (Orta Toroslar'ın kuzey kesimi) dolayında yer alan tektonostratigrafik birliklerin stratigrafisi; MTA Derg.,119, 113-174.
- [46]. Öztürk, E.M., Öcal, H., Taşkiran, A., Bulduk, A., Çelik. B., Metin, T., Keskin, O., Kadir, S., Dağ, Z., Çatal. E., Keskin, A., Gökten, A., Hakyemez, A. ve Girgin. L., (1991). Orta Torosların jeolojisi (Alanya 028 cl-c2: 029 d3-d4; P29 a2-a3-bl), MTA Rapor No: 9301. Ankara (yayınlanmamış).
- [47]. Yaman, S., (1991). Mersin Ofiyolitinin Jeolojisi ve Metallojenezi. Ahmet Acar Sempozyumu, 255-267, Adana.
- [48]. Girgin, S., (2005). Arslanköy (Mersin) Foreland Havzasının Stratigrafisi ve Tektonik Evrimi. Yüksek Lisans Tezi. Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Mersin.
- [49]. Schmidt, G.C., (1961). Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum Administration Bull., 6, 47-63, Ankara.
- [50]. İlker, S., (1975). Adana baseni kuzeybatısının jeolojisi ve petrol olanakları: TPAO Arama Arşiv Rep. nu: 973, 63 (unpublished), Ankara.
- [51]. Yetiş, C., Demirkol,C., (1984). Adana Baseni Kuzey-Kuzeybatı kesiminin Temel Stratigrafisine İlişkin Bazı Gözlemler. Türkiye Jeoloji Kurultayı 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri 59-61, Ankara.
- [52]. Ünlügenç, U. C., (1986). Kızıldağ Yayla (Adana) Dolayının Jeolojik İncelemesi, Ç. Ü. Fen Bilimleri Ens. Yüksek Lisans Tezi, 77s., Adana.
- [53]. Yetiş, C. ve Demirkol, C., (1986). Adana Baseni Batı Kesiminin Detay Jeolojik Etüdü. MTA Raporu, Rapor No: 8037-8037a., 187 s., (yayımlanmamış).
- [54]. Rollinson, H.R. (1993). Using geochemical data-evaluation presentation, interpretation. Longman Scientific ve Technical, Essex, UK.
- [55]. Brooks, C., and Hart, S.R., (1974). On The Significance of komatite. *Geology*, 2(2): 107-110.
- [56]. Humphris, S. E., Thompson, G., (1978). Trace Element Mobility During Hydrothermal Alteration Of Oceanic Basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume 42, Issue 1, Pages 127-136.
- [57]. Thompson, G., (1991). Metamorphic and Hydrothermal Processes: Basalt-Sea Water Interactions. In: Floyd PA, editor. *Ocean Basalts*. Glasgow, UK: Blackie, pp. 143-73.
- [58]. Pearce, J.A., Cann J.R., (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci Lett* 12: 339-349.
- [59]. Smith, R. E., ve Smith, S. E., (1976). Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P, and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 32,114-120.
- [60]. Floyd, P. A., Winchester, J.A., (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem Geol* 21: 291-306.
- [61]. Dick, H.J.B. and Bullen, T. (1984). Chromian Spinel as a Petrogenetic Indicator in Abyssal and Alpine-Type Peridotites and Specially Associated Lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 54-76.
- [62]. Johnson, R. J. ; Eason, P. J., (1990). Effects of dietary inclusion of field peas, lupins, narbon beans and chick peas on the growth performance of broiler chickens. *Proc. Aust. Poultry Sci. Symp.*, University of Sydney, Australia, pp. 96-99
- [63]. Elthon, D. (1992). Chemical trends in abyssal peridotites; Refertilization of depleted suboceanic mantle. *JGR Solid Earth*, Vol. 97, Issure B6.
- [64]. Hellebrand, E., Snow, J. E. & MuÈhe, R., (2001). Mantle melting beneath the Gakkel Ridge (Arctic Ocean): abyssal peridotite spinel compositions. *Chem. Geol.*
- [65]. Coleman, R.G., (1963). Serpentinites, Rodingites, and Tectonic Inclusions in Alpine-type Mountain Chains, Geological Society of America, Special Papers, vol. 73.
- [66]. Arai, S., (1994). Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships, review and interpretation. *Chemical Geology* 113, 191-204.
- [67]. Parkinson, I.J., Pearce, J.A., (1998). Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125), evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577-1618.

- [68]. Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J., Leat, P.T., (2000). Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich Arc-basin Systems, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 36–53.
- [69]. Uysal, İ., Ersoy, E.Y., Karşlı, O., Dilek Y., Sadıklar, M.B., Ottley, C.J., Tjeplo, M., Meisel, T., (2012). Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neotethyan Ophiolite in SW Turkey: Constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major–trace–REE–PGE), and Re–Os isotope systematics. *Lithos* 132– 133, 50–69.
- [70]. Aldanmaz, E., Schmidt, M.W., Gourgaud, A., Meisel, T., (2009). Mid-ocean ridge and suprasubduction geochemical signatures in spinel–peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: implications for upper mantle melting processes. *Lithos*, 113, 691–708.
- [71]. Parlak, O., Höck, V., Delaloye, M., (2000). Suprasubduction zone origin of the Pozanti-Karsantiophiolite (southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. In *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surroundings Area*, Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (eds). Geological Society, London, Special Publications, 173: 219–234.
- [72]. Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., Grundvig, S., (1999). Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dyke intrusions (Turkey): implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1192-1216.
- [73]. Çelik, Ö.F., (2008). Geochemical and Petrological Aspects Of Dike Intrusions In The Lycian Ophiolites (SW Turkey): a case study for the dike emplacement along the Tauride Belt Ophiolites. *International Journal of Earth Sciences*. Vol., 6. Paper, 1151-1164.
- [74]. Parlak, O., Karaoğlan, F., Rızaoğlu, T., Klötzli, U., Koller, F., Billor, Z., (2013). U-Pb And Ar-40- Ar-39 Geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride Belt: Implications for the evolution of the Inner Tauride Suture, *Journal Of Geodynamics*, vol.65, pp. 22-37.
- [75]. Uysal, İ., Zaccarini, F., Garuti, G., Meisel, T., Tarkian, M., Bernhardt, H.J., Sadıklar, M.B., (2007a). Ophiolitic Chromitites from the Kahramanmaraş Area, Southeastern Turkey: Their Platinum-Group Elements (PGE) Geochemistry, Mineralogy and Os-Isotope Signature. *Ofiyoliti*. 32(2). 151-161.
- [76]. Aldanmaz, E., (2012). Trace element geochemistry of primary mantle minerals in spinelperidotites from polygenetic MOR–SSZ suites of SW Turkey: constraints from an LAICP-MS study and implications for mantle metasomatism. *Geological Journal*, 47, 59– 76.
- [77]. Saka, S., Uysal, İ., Akmaz, R.M., Kaliwoda, M., Hochleitner, R., (2014). The effects of partial melting, melt-mantle interaction and fractionation on ophiolite generation: constraints from the Late Cretaceous Pozanti-Karsanti Ophiolite, Southern Turkey". *Lithos*, 202, 300-316.
- [78]. Puga, E., Nieto, J.M., Diaz de Federico, A., Bodinier, J.L, Morten, L., (1999). Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic ophiolitic association (Mulhacen Complex, SE Spain): evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process, *Lithos*, vol. 49, 23-56.
- [79]. Li, X-P., Rahn, M., Bucher, K., (2004). Metamorphic processes in rodingites of the Zermatt–Saas ophiolites, *International Geology Review*, 46, 28-51.
- [80]. Shervais, J.W., Kolesar, P., Andreasen, K., (2005). A field and chemical study of serpentization—Stonyford, California: chemical flux and mass balance, *International Geology Review*, 47, 1-28.
- [81]. Ishii T., Pearce J.A., van der Laan S.R., Arculus R. J., Murton B. J., Peate D.W., Parkinson I.J. (1992). Boninite and harzburgite from LEG125 (Bonin–Mariana Forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In: Fryer P, Pearce JA, Stokking LB (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Ocean Drilling Program, College Station*, 125, 623–657.
- [82]. Pearce J.A., van der Laan S.R., Arculus R. J., Murton B. J., Ishii T., Peate D.W., Parkinson I.J., (1992). Boninite and harzburgite from LEG125 (Bonin–Mariana Forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In: Fryer P, Pearce JA, Stokking LB (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Ocean Drilling Program, College Station*, 125, 623–657.

[83]. Niu Y., (2004). Bulk-rock major and trace element composition of abyssal peridotites, implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath Mid-ocean Ridges. *Journal of Petrology*, 45, 2423-2458.

[84]. Leblanc, M., Nicolas, A., (1992). Ophiolitic Chromitites. *International Geology Review*. No., 7. Pp., 653-686.



ÖZGEÇMİŞ

Adı ve Soyadı : Orçun Ali ŞEN

Doğum Tarihi : 26.12.1991

E-mail : orcunalisen@gmail.com

Öğrenim Durumu :

Derece	Bölüm/Program	Üniversite	Yıl
Lisans	Jeoloji Mühendisliği	Süleyman Demirel Üniversitesi	2010-2015
Yüksek Lisans	Jeoloji Mühendisliği	Mersin Üniversitesi	2016-2019

Görevler :

Görev Ünvanı	Görev Yeri	Yıl
Jeoloji Mühendisi	Jin Xin Madencilik Ltd. Şti.	2015-2016
Jeoloji Mühendisi	Gökdem Madencilik Ltd Şti.	2016 -
Jeoloji Mühendisi	Akdeniz Belediyesi	2017 -