ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GULEMAN OFİYOLİTİ (ELAZIĞ) KROMİT CEVHERLEŞMELERİNİN PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Gürkan TOKAT

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ANKARA
2021

Her hakkı saklıdır

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

GULEMAN OFİYOLİTİ (ELAZIĞ) KROMİT CEVHERLEŞMELERİNİN PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Gürkan TOKAT

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Halim MUTLU

Bu çalışmada, Tetis kuşağı üzerinde yer alan Guleman Ofiyoliti'ndeki kromit cevherleşmelerinin jeokimyasal ve petrolojik özellikleri ile oluştukları tektonik ortam saha ve laboratuvar çalışmaları yapılarak incelenmiştir. Bu kapsamda, Guleman Ofiyoliti'nin genelini temsil eden 6 sahadan toplanan kromitit örnekleri üzerinde gerçekleştirilen petrografik çalışmalarda tüm örneklerin genel olarak masif kromitten oluştuğu ve az oranda serpantin ve olivin içerdikleri belirlenmiştir. Bu örneklerin XRF ile belirlenen Cr_2O_3 (%ağ.) içeriği 39,23 ile 54,98 arasında, Al_2O_3 (%ağ.) içerikleri 7,81 ile 17,60 arasında dağılım göstermektedir. Bu sonuçlara göre Kef ve Dereboyu örnekleri "Alüminyum kromit", Baltaşı, Bağin, Alacakaya ve Marmerk örnekleri "Ferri kromit" olarak adlandırılmıştır. Örneklerdeki kromit minerallerinin kimyasal bileşiminin belirlenmesi için noktasal ölçümler yapılmıştır. Kromit minerallerinin Cr# değerleri 0,65-0,80, Mg# değerleri ise 0,63-0,71 arasında değiştiği belirlenmiştir. Mineral kimyası sonuçları Guleman Ofiyoliti'ne ait kromitlerin podiform tipte olduğunu ve yitim zonu üstü ofiyolitler içerisinde kristallendiğini göstermiştir. Çalışmada, Guleman Ofiyoliti kromitlerinin boninitik veya yay önü ortam jeokimyasına çok yakın sonuçlar vermesine rağmen bu ortamlar ile birebir örtüşmediği belirlenmiştir. Bu durum, yitimin başlangıcında okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzer jeokimyasal özellikteki ergiyiklerin sürece dahil olması ile açıklanmaktadır. Bu nedenle, Guleman Ofiyoliti içerisindeki tüm kromitlerin yay önü ortamında oluştuğu kabul edilmiştir. Ayrıca, analiz sonuçlarının bölgede ve Güney Kuşak Ofiyolitleri üzerinde yapılan önceki çalışmalar ile uyumlu olduğu görülmüştür.

Haziran 2021, 72 sayfa

Anahtar Kelimeler: Kromit, petroloji, mineral kimyası, tektonik ortam, Guleman Ofiyoliti, Elazığ

ABSTRACT

Master Thesis

PETROLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE CHROMITE MINERALIZATIONS IN THE GULEMAN OPHIOLITE (ELAZIĞ)

Gürkan TOKAT

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of GeologicaL Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Halim MUTLU

Guleman Ophiolite located on the Tethys belt and the tectonic setting where they formed have been worked through by many field and laboratory works. Within this scope of the study, in the petrographic studies on chromitite samples collected from 6 fields representing the overall Guleman Ophiolite, it is specified that these samples are generally formed from massive chromite and contain slightly serpentine and olivine. The Cr_2O_3 (wt%) and the Al_2O_3 (wt%) contents of these samples determined by XRF analysis respectively ranges from 39,23 to 54,98 and from 7,81 to 17,60. According to these results, the samples from Kef and Dereboyu have been named as "Aluminium chromite" while the samples from Baltaşı, Bağin, Alacakaya and Marmerk have been named as "Ferri chromite". Point measurements have been carried out in order to determine the chemical composition of chromite minerals. It is specified that the values of Cr# and Mg# respectively range from 0,65 to 0,80 and from 0,63 to 0,71. The results of mineral composition show us that the chromites of Guleman Ophiolite are podiform type and have crystallized in supra-subduction zone ophiolites. In the study, it is determined that although the results shows Guleman ophiolite chromites are very close to boninitic or fore-arc geochemistry, they do not exactly overlap with these environments. This situation is explained by the inclusion of melts with geochemical properties similar to mid-ocean ridge basalts at the beginning of subduction. Therefore, all chromites within the Guleman Ophiolite are considered to have formed on fore-arc setting. In addition, it is seen that the results of the analysis results are compatible with previous studies carried out in the area and the southern ophiolite belt ophiolites.

June 2021, 72 pages

Key Words: Chromite, petrology, mineral chemistry, tectonic setting, Guleman Ophiolite, Elazığ

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Tez çalışması süresince değerli bilgi birikimini esirgemeyen, yapmış olduğu bilimsel katkılar ile tezin tamamlanmasına yardımcı olan tez danışmanım Prof. Dr. Halim MUTLU'ya, tezime bilimsel görüşleri ile katkı sağlayan değerli jüri üyelerim Doç. Dr. Elif Varol MURATÇAY (Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ve Doç. Dr. Sinan AKISKA'ya (Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), yüksek lisansa başlamam konusunda yapmış olduğu telkinler ile hayatıma yön veren Prof. Dr. Vedat TOPRAK'a (IKA Madencilik), tez çalışmasının her aşamasında değerli görüşleri ile teze katkı sağlayan Özgür SAPANCI'ya (Yılmaden Holding), laboratuvar çalışmalarında desteklerini esirgemeyen Onur KARAKAYA (Yılmaden Holding) ve Doç. Dr. H. Evren ÇUBUKÇU'ya (Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), saha çalışmalarında vermiş olduğu destekten ötürü Mehmet Ali KÖSE, Servet DİNÇER (Eti Krom A.Ş.), Hasan KAYĞUN (Eti Krom A.Ş.) ve Raşit KARAKUZU'ya (Eti Krom A.Ş.), bölgenin tektonizması hakkında paylaşmış oldukları değerli görüşler için Zehra DEVECİ ARAL (Maden Tetkik ve Arama) ve Hünkar DEMİRBAĞ'a (Maden Tetkik ve Arama), tez kapsamında yapmam gereken çalışmalar konusunda yol gösteren ve bilimsel görüşleri ile teze katkı sağlayan Doç. Dr. Okay ÇİMEN'e (Munzur Üniversitesi Coğrafya Bölümü), bana çalıştığım kurumda tez yapma fırsatı sunan Eti Krom A.Ş. yöneticilerine ve Dr. Alp MALAZGİRT'e (Yılmaden Holding), manevi olarak tez süresince desteğini esirgemeyen, her zaman yanımda olan ailem ve Özgül EROĞLU'na teşekkürlerimi sunarım.

Gürkan TOKAT
Ankara, Haziran 2021

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAYI
ETİK ..... **i**
ÖZET ..... **ii**
ABSTRACT ..... **iii**
ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR ..... **iv**
SİMGELER DİZİNİ ..... **vii**
KISALTMALAR DİZİNİ ..... **viii**
ŞEKİLLER DİZİNİ ..... **ix**
ÇİZELGELER DİZİNİ ..... **xi**
1. GİRİŞ **1**
2. GENEL BİLGİLER **3**
2.1 Türkiye Kromit Cevherleşmeleri **7**
3. MATERYAL ve YÖNTEM **9**
3.1 Saha Çalışmaları **9**
3.2 Laboratuvar Çalışmaları **10**
4. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR **11**
5. GENEL JEOLOJİ **16**
5.1 Bölgesel Jeoloji **16**
5.2 Çalışma Alanının Jeolojisi **18**
5.2.1 Bitlis Metamorfitleri **20**
5.2.2 Guleman Grubu / Ofiyoliti **21**
5.2.3 Yüksekova Karmaşığı **23**
5.2.4 Hazar Karmaşığı **23**
5.2.5 Maden Karmaşığı **24**
5.2.6 Lice Formasyonu **25**
5.2.7 Örtü birimler **25**
5.3 Tektonizma **26**
5.4 Kromit Cevherleşmeleri **26**
5.4.1 Marmerk bölgesi cevherleşmeleri **27**
5.4.2 Baltaşı bölgesi cevherleşmeleri **28**
5.4.3 Bağin bölgesi cevherleşmeleri **28**
5.4.4 Kef bölgesi cevherleşmeleri **29**
5.4.5 Alacakaya bölgesi cevherleşmeleri **30**
5.4.6 Dereboyu bölgesi cevherleşmeleri **30**
6. PETROGRAFİ **32**
6.1 Marmerk Bölgesi **32**
6.2 Baltaşı Bölgesi **33**
6.3 Bağin Bölgesi **33**
6.4 Kef Bölgesi **34**
6.5 Alacakaya Bölgesi **35**
6.6 Dereboyu Bölgesi **36**

7. MİNERAL KİMYASI.....37
8. JEOKİMYA.....48
9. TARTIŞMA VE ÖNERİLER.....51
KAYNAKLAR.....56
EK 1 MİNERAL KİMYASI (SEM-EDS) ANALİZ SONUÇLARI.....65
ÖZGEÇMİŞ.....72

SİMGELER DİZİNİ

°C	Derece Santigrat
μm	Mikrometre/Mikron
%	Yüzde
Al	Alüminyum
Ca	Kalsiyum
Cr	Krom
Cr#	Cr/(Cr+Al)
Fe	Demir
Fe#	$Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$
Pt	Platin
Si	Silisyum
Mg	Magnezyum
Mg#	$Mg/(Mg+Fe^{+2})$
Mn	Manganez
O	Oksijen
Ni	Nikel
Ti	Titanyum
V	Vanadyum
Zn	Çinko

KISALTMALAR DİZİNİ

Ağ. (wt)	Ağırlıkça
A.Ş.	Anonim Şirketi
cm^3	Santimetre küp
D	Doğu
EDS	Enerji Dağılım Spektrometresi
G	Güney
g	Gram
GD	Güneydoğu
GB	Güneybatı
GPS	Global Positioning System/ Küresel Konumlama Sistemi
K	Kuzey
KB	Kuzeybatı
KD	Kuzeydoğu
Km	Kilometre
kV	Kilovolt
Kw	Kilowatt
mA	Miliamper
nA	Nanoamper
m	Metre
MTA	Maden Tetkik ve Arama
No	Numara
r	Korelasyon katsayısı
SEM	Taramalı Elektron Mikroskobu
SSZ	Supra-subduction Zone
UTM	Universal Transverse Mercator
XRF	X Işını Floresansı

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Çalışma alanı yer bulduru haritası 2

Şekil 2.1 Penrose Konferansı'nda tanımlanan ofiyolitik istif ve istif içerisindeki kayaçlar 3

Şekil 2.2 Krom yataklarını içeren jeotektonik ortamlar 6

Şekil 2.3 Türkiye krom yatakları 8

Şekil 3.1 Numune alınan kromit cevherleşmelerinin ofiyolit içerisindeki konumu 9

Şekil 5.1 Türkiye'deki ofiyolitik kuşakların dağılımı 16

Şekil 5.2 Güney Kuşak ofiyolitlerinin dağılımı 17

Şekil 5.3 Güney Kuşak ofiyolitlerinin oluşum modeli 18

Şekil 5.4 Çalışma alanının 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası 19

Şekil 5.5 Çalışma alanı ve çevresinin genelleştirilmiş tektonostratigrafik kesiti 20

Şekil 5.6 Guleman ofiyoliti ve bölgenin genelleştirilmiş tektonostratigrafik kesiti 22

Şekil 5.7 Çalışılan kromitit mostraları 27

Şekil 5.8 a) Marmerk bölgesi kromitit mostrası, b) Baltaşı bölgesi kromitit mostrası 28

Şekil 5.9 a) Bağin bölgesi galeri içerisindeki cevherleşme, b) Kef bölgesi sondaj karotundaki kromitit cevheri 29

Şekil 5.10 a) Alacakaya bölgesi sondaj karotundaki kromitit cevheri, b) Dereboyu bölgesi galeri içerisindeki kromitit cevherleşmesi 31

Şekil 5.11 Dereboyu bölgesi cevherlerinin basitleştirilmiş kesiti 31

Şekil 6.1 Marmerk Bölgesi numunesinin mikroskop altında genel görünümleri 32

Şekil 6.2 Baltaşı bölgesi numunesinin mikroskop altında genel görünümleri 33

Şekil 6.3 Bağin Bölgesi numunesinin mikroskop altında genel görünümleri 34

Şekil 6.4 Kef Bölgesi numunesinin mikroskop altında genel görünümleri 34

Şekil 6.5 Alacakaya Bölgesi numunesinin mikroskop altında genel görünümleri 35

Şekil 6.6 Dereboyu numunesinin mikroskop altında genel görünümü 36

Şekil 7.1 Krom spinellerin enerji dağılım spektrometresi (EDS) ile çıkarılmış element haritaları 38

Şekil 7.2 Marmerk krom spinel örneğine ait element profil analizi 39

Şekil 7.3 Baltaşı krom spinel örneğine ait element profil analizi 40

Şekil 7.4 Bağin krom spinel örneğine ait element profil analizi 41

Şekil 7.5 Kef krom spinel örneğine ait element profil analizi 41

Şekil 7.6 Alacakaya krom spinel örneğine ait element profil analizi 42

Şekil 7.7 Dereboyu krom spinel örneğine ait element profil analizi 42

Şekil 7.8 Guleman ve Güney Kuşak krom spinellerinin sınıflandırılması. 43

Şekil 7.9 Guleman ve Güney Kuşak Ofiyolitlerindeki kromitler için Al_2O_3–TiO_2 diyagramı 45

Şekil 7.10 Çalışılan kromitlerin a) Cr#-Mg# ve b) Cr#*100-Fe^{+2}#*100 diyagramlarındaki konumları. 46

Şekil 7.11 Çalışılan kromitler için Cr#*100–TiO_2 diyagramı 47

Şekil 8.1 Kromitlerin sınıflandırılması 49

Şekil 8.2 Kromitlerin ana oksit içeriklerinin Cr_2O_3 içeriği ile karşılaştırılması ve regresyon doğruları 50

Şekil 9.1 Kromitlerin Mg# ve Cr# değerlerine göre jeotektonik ortam sınıflandırılması 54

Şekil 9.2 Mineral kimyası sonuçlarının bölgesel dağılımı 55

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1 Alpin ve stratiform tip kromitlerin karşılaştırılması 7

Çizelge 3.1 Sahadan toplanan numunelerin koordinat bilgileri 10

Çizelge 6.1 Guleman kromitleri mineral parajenezi 35

Çizelge 7.1 Kromit örneklerinin mineral kimyası ortalama analiz sonuçları (%) ve hesaplanan katyon mol değerleri. 37

Çizelge 8.1 Guleman kromit örneklerinin XRF analiz sonuçları (%) 48

Çizelge 8.2 Guleman kromit örneklerinin Cr/Fe oranları 48

1. GİRİŞ

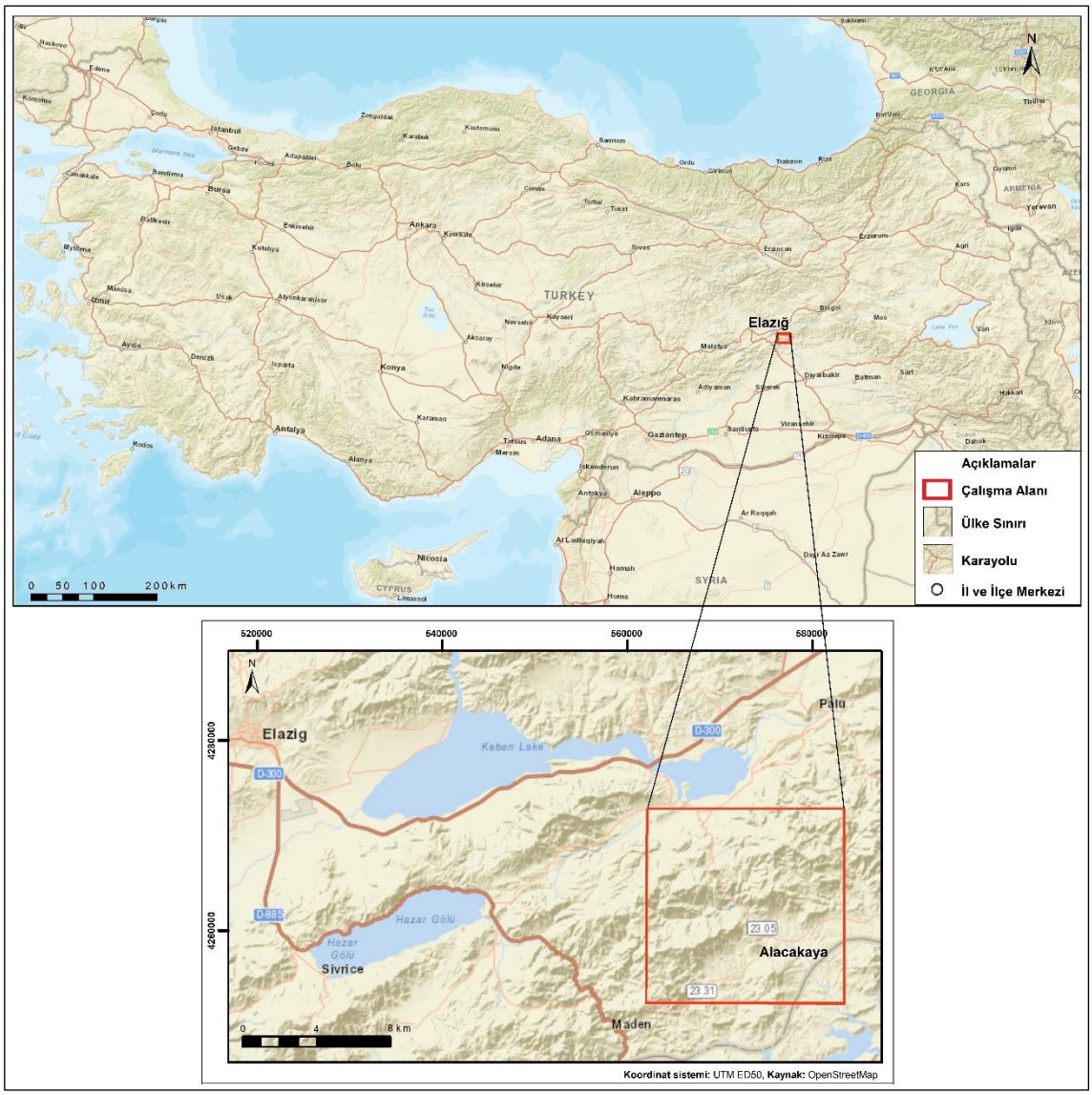
Bu çalışmada, Türkiye'nin en önemli kromit yataklarını içeren Guleman Ofiyoliti içerisindeki kromit cevherleşmelerinin jeokimyasal ve petrolojik özellikleri ile oluştukları tektonik ortamın belirlenmesi amaçlanmıştır. Bölgede konu ile ilgili önceki çalışmaların çoğu ofiyolitin sadece bir bölümündeki cevherleşmelerden elde edilen verileri kapsamaktadır (Üşümezsoy 1986, Rizeli 2014, Uysal vd. 2018). Bu tez çalışmasında, Guleman Ofiyoliti'nin genelini temsil eden 6 farklı alandaki mostra, galeri ve sondaj karotlarından toplanan örnekler incelenmiştir.

İnceleme alanı, Elazığ'ın yaklaşık 55 km güneydoğusunda Alacakaya ve Palu ilçe sınırlarını kapsayan K43-c3, K43-c4, K43-d3, L43-a2, L43-b1 ve L43-b2 paftaları içerisinde yer almaktadır. Çalışma alanına, Elazığ il merkezinden Elazığ-Bingöl D-300 karayolunun Alacakaya ilçesine ayrılan yolu takip edilerek ulaşılmaktadır. Çalışma alanının konumu Şekil 1.1'de gösterilmiştir.

Çalışma alanı ve yakın çevresi dağlık ve engebeli bir arazi yapısına sahip olup rakımı 850 m ile 2088 m arasında değişmektedir. Bölgedeki önemli yükseltiler Kef Dağı (1488 m), Büyük Sori Dağı (1787 m), Bağinkek Tepe (1818 m), Gölçov Dağı (1972 m), Renktarbaşı Tepe (2036) ve Küpdağı Tepe (2088 m)' dir.

Bölgede karasal iklim hüküm sürmektedir. Yazları kurak ve sıcak, kışları karlı ve soğuk geçer. Sıcaklık ortalaması Ocak ayı itibariyle 0-2 °C, Temmuz ayı itibariyle de 30-35 °C arasındadır (Anonim 2021).

İnceleme alanı içerisinde cevher kaynak ve üretim miktarı açısından Türkiye'nin en önemli kromit yatakları yer almaktadır. Bölgedeki kromit cevheri 1936 yılından itibaren üretilmektedir. Guleman Bölgesi'nde yaklaşık 12 milyon ton civarı kromit rezervi mevcuttur (Odabaşı vd. 2011). Bu alanda, Eti Bank, Eti Krom A.Ş. ve özel firmalar tarafından işletilmiş ve halen işletilmekte olan çok sayıda açık ocak ve yeraltı galerisi bulunmaktadır.

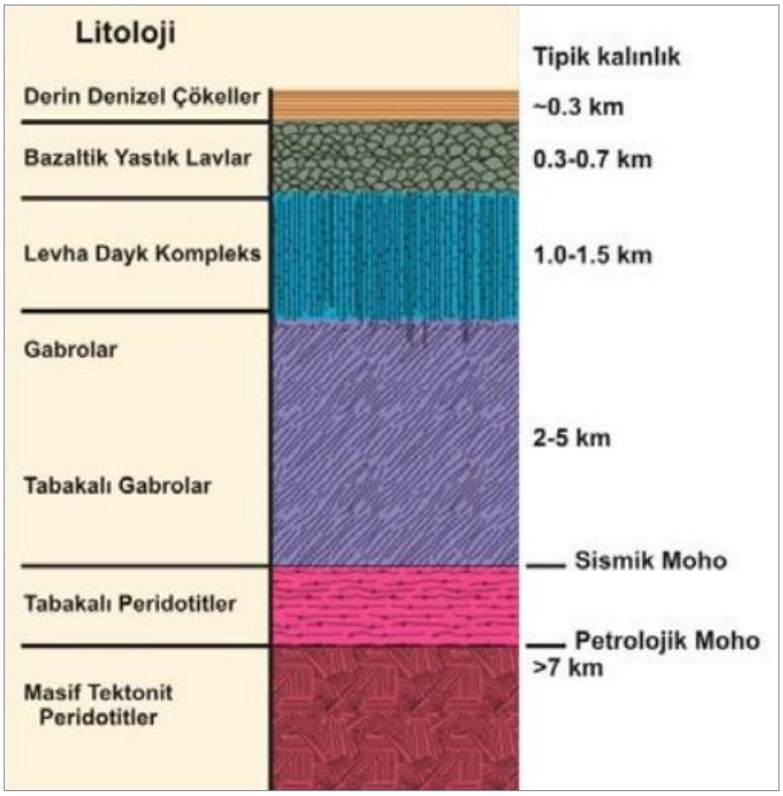


Şekil 1.1 Çalışma alanı yer bulduru haritası

2. GENEL BİLGİLER

Ofiyolit terimi ilk kez 1821 yılında Brongniart tarafından volkanik, gabro ve diyabaz gibi ultramafik kayaçları tanımlamak için kullanılmıştır. Daha sonra Steinman (1927), ortamsal açıdan birbirleri ile ilişkili gabro, serpantinit, diyabaz, spilit, radyolarit ve bazı derin denizel çökeller gibi kayaç toplulukları için ofiyolit terimini kullanmıştır. 1972 yılında yapılan Penrose Konferansı'nda eksiksiz bir ofiyolit serisi ilk kez tanımlanmıştır (Şekil 2.1).

Ofiyolitik istifte Petrolojik Moho üzerinde yer alan kabuk birimleri, üst mantodaki kısmi ergimeden türeyen bazaltik magmanın magma odasında katılaşmasıyla oluşurlar. Petrolojik Moho ve tabakalı gabroların altında manto peridoditleri (tektonitler) yer almaktadır. Bu kalıntı manto peridoditleri içerisinde, tabakalı gabroların 1 veya 2 km altında düzensiz bir şekilde dağılmış podiform kromit kütleleri bulunmaktadır (Thayer 1960).



Şekil 2.1 Penrose Konferansı'nda tanımlanan ofiyolitik istif ve istif içerisindeki kayaçlar

Dünya üzerinde eksiksiz ve korunabilmiş ofiyolitik istifler ender olarak görülmektedir. Bu istiflere Kızıldağ-Hatay, Vourinos-Yunanistan, Trodos-Kıbrıs ve Semail-Umman ofiyolitleri örnek verilebilir (Pişkin 2010).

Ofiyolitlerin oluşumu ile ilgili değişik modeller önerilmiştir (Juteau 1975). "Deniz tabanı volkanizma modeli", "Üst mantonun katı dilimler modeli" ve "Okyanus ortası sırtı modeli" bunlardan bazılarıdır. Ofiyolitler, uzun süredir, okyanus ortası sırtlardaki açılma zonlarında (MORB) oluşmuş eski okyanus litosferinin parçaları olarak kabul edilmiştir (Coleman 1977). Ancak daha sonraki çalışmalar ofiyolitlerin okyanus ortası sırtların yanı sıra yitim zonunda dalan okyanusal kabuk üzerinde de (SSZ; Supra-Subduction Zone) oluştuklarını ortaya koymuştur (Pearce vd. 1984).

Kromit cevherleşmeleri ofiyolitik istifteki ultrabazik kayaçlar içerisinde bulunurlar. İlk olarak 1762'de Ural Dağları'nda (Rusya) Johann Gottlob Lehmann tarafından keşfedilen kromit minerali, parlak siyah renge, 4,1-4,9 g/cm^3 arasında değişen özgül ağırlığa, Mohs cetveline göre 5,5 sertliğe ve kahverengi çizgi rengine sahiptir. Mineralin kaynama sıcaklığı 2671 ºC, ergime sıcaklığı ise 1890 ºC olarak belirlenmiştir (Akın 2018). Yerkabuğunda doğal olarak bulunan ve işletilebilen tek krom minerali olan kromitin teorik kimyasal formülü $FeCr_2O_4$ şeklindedir. Ancak +2 ve +3 yüklü katyonlar birbirleri ile yer değiştirebilir [$(Mg,Fe)(Cr,Al,Fe)_2O_4$]. Ca, Zn, V, Mn, Ti ve Pt içerebilen kromit teorik olarak %68 Cr_2O_3 ve %32 FeO'dan oluşmaktadır. Ticari açıdan önemli ve en iyi Cr_2O_3 oranına sahip bir kromit örneğinin kimyasal bileşiminin %55 Cr_2O_3, %14 FeO, %3 Fe_2O_3, %13 MgO ve %15 Al_2O_3 olması beklenir (Özkoçak 1972). %40'dan fazla kromit minerali içeren kayaçlar kromitit olarak adlandırılır (Akmaz 2013). Kromit (krom) cevheri refrakter, metalürji ve kimya sektörlerinde kullanılan en önemli hammaddelerden biridir. Metalürjide kullanımı %80-85'e kadar çıkar. Paslanmaz çelik (ferrokrom) üretiminde yeri vazgeçilmezdir.

Krom cevherleşmeleri Stratifom, Podiform (Alpin) ve Alaskan tip olarak üçe ayrılarak incelenirler.

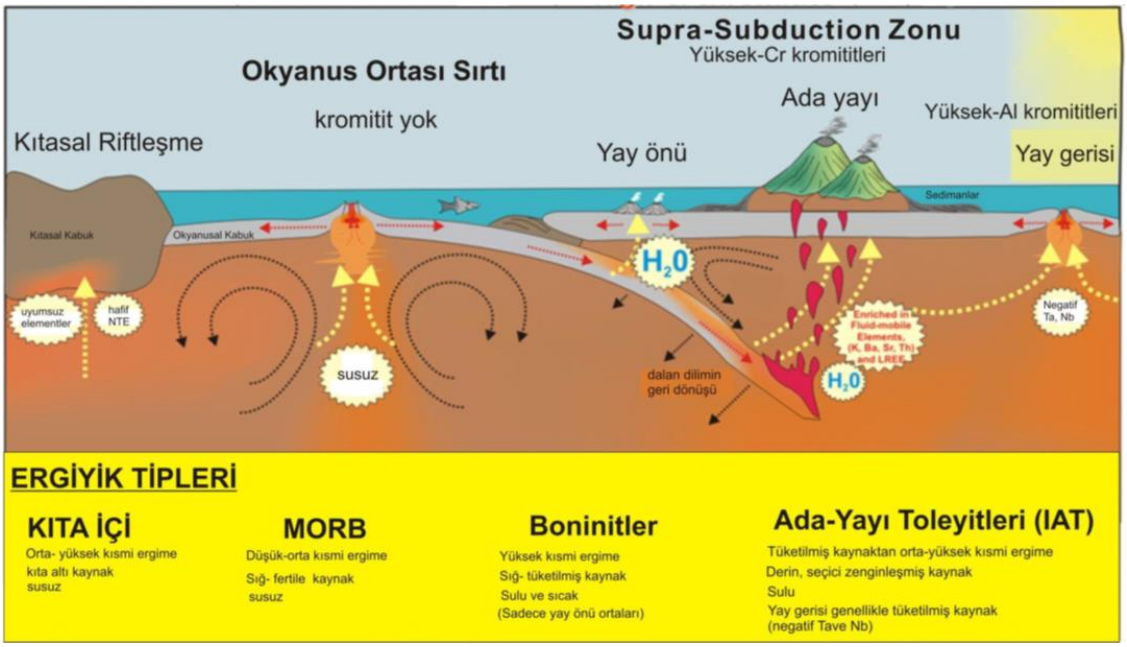
Stratiform kromit cevherleşmeleri yanal olarak kilometrelerce devamlılık gösterir. Güney Afrika'daki Bushveld cevherleşmesi Stratiform kromitler için verilebilecek en iyi örnektir. Türkiye'de bu tip cevherleşme bulunmamaktadır. Stratiform kromit cevherleşmelerinin kromit minerallerinin magmatik eriyikten kristalleşerek ayrılması ve ağırlıkları sebebiyle lapolitin tabanına çökmesi ile oluştuğu düşünülmektedir (Odabaşı vd. 2011). Bu cevherleşmelerde Cr/Fe oranları 1,5-2 olup minerallerin kristalleştiği derinlik 3-10 km arasındadır. Dünya kromit kaynaklarının (rezervinin) yaklaşık %96'sı bu tipteki yataklar içindedir (Akın 2018).

Podiform tip kromit cevherleşmeleri Alp-Himalaya dağ kuşağı üzerinde yer alması nedeniyle Alpin tip olarak da adlandırılır. Bu tip cevherleşmeler genel olarak merceğimsi şekilde ve küçük boyutlardadır. Bu cevherleşmelerin Cr/Fe oranları ve alüminyum içerikleri yüksektir (Duke 1983). Türkiye'deki kromit cevherleri bu tip yataklara dahildir. Podiform tip kromitlerin nasıl oluştuğuna dair farklı görüşler bulunmaktadır. Thayer (1964) ve Dickey (1975) podiform tip kromit cevherleşmelerinin oluşumunu kümülatik süreç ile açıklamakta ve daha sonra üst mantoya yerleştiğini savunmaktadır. Neary ve Brown (1979) ve Boudier ve Coleman (1982) ise podiform kromitlerin oluşumunu okyanusal yayılım merkezlerinde yükselen lerzolitik magmanın kısmi ergimesi ile açıklamıştır. Kromitler, okyanus kabuğunun alt kısmında yer alan litosferik manto ve astenosferik manto kaynaklı ergiyikler arasında gerçekleşen kayaç-eriyik etkileşimleri sonucunda oluşmaktadır. Okyanusal kabuğun farklı bölgelerinde oluşan kromitlerin tenörleri oldukça değişken olup kromitin görülmediği zonlar da söz konusudur (Zhou ve Robinson 1997). Şekil 2.2'de podiform kromitlerin oluşum ortamları gösterilmiştir.

Podiform tip kromit oluşumlarında günümüzde en çok benimsenen görüş, Lago vd. (1982) tarafından ileri sürülen ve daha sonra Zhou ve Robinson (1997) ile Arai (1994, 1997) tarafından geliştirilen çalışmalardır. Buna göre, okyanus tabanı yayılma merkezleri altında kısmi ergime ile oluşan bazaltik magma, kabuğun alt kesiminde bulunan magma odasını kanallar vasıtasıyla beslemektedir. Bazik magma bu kanallar ile yukarı hareket ederken harzburjitler ile kimyasal etkileşime girer. Bunun sonucunda, kanallar içerisinde dike yakın, merceğimsi kromitler oluşur. Çıkış kanallarının olduğu

bölgeden uzaklaştıkça konumları yataya doğru değişir. Harzburjitleri oluşturan ortopiroksenler bu etkileşim ile olivine dönüşür ve böylece kanalları dolduran bazik magmanın SiO_2 oranı artar. Bu işlem kanallara iletilen bazik magma ile sürekli devam etmektedir. Bu sırada magmanın SiO_2 ve krom içeriği sürekli yükselir. Silika konsantrasyonunun artması ile ötektik açıdan kristalleşme alanına giren kromit ergiyikten itibaren kristalleşmeye başlar. Böylece, ergiyik tekrar olivin-kromit kotektik ortamına geri döner ve kromit ile olivin tekrar birlikte kristalleşmeye başlar (Zhou ve Robinson 1997, Arai 1997).

Bazik magmanın peridoditler içerisindeki yükseliş hızı derinlerde nispeten daha fazladır. Bu bölümlerde yan kayaç etkileşimi için yeterli süre olmaması nedeniyle kromit taneleri kristalleşemezler. Litosferik manto ve kabuk arasındaki sınırda (petrolojik Moho) yükselen magma yan kayacı özümleyemez. Bu nedenle, bu bölgede kromit cevherleşmelerinin yoğun olduğu düşünülmektedir (Nicolas 1989).



Şekil 2.2 Krom yataklarını içeren jeotektonik ortamlar (Zhou ve Robinson, 1997'den değiştirilmiştir)

Alpin ve stratiform tip cevherler jeokimyasal açıdan farklılıklar sunmaktadır (Balcı 1986). İki tip cevherleşmenin bileşimsel açıdan karşılaştırılmaları Çizelge 2.1'de

gösterilmiştir. Ayrıca, iri taneli ve yüksek Cr_2O_3 tenörlü kromit kristalleri magma odasının tabanında oluşurlar ve üst bölümlere doğru $A1_2O_3$ ve FeO bolluklarında taban bölümüne göre bir artış söz konusudur (Kaaden 1959, Borchert ve Uzkut 1967).

Çizelge 2.1 Alpin ve stratiform tip kromitlerin karşılaştırılması (Balcı 1986)

Jeokimyasal Özellikler	**Alpin Tip**	**Stratiform Tip**
MgO/FeO	Yüksek	Düşük
Fe_2O_3 (ortalama)	%8-10	%10-24
Cr/Fe	1,5-4,5	0,75-1,75
Al_2O_3/Cr_2O_3	Düşük	Yüksek
Cr_2O_3 (ortalama)	%40-50	%30-40
TiO_2	Düşük	Yüksek

Alaskan tip kromit cevherleşmeleri çoğunlukla genç intrüzifler ile ilişkili ve ekonomik değeri olmayan yataklardır. Urallar, Avustralya, Kanada ve Kolombiya çevresinde görülürler. Bu yataklar özellikle platin bakımından zengindir. Genel olarak yaklaşan levha sınırlarında ve ada yaylarında görülen bu yatakların demir içerikleri yüksektir (Akın 2018).

2.1 Türkiye Kromit Cevherleşmeleri

Türkiye'de kromit cevheri ilk kez 1848 yılında John Lawrence Smith tarafından Bursa'da (Harmancık) keşfedilmiştir. Türkiye'nin ilk kromit ihracatı ise 1850 yılında yapılmıştır (Akın 2018). Sonraki yıllarda keşfedilen yataklar ile Türkiye dünyada krom üretimi ve ihracatı konusunda önder ülkeler arasına girmiştir. Türkiye'de krom madenciliği altı bölgede yapılmaktadır. Bunlar; Guleman-Elazığ, Sivas-Erzincan, Muğla-Denizli-Burdur, Mersin-Adana, Bursa-Kütahya-Eskişehir ve İskenderun-Gaziantep bölgeleridir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Türkiye krom yatakları (Odabaşı vd. 2011)

Türkiye'de oluşan kromitler Alpin tip cevherleşmelerdir. Neotetis okyanusunun kalıntıları olarak düşünülen bu oluşumlar genellikle merceğimsi ve devamlılık arz etmeyen düzensiz yataklardır. İzmir-Ankara-Erzincan zonu, Toros zonu ve Güneydoğu Anadolu Kenet zonu olmak üzere 3 farklı zon olarak görülen söz konusu kalıntılar okyanusun kapanması sırasında oluşan yitim zonu üstü ofiyolitlerdir (Kasapçı 2012). Yaklaşık 26 milyon ton krom rezervi ile Türkiye (%20' den daha fazla Cr_2O_3 içerikli) Dünya'da 4. sırada yer almaktadır (Odabaşı vd. 2011). Türkiye'deki kaynak miktarının yaklaşık yarısı (%45) Guleman (Elazığ) bölgesinde, %26'sı Sivas-Erzincan bölgesinde, %13'ü Bursa-Kütahya-Eskişehir bölgesinde, %10'u Mersin-Adana bölgesinde ve %6'sı ise Muğla-Denizli-Burdur bölgesinde yer alır (DPT 2001).

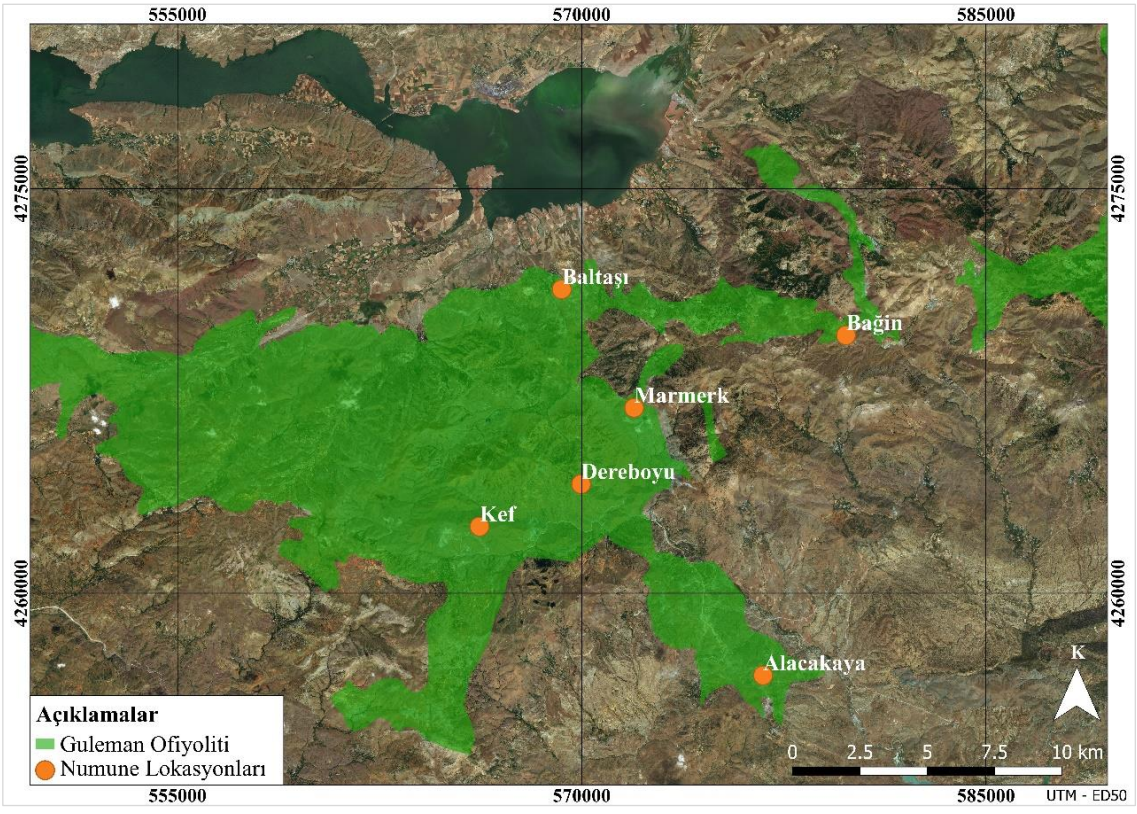
Güney Afrika ve Zimbabve dünya kromit kaynaklarının %80'ine (yaklaşık 6,5 milyar ton) sahiptir. Türkiye'de ise 137 cevher yatağından elde edilen rezerv yaklaşık 242 milyon tondur (Taşlıgil ve Şahin 2015). 2018 yılı krom üretim verilerine göre, ülkemiz Güney Afrika'dan sonra 8 milyon ton üretim ile 2. sırada yer almaktadır. Güney Afrika yaklaşık 18 milyon ton, Kazakistan ise yaklaşık 7 milyon ton üretim gerçekleştirmiştir (USGS 2020).

3. MATERYAL ve YÖNTEM

Bu tez çalışmasında, Guleman Ofiyoliti'nin 6 farklı bölümünden toplanan kromit örnekleri ile cevherleşmenin petrolojik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir.

3.1 Saha Çalışmaları

Saha çalışmaları kapsamında Guleman Ofiyoliti içerisindeki kromit cevherleşmelerinden örnekler toplanmıştır (Şekil 3.1). Örneklerden 2 adedi Marmerk ve Baltaşı bölgesindeki cevher yüzleklerinden, 2 adedi Bağin ve Dereboyu galerilerinden, 2 adedi ise daha önce Alacakaya ve Kef bölgelerinde yapılmış AL_36A ve 1082_14 sondajlarına ait karotlardan alınmıştır (Çizelge 3.1). Çalışmalar sırasında GPS, jeolog çekici, numune torbası, taş kesme makinesi, madenci feneri ve fotoğraf makinesinden yararlanılmıştır.



Şekil 3.1 Numune alınan kromit cevherleşmelerinin ofiyolit içerisindeki konumu

Çizelge 3.1 Sahadan toplanan numunelerin koordinat bilgileri

Bölge	UTM ED50 - Zon 37			Numune No	Numune Yeri
	X-Kuzeye	Y-Doğuya	Kot (m)		
Marmerk	4266874	571943	1416	36263	Yüzlek
Baltaşı	4271266	569255	993	36264	Yüzlek
Bağin	4269564	579802	1501	36266	Galeri
Dereboyu	4264044	569974	1173	36276	Galeri
Kef	4262470	566206	1058	36269	Sondaj Karotu
Alacakaya	4256952	576728	1103	36272	Sondaj Karotu

3.2 Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları kapsamında, 6 adet kromit numunesinin jeokimyasal ve petrografik analizleri yapılarak mineral kimyaları incelenmiştir. Sahadan toplanan numunelerden Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi'nde parlak kesitler yapılmıştır. Bu örneklerin mineralojik ve petrografik özellikleri Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarında Leica DM2500P marka üstten ve alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ile ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Kromit numunelerinin jeokimyasal içerikleri Eti Krom A.Ş. Laboratuvarında Rigaku marka, Primus II model (2009), X Işını Floresansı (XRF) cihazı ile analiz edilmiştir. Bu cihaz, 4 Kw (50 kV-80 mA) ışın gücünde, kapalı devre su soğutma sistemli, Argon-Metan gaz karışımlı tüp ve vakum altında analiz yapabilme özelliğine sahiptir. Analizlerde ana element oksitleri yüzde (%) cinsinden belirlenmiştir.

Elektron mikroskobi ve mineral mikroanaliz çalışmaları Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarında Carl Zeiss Evo-50 EP marka taramalı elektron mikroskobu (SEM) ve tümleşik Bruker XFlash 3001 SDD (Silicon Drift Detector) enerji dağılım spektrometresi (EDS) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Parlak kesitler üzerinde yapılan analizler 15 kV ivmelendirici gerilim ve 10 mm çalışma mesafesi koşullarında yürütülmüştür. Noktasal mineral kimyası analizleri için demet akımı 5-12 nA ve sayma zamanı 100-120 saniye aralığında tutulmuştur. Elementsel haritalama için sayma zamanı 4-7 dakika arasında seçilmiştir.

4. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Tetis Ofiyolit Kuşağı'nın önemli bir parçası olan Guleman Ofiyoliti üzerinde yürütülen çalışmalar ile bu ofiyolitin jeokimyasal ve petrografik özellikleri, oluşum ortamı, yaşı ve içerdiği kromit cevherleşmelerinin özellikleri detaylı olarak incelenmiştir. Aşağıda bu çalışmaların bir özeti kronolojik olarak verilmektedir.

Elazığ ili Alacakaya ilçesindeki Guleman kromit yatakları Abdullah Hüsrev (sonradan Guleman soyadını almıştır) tarafından 1915 yılında keşfedilmiştir. 1936 yılında, Guleman bölgesindeki kromit cevheri Şark Kromları Türk Anonim Şirketi tarafından işletilmeye başlanmıştır. 1939'da bu şirket Etibank'a bağlı kurum haline dönüştürülmüştür.

Helke (1938), haritalama ve etüt faaliyetleri ile Guleman bölgesindeki ilk önemli çalışmayı gerçekleştirmiştir. Kündikan bölgesindeki serpantin birimleri içerisindeki kromitlerin basınç ve sıkışma sebebiyle farklı yönlere itilmiş olduğunu ve bu nedenle dik bir konuma geldiğini belirtmiştir. 1962 yılında yaptığı çalışmalarda ise Guleman kromit cevherleşmelerinin stratiform kromit yatakların kalıntıları olduğunu, bu yatakların da Alpin tektonizmasından etkilendiğini belirtmiştir.

Helke (1962) ve Kendiroğlu (1972), Kef Dağı civarındaki kromit yataklarının Alpin tip (Podiform) kromit yatakları olduğunu ve parçalanmış adeseler şeklinde görüldüklerini, Kapin bölgesindeki 1-3 m arasında kalınlığa sahip iki kromit merceğinin de masif cevher olduğunu belirtmiştir.

Thayer (1964), Guleman bölgesi cevherleşmeşlerinin doku ve yapılarını incelemiş ve stratiform yataklarından farklı olduğunu belirtmiştir. Podiform tip yataklarda görülen nodüler kromit cevherleşmelerinin çek ayır dokularının bölgede görüldüğünü bu nedenle bölgedeki cevherleşmenin Alpin tipte olduğunu ifade etmiştir.

Engin vd. (1982), Türkiye genelindeki krom yataklarının tektonitler ve kümülatlar içindeki dünitlerle ilişkili olduklarını belirtmişlerdir. Ayrıca aynı çalışmacılar Guleman Ofiyoliti'ni Marmerk, Kündikan, Pütyan, Gölalan, Rut, Batı Kef, Doğu Kef ve Kapin olarak alt gruplara ayırmışlardır.

Özkan (1982), Guleman Ofiyoliti'nin oluşum yaşını Üst Jura-Alt Kretase, yerleşim yaşını ise Tetis okyanusunun kapanışına bağlı olarak Üst Kretase olduğunu belirtmiştir. Aynı çalışmacı olivinlerin krizolit bileşiminde olduklarını ve harzburjitler içerisinde görülen olivinlerin deformasyon lamelleri sunduğunu saptamıştır.

Aktaş ve Robertson (1984), istif içerisindeki volkanik kayaçların jeokimyasal bileşimlerine dayanarak Maden Karmaşığı'nın bir yay önü havzada oluştuğunu ifade etmiştir.

Özkan ve Öztunalı (1984), Guleman Ofiyoliti'nin eksik bir ofiyolit istifi temsil ettiğini, tektonitler ve kümülatlardan oluştuğunu belirterek istifteki levha dayk karmaşığının eksikliğini yerleşme sonrası aşınmaya bağlamışlardır.

Arıkal ve Taşan (1986), Guleman Ofiyoliti içerisindeki kromit cevher zonlarının 1/1000 ölçekli, galerilerin ise 1/500 ölçekli jeoloji haritalarını yapmıştır. Ayrıca, Lice Formasyonu'nun Guleman bölgesi civarında filiş görünümünü aldığını ve genel olarak kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluştuğunu belirtmiştir.

Üşümezsoy (1986), Soridağ ve Kefdağ kromit cevherleşmeleri üzerinde yapmış oldukları petrografik ve mineral kimyası analizleri ile cevherleşmelerin kota (rakıma) göre kimyasal değişimlerini, konumunu ve yayılım şeklini belirlemeye çalışmıştır. Kefdağ cevherleşmesinin dünit ve harzburjit sınırında oluştuğunu, diapirik yayılım sürecinde oluştuğunu belirtmiştir. Kefdağ'da kot olarak 1300 m ile 1500 m arasındaki 20 kromit örneği üzerinde yapılan mineral kimyası çalışmalarında Cr# (Cr/(Cr+Al)) değerlerinin 0,52-0,72 arasında, Mg# ($Mg/Mg+Fe^{+2}$) değerlerinin ise 0,62-0,82 arasında değiştiği belirlenmiştir.

Engin ve Sümer (1987), kromit ile dünit arasında doğrudan bir ilişkinin olduğunu ancak büyük ve yüksek tenörlü krom yataklarının harzburjitler içinde değişik boyutlardaki dünit mercekleri ile yakın ilişki gösterdiğini belirtmişlerdir. Aynı çalışmacılar, Guleman Ofiyoliti'nin doğu-batı doğrultusunda uzandığını, ancak Pütyan bölümünün bu genel uzanıma aykırı olduğu sonucuna varmışlardır. Bu çalışmacılar Guleman Ofiyoliti kayaçları üzerinde yaptıkları petrografik çalışmalarda, kromit tanelerinin etrafında ve kromit taneleri içerisindeki çatlaklarda siyah renkli ferri kromit ve manyetit oluşumları belirlemişlerdir.

Turan ve Bingöl (1991), bölgede yaptıkları çalışmalarda iki farklı yitim zonundan bahsederler. Guleman Ofiyoliti'nin Keban ve Pütürge arasında, Kömürhan Ofiyolitinin de Pütürge ve Arap platformu arasında oluştuğunu belirtmişlerdir.

Yılmaz (1993), Geç Kretase döneminde Neotetis okyanusunun güney koluna ait birimlerin (Guleman Ofiyoliti) kıtasal kabuk üzerine yerleştiğini ve bu sürecin okyanusun kapanmasıyla ilişkili olduğunu belirtmiştir.

Çakır (1994), Batı Kef kromit cevherlerinin tektonitlerin hemen üst seviyesinde, kümülatların ise tabanında yer aldığını belirtmiştir. Cevherleşmenin taban taşındaki foliasyonlara paralel olmasının magmatik sedimantasyon ile ilişkili olduğuna da değinmiştir.

Robertson (1994), Güney Kuşak ofiyolitlerinin Yitim Zonu Üstü ofiyolitleri olduğunu ve bu kuşak üzerinde diğer oluşum tiplerinde ofiyolit olmadığını belirtmiştir.

Beyarslan (1996), Güney Kuşak ofiyolitlerinin oluşumunu, Geç Kretase'de Neotetis'in güney kolunun kuzeye dalması ve bununla ilişkili olarak okyanusal kabuk üzerinde gelişen Yitim Zonu Üstü ofiyolitlerinin gelişmesi ile açıklamıştır.

Yılmaz ve Duran (1997) yapmış oldukları çalışmalarda, Lice Formasyonu ortamının yamaç, havza, deniz altı yelpazesi, yamaç ötesi ve açık şelf olduğunu, Guleman bölgesi

dışında Lice Formasyonu'nun Konak Formasyonu üzerine açısal diskordans ve Fırat Formasyonu üzerine ise paralel diskordans ile geldiğini belirtmişlerdir.

Aslantaş (2001), Kapin ve Şabata bölgesindeki kromit cevherleri üzerinde yapmış olduğu jeokimyasal çalışmalar ile cevherin Alpin tip olduğu sonucuna varmıştır. Yan kayaç üzerinde yapmış olduğu petrografik çalışmalarda konak kayacın harzburjit, ana minerallerin de olivin ve ortopiroksen olduğunu tespit etmiştir.

Başpınar (2006), Guleman Ofiyoliti'ne ait kayaçlar üzerinde gerçekleştirdiği jeokimyasal ve petrografik analizler sonucunda kromitleri ilksel mantoya göre normalleştirerek değerlendirmiştir. Bu değerlendirmede, iridyum ve paladyumun ilksel mantoya oranla zenginleştiğini, rutenyum ve platinin ise fakirleştiğini belirlemiştir. Ayrıca Caferi Volkanitleri'nin ofiyolite dahil edilmesi gerektiğini vurgulamıştır.

Dursun (2010), Kef kromit cevherleşmeleri üzerinde yaptığı çalışmalarda kromitleri ferri kromit olarak adlandırmıştır. Cevherleşmenin Alpin tipte olduğunu belirlemiştir.

Beyarslan ve Bingöl (2014), Guleman yöresinde yaptıkları çalışmalarda, Guleman Ofiyolitinin Geç Kretase yaşlı okyanusal kabuğun yay önü kalıntıları olduğunu, Bitlis Metamorfitlerinin Guleman Ofiyoliti üzerine tektonik dokanakla geldiğini, Hazar Grubu ve Maden Karmaşığı birimlerinin Bitlis Metamorfitlerini uyumsuz olarak örttüğünü ve tüm bu birimlerin Lice Formasyonu üzerine bindirme ile geldiklerini belirtmişlerdir.

Rizeli (2014), Guleman Ofiyoliti birimleri üzerinde petrografi ve mineral kimyası çalışmaları gerçekleştirmiştir. Bu çalışmalarda harzburjitlerin %70-80 olivin, %15-25 ortopiroksen, %2-3 klinopiroksen ve %2-3 krom spinelden, dünitlerin ise %90'ın üzerinde olivin, %10'dan az ortopiroksen, klinopiroksen ve opak minerallerden oluştuğunu belirlemiştir. Çalışmacı, Guleman Ofiyoliti peridoditleri içerisindeki spinel mineralleri üzerinde yapmış olduğu mineral kimyası analizlerinde Cr# (Cr/(Cr+Al)) değerlerinin 0,63-0,80 arasında, Mg# ($Mg/Mg+Fe^{+2}$) değerlerinin ise 0,38-0,53 arasında değiştiğini belirlemiştir.

Özek vd. (2016), Guleman Ofiyolitinin petrografik ve jeokimyasal özellikleri bakımından okyanus içi dalma-batma ofiyoliti karakterinde olduğunu, İspendere ve Kömürhan ofiyolitleri gibi okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğunu belirtmiştir.

Rizeli vd. (2016), Guleman Ofiyoliti'ne ait harzburjit ve dünit birimleri üzerinde yapmış oldukları analizlerde düşük Al_2O_3 ve CaO içeriği belirlemişlerdir. Buna göre harzburjit ve dünitlerin oldukça tükenmiş olmaları ve bu birimlerin az oranda klinopiroksen içeriğine sahip oldukları sonucuna varmışlardır. Aynı çalışmacılar Guleman Ofiyoliti manto peridoditlerinin yay önü harzburjitleri olduğu sonucuna varmıştır.

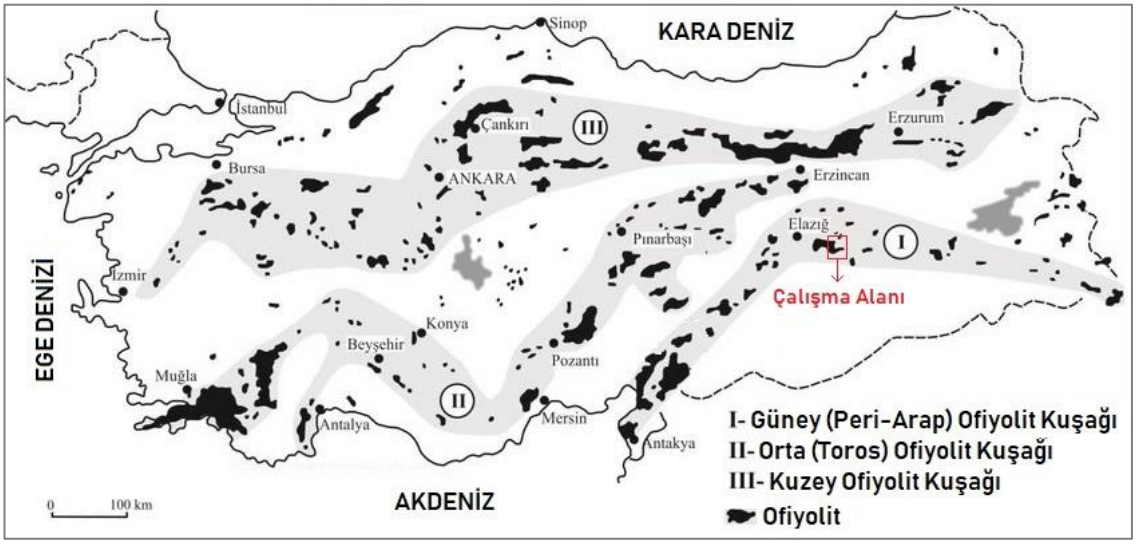
Beyarslan vd. (2018), Elazığ Magmatikleri üzerinde yapmış oldukları kimyasal analizler ile ağır nadir toprak elementlerinin hafif nadir toprak elementlere göre daha az zenginleştiğini belirtmişlerdir.

Uysal vd. (2018), Guleman Ofiyoliti kromititleri üzerinde yapmış olduğu mineral kimyası çalışmalarında, kromititlerin Al_2O_3 değerinin %10,62-%14,58 (ağ.) arasında, Cr# (Cr/(Cr+Al)) değerinin 0,61-0,81 arasında, yüksek tenörlü kromititlerin Cr# değerinin 0,71-0,81 arasında, Mg# ($Mg/(Mg+Fe^{+2})$) değerinin 0,56-0,72 arasında değiştiğini, TiO_2 değerlerinin ise düşük, %.0,12-%0,46 (ağ.) arasında olduğunu belirlemişlerdir. Bulunan bu değerlerin tipik okyanus ortası sırtı ve yitim zonu kompozisyonlarına tam olarak uymaması nedeniyle yitim zonu başlangıcında yay önü havzasının altında, derinlere yerleşmiş heterojen bir manto kaynağının olabileceğini ifade etmişlerdir.

5. GENEL JEOLOJİ

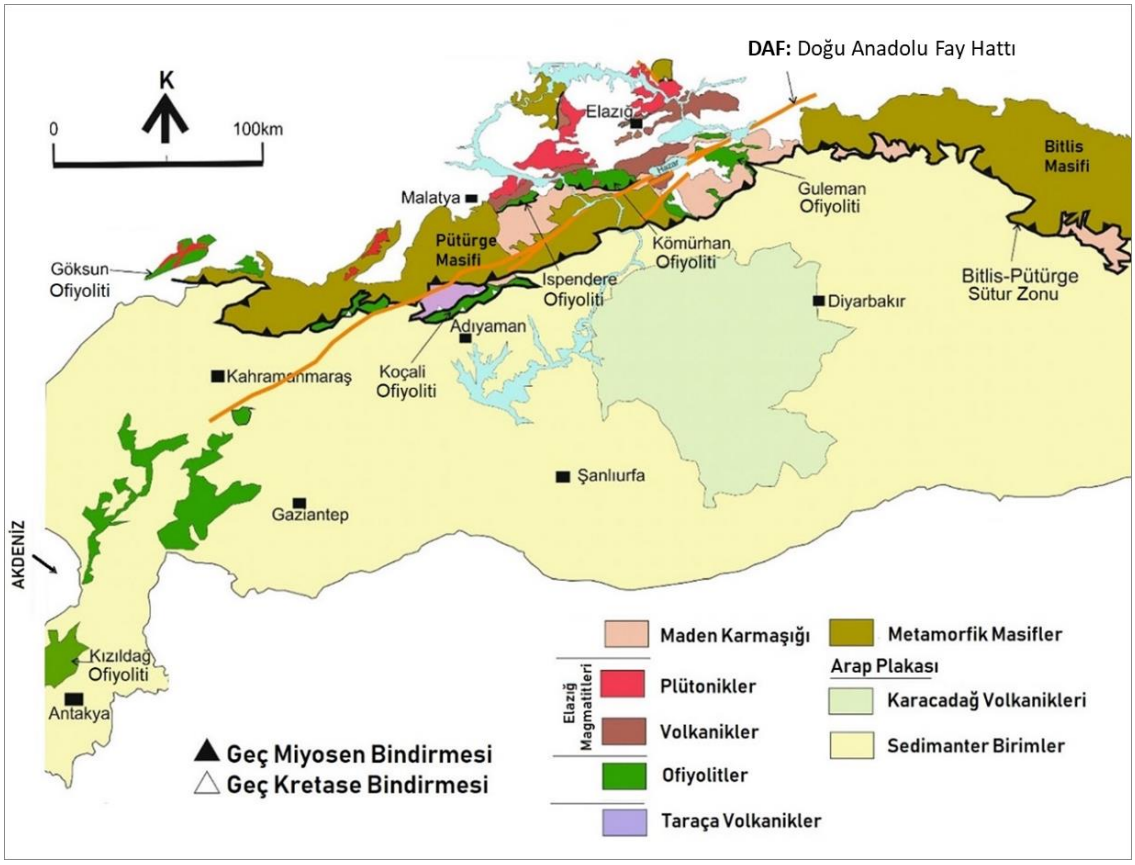
5.1 Bölgesel Jeoloji

Juteau (1980) Türkiye'deki ofiyolitleri Güney (Peri-Arap) Ofiyolit Kuşağı, Orta (Toros) Ofiyolit Kuşağı ve Kuzey Ofiyolit Kuşağı olmak üzere 3 ana grup altında toplamıştır (Şekil 5.1). Çalışma alanının içerisinde bulunduğu Güney Ofiyolit Kuşağı, İskenderun Körfezi'nden başlayarak Türkiye'nin İran-Irak sınır kesişimine kadar ulaşmaktadır. Kızıldağ, Koçali, İspendere, Kömürhan, Guleman, Oramar ve Karadağ ofiyolitleri Güney Ofiyolit Kuşağı içerisinde yer almaktadır (Şekil 5.2).



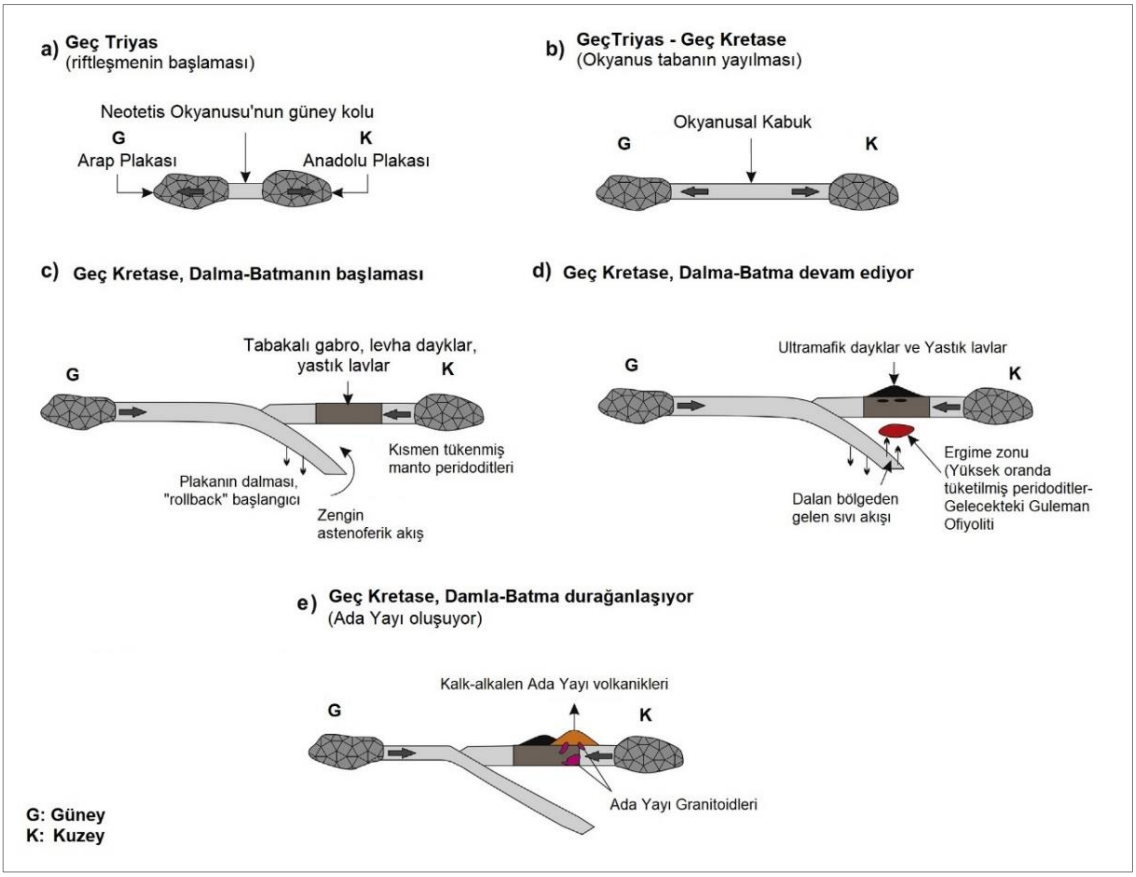
Şekil 5.1 Türkiye'deki ofiyolitik kuşakların dağılımı (Juteau 1980)

Doğu Toroslar içerisindeki ofiyolitler, metamorfik masifler tarafından tektonik olarak üzerlenmiştir. Bu ofiyolitler, Erken Miyosen'e kadar varlığını sürdüren okyanus litosferine ait kalıntılardan oluşmaktadır (Yılmaz 1993). Bölgede bulunan Maden Karmaşığı'na ait birimler, metamorfik masifleri ve Guleman Ofiyoliti'ni uyumsuz olarak örtmektedir. Anadolu levhasına ait birimler Arap platformuna ait sedimanter kayaçlar üzerinde yer almaktadır (Şekil 5.2).



Şekil 5.2 Güney Kuşak ofiyolitlerinin dağılımı (Bingöl vd. 2018' den değiştirilerek alınmıştır)

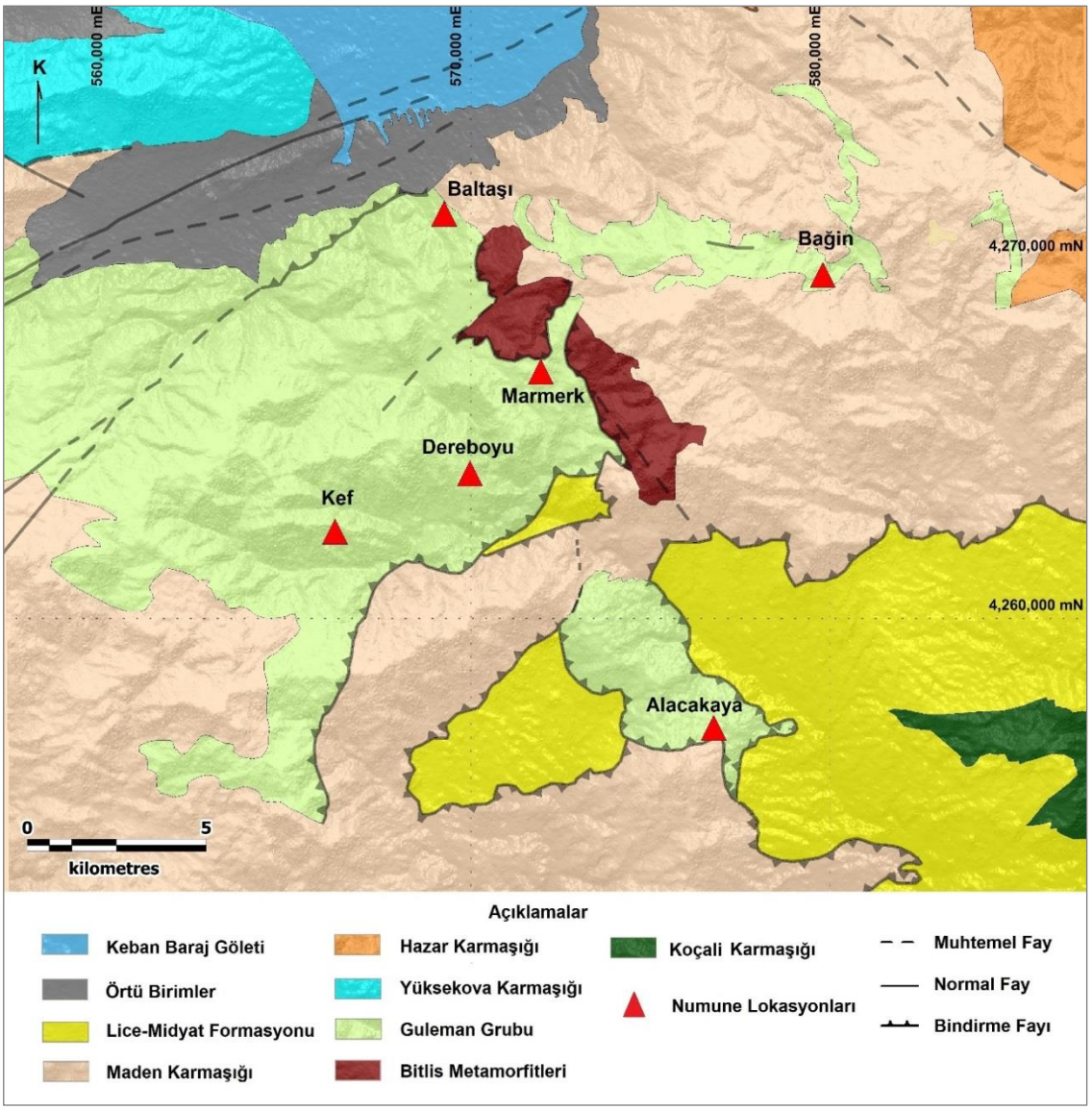
Güney Ofiyolit Kuşağı içerisindeki Guleman Ofiyoliti, Neo-Tetis'in güney kolunun kuzeye doğru dalımı ile yay önü havzada oluşmuştur (Rizeli vd. 2016). Güney Kuşak ofiyolitlerinin oluşumunu Şekil 5.3'te sunulan model ile açıklanmıştır. Bu modele göre; Geç Triyas'ta Gondwana'nın (günümüz Arap Levhası) kuzeyinde, Bitlis-Pütürge metamorfik masiflerini oluşturan mikrokıta ile Arap levhası arasında bir riftleşme gerçekleşmiş ve buna bağlı olarak Neotetis'in güney kolu açılmıştır. Geç Triyas'tan Geç Kretase'ye kadar okyanus açılmasına devam etmiş ve Geç Kretase'de Neotetis'in güney kolu kuzeye dalmaya başlamıştır. Yine bu dönemde, ofiyolitlerin oluşumu ve üzerindeki Elazığ Magmatitleri'ni üreten okyanus içi yay oluşmuştur. Geç Kretase sonunda ofiyolitler ve Elazığ Magmatikleri güneyde kıta kenarı üzerine bindirmişlerdir.



Şekil 5.3 Güney Kuşak ofiyolitlerinin oluşum modeli (Rizeli vd. 2016' dan değiştirilerek alınmıştır)

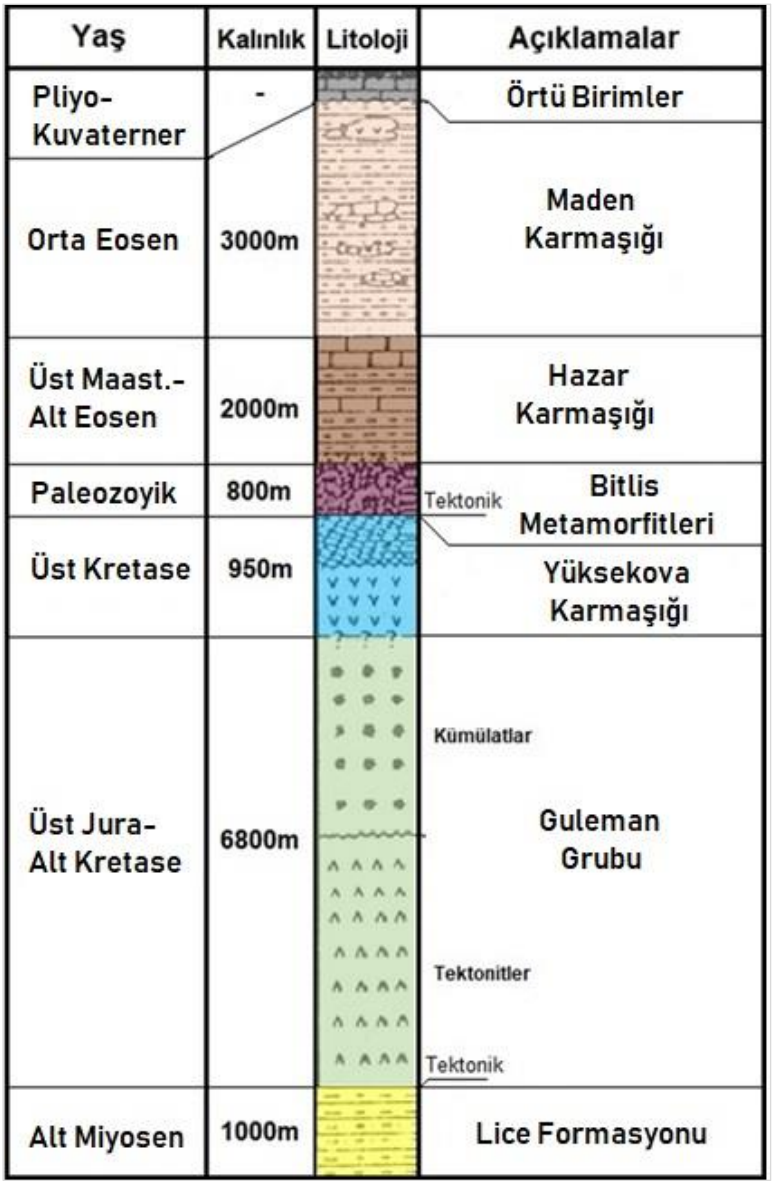
5.2 Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışma alanı ve yakın çevresindeki jeolojik birimler, allokton ve otokton olarak 2 önemli yapısal sınıfa ayrılmaktadır. Allokton birimler yaşlıdan gence doğru, Paleozoyik yaşlı Bitlis Metamorfitleri, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Guleman Grubu, Üst Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı, Üst Maastrihtiyen-Alt Eosen yaşlı Hazar Karmaşığı ve Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı'ndan, otokton birim ise Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu'ndan oluşmaktadır. Bu birimlerin dışında, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Örtü Birimler çalışma alanının kuzey kesimlerinde yüzeylemektedir (Şekil 5.4).



Şekil 5.4 Çalışma alanının 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası (Sümer 1989'dan değiştirilmiştir)

Çalışma alanı içerisinde Bitlis Metamorfikleri'nin Guleman Grubu kayaçlarını, Guleman Grubu'nun da Arap Otokton birimi olan Lice Formasyonu'nu tektonik olarak üzerlediği görülmektedir. Maden ve Hazar Karmaşığı birimleri sahanın güney kesimleri dışında uyumsuzluk ile kendinden yaşlı birimleri örtmektedir. Sahanın güneyinde Maden Karmaşığı birimleri Guleman Grubu tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5 Çalışma alanı ve çevresinin genelleştirilmiş tektonostratigrafik kesiti (Erdoğan 1982 ve Özkan 1982'den değiştirilmiştir)

5.2.1 Bitlis Metamorfitleri

Bitlis Metamorfitleri ilk olarak Tolun (1954) tarafından "Bitlis Metamorfik Masifi" olarak adlandırılmıştır (İmamoğlu vd. 2014). Formasyon üzerinde Boray (1976), Perinçek (1980), Genç (1981), Göncüoğlu ve Turhan (1984) ve Balcı (1986) önemli çalışmalar yapmıştır. Formasyonun yaşı Genç (1984)'e göre Paleozoyik'tir. Göncüoğlu ve Turhan (1984), bu birimi Devoniyen yaşlı Hizan Grubu ve Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı Mutki Grubu olarak ayırmıştır. Paleozoyik yaşlı olarak kabul edilen

Bitlis Metamorfitlerinin metamorfizma yaşı Jura-Alt Kretase'ye kadar çıkmaktadır (Boray 1976).

Çalışma alanının orta bölümlerinde gözlenen Bitlis Metamorfitlerine ait birimler mermer, gnays, kuvarsit ve amfibolitlerden oluşmaktadır (Genç 1984). Bitlis Metamorfitleri, İmamoğlu vd. (2014)'e göre granat, gnays, amfibolit, kuvars, albit, biyotit, şist, kuvarsit, mermer, kristalize kireçtaşı ve meta-tüflerden oluşmaktadır.

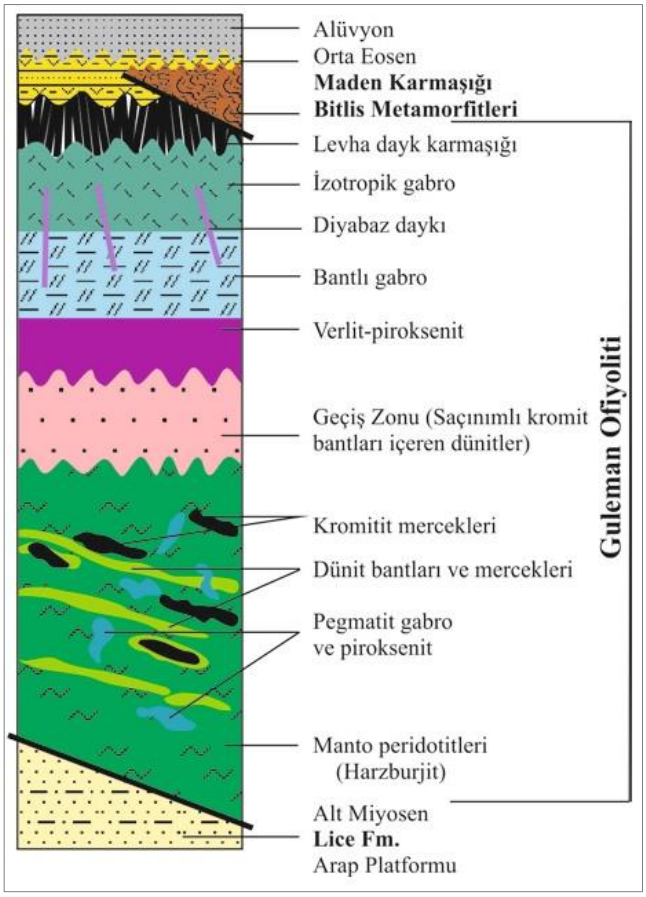
Toros Orojenik Kuşağının doğu kısmında yer alan Bitlis Metamorfitleri çok sayıda tektonik dilim içermektedir (Göncüoğlu ve Turhan 1984). Bu metamorfitler, Guleman Ofiyoliti üzerine tektonik olarak gelmekte olup, Maden Karmaşığı ve Hazar Grubu birimleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

5.2.2 Guleman Grubu / Ofiyoliti

Guleman bölgesi ve çevresinde yapılan çalışmalarda birimi, Soytürk ve Baştuğ (1973) "Şimşin Formasyonu", Özkaya (1975) "Bahro Ultrabazikleri ve Serpantinitleri", Perinçek (1979), Erdoğan (1982), Aktaş ve Robertson (1984), Bingöl (1984) ve Sungurlu vd. (1985) "Guleman Grubu", Engin vd. (1982) "Guleman Peridotit Birimi", Bingöl (1986) ve Rizeli (2014) "Guleman Ofiyoliti" olarak adlandırmıştır.

Guleman Ofiyoliti üzerinde yaptıkları çalışmalarda, birimin yaşını Soytürk ve Baştuğ (1973) Üst Kretase, Açıkbaş ve Baştuğ (1975) Jura, Özkaya (1978) Kretase, Sungurlu (1979) Kampaniyen-Alt Maastrihtiyen, Özkan (1982) Üst Jura-Alt Kretase, Göncüoğlu ve Turhan (1983) Kampaniyen ve Kılıç (2005) Üst Kretase olarak önermişlerdir. Bu çalışmada birimin yaşı Üst Jura-Alt Kretase olarak kullanılmıştır.

Çalışma alanı ve yakın çevresinde, Hazar Gölü doğusu ve güneydoğusunda geniş alanlarda yüzlek veren Guleman Ofiyoliti, yaklaşık 200 km^2'lik bir alan kaplamaktadır (Rizeli 2014). Ofiyolit, Lice Formasyonu'nu tektonik olarak üzerlemekte, Hazar Grubu ve Maden Karmaşığı birimleri tarafından ise uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 5.6).



Şekil 5.6 Guleman ofiyoliti ve bölgenin genelleştirilmiş tektonostratigrafik kesiti (Beyarslan ve Bingöl 2014'ten değiştirilmiştir)

Guleman Ofiyoliti'ne ait kümülatlar, tektonit kayaçlar üzerinde yer almaktadır (Engin vd. 1982). Guleman Ofiyoliti dünit, kromit ve hazrburjitlerden oluşan tektonitler ve bunların üzerine gelen verlit, klinopiroksenit, dünit, tabakalı ve izotrop gabroların oluşturduğu kümülatlar, kümülat ve tektonitleri de kesen tekil diyabaz daykları, levha dayk karmaşığı ve bazik volkanik kayaçlardan oluşmaktadır (Başpınar 2006). Ofiyolitin tabanında manto peridoditleri bulunmakta olup, mafik kısmında bantlı gabro, izotropik gabro ve levha dayk kompleksi bulunmaktadır (Beyarslan ve Bingöl 2014).

Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı içerisindeki Guleman Ofiyoliti, Kretase'de Neotetis'in güney kolunun kuzeye doğru dalması ve bununla ilişkili olarak okyanusal kabuk üzerinde gelişen yitim zonu üstü ofiyoliti olarak yay önü havzada oluşmuştur (Rizeli vd. 2016).

5.2.3 Yüksekova Karmaşığı

Birim Perinçek (1979), Bingöl (1982) ve Turan (1984) tarafından "Yüksekova Karmaşığı" olarak adlandırılmıştır. Turan ve Bingöl (1991) daha sonra yaptıkları çalışmalarda birim için "Elazığ Magmatikleri" adını kullanmışlardır. Aktaş ve Robertson (1984) birime "Killan Grubu", İleri vd. (1976) "Guleman Ofiyoliti", Özkan (1983) "Caferi Volkaniti", Erdoğan (1982) ise "Guleman Grubu" olarak adlandırmışlardır. Bu çalışmada birim Yüksekova Karmaşığı olarak adlandırılacaktır.

Birimin yaşını Özkan (1983) Üst Jura-Alt Kretase, Yılmaz (1993) Üst Kretase-Alt Eosen, Perinçek (1979), Turan ve Bingöl (1991), Beyarslan ve Bingöl (1996), Aktaş ve Robertson (1984) Üst Kretase olarak belirlemiştir. Bu çalışmada birimin yaşı Üst Kretase olarak kullanılacaktır.

Çalışma alanının kuzeybatı bölümünde yüzlek veren Yüksekova Karmaşığı birimleri bazik volkanik kayaçlardan oluşmaktadır. Bu kayaçlar masif, yastık yapılı volkanit ve subvolkanitlerdir (Kürüm vd. 2012). Ayrıca, birim Neotetis Okyanusu ile ilişkili okyanus içi yay ve yay ardı melanj dilimlerinden oluşmaktadır (Tekin vd. 2015). Yüksekova Karmaşığı Guleman Ofiyoliti'ni tektonik olarak üzerlemektedir (Perinçek 1979). Ancak çalışma alanında dokanak ilişkisi net olarak görülememiştir.

5.2.4 Hazar Karmaşığı

Birim ilk olarak Rigo De Righi ve Cortesini (1964) tarafından "Hazar Birimi" olarak adlandırmıştır. Birim üzerinde çalışmalar yapan Özkaya (1974) ile Aktaş ve Robertson (1984) birime "Hazar Grubu", Perinçek (1979) ile Tuna ve Dülger (1979), "Hazar Karmaşığı" adını vermişlerdir. Hazar Grubu, Ceffan Formasyonu, Simaki Formasyonu ve Gehroz Formasyonu olmak üzere üç litolojiden oluşmaktadır (Aktaş ve Robertson 1984). Hazar Grubu'nun yaşı Üst Maastrihtiyen-Alt Eosen olup (Rigo de Righi ve Cortesini 1964, Perinçek 1978, Özkan 1982) çalışma alanının doğu sınırlarında yüzlek vermektedir. Tip kesiti Hazar Gölü civarında görülen birim, tabanda konglomeralar ile

başlayıp, çamurtaşı-kumtaşı ardalanması, karbonatlı birimler ve yer yer volkanik ara katkılardan oluşmaktadır (Erdoğan 1982). Grubun tabanında yer alan Ceffan Formasyonu karasal ortamı temsil eden kayaçlar içermektedir (Aktaş ve Robertson 1984). Birim diyabaz, bazalt, tüf ve andezit gibi volkanik ara katkılar barındırır (Arıkal ve Taşan 1986).

Hazar Karmaşığı kayaçları Geç Maastrihtiyen-Geç Paleosen aralığında gelişen ve Orta-Eosen'de kapanan yay ardı havzası birimleridir (Turan vd. 1995). Birimin oluşum ortamı Erken Maastrihtiyen sonundaki sıkışma sonrası Geç Maastrihtiyen transgresyonu ile ilişkili Bitlis ve Keban kuşakları arasında dar bir okyanusal havzanın gelişimiyle ilişkilidir (Perinçek ve Özkaya 1981).

5.2.5 Maden Karmaşığı

Birim ilk olarak Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından "Maden Birimi" olarak adlandırılmıştır. Sonraki çalışmalarda birime "Baykan Karmaşığı" (Açıkbaş ve Baştuğ 1975) ve "Sason-Baykan Grubu" (Özkaya, 1978) isimleri verilmiştir. Perinçek (1979), Hempton (1984), Yiğitbaş ve Yılmaz (1996) tarafından birim "Maden Karmaşığı" olarak anılmıştır. Maden Karmaşığı'nın yaşını Özkaya (1978), Perinçek (1979), Özkan (1982), Yiğitbaş vd. (1993) Orta Eosen, Erdoğan (1982), Üst Kretase-Alt Eosen, Aktaş ve Robertson (1984) ise Paleosen-Eosen olarak önermişlerdir. Bu çalışmada birimin yaşı Orta Eosen olarak kullanılmıştır.

Birim çalışma alanı içerisinde ve çevresinde geniş alanlarda yüzlek vermektedir. Tipik kesiti Elazığ'ın Maden ilçesi çevresinde görülmektedir (Sungurlu vd. 1985). Maden Karmaşığı tabanındaki kireçtaşları ile Hazar Karmaşığı üzerine uyumlu şekilde gelmektedir. Kireçtaşlarının üzerine çamurtaşları, kumtaşları, yanal ve düşey olarak girik mafik volkaniklerin geldiği görülür. Bu birimlerin üzerine gelen andezit, bazalt, aglomera ve tüf seviyeleri ile istif tamamlanır (Erdoğan 1982).

Maden Karmaşığı birimleri yay ardı bir havzada oluşmuştur. Havzanın riftleşme başladıktan sonra derinleştiği düşünülmektedir (Yiğitbaş vd. 1991). Ayrıca karmaşığın oluştuğu yay, Neotetis Okyanusu'nun güney kolunun kapanmasıyla ilişkilidir (Turan vd. 1995).

5.2.6 Lice Formasyonu

Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde geniş alanlarda yüzeyleyen Lice Formasyonu, ilk olarak 1958 yılında kez Schmidt tarafından tanımlanmıştır (Rizeli 2014). Formasyonun yaşı, Perinçek (1978), Önalan (1988), Yılmaz ve Duran (1997) tarafından Alt Miyosen olarak belirlenmiştir. Formasyona ait birimlerin Alt Miyosen'de sığ şelf, havza yamacı, havza kenarı ve havza içi gibi farklı ortamlarda çökeldiği düşünülmektedir (Önalan 1988). Çalışma alanının güneydoğu bölümlerinde gözlenen Lice Formasyonu'na ait birimler, filiş özelliğindeki denizel bir klastik istiften yapılıdır (Perinçek 1979). Bu formasyon, kumtaşı-silttaşı ardalanmasının yanı sıra kireçtaşı katkıları da içermektedir (Engin vd. 1982). Tip kesiti Diyarbakır'ın Lice ilçesi yakınlarında görülmektedir (Bağırsakçı vd. 1995). Formasyonun kalınlığı Guleman bölgesi civarında 1000 m civarındadır (Yılmaz ve Duran 1997). Arap levhasına ait Lice Formasyonu, allokton birimler tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir.

5.2.7 Örtü birimler

Çalışma alanının kuzeybatı bölümünde görülmektedir. Kendisinden yaşlı tüm birimleri uyumsuzlukla örtmektedir. Genel olarak akarsu çökellerinden, alüvyon yelpazelerinden ve fay zonlarındaki tutturulmamış malzemelerden oluşmaktadır. Kerey ve Türkmen (1991) tarafından Palu Formasyonu olarak adlandırılan, çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı içeren kayaçlar örtü birimler içerisinde değerlendirilmiştir. Kerey ve Türkmen (1991), birimin yaşını Pliyo-Kuvaterner olarak belirlemiştir.

5.3 Tektonizma

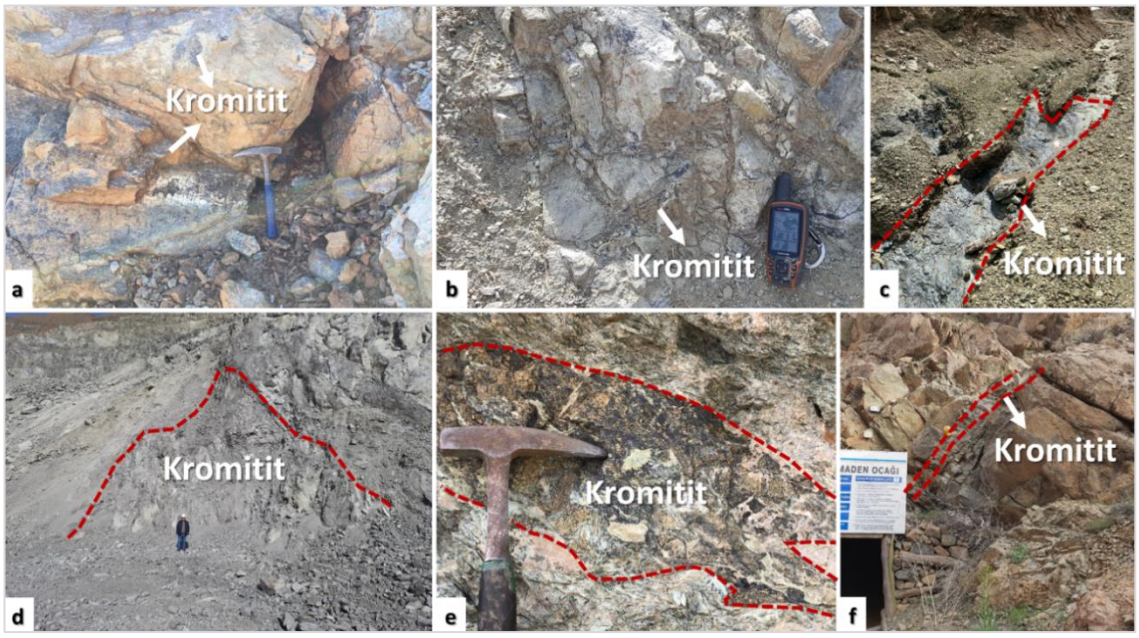
Çalışma bölgesi ve yakın civarı Alp-Himalaya orojenik kuşağı ve Bitlis-Zağros kenet kuşağı içerisinde yer almakta olup, önemli tektonik olaylardan etkilenmiş bir bölgedir. Bölgenin jeodinamik evrimi hakkında farklı görüşler olmakla birlikte, Bitlis-Pütürge Masifi'nin kuzeyinde bulunan Güney Neotetis okyanusunun kuzey kolunun Geç Kretase'de kuzeye doğru yitimi ile Neotetis'in kapandığı ve Guleman Ofiyoliti ile Elazığ Magmatitlerinin de kıta kenarına bindirdiği düşünülmektedir (Rizeli vd. 2016). Okyanusun kapanması ile başlayan sıkışmalı rejimde metamorfizmaya uğrayan Bitlis Metamorfitleri, Guleman Grubu birimlerinin üzerine düşük açılı ters faylar (naplar) boyunca yerleşmiştir. Bindirme hareketinin etkisi ile Guleman Grubu'na ait birimler yoğun deformasyona uğramıştır. Naplar, Erken Miyosen'de okyanusun kapanması ile birlikte Arap platformu üzerine yerleşmiş olup (Yılmaz ve Yıldırım 1996), çalışma alanı içerisinde gözlemlenmektedir.

Bölgede, Arap ve Avrasya plakalarının Orta Miyosen'de çarpışmaya başlaması ile K-G yönlü sıkışma rejimi şiddetini arttırarak devam etmiş ve bu sıkışma, sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı'nın oluşması ile kısmen karşılanmıştır. Farklı segmentlerinde farklı karakterde eğim atım bileşeni gözlenmekle beraber çalışma alanı kuzeyinde normal bileşenli Doğu Anadolu Fayı'nın etkisi ile negatif çiçek yapıları gelişmiştir.

5.4 Kromit Cevherleşmeleri

Guleman Ofiyoliti içerisinde 500'den fazla kromit cevher zuhuru bulunmaktadır (Akın 2018). Bu tez kapsamında Guleman Ofiyoliti içerisindeki cevher zuhurları 6 bölge altında incelenmiştir. Bu alanlardaki tüm cevherleşmeler yitim zonu üstü ofiyolitler içerisinde masif yapıda gelişmiş, podiform (Alpin) tip kromititlerdir. Ofiyolit içerisindeki cevherleşme bölgelerinde yüzlek veren kromit cevherleşmeleri Şekil 5.7'de gösterilmiştir.

Marmerk ve Baltaşı bölgeleri içerisinde küçük boyutlarda ve genel olarak saçınımlı ve masif cevherler yüzeyde görülmektedir (Şekil 5.7a, b). Bağin bölgesindeki cevherler genel olarak yeraltında olup yüzeyde ise sadece bir fay zonu boyunca masif bir yapıda tespit edilmiştir (Şekil 5.7c). Kef cevherleşmelerinde önemli bir yere sahip Batı Kef cevherleşmesinin açık ocak ile işletilen bölümünde büyük ölçekli masif kromititler yüzlek vermektedir (Şekil 5.7d). Alacakaya bölgesindeki kromitit mostralarının birçoğu işletilmiş veya tahrip edilmiştir. Bu bölgenin Kündikan olarak adlandırılan bölümünde küçük boyutlarda masif cevherler gelişmiştir (Şekil 5.7e). Dereboyu bölgesindeki çoğu cevher zonu günümüzde yeraltı galerileri ile işletilmektedir. Yüzeyde kalınlığı 20 cm olan ve Ayı damarı olarak bilinen Dereboyu kromitit cevheri Şekil 5.7f'de gösterilmiştir.



Şekil 5.7 Çalışılan kromitit mostraları a) Marmerk, b) Baltaşı, c) Bağin, d) Kef, e) Alacakaya, f) Dereboyu.

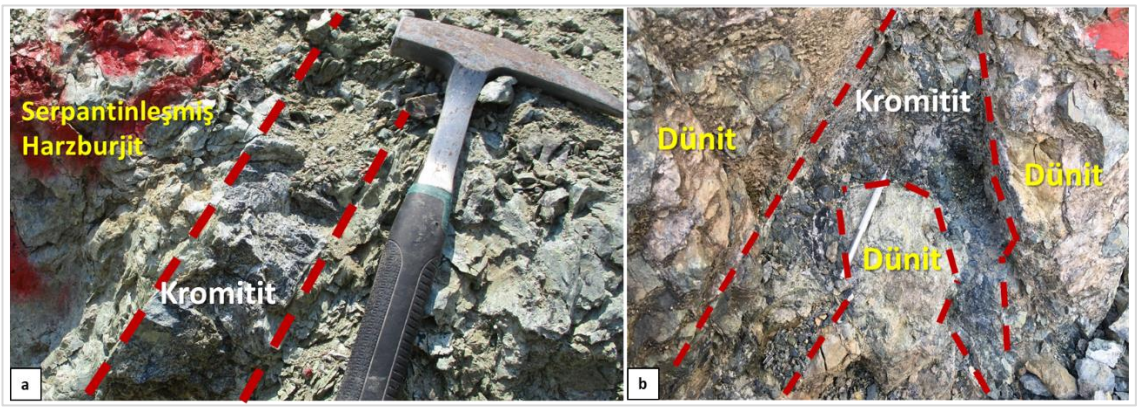
5.4.1 Marmerk bölgesi cevherleşmeleri

Marmerk bölgesindeki cevherleşmeler KB-GD uzanımlı bir fay zonu içerisinde, fay ile aynı doğrultuya sahip GB'ya eğimli, 3,5 m kalınlığa ulaşan kromitit merceklerinden oluşmaktadır. Cevherleşmeler, fayın etkisi ile aşırı oranda serpantinleşmiş harzburjitlerin oluşturduğu 700 metrelik bir zon içerisinde görülür. Kromitit

cevherleşmelerinin ortalama Cr_2O_3 tenörü %42-45'dir (Arıkal ve Taşan 1986). Günümüzde işletilmiş bu cevherlerin yakınında yer alan küçük-ölçekli mostralardan (10 x 30 cm) örnek alınmıştır (Şekil 5.8a).

5.4.2 Baltaşı bölgesi cevherleşmeleri

Baltaşı cevherleşmelerine yönelik çok az sayıda çalışma yapılmıştır. Bu nedenle, mevcut bilgiler yüzeydeki cevherleşmeler ile sınırlıdır. Tamamı dünitler içerisinde görülen cevherleşme genel olarak düşük tenörlü, yer yer masif, saçınımlı ve bantlı kromititlerden oluşmaktadır. Bölgedeki masif cevher içeren küçük mostralardan (10 x 25 cm) numune alınmıştır (Şekil 5.8b). Cevherleşmelerin fay zonları içerisinde bulunması nedeniyle doğrultu ve eğim hakkında bilgi sağlanamamıştır.



Şekil 5.8 a) Marmerk bölgesi kromitit mostrası (örnek no: 36263), b) Baltaşı bölgesi kromitit mostrası (örnek no: 36264)

5.4.3 Bağin bölgesi cevherleşmeleri

Bağin bölgesindeki cevherleşmeler doğu ve batı olmak üzere 2 kısım altında incelenmiştir. Doğu kısımdaki cevherleşmeler dünit içerisinde, KB-GD doğrultulu, 25° ile KD'ya eğimli, 3 m kalınlığa ulaşan bantlı yapıdaki kromit mercekleridir. Kromit cevherleşmelerinin ortalama Cr_2O_3 tenörü %30-35'dir. Batı kısımdaki cevherleşmeler sahadaki önemli masif cevher kütlelerinden oluşmaktadır. Cevherleşmeler dünit içerisinde, KD-GB doğrultulu, KB'ya eğimli, 4 m kalınlıktaki masif kromitit

mercekleridir. Kromitit cevherleşmelerinin ortalama Cr_2O_3 tenörü %40-45'dir (Arıkal ve Taşan 1986). Bu cevherler günümüzde özel firmalar tarafından işletilmektedir. Bağin bölgesi numunesi, bölgede bulunan 1487 galerisindeki masif cevherden alınmıştır. Bölgedeki cevherleşmeler yaklaşık K35D/60KB doğrultu ve eğime sahip olup, 4 m kalınlığa ve 300 m doğrultu devamlılığına ulaşmaktadır (Şekil 5.9a).

5.4.4 Kef bölgesi cevherleşmeleri

Bölgedeki cevherleşmeler Batı Kef ve Doğu Kef olmak üzere 2 kısım altında toplanmıştır. Cevherler günümüzde yeraltı galerileri ve açık ocaklarda işletilmektedir. Batı Kef cevherleşmeleri K70D/60GD doğrultu ve eğime sahip olup, 28 m kalınlığa ve 350 m doğrultu devamlılığına ulaşmaktadır. Batı Kef bantlı ve masif yapıdaki kromit cevherleşmelerinin ortalama Cr_2O_3 tenörü %35'dir (Kendiroğlu 1987).

Doğu Kef cevherleşmeleri yaklaşık K80D/65GD doğrultu ve eğime sahip olup, 60 m kalınlık ve 1 km doğrultu devamlılığı göstermektedir. Cevherleşmeler masif yapıdaki oldukça büyük adeselerden oluşmaktadır. Doğu Kef kromitit cevherleşmelerinin ortalama Cr_2O_3 tenörü %40-42'dir. Kef bölgesi, içerdiği cevher kaynağı açısından oldukça önemlidir. Bu cevherleşmeyi temsil eden örnek, Doğu Kef bölgesinde daha önce Eti Krom A.Ş. tarafından yapılmış 1082_14 sondaj kuyusunun 54,35-54,45 metreleri arasındaki masif kromitit cevherleşmesinden alınmıştır (Şekil 5.9b).



Şekil 5.9 a) Bağin bölgesi galeri içerisindeki cevherleşme (örnek no: 36266), b) Kef bölgesi sondaj karotundaki kromitit cevheri (örnek no: 36269)

5.4.5 Alacakaya bölgesi cevherleşmeleri

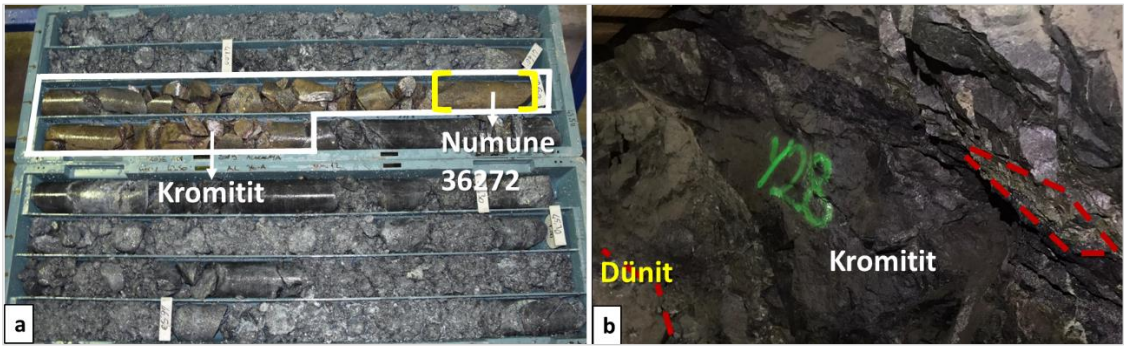
Guleman Ofiyoliti'nin güneydoğu ucunda yer alan Alacakaya kromitit cevherleşmeleri Gölalan, Kelhasi ve Beyazkaya adları ile de anılmaktadır. Bölgede krom madenciliğinin ilk olarak başladığı bölgedir. Alacakaya cevherleşmeleri yaklaşık KD-GB uzanımlı büyük masif adeseler ve iri kromit kristallerinden oluşmaktadır. Bölgedeki cevherleşmeler 3 farklı mercekten oluşur (Kovenko 1940). Cevherleşmeler tektonitler içinde veya tektonit-kümülat sınırına yakın bir bölümde görülür (Engin vd. 1982). Kromitit cevherleşmelerinin ortalama Cr_2O_3 tenörü %50-52'dir.

Bu bölgede 1,2 milyon tondan fazla cevher üretilmiştir. Genel olarak bu boyutta büyük merceklere Alpin tip kromit cevherleşmelerinde nadir olarak rastlanır. Bu nedenle, Alacakaya Gölalan cevherleşmeleri literatürde önemli bir konuma sahiptir. Alacakaya cevherleşmesini temsil eden örnek, bölgede daha önce Eti Krom A.Ş. tarafından yapılmış AL_36A sondaj kuyusunun 42,40-42,50 metreleri arasındaki kromitit cevherleşmesinden alınmıştır (Şekil 5.10a).

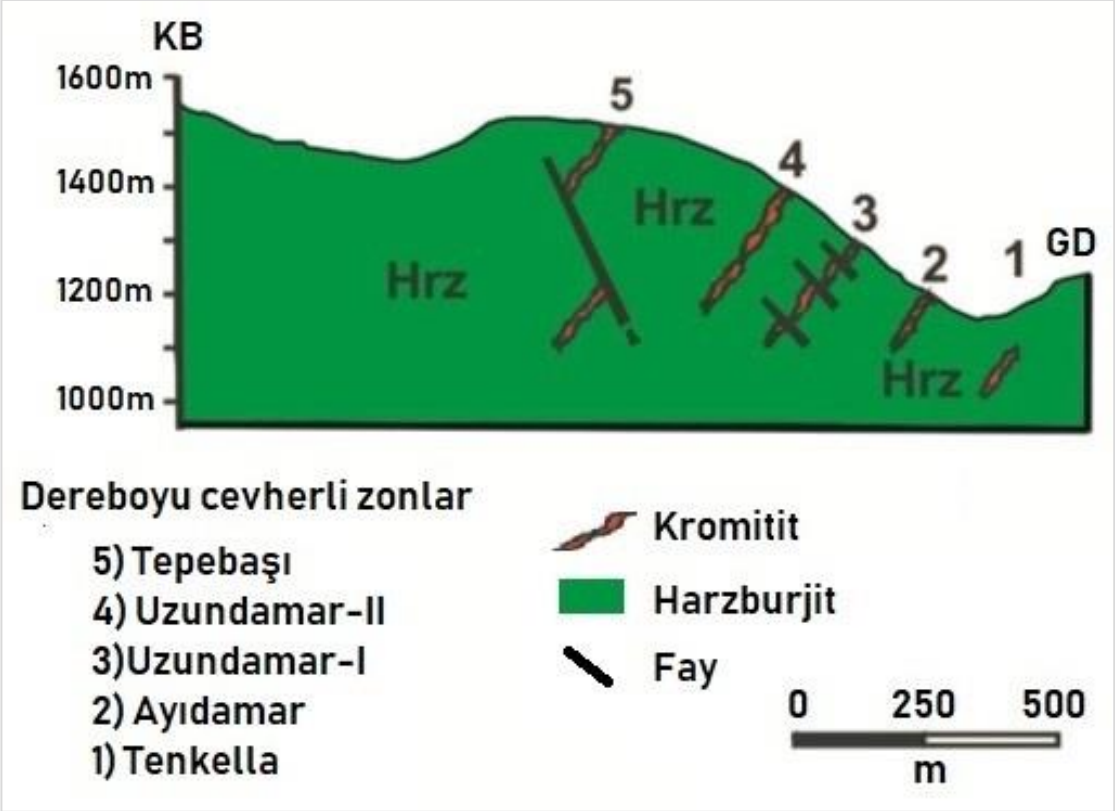
5.4.6 Dereboyu bölgesi cevherleşmeleri

Dereboyu bölgesinde yaklaşık K-G doğrultulu, 35-40 derece ile batıya eğimli, doğrultu boyunca ara ara kaybolan, metalürjik özellikte, ortalama Cr_2O_3 tenörü %42-48 olan ve çoğunlukla masif tipte 5 önemli cevher merceği bulunmaktadır (Balcı 1982). Bunlar en derinden yüzeye doğru; Tenkella, Ayıdamarı, Uzundamar-I, Uzundamar-II ve Tepebaşı olarak adlandırılmıştır (Şekil 5.10b). Dereboyu cevherleri halen yeraltı galerileri ile işletilmektedir.

Dereboyu örneği Yunusdere yeraltı galerisindeki Uzundamar-II olarak adlandırılan masif cevherden alınmıştır (Şekil 5.11). Bölgedeki cevherleşmeler yaklaşık K15D/35KB doğrultu ve eğimine sahip olup, ortalama 15 m kalınlığa ve 750 m devamlılığı ulaşmaktadır.



Şekil 5.10 a) Alacakaya bölgesi sondaj karotundaki kromitit cevheri (örnek no: 36272), b) Dereboyu bölgesi galeri içerisindeki kromitit cevherleşmesi (örnek no: 36276)



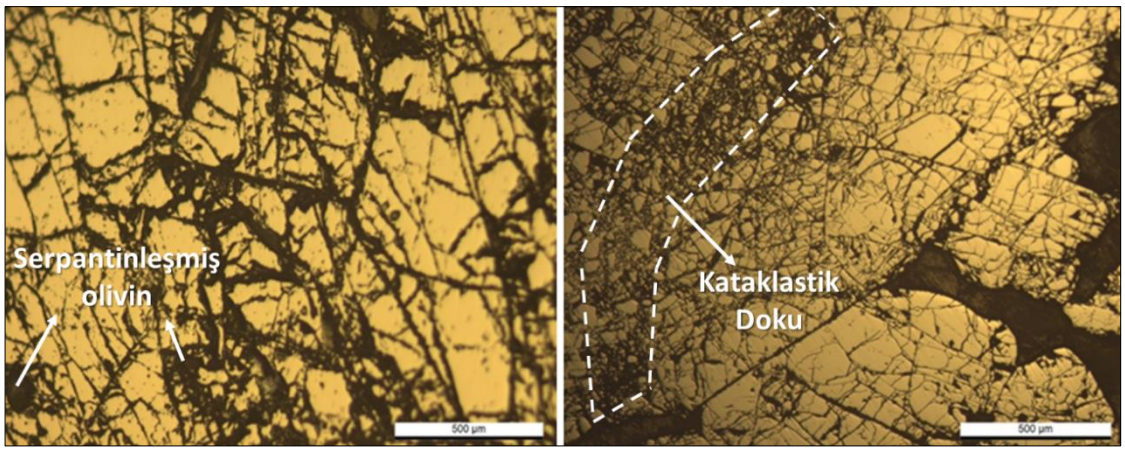
Şekil 5.11 Dereboyu bölgesi cevherlerinin basitleştirilmiş kesiti (Engin 1982'den değiştirilmiştir)

6. PETROGRAFİ

Guleman Ofiyoliti içerisinde yer alan ve farklı bölgeleri (Marmerk, Baltaşı, Bağin, Kef, Alacakaya, Dereboyu) temsil eden altı kromit cevherleşmesinden toplanan kayaç numuneleri üstten aydınlatmalı polarizan mikroskop ile incelenerek mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenmiştir.

6.1 Marmerk Bölgesi

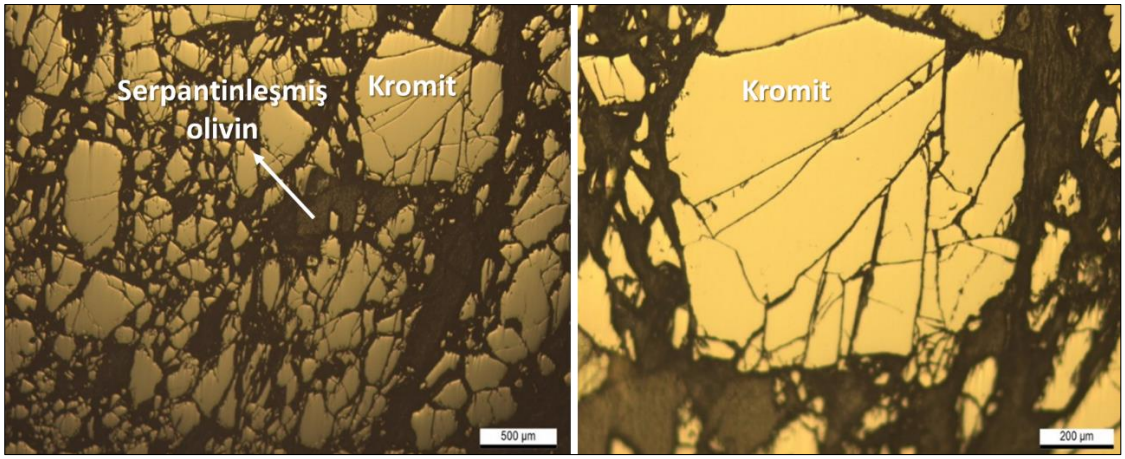
Bölgeden alınan numune, masif kromit (%90) tanelerinden, kromitlerin etrafında yer yer serpantinleşmiş olivin (%10) kalıntılarından oluşmaktadır. Cevher taneleri oldukça kırılgan, çatlaklı ve yer yer kataklastik doku içeren bir yapı sergilemektedir. Ayrıca, bazı alanlarında kromitlerin kırılma düzlemleri belirli hatları izlemektedir. Bu durumun kromit taneleri oluşum sürecini takip eden tektonik aktivite ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Genellikle düzensiz şekillerde görülen kromitlerin tane boyları yer yer 200-300 mikrona (μm) kadar erişmektedir (Şekil 6.1).



Şekil 6.1 Marmerk Bölgesi numunesinin mikroskop altında genel görünümleri (üstten aydınlatma)

6.2 Baltaşı Bölgesi

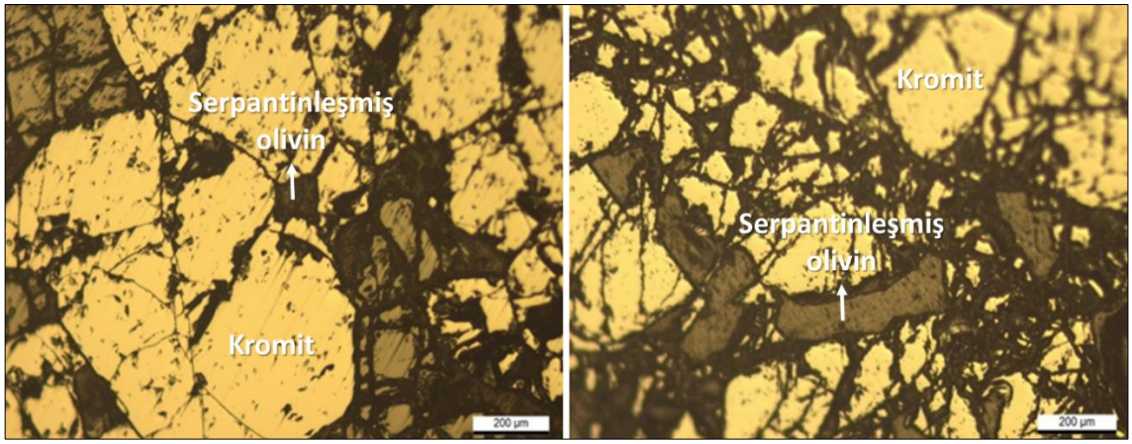
Baltaşı cevheri masif kromitten oluşmakta ve kromit taneleri arasında yer yer dünit parçaları görülmektedir. Boyutu 1 mm'ye erişen kromit kristallerinin kenar kısımları genellikle ornatılmıştır. Ayrıca, dünitik hamur ve serpantinleşmiş olivinler içerisinde çok küçük taneler halinde parçalanmış ve yer yer köşeli kromit taneleri de gözlenmiştir. Cevher taneleri oldukça kırılgan ve çatlaklı bir yapıdadır (Şekil 6.2).



Şekil 6.2 Baltaşı bölgesi numunesinin mikroskop altında genel görünümleri (üstten aydınlatma)

6.3 Bağin Bölgesi

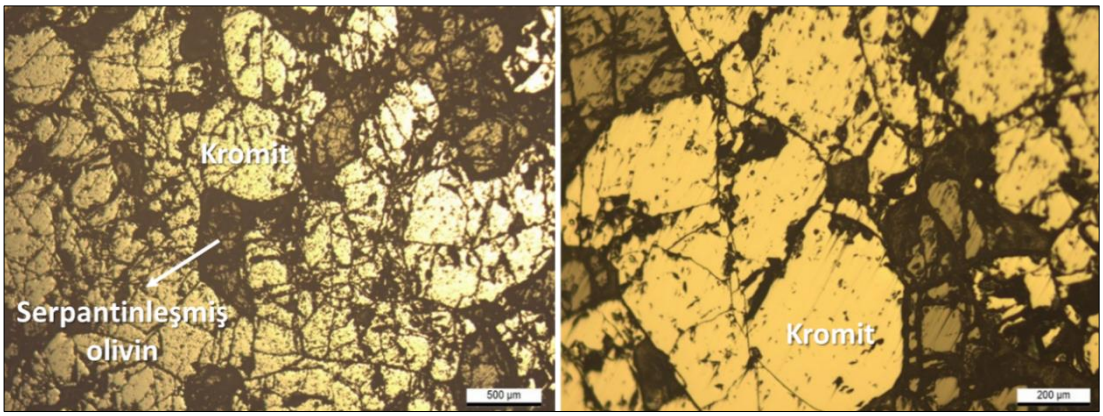
Bağin cevheri oldukça masif kromit tanelerinden oluşmaktadır. Taneler oldukça kırıklı ve çatlaklı bir yapı sergiler. Çatlak sistemleri genellikle düzensizdir. Kromitler yer yer 200-300 µm boyutlarında olup, genellikle şekilsiz ve kenarları parçalanmış şekilde görülmektedir. Bu durum, kromitlerin oluşum sürecinde çok evreli deformasyona maruz kaldığını, bunun sonucunda farklı yönlerde çatlaklı yapıların geliştiğini ve bir sonraki aşamada ise kromitlerin genellikle dünitler tarafından özellikle kenarları boyunca ornatıldığını göstermektedir. Kromit kristallerinin arasındaki boşluklar yoğun şekilde serpantinleşmiş olivinler tarafından doldurulmuştur (Şekil 6.3).



Şekil 6.3 Bağin Bölgesi numunesinin mikroskop altında genel görünümleri (üstten aydınlatma)

6.4 Kef Bölgesi

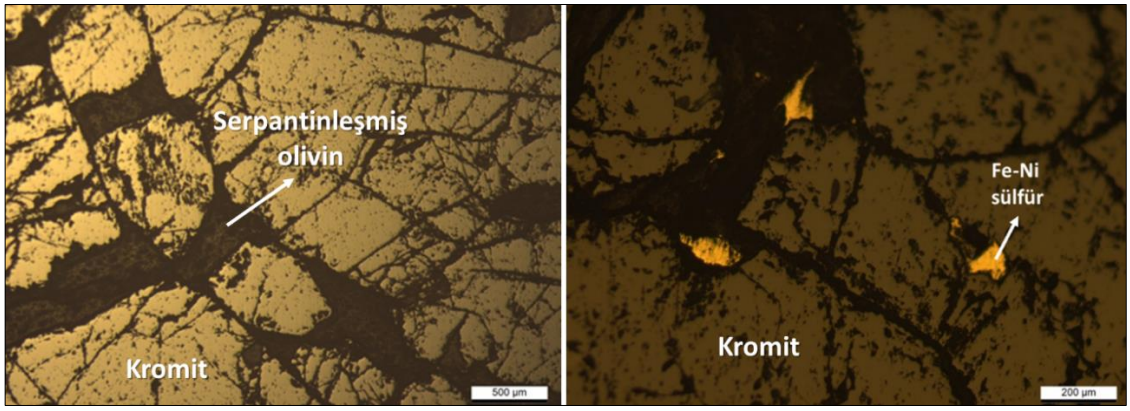
Kef cevheri tamamen masif kromitten oluşmaktadır. Bazı kesimlerde aşırı derecede parçalanmış, şekilsiz kromitler baskınken, bazı kısımlar ise daha iri kristalli ve düzgün yüzeyli, nadiren parçalanmış tanelerden meydana gelmiştir. Dünitik kesimde gözlenen bazı kromitler yuvarlaklaşmış ve kenarları ornatılmış olduğundan dairesel ya da elipsoidal şekil kazanmıştır. Serpantinleşmiş olivinler kromit taneleri arasında gözlenir. Kromit taneleri yer yer 600-700 µm boyutuna erişmektedir (Şekil 6.4).



Şekil 6.4 Kef Bölgesi numunesinin mikroskop altında genel görünümleri (üstten aydınlatma)

6.5 Alacakaya Bölgesi

Alacakaya cevheri genellikle fenokristal halinde kromit tanelerinden oluşmaktadır. Bu tanelerin arası serpantinleşmiş olivinler tarafından doldurulmuştur. Alacakaya kromitlerinin üzerinde belirli yönlerde deformasyon izleri gelişmiştir. Bu durum deformasyonun kromitler henüz tam katılaşmadan jel haldeki fazda geliştiğini göstermektedir. Alacakaya örneğinde, kromit dışında serpantinleşmiş hamur içerisinde damar halinde sülfürlü fazlar bulunmaktadır. Çok küçük kristaller şeklinde izlenen bu fazların pentlandit türü demir demir (Fe)-nikel (Ni) içeren sülfit mineralleri olduğu düşünülmektedir (Şekil 6.5). Bu sülfürlü minerallerin kromit oluşumundan sonra ikincil olarak oluştuğu ve sıcaklığın düşmesiyle pirotin içerisindeki pentlandit ayrımları olduğu düşünülmektedir (Çizelge 6.1).



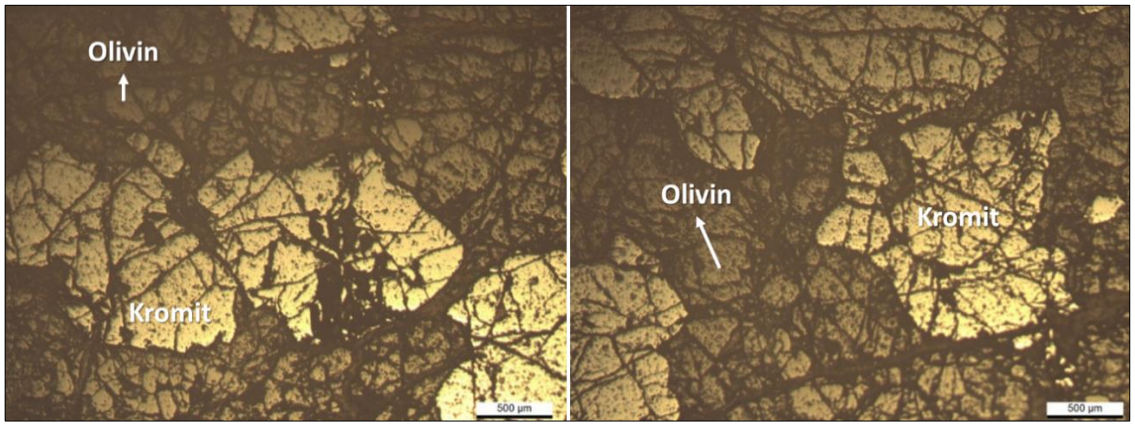
Şekil 6.5 Alacakaya Bölgesi numunesinin mikroskop altında genel görünümleri (üstten aydınlatma)

Çizelge 6.1 Guleman kromitlerinin mineral parajenezi

Mineral Parajenezi	Formül	Birincil oluşum	İkincil oluşum
Kromit	$FeCr_2O_4$	▬	
Pirotin	$Fe_{1-x}S$		▬
Pentlandit	$(Fe,Ni)_9S_8$		▬

6.6 Dereboyu Bölgesi

Dereboyu cevheri yer yer masif kromit ve bazen de dünitik kısımlardan oluşmaktadır. Masif kısımlarında gözlenen kromitler oldukça şekilsiz ve iri tanelidir. Bu taneler parçalanmış, kırılmış bir yapı sergilemekte ve boyutları yer yer birkaç mm'ye kadar erişmektedir. Taneler üzerinde gelişen düzensiz kırık ve çatlak sistemlerinin hem kromitleri hem de dünitik kesimi aynı oranda etkilediği belirlenmiştir (Şekil 6.6).



Şekil 6.6 Dereboyu numunesinin mikroskop altında genel görünümü (üstten aydınlatma)

7. MİNERAL KİMYASI

Guleman Ofiyoliti içerisinde 6 bölgeden alınan örneklerdeki kromit mineralleri üzerinde elektron mikroskobu ile analizler yapılmıştır. Bu analizlerde mineraller üzerinde toplam 303 noktasal ölçüm yapılmıştır. Analizlerin ortalama sonuçları ve 4 oksijen bazına göre hesaplanan mol değerleri Çizelge 7.1'de gösterilmiştir.

Çizelge 7.1 Kromit örneklerinin mineral kimyası ortalama analiz sonuçları (%) ve hesaplanan katyon mol değerleri.

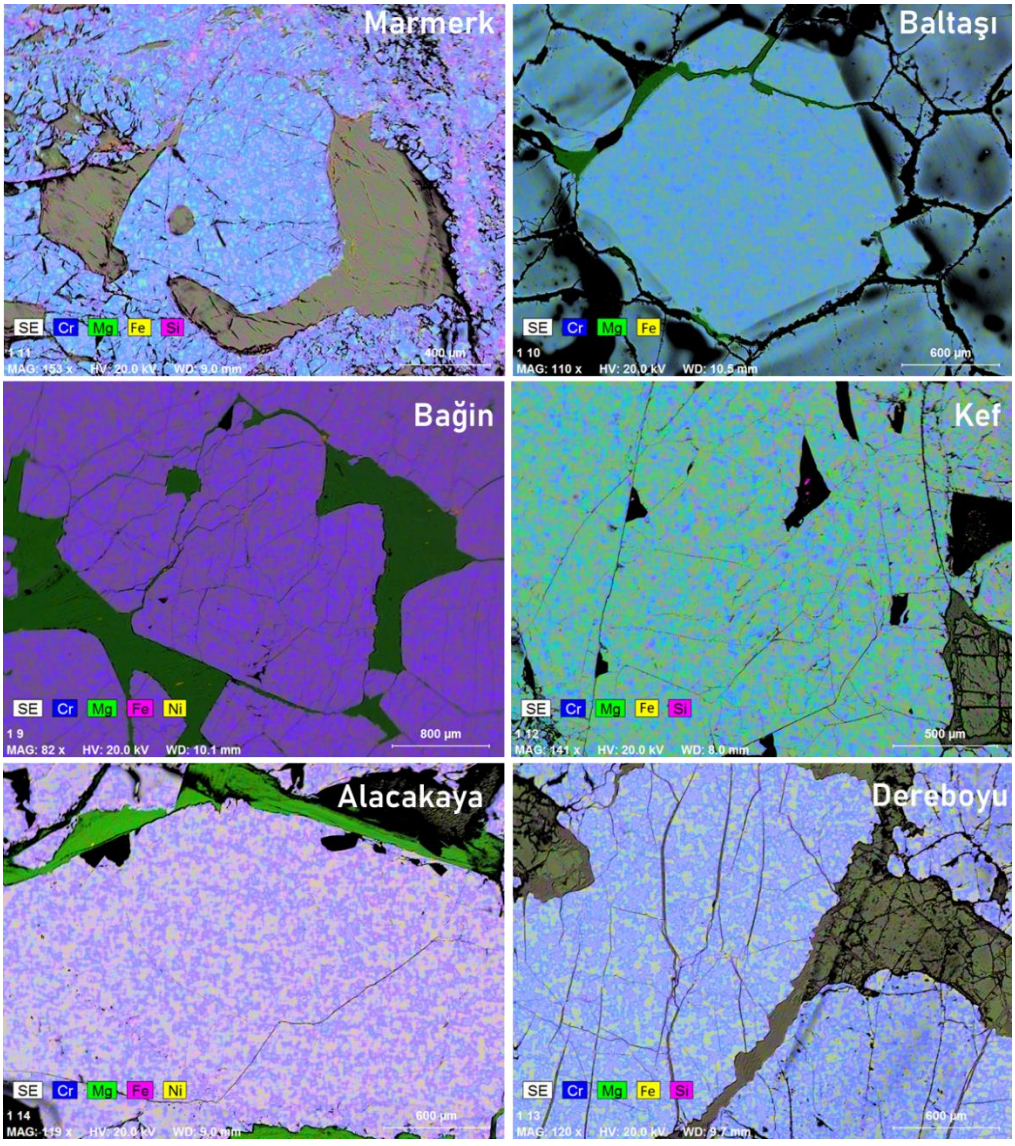
Bölge	**Marmerk**	**Baltaşı**	**Bağin**	**Kef**	**Alacakaya**	**Dereboyu**
Örnek no	36263	36264	36266	36269	36272	36276
(n)	54	55	34	64	57	39
SiO_2	0,50	0,06	0,08	0,07	0,04	0,03
TiO_2	0,26	0,35	0,13	0,25	0,12	0,09
Al_2O_3	12,62	10,72	10,31	18,03	18,78	13,17
Cr_2O_3	57,12	59,05	61,65	53,03	50,99	56,98
FeO(t)	14,23	15,73	12,27	14,34	13,94	14,44
MnO	0,97	1,40	1,15	0,20	1,23	1,35
MgO	14,29	12,69	14,41	14,07	14,91	13,94
Toplam	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**
Si	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Al	0,47	0,41	0,39	0,66	0,68	0,49
Cr	1,43	1,51	1,56	1,30	1,24	1,43
Fe^{+3}	0,06	0,06	0,04	0,02	0,07	0,08
Fe^{+2}	0,32	0,36	0,29	0,35	0,29	0,31
Mn	0,03	0,04	0,03	0,01	0,03	0,04
Mg	0,67	0,61	0,69	0,65	0,68	0,66
Toplam	**3,00**	**3,00**	**3,00**	**3,00**	**3,00**	**3,00**
Mg#	0,68	0,63	0,71	0,65	0,70	0,68
Cr#	0,75	0,79	0,80	0,66	0,65	0,74
Fe#	0,32	0,37	0,29	0,35	0,30	0,32

Mg#: $Mg/(Mg+Fe^{+2})$, Cr#: Cr/(Cr+Al), Fe#: $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$, n: Ölçüm sayısı, FeO(t): Toplam demir miktarı

Guleman Ofiyoliti'ndeki kromit minerallerinin Cr# değerlerinin 0,65-0,80 arasında, Mg# değerlerinin ise 0,63-0,71 arasında değiştiği belirlenmiştir. En yüksek Cr_2O_3 içeriği Bağin bölgesinde (%61,65) en düşük Cr_2O_3 içeriği ise Alacakaya bölgesinden

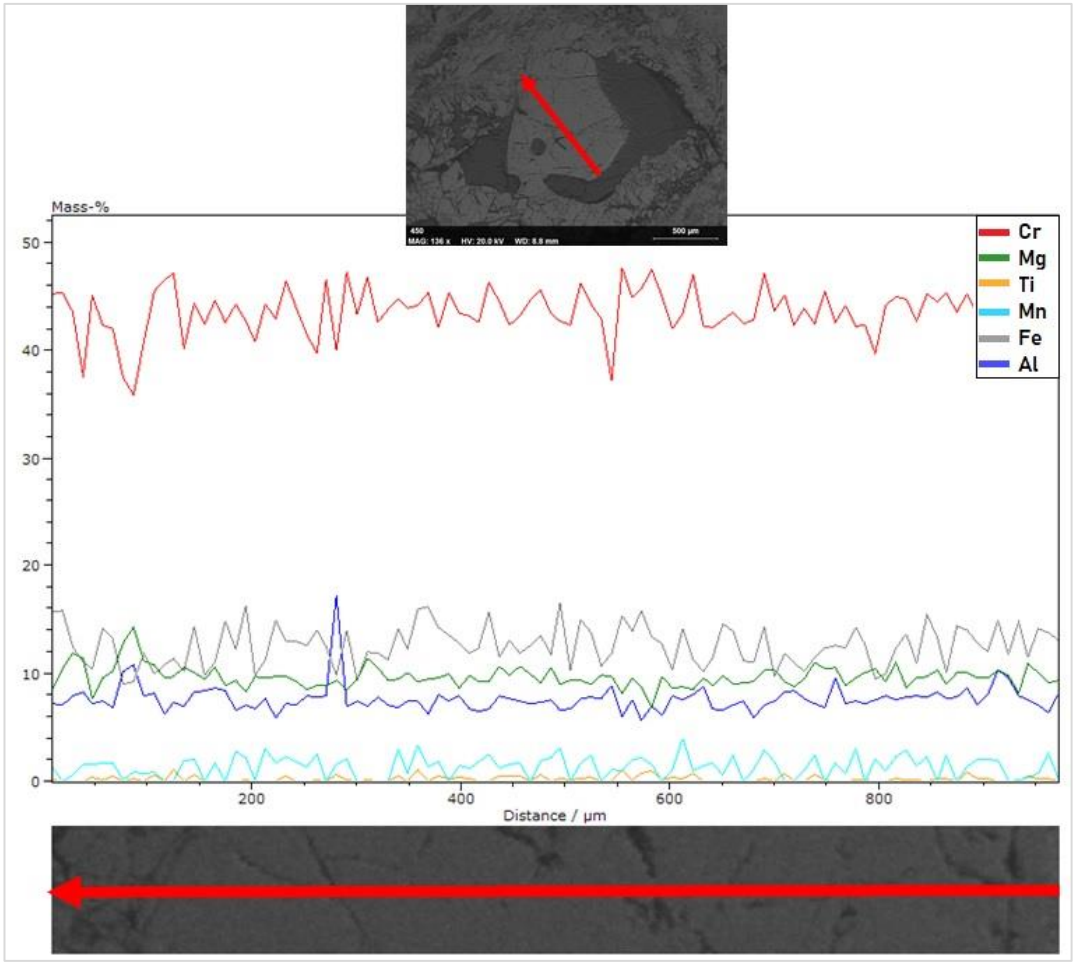
(%50,99) elde edilmiştir. En yüksek ve en düşük Al_2O_3 konsantrasyonları sırasıyla Alacakaya (%18,78) ve Bağin (%10,31) örneklerinde görülmüştür. Yitim zonu üstü peridotitlerindeki krom spinellerin Cr# içeriği (38-80) abisal peridotitlerdekine (38-58) göre yüksektir (Arai 1994). Guleman kromitleri için hesaplanan Cr# oranları yitim zonu üstü peridotitlerindeki değerler ile uyumludur.

EDS analizleri ile kromit minerallerinin element haritaları elde edilmiştir (Şekil 7.1). Bu haritalarda, özellikle mineraller etrafında gözlenen magnezyumca zengin olivin veya serpantinli zonlardaki farklılık çok net görülmektedir.

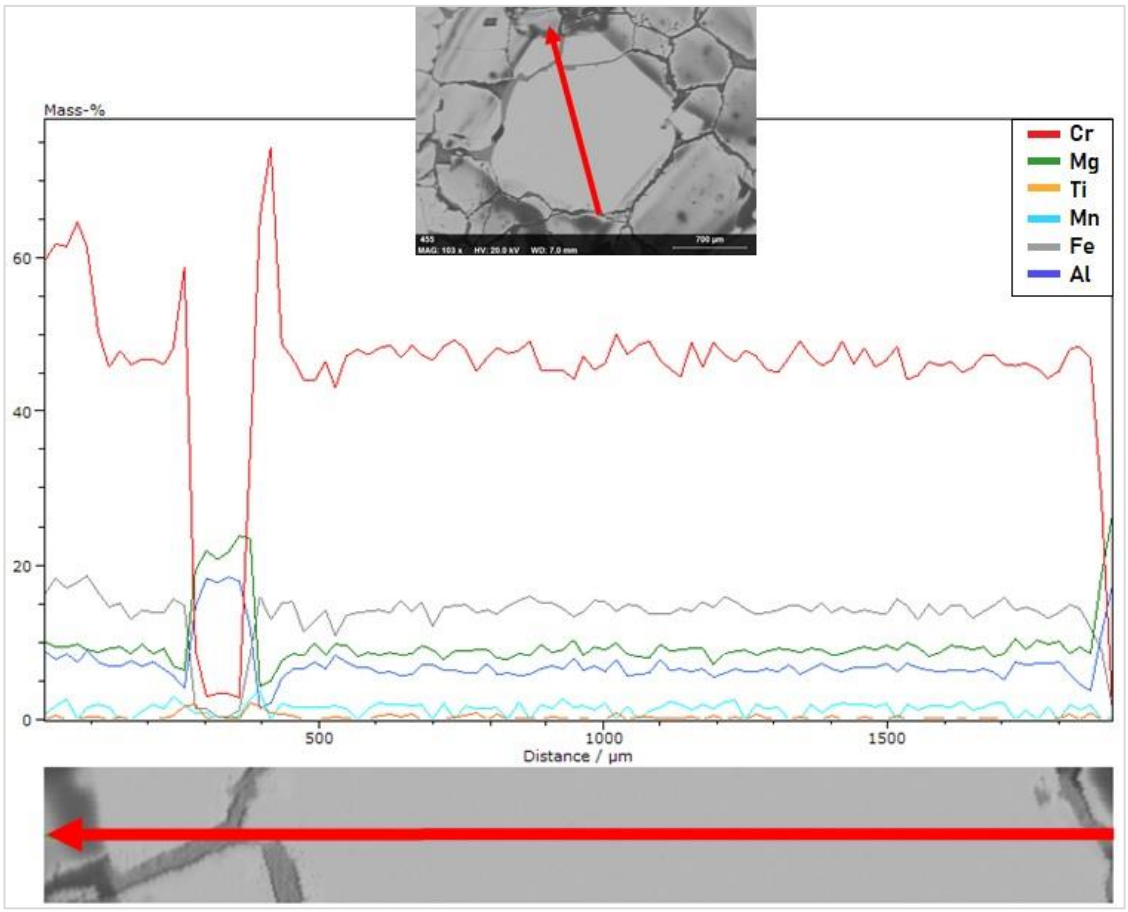


Şekil 7.1 Krom spinellerin enerji dağılım spektrometresi (EDS) ile çıkarılmış element haritaları

Kromit minerallerinde merkezden kenar kısma doğru bir profil boyunca noktasal analizler yapılarak Mg, Cr, Al ve Fe elementlerinin yüzde bollukları belirlenmiştir (Şekil 7.2-7.7). Marmerk örneğinde yapılan analizler Cr içeriğinin (%) oldukça değişken olduğunu ortaya koymuştur. Petrografik incelemelerde de belirlenen kataklastik dokuların da gösterdiği üzere, bu durum, tane üzerinde yoğun çatlak oluşumu ile açıklanabilir. Profil analizlerinde mineralin merkez ve kenar bölümlerindeki bolluk değişimleri farklı tip spinel mineralinin varlığı veya ilksel krom spinellerin kenar zonlarındaki alterasyonlar sonucu ortaya çıkmıştır (Gargiulo vd. 2013). Kenar zonlara ait kimyasal değişimler Cr bolluğunun azalması, Mg, Mn, Fe ve Al içeriklerinin artması şeklindedir (Bhat vd. 2019). Guleman Ofiyoliti örneklerine ait elementsel bolluklardaki değişimlerin kırık ve çatlaklar nedeniyle olduğu düşünülmektedir.



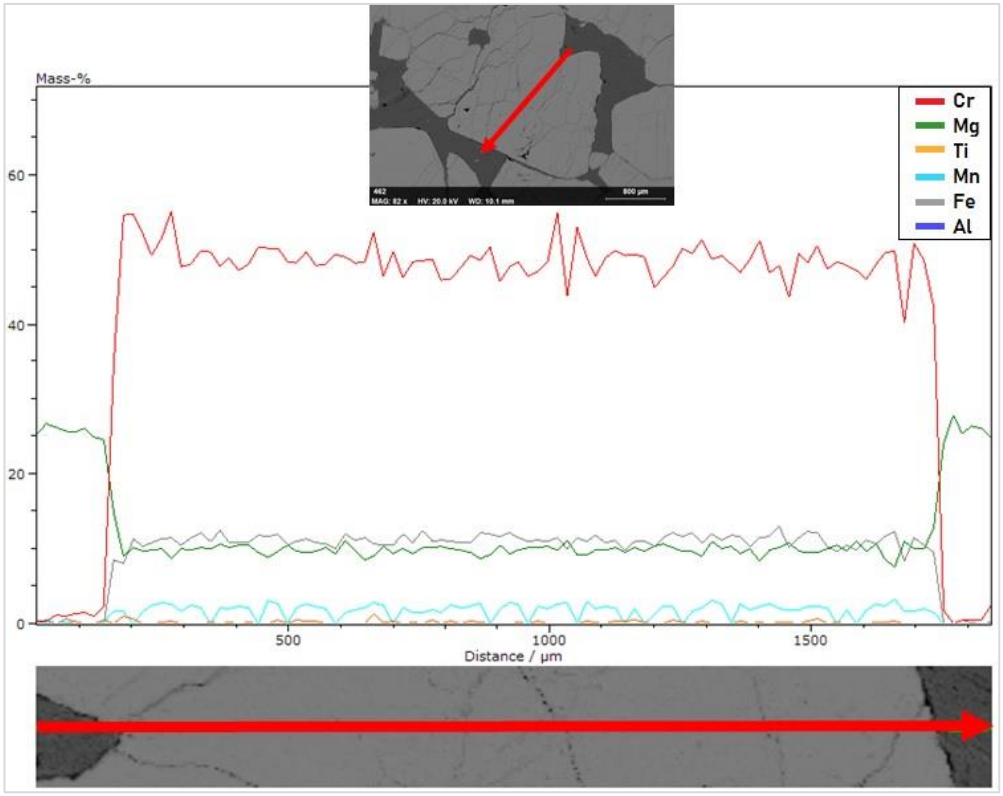
Şekil 7.2 Marmerk krom spinel örneğine ait element profil analizi



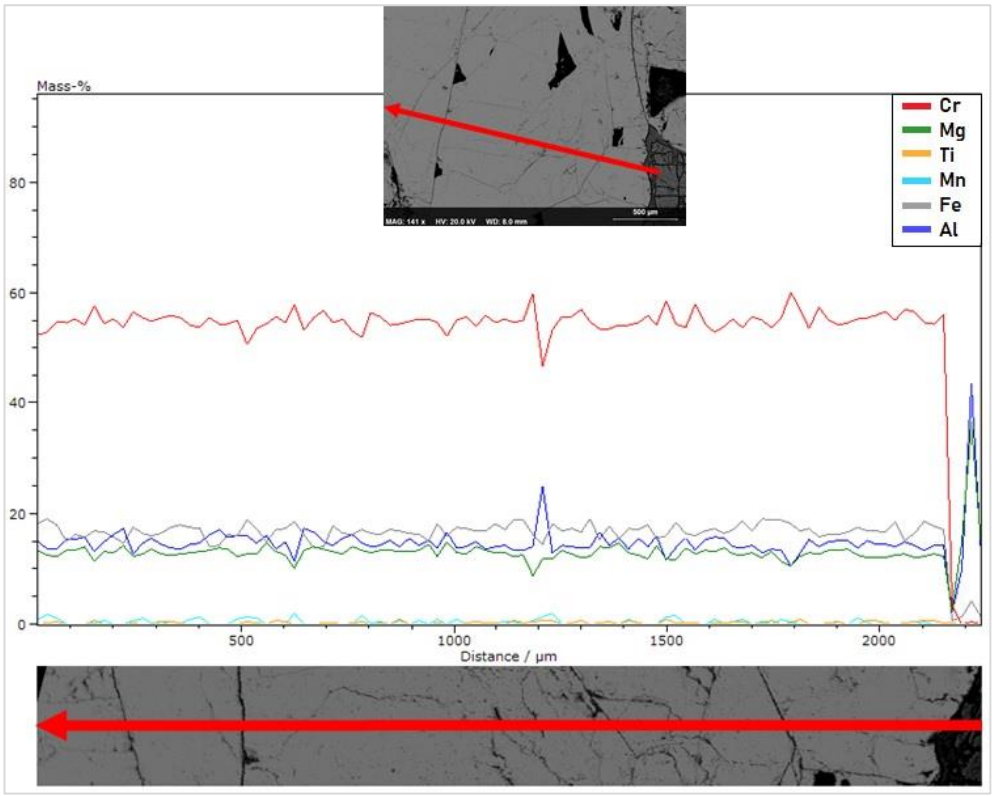
Şekil 7.3 Baltaşı krom spinel örneğine ait element profil analizi

Kenar kısımlar ve çatlaklarda Cr bolluğu düşerken Mg ve Al içerikleri artmaktadır. Bu salınımlar özellikle Bağin ve Dereboyu örneklerine ait profillerin başlangıç ve bitiş noktalarındaki olivin veya serpantinli zonlarda daha belirgindir (Şekil 7.4, 7.7).

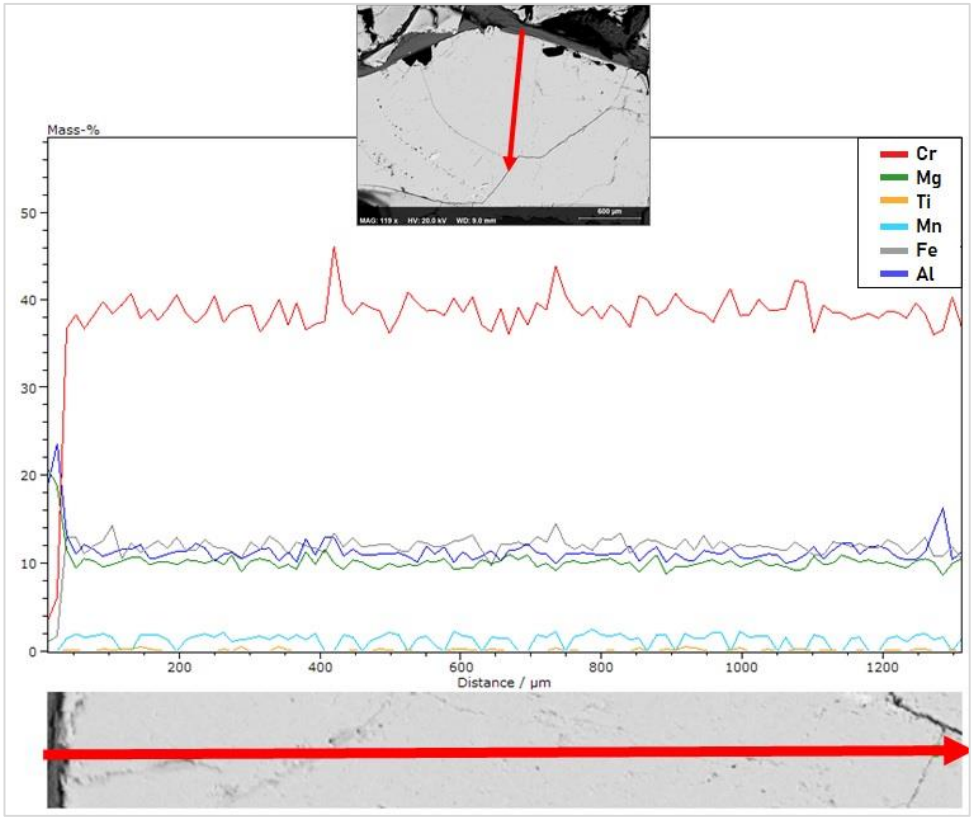
Baltaşı örneğine ait profilde, tane yüzeyindeki büyük çatlaklara denk gelen kısımlar hariç Cr bolluğu genel olarak belirli bir aralıkta (~%45-50) yer almıştır. Kef ve Alacakaya örneklerinde, kromit minerali yüzeyindeki büyük çatlaklar ve serpantinli zonlar dışında Cr oranı çoğunlukla yatay bir yönelim izlemiştir (Şekil 7.5, 7.6).



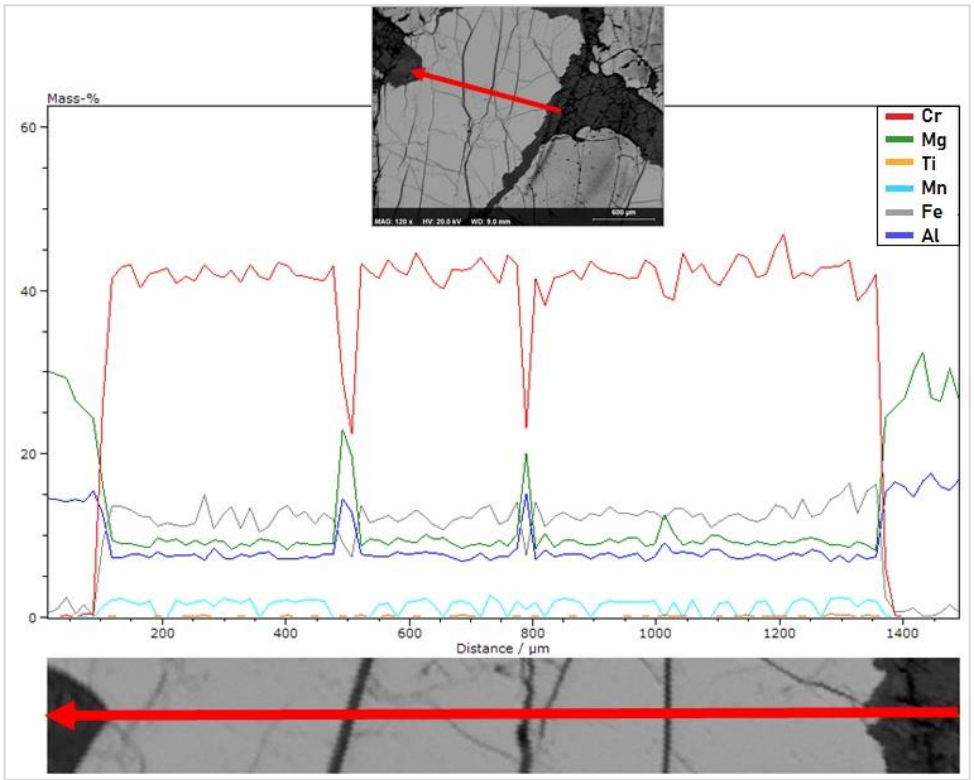
Şekil 7.4 Bağin krom spinel örneğine ait element profil analizi



Şekil 7.5 Kef krom spinel örneğine ait element profil analizi

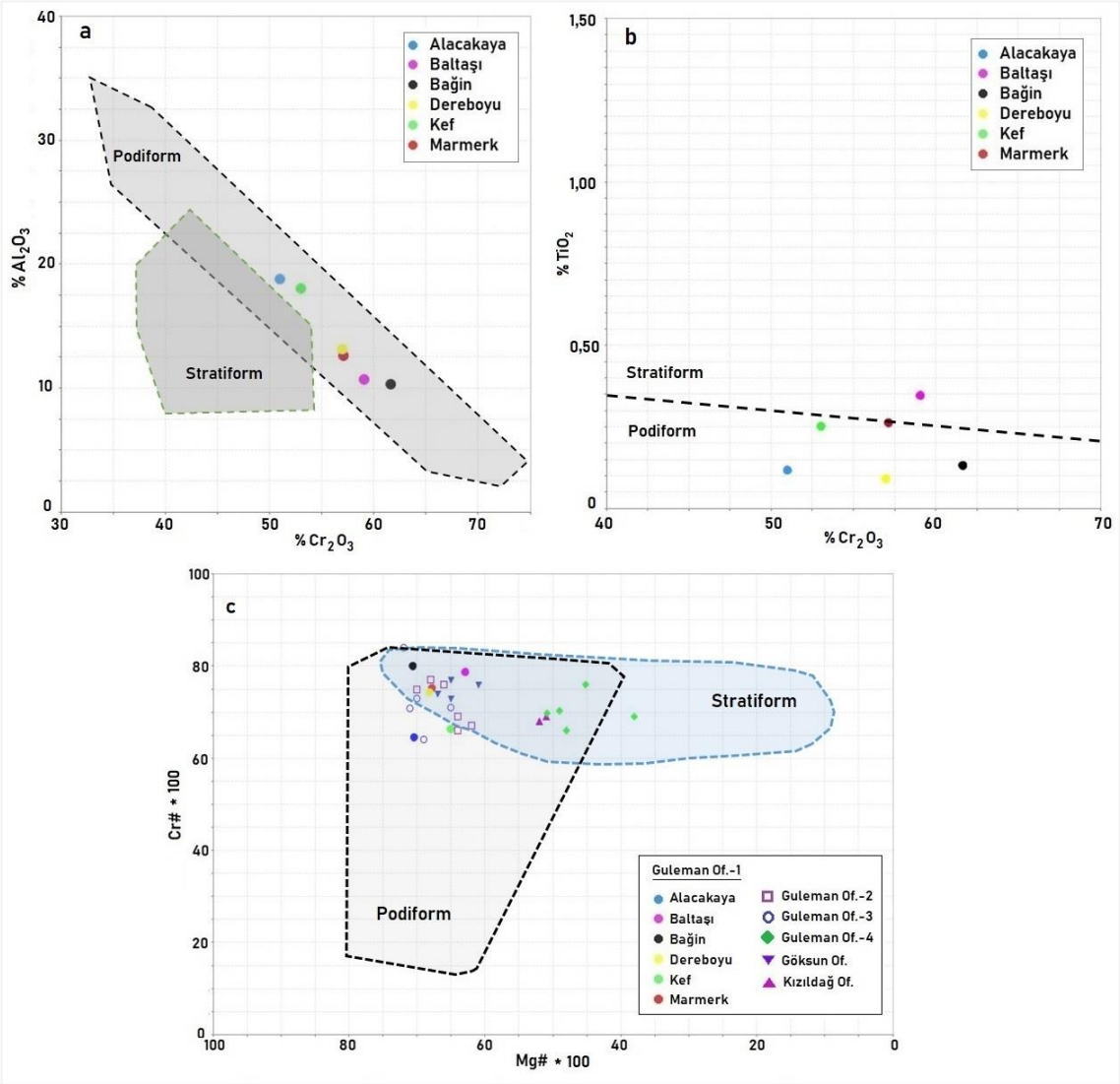


Şekil 7.6 Alacakaya krom spinel örneğine ait element profil analizi



Şekil 7.7 Dereboyu krom spinel örneğine ait element profil analizi

Guleman Ofiyoliti içerisindeki kromitler Al_2O_3, Cr_2O_3, TiO_2 içerikleri ile Cr# ve Mg# değerlerine göre sınıflandırılmıştır (Bonavia vd. 1993, Arai vd. 2004) (Şekil 7.8a-7.8c). Ayrıca Guleman Ofiyoliti ve Güney Kuşak Ofiyolitleri içerisindeki kromitler üzerinde farklı çalışmacıların yapmış oldukları çalışmalar da karşılaştırılmıştır (Şekil 7.8c).



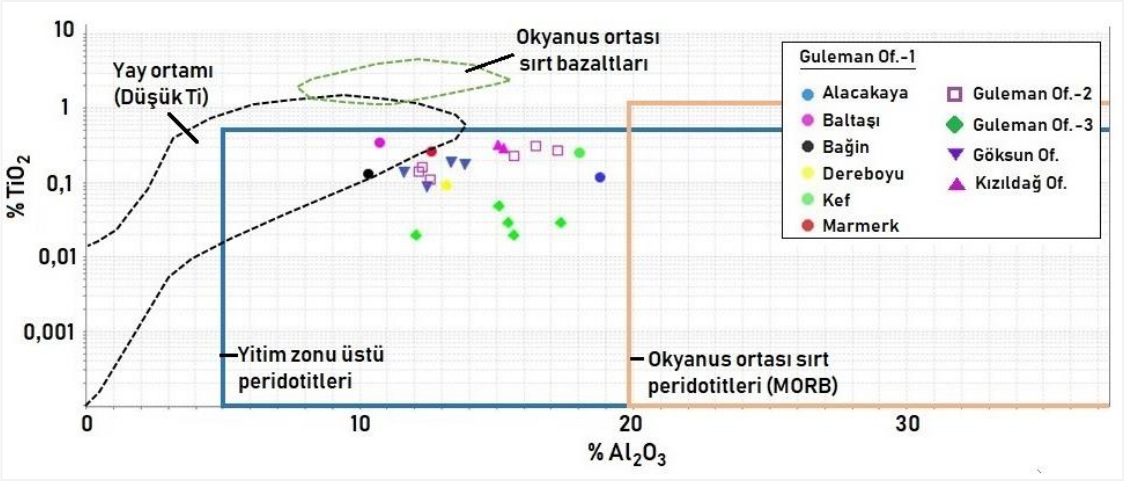
Şekil 7.8 Guleman ve Güney Kuşak krom spinellerinin sınıflandırılması. Stratiform ve podiform alanlar Bonavia vd. (1993) ve Arai vd. (2004)'den alınmıştır. Guleman Of.-1: Bu tez kapsamında alınan numuneler, Guleman Of.-2: Uysal vd. 2018, Guleman Of.-3: Üşümezsoy 1986, Guleman Of.-4: Rizeli 2014, Göksun Of.: Akmaz 2013, Kızıldağ Of.: Bağcı vd. 2008)

Al_2O_3-Cr_2O_3 diyagramında tüm kromitler podiform alanına düşmektedir. Ayrıca bu diyagramda Al_2O_3 ve Cr_2O_3 konsantrasyonlarında bölgesel bazlı yönelimler söz konusudur (Şekil 7.8a). TiO_2–Cr_2O_3 diyagramında, Baltaşı dışında tüm kromitler podiform tip olarak belirlenmiştir (Şekil 7.8b). Baltaşı numunesi TiO_2 değerinin diğer bölgelere göre yüksek olması nedeniyle stratiform alanına düşmüştür. Cr#*100-Mg#*100 değerlerine göre oluşturulan diyagramda Kef, Alacakaya ve Üşümezsoy (1986)'un üç kromit analizi podiform alanına, diğer kromitler ise hem podiform hem de stratiform alanına düşmektedir. Bunlardan farklı olarak Rizeli (2014)'nin Guleman kromitleri üzerinde yapmış olduğu bir analiz stratiform alana düşmüştür (Şekil 7.8c). Bu farklılıklar kromitlerin oluştuğu tektonik ortam veya astenosferik manto kaynaklı bir katkı ile ilişkili olabilir (Dilek vd. 2008). Diyagramlara göre numunelerin büyük çoğunun podiform alanlarda kalması nedeniyle kromitlerin tamamı Alpin tip olarak kabul edilmiştir.

Mineral kimyası analizlerinden elde edilen Cr#, Mg#, TiO_2, Al_2O_3 ve Fe^{+2}# sonuçları kullanılarak kromitlerin oluştukları tektonik ortam çeşitli diyagramlarda değerlendirilmiştir. TiO_2-Al_2O_3 diyagramına göre bu tez kapsamında çalışılan ve daha önce Guleman'da çalışılmış kromitlerin tamamı yitim zonu üstü peridotitleri içerisinde oluşmuşlardır. Güney Kuşak Ofiyolitleri'nden Göksun ve Kızıldağ ofiyolitlerindeki değerler de yitim zonu üstü peridotitleriyle uyumludur (Şekil 7.9). Bağin ve Baltaşı numunesindeki düşük Al_2O_3 değeri bu bölgedeki kromitlerin yay önü ortamda oluştuklarını göstermektedir.

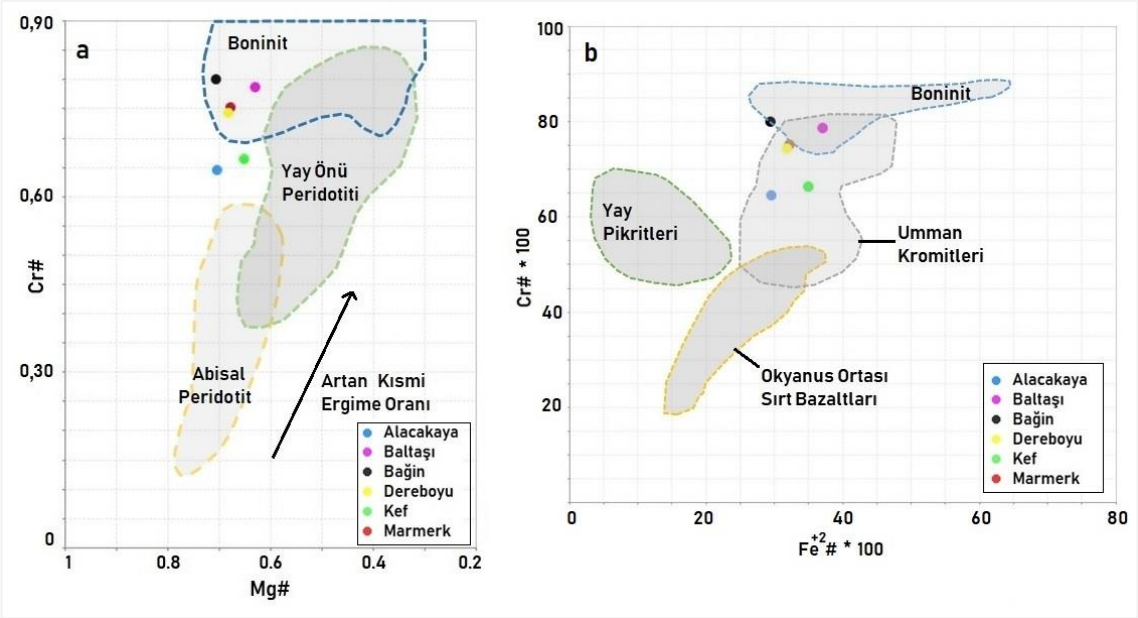
Cr#-Mg# diyagramında Bağin, Baltaşı, Marmerk ve Dereboyu kromitleri boninitik alan içerisinde yer almıştır. Alacakaya ve Kef bölgesi kromitleri ise boninit ve yay önü peridotitleri arasında kalmışlardır (Şekil 7.10a). Kef ve Alacakaya kromitlerinin düşük Cr# içeriği astenosferik mantodan katkıya işaret edebilir. Tetis ofiyolitlerinin oluşum sürecinin (yitimin) başlangıcında (Reagan vd. 2010, Stern vd. 2012, Ishizuka vd. 2020) veya daha sonraki bir aşamada dalan okyanusal dilimin geriye dönerek kırılması (slab rollback) ile oluşan açıklıklarda astenosferik getirimler sıklıkla görülmektedir (Dilek vd. 2008). Bu şekilde oluşan ofiyolitler veya kromitler tipik yay önü karakteri dışında (düşük Cr, Yüksek Al) jeokimyasal sinyaller göstermektedir. Kef ve Alacakaya

kromitlerindeki jeokimyasal farklılık yitimin başlangıç aşamasındaki okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzer jeokimyasal özellikteki ergiyikler ile açıklanmaktadır.



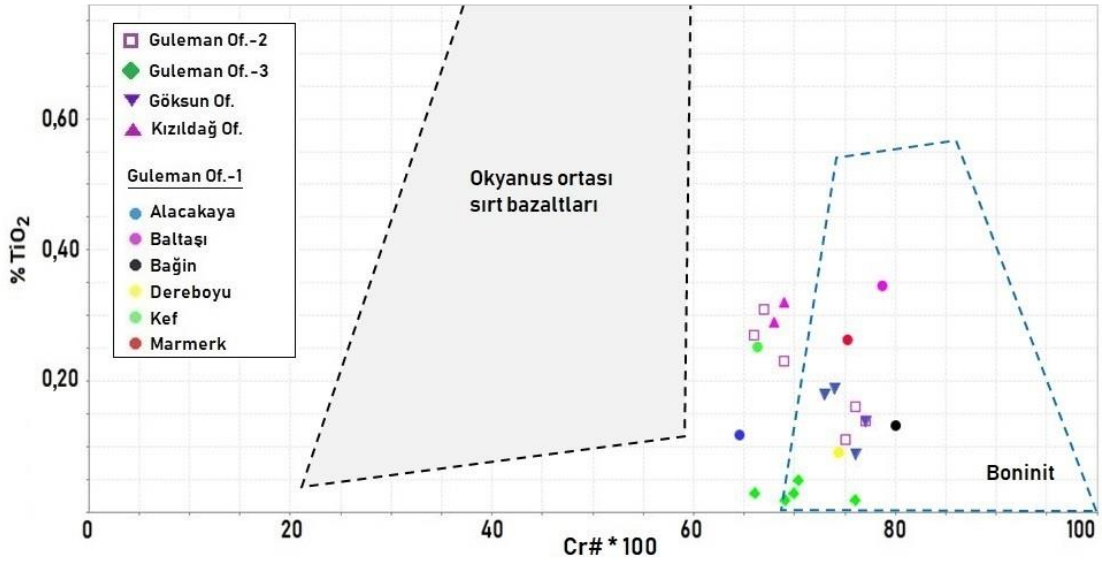
Şekil 7.9 Guleman ve Güney Kuşak Ofiyolitlerindeki kromitler için Al_2O_3–TiO_2 diyagramı (Kamenetsky vd. 2001'den alınmıştır). Guleman Of.-1: Bu tez kapsamında alınan numuneler, Guleman Of.-2: Uysal vd. 2018, Guleman Of.-3: Rizeli 2014, Göksun Of.: Akmaz 2013, Kızıldağ Of.: Bağcı vd. 2008)

Cr#*100 ve Fe^{+2}#*100 değerlerine göre oluşturulan diyagram (Şekil 7.10b), Baltaşı ve Bağin kromitlerinin boninitik bir ergiyikten itibaren kristallendiklerini göstermektedir. Ayrıca, Bağin numunesi dışındaki tüm kromitlerin yay önü karaktere sahip Umman kromitleri (Whattam ve Stern 2011) ile benzer karakterde olduğu da belirlenmiştir.



Şekil 7.10 Çalışılan kromitlerin a) Cr#-Mg# ve b) Cr#*100-Fe^{+2}#*100 diyagramlarındaki konumları. a) Abisal peridotit sınırı Dick ve Bullen (1994) ve Arai vd. (1994), yay önü peridotit alanı Ishii vd. (1992), Parkinson ve Pearce (1998), boninit sınırları Laan vd. (1992), Sobolev ve Danyushevsky (1994)'den alınmıştır, b) Okyanus Ortası Sırt Bazaltları alanı Allan vd, (1998), Umman kromititleri sınırları Ishikawa vd, (2002), boninit alanı Bloomer ve Hawkins (1987) ve yay pikritleri sınırı Ramsay vd, (1984)'den alınmıştır

TiO2–Cr#*100 diyagramında Alacakaya ve Kef bölgesi kromitleri haricindeki diğer kromitlerin boninitik tip magmadan itibaren kristallendikleri görülmektedir (Şekil 7.11). Alacakaya ve Kef kromitleri düşük Cr# oranları nedeniyle okyanus ortası sırt bazaltları ile boninitik magma arasında bir alanda yer almıştır. Bu durum Cr#-Mg# diyagramında önerilen (Şekil 7.10) astenosferik katkıyı da desteklemektedir. Benzer şekilde, diyagramda Guleman ve Güney Kuşak Ofiyoliteri içerisindeki krom spineller üzerindeki eski çalışmaların sonuçları da bu görüşü desteklemektedir. Şekil 7.11'deki diyagramda Rizeli (2014)' ün Guleman Ofiyoliti Krom spinelleri üzerinde belirlemiş olduğu oldukça düşük TiO_2 değerleri dikkat çekmektedir. Bu değerler ortamdaki peridotitlerin oldukça tüketilmiş olduğuna işaret etmektedir (Stern, 2012).



Şekil 7.11 Çalışılan kromitler için Cr#*100–TiO_2 diyagramı (Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları ve Boninit sınırları Dick ve Bullen 1984 ve Arai 1992'den alınmıştır). Guleman Of.-1: Bu tez kapsamında alınan numuneler, Guleman Of.-2: Uysal vd. 2018, Guleman Of.-3: Rizeli 2014, Göksun Of.: Akmaz 2013, Kızıldağ Of.: Bağcı vd. 2008)

Guleman Ofiyoliti'ndeki kromitlerin tamamının podiform tip olarak yitim zonu üstü ofiyolitler içinde oluştuğu ve hepsinin aynı tektonik (yay önü) ortamda oluştuğu düşünülmektedir. Ortaya çıkan jeokimyasal farklılıklar (yüksek TiO_2 ve Al_2O_3 içerikleri) ofiyolitin oluşum sürecinde yaşanan astenosferik getirimler ile ilgili olduğu düşünülmektedir. Özellikle yitimin başlagıcında yüksek kısmi ergimeye sahip boninitik bileşiminden önce oluşan okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzer jeokimyasal özellikteki ergiyikler jeokimyasal farklılıklara neden olmaktadır (Reagan vd. 2010, Ishizuka vd. 2020). Bu farklılıklar bölgede ve Güney Kuşak Ofiyoliteri içerisindeki krom spineller üzerindeki eski çalışmalarda da görülmektedir.

8. JEOKİMYA

Guleman Ofiyoliti'nden seçilen 6 kromitit örneğinin ana oksit bollukları Çizelge 8.1'de verilmiştir. Sonuçlar, tüm örneklerin yüksek tenörlü cevherleşme ile temsil edildiğine işaret etmektedir. Al_2O_3 (%ağ.) içerikleri 7,81 ile 17,60 arasında geniş bir dağılım göstermektedir (Çizelge 8.1). Kromitlerin Çizelge 8.1' deki sonuçları kullanılarak hesaplanan Cr/Fe oranları 2,92 ile 4,41 arasında değişmektedir (Çizelge 8.2). Özellikle Bağin bölgesinde Cr/Fe oranı çok yüksektir.

Çizelge 8.1 Guleman kromit örneklerinin XRF analiz sonuçları (%)

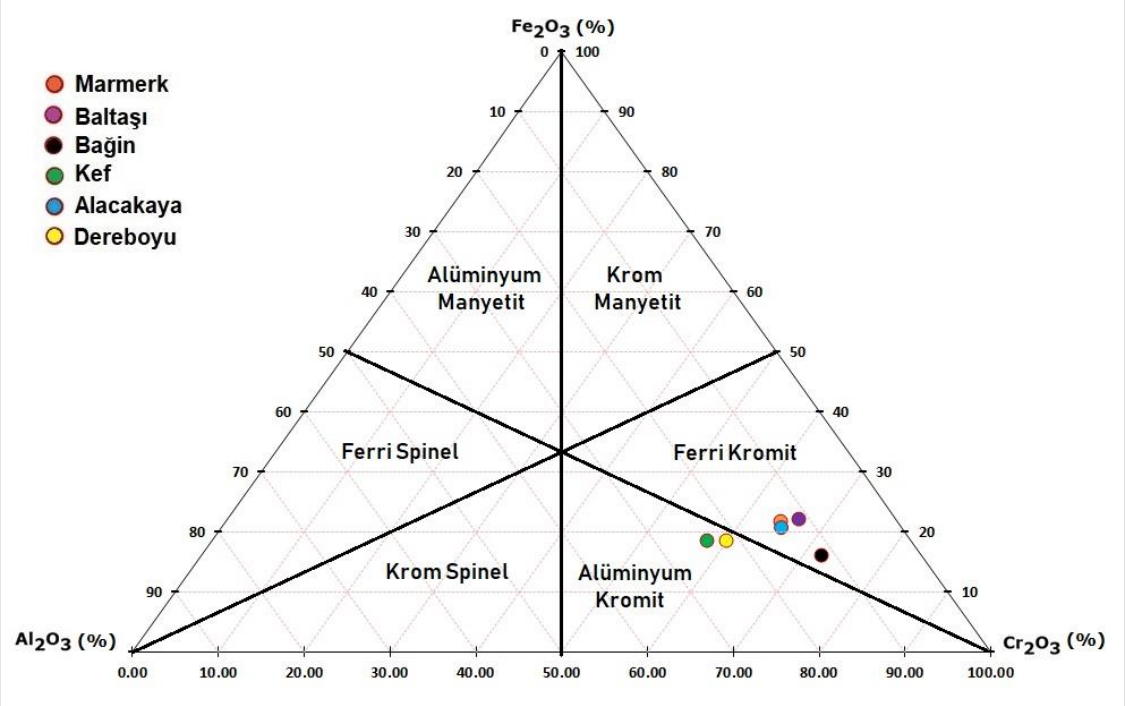
Örnek No	Bölge	Cr_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	TiO_2	Toplam
36263	Marmerk	39,23	13,14	14,14	8,25	21,60	1,69	0,18	98,23
36264	Baltaşı	45,99	15,26	10,95	7,81	19,27	0,17	0,12	99,57
36266	Bağin	54,98	12,21	4,45	8,84	17,05	0,05	0,13	97,71
36269	Kef	42,88	13,71	4,27	17,60	20,23	0,07	0,23	98,99
36272	Alacakaya	46,45	14,26	3,38	16,74	17,93	0,05	0,10	98,91
36276	Dereboyu	39,69	12,39	12,51	8,51	24,95	0,10	0,11	98,26

Çizelge 8.2 Guleman kromit örneklerinin Cr/Fe oranları

Örnek No	Bölge	Cr (%)	Fe (%)	Cr/Fe
36263	Marmerk	26,84	9,19	2,92
36264	Baltaşı	31,47	10,67	2,95
36266	Bağin	37,62	8,54	4,41
36269	Kef	29,34	9,59	3,06
36272	Alacakaya	31,78	9,97	3,19
36276	Dereboyu	27,16	8,67	3,13

Cr_2O_3, Fe_2O_3 ve Al_2O_3 konsantrasyonlarının üçgen diyagrama (Stevens 1944) yerleştirilmesi ile Guleman kromit örnekleri sınıflandırılmıştır (Şekil 8.1). Örneklerdeki Cr_2O_3, Fe_2O_3 ve Al_2O_3 değerleri %100'e tamamlanarak diyagrama yansıtılmıştır. Cr_2O_3-Fe_2O_3-Al_2O_3 diyagramında, Kef ve Dereboyu numuneleri "Alüminyum Kromit", Baltaşı, Bağin, Alacakaya ve Marmerk numuneleri ise "Ferri Kromit" olarak

adlandırılmıştır. Bölgede daha önce yapılan çalışmalarda Kef bölgesi kromitleri bu çalışma ile benzer "Alüminyum Kromit" - "Ferri Kromit" sınırında çıkmış ve "Ferri Kromit" olarak adlandırılmıştır (Dursun 2010). Kef bölgesine oldukça yakın, Kapin olarak adlandırılan alanda yapılan çalışmalarda da kromitler "Ferri Kromit" olarak sınıflandırılmıştır (Aslantaş 2001).



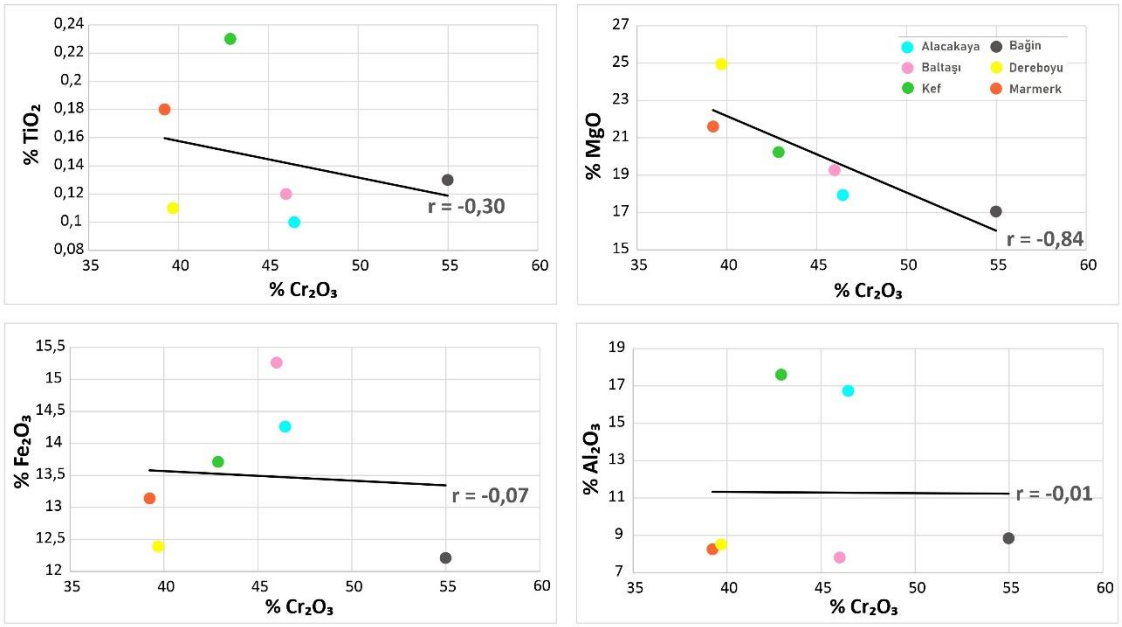
Şekil 8.1 Kromitlerin sınıflandırılması (Stevens 1944)

Şekil 8.2'de Guleman kromit numunelerine ait Cr_2O_3 konsantrasyonları diğer ana oksit değerleri ile karşılaştırılmıştır. Grafikler üzerinde regresyon doğruları çizilerek korelasyon katsayıları belirlenmiştir. Kromitlerin Cr_2O_3 içeriği, TiO_2 içeriği ile düşük negatif ilişki (r = -0.30), MgO içeriği ile yüksek negatif ilişki (r = -0.84) göstermektedir. Kromitlerin Cr_2O_3 içeriğinin, Al_2O_3 ve Fe_2O_3 içerikleri ile negatif veya pozitif bir ilişkisi saptanamamıştır. İlişkinin kurulamamasındaki önemli etkenin numune sayısının az olması olabilir.

Guleman Ofiyoliti içerisinde daha önce Kapin ve Kef bölgelerinde yapılan çalışmalarda Cr_2O_3 içeriği ile Al_2O_3 içeriklerinin pozitif ilişkili (doğru orantılı), Fe_2O_3 içeriğinin ise

negatif ilişkili (ters orantılı) olduğu belirlenmiştir (Aslantaş 2001, Dursun 2010). Yine bu çalışmalarda Al_2O_3-Fe_2O_3 içerikleri arasında negatif bir ilişkinin bulunduğu da belirtilmiştir.

Cr_2O_3 içeriğinin artmasıyla MgO içeriğinin azalması kromit numunelerinin içerdiği olivin veya serpantin oranıyla doğrudan ilişkili olduğu düşünülmektedir. Ayrıca, podiform tip cevherleşmelerde Cr konsantrasyonunun artması ile Mg ve Al bolluklarının azaldığı da bilinmektedir (Thayer 1970).



Şekil 8.2 Kromitlerin ana oksit içeriklerinin Cr_2O_3 içeriği ile karşılaştırılması ve regresyon doğruları (r: korelasyon katsayısı)

9. TARTIŞMA VE ÖNERİLER

Guleman Ofiyoliti'nin farklı bölümlerini temsil eden bölgelerden (Kef, Dereboyu, Marmerk, Bağin, Baltaşı, Alacakaya) 6 kromit numunesi incelenmiş, petrolojik özellikleri ve Tetis okyanusunun güney kolunun kapanması sırasındaki oluştukları tektonik ortam ortaya koyulmuştur. Ayrıca bölgesel olarak kromit cevherleşmelerinin farklı ve ortak özellikleri de belirlenmiştir. Bu numuneler üzerinde petrografik, mineral kimyası ve jeokimyasal (XRF) çalışmalar yapılmıştır.

Örnekler üzerinde yapılan petrografik çalışmalarda bölgesel bazlı mineralojik benzerlikler ve farklılıklar belirlenmiştir. Petrografik incelemelere göre, örnekler genel olarak masif kromitten oluşmaktadır. Kromit tanelerinin etrafında serpantinleşmiş olivinler tespit edilmiştir. Marmerk bölgesindeki tektonik aktivitenin yoğunluğu incelenen numunedeki kataklastik dokularda görülmüştür. Diğer numunelerde bu derecede tektonizma etkisi görülmemiştir. Baltaşı örneğinde boyutu 1 mm'ye erişen kromit kristalleri belirlenmiştir. Alacakaya kromit örneğindeki serpantinli zonlar içerisinde pentlandit türü demir (Fe)-nikel (Ni) içeren sülfit mineralleri görülmüştür. Diğer örneklerde ise herhangi bir sülfit mineraline rastlanmamıştır.

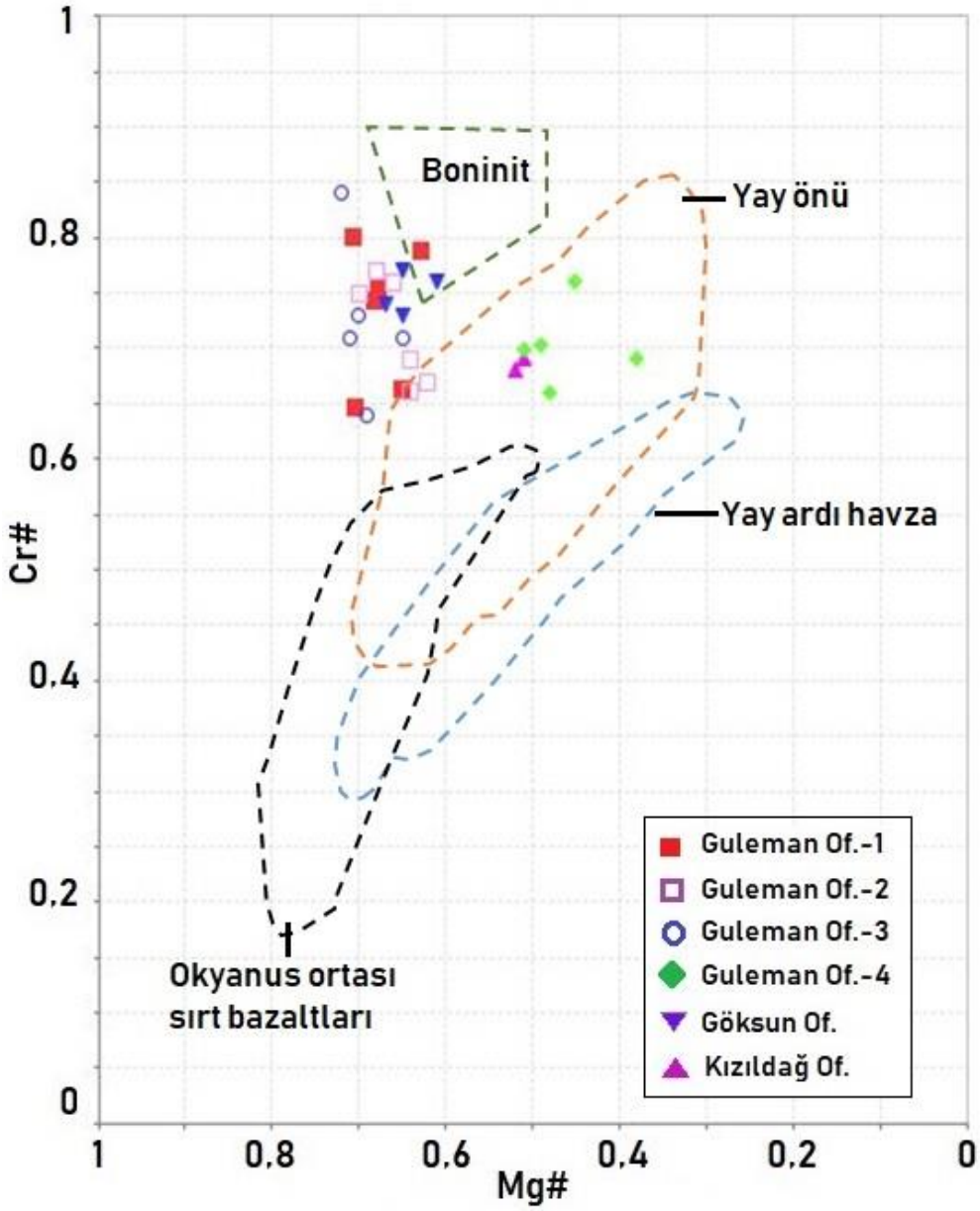
Guleman bölgesindeki 6 kromit numunesinin ana oksit bolluklarını belirlemek adına yapılan XRF analizlerinde, Cr_2O_3 (%ağ.) içeriklerinin 39,23 ile 54,98 arasında, Al_2O_3 (%ağ.) içeriklerinin 7,81 ile 17,60 arasında dağılım gösterdiği belirlenmiştir. Özellikle Bağin bölgesinde saptanan yüksek Cr_2O_3 içeriği, Kef ve Alacakaya bölgesindeki yüksek Al_2O_3 içeriği bölgesel bazdaki değişimi görmek adına önem arz etmektedir. Örneklerin Cr_2O_3 içeriği MgO ile ters orantılı, Fe_2O_3 ile doğru orantılı şekilde değişmektedir. Bu durum magnezyumun yüksek sıcaklıkta bileşime daha fazla katılması ile uyumludur (Thayer 1970). XRF sonuçlarından elde edilen Cr_2O_3, Fe_2O_3 ve Al_2O_3 değerleri üçgen diyagramlara yerleştirilerek kromitler isimlendirilmiştir. Kef ve Dereboyu numuneleri "Alüminyum Kromit", Baltaşı, Bağin, Alacakaya ve Marmerk numuneleri "Ferri Kromit" olarak adlandırılmıştır.

Guleman Ofiyoliti'ni temsil eden örneklerdeki kromit minerallerine yönelik elektron mikroskop analizleri yapılmıştır. Kromit minerallerinin kimyasal bileşiminin belirlenmesi için toplam 303 noktasal ölçüm yapılmıştır. EDS ile elde edilen element harita görüntülerinde krom spinellerin etrafında magnezyumca zengin zonlar tespit edilmiştir. Tanelerin merkezden kenar kısımlarına doğru bir profil üzerinde yapılan noktasal analizler ile taneler üzerindeki element değişimleri izlenmiştir. Özellikle çatlaklar ve kenar zondaki serpantinli kısımlar üzerindeki ölçümlerde Mg ve Al konsantrasyonlarının arttığı buna karşın Cr içeriğinin azaldığı görülmüştür.

Kromitlerin Cr# değerleri 0,65-0,80, Mg# değerleri ise 0,63-0,71 arasındadır. En yüksek Cr_2O_3 değeri Bağin bölgesinde (%61,65) en düşük Cr_2O_3 değeri ise (%50,99) Alacakaya bölgesinde belirlenmiştir. Alacakaya numunesi en yüksek (%18,78), Bağin numunesi ise en düşük Al_2O_3 değerine (%10,31) sahiptir. Analiz sonuçları kullanılarak oluşturulan diyagramlarda Guleman kromitlerinin podiform tipte olduğu ve yitim zonu üstü ofiyolitler içerisinde kristallendiği belirlenmiştir.

Bu çalışmadan elde edilen sonuçlar ile Guleman Ofiyoliti ve Güney Ofiyolit Kuşağı'na ait Göksun ve Kızıldağ ofiyolitlerinin krom spinelleri üzerinde yapılmış mineral kimyası çalışmaları karşılaştırılmıştır (Şekil 9.1). Üşümezsoy (1986), Guleman Ofiyoliti kromitleri üzerindeki çalışmalarında ortamsal analiz yapmamıştır. Rizeli (2014) Guleman Ofiyoliti krom spinellerinin yay önü ortamda oluştuğunu belirlemiştir. Uysal vd. (2018), Guleman Ofiyoliti kromitleri üzerindeki çalışmalarından elde ettiği sonuçların tipik bir okyanus ortası sırtı veya yitim zonu üstü ofiyolitlerinin jeokimyası ile tutarlı olmadığı sonucuna varmıştır. Bunun nedenini de yitim başlangıcı sırasında derinlere yerleşmiş, heterojen bir manto kaynağı ile açıklamıştır. Bağcı vd. (2008) Güney kuşak ofiyolitleri içerisinde yer alan Kızıldağ Ofiyoliti kromitleri üzerindeki mineral kimyası çalışmaları ile bu kromitlerin yay önü ortamda oluştuğu sonucuna varmıştır. Akmaz (2013) Güney kuşak ofiyolitleri içerisinde yer alan Göksun Ofiyoliti kromitleri üzerindeki mineral kimyası çalışmalarında yay önü ve yay gerisi havza olmak üzere 2 farklı oluşum ortamı jeokimyası belirlemiştir. Bu tektonik ortamların varlığını mantonun kısmi ergimesindeki farklılık ile açıklamıştır.

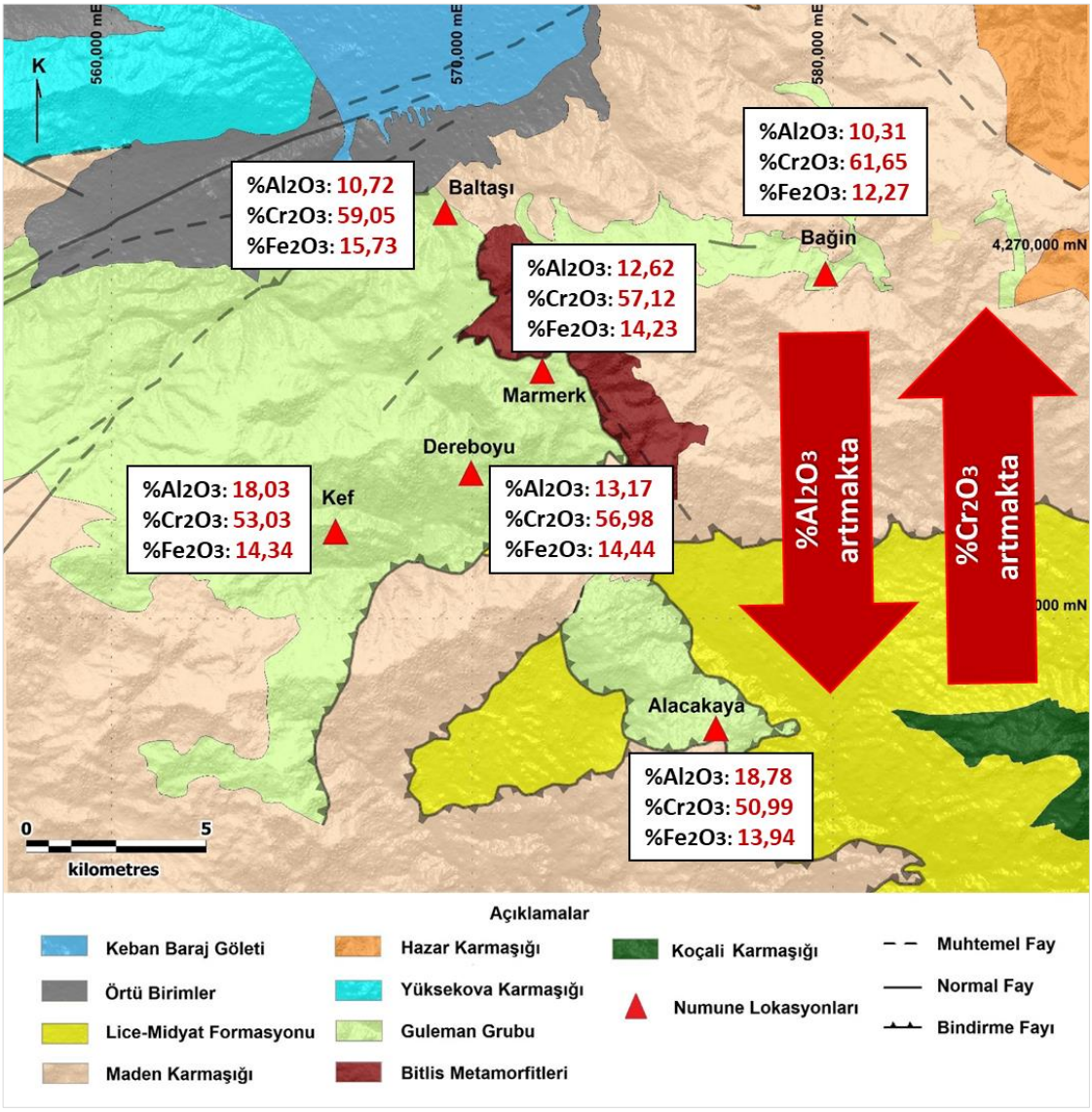
Bağcı vd. (2008) ve Rizeli (2014)'nin çalışmasındaki krom spineller yay önü ortam jeokimyasına uygun sonuçlar vermektedir. Üşümezsoy (1986), Akmaz (2013) ve Uysal vd. (2018)'nin çalışmalarındaki spinellerin jeokimyası ise tipik boninitik ve yay önü ortamındakilerden farklı fakat bu ortamlara çok yakın jeokimya sonuçları göstermektedir. Bu durum kromitlerin oluşumuna astenosferik manto kaynaklı bir katkıya işaret etmektedir. Tetis ofiyolitlerinin oluşum sürecinin ilk aşamasında veya daha sonra dalan okyanusal dilimin geriye dönerek kırılması ile meydana gelen açıklıklardaki astenosferik katkı jeokimyasal değişiklikler meydana getirmektedir. Bu durumun yanı sıra yitimin başlagıcında okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzer jeokimyasal özellikteki ergiyikler (yüksek TiO_2 ve Al_2O_3 içeriği) daha sonra yüksek kısmi ergimeye sahip boninitik bileşime doğru evrimleşmektedir (Reagan vd. 2010, Ishizuka vd. 2020). Güney Ofiyolit Kuşağına ait Göksun Ofiyoliti'ndeki kromitlerin oluşum ortamında Guleman Ofiyolitinde olduğu gibi astenosferik bir katkı olabilir. Bu tez kapsamındaki araştırma sonuçları Üşümezsoy (1986), Akmaz (2013) ve Uysal vd. (2018)'nin çalışmaları ile uyumlu çıkmıştır. Guleman Ofiyoliti krom spinellerinin jeokimyasındaki farklılıkların ofiyolitin oluşumundaki süreçler ile alakalı olduğu ve yay önü ortamda oluştuğu belirlenmiştir.



Şekil 9.1 Kromitlerin Mg# ve Cr# değerlerine göre jeotektonik ortam sınıflandırılması (sınırlar Kamenetsky 2001, Stern vd. 2004; Dick ve Bullen, 1984; Bloomer, vd. 1995, Ohara vd. 2002'den alınmıştır. Guleman Of.-1: Bu tez kapsamında alınan numuneler, Guleman Of.-2: Uysal vd. 2018, Guleman Of.-3: Üşümezsoy 1986, Guleman Of.-4: Rizeli 2014, Göksun Of.: Akmaz 2013, Kızıldağ Of.: Bağcı vd. 2008)

Guleman ofiyoliti içerisinde mineral kimyası sonuçlarının dağılımına bakıldığında, ofiyolitin kuzey kesimlerine doğru Cr_2O_3 içeriğinin, güneye doğru ise $A1_2O_3$ içeriğinin arttığı görülmüştür (Şekil 9.2). Bu durumun güney kesimlerdeki cevherleşmelerin

boninitik süreçten önce, yitimin hemen başlangıcında oluşmuş olabileceği fikrini ortaya çıkarmaktadır.



Şekil 9.2 Mineral kimyası sonuçlarının bölgesel dağılımı

Cevherleşmeler ve yankayaç üzerinde yapılacak iz element, izotop ve yaşlandırma analizleri ile cevherleşmenin oluştuğu ortam, okyanusal kabuğun karakteristikleri hakkında çok daha detaylı bilgi elde edilebilir.

KAYNAKLAR

Açıkbaş, D. ve Baştuğ, C. 1975. Cacaş-Hani bölgesinin kuzeyindeki alanların petrol imkanları ve jeolojik raporu. TPAO Arşivi (yayınlanmamış), Rapor No: 971.

Akın, A.K. 2018. Türkiye ve Dünya Krom Madenciliğinde Durum Tespiti. Krom Çalıştayı, 9-84, Adana.

Akmaz, R.M. 2013. Güneydoğu Türkiye Ofiyolitik Kromititlerinin Petrojenezi: Kromit Kimyası, Platin Grubu Element Jeokimyası ve Mineralojisi. Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 153, Trabzon.

Aktaş, G. and Robertson, A.H.F. 1984. The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of the Neotethyan Continental Active Margin. In: Dixon, J.E and Robertson, A.H.F.(eds). Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, The Special Publication of Geological Society No; Blackwell Scientific Publication, Edinburg, 375-402.

Allan, J.F., Sack, R.O. and Batiza R. 1988. Cr–spinels as petrogenetic indicators: MORB-type lavas from the Lamont seamount chain, eastern Pacific. American Mineralogist, 73; 741-753.

Anonim. 2021. Web Sitesi: http://alacakaya.gov.tr/alacakayamizin-tarihesi. Erişim Tarihi: 25.02.2021.

Arai, S. 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry, Mineralogical Magazine, 56; 173-184.

Arai, S. 1994. Characterisation of spinel peridotites by olivine–spinel compositional relationships: review and interpretation. Chemical Geology 113; 191-204.

Arai, S. and Yurimoto, H. 1994. Podiform Chromitites of The Tari–Misaka Ultramafic Complex, Southwestern Japan, as Mantle–melt interaction products, Economic Geology, 89; 1279-1288.

Arai, S. 1997. Control of Wall-rock Composition on the Formation of Podiform Chromitites as a Result of Magma / Peridotite Interaction: Resource Geology, 47(4); 177-187.

Arai, S., Uesugi, J. and Ahmed, A.H. 2004. The upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration, Contribution to Mineralogy and Petrology, 147; 145-154.

Arıkal, R.T. ve Taşan, N. 1986. Guleman krom yatakları. Etikrom A.Ş. Yayını, 86(1); 98.

Aslantaş, N. 2001. Kapin-Şabata (Guleman-Elazığ) Krom cevherleşmesinin incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 54 (yayınlanmamış), Elazığ.

Aydın, M.E. 2001. Etibank Guleman Kef Konsantratör Tesisi Kromit Artıklarının Değerlendirilmesi. Yüksek Lisans Tezi, Dicle Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Maden Mühendisliği Anabilim Dalı, 94, Diyarbakır.

Bağcı, U., Parlak, O. and Höck, Volker. 2008. Geochemistry and Tectonic Environment of Diverse Magma Generations Forming the Crustal Units of the Kızıldağ (Hatay) Ophiolite, Southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 17; 43-71.

Bağırsakçı, S., Ekber, A., Polat, C. ve Kum, M. 1995. Diyarbakır-ErganiÇınar alanının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama, Jeoloji Etütleri Dairesi Raporu, 82.

Balcı, M. 1986. Rut-Taşlıtepe (Guleman, Elazığ) Yöresi Krom Yataklarının Maden Jeoloji Raporu. Maden Tetkik ve Arama, 7909; 281.

Başpınar, G. 2006. Guleman (Elazığ) Bölgesi Krom Yataklarının Platin Grubu Element İçerikleri ve Jeokimyası. Yüksek Lisan Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 128, Elazığ.

Beyarslan, M. 1996. Kömürhan ofiyolit biriminin petrografik ve petrolojik incelenmesi. Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 90, Elazığ.

Beyarslan, M. ve Bingöl, A.F. 1996. Kömürhan Ofiyolit Birimi'nin Petrografik ve Petrolojik İncelenmesi Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 8(2); 1-15.

Beyarslan, M. and Bingöl, A.F. 2014. Petrology of the Ispendere, K€omürhan and Guleman ophiolites (southeast Turkey): subduction initiation rule (SIR) ophiolites and arc related magmatics. 3rd Annual International Conference on Geological and Earth Sciences, Proceedings, 22- 23 September, Singapore.

Beyarslan, M., Okta, E. ve Ertürk, M. A. 2018. Kale (Malatya) İlçesi Çevresindeki Geç Kretase Yaşlı Yay Magmatitlerinin Jeokimyasal Özellikleri. Erzincan Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 11(2); 191-206.

Bhat, I. M., Rao, D.V.S. and Ahmad, T. 2019. Alteration of primary Cr-spinel mineral composition from the Suru Valley ophiolitic peridotites, Ladakh Himalaya: Their low-temperature metamorphic implications. Journal of Earth System Science 128(7).

Bingöl, A.F. 1982. Elazıg-Pertek-Kovancılar arası volkanik kayaçların petrografik ve petrolojik incelemesi. Fırat Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi, 1; 9-21.

Bingöl, A.F. 1984. Geology of Elazığ Area in the Eastern Taurus Region. In the Geology of the Taurus Belt. International Symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 209-216 s., Ankara.

Bingöl, A.F. 1986. Petrographic and petrologique characteristic of the Guleman Ophiolite (Eastern Taurus-Turkey), Gesound, 131(14); 41-57.

Bingöl, A.F., Beyarslan, M., Lin, Y. and Lee, H. 2018. Geochronological and geochemical constraints on the origin of the Southeast Anatolian ophiolites, Turkey. Arabian Journal of Geosciences, 11(18); 2-4.

Brongniart, A. 1821. Sur le gisement ouposition relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins. Annales des Mines (Paris), 6; 177-238.

Bloomer, S.H. and Hawkins J.W. 1987. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench, Contribution to Mineralogy and Petrology, 97; 361-377.

Bloomer, S.H., Taylor, B., Macleod, C.J., Stern, R.J., Fryer, P., Hawkins, J.W. and Johnson, L. 1995. Early arc volcanism and the ophiolite problem: a perspective from drilling in the western Pacific. Active margins and marginal basins of the western Pacific. AGU Geophysical Monograph, 88; 1-30.

Bonavia, F., Diella, V. and Ferrario, A. 1993. Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. Economic Geology 88; 198-202.

Borchert, H. ve Uzkut, İ. 1967. Harmancık (Bursa iii) kuzeybatısındaki krom cevheri yatakları. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 68; 49-64.

Boray, A. 1976. Bitlis Metamorfitleri üzerine. Yeryuvarı ve İnsan Dergisi, 1; 74-76.

Boudier F. and Coleman R.G. 1981. Cross section through the peridotite in the Semail ophiolite, Oman. Journal of Geophysical Research, 86; 2573–2592

Coleman, R.G. 1977. Ophioites: ancient oceanic lithosphere? Springer-Verlag, 229 p., New York.

Çakır, Ü. 1994. Batı Kef krom yatağının (Guleman-Elazığ) jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 37(2); 15-29.

DPT (Devlet Planlama Teşkilatı). 2001. 8. Beş Yıllık Kalkınma Planı Madencilik İhtisas Komisyonu Raporları (Metal Madenler Alt Komisyonu Krom Çalışma Grubu Raporu). 2626; 637.

Dick, H.J.B. and Bullen, T. 1984. Chromium Spinel as A Petrogenetic Indicator in Abyssal and Alpine-type Peridotites and Spatially Associated Lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86; 54-76.

Dickey, J.S. 1975, A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta. 39; 1061-1074,

Dilek, Y., Furnes, H. and Shallo, M. 2008. Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite(Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. Lithos 100; 174-209.

Duke, J.M. 1983. Ore Deposit Models 7. Magmatic Segregation Deposits of Chromite, Geoscience Canada, 1;15-24.

Dursun, A. 2010. Batı ve Doğu Kef (Guleman - Elazığ) Krom Yataklarının Minerolojisi ve Jeokimyası. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 63, Elazığ.

Engin, T., Balcı, M., Sümer, Y. ve Özkan, Y.Z. 1982. Guleman (Elazığ) Krom Yatakları ve Peridotit Biriminin Genel Jeoloji Konumu ve Yapısal Özellikleri: MTA Dergisi, 95; 77-100.

Engin, T. ve Sümer, Y. 1987. Kefdağ – Kapin Yöresinin Jeolojisi Batı Kef – Doğu Kef Krom Yataklarının Maden Jeolojisi Raporu. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 2080; 20-49.

Erdoğan, B. 1982. Ergani-Maden Yöresindeki Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağının Jeolojisi ve Volkanik Kayaları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 25; 49-60.

Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. and Mogessie, A. 2013. Spinel group minerals in metamorphosed ultramafic rocks from Río de Las Tunas belt, Central Andes, Argentina. Geologica Acta, 11; 133-148.

Genç, S. 1984. Bitlis Masifi güneyindeki polifaz metamorfizma (Lice-Kulp, Diyarbakır). Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 8; 33-52.

Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N. 1983. Muş Kızılağaç metagranitinin metamorfizması ve yaşı. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 99; 72-83.

Göncüoğlu, M.C. and Turhan, N. 1984. International Symposium on Geology of the Taurus Belt Proceedings. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 237-244, .Ankara.

Helke, A. 1938. Elazığ Vilayetindeki Krom Cevheri Yatakları. MTA Enstitüsü Dergisi, 12; 20-27.

Helke, A. 1962. The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district, Turkey. Economic Geology, 57; 954-962.

Hempton, M.R. 1984. Result of Detailed Mapping near Lake Hazar (Eastern Taurus Mountains). Geology of the Taurus Belt, Proceedings International Symposium, Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 223-228, Ankara.

Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. and Fiske, R. 1992. Petrological Studies Of Peridotites From Diapiric Serpentinite Seamounts in the Izu–Ogasawara Mariana Forearc. Proceedings of The Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125; 445-485.

Ishikawa, T., Nagaishi, K. and Umıno, S. 2002. Boninitic volcanism in the Oman Ophiolite: Implications for thermal conditions during transition from spreading ridge to arc. Geology, 30(10), 899-902.

Ishizuka, O., Taylor, R.N., Umino, S. and Kanayama, K. 2020. Geochemical evolution of arc and slab following subduction initiation: a record from the Bonin Islands, Japan. Journal of Petrology, 61(5); 2-20.

İleri, S., Salancı, B., Bitem, M. ve Doğan, R. 1976. Ergani (Maden) bakır yatağı ve plaka tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19; 133-142.

İmamoğlu, Ş.M., Kavak, O. ve Kaya, M. 2014. Diyarbakır İli Ergani İlçesi ve Çevresinin Jeolojik Özellikleri. Haspolat, Y.K. (edi.), Ergani Kaymakamlığı-Dicle Üniversitesi Tüm Yönleriyle Ergani İlçesi ve Turizm yayını, 258-330, İstanbul.

Juteau, T. 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentaies, Turquie). Sci de la Terre, Mem. 32; 692.

Juteau, T. 1980. Ophiolites of Turkey. Ophioliti, 2; 199-205.

Kaaden, G.V.D. 1959. Güneybatı Türkiye'de peridotit kitleleri içinde zuhur eden kromitlerin kompozisyonu ile tektonik-magmatik vaziyetleri arasındaki münasebet hakkında. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 52; 1-15.

Kasapçı, C. 2012. Jeotektonik Ortamları Açısından Batı Anadolu Kromit Yataklarının Karşılaştırılmalı İncelenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 316, İstanbul.

Kamenetsky, V.S., Crawford, A. J. and Meffre, S. 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr- spinel and melt inclusions from primitive rocks. Journal of Petrology, 42(4); 655-671.

Kendiroğlu, Z. 1972. Maden-Kefdağı Bölgesi Kromit Yataklarının Jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 4759; 4.

Kerey, İ.E. ve Türkmen, İ. 1991. Palu formasyonunun (Pliyosen-Kuvaterner) sedimantolojik özellikleri, Elazığ Doğusu, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 34; 21-26.

Kılıç, A.D. 2005. Hazar Gölü (Sivrice-Elazığ) güneyinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Doktora tezi (yayımlanmamış). Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 102, Elazığ.

Kovenko, V. 1940. Soridağ Mıntıkası Krom Yataklarına Yapılan Ziyaret Hakkında Rapor. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, 1024.

Kürüm, S., Göncüoğlu, M.C., Arslan, Mehmet., Tekin, U.K. ve Ural, M. 2012. Elazığ Çevresinde ve Malatya Güneydoğusunda Yüzeyleyen Yastık Lavların Petrolojisi, Jeokronolojisi, İzotop Jeokimyası ve Yastık Lavlarla İlişkili Pelajik Çökellerin Radyolarya Faunasına Bağlı Olarak Yaşlandırılması. Tübitak Projesi, 108Y201; 163.

Laan, S.V.D., Arculus, R.J., Pearce, J., Jorge, J.A. and Murton, J.B. 1992. Petrography, Mineral Chemistry, and Phase Relations of the Basement Boninite Series of Site 786, Izu-Bonin Forearc. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125; 171-201.

Lago, B.L., Robinowics, M. and Nicolas, A. 1982. Podiform Chromite Ore Bodies: A Genetic Model. Journal of Petrology, 23; 103-125.

Neary, C.R. and Brown, M.A. 1979. Chromites from the Al Ays complex, Saudia Arabia, and the Semail complex, Oman. In Al Shanti Evolution and mineralisation of the Arabian shield. IAS Bulletin, 2;193–205

Nicolas, A. 1989. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Academic Publishers, Petrology and structural geology series 4, 370p., Dordrecht.

Odabaşı, İ., Dönmez C., Çiftçi Y. ve Çolakoğlu, A.O. 2011. Türkiye Krom Envanteri. Maden Tetkik ve Arama Envanter serisi, 202; 1046 s., Ankara.

Ohara, Y., Stern, R.J., Ishii, T., Yurimoto, H. and Yamazaki, T. 2002. Peridotites from the Mariana Trough: first look at the mantle beneath an active back- arc basin. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143(1); 1-18.

Önalan, M. 1988. Kahramanmaraş Tersiyer Kenar Havzasının Jeolojik Evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 31; 1-9.

Özek, G., Akgül, M., Nurlu, N. ve Yapıcı, N. 2016. Elazığ Bölgesi Kromitit ve Yan Kayaçlarına ait PGE İçerikleri ve Jeokimyasal Yorumu. Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi, 31(1); 381-393.

Özkan, Y.Z. 1982. Guleman (Elazığ) ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi. Yerbilimleri Dergisi. 3(6); 33-39.

Özkan, Y.Z. 1983. Guleman (Elazığ) ofiyolitinin yapısal incelenmesi, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 37; 78-85.

Özkan, Y.Z. and Öztunalı, Ö. 1984. Petrology of the Magmatic Rocks of Guleman Ophiolite in the Geology of the Taurus Belt. International Symposium Proceedings, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 285-293, Ankara, Turkey.

Özkaya, İ. 1974. Güneydoğu Anadolu Sason ve Baykan Yöresi Stratigrafisi. Türkiye Jeooloji Kurultayı Bülteni, 17; 51-71.

Özkaya, İ. 1975. Sason yöresinin yapısal jeolojisi. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 21-30, Ankara, Türkiye.

Özkaya, İ. 1978. Ergani-Maden Yöresi Stratigrafisi. Türkiye Jeooloji Kurultayı Bülteni, 21; 129-139.

Özkoçak, O. 1972. Alpin Tipindeki Kromit Yataklarının Özellikleri ve Araştırılması. Bilimsel Madencilik Dergisi, 11(2); 25-38.

Parkinson, I.J. and Pearce, J.A. 1998. Peridotites From the Izu-Bonin-Mariana Forearc: Evidence for Mantle Melting and Melt-mantle Interaction in a Supra-subduction Zone Setting. Journal Petrology, 39; 1577-1618.

Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, Special Publications, 16; 77-89.

Perinçek, D. 1978. Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman ili) alanının jeolojisi ve petrol olanaklarının araştırılması. Doktora tezi, İstanbul Ünivesitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Kürsüsü, 212. İstanbul.

Perinçek, D. 1979. The geology of Hazro-Korudag-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya region. Guide Book, Türkiye Jeooloji Kurultayı yayını 33 s., Ankara.

Perinçek, D. 1980. Bitlis metamorfitlerinde volkanitli Triyas. Türkiye Jeooloji Kurultayı Bülteni, 23; 201-211.

Perinçek, D. ve Özkaya, İ. 1981. Arabistan Levhası Kuzey Kenarının Tektonik Evrimi. Yerbilimleri, 8; 91-101.

Pişkin, Ö. 2010. Ofiyolit Nedir? Gözlemler, Hipotezler, Sorunlar, Yorumlar. Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yayınları, 133 s., İzmir.

Ramsay, W.R.H., Crawford, A.J. and Foden, J.D. 1984. Field Setting, Mineralogy Chemistry And Genesis Of Arc Picrites, New Georgia, Solomon Islands. Contributions to Mineralogy and Petrology, 88; 386-402.

Reagan, M.K., Ishizuka, O., Stern, R.J., Kelley, K.A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer,S.H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B.B. and Hickey-Vargas, R. 2010. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. Geochemistry, Geophysics, Geosystems-Journal of The Earth Sciences, 11(3); 2-17.

Rigo de Righi, M. and Cortesini, A. 1964. Gravity Tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 48(12); 1911-1937.

Rizeli, M.E. 2014. Guleman Ofiyoliti Manto Peridoditlerinin Kökeni. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 123, Elazığ.

Rizeli, M.E., Beyarslan M., Wang, K. and Bingöl, A.F. 2016. Mineral chemistry and petrology of mantle peridotites from the Guleman ophiolite (SE Anatolia, Turkey): Evidence of a forearc setting. Journal of African Earth Sciences, 123; 392-402.

Robertson, A.H.F. 1994. Role of the tectonics facies concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the Eastern Mediterranean region. Earth Science Reviews, 37; 139-213.

Sobolev, A.V. and Danyushevsky, L.V. 1994. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on The Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas. Journal Petrology, 35; 1183-1211.

Soytürk, N. ve Baştuğ, C. 1973. Kozluk-Baykan yöresi jeoloji raporu. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Raporu, Rapor no:795.

Steinman, G. 1927. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranean Kettengebirgen. Compte Rendu, XIV Congrès Géologique International, 1926, 2 Grafi cas Reunidas, 637-667, Madrid.

Stern, R.J., Johanson, P.R., Kröner, A. and Yibas, B. 2004. Neoproterozoic Ophiolites of the Arabian- Nubian Shield. Developments in Precambrian Geology, 13; 95-128.

Stern, R.J., Reagan, M., Ishizuka, O., Ohara, Y. and Whattam, S. 2012. To Understand Subduction Initiation, Study Forearc Crust; To Understand Forearc Crust, Study Ophiolites. Lithosphere 4(6); 469-483.

Stevens, R.E. 1944. Composition of some chromites of the western hemisphere. American Mineralogist, 29(1-2); 1-64.

Sungurlu, O. 1979. GD Sürüklenim Kuşağı Tersiyer Sürüklenimleri. 33. Türkiye Jeoloji Kurumu Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, 121-122.

Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E. ve Naz, H. 1985. Elazığ-Palu-Hazar alanının jeolojisi. Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi, 29; 83-191.

Sümer, Y. 1989. Kömürhan-Guleman (Elazığ) Sahası Jeoloji Haritası (1/100.000ölçekli). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Raporları (Yayınlanmamış), Ankara.

Taşlıgil, N. and Şahin, G. 2015. Chrome in Türkiye in Terms of Economic Geography. Eurasian Academy of Sciences Social Sciences Journal. 4; 8-108.

Tekin, U.K., Ural, M., Göncüoğlu, M.C., Arslan, M. and Kürüm, S. 2015. Upper Cretaceous Radiolarian ages from an arc–back-arc within the Yüksekova Complex in the southern Neotethys melange, SE Turkey. Comptes Rendus Palevol, 14(2); 73-84.

Thayer, T.P. 1960. Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes. 21st International Geological Congress, 13; 247-259, Copenhagen.

Thayer, T.P. 1964. Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations, on the Guleman-Soridağ district, Turkey. Economic Geology, 59; 1497-1524.

Thayer, T.P. 1970. Chromite segregations as petrogenetic indicators. Geological Society of Africa Special Publications, 1; 380-390.

Tuna, E. ve Dülger, S. 1979. Elazığ-Palu-Pertek Bölgesinin Jeolojisi. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arşivi (yayınlanmsamış), Rapor No: 1363.

Turan, M. 1984. Baskil-Aydınlar (Elazığ) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 180, Elazığ.

Turan, M. ve Bingöl, A.F. 1991. Kovancılar-Baskil (Elazığ) arası bölgenin tektono-stratigrafik özellikleri. Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu Bildirileri kitabı, 211-227, Adana.

Turan, M., Aksoy, E. ve Bingöl, A.F. 1995. Doğu Toroslar'ın Jeodinamik Evriminin Elazığ Civarındaki Özellikleri. Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi 7 (2); 177-199.

USGS (The United States Geological Survey). 2020. Mineral commodity summaries 2020: U.S. Geological Survey, 200 p.

Uysal, İ., Kapsiotis, A., Akmaz, R.M., Saka, S. and Seitz, M. 2018. The Guleman ophiolitic chromitites (SE Turkey) and their link to a compositionally evolving mantle source during subduction initiation. Ore Geology Reviews, 93(1); 1-8.

Üşümezsoy, Ş. 1986. Kefdağ ve Soridağ (Guleman) kromit kütlelerinin oluşumu üzerine yeni bir yaklaşım. Jeoloji Mühendisliği, 29; 47-60.

Whattam, S.A. and Stern, R.J. 2011. The "subduction initiation rule": A key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation. Contributions to Mineralogy and Petrology, 162(5); 1031-1045.

Yılmaz, E. ve Duran, O. 1997. "Güneydoğu Anadolu Bölgesi Otokton Ve Allokton Birimler Stratigrafi Adlama Sözlüğü (Lexıcon)" TPAO Araştırma Merkezi Grubu Başkanlığı Eğitim Yayınları No: 31, 460 s., Ankara.

Yılmaz, Y. 1993. New Evidence and Model on the Evolution of the Southeast Anatolian Orogen. Geological Society of America Bulletin, 105(2); 251-271.

Yılmaz, Y. ve Yıldırım, M. 1996. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağında Nap Alanının (Metamorfik Masiflerin) Jeolojisi ve Evrimi. Turkish Journal of Earth Sciences, 5; 21-38.

Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. and Yılmaz, Y. 1991. Tectonic setting and geological significance of the Maden Complex, SE Anatolia. Sixth meeting of the European Union of Geosciences, 24-28 March. Terra Abstracts 3, Strasbourg.

Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. ve Yılmaz, Y. 1993. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Maden grubunun tektonik konumu ve jeolojik önemi, A. Suat Erk sempozyumu. 2-5 Eylül 1991. 251-264; Ankara.

Yiğitbaş, E. ve Yılmaz, Y. 1996. New Evidence and Solution to the Maden Complex Controversy of the Southern Anatolia orogenic Belt (Turkey). Geol Rundsch, 85; 250-263.

Zhou, M.F and Robinson, P.T. 1997. Origin and Tectonic Environment of Podiform Chromite Deposits. Economic Geology, 92; 259-262.