

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KOP (ERZURUM-ERZİNCAN-BAYBURT), ULAŞ (SİVAS) VE YEŞİLOVA  
(BURDUR) ULTRAMAFİT VE KROMİTİTLERİNİN MİNERALOGİK,  
PETROLOJİK VE JEODİNAMİK AÇIDAN KARŞILAŞTIRMALI İNCELENMESİ**

**DOKTORA TEZİ**

**Jeoloji Yük. Müh. Özgür BİLİCİ**

**TEMMUZ 2015  
TRABZON**



**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünce**

**Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : / /**

**Tezin Savunma Tarihi : / /**

**Tez Danışmanı :**

**Trabzon**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında  
Özgür BİLİCİ tarafından hazırlanan**

**KOP (ERZURUM-ERZİNCAN-BAYBURT), ULAŞ (SİVAS) VE YEŞİLOVA (BURDUR)  
ULTRAMAFİT VE KROMİTİTLERİNİN MİNERALOGİK, PETROLOJİK VE  
JEODİNAMİK AÇIDAN KARŞILAŞTIRMALI İNCELENMESİ**

**başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 23 /06/2015 gün ve 1608 sayılı  
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda  
DOKTORA TEZİ  
olarak kabul edilmiştir.**

**Jüri Üyeleri**

**Başkan : Prof. Dr. Hulusi KARGI**

**Üye : Prof. Dr. Mehmet ARSLAN**

**Üye : Prof. Dr. İbrahim ALP**

**Üye : Doç. Dr. Emin ÇİFTÇİ**

**Üye : Yrd. Doç. Dr. Hasan KOLAYLI**

  
.....  
.....  
.....  
.....  
.....

**Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ**

**Enstitü Müdürü**

## ÖNSÖZ

Kop (Erzurum-Erzincan-Bayburt), Ulaş (Sivas) ve Yeşilova (Burdur) bölgelerindeki ultramafit ve kromititlerinin mineralojik, petrolojik ve jeodinamik açıdan karşılaştırmalı incelenmesini konu alan bu çalışma, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doktora Tezi olarak hazırlanmıştır.

Bu çalışmaya başladığım andan bu günlere kadar, sonsuz desteği ve yardımları için danışman hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Hasan KOLAYLI' ya minnet ve şükranlarımı sunmak isterim.

Tezin olgunlaşmasında göstermiş olduğu her türlü desteğinden dolayı değerli hocam Prof. Dr. Mehmet ARSLAN' a en içten teşekkürlerimi sunarım.

Mineral kimyası (EPMA) analizlerinin yapılmasında katkılarından dolayı kıymetli hocalarım Doç. Dr. Emin ÇİFTÇİ' ye ve Yrd. Doç. Dr. Emre AYDINÇAKIR' a ayrı ayrı teşekkür ederim.

Tüm kayaç analizlerinin yapılmasında yardımcı olan ACME Analiz Laboratuvarları Ltd. (Kanada) teknisyenlerine ve Texas Houston Üniversitesi' nde (ABD) gerçekleştirilen LA-ICP-MS analizlerinde, yardımlarından ötürü laboratuvar sorumlusu Dr. Yonghun Gao' ya ayrıca minnettar olduğumu belirtmek isterim.

İnce kesit yapımında göstermiş olduğu sabır ve emekten dolayı Mak. Müh. Murat KAYIKÇI' ya teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları sırasında gösterdikleri anlayıştan ve yardımlardan dolayı PEMA Madencilik A.Ş' ye ve stajyerim Jeoloji Mühendisi Ufuk ÖZCAN' a da özellikle teşekkür ederim.

Tez çalışması sırasında göstermiş oldukları maddi, manevi her türlü fedakârlıkları için aileme ve çalışmamın her aşamasında yardımlarını esirgemeyen değerli eşim Tuğba BİLİCİ' ye en içten duygularıyla şükranlarımı sunarım.

Özgür BİLİCİ  
Trabzon 2015



## **TEZ ETİK BEYANNAMESİ**

Doktora Tezi olarak sunduğum “Kop (Erzurum-Erzincan-Bayburt), Ulaş (Sivas) ve Yeşilova (Burdur) Ultramafit ve Kromititlerinin Mineralojik, Petrolojik ve Jeodinamik Açıdan Karşılaştırılmalı İncelenmesi” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Yrd. Doç. Dr. Hasan KOLAYLI’ nın sorumluluğunda tamamladığımı, örnekleri kendim topladığımı, analizleri ilgili laboratuvarlarda yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 07/08/2015

Özgür BİLİCİ

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET.....	VIII
SUMMARY.....	IX
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	X
TABLolar DİZİNİ.....	XVII
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	2
1.3. Ofiyolit.....	4
1.4. Kromit-Kromitit.....	7
1.5. Alpin Tip Peridotitler ve Kromititler Üzerinde Yapılan Çalışmalar.....	8
1.6. Türkiye'nin Tektonik Birlikleri ve Ofiyolit Kuşakları.....	14
1.7. Çalışma Alanlarının Jeolojisi.....	17
1.7.1. Kop Dağı (Bayburt-Erzurum-Erzincan) ve Çevresinin Jeolojisi.....	17
1.7.2. Ulaş (Sivas) ve Çevresinin Jeolojisi.....	19
1.7.3. Yeşilova (Burdur) ve Çevresinin Jeolojisi.....	22
1.8. Çalışma Alanlarında Yapılan Önceki Çalışmalar.....	24
1.8.1. Kop Ultramafitleri ve Çevresinde Yapılan Çalışmalar.....	24
1.8.2. Ulaş (Sivas) Ultramafitleri ve Çevresinde Yapılan Çalışmalar.....	29
1.8.3. Yeşilova (Burdur) Ultramafitleri ve Çevresinde Yapılan Çalışmalar.....	34
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	39
2.1. Materyal ve Yöntem.....	39
2.1.1. Arazi Çalışmaları.....	39
2.1.2. Laboratuar Çalışmaları ve Analitik Yöntemler.....	40
2.1.2.1. Mikroskop İncelemeleri.....	40
2.1.2.2. Kimyasal Analizler.....	40

2.1.2.2.1.	Tüm Kayaç Analizleri .....	40
2.1.2.2.2.	Mineral Kimyası (EPMA) Analizleri.....	41
2.1.2.2.3.	LA-ICP-MS Analizleri.....	42
2.2.	Büro Çalışmaları .....	42
3.	BULGULAR .....	43
3.1.	Giriş.....	43
3.2.	Stratigrafi ve Petrografi.....	44
3.2.1.	Kop Bölgesi .....	44
3.2.1.1.	Harzburjitler .....	45
3.2.1.2.	Dunitler .....	48
3.2.1.3.	Piroksenitler .....	50
3.2.1.4.	Sub-Volkanik Kayaçlar .....	52
3.2.2.	Ulaş (Sivas) Bölgesi.....	53
3.2.2.1.	Harzburjitler .....	55
3.2.2.2.	Dunitler .....	57
3.2.2.3.	Piroksenitler .....	59
3.2.2.4.	Sub-Volkanik Kayaçlar .....	60
3.2.3.	Yeşilova (Burdur) Bölgesi .....	62
3.2.3.1.	Harzburjitler .....	63
3.2.3.2.	Dunitler .....	66
3.2.3.3.	Piroksenitler .....	68
3.2.3.4.	Sub-Volkanik Kayaçlar .....	69
3.3.	Mineral Kimyası .....	71
3.3.1.	Kop Ultramafitlerinin Mineral Kimyası .....	71
3.3.1.1.	Olivin .....	71
3.3.1.2.	Ortopiroksen .....	74
3.3.1.3.	Klinopiroksen.....	78
3.3.1.4.	Spinel .....	81
3.3.2.	Ulaş Ultramafitlerinin Mineral Kimyası .....	88
3.3.2.1.	Olivin .....	88
3.3.2.2.	Ortopiroksen .....	91
3.3.2.3.	Klinopiroksen.....	94
3.3.2.4.	Spinel .....	96

3.3.3.	Yeşilova Ultramafitlerinin Mineral Kimyası .....	103
3.3.3.1.	Olivin .....	103
3.3.3.2	Ortopiroksen .....	106
3.3.3.3	Klinopiroksen.....	109
3.3.3.4	Spinel .....	112
3.4	Kop-Ulaş-Yeşilova Kromitlerinin Mineral (Spinel) Kimyası .....	119
3.5.	Tüm Kayaç Jeokimyası .....	126
3.5.1	Giriş.....	126
3.5.2.	Ultramafik Kayaçların Jeokimyası.....	127
3.5.2.1.	Ana Oksit Jeokimyası .....	127
3.5.2.2.	İz ve Nadir Toprak Element (NTE) Jeokimyası .....	131
3.5.3.	Sub-Volkanik ve Volkanik Kayaçların Jeokimyası .....	140
3.5.3.1.	Ana Oksit Jeokimyası .....	140
3.5.3.2.	İz ve Nadir Toprak Element (NTE) Jeokimyası .....	143
4.	TARTIŞMA ve SONUÇLAR.....	152
4.1.	Ultramafiklerin Petrolojisi .....	152
4.2.	Peridotitlerle İlişkili Sub-Volkanik Kayaçların Kökeni.....	166
4.3.	Kromitlerin Kökeni ve Ana Magma Bileşimleri .....	167
4.4.	Jeodinamik Süreçler.....	171
5.	KAYNAKLAR .....	177
6.	EKLER.....	199

ÖZGEÇMİŞ

Doktora Tezi

ÖZET

KOP (ERZURUM-ERZİNCAN-BAYBURT), ULAŞ (SİVAS) VE YEŞİLOVA (BURDUR)  
ULTRAMAFİT VE KROMİTİTLERİNİN MİNERALojİK, PETROLOJİK VE JEODİNAMİK  
AÇIDAN KARŞILAŞTIRMALI İNCELENMESİ

Özgür BİLİCİ

Karadeniz Teknik Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı  
Danışman: Yrd. Doç. Dr. Hasan KOLAYLI  
2015, 198 Sayfa, 95 Sayfa Ek

Bu çalışmada, Kop (Erzurum-Erzincan-Bayburt), Ulaş (Sivas) ve Yeşilova (Burdur) bölgelerinde yer alan ultramafik ve sub-vulkanik kayalar ile kromititler mineralojik, petrolojik ve jeokimyasal açıdan incelenmiş ve birbirleriyle karşılaştırılmıştır. Ultramafitlerin gelişimi, kromitit oluşumu ve sub-vulkanik kayaların bunlarla olan ilişkisi irdelenmiş, jeotektonik modellerle açıklanmaya çalışılmıştır.

Her üç çalışma alanındaki harzburjitlerin abisal ve SSZ gibi bileşik kökene ve farklı derecelerde tüketilmiş karaktere sahip oldukları belirlenmiştir. Çalışma alanlarında yayılım gösteren peridotitlerin tüm kayaç iz element ve NTE bollukları ile olivin ve ortopiroksenlerin iz ve NTE içerikleri uyumlu dağılım sergilerler. Ultramafik kayalar içerisinde bulunan spinellerin Cr# değerleri harzburjitlerden dunitlere ve hatta piroksenitlere doğru kısmi ergime derecesine bağlı olarak genel bir artış gösterirler. Peridotitler ile bunları etkileyen ergiyiklerin birbirleriyle ilişkili oldukları spinel bileşimleri kullanılarak belirlenmiştir. Ulaş ve Yeşilova kromititleri hem yüksek-Al hem de yüksek-Cr kromitit, Kop kromititleri ise yüksek-Cr kromitit olarak belirlenmiştir. Ultramafik ve sub-vulkanik kayaların magmatik gelişimleri ile kromititlerin hesaplanan ana magma bileşimleri benzer tektonik ortamları yansıtmaktadır. Peridotitleri kesen sub-vulkanik kayaların jeokimyasal özellikleri yitim zonlarıyla ilişkili olarak değerlendirilmiştir.

Sonuç olarak her üç çalışma alanında yer alan kromititlerin yitim zonunda gelişen farklı bileşimlerdeki ergiyiklerle ilişkili olarak oluştukları anlaşılmıştır. Kop kromititlerinin oluşumunda boninitik magmaların, Ulaş kromititlerinin oluşumunda genellikle boninitik magmaların, Yeşilova kromititlerinde ise hem boninitik hem de MORB tipi magmaların etkili olduğu anlaşılmıştır. Yüksek-Cr ve yüksek-Al kromititlerin bir arada bulunmaları aynı jeotektonik ortamda ancak, yiten okyanusal levhanın yüksek açıyla dalması ya da kırılması sonucu farklı bileşimlerdeki magmaların gelişmesiyle açıklanmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** *Peridotit, Sub—Vulkanit, Yüksek-Al kromitit, Yüksek-Cr kromitit, Yitim zonu*

PhD. Thesis

SUMMARY

COMPARATIVE INVESTIGATION OF KOP (ERZURUM-ERZİNCAN-BAYBURT), ULAŞ (SİVAS) AND YEŞİLOVA (BURDUR) ULTRAMAFICS AND CHROMITITES IN TERMS OF MINERALOGICAL, PETROLOGICAL AND GEODYNAMICAL ASPECTS

Özgür BİLİCİ

Karadeniz Technical University  
The Graduate School of Natural and Applied Sciences  
Geological Engineering Graduate Program  
Supervisor: Ass. Prof. Hasan KOLAYLI  
2015, 198 Pages, 95 Pages Appendix

In this study, the mineralogical, petrological and geochemical properties of the ultramafic, sub-volcanic rocks and chromitites occurring in the Kop (Erzurum-Erzincan-Bayburt), Ulaş (Sivas) and Yeşilova (Burdur) areas were investigated and compared with each other. The development of ultramafic rocks occurrence of chromitites and their relationship with sub-volcanic rocks were interpreted, and have been explained through the geotectonic models.

In all three study areas, the harzburgites have a compound origin such as abyssal and SSZ depend on their depletion degrees. Whole rock trace and REE distribution of the peridotites coincide with trace and REE distributions of the olivines and orthopyroxenes. The Cr# values of spinels contained by the ultramafic rocks increase from harzburgites to dunites and even to pyroxenites depending on the degree of partial melting. Peridotites and melts affecting them were determined by using the spinel compositions. The Ulaş and the Yeşilova chromitites are found to be both high-Cr and high-Al, whereas Kop chromitites are only high-Cr chromitites. Magmatic evolution of the ultramafic and sub-volcanic rocks and the calculated parental melt compositions of the chromitites reveal similar tectonic environments. The geochemical characteristics of the sub-volcanic rocks cutting the peridotite were evaluated as subduction zone settings.

Consequently, it is understood that the chromitites occurring in all three areas associated with different melts derived from the subduction zone settings. The Kop chromitites are related to boninitic melts, the Ulaş chromitites are generally related to boninitic magmas, whereas the Yeşilova chromitites related to both boninitic and MORB type magmas. Coexistence of high-Cr and high-Al chromitites suggest the same geotectonic environment but different magma compositions developed as a result of subduction at high angle or a slab break off.

**Key Words:** *Peridotite, Sub-Volcanite, High-Al chromitite, High-Cr chromitite, Subduction zone*

## ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.	Çalışma alanlarının yer bulduru haritası..... 2
Şekil 2.	Olivin (Ol)–Kuvars (K)–Kromit (Kr) minerallerinin faz diyagramı ve manto-ergiyik etkileşimi sonucu podiform kromititlerin oluşum modeli ..... 10
Şekil 3.	Yitim ortamlarında kromitit oluşumu..... 12
Şekil 4.	Türkiye’ nin tektonik birlikleri ve ofiyolitik kuşakları ile çalışma alanlarının konumu ..... 15
Şekil 5.	Kop Dağı ve çevresinin jeoloji haritası. .... 18
Şekil 6.	Kop Dağı ve çevresine ait kolon kesit ..... 19
Şekil 7.	Ulaş (Sivas) ve çevresinin jeoloji haritası ..... 20
Şekil 8.	Ulaş (Sivas) ve çevresine ait kolon kesit ..... 21
Şekil 9.	Yeşilova (Burdur) ve çevresinin jeoloji haritası..... 22
Şekil 10.	Yeşilova (Burdur) ve çevresine ait kolon kesit ..... 24
Şekil 11.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerinden derlenen ultramafik kayaların modal mineral bileşimlerine göre Ol-Opir-Kpir üçgen diyagramdaki yerleri..... 43
Şekil 12.	Kop Dağı ve çevresinin jeoloji haritası ..... 45
Şekil 13.	Kop ultramafitleri içerisinde harzburjit-dunit sınırı ve değişik boyutlardaki piroksenitler ile kromititlerin uzaktan görünümü..... 46
Şekil 14.	Kop bölgesinde çalışma alanına ait arazi görünümleri. a) Harzburjitler içerisindeki kromititlerin uzaktan görünümü, b) Dunitlerin arazideki görünümü, c) Harzburjit içerisindeki piroksenit bantının görünümü, d) Kromititlerin yakından görünümü ..... 47
Şekil 15.	Kop ultramafik kayalarından harzburjitlerin ÇN ve TN mikroskobik görünümleri ..... 48
Şekil 16.	Kop ultramafik kayalarından taze dunitlerin ÇN ve TN mikroskobik görünümleri ..... 50
Şekil 17.	Kop ultramafik kayalarından ayrışmamış klinopiroksenit (a ve b) ve olivin vebsterit (c ve d) örneklerinin ÇN ve TN mikroskobik görünümleri ..... 51
Şekil 18.	Kop ultramafitleri ile birlikte bulunan sub-vulkanik kayalara ait ÇN ve TN mikroskobik görünümleri..... 53
Şekil 19.	Tecer doğusu (Ulaş, Sivas) ve çevresinin jeoloji haritası..... 54
Şekil 20.	Ulaş ultramafik kayaları içerisindeki harzburjit-dunit sınırı ile kromitit ve sub-vulkanik kayaların uzaktan görünümü ..... 55

Şekil 21.	Ulaş bölgesi; a) Harzburjitler içerisindeki kromitlerin uzaktan ve sub-vulkanik kayaların (diyabaz) yakından görünümü, b) Dunitlerin arazideki görünümü, c) Harzburjit içerisindeki piroksenit daykı ve kromitit zuhurunun görünümü, d) Kromitit bantının görünümü .....	56
Şekil 22.	Ulaş bölgesi ultramafik kayalarından harzburjitlerin TN ve ÇN mikroskobik görünümüleri .....	57
Şekil 23.	Ulaş bölgesi ultramafik kayalarından dunitlerin TN ve ÇN mikroskobik görünümüleri .....	58
Şekil 24.	Ulaş bölgesi ultramafik kayalarından piroksenitlere ait TN ve ÇN mikroskobik görünümüleri .....	60
Şekil 25.	Ulaş bölgesinde yer alan sub-vulkanik kayaların TN ve ÇN mikroskobik görünümüleri .....	61
Şekil 26.	Yeşilova (Burdur), Niyazlar köyü ve çevresinin jeoloji haritası .....	63
Şekil 27.	Yeşilova ultramafik kayaları içerisinde harzburjit ve dunit sınırı ile kromititlerin uzaktan görünümü .....	64
Şekil 28.	Yeşilova bölgesi; a) Harzburjitler içerisindeki dunit sınırı kromitit ocağı uzaktan görünümü, b) Harzburjitleri kesen sub-vulkanik (diyabaz) dayklar c) Harzburjitleri kesen sub-vulkanik (diyabaz-dolerit) dayklar, d) Kromitit zuhurunun yakından görünümü .....	65
Şekil 29.	Yeşilova bölgesindeki ultramafik kayalarından harzburjitlerin TN ve ÇN mikroskobik görünümüleri.....	66
Şekil 30.	Yeşilova bölgesindeki ultramafik kayalarından dunitlerin TN ve ÇN mikroskobik görünümüleri .....	67
Şekil 31.	Yeşilova ultramafik kayalarından piroksenitlerin TN ve ÇN mikroskobik görünümüleri .....	68
Şekil 32.	Yeşilova bölgesindeki sub-vulkanik kayaların (diyabaz-dolerit) TN ve ÇN mikroskobik görünümüleri.....	70
Şekil 33.	Kop bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin Fo içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.....	73
Şekil 34.	Kop bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.....	74
Şekil 35.	Kop ultramafiklerine ait piroksen kristallerinin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki yerleri (Morimoto vd., 1989).....	75
Şekil 36.	Kop bölgesindeki harzburjit ve piroksenit içerisindeki ortopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları .....	76
Şekil 37.	Kop bölgesindeki harzburjit içerisindeki ortopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.....	77
Şekil 38.	Kop bölgesindeki piroksenit içerisindeki ortopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.....	78



Şekil 39.	Kop bölgesindeki harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.....	79
Şekil 40.	Kop bölgesindeki harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.....	80
Şekil 41.	Kop ultramafikleri içerisindeki spinellere ait Mg#-Cr# diyagramı (Abisal peridotit alanı Arai (1994), yayönü peridotit alanı Parkinson ve Pearce (1998), boninit alanı Sobolev ve Danyushevsky (1994)'den alınmıştır). .....	82
Şekil 42.	Kop ultramafikleri (harzburjit, dunit ve piroksenit) içerisindeki spinellerin Cr#-TiO <sub>2</sub> ve Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub> (% ağı) diyagramları (Alanlar Page ve Barnes (2009) ve Kemenetsky vd. (2001)' den alınmıştır). .....	83
Şekil 43.	Kop ultramafikleri (harzburjit ve dunit) içerisindeki olivin-spinel çiftlerinin Fo-Cr# diyagramı (Arai, 1992).....	83
Şekil 44.	Kop ultramafikleri (harzburjit, dunit ve piroksenit) içerisindeki spinellerin Ga (ppm) içeriklerine karşı FeO, MgO (%), Ni ve Co (ppm) değişim diyagramları .....	84
Şekil 45.	Kop ultramafikleri (harzburjit, dunit ve piroksenit) içerisindeki spinellerin Cr# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.....	85
Şekil 46.	Kop bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.....	87
Şekil 47.	Kop bölgesindeki piroksenit içerisindeki spinellerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları .....	87
Şekil 48.	Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin Fo içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.....	89
Şekil 49.	Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.....	90
Şekil 50.	Ulaş ultramafiklerine ait piroksen kristallerinin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki yerleri (Morimoto vd., 1989).....	91
Şekil 51.	Ulaş bölgesindeki harzburji içerisindeki ortopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz eşelement değişim diyagramları.....	92
Şekil 52.	Ulaş bölgesindeki harzburji içerisindeki ortopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.....	93
Şekil 53.	Ulaş bölgesindeki piroksenit içerisindeki klinopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.....	95
Şekil 54.	Ulaş bölgesindeki piroksenit içerisindeki klinopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.....	96

Şekil 55.	Ulaş ultramafikleri içerisindeki spinellere ait Mg#-Cr# diyagramı .....	97
Şekil 56.	Ulaş ultramafikleri (harzburjit ve dunit) içerisindeki spinellerin Cr#-TiO <sub>2</sub> ve Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub> (% ağı) diyagramı .....	98
Şekil 57.	Ulaş ultramafikleri (harzburjit ve dunit) içerisindeki olivin-spinel çiftleri için Fo-Cr# diyagramı.....	99
Şekil 58.	Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin Ga (ppm) içeriklerine karşı FeO, MgO (%), Ni ve Co (ppm) değişim diyagramları ...	100
Şekil 59.	Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin Cr# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.....	101
Şekil 60.	Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.....	102
Şekil 61.	Yeşilova bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin Fo içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.....	105
Şekil 62.	Yeşilova bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları .....	106
Şekil 63.	Ulaş ultramafiklerine ait piroksen kristallerinin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki yerleri (Morimoto vd., 1989).....	107
Şekil 64.	Yeşilova bölgesindeki harzburjit içerisindeki ortopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.....	108
Şekil 65.	Yeşilova bölgesindeki harzburjit içerisindeki ortopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları .....	109
Şekil 66.	Yeşilova bölgesindeki klinopiroksenitler içindeki klinopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları .....	111
Şekil 67.	Yeşilova bölgesindeki klinopiroksenitler içindeki klinopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları .....	112
Şekil 68.	Yeşilova ultramafikleri içerisindeki spinellere ait Mg#-Cr# diyagramı.....	113
Şekil 69.	Yeşilova ultramafikleri (harzburjit, dunit ve piroksenit) içerisindeki spinellerin Cr#-TiO <sub>2</sub> ve Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub> (% ağı) diyagramları.....	113
Şekil 70.	Yeşilova ultramafikleri (harzburjit ve dunit) içerisindeki olivin-spinel çiftleri için Fo-Cr# diyagramı.....	114
Şekil 71.	Yeşilova bölgesindeki harzburjit, dunit ve piroksenit içerisindeki spinellerin Ga (ppm) içeriklerine karşı FeO, MgO (%), Ni ve Co (ppm) değişim diyagramları .....	115
Şekil 72.	Yeşilova bölgesindeki harzburjit, dunit ve piroksenit içerisindeki spinellerin Cr# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.....	116

Şekil 73.	Yeşilova bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları .....	117
Şekil 74.	Yeşilova bölgesindeki klinopiroksenit içerisindeki spinellerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.....	118
Şekil 75.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Cr-Al-Fe <sup>3+</sup> üçgen diyagramındaki konumları. ....	120
Şekil 76.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%) diyagramındaki konumları .....	121
Şekil 77.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Mg#-Cr# diyagramındaki konumları.....	121
Şekil 78.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Cr#-TiO <sub>2</sub> (%) diyagramındaki konumları (Page ve Barnes, 2009 ve Zhou vd., 2014' ten derlenmiştir) .....	122
Şekil 79.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Cr# değerlerine karşı Ti, Ni, Ga (ppm) ve MnO (%) element değişim diyagramları .....	123
Şekil 80.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Ga (ppm) bolluklarına karşı Ni ve Sc (ppm) ile MgO ve FeO* (%) değişim diyagramları .....	124
Şekil 81.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin MORB' a göre normalize edilmiş (Page ve Barnes, 2009) iz element değişim diyagramları .....	125
Şekil 82.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaçların SiO <sub>2</sub> (% ağ.) e karşı ana oksit (% ağ.) değişim diyagramları .....	129
Şekil 83.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaçların MgO' a karşı anaoksit (% ağ.) değişim diyagramları .....	130
Şekil 84.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaçların (% ağ.) SiO <sub>2</sub> ' ye karşı bazı iz element (ppm) değişim diyagramları.....	132
Şekil 85.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaçların (% ağ.) SiO <sub>2</sub> ' ye karşı bazı nadir toprak element (NTE) (ppm) değişim diyagramları.....	133
Şekil 86.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaçların (% ağ.) SiO <sub>2</sub> ' ye karşı bazı iz element (ppm) değişim diyagramları.....	134
Şekil 87.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaçların (% ağ.) SiO <sub>2</sub> ' ye karşı bazı nadir toprak element (NTE) (ppm) değişim diyagramları.....	135
Şekil 88.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaçların (Harzburjit, Dunit ve Piroksenit) kondrit değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE değişim diyagramları.....	137

Şekil 89.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaçların (Harzburjtit, Dunit ve Piroksenit) ilksel mantoya (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış iz element değişim diyagramları.....	139
Şekil 90.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların Zr/TiO <sub>2</sub> ye karşı Nb/Y diyagramı.....	140
Şekil 91.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların SiO <sub>2</sub> (% ağı.) e karşı ana oksit (% ağı.) değişim diyagramları .....	142
Şekil 92.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların SiO <sub>2</sub> ' e (% ağı.) karşı bazı iz element (ppm) değişim diyagramları. ....	144
Şekil 93.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların SiO <sub>2</sub> (% ağı.) e karşı bazı iz element ve NTE (ppm) değişim diyagramları.....	145
Şekil 94.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların SiO <sub>2</sub> (% ağı.) e karşı bazı NTE (ppm) değişim diyagramları .....	146
Şekil 95.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların SiO <sub>2</sub> (% ağı.) e karşı bazı NTE (ppm) değişim diyagramları .....	147
Şekil 96.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların kondrit değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE değişim diyagramı.....	148
Şekil 97.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların N-MORB değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE değişim diyagramı .....	149
Şekil 98.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların Ta/Yb' a karşı Th/Yb değişim diyagramı .....	150
Şekil 99.	Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların Th/Yb' a karşı Nb/Yb değişim diyagramı.....	151
Şekil 100.	Kop, Ulaş ve Yeşilova harzburjtitlerindeki ortopiroksenlere ait Mg#-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ayırım diyagramı .....	154
Şekil 101.	Spinellerin TiO <sub>2</sub> (% ağı.) içeriklerine karşı Cr# değerlerinin ayırım diyagramı .....	158
Şekil 102.	Spinellerin Fe <sup>3+</sup> # değerlerine karşı TiO <sub>2</sub> (% ağı.) içeriklerine göre ergiyik-kayaç reaksiyon trendleri diyagramı.....	160
Şekil 103.	Spinellerin Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (% ağı.) içeriklerine karşı Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup> oranına göre tektonik ayırım diyagramı .....	161
Şekil 104.	Spinellerin Ga/Fe <sup>3+</sup> # oranına karşı TiO <sub>2</sub> /Fe <sup>3+</sup> # tektonik ayırım diyagramı.....	163
Şekil 105.	Kop harzburjtitleri içerisindeki klinopiroksenlerin kondrite göre normalize edilmiş değişim diyagramları .....	164
Şekil 106.	Kop, Ulaş ve Yeşilova kromititleri için hesaplanan ana magma bileşimlerine göre Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub> diyagramı .....	170

Şekil 107.	Kop, Ulaş ve Yeşilova kromititleri için tahmini ana magma bileşimlerine göre MORB değerlerine normalize edilmiş iz element değişim diyagramı .....	171
Şekil 108.	Kop bölgesi kromititlerin oluşumu için önerilen tektonik model .....	174
Şekil 109.	Ulaş bölgesi kromititlerin oluşumu için önerilen tektonik model .....	175
Şekil 110.	Yeşilova bölgesi kromititlerin oluşumu için önerilen tektonik model .....	176

## TABLULAR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Ek Tablo 1. Kop harzburjitleri içerisindeki olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve spinellerin mikroprob analiz sonuçları .....	199
Ek Tablo 2. Kop dunitleri içerisindeki olivin ve spinellerin mikroprob analiz sonuçları.....	220
Ek Tablo 3. Kop piroksenitleri içerisindeki ortopiroksen, klinopiroksen ve spinellerin mikroprob analiz sonuçları .....	225
Ek Tablo 4. Ulaş harzburjitleri içerisindeki olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve spinellerin mikroprob analiz sonuçları .....	230
Ek Tablo 5. Ulaş dunitleri içerisindeki olivin ve spinellerin mikroprob analiz sonuçları.....	237
Ek Tablo 6. Ulaş piroksenitleri içerisindeki olivin, ortopiroksen ve klinopiroksen mikroprob analiz sonuçları .....	240
Ek Tablo 7. Yeşilova harzburjitleri içerisindeki olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve spinel minerallerinin mikroprob analiz sonuçları .....	245
Ek Tablo 8. Yeşilova dunitleri içerisindeki olivin ve spinel minerallerinin mikroprob analiz sonuçları .....	252
Ek Tablo 9. Yeşilova piroksenitleri içerisindeki olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve spinel minerallerinin mikroprob analiz sonuçları .....	256
Ek Tablo 10. Harzburjit içerisindeki olivinlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları .....	261
Ek Tablo 11. Dunit içerisindeki olivinlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları .....	265
Ek Tablo 12. Harzburjit içerisindeki ortopiroksenlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları .....	268
Ek Tablo 13. Piroksenit içerisindeki ortopiroksenlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları .....	270
Ek Tablo 14. Harzburjit içerisindeki klinopiroksenlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz .....	271
Ek Tablo 15. Piroksenit içerisindeki klinopiroksenlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz .....	272
Ek Tablo 16. Harzburjit içerisindeki spinellere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları .....	274
Ek Tablo 17. Dunit içerisindeki spinellere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları .....	277

Ek Tablo 18.	Piroksenit içerisindeki spinellere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları .....	281
Ek Tablo 19.	Kop kromititleri içerisindeki spinel minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.....	282
Ek Tablo 20.	Ulaş kromititleri içerisindeki spinel minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.....	285
Ek Tablo 21.	Yeşilova kromititleri içerisindeki spinel minerallerinin mikroprob analiz sonuçları .....	286
Ek Tablo 22.	Kop bölgesine ait ultramafik ve subvolkanik kayaların ana (%). iz ve nadir toprak element analizleri .....	287
Ek Tablo 23.	Ulaş bölgesine ait ultramafik ve subvolkanik kayaların ana (%). iz ve nadir toprak element analizleri .....	290
Ek Tablo 24.	Yeşilova bölgesine ait ultramafik ve subvolkanik kayaların ana (%). iz ve nadir toprak element analizleri.....	292

## 1. GENEL BİLGİLER

### 1.1. Giriş

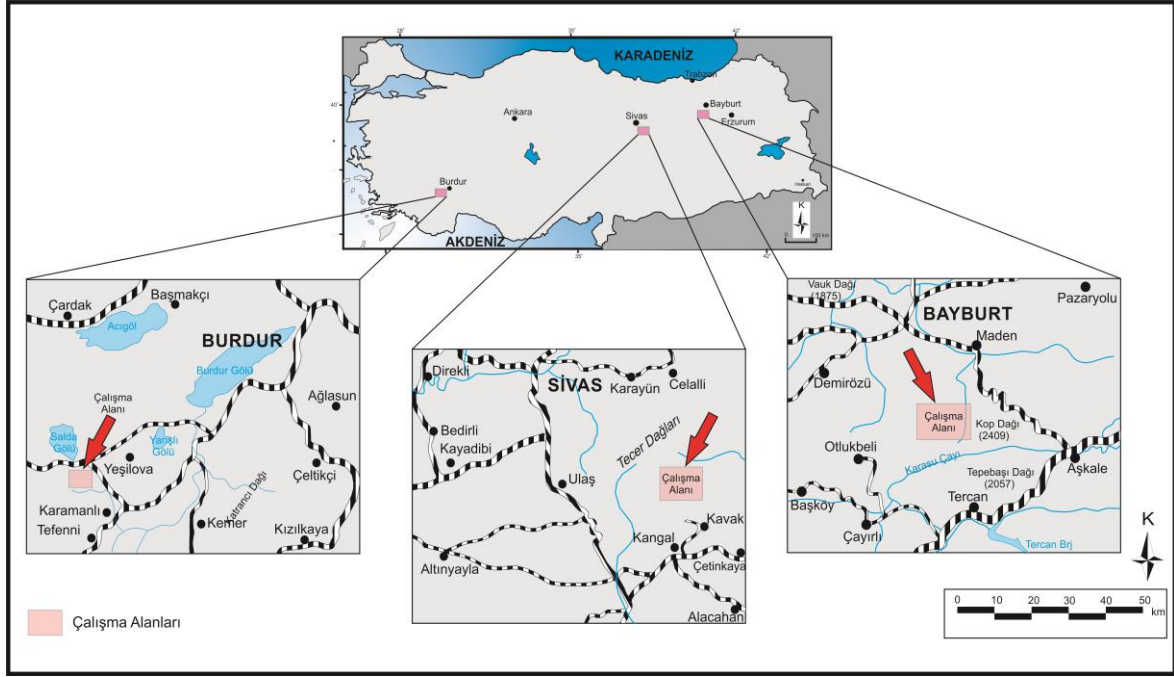
Yer kürenin yapısal özelliklerini, yer kabuğunun gelişimini ve geçmişten günümüze ortamsal değişimleri ile doğal süreçlerini incelemek oldukça önemlidir. Doğanın bizlere sunduğu kaynaklardan yararlanmanın yanı sıra, yer kabuğunda karşılaşılan sorunların çözülmesi ayrıntılı jeolojik araştırmalardan geçmektedir. Dolayısıyla, yer kabuğunun eski görünümü araştırılırken okyanusal kabuk ve kıtasal kabuk arasındaki sınırları-ilişkileri belirlemek, yer bilimcilerin ortak amacı olmuştur. Jeolojik zamanlar içerisinde tekrarlanan hareketler neticesinde yer kürenin belli bölgelerinde dağ kuşakları meydana gelmektedir. Tetis okyanusunun yer aldığı geniş tortulanma alanında oluşan Türkiye'nin karmaşık jeolojisi, geçirmiş olduğu jeolojik evrimini ve jeolojik koşullarını yansıtır. Bu evrim sonucunda Türkiye arazisi yükselmiş, kırık ve kıvrımlarla dolu bir yapıya sahip olmuştur. Alp-Himalaya orojenezi sırasında oluşan ve kapanan, Neotetis ile ilgili jeolojik olaylar ise Triyas'tan Miyosen'e kadar tüm Anadolu'yu etkisi altına almıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Okay ve Tüysüz, 1999; ; Bozkurt, 2001; Robertson vd., 2004; Okay, 2008).

Türkiye' nin var olan doğal kaynaklarını verimli bir biçimde kullanması kaçınılmaz bir gerçektir. Kromit cevherleşmesi ve üretimi bakımından ülkemiz Dünya'da önemli bir yere sahiptir. Türkiye'deki kromitit yatakları Alp-Himalaya kuşağında yer alan peridotitler içerisinde yer almaktadır. Ofiyolitlerin tabanını oluşturan peridotitler içerisindeki podiform kromitit yatakları, stratiform yatakları ile karşılaştırıldıklarında oldukça küçük boyutlu ve düzensiz bir dağılıma sahip olmalarına rağmen, yatakların işletilmesinin kolay olması ve buna bağlı olarak üretim maliyetinin düşük olmasından dolayı önemlidirler. Bu bağlamda, ultramafik kayalar üzerinde yapılan ve yapılacak olan çalışmalar, hem petrolojik hem de peridotit-kromitit ilişkileri açısından büyük önem taşımaktadır.

Türkiye' de pek çok alanda gözlenen peridotitlerin kromitit oluşumları açısından zengin konsantrasyonlar sunduğu bilinmektedir. Kromitit kütleleri genellikle harzburjitler içerisinde ve dunitik bir zon tarafından çevrelenmiş halde bulunurlar. Özellikle kromitit kütlelerine yakın alanlarda yoğunlaşan, peridotitleri kesen piroksenit damar/daykları ile



sub-volkanik kayaçlar bölgeden bölgeye değişen litolojilerde yer almaktadırlar. Bu bağlamda, doktora tez konusu olarak, ultramafik, sub-volkanik ve volkanik kayaçlar ile kromititlerin birlikte bulunduğu, Kop (Erzurum-Erzincan-Bayburt) bölgesi, Ulaş (Sivas) bölgesi ve Yeşilova (Burdur) bölgesi seçilmiştir. Bu bölgelere ait yer bulduru haritaları (Şekil 1)' de verilmiştir.



Şekil 1. Çalışma alanlarının yer bulduru haritası.

## 1.2. Çalışmanın Amacı

Ultramafik kayaçlar üzerinde son yıllarda yapılan çalışmaların giderek artan sayısına paralel olarak, kimyasal analiz tekniklerindeki gelişmeler ile bu kayaçların oluşumları ve oluşum ortamları hakkında yeni ipuçları da ortaya çıkmaktadır.

Literatürde ofiyolitik kayaçlar olarak tanımlanan peridotit, piroksenit ve peridotitleri kesen bazik-ortaç bileşimli sub-volkanik kayaçların (diyabaz, mikrodiyorit, kuvarşlı andezit, andezit) mineralojik ve jeokimyasal özellikleriyle üst mantonun jeolojik evriminin anlaşılması ve bu kayaçların kromititlerin oluşumunda nasıl rol oynadıkları halen tartışmalıdır. Bu kayaçların birbirleri ile olan yapısal ilişkileri ve mineralojik-jeokimyasal bileşimleri, oluştukları tektonik ortamlar hakkında önemli izler taşımaktadırlar. Yapılan çalışmaların bütününde kısmi ergime sonucu oluşan magmaların, üst manto içerisinde

yüzeve doğru hareketi esnasında, üst manto kayaçları ile etkileşerek bu kayaçların kimyalarını değiştirdiği ve dolayısıyla bu etkileşim sonucu magmanın kendi kimyasının da değiştiği yönündedir. Ancak peridotitler içerisinde kromititler ile birlikte bulunan farklı mineralojik bileşimlere sahip piroksenitler, sub-volkanik kayaçlar ve nadir olarak da volkanik kayaçların kromititler ile olan mekânsal, mineralojik ve jeokimyasal ilişkileri tam olarak belirlenmiş değildir.

Alpin orojenik kuşağı üzerinde bulunan ülkemizde, peridotit masifleri önemli yer kaplamaktadır. Türkiye gibi önemli podiform kromitit yataklarına sahip ülkelerde, dunitik bir zarfla çevrelenmiş kromititler genellikle harzbujitler içerisinde yer almaktadır. Böyle bir oluşum içerisinde peridotitlerle genellikle piroksenitler, yer yer de sub-volkanik ve volkanik kayaçlar birlikte bulunmaktadır. Tez kapsamında seçilen üç bölgedeki ultramafik kayaçlar ile sub-volkanik ve volkanik kayaçların karşılaştırmalı olarak mineralojik, petrolojik ve jeodinamik açıdan incelenmesi ve kromititler ile olan ilişkilerinin yorumlanması çalışmanın asıl amacını oluşturmuştur.

Tez kapsamında öncelikle oluşumları halen tartışmalı olan ofiyolit tanımı irdelenmiş ve çalışma alanları olarak seçilen bölgelerdeki (Şekil 1) ultramafik kayaçlar ile sub-volkanik kayaçların jeokimyasal, petrolojik özellikleri incelenmiş ve jeodinamik anlamda yorumlanmıştır. Söz konusu kayaçların oluşum mekanizmaları, podiform kromititler ile olan ilişkileri yapılan ayrıntılı tetkiklerle tartışılmıştır.

Bu bağlamda önceki araştırmacılar tarafından jeolojisi ayrıntılı bir şekilde incelenen bölgelerde yapılan ön arazi çalışmaları ile çalışma alanları belirlenmiştir. Bunlar, Kop (Bayburt-Erzincan-Erzurum), Ulaş (Sivas) ve Yeşilova (Burdur) olmak üzere üç farklı bölgeden oluşmaktadır. Bu bölgelerdeki çalışma alanlarında ana kaya harzburjit olmak üzere, kromitit-dunit, kromitit-dunit-piroksenit ve kromitit-dunit-subvolkanik-piroksenit kayaçlarının mekân birliği içerisinde olduğu gözlenmiştir. Harzburjit, dunit, piroksenit ile sub-volkanik kayaçların birlikteliğinin aynı tektonik mekanizmanın unsuru olarak yorumlansalar da bölgeden bölgeye değişmesi çalışma alanlarının seçiminde belirleyici olmuştur. Ayrıca, Okay ve Tüysüz (1999) tarafından tanımlanan, Türkiye' nin tektonik birlikleri haritası üzerinde gösterilen çalışma alanlarının yerleri dikkate alındığında, Kop bölgesinin Doğu Pontid ile Anatolid-Torid bloklarının yaklaşık kesişim noktasında, Ulaş ve Yeşilova bölgelerinin ise Anatolid-Torid bloğu içerisinde yer aldıkları belirlenmiştir. Bu durum, tez çalışması kapsamında hedeflenen amaçlar bakımından, her bir çalışma alanına

göre, mineralojik-petrografik, jeokimyasal değişimlerin incelenmesi ve bütününde jeodinamik yorumlamaların yapılabilmesi için en önemli faktördür.

İncelenen ultramafik ve sub-volkanik kayaçların kromititler ile olan ilişkileri arazi gözlemleri ve jeokimyasal yöntemler ile irdelenmiştir. Kullanılabilecek yeni kriterler ile kromititlerin oluşumuna neden olduğu düşünölen magmanın kökeni ve tektonik ortamları tartışılmıştır.

### 1.3. Ofiyolit

Okyanusal litosferin kıta üzerinde yüzeyleyen parçalarını temsil eden ofiyolitler, doğrudan incelenmesi zor olan okyanusal kabuk ve üst mantonun petrolojik ve petrokimyasal özelliklerinin belirlenmesinin yanında, buldukları bölgenin jeodinamik evrimi ile ilgili bilgiler vermesi açısından oldukça önemlidirler.

Yunan’ca da yılan anlamına gelen ‘Ofics’ kelimesinden türeyen ofiyolit terimi ilk defa Brongniart (1827) tarafından serpantinitleri tanımlamak için kullanılmıştır. Steinman (1927) serpantinit, gabro, diyabaz, spilit ve yastık bazaltlar, radyolarit ve bazı derin deniz çökelleri gibi kayaçlar için ofiyolit terimini kullanmıştır. Steinman’ın dikkat çektiği serpantinit, diyabaz-spilit, radyolarit beraberliği daha sonraları Steinman üçlüsü olarak tanımlanmış ve ofiyolitin karşılığı olarak kullanılmaya başlanmıştır. Dana (1946) yaptığı sınıflamasında ise karbonat mineralleri ile birlikte bulunan serpantinitler için “Verd Antique”, “Ophite”, “Ophiolite” ve “Ophicalcite” olarak farklı isimler kullanmış ancak, bu durum anlam karmaşasına yol açmıştır (Nicolas, 1989).

1972 yılında Penrose’de yapılan ofiyolit konferansında, ofiyolit kavramına yeni bir tanımlama getirilmiştir. Buna göre ofiyolit; bir kaya ismi değil ultramafik ve mafik kayaçlardan oluşan bir kayaç grubu ismidir ve harita alımında bir litoloji birimi olarak kabul edilmemesi kabul edilmiştir. Burada tanımlanan ofiyolit teriminde özellikle ofiyolitlerin yerleşimi hakkında kılavuz olan sedimanların (radyolaryalı çörtler) yer almaması yapılan bu tanımlamayı günümüzde tartışmalı hale getirmiştir. Çoğu modern tanımlamalarda ofiyolitlerin, tabanda harzburjit, lertzolit ve dunitin çeşitli oranlarda bulunduğu ultramafik kayaçlar ile başladığı, bunların üzerine tabakalı ve tabakalı olmayan gabroların geldiği, levha dayk kompleksi ile devam ettiği, pelajik sedimanlar tarafından örtöldüğü okyanusal magmatik kompleks olarak belirtmektedir. Sismik çalışmalar,

okyanus sondaj projeleri (Ocean Drilling Project) ve derin deniz sondaj projeleri (Deep Sea Drilling Project) ile kabuk ve manto hakkında önemli bilgiler sağlanmıştır. Okyanus kabuğu ve manto modelinin ofiyolitlerin iç yapılarının okyanusal kabuk ile büyük benzerlikler sunduğu görülmüştür. Ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarda oluştuğu görüşü levha dayklarının varlığına dayandırılmıştır (Gass,1967; Coleman, 1971; Dewey ve Bird, 1971).

1980' li yıllarda yapılan jeokimyasal çalışmalar bir çok ofiyolit in okyanus ortası sırt açılımı ile ilişkili olmadığını yitim zonu (SSZ: Supra-Subduction Zone) magmatik süreçleri içerdiklerini göstermiştir. SSZ ofiyolitleri ilk defa Pearce vd. (1984) tarafından adlandırılmıştır. Boudier ve Nicolas (1995), tarafından toplam 15 adet ofiyolitik masif üzerinde yapılan incelemeyi kapsayan araştırmada, ofiyolitleri Harzburjitik Tip Ofiyolit (HOT) ve Lertzolitik Tip Ofiyolit (LOT) olmak üzere iki farklı grupta olduğunu savunmuştur.

Robertson (2002) tarafından yapılan tanımlamada ofiyolitler, tabanda değişik miktarlarda serpantinleşmiş harzburjitic, lertzolit ve dunit gibi ultramafik kayalardan oluşan bir okyanusal magmatik kompleks, bunu üzerleyen tabakalı veya tabakasız gabroyik kayalar, daha sonra dayk karmaşığı içeren ya da içermeyen yüzey kayaları ve en üstte pelajik derin deniz tortullarından oluştuğu belirtilmiştir.

Ofiyolitik kayalardan türeyen magmalar yitimden dolayı su varlığıyla açıklanan nispeten yüksek derecede kısmi ergime gösterirler. Sulu ergime sonrasında manto kalıntıları kalın manto harzburjitic serisi ile temsil edilirler. Ofiyolitlerin oluşumları için yapılan tartışmalar Umman' daki Semai ofiyoliti üzerinde yoğunlaşmış ve bir kısım araştırmacı okyanus ortası sırt modeli ofiyolit olarak nitelendirirken (Nicolas, 1989; Nicolas vd., 1994; Boudier ve Nicolas, 1995; Boudier vd., 1996) bazı araştırmacılar da yitim zonu ofiyolitleri olarak değerlendirmiştir (Lippard vd., 1986, Searle ve Cox, 1989).

Ülkemizin de içerisinde yer aldığı, Alp-Akdeniz kuşağında bulunan ofiyolitlerin yaşı çalışmalarda Jura-Kretase olarak belirtilmektedir. Ancak, ofiyolit yerleşim ve oluşum dinamiği birçok alanda halen tartışmalıdır (Smith, 1973; Göncüoğlu vd, 1997; Yalınz ve Göncüoğlu, 1999; Hoeck vd., 2002; Robertson, 2002, 2004; Parlak vd., 2002, 2004, 2008; Dilek vd., 2008; Şengör vd., 2008; Çakır, 2009).

Ofiyolitlerde gelişen magmatik mekanizmalar, oluşumlarının jeodinamik ortamlarına bağlıdır. Ayrıca yerleşim mekanizmaları da farklıdır. Bu yüzden ofiyolitlerin oluşumları ve

tipleri; (1) ofiyolit oluşumunun tektonik, magmatik ve jeokimyasal süreçleri ile (2) farklı yerleşim mekanizmalarının sonucunda korunmuş ofiyolitler olmak üzere iki şekilde gelişirler (Dilek ve Furnes, 2011, 2014). Araştırmacılara göre ofiyolitler, yitim ile alakalı ve yitim ile alakasız olmak üzere sınıflandırılabilirler. Magmatik yapıları, yitim süreçlerinden etkilenmemiş olan ofiyolitler, kıta kenarı (CM), okyanus ortası sırt (MOR) ve plume (manto sorgucu) (P) tipi ofiyolitlerini içerirler. Yitim süreçlerinden etkilenmiş ofiyolitler ise yitim zonu (SSZ) ve volkanik yay (VA) tipi ofiyolitleridir (Dilek ve Furnes, 2011, 2014). Okyanus ortası sırtlarda oluşan okyanusal litosfer, yayılım eksenini altında sırayla, magma birikim oranının, kırılma deformasyon etkisinin ve termal yapının önemli değişimleri gibi hidrotermal alterasyon, magmatik birikim ve farklı faylanma olayları tarafından şekillenen bir yapı kazanır (Dilek vd., 1998).

Ofiyolitler içindeki üst manto peridotitlerinin petrolojik özellikleri, oluştukları tektonik ortamları hakkında önemli bilgiler verirler. Akdeniz' den Zagros, Tibet ve Endonezya' ya kadar uzanan Alp-Himalaya orojenik kuşağı içerisindeki Tetis ofiyolitlerinin üst manto peridotitlerini çoğunlukla aşırı tüketilmiş harzburjitler temsil ederler (Monnier vd., 1999; Dilek vd., 2008; Aldanmaz vd., 2009; Bédard vd., 2009; Dilek ve Furnes, 2009; Dilek ve Thy, 2009; Uysal vd., 2009; Hébert vd., 2012; Goodenough vd., 2014; Moghadam vd., 2015). Üst mantoda, peridotitlerdeki bütün ergiyik-kayaç etkileşimleri ve bununla ilişkili süreçler, okyanusal peridotitlerin mineralojik bileşimlerinde ve tüm kayaç kimyalarında bozunmalara ya da değişimlere neden olmaktadır (Dijkstra vd., 2001; Aldanmaz vd., 2009; Uysal vd., 2009; Dilek ve Furnes, 2014; Uysal vd., 2015). Çoğu ofiyolitlerde üst manto kesiminin mineralojik ve jeokimyasal bileşimleri, Penrose modelinde tahmin edilen üzerleyen üst kabuk için manto ergiyik kaynağıyla ilişkili basit ve jenetik bağı yansıtmamaktadır (Dilek vd., 2015).

Bütün bu bilgiler ışığında, ideal ofiyolit istifini oluşturan birimlerin çoğu zaman bir arada bulunmayışı ve bölgeden bölgeye değişen mineralojik ve jeokimyasal özellikleri göz önünde bulundurularak bölgelerdeki kromititlerin oluşum ortamları tez kapsamında irdelenmiştir. Dolayısıyla terminolojik anlamda karışıklık yaşanmaması için tez bünyesinde ofiyolitlerin parçası olduğu bilinen bu birimler ofiyolitik kayaçlar yerine ultramafik kayaçlar (peridotit-piroksenit) ile sub-volkanik kayaçlar şeklinde sınıflandırılarak ayrı ayrı değerlendirilmiştir.

#### 1.4. Kromit-Kromitit

Krom elementi ilk kez 1797 yılında Prof. Nicolas-Louis Vauquelin tarafından crocoite ( $PbCrO_4$ ) minerali içerisinde belirlenmiştir (Weeks ve Leichester, 1968). Daha sonra krom, spinel grubuna ait bir mineral olan ve günümüz mineralojisinde “kromit” ( $Fe^{2+}Cr_2O_4$ ) olarak bilinen mineralin ana içeriği olarak tanımlanmıştır.

( $AB_2O_4$ ) grubu mineral olan kromit ( $FeCr_2O_4$ ) ekonomik olarak önem taşımaktadır. Fakat bu ideal bileşimde kromite doğada rastlanmadığı için kromit yatakları yerine kromitit yatakları terimi kullanılmaktadır. Kromit, kromititleri oluşturan en önemli mineraldir ve hacimsel olarak, bünyesinde % 40 veya daha fazla kromit minerali bulunan kayaların tümü kromitit olarak nitelendirilir. Krom spinel ya da kromitin yapısında  $A^{+2}$  ; ( $Fe^{+2}$ ,  $Mg^{+2}$ ) ve  $B^{+3}$ ; ( $Cr^{+3}$ ,  $Al^{+3}$ ,  $Fe^{+3}$ ) değerli elementlerin yerini alır. Hemen her zaman  $Fe^{+2}$  bir miktar  $Mg^{+2}$  ile  $Cr^{+3}$  ise  $Al^{+3}$  ve  $Fe^{+3}$  ile yer değiştirir. Buna bağlı olarak kromitin formülünü ( $Fe,Mg$ ) ( $Cr,Fe,Al$ ) $_2O_4$  olarak belirtmek daha doğru olmaktadır. Bileşimindeki farklılıklar kromitin rengini, kristolografik yapısını ve görünümünü değiştirmedikinden kimyasal analizi yapılmadan kromitlerin tenörünü (%  $Cr_2O_3$ ) belirlemek imkânsızdır.

Türkiye’deki ilk kromit cevheri 1848 yılında Harmancık (Bursa)’da İngiliz Jeolog Lawrence Smith tarafından bulunmuştur. İlk kromit cevherin bulunmasından sonra 1850’li yıllardan itibaren kromititler üzerinde madencilik çalışmaları başlamıştır.

Kromit minerali ve kromitit yatakları kökensel olarak ilişkili oldukları ultramafik kayalar içinde bulunurlar. Ultramafik kayaları (dunit, harzburjit, verlit) oluşturan silikat mineralleri arasında genelde dağıntık olarak bulunan kromit kristallerinin yoğunlaşmasıyla kromitit kütleleri oluşmaktadır. Ultramafik kayalar içerisinde kromit kristallerinin ve/veya tanelerinin bulunuş yoğunluğu, sergiledikleri doku ve yapı özellikleri kromititlerin masif, saçılmış (dissemine), nodüllü, orbiküler, bantlı, masif bantlı ve dissemine bantlı olarak nitelendirilmelerini sağlar.

Krom elementinin üretiminin yapıldığı tek kaynak olan kromit mineralinin kimyasal bileşimi, sanayideki kullanım alanlarını belirlemektedir. Kimyasal analizlerde  $SiO_2$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  % içerikleri ve özellikle Cr/Fe oranı oldukça belirleyici olmaktadır. Kromitin doğada bilinen en yüksek  $Cr_2O_3$  içeriği % 68’dir. Teknolojik gelişmelere uygun olarak cevherin kimyasal bileşiminden kaynaklanan kullanım sınırlamaları giderek daha esnek

hale gelmektedir. Kimyasal cevher olarak tanımlanan yüksek demirli kromitler, gelişen teknolojiyle artık metalurji sanayiinde de kullanılabilir.

### **1.5. Alpin Tip Peridotitler ve Kromitler Üzerinde Yapılan Çalışmalar**

Dağ kuşaklarında gözlenen peridotit ve serpantinler, kıvrımlanmış jeosenklinal sedimanter kayaçlar içine sokulmuş sıcak intrüzyonlar olarak yorumlanmış ve bu kayaçlar Alpin-tip peridotitler olarak Benson (1926) tarafından isimlendirilmiştir. Ancak, De Roever (1957) bazı Alpin-tip peridotit kütlelerinin üst mantonun tektonik olarak taşınmış parçaları olduklarını, Dietz (1963) ise Alpin serpantinlerinin deniz tabanına ait parçalar olduklarını ve buldukları yere orojenik hareketler sırasında tektonik olarak yerleştiklerini ileri sürmüştür.

Thayer (1960, 1964) tarafından ilk kez Alpin tip (Podiform) Kromitit Yatakları ultramafik komplekslerin içinde küçük kütleler halinde ve düzensiz dağılımlarıyla geniş tabakalı stariform yataklardan ayrılabilen oluşuklar için ifade edilmiştir.

Thayer (1967), Alpin-tip peridotitler içindeki ultramafik ve ilişkili gabroyik kayaçların yakın ilişkilerinin önemini vurgulayarak gabro, diyabaz ve diğer lökokratik kayaçların tek bir primer peridotitik magmadan meydana geldiklerini öne sürmüştür.

Jackson ve Thayer (1972), Alpin tip peridotitleri harzburjit ve lertzolit-tip peridotitler olmak üzere iki gruba ayırarak harzburjit-tip olanların ofiyolitlerdeki gibi okyanusal mantonun en üst kısmını, daha az tüketilmiş olan lertzolit-tiplerin ise kıta altı ve/veya okyanusal mantonun derin kısımlarını temsil ettiğini ileri sürmüşlerdir.

Takazawa vd. (2000) peridotitler üzerinde yaptıkları çalışmada ana oksit, uyumlu ve uyumsuz element içeriklerinin, kayaçların MgO içerikleri ile göstermiş oldukları sistematik değişimlerin, peridotitik kayaçların çeşitli derecelerdeki kısmî ergimeler sonucunda meydana gelen kalıntılar olabileceğine işaret ettiğini belirtmişlerdir.

Kubo (2002), peridotitik kayaçlardan dünitler ile ilgili çalışmasında, bu oluşumun ancak bir yitim zonundaki manto kamasında harzburjitlerin kısmî ergimesiyle ortopiroksen oranının azalmasıyla oluşabileceğini ileri sürmüştür.

Barth vd. (2003), harzburjit, plajiyoklas harzburjit ve plajiyoklas lertzolitten oluşan peridotitlerde yaptığı çalışmada, % 15'lik susuz kısmî ergime ile oluşmuş olabileceklerini ve plajiyoklas peridotitlerin ise sokulum yapan ergiyiklerden itibaren türediklerini

savunmuş, böyle bir oluşumun ise ancak yavaş açılan bir okyanus ortası sırtı tektonik ortamında oluşabileceğini ifade etmişlerdir.

Melcher ve Meisel (2004), tüketilmiş harzburjitlerin bir okyanus havzasında kabuk-manto geçiş zonu altındaki aşırı tüketilmiş okyanus altı mantodan türemiş olduklarını ortaya koymuşlardır.

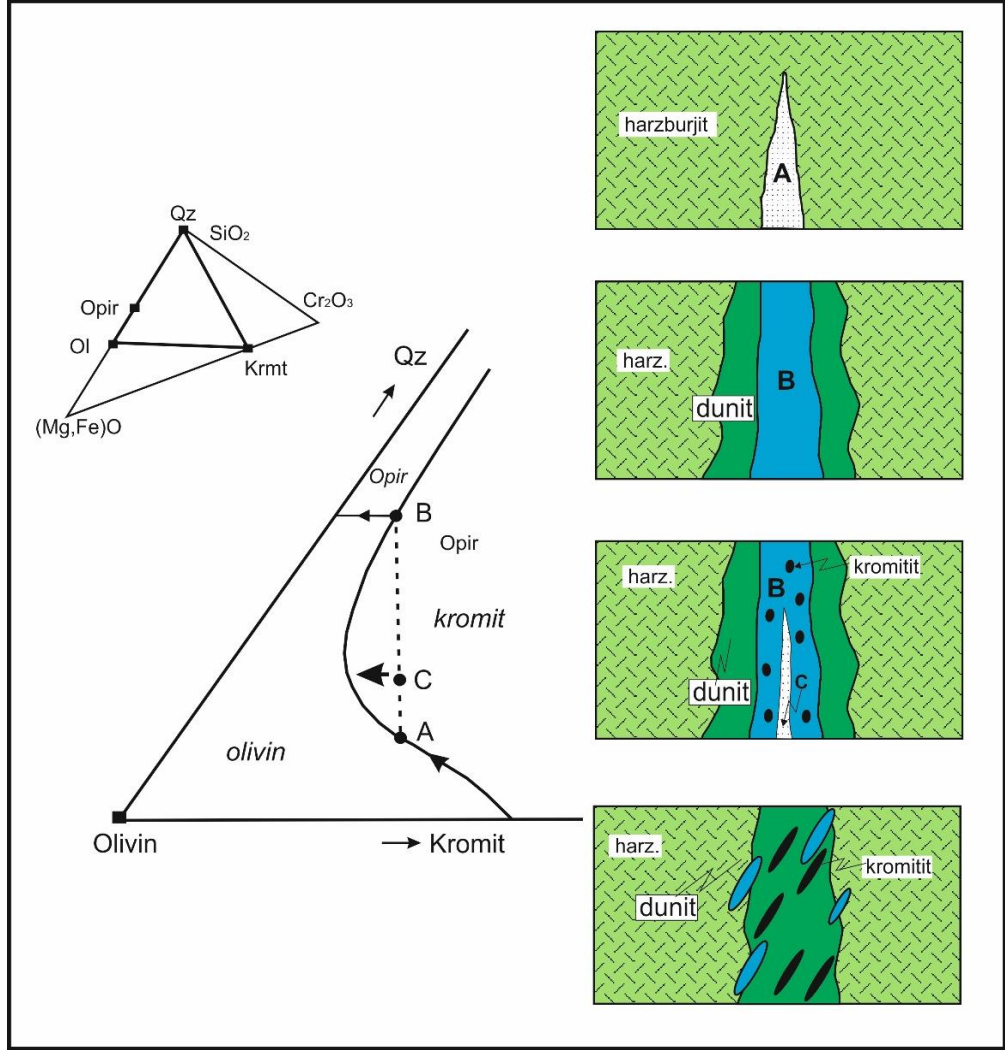
Alpin tip (podiform) kromitler, tüketilmiş manto peridotitleri içerisinde farklı büyüklüklerde yer alırlar ve önemli yataklar oluştururlar. Bunlar mercek veya düzensiz şekilli, genelde küçük boyutlu ancak nadiren büyük boyutlu, karmaşık yapısal ilişkiler sergileyen yataklardır. Genellikle iri taneli, düzensiz kristal şekilli, Cr/Fe oranı yüksek, yüksek kromlu ve yüksek alüminyumlu cevher içerirler. Alpin tip (podiform) kromitlerin dokusal ve mineralojik özellikleri, kromitlerin üst mantoda mafik magmalardan itibaren kristallendiklerini göstermektedir (Lago vd., 1982). Yan kayaç-ergiyik tepkimesindeki değişimler, kromit kristallenmesi, magma karışımı ve ergiyik bileşiminde birçok değişimlere ve dalgalanmalara sebep olmakta ve bunun sonucunda da bir kromit kütlelerinde masif ve saçınımlı kromit bantları ve faz bantlanmaları meydana gelmektedir. Magma ve yan kayaç denge durumuna ulaşır, kayaç-ergiyik reaksiyonun durması sonucunda, kromit ve olivin kotektik olarak kristallenmekte ve saçınımlı kromitler meydana gelmektedir. Farklılaşmış magma ile ilksel yeni magmanın karışması, eriyiği tekrar kromit kristallenme ortamına taşır ve kromit oluşumu devam eder (Zhou vd., 1996). Çoğu podiform kromitlerin tektonik deformasyona maruz kalması ve mantonun devam eden kısmi ergime süreçleri sonrasında kromitlerin tekrar kristallenmesi, podiform kromitlerin magmatik bir kökene sahip olduğu görüşünü değiştirmez (Robinson vd., 1997).

Robinson vd. (1997), Irvine (1977) tarafından stratiform kromitlerin oluşumları için önerilen oluşum modelini, podiform kromitler için uyarlamışlardır. Podiform kromitlerin büyük bir çoğunluğunun etrafında genellikle dunitik zon bulunmaktadır. Çoğu araştırmacıya göre bu dunitik zon, ergiyik-kayaç etkileşimi gibi petrolojik olayların sonucunda oluşmaktadır (Dick, 1977; Quick, 1981; Bodinier vd., 1990; Robinson vd., 1997).

Üst mantodan itibaren yüksek kısmi ergime derecesi ile oluşmuş mafik magmalar, tüketilmiş manto peridotitleri ile etkileşerek, ergime derecesi daha düşük olan piroksen minerallerini ergitir ve geride farklı boyutlarda dunit zonu gelişir. Bu zonun kalınlığı bazik magmanın ve harzburjit içerisindeki ortopiroksenlerin bileşiminin yanında tepkime



süresiyle bağlantılı olarak değişmektedir (Lago vd., 1982). Kayaç-ergiyik etkileşimi ile birlikte magma içerisindeki Si fazlalığı nedeniyle Cr, silikat faz yerine olivin ile birlikte yığılarak dunitik zon ve kromitler oluşur (Şekil 2).



Şekil 2. Olivin (Ol)-Kuars (Qz)-Kromit (Kr) minerallerinin faz diyagramı (Irvine, 1977) ve manto-ergiyik etkileşimi sonucu podiform kromitlerin oluşum modeli (Arai, 1997' den derlenmiştir). A: ortama giren ergiyik, B: dunit oluşumuyla gelişen silisçe zengin ergiyik, C: ortama girişi devam eden spinelce zengin ergiyik. Opir: ortopiroksen

Bazık magmanın harzburjitin ortopirokseniyle reaksiyonu sonucu, krom spinel kristallenmesinin yoğun şekilde geliştiği, ancak lerzolitlerdeki ortopiroksenin bazık bir magma ile tepkimesi sonucunda ise, hemen hemen hiç veya çok az krom spinel meydana gelmektedir. Alkali bazalt magması aynı olduğuna göre, gözlenen farklılık ortopiroksenlerin farklılığından kaynaklanmaktadır. Bu durum, harzburjitlerin

ortopiroksenlerin Cr içeriğinin fazla Al içeriğinin az, lezolitlerdeki ortopiroksenlerin Cr içeriğinin az Al içeriğinin fazla oluşuyla açıklanmaktadır (Arai, 1997).

Podiform kromitit kütlelerinin boyutu, bazik magma ile tepkimeye giren harzburjitin mineralojisi ve ortoprioksenlerin bileşimi ile doğrudan ilgilidir. Harzburjitin Cr içeriği de önemlidir. Cr içeriği % 0.4-0.6 olanların kromit oluşumu için en uygun değer olduğu belirtilmiştir (Arai, 1997).

Podiform kromititler, ada yayı ve yeni oluşan yay gerisi yayılım merkezleri gibi başlıca iki tektonik ortamda meydana gelmektedirler (Şekil 3). Okyanus ortası sırtlar gibi eski yayılma merkezlerinde oluşan podiform kromititler ise çok küçük boyutlu ekonomik anlamda değersizdirler (Zhou ve Robinson, 1997).

Günümüzde halen tartışmalı olsa da Alpin (podiform) tip kromititlerin boninitik bileşimli magmanın tektonit harzburjitler ile reaksiyonu sonucu oluştukları görüşü ağırlık kazanmıştır. Kromitit kütlelerinin boninitik magmanın yukarı doğru hareketi ve daha önceki okyanus ortası sırtı tipi peridotitlerle daha sığ derinlerde tepkimesi sonucu petrolojik MOHO sınırı yakınlarında veya yay gerisi havza ortamında oluştukları belirtilmiştir (Zhou ve Robinson, 1997; Ahmed ve Arai, 2002; Rollinson, 2008). Kromitit kütlelerini oluşturan kromit mineralleri içlerinde sıvı kapanımlarının bolluğu ve su içeren minerallerin fazlalığı ile dikkat çekerler. Bu da ana magmanın su oranının fazla olduğunu ve oluşumların yitim zonu (SSZ) ortamında geliştiğini göstermektedir.

Page ve Barnes (2009), Thetford Mines ofiyoliti ile ilişkili kromititlere ait ana ve iz element bileşimlerinin, V ve Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dışında, boninitler ile hemen hemen benzer özelliklere sahip olduğunu, bu farklılığa rağmen, Thetford Mines ofiyolitik kromititlerinin, ofiyolitik istifte yer alan diğer volkanik birimler ile benzer şekilde petrolojik olaylar sonucunda ilksel boninitik ergiyiklerden itibaren kristallendiklerini ifade etmişlerdir.

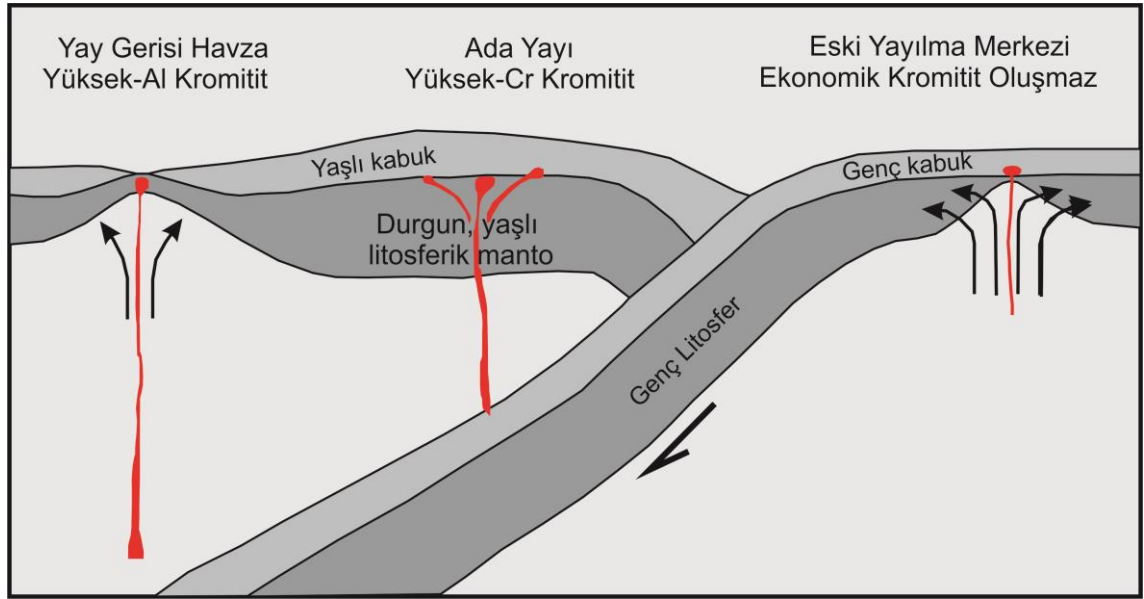
Caran vd. (2010), Antalya ofiyoliti üzerinde yapmış olduğu çalışmada podiform kromititlerin Cr'ca zengin ve kromititleri oluşturan ilksel ergiyiklerin boninitik karakterde olduklarını, ayrıca kromititlerin oldukça refrakter olivin–spinel birlikteliğinden oluştuğunu belirtmişlerdir.

Bilici (2010), Kop ultramafitleri içerisinde dunit oluşumunda yüksek oranda Mg ve daha az oranda Si tüketilmiş olduğunu, dunit oluşumundan açığa çıkan Si fazlası, dunit içi klinopiroksenit daykları ile harzburjit içi vebsterit damarlarının oluşumunu sağladığını belirtmiştir. Harzburjit içi piroksen kristal yapısında bulunan Cr' de uygun alanlarda

yığışım göstererek kromitit yataklarının ortaya çıkmasına neden olduğunu ifade etmiştir. Ayrıca dunit ve büyük ölçekli kromitit yataklarının gelişimleri boninitik magma ve dolayısıyla da yitim ile ilişkilendirmiştir. Kromitit yataklanmaları ile piroksenit daykları arasında mekânsal anlamda olduğu gibi jenetik açıdan da önemli bir ilişki olduğunu ve piroksenit dayklarının boyutlarının kromititit yataklarının rezervi ile doğru orantılı olduğunu ileri sürmüştür.

Shi vd. (2012a), Dangqiao (Kuzey Tibet) Neotetis ofiyolitik kromititlerinden elde ettikleri veriler ile podiform kromititlerin büyük ölçüde ergiyik/manto karışımı olayları sonucunda oluşmuş olabileceğini belirtmişlerdir.

Yang vd. (2014), kromit taneleri ve küçük kromitit kütlelerinin elmas ihtiva etmelerinin, bir yayılma merkezi altındaki astenosferin yükselmesiyle katılmış olduklarını ve manto değişim zonu (MOHO) üstüne bu şekilde çıkmış olmaları gerektiğini ve nihayet yitim zonu (SSZ) manto kaması içerisine girdiklerini belirtmişlerdir.



Şekil 3. Yitim ortamlarında kromitit oluşumu (Zhou ve Robinson, 1997).

Robinson vd. (2015), Luobosa ve Dongqiao ofiyolitleri (Tibet), Semail ve Umman ofiyolitleri ve Ray- Iz ofiyoliti (Rusya) içerisindeki podiform kromititlerin zirkon, kuvars, korund, K-feldspar, plajiyoklas, apatit, amfibol, rutil, titanit, almandin, garnet, kyanit, andaluzit ve moizanit içerdiklerini göstermişlerdir. Bu inklüzyonların iz element içeriklerinin kıtasal kabuk kökenli olduğuna işaret ettiğini belirtmişlerdir. Yazarlar bu

kabuksal minerallerin kromititlerin bünyesine yitim süreçleri neticesinde girdiğini ifade etmişleridir.

Xiong vd. (2015), Podiform kromititlerin kökeni için kabul edilen model için sığ manto ortamında ergiyik karışımıyla ilişkili ergiyik-kayaç etkileşiminin olduğunu ileri sürmüşlerdir. Luobusa ofiyolitindeki farklı yapılardaki kromititlerin (masif, saçınımlı, noduler) yüksek ancak değişen oranlarda MgO içeriklerine sahip olduklarını belirtmişlerdir. SSZ ortamındaki sulu ergiyik tarafından podiform kromititlerin bileşimlerinin değiştiğini varsaymışlardır.

Rollinson ve Adetunji (2015), Umman ofiyolitinde manto peridotitleri içerisindeki kromititlerin  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  oranlarının düşük değerlerden (MORB' a yakın) yüksek değerler (SSZ' a yakın) arasında değiştiklerini belirtmişlerdir. Kromititlerdeki diğer kimyasal farklılıklarla birlikte bu değişimlerdeki kaynağın, hem MORB hem de SSZ ortamlarında değil de yitim başlangıcı esnasındaki yay-önü tektonik ortamında gelişebileceğini ileri sürmüşlerdir.

Gonzalez-Jimenez vd. (2015), Bulgaristan' da Dobromirski ultramafik masifi içindeki podiform kromititlerin değişen MgO içeriklerine göre yüksek-Cr ve yüksek-Al arasında değişen bileşimlere sahip olduklarını belirtmişlerdir.

Uysal vd. (2015), Refahiye ofiyoliti (KD Türkiye) içerisindeki klinopiroksence zengin ve fakir harzburjitleri Neotetis manto gelişimiyle birlikte incelemişlerdir. Klinopiroksence zengin harzburjitlerdeki spinellerin  $TiO_2$  içeriklerinin okyanus ortası sırt benzeri ortamı yansıttıklarını ifade etmişlerdir. Klinopiroksence fakir harzburjitlerdeki spinellerin yüksek Cr içeriklerinin %30-40 kısmi ergime derecesini yansıttıklarını ve SSZ ortamında oluştuklarını belirtmişlerdir. Ancak, bu kayalara ait tüm kayaç jeokimyasal sonuçların, % 30-35 arasında değişen oranlarda yavaş ve düşük dereceli kısmi ergimeye uğradıklarını gösterdiğini ifade etmişlerdir.

Moghadam vd. (2015), Geç Kretase Sabvezar ofiyoliti (KD İran) içerisindeki podiform kromititlerin oluşum süreçlerini tartışmışlardır. Plajiyoklas lertzolitlerin düşük Cr spinel ve MORB benzeri klinopiroksen içerdiklerini ve tüm kayaç jeokimyasal verilerinde lertzolitlerin NTE bakımından zenginleştiklerini belirtmişlerdir. Harzburjitlerin ise iz ve NTE bakımından tüketildiklerini, yüksek derecede kısmi ergime sonrası kalıntı peridotit olduklarını ifade etmişlerdir. Yüksek-Cr kromititlerin boninitik, düşük-Cr kromititlerin ise toleyitik magma etkileşimi sonucu oluştuklarını söylemişlerdir. Harzburjit içerisindeki

klinopiroksenlerin iz ve NTE değişimlerinin SSZ peridotitlerine benzediklerini ileri sürmüşlerdir.

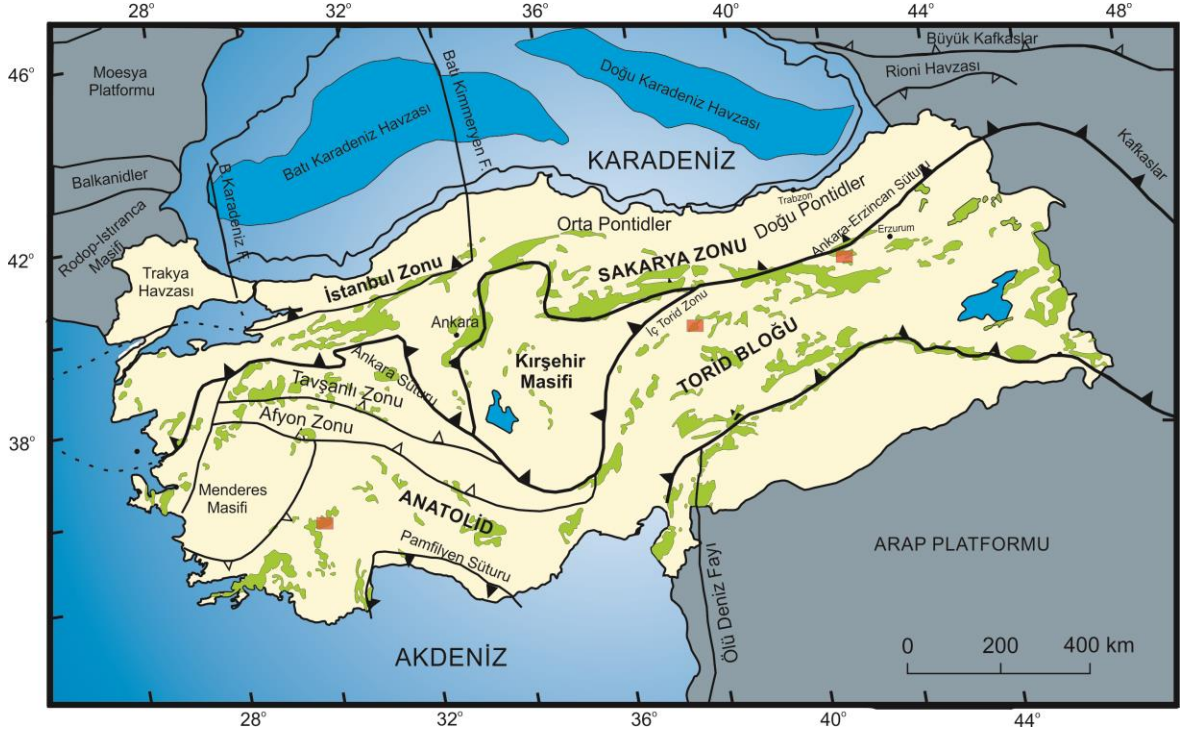
### **1.6. Türkiye' nin Tektonik Birlikleri ve Ofiyolit Kuşakları**

Birçok ofiyolitik kenet kuşığı içermesi nedeniyle Türkiye, Doğu Akdeniz bölgesinde yer alan kıtasal blokların jeolojik ilişkilerinin incelenebileceği önemli bir bölgedir. Farklı araştırmacılar tarafından jeolojik olarak farklı birliklere ayrılmıştır. Tektonik birliklere ayırma denemeleri ilk olarak Argand (1924) tarafından Anadolu'nun orojenik kuşaklarını Alplere benzeterek kuzeyden güneye doğru, Pontidler, Ara Masifler ve Toridler olmak üzere üç birliğe ayırması ile başlamıştır. Daha sonraları Arni (1939), Blumenthal (1946) ve Egeran (1947) Anadolu'yu üçten fazla birliğe ayırmışlardır. Ketin (1966) ise tektonik birlik sayısını dört olarak sınırlamıştır. Bunlar; Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları bölgeleridir.

Şengör ve Yılmaz (1981) yaptıkları çalışmada Anadolu'nun Tetis dönemindeki evrimini Paleotetis ve Neotetis olarak iki döneme ayırmış ve Neotetis dönemini Permo-Liyas'da güneye Gondvana kıtası altına dalan Paleotetis'in yönlendirdiğini ileri sürmüşlerdir. Yazarlar, Gondvana kıtası içerisindeki ilk açılmanın Erken Triyas' da Karakaya Kenar Denizi ile başladığını, daha sonra Geç Triyas' da, Anatolid-Torid platformunun güneyinde Neotetis'in güney kolunun, Liyas' da ise Neotetis' in kuzey kolunun açıldığını ileri sürmüşlerdir. Vardar Okyanusu olarak da isimlendirilen ve doğuya doğru güney kolla birleşen kuzey kol araştırmacılara göre batıda üç tali kol halinde bulunmaktadır. Bunlar Sakarya kıtası kuzeyinde yer alan İç Pontid okyanusu, Sakarya kıtası ile Anatolid-Torid platformu arasında bulunan İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu ve Anatolid-Torid platformu içerisinde yer alan ve güneybatıya doğru bir dil gibi uzanan İç Toros Okyanusu'dur.

Paleotetis okyanusunun dalma yönü ve kapanma zamanı ile ilgili tartışmalar halen sürmekle birlikte, Neotetis okyanusunun Doğu Akdeniz bölgesinde mikro kıtalarla ayrılmış çok sayıda koldan meydana geldiği, dolayısıyla Geç Kretase-Erken Eosen dönemindeki kapanma sonucunda çok sayıda sütünun ortaya çıktığı hipotezi birçok araştırmacı tarafından kabul görmüştür (Okay ve Tüysüz, 1999; Altın et. al., 2000; Stampfli, 2000; Robertson, 2002). Okay ve Tüysüz (1999) tarafından Türkiye, Anatolid-Torid Bloğu,

Sakarya Zonu, İstanbul Zonu ile Kırşehir Masifi olmak üzere farklı tektonik birliklere ayrılmıştır (Şekil 4). Çalışma alanı olarak seçilen bölgelerin de Anatolid-Torid bloğu üzerinde yer aldıkları görülmektedir.



Şekil 4. Türkiye'nin tektonik birlikleri ve ofiyolitik kuşakları ile çalışma alanlarının konumu (MTA, 2002 ve Okay ve Tüysüz, 1999'dan derlenmiştir).

Son yıllarda yapılan araştırmalarda, Çakır (2009) tarafından Doğu Akdeniz ofiyolitlerinden ve çevre birimlerden elde ettiği verilerden hareketle yeni ve farklı bir gruplandırma yapılmıştır. Yazara göre değişik dönemlerde yerleşmiş olan, dolayısıyla okyanusal litosferin farklı bölümlerini temsil eden ofiyolitlerin İzmir-Ankara-Erzincan kuşağı içerisinde yan yana ve üst üste bulunması daha önce yapılan sınıflandırmaların sorgulanmasına ve yeni bir yorumlama yapılmasına yol açmıştır. Yazar, Paleozoyik yaşlı temel masifler ile Neotetis ofiyolitlerinin coğrafik ve jeolojik özelliklerinden yola çıkarak Mesozoyik dönemde Gondvana kıtasının kuzey sınırının girintili çıkıntılı bir morfolojiye sahip olduğunu belirtmiştir. İyi bilinen Arabistan ve Adriyatik yarımadalarının arasında daha küçük boyutlarda kuzeye doğru çıkıntılar halinde Ege ve Anadolu yarımadaı bulunması gerektiğini, dolayısı ile Neotetis okyanusal litosferinin parçalarını temsil eden Doğu Akdeniz ofiyolitlerinin üzerine yerleştikleri yarımadalara göre sınıflandırılmasının

daha doğru olacağı görüşünü ileri sürmüştür. Buna göre; (1) Adriyatik çevresi ofiyolitleri (Liguriyen ve Dinaro-Hellenik ofiyolitleri), (2) Ege çevresi ofiyolitleri (Likya, Kütahya, Bursa, Orhaneli Ofiyolitleri), (3) Anadolu çevresi ofiyolitleri (Antalya, Eğridir, Beyşehir, Ankara, Eldivan, Ahlat, Köseadağ-Çorum, Yozgat-Tokat Ofiyolitleri), (4) Arap çevresi ofiyolitleri (Trodos, Baer-Bassit, Hatay, Koçali, Mersin, Pozantı-Karsantı, Pınarbaşı, Divriği, Erzincan, Van, Koy, Neyriz ve Umman ofiyolitleri) olarak gruplandırılır.

Yılmaz ve Yılmaz (2013) tarafından ofiyolitlerin yaş ilişkileri ve coğrafik dağılımlarıyla birlikte derlenen veriler ışığında, Türkiye'deki ofiyolitik topluluklar üç ana grup halinde sınıflandırılmıştır. Buna göre; birinci grubun İstanbul Zonu'nun güneyinde ve güney kenarında yer alan pre-Alpin ofiyolitleri ve ofiyolitik karışıkları kapsadığını belirtmişlerdir. İkinci grubun kuzey ve güney alt kuşakları olmak üzere iki alt kuşağa ayrılabilen Alpin ofiyolitleri ve ofiyolitik karışıkları içermekte olup, Kuzey ve Kuzeydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağı (KAOK) ile temsil edildiğini ileri sürmüşlerdir. Bu kuşaktaki ofiyolit toplulukları daha güneyde yer alan Güney ve Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağı'ndan Torosların metamorfik olmayan görelî otoktonu ile ayrıldıklarını ve bir bütün olarak Neotetis'in kuzey koluna ait olabileceklerini ifade etmişlerdir. Kuzeydeki alt kuşağın, İzmirden doğuya doğru sıra ile Eskişehir, Ankara, Tokat-Sivas arası, Refahiye-Erzincan, Kop Dağı ve Oltu'dan Küçük Kafkasya Ofiyolit Kuşağı'nın Sevan-Akera alt kuşağına bağlandığını ve Kuzey Anadolu'nun bu alt kuşağı, Neotetisin kuzey kolunu ve Türkiye'nin ana kenet kuşağını doğrudan temsil ettiğini belirtmişlerdir. Aynı yazarlara göre, bu alt kuşağın ofiyolitleri Mezozoyik yaşta MORB ve Jura- Geç Kretase yaş aralığında SSZ türde parçalanmış ofiyolitik dizilerle temsil edilmekte, güneydeki alt kuşağın Marmaris yöresinden doğuya doğru, sıra ile Hadim, Aladağlar, Tecer-Divriği, Erzurum, Kağızman yörelerinde devam ederek Küçük Kafkas Ofiyolit Kuşağı'na bağlanır. Hınıs yöresindeki ve Van Gölü'nün kuzeydoğusundaki ofiyolitik yüzeylemeler dâhil Doğu Anadolu' da dağınık olarak izlenebilen ofiyolitik yüzeylemeler, KAOK topluluğunun güneyindeki alt kuşağın en güneyindeki uç ürünleri olabilirler. Güney alt kuşağının ofiyolitleri ve karışıkları kaya türü, jeolojik yaş ve jeo-tektonik ortam açısından kuzey alt kuşağın ofiyolitlerine ve karışıklarına benzer özellik sunarlar. Yazarlar, üçüncü grubun ise Jura-Kretase ve Geç Kretase yaşta olan düzenli ofiyolitik dizileri ve ofiyolitik karışıkları içeren Güney ve Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağı (GAOK) ile temsil edildiğini belirtmişlerdir. Buna göre; Batıda Antalya'dan başlayıp doğuya doğru, sıra ile Mersin,

Göksun, İspendere-Kömürhan, Guleman, Kızıldağ, Gevaş ve Cilo dağlarında yüzeyleyen birbirinden kopuk olan ofiyolitik masifler ve GD Anadolu' da yaygın olan Koçali Karışığı GAOK'un tanımlanmış olan bileşenleridir. Bölgede egemen olan ofiyolitlerin, Jura-Kretase yaşta olan MORB ve Üst Kretase yaşta olan SSZ türde ofiyolitlerin yerleşmesi sırasında oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

## **1.7. Çalışma Alanlarının Jeolojisi**

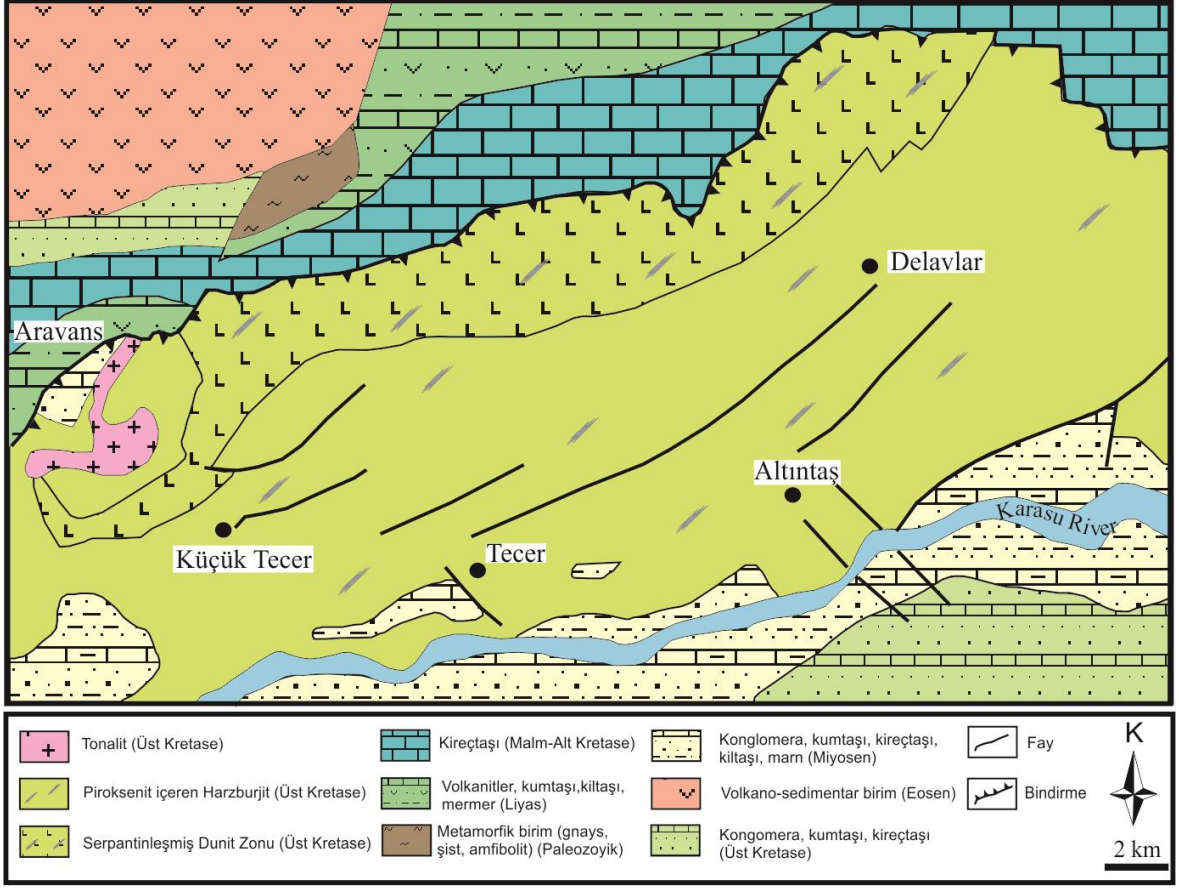
### **1.7.1. Kop Dağı (Bayburt-Erzurum-Erzincan) ve Çevresinin Jeolojisi**

Alp orojenik kuşağının bir parçası olan Doğu Pontidlerin temeli Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar ve bunları kesen granitoidlerden oluşmaktadır (Çoğulu, 1970). Mikaşistler, kloritşistler, kalkşistler, mermerler, metagabrolar ve metabazaltlardan oluşan Paleozoyik temel, Korkmaz ve Baki (1984) tarafından Pulur Masifi olarak adlandırılmıştır. Bu metamorfik seriyi üstleyen en yaşlı birim Permo-Karbonifer yaşlı olması nedeniyle metamorfiklerin yaşı Permo-Karbonifer öncesi olarak kabul edilmektedir (Ağar, 1977; Korkmaz ve Baki, 1984). Daha sonra Topuz vd. (2003) tarafından Pulur Masifi, Permo-Triyas ve Karbonifer metamorfik birimleri olarak iki farklı tektono-metamorfik birime ayrılmıştır.

Kop bölgesinde metamorfik temel üzerine uyumsuzlukla volkano-tortul kayalardan oluşan Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu (Ağar, 1977) gelmektedir. Birim, genellikle yeşilimsi gri renkli bazalt ve piroklastitlerinden oluşmaktadır. Hamurkesen Formasyonu üzerine uyumlu olarak kireçtaşı-kumtaşı ardalanmasından oluşan Malm-Alt Kretase Yaşlı Hozbirikyayla Formasyonu gelmektedir.

Ultramafik kayalar ise bindirme ile Paleozoyik-Mesozoyik kayaların üzerine yerleşmişlerdir. Bu ultramafitleri Üst Kretase yaşlı kumtaşı ara katkılı kireçtaşlarından oluşan Kaplıkaya Formasyonu üzerlemektedir. Bölgedeki Tersiyer yaşlı birimler, konglomeralardan oluşan Eosen yaşlı Sığırcık Formasyonu ile kireçtaşı, kumtaşı, kıltaşı ve marnlardan oluşan Miyosen yaşlı Göller Formasyonu' dur (Kolaylı, 1996) (Şekil 5 ve 6).





Şekil 5. Kop Dağı ve çevresinin jeoloji haritası (Kolaylı, 1996' dan derlenmiştir).

Çalışma alanlarından biri olan Kop bölgesi, genel olarak peridotit, piroksenit, sub-vulkanik ve volkanik kayaların yanında yer yer kireçtaşı ve radyolarit bloklarından oluşmaktadır. Aşırı derecede tektonizmaya uğramış olan bölgede, birimlerde düzenli bir istiflenme görülmemektedir. Hâkim litolojiyi oluşturan peridotitler içerisinde önemli kromitit yatakları bulunmakta ve piroksenitler ile yer yer sub-vulkanik kayalar, kromititlere yakın alanlarda yüzeyleme vermektedirler.

ÜST SİSTEM	SİSTEM		SERİ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
	SENEZOYİK	FORMASYON			
MESOZOYİK	Eosen	Miyosen	Göller Formasyonu	Konglomera, kumtaşı, kireçtaşı, kiltası, marn	
			Alibaba Formasyonu		Volkano-sedimanter birim (andezit, aglomera, bazaltik dayk, nummulitik kireçtaşı)
	KRETASE	Üst Kretase	Kapakaya Formasyonu	Konglomera, kumtaşı, kireçtaşı	
			Kop ultramafikleri	Serpantine harzburjit	
		Malm-Alt Kretase	Hozbirikayla Formasyonu	Serpantinize dunit ← bindirme fayı	
			Hamurkesen formasyonu	Kireçtaşı	
	JURA	Liyas	Hamurkesen formasyonu	Volkanitler, kumtaşı, kiltası, mermer	
			Pulur metamorfikleri	Metamorfik birim (gnays, şist, amfibolit)	
	PALEZOYİK	Permo-Karb.			

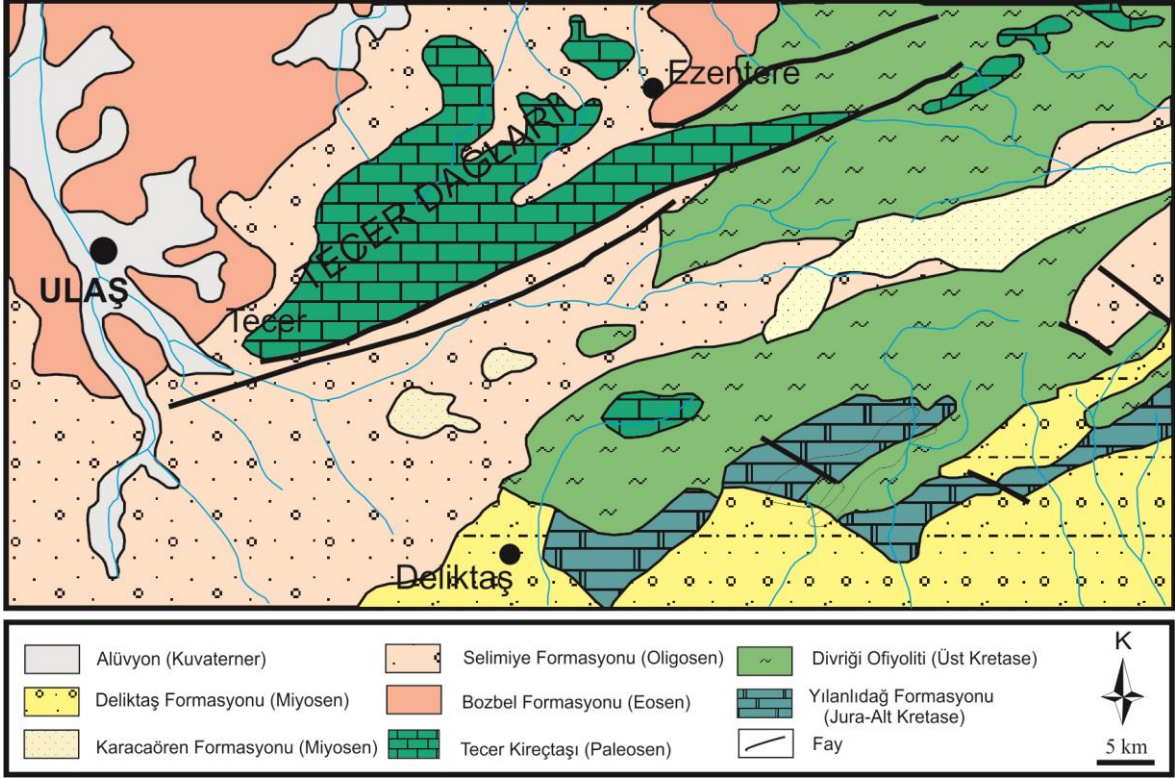
Ölçeksizdir

Şekil 6. Kop Dağı ve çevresine ait kolon kesit (Kolaylı, 1996).

### 1.7.2. Ulaş (Sivas) ve Çevresinin Jeolojisi

Bölgenin en yaşlı birimini, platform ortam ürünü Toros kuşağına ait Geç Triyas-Alt Kretase yaşlı kristalize nitelikteki kireçtaşlarından oluşan Yılanlıdağ Formasyonu oluşturmaktadır (Özgül vd., 1981). Tabanda yüzeyleyen bu birimleri, tektonik olarak yerleşmiş Geç Kretase yaşlı Divriği ofiyolitli karışığı (Dof) üzerlemektedir (İnan vd., 1993) (Şekil 7 ve 8). Karışığı genel olarak tabanda serpantinolitik bir hamur içerisinde

kireçtaşı ve radyolarit olistolitlerinden oluşan melanj niteliğindeki birimler oluşturur. Bu melanj seviyelerinin üzerinde ise eksikli bir ofiyolit dizisinden oluşan ve serpantinleşmiş dunit ve harzburjitlerden oluşan peridotitler ile yer yer belirli peridotit kütlelerini kesen diyabaz ve piroksenit daykları yer almaktadır.



Şekil 7. Ulaş (Sivas) ve çevresinin jeoloji haritası (MTA, 2002' den derlenmiştir).

Divriği ofiyoliti üzerine ise Geç Kretase-Paleosen yaşlı gri renge sahip resifal kireçtaşlarından oluşan Teçer Formasyonu tektonik dokanakla gelmektedir (İnan vd. 1993). Teçer Formasyonunun üzerinde Oligosen yaşlı jips içeren karasal-sığ denizel çökel topluluğundan oluşan, düşey ve yanal geçişli Selimiye Formasyonu uyumsuz olarak yer almaktadır (Kurtman, 1963; İnan vd., 1993; Gökten, 1993). Bu istif üzerinde uyumsuz bir ilişki sunan Erken Miyosen yaşlı kalın bir karasal çökel istifinden oluşan kırmızı renkli konglomera ve gri renkli kumtaşları-şeyl ile başlayıp gölsel nitelikteki killi kireçtaşları ile tamamlanan Deliktaş Formasyonu yer almaktadır (İnan vd. 1993).

İnceleme alanının en geç birimlerini ise Kuvaterner yaşlı yamaç molozları ve alüvyonlar oluşturmaktadır (Şekil 7 ve 8).

ÜST SİSTEM		SİSTEM		SERİ	KAT	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR					
		Kuvaterner					50		Alüvyon					
MEZOZOYİK		KRETASE		Miyosen		Deliktaş Form.	700		Beyaz gri kumtaşı, şeyl, marn, killi kireçtaşı					
						Karacaören Form.	750		Kırmızı, gri çakıltaşı, kumtaşı, kiltası					
						Selimiye Form.	500-700		Çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı yer yer jips mercekleri					
						Eosen Lüteliyen Bozbel Form.	1200-1500		Bej, gri, üst kesimleri jips bantlı kumtaşı, silttaşı, şeyl, yer yer killi kireçtaşı ardalanması					
						Paleosen Daniyen-Tanesiyen Tecer Kireçtaşı	310-970		Koyu gri-siyah fosilli kireçtaşı					
						Maastrichtiyen		Divriği Ofiyoliti		2000		Serpantinit, harzburjit, lertzolit, gabro, kireçtaşı, radyolarit blokları içeren ofiyolitik karışık		
										Yılanlıdağ Form.		2000		Gri, mavimsi gri, kısmen rekristalize kireçtaşları
						JURA		Üst						
								Alt						

Ölçeksizdir

Şekil 8. Ulaş (Sivas) ve çevresine ait kolon kesit (MTA, 2002).

Çalışma alanında yüzeyleyen, önceki araştırmacılar tarafından Divriği ofiyoliti olarak nitelendirilen karışığa ait birimler, Kırşehir Masifi ve Anatolid-Torid platformunun sınırında İç Torid Süturu'nun kalıntılarını oluşturmaktadır. Bu açıdan bakıldığında karışığın oluşum ortamının İç Torid Süturu'nun kuzeye doğru dalması sonucunda yitimle karakterize olan bir ortamı yansıttığı düşünülebilir.

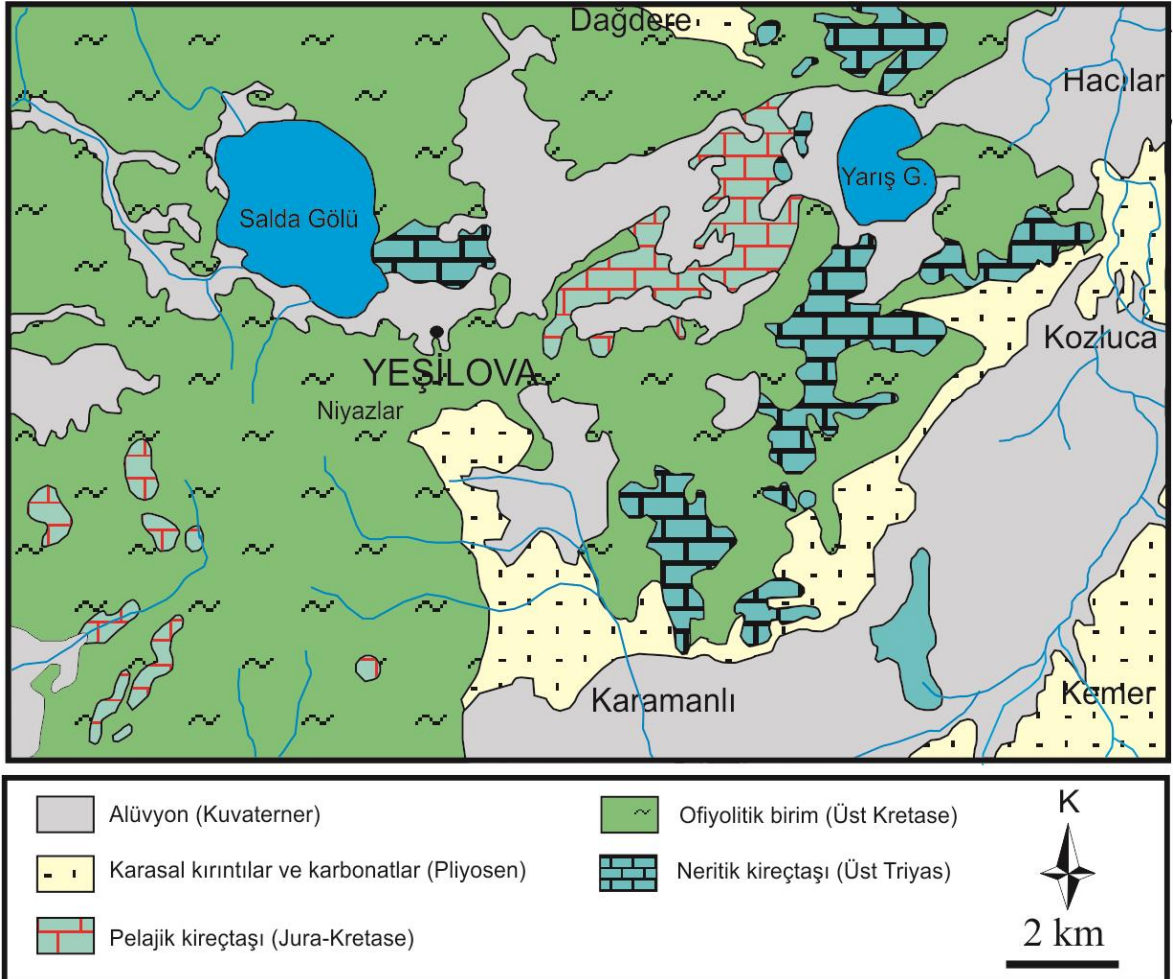
Çalışma alanlarından bir diğerini kapsayan Ulaş (Sivas) bölgesindeki kromititler, ultramafik kayalardan harzburjitler içerisindeki dunitik zonlar içerisinde bulunmakta olup,



genelde sub-vulkanik kayaçlar (diyabaz) ile mekan birliği sunmaktadırlar. Ancak, Yaycı dağı ve çevresinde yapılan gözlemlerde kalınlığı birkaç on metre uzunluğu birkaç 100 metre olan piroksenitlere de rastlanmıştır.

### 1.7.3. Yeşilova (Burdur) ve Çevresinin Jeolojisi

MTA (2002) tarafından yapılan çalışmalarda bölgedeki en yaşlı birim, Üst Triyas yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birimin üzerinde Jura-Kretase yaşlı pelajik kireçtaşları ile harzburjit, dunit, piroksenit ile sub-vulkanik kayaçların (dolerit) oluşturduğu ofiyolitik birim yüzeylemektedir. Daha genç olarak Pliyosen yaşlı karışık birim ile Kuvaterner yaşlı alüvyon bu birimlerin üzerine gelmektedir (Şekil 9).



Şekil 9. Yeşilova (Burdur) ve çevresinin jeoloji haritası (MTA, 2002, Çelik ve Chiaradia, 2008' den derlenmiştir).

Daha önce yapılan çalışmalara göre birimler bölgeye allokton olarak yerleşmişlerdir. Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Yeşilova ofiyoliti (Sarp, 1976; Özpınar, 1987; Döyen, 1995), Geç Senoniyen yaşlı Kızılcadağ Ofiyolitli Melanjı (Poisson, 1977), Eosen yaşlı Varsakyayla Formasyonu ile neo-otokton özellik gösteren Pliyo-Kuvaterner yaşlı Niyazlar Formasyonu alanda gözlenen allokton birimlerdir (Döyen, 1995; Döyen vd., 2014).

Bölgede önemli oranda yer kaplayan ofiyolitik kayalar ilk olarak Sarp (1976) tarafından Yeşilova ofiyoliti olarak adlandırılmıştır. Yeşilova ofiyolitinin tabanında yaygın olarak harzburjit, daha az yaygın dunit ve kromititler bulunur. Kromititler dunitik zonlarda görülür. Peridotitler çoğunlukla sub-volkanik kayalar (dolerit) ve daha az oranda da piroksenit daykları tarafından kesilmektedir.

Yeşilova ofiyoliti üzerine yataya yakın bir tektonik dokanakla, ofiyolitik kayaç parçaları, kireçtaşı olistolitleri içeren, matriksi radyolarit, çamurtası, serpantinit ve ofiyolitik kayaç parçacıklarından oluşan Geç Senoniyen yaşlı Kızılcadağ Melanjı gelir (Poisson, 1977). Kızılcadağ Melanjı üzerinde açısız uyumsuzlukla Pliyo-Kuvaterner yaşlı, ofiyolit çakılları ve kumları içeren karasal karakterli Niyazlar Formasyonu yer alır (Poisson, 1977; Döyen, 1995; Özpınar vd., 1996). Bölgedeki stratigrafik istif yamaçlarda yamaç molozu ve düzlüklerde ise alüvyon birikintileri ile sona ermektedir (Şekil 10).

Çalışma alanında bulunan önceki araştırmacılar tarafından da ofiyolitik kayalar olarak nitelendirilen birimler içerisinde levha dayklar ve yastık yapılı bazaltlar yer almamaktadır. Dolayısıyla eksik bir ofiyolit istifinden söz etmek mümkündür (Döyen vd., 2014).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
	Kuvaterner	Alüvyon			Alüvyon
SENOZOYİK	Tersiver	Karasal Kıvrımlar ve Karbonat	850		Beyaz, bej renkli, ince-orta katmanlı, gösel ve karasal kumtaşı, marn, çakıtaşı seviyeleri, yer yer beyaz bej renkli kireçtaşı seviyeleri bulunur.
	Neojen				
MESOZOYİK	Kretase	Yeşilova Ofiyoliti	2500		Dunit, Dunitik ana kaya içerisinde gelişmiş kromitit kütleleri, dunit ve harzburjitleri kesen diyabaz, gabro, mikrogabro ve piroksenit bileşimli izole dayklar
	Jura-Kretase	Pelajik Kireçtaşı	50-150		İnce-orta katmanlı, kirli sarı, açık krem, pembemsi renkli, pelajik-yarı pelajik kireçtaşları
	Üst Triyas	Neritik Kireçtaşı	1500-4000		Gri, grimsi siyah, bej renkli, orta-kalın katmanlı, neritik kireçtaşı

*Ölçeksizdir*

Şekil 10. Yeşilova (Burdur) ve çevresine ait kolon kesit (MTA, 2002).

## 1.8. Çalışma Alanlarında Yapılan Önceki Çalışmalar

### 1.8.1. Kop Ultramafitleri ve Çevresinde Yapılan Çalışmalar

Ketin (1951), çalışma alanına yakın, Bayburt civarında ilk ayrıntılı çalışmayı yapmıştır. Bölgenin 1/100000 ölçekli haritasını çıkarıp daha çok tortul kayalarda stratigrafik anlamda çalışmıştır.

Gattinger vd. (1962), çalışma alanını da kapsayan 1/500000 ölçekli haritasını hazırlamışlardır.

Kaaden (1962), Kop Dağı batısında kromitit yataklarının değerlendirilmesine yönelik ilk çalışmayı yapmıştır.

MTA (1966), Türkiye genelinde bütün kromitit yataklarının incelenmesine yönelik çalışmanın bir parçası olarak Kop kromitlerini incelemiştir.

Özgül (1978), Erzincan'ın güneybatısında yer alan Munzurların Mesozoyik (Triyas, Jura, Kretase) yaşta olduğunu; Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı metamorfiteğin ise ofiyolitli karmaşıklarla tektonik dokanaklar oluşturduklarını ileri sürmüştür.

MTA, (Türk-Japon Ekibi) (1979), Kop Dağı-Tunceli arasındaki ultramafit kütlelerde kromit aramalarına yönelik çalışmalar yapmışlardır. 1981 yılında Batı Kop Dağı sahasında genel jeolojik, jeokimyasal ve jeofizik çalışmalar sonucu yarma ve sondajlar yapılmıştır.

Şengör ve Yılmaz (1981), yöredeki en yaşlı kaya topluluğunun metamorfiteğin olduğunu ve ofiyolitik melanj türündeki kayaçların metamorfiteğin üzerine tektonik olarak yerleştiğini belirtmişlerdir.

Bektaş (1981), çalışmasında Erzincan ve çevresinin tabanını Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçların oluşturduğunu belirtmiştir. Orta ve Doğu Anadolu'da serpantinitle sıkı bir beraberliği bulunan metamorfik kayaçların yeşilist, metadiyabaz, kalkist ve mermerlerden oluştuğunu, koyu renkli masif veya çok az şistozite gösteren metadiyabazlar ise çoğu yerde yeşilistlere geçişli olduğunu ortaya koymuştur. Şistlerin kökensel olarak bazaltik veya sedimanter kökenli kayaçlardan oluştuğunu savunmuş ve ayrıca metamorfik karmaşık serinin genel görünümü bunun eski bir volkano sedimanter bir istiflenme olduğunu, düşük dereceli yeşilist fasiyesinden orta dereceli amfibolit fasiyesine doğru ilerleyici ve zeolit fasiyesine doğru gerileyici metamorfizmaların varlığı, tanıtman mineral birlikleriyle saptamıştır.

Buket ve Ataman (1982), Erzincan-Refahiye ultramafik ve mafik kayaçlarını, kaynaklandıkları magma türü, birbirleri ve ayrıca üst manto ile olan kökensel ilişkilerinin belirlenmesi amacı ile petrografik ve petrolojik olarak incelemişlerdir. Erzincan-Refahiye ultramafik kayaçlarının, çoğunlukla harzburjit, yer yer lertzolit ve dunit bileşimli kütleler ile diyopsit, vebsterit ve olivin vebsterit damarlarından oluştuğunu ve aşırı serpantinleşmiş ultramafitlerin mikrodiorit-diyorit, gabro olivin gabro- mikrogabro, diyabaz ve granofir-mikrogranit daykları tarafından kesildiğini belirtmişlerdir. Erzincan-Refahiye ofiyoliti'nin diğer birimlerinin ofiyolitli karışık halinde olduğu ve ofiyolitin içinde kümülüs yapıları peridotit-gabro ve levha dayk kompleksinin yer almadığını



gözlemlemişlerdir. Yapılan incelemelerde stilpnomelan, antigorit gibi basınç etkilemesi ile oluşabilen minerallere sık sık rastlanılması nedeniyle Erzincan-Refahiye peridotitinin “metamofik peridotit” olarak tanımlanabileceğine değinmişlerdir. Kimyasal verilere dayanarak, peridotitlerin üst mantoda kısmi ergime ile oluşan refrakter, artık bir malzemeyi temsil ettiği, mafik kayaçların, daha bazaltik bir bileşime sahip olan kalıntı sıvı fazın giderek ilerleyen farklılaşmasından kaynaklanmış, granofir ve mikrogranitlerin ise bu magmanın en son farklılaşma ürünleri olabileceği şeklinde yorumlamışlardır.

Buket (1982), Erzincan-Refahiye ofiyoliti'nin kökeni, oluşumu ve yerleşmesi sorunlarının çözümü için topluluğun ultramafik ve mafik birimlerinin petrolojik ve jeokimyasal karakterlerini bazı diyagramlar kullanılarak belirlemiş ve kayaçları bu açıdan yeryüzündeki çeşitli ofiyolit toplulukları ile karşılaştırmıştır. Erzincan-Refahiye ofiyolitinin Tetis Okyanusu Sırtı'ndan kaynaklanan Üst Manto ve Okyanus Kabuğu parçaları olduğu sanıldığını ve ofiyolitinin mafik birimlerinin abisal toleyit karakterinde olduğunu belirtmiştir. Sirt malzemesinin, Üst Kretase'den itibaren Pliyosen'in sonuna dek, Anadolu Levhası'nın Doğu Pontid Adayayı'na çarpması sırasındaki üzerlemeler sonucunda bölgeye yerleşmesini tamamladığı görüşünün, bu çalışma ile desteklendiğini ifade etmiştir.

Aktimur (1986), ofiyolitlerin bölgeye Erken Kampaniyen-Erken Maestrihtiyen aralığında yerleştiğini, ancak ofiyolitlerin kuzeyden güneye ilerlemesinin Eosen'de, hatta Miyosen'de de devam ettiğini belirtir. Çalışma alanındaki Eosen havzasının çok hareketli olduğunu, Eosen'in kendi üzerine birkaç kez katlandığı ve bir olistostrom havzası olduğunu vurgulamıştır. Çok daha geniş olan Eosen havzasının kendi içerisine kayması ve bir kısmının da ofiyolitler tarafından yok edilmesi sonucu bugünkü görünümünü aldığı şeklinde yorumlamıştır.

Musaoğlu (1987), “Bayburt-Maden-Kop Yöresi jeolojisi ve Maden prospeksiyonu” başlıklı çalışmasında Ketin'in muhtemel Turoniyen sırasında tektonik olarak bölgeye yerleşmiş olduğunu ileri sürdüğü Maden ofiyolitik karmaşık birimini aynı yaşlı kabul etmiştir.

Kipman (1989), Kop Dağı batısının yapısal gelişimini ve ofiyolitik olarak nitelediği ultramafitlerin metamorfizmasını incelemiştir.

Koçyiğit (1990), Erzincan ile Refahiye arasında yaygın olarak yüzeyleyen mafik-ultramafik kaya topluluğu ve onlarla tektonik dokanak ilişkisi sunan düşük dereceli

metamorfitlelerinin, Erzincan ilinin yaklaşık 7-8 km kuzeybatısında yer aldığını belirtmiştir. Bunların Geç Liyas-Apsiyen yaşlı sedimanter bir istif (Kazdağı Grubu) transgresif olarak örtüldüğünü ve örtünün taban çakıldaşımının hemen tümüyle ultramafitlerden oluştuğunu ileri sürmüştür.

Tüysüz (1993), Bölgenin paleotektonik evrimini, Liyas öncesinde Paleo- Tetis ve onun yayardı havzası olan Karakaya Okyanusu'nun, Kretase sonunda ise Neo-Tetis Okyanusu'nun farklı kollarının kapanması ile kazandığını ileri sürmüştür. Neo-Tetis'in kapanmasının ardından büyük ölçüde kara haline gelen bölgenin Eosen' de ve Alt Miyosen' de sığ denizlerle kaplandığını, ancak her iki denizel ortamın da bölgenin kuzey-güney sıkışmalarla bindirmeli yapı kazanması ve yükselmesi yüzünden uzun ömürlü olmadıklarını belirtmiştir. Alt Miyosen sonundan itibaren başlayan neo-tektonik dönemde bölgede kaçma tektoniğinin etkin olduğunu, farklı atım ve uzanımına sahip fayların geliştiğini, Erzincan Ovası'nın da bu tektonik rejim altında Üst Pliyosen(?) den itibaren oluşmaya başlayan ve evrimini günümüzde de sürdüren bir çek-ayır havza olduğuna değinmiştir.

Gedik vd. (1995), "Doğu Pontidlerin jeolojik gelişimi" başlıklı çalışmalarında Everek Hanları formasyonu içindeki lösitli bazaltların ve Otlukbeli Melanji'nı üstleyen trakiandezitlerin, Değirmendere Grubu içindeki volkanik kayalardan daha yüksek "K" içeriği olduğunu saptayarak yitimin kuzeyden güneye doğru olduğunu işaret etmişlerdir.

Aktimur vd. (1995), ofiyolitli karışığın, Alt Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen zaman aralığında bölgeye yerleştiğini, ancak kesintili olarak aktarılmasının Alt Miyosen sonlarına kadar devam ettiğini, ofiyolitli karışığın ikinci kez aktarılması sonucu Senek Ofiyolitli Karışığı'nın oluştuğunu söylemişlerdir.

Robinson vd. (1995), "Doğu Pontidlerin yapısal ve stratigrafik gelişimi" başlıklı çalışmalarında Üst Paleosen'in olmadığını bu nedenle riftleşmenin muhtemelen Karadeniz'de olduğunu, Tetis okyanusunun kapanması ile birlikte Pontidleri Eosen'den Pliyosen'e kadar büyük sıkışmaların etkilediğini ve bu nedenle Oligosen ve daha genç kayaların denizel olmadıklarını işaret etmişlerdir.

Bektaş vd. (1996), "Doğu Pontid yay gerisi havzasında derin yayılma çukurlarının oluşumu" başlıklı çalışmalarında Erken Liyas-Malm ekstansiyon rejiminin kuzey zon (magmatik ark) ve güney zonda (ark gerisi) başarısız rift havzalarını oluşturduğunu ve Kretase'de gelişen ikinci ekstansiyon rejiminin ise eksen zonunda derin okyanusal

çukurluklar oluşturduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca okyanus tabanı yayılmasının gerçekleştiği bu çukurların MORB-IA bazaltları, radyolarit ve ofiyolitik olistostromal melanj ile karakterize olduğunu belirtmişlerdir.

Kolaylı (1996) , çalışma alanını da kapsayan bölgede Kop Dağları (Erzurum-Erzincan-Bayburt) ultramafik ve mafik kayaların jeolojik, petrolojik ve metalojenik incelenmesi adlı çalışmada, bölgenin jeolojik özelliklerini ayrıntılı bir şekilde incelemiştir. İnceleme alanındaki bütün birimlerin tektonik olarak güneye doğru itildiklerini, en yaşlı birimleri en üstte, en genç olanları da en altta görmeyi mümkün olabileceğini belirtmiştir. Kabuk kalınlaşması olarak bilinen bu durumun K-G doğrultusunda büyük bir sıkışma rejimi ile açıklamıştır. Ultramafitler ve beraberindeki magmatik kayaların ark gerisi bir havzanın ürünleri olduğunu, böyle bir havzada kıta kabuğuna sokulum yapmış olabileceklerini ileri sürmüştür. Kabuğun Liyas öncesinde açılmaya başlaması ile Geç Kretase öncesinde sıkışmaya uğrayarak üst manto yükseliminin sona ermesi, kıtasal bir kabuğun rifleşerek okyanusal bir kabuğun gelişiminin ilk aşaması olarak değerlendirmiştir. Ayrıca ultramafitlerin yerleşim yaşının Jura- Erken Kretase, yüzeyleme yaşının ise Geç Kretase öncesi olduğu sonucuna vurgu yapmıştır. Kromit madenciliği açısından bölgenin son derece verimli olduğunu, önemli kromit yataklarının dunit, nadiren de harzburjitler içinde bulunduğunu, dunit içerisindeki kromit kütlelerinin rezervinin bir kaç yüz tondan 70 bin tona, tenörlerin ise en çok % 55' e kadar değiştiğini, harzburjitler içindeki kromit kütlelerinin ise en çok birkaç bin tona, tenörlerinin ise en çok % 62' ye kadar değiştiğini belirtmiştir. Kromitler ile ilgili yapılan çalışmalar sonucu, bunların kökenlerini, cevher-yan kayaç ilişkilerini, yataklanma şekillerini, strüktürleri ve mikrokimyasal özelliklerini tartışmıştır.

Uysal vd. (2007), Kop bölgesinde yapmış oldukları çalışmada, kromitlerin PGE jeokimyası ve mineralojisini irdelemişlerdir. Kromit kimyasına göre üst mantonun ya da peridotitlerin yüksek derecede kısmi ergimesi sonucuna ve yitim zonu olasılığına vurgu yapmışlardır.

Çiftçi vd. (2008), Kop bölgesinde yapmış oldukları çalışmada, yüksek oranda natrolitten ve daha az oranda pargasit ve albitten oluşan nadir bulunan kayaların varlığından bahsetmişlerdir. Kop bölgesinde peridotitleri kesen (genelde harzburjitler içerisinde) bu kayalar “natrolitit” ve “pargasit natrolitit” olarak isimlendirilmiş ve genelde

diyoritik bileşimli stok ve daykların Na ve Si metazomatizması sonucunda oluştukları ileri sürülmüştür.

Bilici (2010), Kop bölgesinde dunit oluşumunda yüksek oranda Mg ve daha az oranda Si tüketilmiş olduğunu, dunit oluşumundan açığa çıkan Si fazlası, dunit içi klinopiroksenit daykları ile harzburjit içi vebsterit damarlarının oluşumunu sağladığını belirtmiştir. Harzburjit içi piroksen kristal yapısında bulunan Cr' de uygun alanlarda yığışım göstererek kromitit yataklarının ortaya çıkmasına neden olduğunu ifade etmiştir. Kop ultramafitlerinde yapmış olduğu çalışmada dunit ve büyük ölçekli kromitit yataklarının gelişimleri boninitik magma ve dolayısıyla da yitim ile ilişkilendirmiştir. Kromitit yataklanmaları ile piroksenit daykları arasında mekânsal anlamda olduğu gibi genetik açıdan da önemli bir ilişki olduğunu ve piroksenit dayklarının boyutlarının kromititit yataklarının rezervi ile doğru orantılı olduğunu ileri sürmüştür.

Eyüboğlu vd. (2013), Kop ultramafitleri üzerinde yapmış oldukları çalışmada, ultramafitleri kesen, yüksek SiO<sub>2</sub> içeriğine sahip adakitik kayaçların varlığından söz etmişlerdir. Bu kayaçların dasit ve riyodasit bileşime sahip ve küçük intrüzyonlar olduğunu, U-Pb zirkon yaşlandırmasında 52-59 my aralığında değiştiklerini ve en eski adakitik kayaçlar olabileceklerini vurgulamışlardır. Bu adakitik kayaçların tüketilmiş manto bileşenine sahip Doğu Pontid magmatik kayaçların arasında benzersiz olduklarını ve petrojenezinde güney yönlü bir yitim zonuna ait kırılan levha penceresi ile ilişkili olabileceklerini ileri sürmüş ve modellemişlerdir.

### **1.8.2. Ulaş (Sivas) Ultramafitleri ve Çevresinde Yapılan Çalışmalar**

Kurtman (1963), Tecer Dağları'nda yüzeyleyen kireçtaşlarının yalnız Geç Kretase yaşında olmadığını, büyük bir kısmının Eosen kireçtaşı olduğunu ve Kretase kireçtaşlarının bir ters fay ile kuzeydeki Eosen kireçtaşları üzerine itildiğini belirtmektedir. Araştırmacı, Geç Eosen yaşında olan kireçtaşları üzerine Lütésiyen' e ait fliş tabakalarının yer aldığını saptamış ve bunun üzerine uyumsuz olarak gelen jipsli alacalı serinin birbirinden ayrılabilen iki seviyede olduğunu ileri sürmüştür. Bölgede magmatik faaliyet ürünü olarak yalnız serpantinitle yüzeylemektedir. Serpantinleşmenin Geç Eosen' den sonra gelişmiş olabileceğini ancak bu ilişkinin deniz dibinde gelişen tektonizma ile de ilişkili olabileceğini ileri sürmüştür..

Artan ve Sestini (1971), Zara-Beypinarı bölgesinin jeolojisini incelediği çalışmalarında, serpantinitle, Beypinarı bölgesinde Maestrihtiyen - Alt Paleosen kireçtaşları ve BKB - DGD kıvrım eksenli Eosen flişleri üzerine bindirme ile geldiğini, Orta Eosen kireçtaşlarının ise, yer yer serpantinitletlerin üzerini örttüğünü belirtmişlerdir. Bölgedeki tektonik hareketlerin yönünün güneyden kuzeye doğru olduğunu, ofiyolitik kompleksin esas kayacı olan serpantinitletler parçalanmış ve breşik bir yapı gösterdiğini ve bu durumun şaryaj hattı boyunca daha sık görüldüğünü ifade etmişlerdir. Ayrıca gabro, bazalt, radyolarit, metamorfik kayalar ve Mesozoik kireçtaşı blokları ofiyolitik kompleksin bünyesinde bulunduğunu, ofiyolitlerin Geç Kretase zamanında yerçekimi kayması ile kuzeye doğru harekete başladığını ve Bundan dolayı flişler içerisinde Erken ve Orta Eosen zamanında olistostromların oluştuğunu, kıvrımlanma ve şaryaj hareketlerinin Üst Eosen zamanında meydana geldiğini, daha sonraları post-jeosenklinal serileri olan evaporit, kireçtaşı ve kumtaşlarının yaşlı formasyonları örttüğünü ifade etmişlerdir.

Ataman vd. (1975), Erzincan bölgesi ofiyolitleri, Sivas bölgesi ofiyolitlerinin doğu uzantısı olarak düşünmüş ve kuzeyden güneye doğru; peridotitler, serpantinitletler, diyabazlar, gabrolar ve yastık yapılı bazaltlar şeklinde sıralandığını belirtmiştir. Bu ofiyolitlerin güneyde kalan kısmının yapısal olarak oldukça karmaşık olduğunu gözlemlemiştir. Yapısal bakımdan düzenliden karmaşığa doğru sıralanan bu sıralanmanın, üstte yayılma yaptığını ve güneye doğru devrilmiş bir okyanus kabuğunu olabileceğinden bahsetmiştir. Araştırmacılara göre, bu bölge ofiyolitleri, Anadolu Plakacığı ve Doğu Pontid Ada Yayısı arasında Pliyosen'de meydana gelen çarpışma sırasında, yitim zonunun çok derin olmayan düzeylerinde yiten plakadan sıyrılarak kopmuş, üst manto ve okyanus kabuğu parçaları olarak yorumlamışlardır.

Arpat ve Tütüncü (1978), Gürlevik ve Tecer Dağları yöresinde yaptıkları araştırmalarında, serpantin kütlelerinin Maestrihtiyen yaşlı kireçtaşlarının altında, Paleosen yaşlı kireçtaşlarının içerisinde arakatıklar halinde, Eosen flişlerinin altında ve üstünde, Miyosen' in alt seviyesinde ve Pliyosen içerisinde yer aldıklarını belirtmişlerdir. Özellikle Miyosen ve Pliyosen' de yer alan küçük boyutlu serpantin olistolitlerinin yerleşmesindeki tek etkenin yer çekim kuvveti olduğundan ve serpantin gelişlerinin sürekli olmadığından bahsetmişlerdir.

Juteau (1980), Türkiye'deki ofiyolitik kayaçları Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağı, Toros ofiyolit kuşağı ve Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı olmak üzere üç farklı coğrafik bölgeye ayırmıştır.

Çapan (1981a), Marmaris, Pozantı, Mersin, Pınarbaşı ve Divriği ofiyolitlerini incelemiş, ofiyolitlerin iç yapılarını ve litolojik (petrografik-petrokimyasal) özelliklerini belirlemeye çalışmıştır. İncelemelerinde, tüm peridoditlerin metamorfik özellikler taşıdığını, şisti serpantinlerin tektonik zonlar boyunca yer aldığını göstermiştir. Kümeli ve homojen gabrolar Divriği ofiyolitlerinde en yaygın litolojiyi oluşturmakta, tüm masiflerde levha dayklarının yerine izole diyabaz dayklarının yer aldığını belirtmiştir. Marmaris ofiyolitlerinin diğer ofiyolitlerden yaş, kayaç türü ve içyapıları açısından farklı olduğunu belirttiği bu çalışmaya göre Divriği ofiyolitlerinin yerleşim yaşının Maestrihtiyen olması gerektiğinden bahsetmiştir.

Çapan (1981b), Daha önceden iç yapılarını ve litolojik özelliklerini incelediği beş ofiyolit masifinden derlediği peridodit, piroksenit, gabro, dolerit, yastık yapılı bazalt ve amfibolit örneklerinin analiz sonuçlarını 'ortalamalar farkı testi' ile karşılaştırmıştır. Karşılaştırma sonucunda Marmaris-Pozantı, Marmaris-Divriği ve Pozantı-Divriği ofiyolitlerinin birbirinden farklı major element kimyasına sahip olduklarını belirtmiştir.

Çapan (1981c), çalışmasında bu kez kökensel yaklaşımda bulunmak amacıyla, peridodit ve gabro örneklerinin major oksit analiz sonuçlarına 'korelasyon ve faktör analizi' çözümlenmesiyle yaklaşmış ve peridodit ve gabroların, kimyasal değişkenlerin davranışları ve diğer elementlerle olan ilişkileri açısından büyük benzerlikler gösterdiğini belirtmiştir. Bu tür benzer davranışların kayaçların eşkökenli bir magmaya ait olmaları ile gelişebileceğini ve incelenen masiflerdeki peridodit ve gabroların aynı okyanus kabuğunun malzemesine ait olduğunu ileri sürmüştür.

Bayhan ve Baysal (1982), Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) bölgesinde yaptıkları çalışmada, sahada geniş bir alanda dağılım gösteren ofiyolitlerin alttan üste doğru ultramafitler, gabrolar, spilit/diyabazlar ve onların piroklastik türevlerinden oluştuğunu belirtmişlerdir. Aşırı derecede bozunmuş olan ultramafik ve gabroyik kayaçlarda bantlı bir yapı gözleyememişlerdir. Ofiyolitik seriyi oluşturan birimlerde düzenli bir dizilim gözleyememişler ve serini yaşını Geç Kretase olarak kabul etmişlerdir.

Gürsoy (1983), Örenlice-Eskiköy (Sivas) yöresinin stratigrafik ve tektonik özelliklerinin ortaya çıkarılmasını amaçlayan yüksek lisans tezinde allokton ve otokton

birimleri ayırtlamıştır. Allohton konumlu Jura-Erken Kretase yaşlı Çataldağ Kireçtaşları üzerinde tektonik dokanakla yer alan Geç Kretase-Paleosen yaşlı Güneş ofiyolitinin ilişkisi bu çalışmada ortaya çıkarılmıştır.

İnan ve İnan (1987), Tecer kireçtaşlarının stratigrafik tanımlamasıyla ilgili olarak yaptıkları çalışmada Sivas ilinin güneydoğusunda yüzeyleyen Tecer kireçtaşı formasyonun açık griden siyaha kadar değişen renklerde, masif yer yer kalın katmanlı ve sert kireçtaşından oluştuğunu; killi, kumlu, breşik, kavkı kırıntılı ve dolomitik kireçtaşı seviyelerine rastlandığını vurgulamışlardır. Bu birimin Geç Meastrihtiyen-Tanesiyen yaşlı olduğunu ve tektonik duraylılığa sahip resifal-sığ deniz ortamında çökeldiğini belirtmişlerdir. Bu birimin Eosen ve Oligosen yaşlı formasyonlara bindirmiş olması yazarlar tarafından allohton konumlu olduğu şeklinde yorumlamışlardır.

Tutkun vd. (1988), Divriği yöresinin jeolojik, tektonik özelliklerinin ve yer altı zenginliklerinin incelenmesini amaçlayan çalışmalarında, bölgedeki en yaşlı birimin Üst Karbonifer-Erken Kretase yaşlı kireçtaşları olduğunu ve bu kireçtaşlarının üzerinde de tektonik dokanaklı olarak ofiyolit serilerin ve bunların üzerinde de Eosen, Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökellerin bulunduğunu belirtmişlerdir. Bölgedeki granitoyitlerin yaşlarının Geç Kretase ile Eosen arasında çeşitlilik sunduğunu belirten araştırmacılara göre ofiyolitik seriler Geç Kretase yerleşim yaşına sahiptir. Yer altı zenginlikleri kapsamında demir, krom ve mangan yataklarını inceleyen araştırmacılar cevherleşmelerin kökenine dair yaklaşımlarda bulunmuşlardır.

Aktimur vd. (1990), Sivas-Erzincan arasında yapmış oldukları çalışmalarda Erken Kampaniyen-Erken Maestrihtiyen aralığında bölgeye ofiyolitli karışığın yerleştiğini, ancak bu karışığın Miyosen sonlarına kadar kesintili olarak birkaç kez aktarıldığını belirtmişlerdir. Bölgenin Geç Lütésiyen'den itibaren kısmen karalaşmaya başladığını, Geç Miyosen sonlarına doğru tamamen karalaştığını tespit etmişlerdir. Neotektonik dönemde doğrultu atımlı Tecer ve Düzyayla faylarının oluştuğunu, bu faylara bağlı olarak da travertenlerin çökeldiğini belirtmişlerdir.

Koptagel ve Gökçe (1991), Başçayır-Dağönü (Ulaş-Sivas) yöresinde Divriği ofiyolitli karışığının ana bileşenleri ve kromit yataklarının jeolojisini belirlemek amaçlı yaptığı çalışmada, Jura-Erken Kretase yaşlı Çataldağ kireçtaşları ve Geç Kretase-Paleosen yaşlı "Divriği ofiyolitli karışığı" içindeki ofiyolitik birimleri kendi içerisinde ayırtlamıştır.

Araştırmacı ayrıca Miyo-Pliyosen yaşlı Karacaören formasyonunu kendi içerisinde Kızılkayatepe, Eskiköy ve Alibabatepe üyeleri olmak üzere üç birime ayırmıştır.

İnan vd. (1993), Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinde yaptıkları stratigrafi ağırlıklı çalışmada yörede en yaşlı kaya biriminin daha doğuda yer alan Munzur kireçtaşlarının devamı niteliğindeki Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşları olduğunu belirtmişlerdir. Ofiyolitli karışımın yerleşim yaşının en azından Geç Kretase olduğunu saptamış ve bölgede yüzeyleyen batolitin ise yerleşim yaşının Geç Kretase değil Paleosen olabileceğini ifade etmişlerdir.

Gökten (1993), Ulaş doğusunda yaptığı çalışmada, bölgeye ilk ofiyolit yerleşimlerinin Geç Kretase'de olduğunu ve olistostromal olarak yerleşimlerinin ise Oligosen'e kadar sürdüğüne dikkat çekmiştir. Erken Miyosen sonunda bu ofiyolitik melanj naplarının yeniden hareketlenmelerinin İç Torid Süturu'nun kapandığına işaret ettiğini söyleyen yazar Pliyosen ve sonrasında bir serbestleşme rejimi şeklinde geliştiğini belirtmektedir.

Poisson vd. (1996), Sivas Havzası' nın evrimi ile ilgili olarak yaptığı çalışmada, havzanın okyanusaldan çok kıtasal bir temele sahip olduğunu ve bu temelin üst seviyelerinin Üst Kretase sınırında Kırşehir ve Toros Kuşakları üzerine ofiyolitik naplar şeklinde yerleştiğini belirtmiştir. Yazarlar, bir okyanusal havza olarak gereksinim göstermeyen İç Torid Çukuru' nun varlığına dayanarak Kırşehir Masifi' nin Neotetis' in kuzey kolundan ayrı bir blok gibi düşünülmemesi, aksine Doğu Toros Kuşağı' nın kuzey uzantısı olarak alınması gerektiğini vurgulamışlardır.

Çiftçi (2002), Sivas-Kızıldağ ofiyolitlerinin eser element, Ni ve Au jeokimyasının incelediği çalışmasında, Refahiye ofiyolitli karmaşığı'na ait Kızıldağ (Sivas) ofiyolitleri genel olarak ultramafik tektonit kesime ait serpantinleşmiş dünit ve harzburjit; verlit; gabro, piroksenli gabro, hornblendli gabro; mikrogabro; meta - bazalt ve spilitik bazalt'lardan oluştuğunu ve bunların, Neojen magmatizmasına ait aplit, granit, kuvars monzonit ve diyorit ile eş yaşlı volkanizma ürünleri olan andezit ve bazalt türü kayalar tarafından kesildiğini belirtmişlerdir. Ofiyolitler içinde yer yer 4630 ppm'e varan Ni zenginleşmelerinin, cevher mikroskopisi çalışmaları sonucunda linneit, bravogit, gersdorfit, millerit, hazlevodit ve pentlandit gibi nikel - sülfürlere bağlı olduğu tespit etmiş ve ultramafik kayalarda % 0.2 ila % 0.3 oranlarında bulunabilen Ni 'in % 0.46' ya varan



zenginleşmeler gösterdiği, daha detaylı çalışmalar ile olasılıkla işletilebilir tenörlerde nikel zenginleşmelerinin bulunabileceğini ortaya koymuştur.

Yümün ve Kılıç (2006), Doğu Toros' larda (Ulaş-Sivas) yeni bir Triyas bulgusunu açıklayan çalışmalarında, bölgede yüzeyleyen platform türü karbonatların yaşı konusunda farklı ve geniş aralıklı yaşlar öne sürmüşler ve arada bazı düzeylerin eksik olabileceğini saptamışlardır. Bu çalışmalarında Sivas güneydoğusunda yüzeyleyen platform karbonatlarında ilk kez Geç Triyas (Noriyen-Resiyen) yaşlı düzeyler tespit edilmiştir. Munzur ve Sivas bölgelerinin korelasyonu ile bu kireçtaşları Munzur Kireçtaşı' na dahil edilmiştir.

Başbüyük vd. (2009), Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nda Sivas'ın güneyinde serpantinleşmiş peridotitler içerisinde asbest yataklarını inceledikleri çalışmalarında, koyu yeşil renkli bozşmamış peridotitik ultramafik kayaların serpantinitletler içerisinde mercekler biçiminde korunmuş olduğunu, grimsi yeşil, siyah renkli piroksenit, gabro ve diyorit daykları ile kesildiğini belirtmişlerdir. Asbest oluşumlarının yan kayaların yaklaşık 100 m kalınlığındaki tabakalı ve 10- 20 m kalınlığındaki breşik serpantinitletler olduğunu ve tabakalı serpantinitletlerdeki asbest oluşumlarının mm den 4 cm' ye kadar ulaşan kalınlıkta genellikle birbirine paralel onlarca damardan oluştuğunu ifade etmişlerdir.

### **1.8.3. Yeşilova (Burdur) Ultramafitleri ve Çevresinde Yapılan Çalışmalar**

Colin (1962), Fethiye-Antalya-Kas-Finike bölgesinde yaptığı çalışmalarda bölgede Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimlerin yerladığını ve bunların her birinin ayrı bir tektonik üniteyi temsil ettiğini belirtmiştir. Fethiye ve civarında yaygın olarak bulunan ofiyolitik kayaların, hafif serpantinleşmiş harzburjit ve dünitler ile bunları kesen piroksenit, gabro ve diyorit bileşimli dayklardan meydana geldiğini belirtmiştir. Ayrıca ofiyolitlerin bindirmeli olduğunu, aşırı kırık ve çatlaklı bir yapıda bulunduğunu ifade etmiştir.

Balcı vd. (1974), Burdur (Yeşilova-Tefenni) ve Denizli (Acıpayam) arasında yüzeylenen ofiyolitik kayalarda krom, nikel ve kobalt aramaları gerçekleştirmişler ve bunların ekonomikliğini araştırmışlardır. Bu kapsamda bölgede çok sayıda yarma ve arama kuyusu açmışlar, açılan bu yarma ve arama kuyularından alınan örneklerin ekonomik açıdan bir önem taşımadıklarını belirtmişlerdir.

Özgül (1976), Batı Toroslar' ın Bolkardağı, Bozkır, Geyikdağı ve Antalya birlikleri olarak adlandırdığı dört büyük birlikten oluştuğunu belirtmiştir. Menderes masifi ile Geyik dağı birliği olarak adlandırdığı Beydağları otoktonu arasındaki ofiyolitik kayaçları (Likya Napları) Bozkır birliği içerisine dâhil etmiştir.

Sarp (1976), Yeşilova ofiyolitinin petrografik ve petrokimyasal özelliklerini incelemiş, Yeşilova ofiyolitinin tektonitler, kümülatlar, bazik volkanikler ve izole dayklardan meydana geldiğini belirtmiştir. Çalışmacı, Yeşilova ofiyolitine ait kayaçlar üzerinde yapmış olduğu jeokimyasal çalışmalar sonucu ofiyoliti oluşturan kayaçların okyanusal kabuk kökenli olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca Yeşilova ofiyolitinin levha dayk kompleksi içermemesi nedeniyle Penrose konferansındaki ideal ofiyolit dizisine göre "eksik dizi" karakterli olduğunu belirtmiştir.

Yıldız vd. (1976), Bölgede ilk ayrıntılı maden yatakları çalışmalarını yapmışlardır. Çalışmada Yeşilova (Burdur) ve çevresi ile Acıpayam (Denizli) arasında kalan peridotitik kayaçlar içerisindeki kromititlerin prospeksiyonunu yapmışlardır.

Poisson (1977), Batı Anadolu'da yüzeyleme veren kayaçları Beydağları otoktonu, Likya napları ve Antalya napları olmak üzere üç farklı birlik altında toplamıştır. Beydağları otoktonunun Jura-Pliyosen yaşlı kayaçlardan oluştuğunu ve otokton karakterli olduğunu, Antalya naplarının Geç Kretase yaşlı sedimanlardan oluştuğunu ve bunların bölgeye sonradan taşındığını, ofiyolitik kayaçları da içeren Likya naplarının ise Orta Miyosen'de bölgeye yerleştiğini belirtmiştir. Çalışmacı, bölgede görülen ve ofiyolitik topluluğa ait kayaç birimleri ile çok çeşitli yabancı bloklar içeren kaotik karmaşığı ilk defa Kızılcadağ melanjı olarak tanımlamıştır.

Önalın (1979), Elmalı-Kas (Antalya) arasında kalan bölgede jeolojik harita alımı ve stratigrafi çalışması yapmış, çalışma alanında bulunan kayaç birimlerini allakton ve otokton karakterli olarak tanımlamıştır. Ayrıca çalışma sahasında görülen ofiyolitik kayaçların Geç Kretase-Geç Paleosen yaşında olduklarını ve bunların Elmalı melanjı içerisinde yer alan dağınık bloklardan oluştuklarını belirtmiştir.

Schmid (1987), Salda Gölü ve civarındaki hidromanyezit oluşumlarını inceleyerek bunları manyezit olarak değerlendirmiştir. Hidromanyezitlerin yöredeki peridotitler içerisindeki manyezit damarlarının yüzeysel alterasyona uğrayarak taşınmaları ve Salda Gölü içinde çökeltmeleri sonucu oluştuklarını belirtmiştir.

Karaman (1987), Yeşilova-Tefenni (Burdur) batısında kalan alanda jeolojik ve petrografik amaçlı çalışmalar yapmıştır. Çalışmacı, bölgede yüzeyleme veren ve Sarp (1976) tarafından tanımlanan Yeşilova ofiyolitine ait tektonitler, kümülatlar, volkanitler ve bunları kesen mafik bileşimli dayklara ait kayalar üzerinde ayrıntılı mikroskopik çalışmalar yaparak mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemiştir.

Özpınar (1987), Denizli-Acıpayam batısında kalan alanın jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerini incelemiştir. Acıpayam batısında kalan alanda geniş yüzeyleme veren ofiyolitik kayaların baskın olarak harzburjitler, daha az miktarda dünitler ve bunları kesen mafik dayklardan oluştuğunu, "eksik dizi" karakterli olan ofiyolit topluluğunun bölgeye Lütesiyen ve Lütesiyen-Oligosen arası zamanda tektonik olarak yerleştiklerini belirtmiştir.

Kurnaz ve Anıl (1992), Yeşilova-Tefenni çevresinde yaptıkları incelemelerle podiform karakterli, genellikle küçük rezervli cevherleşmelerin masif, saçınımlı, bantlı ve noduler tiplerini ayırarak, bunların bazı sülfür ve manyetit gibi mineralleri kapsadığını belirtmişleridir.

Döyen (1995), Yeşilova Ofiyoliti üzerinde yapmış olduğu doktora çalışmasında, levhaların açılma bölgesinde meydana gelen kısmi ergime ürünü magmadan kristalleşerek ayrılan olivinlerin dünitleri, kromitlerin ise kromitleri oluşturduklarına vurgu yapmıştır. Kromitler ve harzburjitlerin açılma zonlarındaki litosferik levhaya eklenerek devam eden tektonik hareketlerin sonucunda yitim zonlarına ulaştıklarını ifade etmiştir.

Özpınar (1997), İğdir Köyü (Yeşilova-Burdur) civarında yüzeylemiş olan ofiyolitik kayalar ve bunlarla ilişkili olan metamorfik kayaların mineralojik ve petrografik özelliklerini incelemiş ve metamorfik kayaların amfibolit, epidot amfibolit, yeşilist ve volkanik kayalar ardalanmasından meydana geldiğini belirtmiştir. Ayrıca metamorfik kayaların mineral parajenezini belirleyerek, metamorfik kayaların ofiyolitik kayaların üzerlemesi sırasında meydana gelen dinamotermal metamorfizma sonucu oluştuklarını ve metamorfizma sırasındaki sıcaklığın 700–350 °C arasında, basıncın 5-2.5 kbar arasında olduğunu saptamıştır.

Şenel (1997), Batı Toroslarda Acıgöl ve civarının jeolojisi kapsamında yaptığı çalışmada, bölgede bulunan kayalar birimlerini allokton, paraallokton ve neotokton olarak sınıflamış, allokton konumlu Likya napılarının bölgede Bodrum napı, Marmaris ofiyolit napı, Gülbahar napı ve Domuzdağı napılarından oluştuğunu belirleyerek, bu napıları

oluşturan kayaç birimlerini tanımlamıştır. Ayrıca bu napların birbiriyle olan dokanak ilişkileri ile stratigrafi ilişkilerini ortaya koymuştur.

Collins ve Robertson (1998), Güneybatı Türkiye'deki Likya Torosları'nda, Geç Kretase-Geç Miyosen zaman aralığında levha hareketlerinin oluşumlarını incelemişlerdir. Likya Napları'nın yerleşmesinde etkili olan faktörleri saptamaya çalışmışlardır.

Economou vd. (1999), Pindos bölgesinde yaptıkları çalışmada, bölgedeki ofiyolitik seriye ait kromit cepheleşmelerini Batı Anadolu'da gözlenen ofiyolitik seriye ait kromit cevherleşmeleri ile karşılaştırmış ve bu cevherleşmelerin jeokimyasal olarak benzerliklerini ve farklılıklarını ortaya koymuşlardır.

Koralay (2000), Yeşilova ve Tefenni (Burdur) bölgelerini kapsayan çalışmasında Yeşilova ofiyolitini oluşturan ofiyolitik kayaç birimlerinin okyanus tabanı metamorfizmasından etkilenmiş olduklarını belirtmiştir. Bölgedeki tektonitlerin diyabaz ve piroksenit bileşimli dayklar tarafından kesildiklerini belirten çalışmacı, ofiyolitik seri içerisinde gözlemlenen kromit yataklarının harzburjitler içerisinde yer aldığını ve kromit kütlelerinin içerisinde buldukları peridotitlerle eş oluşumlu olduklarını ifade etmiştir.

Baran (2003), Andızlık ve Zımparalık (Fethiye-Muğla) bölgelerini kapsayan çalışmasında tektonitlerde gözlenen hâkim litolojinin harzburjit olup, kromit cevherleşmesinin olduğu bölgelerde dunitik seviyeler tespit etmiştir. Tektonitlerde gözlenen serpantinleşmenin, fay yüzeyleri ve dolerit dayklarının yan kayaçla olan dokanaklarında yaygın olduğunu belirtmiştir.

Çelik ve Chiaradia (2008), Yeşilova (Burdur) kuzey batısında Salda Gölü yakınlarında yapmış oldukları çalışmada, peridotitleri kesen çok sayıda daykların varlığından bahsetmişler ve daykları, petrografik özellikleri ile mevcut jeolojik konumlarına göre üç alt gruba ayırmışlardır. Bunların, peridotitleri kesen dolerit daykları, peridotitleri kesen ve metamorfizmaya uğramış dolerit daykları olarak amfibolit daykları ve metamorfite kesen dolerit daykları şeklinde olduğunu belirtmişlerdir. Jeokimyasal özellikleri neticesinde kayaçların, tipik bir yitim zonu ortamıyla ilişkili olduklarını ve devam eden yitim süreçlerine bağlı olarak farklı zamanlarda oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

Kılıç (2012), Yeşilova (Burdur) bölgesinde, İğdir köyü civarında yapmış olduğu çalışmada, Yeşilova ofiyoliti tabanında yer aldığını öne sürdüğü amfibolitlerin petrolojik ve petrografik özelliklerini incelemiştir. Ayrıca akışkanların metamorfizmadaki rolünü de

değerlendirmiştir. Metamorfizmadaki mineral parajenezi yaklaşık 700°C ve 10-11 kb basınç-sıcaklık değişimlerini karakterize eden amfibolit fasiyesi koşullarının göstergesi olduğunu belirtmiştir. Amfibolitlerin ana oksit ve iz element değerleri N-MORB tipi magmayı, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub> ve Zr değerleri toleyitik bazalt özelliğini, Rb, K, Ba gibi akışkan içerisinde hareketli olan elementlerin yüksek oranlarda olması ise yiten okyanus kabuğundaki metamorfizma süreçlerindeki değişimi işaret ettiğini ifade etmiştir.

Döyen vd. (2014), Yeşilova ofiyolitinin Likya naplarının geniş bir bölümünü oluşturduğunu ve tabakalı dayk kompleksinin eksikliği sebebiyle tipik ofiyolit dizisinden farklı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Genel olarak harzburjitlerle başlayan istifin daha az oranda dunit ve kromitit podları içerdiğini, klinopiroksenitler, tabakalı-tabakasız gabrolar ve plajiyogranitler ile temsil olunduğunu, tektonik ve kümülat dokulu bu kayaçların gabro ve diyabaz türü dayklar tarafından kesildiğini belirtmişlerdir.

## **2. YAPILAN ÇALIŞMALAR**

### **2.1. Materyal ve Yöntem**

Hazırlanan doktora tez çalışması arazi, laboratuvar ve büro çalışmalarını kapsayan bir program çerçevesinde gerçekleştirilmiştir. Yeşilova (Burdur), Ulaş (Sivas) ve Kop (Bayburt-Erzincan-Erzurum) bölgelerini içine alan çalışmada detaylı arazi çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Çalışmanın amacını oluşturan ultramafik, sub-vulkanik ve volkanik kayalar ile kromitlerden alınan petrografik, jeokimyasal ve petrolojik amaçlı örnekler kullanılan materyellerdir. Literatür araştırmaları, konuya ve çalışılan arazilere yönelik yayınların taranması ve değerlendirilmesi şeklinde yapılmış olup özellikle, son yıllarda yapılan çalışmalar ayrıntılı olarak derlenmiştir.

Bölgeleri temsil eden kayalar üzerinde petrografik ve jeokimyasal (tüm kayaç ve mineral kimyası) çalışmalar yapılarak yeni bulgular elde edilmiştir. Söz konusu kayaların kromit oluşumundaki ilişkileri mineralojik, petrolojik ve jeodinamik açıdan değerlendirilmiş ve tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

#### **2.1.1. Arazi Çalışmaları**

Ön arazi çalışmalarında varlığı bilinen kromitlerin, harzburjit, dunit, piroksenitler ile sub-vulkanik kayalarla birlikteliği araştırılıp çalışılacak üç alan belirlenmiştir. Litolojik sınırların gözlenmesi ve örnek alımı olmak üzere iki bölümde yapılan arazi çalışmalarında, daha önceki araştırmacılar tarafından hazırlanan 1/100000 ve 1/25000 ölçekli jeolojik haritalardan faydalanılmış, gerekli kontroller yapılarak ve topoğrafik haritalardan da yararlanılarak çalışma alanına göre değişen detay jeoloji haritaları hazırlanmıştır.

Çalışma alanları içerisindeki kromitler ile birlikte bulunduğu ultramafik, sub-vulkanik kayalardan petrografik, mineralojik ve kimyasal analiz amaçlı örnekler sistematik olarak alınmıştır. Numunelerin alımları sırasında, özellikle çevre kayaların oldukça taze, kromitlerin de deforme olmamış, sağlam ve yöreyi temsil etmeleri açısından homojen yayılımda olmalarına dikkat edilmiştir.

### **2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları ve Analitik Yöntemler**

Büro çalışmasının temelini oluşturan petrografik ve petrolojik incelemeler için alınan örnekler Atatürk Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarlarında yapılmıştır. İnce kesitler üzerinde detaylı bir şekilde mineralojik-petrografik çalışmalar (doku, modal analiz, adlama) gerçekleştirilmiştir. Önemli olduğu düşünülen örneklerden mineral kimyası için parlatılmış ince kesitler hazırlanmıştır. Kromitit örnekleri için de benzer işlemler yapılmıştır.

#### **2.1.2.1. Mikroskop İncelemeleri**

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Atatürk Üniversitesi, Oltu Yer Bilimleri Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarlarında, mineralojik ve petrografik incelemeler için 255 adet ince kesit hazırlanmıştır. Mineralojik ve petrografik incelemeler için, seçilen kayaç örneklerinden kayaç kesme makinesinde yaklaşık 0.5x2x3.5 cm boyutunda plakalar kesilmiş ve bu plakalar 0.1x2.5x4.6 cm boyutundaki ince kesit camları üzerine epoksi ile yapıştırılmıştır. Daha sonra, ince kesitler yaklaşık 0.035 mm kalınlığa kadar aşındırılmıştır.

Çalışma alanlarından derlenen ultramafik, sub-vulkanik kayaç örneklerinin mineral birliktelikleri, mineralojik ve petrografik özellikleri, kimyasal analizlerde kullanılabilir özellikler taşıyan numuneleri, hazırlanan ince kesitler üzerinde polarizan mikroskopta yapılan incelemeler sonucunda belirlenmiştir. Çalışmanın amacına uygun olan örneklerden mikrofotograf çekimi yapılmıştır.

#### **2.1.2.2. Kimyasal Analizler**

##### **2.1.2.2.1. Tüm Kayaç Analizleri**

Çalışma alanlarından derlenen numuneler üzerinde yapılan petrografik incelemeler sonucu alterasyonun en az olduğu belirlenen 50 örnek üzerinde ana, iz ve nadir toprak element analizi yaptırılmıştır.

Tüm kayaç analizleri için K.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü örnek hazırlama laboratuvarında 300-400 gr ağırlığındaki örnekler önce çeneli daha sonrada halkalı öğütücüde yaklaşık 200 mesh tane boyutuna kadar öğütülmüştür. Öğütülmüş örnekler, ana, iz ve nadir toprak element analizleri için ACME Analiz Laboratuvarı (Kanada)'na gönderilmiştir. Ana ve iz elementler ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry), nadir toprak elementler ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) aletleri kullanılarak analizler yapılmıştır. Öğütülen toz örneklerden 0.2 gr alınarak 1.5 gr LiBO<sub>2</sub> ile karıştırılarak, % 5 HNO<sub>3</sub> içeren bir sıvı içinde çözündürülmüştür. Ana elementler % ağırlık, iz elementler ise ppm olarak ölçülmüştür. Nadir toprak elementler ise, toz örneklerden 0.25 gr alınarak dört farklı asit içerisinde çözündürülmüş ve analiz sonuçları ppm olarak belirlenmiştir.

#### **2.1.2.2.2. Mineral Kimyası (EPMA) Analizleri**

Çalışma alanlarından derlenen peridotit, piroksenit, kromitit örneklerine ait minerallerin kimyasal tayinlerinin yapılabilmesi için K.T.Ü Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarında elektron mikroprob analizleri için 24 adet parlatılmış ince kesit hazırlanmıştır. Kayaçlardan, mineral kimyası incelemeleri için kayaç kesme makinesinde yaklaşık 0.5x2x3.5 cm boyutunda plakalar çıkartılmış, daha sonra bu plakalar 0.1x2.5x4.6 cm boyutundaki ince kesit camları üzerine epoksi ile yapıştırılmıştır. Kesitler 0.035 mm kalınlığa kadar aşındırılmış ve daha sonra alüminyum tozda iyice parlatılmıştır. Hazırlanan bu parlatılmış ince kesitler polarizan mikroskopta detaylı bir şekilde incelenerek, elektron mikroprob analizi yapılacak mineraller belirlenmiştir. Belirlenen bu mineraller kesitin yüzeyinde cam kalemiyle daire içine alınarak işaretlenmiş ve mikrofotografı çekilmiştir.

Elektron mikroprob analizleri Main Üniversitesi (ABD) Laboratuvarı'nda yaptırılmış ve analizler için JEOL JXA- 8900L marka mikroprob cihazı kullanılmıştır. Olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve Cr-Spinel mineralleri için analizler gerçekleştirilmiştir. Ancak her üç bölgeden de derlenen sub-volkanik kayaçlardan (diyabaz-dolerit) hazırlanan ince kesitler üzerinde mineralojik incelemelerde alterasyondan dolayı mineral kimyası için seçim yapılamamıştır. Ortopiroksen ve klinopiroksen mineralleri için hızlandırma voltajı 15kV ve ışın akımı 20nA olup sayma zamanı 20sn, olivin ve spinel mineralleri için ise



hızlandırma voltajı 20kV ve ışın akımı 20nA olup sayma zamanı 20sn'dir. Analizlerde kullanılan standartlar, doğal mineral standartları olup, analitik hata ana elementler için %1'den ve iz elementler için ise 200 ppm' den daha azdır. Silikat ve oksit minerallerindeki elementlerin oksit bazındaki ölçüm alt sınır limitleri (% ağı.) Si, Al, K, Ti, Ca, Na için 0.01, Mg için 0.02, Cr için 0.03, Fe ve Ni için 0.04 ve Mn için 0.06 olarak belirlenmiştir. Spinel minerallerine ait Fe<sup>2+</sup> ve Fe<sup>3+</sup> dağılımları, mineral formülü kullanılarak hesaplanmıştır.

### **2.1.2.2.3. LA-ICP-MS Analizleri**

Arazi çalışmalarından derlenen örneklerden Atatürk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Örnek Hazırlama Laboratuvar' ında analizler için özel plakalar hazırlanmıştır. Mineral seçimi yapılabilmesi için ince kesitlerin kalınlığı en az 50 µm kalınlığında ve lazer analizi için uygun olacak şekilde hazırlanmış ve parlatılmıştır. Seçilen olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve Cr-spinel minerallerinden iz ve nadir toprak element (NTE) analizleri, Houston Üniversitesi (ABD) Yer ve Atmosferik Bilimler Bölümü Laboratuvarları' nda yapılmıştır. Frekans nokta aralığı 213nm ve > 4.0 mJ/atış lazer enerjisine sahip CETAC LSX-213 marka lazer cihazı kullanılarak yapılan analizlerde, belirlenen mineral için daha önce yapılan mikroprop analiz sonuçlarından standart değerler girilerek iz ve NTE içerikleri ppm mertebesinde ölçülmüştür.

## **2.2. Büro Çalışmaları**

Büro çalışmalarında arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen bulgular ve verilerin değerlendirilmesi yapılmıştır. Arazi çalışmalarından elde edilen bilgiler ile jeolojik haritalar ve stratigrafik kolon kesitler yeniden derlenmiştir.

Mineralojik ve petrografik bulgular, tüm kayaç ve mineral kimyası analiz sonuçlarından elde edilen veriler, çeşitli hazır paket programlar kullanılarak grafik ve tablo haline getirilmiş ve değerlendirilmiştir. Literatürde çeşitli araştırmacılar tarafından öne sürülen formüller yardımıyla hesaplamalar yapılmış ve grafik çizimleri gerçekleştirilmiştir.

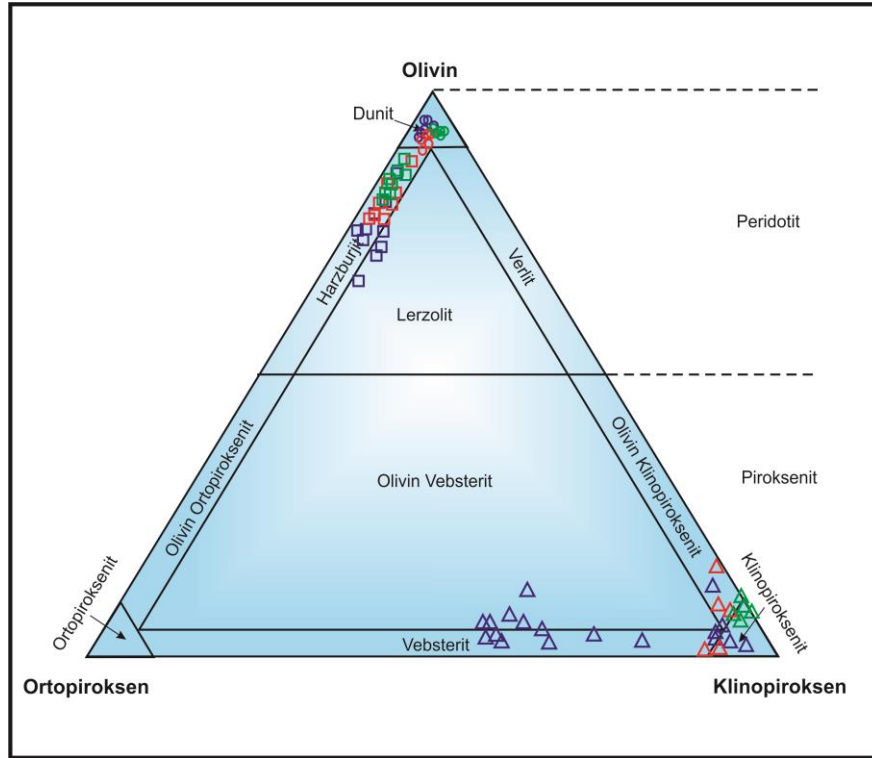
Sonuç olarak arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sonucunda elde edilen tüm veriler birleştirilip değerlendirilmiş, yorumlamalar yapılarak K.T.Ü Fen Bilimleri enstitüsü tez yazım kurallarına göre tez yazımı tamamlanmıştır.

### 3. BULGULAR

#### 3.1. Giriş

Tez konusu kapsamında, Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerinde ultramafik kayaçların yanında özellikle kromitlere yakın alanlarda yüzeyleyen sub-volkanik kayaçların stratigrafik, petrografik, mineral kimyası ve jeokimyasal özellikleri ortaya konulmuştur.

Her üç bölgeye ait ultramafik kayaçlar, modal mineralojik bileşimleri dikkate alınarak sınıflandırılmıştır (Şekil 11). Çalışma alanlarının üçünde de yer yer deforme olmuş harzburjitler ve onlara göre daha az oranda yayılım gösteren dunitler hâkim litolojik birimlerdir. Harzburjitler bölgeden bölgeye değişen farklı modal mineralojik bileşime sahiptirler. Kop bölgesinden derlenen harzburjitlerin klinopiroksen içerikleri, Ulaş ve Yeşilova bölgelerine nazaran belirgin olup değişkendir.



Şekil 11. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerine ait ultramafik kayaçların modal mineral bileşimlerine göre Ol-Opir-Kpir üçgen diyagramdaki yerleri. Mavi: Kop, Kırmızı: Ulaş ve Yeşil: Yeşilova örneklerini temsil etmektedir.

Ultramafik kayalardan piroksenitler de bölgeden bölgeye değişen modal mineralojik bileşimlere sahiptirler. Kop bölgesindeki piroksenitlerin, yer yer dunitleri kesen ve daha çok dayk şeklinde klinopiroksenit, harzburjitleri kesenlerin ise daha çok damar şeklinde vebsterit oldukları gözlenmiştir. Ancak, diğer bölgelerdeki arazi çalışmalarında piroksenitlerin yayılımı Kop bölgesinin aksine daha az olduğu ve genellikle klinopiroksenit bileşime sahip oldukları belirlenmiştir.

Her üç bölgede yapılan çalışmalarda, tez bünyesinde sub-vulkanik kayalar olarak sınıflandırılan, çoklukla harzburjitik peridotitleri kesen, kromitit zonlarına yakın alanlarda yer alan ve kalınlıkları yer yer birkaç metreyi geçen dayklar bulunmaktadır. Mikroskop çalışmalarında çok altere olduğu gözlenen bu daykların, modal mineralojik bileşimleri ve jeokimyasal analiz sonuçları dikkate alındığında bölgeden bölgeye farklı bileşimlerde olduğu görülüp, genelde dolerit ve diyabaz ancak, Kop bölgesinde yer yer andezitlerden kuvarslı andezitlere kadar değişen kayalar oldukları belirlenmiştir.

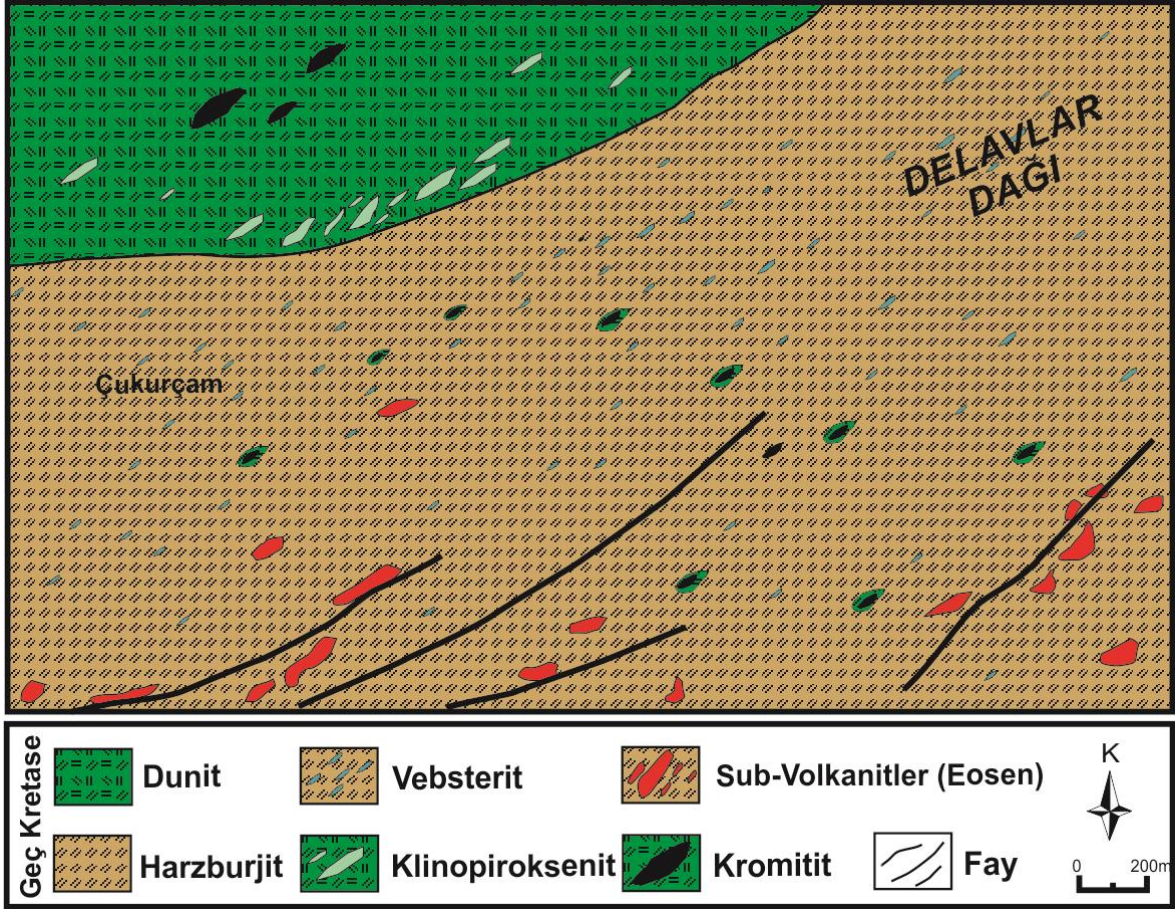
Çalışma alanlarından derlenen ultramafik kayalar üzerinde yapılan mineral kimyası ve jeokimyasal analizler değerlendirilmiştir. Ancak, sub-vulkanik kayalardaki aşırı alterasyon etkisi sebebiyle mineral seçimi yapılamamış ve dolayısıyla sadece tüm kayaların jeokimyasal analiz sonuçları değerlendirilmiştir.

## **3.2. Stratigrafi ve Petrografi**

### **3.2.1. Kop Bölgesi**

Çalışma alanlarının birincisi olan Kop bölgesi, Erzurum, Erzincan ve Bayburt illerinin ortak noktasında yer almaktadır. Doğu Pontidlerin güney zonunda yer alan Kop ultramafik kayaları ve bunlarla birlikte bulunan sub-vulkanik kayalar (diyabaz, andezit-kuvarslı andezit) üzerinde yapılan çalışmalarda, arazi gözlemlerinin yanında, petrografik incelemeler gerçekleştirilmiş ve harzburjit, dunit, piroksenit, sub-vulkanik ve yer yer volkanik bileşimde kayalar ile kromitit birlikteliğinin stratigrafik ilişkileri belirlenmiştir.

Çalışma alanında yer alan kayalar, çoklukla harzburjit ve daha az oranda dunitlerden ibarettir. Harzburjitleri ve dunitleri kesen piroksenit damar ve daykları ile özellikle harzburjitik peridotitleri kesen değişik boyutlarda, ancak, az oranda yayılım gösteren sub-vulkanik ve volkanik kayalar gözlenmiştir (Şekil 12).



Şekil 12. Kop Dağı ve çevresinin jeoloji haritası

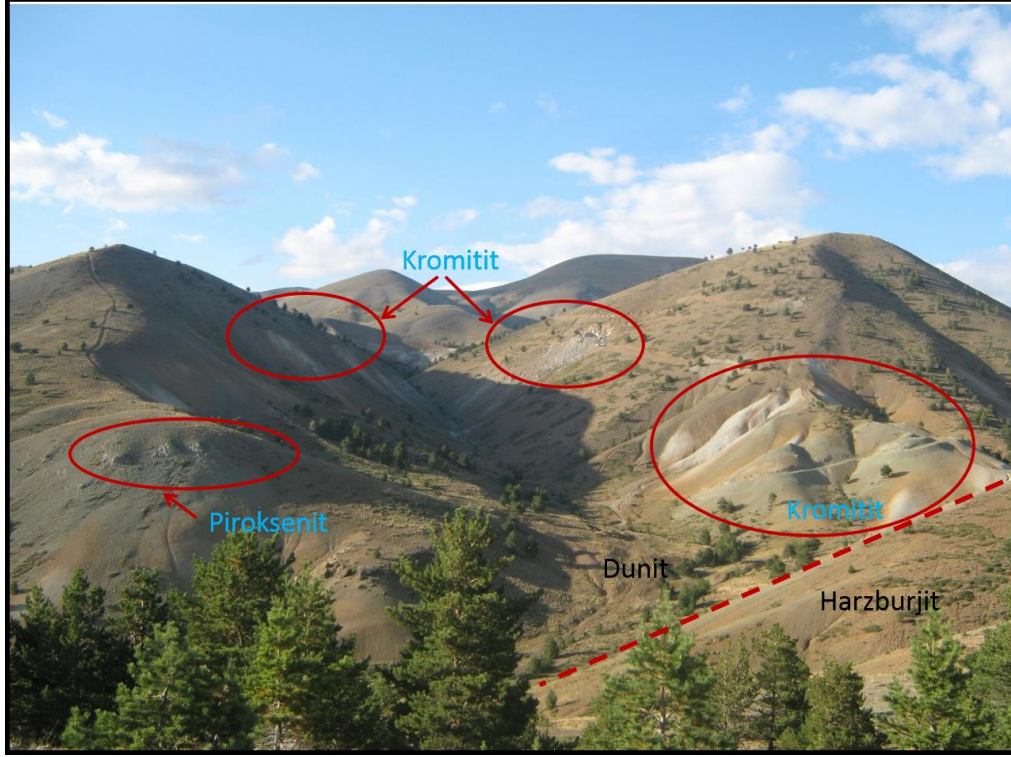
Farklı boyutlardaki kromititler, hem harzburjit hem de dunitler içinde bulunmaktadır. Özellikle kromititlere yakın alanlarda yoğunlaşan klinopiroksenitlerin, dunitleri kesen dayklar şeklinde olduğu gözlenmiştir. Harzburjitik peridotitleri kesen vebsterit damarlarının ve yine harzburjitik peridotitleri kesen, dolerit, mikrodiyorit ve daha çok natrolitleşmiş (Çiftçi vd., 2008) andezit ve kuvarslı andezit gibi sub-volkanik kayaların da kromititlere oldukça yakın alanlarda yayılım gösterdikleri belirlenmiş ve çalışma alanının ayrıntılı jeoloji haritasında gösterilmiştir (Şekil 12).

### 3.2.1.1. Harzburjitler

Kop ultramafik kayaçları içerisinde yer alan harzburjitler, arazide kızılımsı renkleri ile karakteristik olup dunitlerle olan kesin sınırları yer yer oldukça belirgindir. Harzburjitik peridotitler içerisindeki dunit zonu içerisinde piroksenitler ile kromititlerin birlikteliği net bir şekilde gözlenmiştir (Şekil 13). Çalışma alanında hâkim litolojik birim olan yer yer koyu kahve ve yeşil renklerde de mostra veren bu kayaçlar arazide bazı bölümlerde yoğun



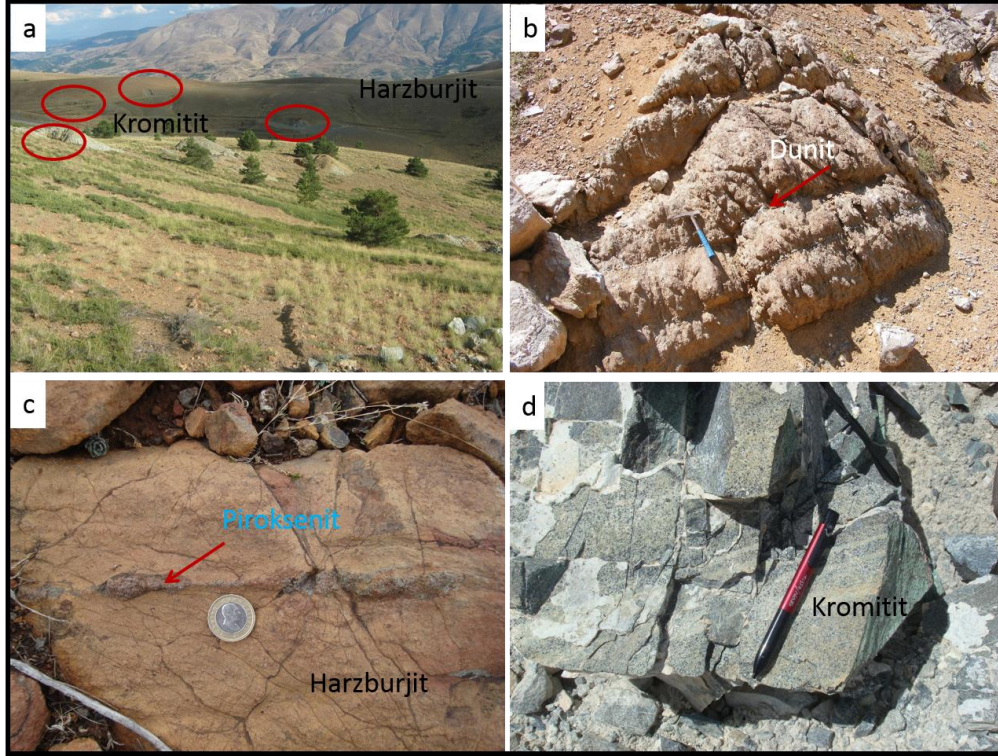
serpantinleşmeden dolayı içerisindeki birincil mineralleri görmek genellikle son derece zor, bazı durumlarda da imkânsızdır (Şekil 14). Ancak, bileşimlerindeki ayrışmaya karşı daha duraylı olan piroksenlerin varlığı diğer kayalardan kolaylıkla ayırt edilmelerini sağlamaktadır.



Şekil 13. Kop ultramafitleri içerisinde harzburjit-dunit sınırı ve değişik boyutlardaki piroksenitler ile kromitlerin uzaktan görünümü.

Harzburjitlerden alınan örneklerin mikroskopta incelenmesi sonucu serpantin minerallerindeki dokulardan ve kalıntı (relict) minerallerden hareketle modal mineralojik tayin yapılarak kayaç adlanması yapılabilmektedir. Harzburjitlerin polarizan mikroskopta tespit edilen mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;

Doku, genellikle özşekilsiz taneli, kısmen de poikilitik ve otoklastiktir. Yapı olarak da kısmen bantlı bir yapıya sahiptir. Bazı örneklerdeki olivin ve piroksen kristallerinde belli bir yönde uzama ve bu uzamaya dik bol kırık ve çatlaklar görülür. Yer yer kromit kristallerinin bu uzamaya eşlik ettiği ve bu kristallerin birbirine paralel olarak dizildikleri görülür (Şekil 15a ve b).

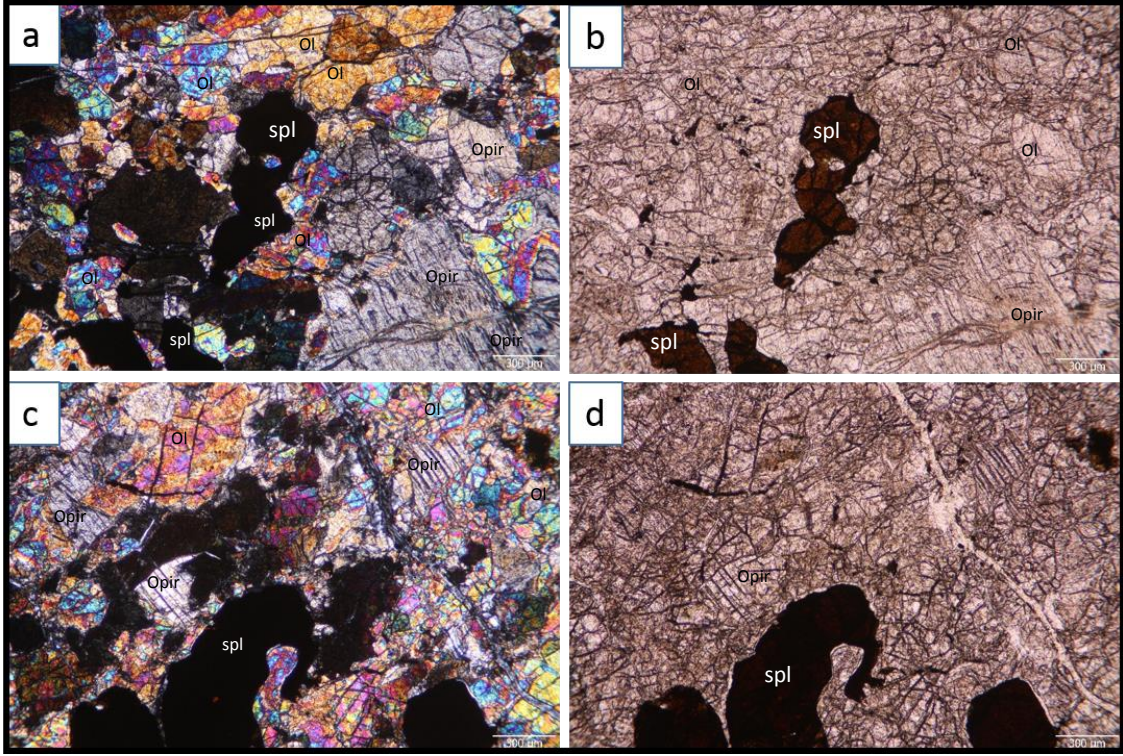


Şekil 14. Kop bölgesinde; a) Harzburgitler içerisindeki kromititlerin uzaktan görünümü, b) Dunitlerin arazideki görünümü, c) Harzburgit içerisindeki piroksenit bantının görünümü, d) Kromititlerin yakından görünümü.

Olivin, modal olarak kayacın % 65 ile 80' ini oluşturur. Tamamen öz şekilsiz ve ortalama 2 mm çapında kristaller halindedir. Kırıkları ve kenarlarından itibaren kısmen veya tamamen serpantinleşmiş olan olivinlerde ağsal doku belirgindir. Tek nikolde renksiz, çift nikolde daima dalgalı sönmeli olup üçüncü sıranın renklerine sahiptir. Optik eksenlerden birine dik kesitlerinde 2V açısının 80 ile 85° arasında değiştiği ve optikçe negatif ve pozitif karakterli oldukları, bileşimlerinin ise genellikle forsterit kısmen de krizolit olduğu belirlenmiştir. Olivin kristallerinde dalgalı sönme yanında otoklastik doku da tektonik olayları teyit eden bir diğer özelliktir. Bu dokunun olduğu kısımlarda iri olivin kristallerinin etrafında onları çevreleyen çok daha küçük olivin kristallerinden oluşurlar. Çevreleyen bu olivin kristallerinin çok küçük olmasından dolayı bileşimleri tespit edilememiştir (Şekil 15a).

Enstatit, modal olarak kayacın % 18 ile 30'unu oluşturur. Kayaçta genellikle öz şekilsiz, kısmen de yarı öz şekilli 2-5 mm boyutunda kristaller halinde bulunur (Şekil 15a ve c). Olivine oranla daha az kırıklı olup onlara oranla daha az serpantinleşmiştir. Dik sönmeli olan kristallerdeki bükülmeler deformasyonun izlerini belirtir. Bu durumda kristallerdeki sönme açısının 6° ye kadar ulaştığı görülür.





Şekil 15. Kop ultramafik kayalarından harzburgitlerin ÇN ve TN mikroskobik görünümleri. (spl: spinel, ol: olivin, Opir: ortopirosken)

Diyopsitik ojit, kayaçta modal olarak % 1-3 oranında bulunur. Genellikle olivin ve enstatit kristalleri arasında öz şekilsiz ve onlara oranla daha küçük ve daha ayrışmasız kristaller halinde bulunur (Şekil 15a ve c). Kısmen de tamamen ayrışarak kafes dokulu serpentine dönüşmüştür.

Krom spinel, kayaçta genellikle 2-5 mm boyutunda özşekilsiz kristaller halinde ve genellikle olivin içinde bulunur. Tek nikolde koyu kahveye yakın (Al' ca daha zengin spinel) rengiyle (Şekil 15b ve d) belirgin olup yoğun serpantinleşmiş örneklerde ise çevreleri manyetitleşmiştir.

### 3.2.1.2. Dunitler

İnceleme alanının kuzey batısında geniş bir alanda gözlenen dunitlerin, harzburgitler ile olan yaklaşık sınırları yer yer belirlenebilmiştir (Şekil 13). Ancak, harzburgitler içerisinde çok daha dar alanlardaki dunitler ise yalnızca ince kesit incelemeleri ile tespit edilebilmişlerdir. Dunitik birimlerin birkaç metre genişliğe birkaç on metre boya sahip küçük mercekleşmiş şekillerde yüzeylendiği alanlar olmasına rağmen Kop ultramafik kayaları içerisinde yer yer birkaç yüz metreye yaklaşan genişliğe sahip dunit zonu gelişmiştir.

Büyük boyutlu kromitit yatakları da özellikle bu zon içerisinde yoğunlaşmıştır. Ancak, harzburjitler içinde dar alanlarda yüzeyleyen dunitler ise daha küçük kromitit gövdeleri içermektedir (Şekil 14a). Son derece serpantinleşmiş olan bu dunitler arazide görsel olarak yer yer zor ayırılmaktadırlar.

Dunitik kayaçların incekesit incelemeleri sonucunda tespit edilen genel mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;

Doku ksenomorf taneli, kümülatik dokuyu andıran birbirine paralel olarak uzamış kristallerin içerdiği yoğun çatlak sistemine bağlı (Şekil 16d) olarak gelişmiş ikincil serpantinleşme dokuları şeklindedir. Serpantinleşme dokusu olarak ağsal doku yer yer belirgindir.

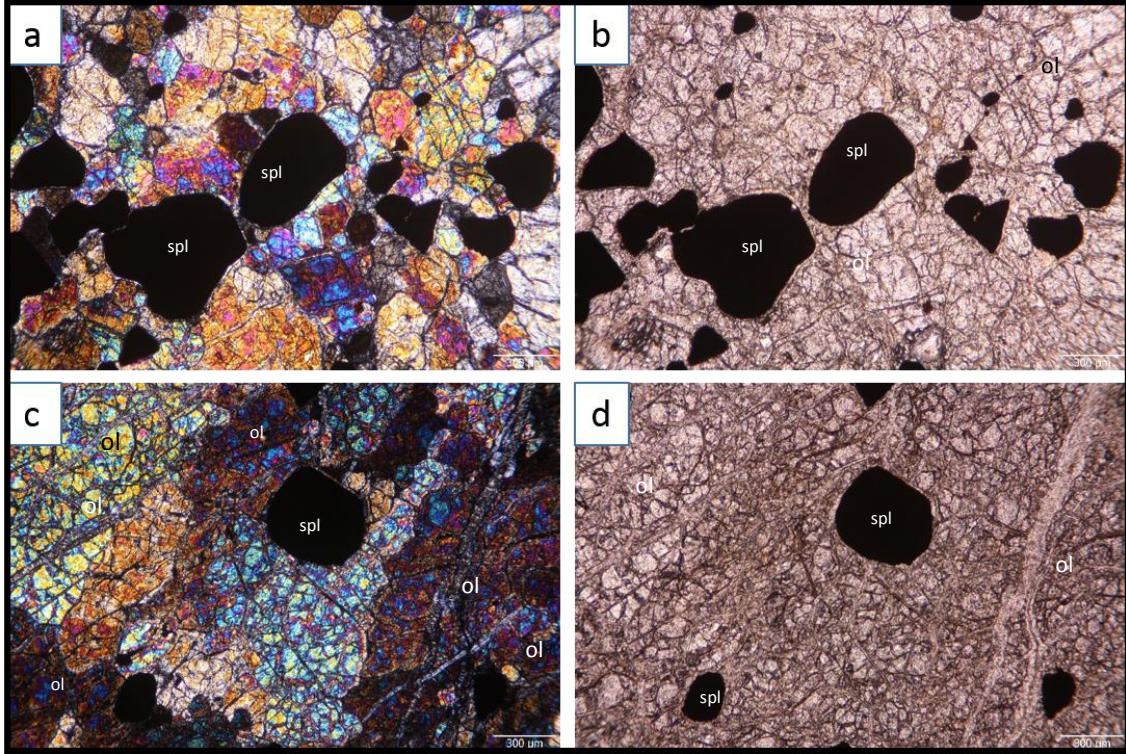
Olivin, birincil silikatların tamamına yakını (% 90-95) oluşturur. Kop ultramafitleri içerisinde dunitler genellikle son derece ayrılmış olmasına rağmen, arazi çalışmalarında derin açılan bir kromitit sahası civarından alınan örneklerde oldukça taze dunitlere de rastlanmış olup mikro fotoğraflarında da görülmektedir (Şekil 16). Daha önce bölgede tarafımızdan yapılan çalışmalarda göremediğimiz taze dunit seviyesine bu çalışmada ilk kez rastlanmıştır. Yoğun serpantinleşmiş dunitler içerisinde ise olivinler ancak kalıntı olarak bulunmaktadır. Ancak kristallerin ayrışarak kenarlarının ikincil manyetite dönüşmüş olmasından dolayı, birincil kristal sınırını belirlemek kolaydır.

Klinopiroksenler, özellikle serpantinleşmiş dunitler içerisinde % 1-2 civarında gözlenmiş olmasına rağmen, taze dunit örneği içerisinde hiç gözlenmemiştir (Şekil 16).

Krom spineller, genelde dunitler içerisinde % 5' i geçmeyen oranda bulunur. Ancak kromitit kütesine yakın alandan alınan örnekler içerisinde yoğun bir şekilde krom spinel kristallerini görmek mümkündür. Krom spineller, bu dunit örnekleri içerisinde yer yer % 10' dan fazla oranlarda bulunmakta ve bordo (vişne çürüğü) renkleriyle karakteristiktirler (Şekil 16b ve d). Kromitit kütlelerinin yoğun olduğu alanlar dışında, dunitlerin kromit kristalleri açısından son derece fakir olduğu düşünülmektedir.

Serpantin mineralleri, özellikle yoğun serpantinize dunit örneklerinde ve yer yer taze örneklerde bile olivin kristallerinin serpantinleşme ürünü olarak krizotil, antigorit şeklinde gözlenmişlerdir. Bunları, serpantinleşme ürünü olarak kristallerin genellikle birincil sınırları ve çatlakları boyunca manyetitleşme izlerini görmek olağandır (Şekil 16d).





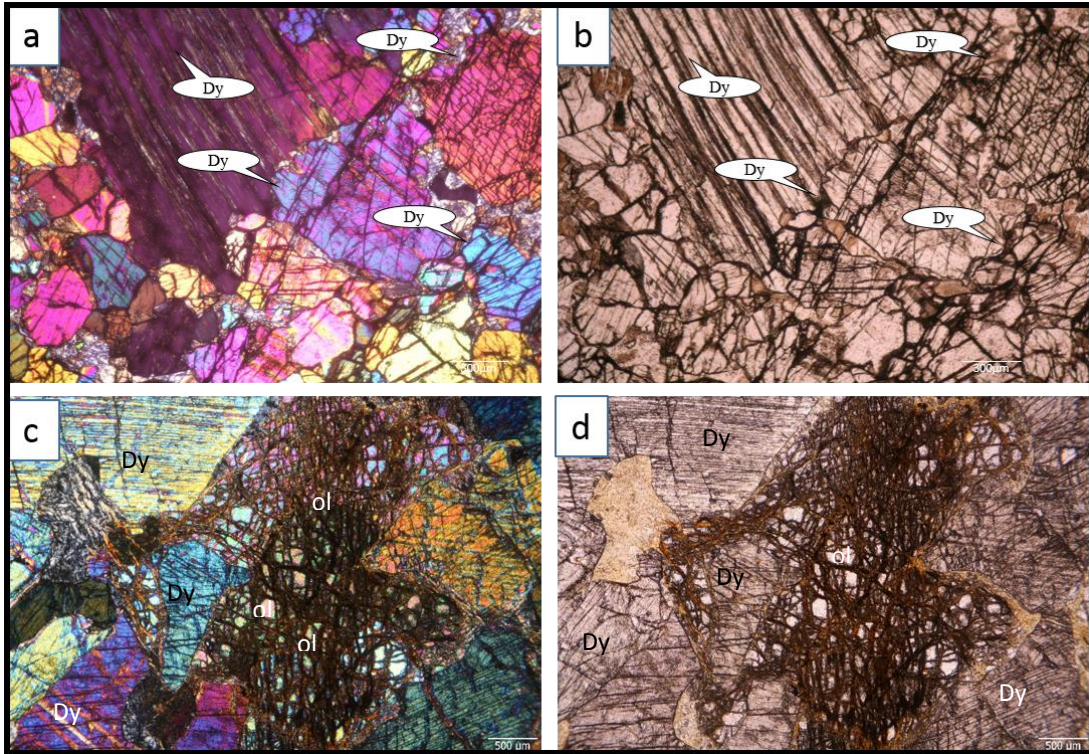
Şekil 16. Kop ultramafik kayalarından taze dunitlerin ÇN ve TN mikroskobik görünümleri. (spl: spinel, ol: olivin)

### 3.2.1.3. Piroksenitler

Çalışma alanında yer alan piroksenitler, harzburjit ve dunitler içerisinde dar alanlarda gözlenmişlerdir. Piroksenitler arazide çok kolay tanınırlar. Kop ultramafik kayalarından harzburjitler içerisindeki piroksenitler daha çok “vebsterit” ve “olivin vebsterit” olmak üzere genellikle 2- 40 cm kalınlığında değişen boyutlarda, damarlar şeklinde ve dar alanlarda yüzeyleme verirler (Şekil 14c). Ancak büyük kromitit kütlelerine sahip serpantinize dunitlerin içerisinde 3-10 m kalınlıkta ve 20- 60 m boyunda değişen “klinopiroksenit” olarak büyük boyutlarda dayklar şeklinde yüzeylemektedirler. Arazi gözlemlerinde aşınmaya karşı çok daha dirençli olmalarından ötürü uzaktan tanınmaları oldukça kolaydır (Şekil 13). Özellikle klinopiroksenit daykları olmak üzere piroksenitler haritalamada abartılı olarak işaretlenmişlerdir (Şekil 12). Genellikle kromitit içeren dunitlerin yakın alanlarında yığışım gösteren bu kayaların kromititlerle ile genetik bağlarının olduğu açıktır.

Piroksenitlerin ince kesit incelemeleri sonucunda tespit edilen genel mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;

Holokristalin tanesel dokuda gözlenen bütün klinopiroksenitler, bol miktarda iri taneli klinopiroksen ve çok az oranda serpantinleşmiş olivin ve opak minerallerden oluşmaktadır. Klinopiroksenlerin, yarı özşekilli- özşekilsiz iri taneli ve dilinimleri boyunca opaklaşmalar (manyetit) olduğu gözlenmiştir (Şekil 17a ve b). Klinopiroksenlerin bir kısmı, deformasyonlara bağlı olarak bükülmeler ve dolayısıyla dalgalı yanıp-sönme göstermektedirler.



Şekil 17. Kop ultramafik kayalarından ayrışamamış klinopiroksenit (a ve b) ve olivin vebsterit (c ve d) örneklerinin ÇN ve TN görünüşleri. (Dy: diyopsit, ol: olivin)

Olivinler, özellikle holokristalin tanesel doku gösteren vebsterit ve olivin vebsteritlerde modal olarak % 2 ila 5 oranında tespit edilmiştir. Kısmen veya tamamen serpantinleşmiştir (Şekil 17c). Olivin içeriklerinin fazla olduğu örnekler, “olivin vebsterit” olarak nitelendirilmiştir.

Hiperstenler, vebsteritler içinde % 35-67 oranında (Şekil 17c ve d) bulunur.

Diyopsit ve diyopsitik ojit mineralleri özellikle dunitler içerisinde gözlenen klinopiroksenitlerin modal olarak % 90’ dan fazlasını oluştururlar (Şekil 17a ve b). Ancak, vebsteritler içerisinde kayacın modal anlamda % 30-60’ ını oluştururlar (Şekil 17c ve d).



Genellikle serpantinleşmeye dayanıklı olarak gözlenen bu minerallerin bazı örneklerde yer yer krizotile dönüştüğü de belirlenmiştir.

Klinopiroksenitlerde olduğu gibi vebsterit örneklerinde de manyetitler, genellikle yarı öz şekilli kristaller halinde ve piroksenlerin dilinimleri boyunca gelişmişlerdir.

Bazı kesitlerde az da olsa krom spinellere de rastlanmıştır.

#### **3.2.1.4. Sub-Vulkanik Kayaçlar**

Kop bölgesinde özellikle harzburjitik peridotitleri kesen ve çalışma alanında yer yer diyabazlar ile çoklukla natrolitleşmiş andezit ve kuvarslı andezitlerden oluşan sub-vulkanik kayaçlar küçük stok/apofiz/dayklar halinde ve çapı birkaç on metrelik mostralar halinde yüzeylenirler. Çalışma alanında harzburjitelere kesmelerinin yanında, özellikle kromitit kütlelerine yakın alanlarda ancak belirli bir zonda gözlenen bu kayaçların, kromititlerin oluşumuyla ilişkili oldukları düşünülmüştür. Dar alanlarda ve birbirine çok yakın bu küçük mostralar, haritaya abartılarak işlenmiştir (Şekil 12).

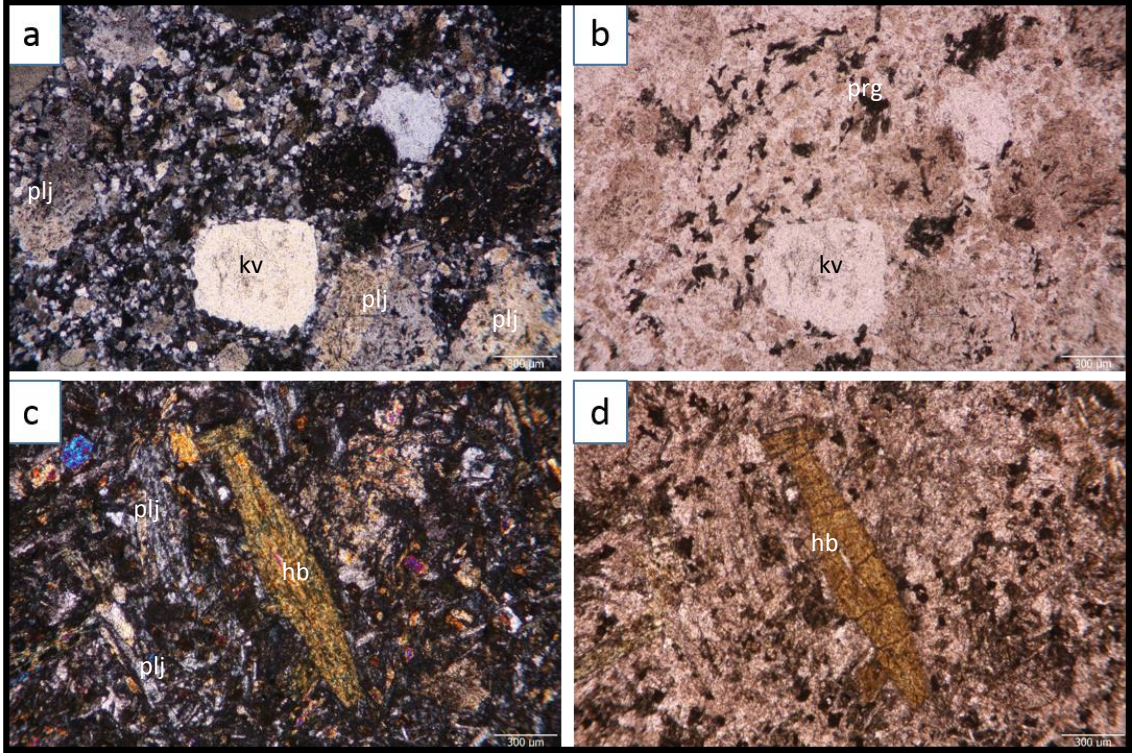
Kayaçlardan alınan örneklerin mikroskopik inceleme sonuçları aşağıda sunulmuştur:

Doku, genellikle porfirik kısmen de entersertaldır (Şekil 18).

Plajiyoklaslar ve yer yer kuvarslar açık renkli minerallerin tamamını oluşturur. Genellikle birbirine yaslanmış latalardan halinde gelişmişlerdir. Latalar arasındaki çok açılı boşlukları aşırı derecede altere olmuş piroksen kristalleri doldurur (Şekil 18c). Böylece bu birimin bir çeşit mikrodiyorit olan dolerit olabileceği ancak ayrışmadan dolayı diyabaz özelliği gösterdiği belirlenmiştir.

Ojit, plajiyoklas lataları arasındaki çok köşeli boşlukları doldurup kayaç içinde modal olarak en çok % 5-10 aralığında bulunurlar. Kısmen veya tamamen kloritleşmiş (Şekil 18c ve d) veya uralitleşme ile amfibole dönüşmüştür. Nadir olarak gözlenen amfibol fenokristallerin ise pargasite dönüştükleri görülmüştür (Şekil 18c ve d). Amfibollerde kloritleşmeler de gözlenmiştir.

Na ve Si metazomatizması sonucu gelişen natrolitleşmenin yoğun bir şekilde gözlendiği kuvarslı andezit ve dasit oldukları belirlenen volkanik kayaçlarda alterasyon izleri oldukça belirgindir (Şekil 18a ve b).



Şekil 18. Kop ultramafitleri ile birlikte bulunan sub-volkanik kayalara (andezit, kuvarşlı andezit) ait ÇN ve TN mikroskopik görünümleri. (plj: plajiyoklas, hb: hornblend, prg: pargasit, kv: kuvars)

Klorit, ojitin ve amfibollerdeki ayrışmalar sonucunda gelişmiş olarak kayalarda bulunmaktadır.

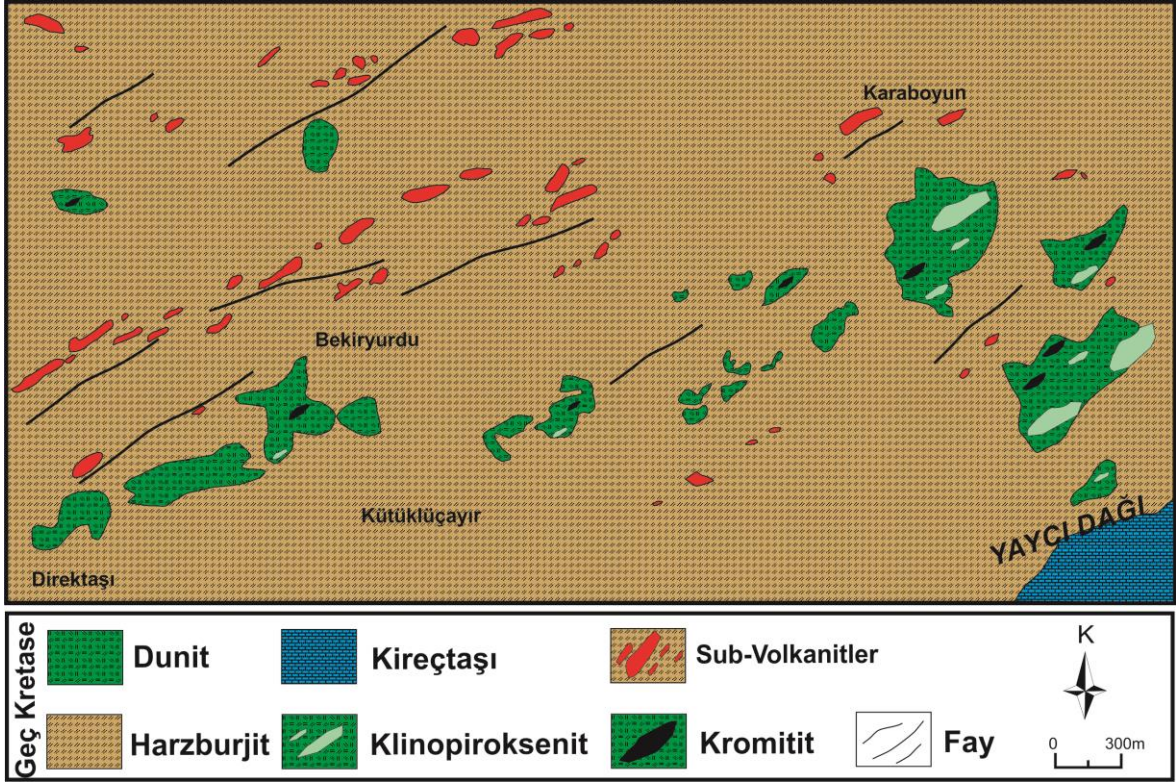
Amfibole dönüşmüş piroksenler ise, kayaçta ojitin ayrışması ile gelişmiş olarak ancak klorite göre daha az oranda bulunmaktadır.

Opak mineraller çok daha az oranda ve tamamen manyetitten oluşmaktadır. Bu manyetitleşmeler genellikle amfibol minerallerinin dilinimleri boyunca gözlenmiştir.

### 3.2.2. Ulaş (Sivas) Bölgesi

Çalışma alanlarının ikincisi, Ulaş (Sivas) yöresindeki Tecer mevki doğusunda yer almaktadır. Yapılan arazi çalışmalarında önceki araştırmacılar tarafından Divriği ofiyoliti olarak adlandırılan (Öztürk vd., 1988) birime ait ve tez kapsamında Ulaş ultramafitleri olarak nitelendirilen kayalar ile kromitlerin yanı sıra, bunlarla birlikte bulunan sub-volkanik kayaların stratigrafik ilişkileri belirlenmiş ve çalışma alanına ait detay jeolojik haritası hazırlanmıştır (Şekil 19).





Şekil 19. Teger doğusu (Ulaş, Sivas) ve çevresinin jeoloji haritası.

Çalışma alanında yüzeyleyen ultramafik kayalar, çoklukla harzburjit ve daha az oranda dunitlerden ve piroksenitlerden oluşmaktadır. Kop bölgesinden farklı olarak, harzburjitleri ve dunitleri kesen piroksenit damar veya daykları bu bölgede fazla yoğun değildir. Ancak bu bölgedeki çalışma alanında, özellikle harzburjitik peridotitleri kesen değişik boyutlarda ve çok fazla sayıda sub-volkanik kayaların, dayk şeklinde ve genellikle kromititlere yakın alanlarda yoğunlaştığı gözlenmiştir (Şekil 20 ve 21).

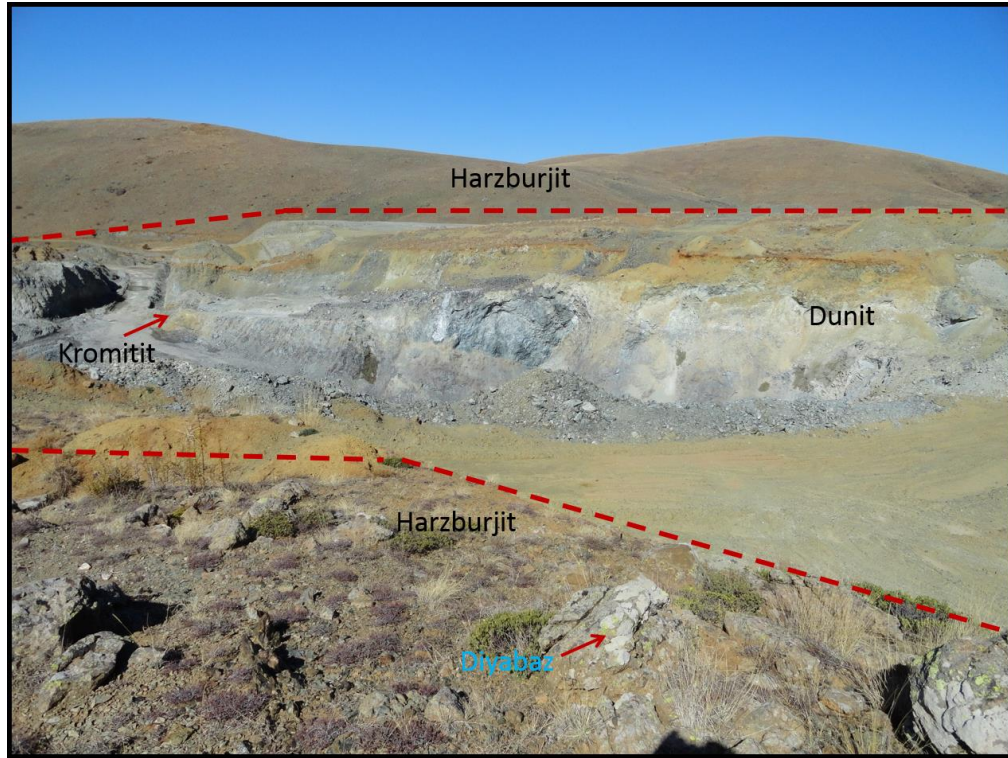
Ulaş ultramafitleri üzerinde yapılan çalışmalarda, farklı boyutlardaki kromititlerin, harzburjitlere bağlı olarak çok daha lokal alanda yüzeyleyen dunit zonları içinde buldukları gözlenmiştir. Kromitit kütlelerinin bulunduğu alanlara yaklaştıkça yoğunlaşan sub-volkanik kayalardan diyabaz, dolerit vb. daykların varlığı, kromitit oluşumları ile jenetik anlamda ilişkili olabilecekleri yönünde fikir vermiştir. Benzer şekilde, çalışma alanında gözlenen bu daykların, Kop bölgesindeki sub-volkanik kayalar gibi sadece harzburjitik peridotitleri kesen damar kayalar oldukları tespit edilmiştir (Şekil 19).

Piroksenitler ise sub-volkanik kayalara oranla çok daha dar bir alanda yüzeylenmektedirler. Piroksenitlerin, çalışma alanında Yaycı dağı kuzeyinde büyük kromitit kütlelerine yakın kısımda yoğunlaştığı gözlenmiştir (Şekil 21c). Dar alanlarda

gözlenen bu piroksenitlerin yer yer 300 m' yi geçen uzanımları da tespit edilmiş ve haritaya abartılarak işlenmiştir (Şekil 19).

### 3.2.2.1. Harzburjitler

Harzburjitler, uzaktan görünümünde karakteristik olan kıvılcık renkleri ile diğer litolojik birimlerden kolaylıkla ayırt edilmiş, yer yer koyu kahve ve yeşil renkte mostralar halinde gözlenmişlerdir. İnceleme alanının bazı kesimlerinde harzburjitlerde yoğun serpantinleşme zonları görülmüştür. Genellikle içerisindeki birincil mineralleri çıplak gözle görmek son derece zordur. Ancak, bileşimlerindeki piroksenlerin aşınmaya karşı dirençli olmalarından dolayı, daha yüksek rölyef sunmaları harzburjit-dunit sınırlarının yer yer belirlenebilmesini sağlamıştır (Şekil 20 ve 21a). Bu yaygın litolojik birim, içerisinde kesik kesik dunit zonları ile kromititler ve sub-volkanik kayalar (diyabaz ve dolerit daykları) barındırmaktadır. Piroksenitler ise sub-volkanik kayalardan daha az oranda çalışma alanının bazı bölümlerdeki kromitit kütlelerine yakın bölümlerde yoğunlaşma gösterirler.



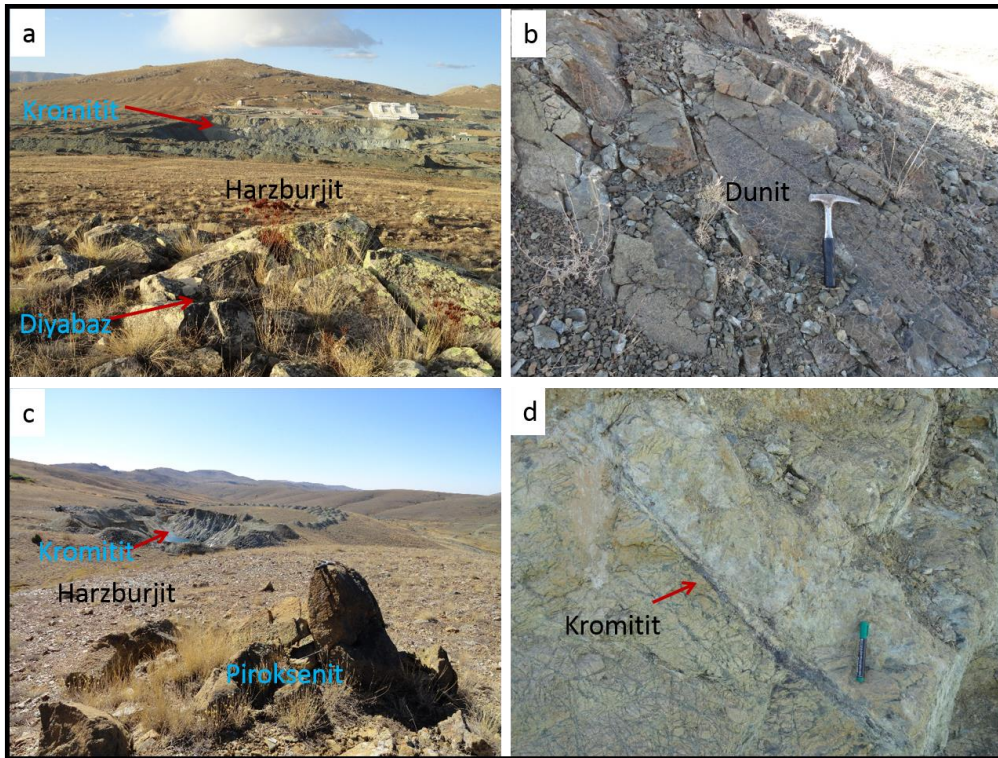
Şekil 20. Ulaş ultramafik kayaları içerisindeki harzburjit-dunit sınırı ile kromitit ve sub-volkanik kayaların uzaktan görünümü.



Harzburjitlerden alınan örneklerin mikroskopta incelenmesi sonucu serpantin minerallerindeki dokulardan ve kalıntı minerallerden hareketle modal mineralojik tayin yapılarak kayaç adlaması yapılabilmektedir. Harzburjitlerin polarizan mikroskopta tespit edilen mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;

Doku, genellikle özşekilsiz taneli, kısmen poikilitiktir. Olivin ve piroksen kristallerinde belli bir yönde uzama ve bu uzamaya dik olarak gelişen bol kırık ve çatlaklar görülür. Harzburjit örneklerine ait bir çok kesitte krom spinellerin olivin ve piroksenlere eşlik ettiği görülmektedir (Şekil 22a).

Ortopiroksenlerden enstatit, örneklerin bir çoğunda modal olarak kayacın % 15' i en çok % 30' unu oluşturur. Kayaçta genellikle öz şekilsiz, kısmen de yarı öz şekilli ortalama 3 mm boyutunda kristaller halinde bulunur (Şekil 22a ve c). Olivinlere oranla daha az kırıklı olup ve daha az serpantinleştikleri görülmüştür. Dik sönmeli olan kristallerdeki bükülmeler de harburjitlerdeki deformasyonun izlerini taşımaktadırlar.

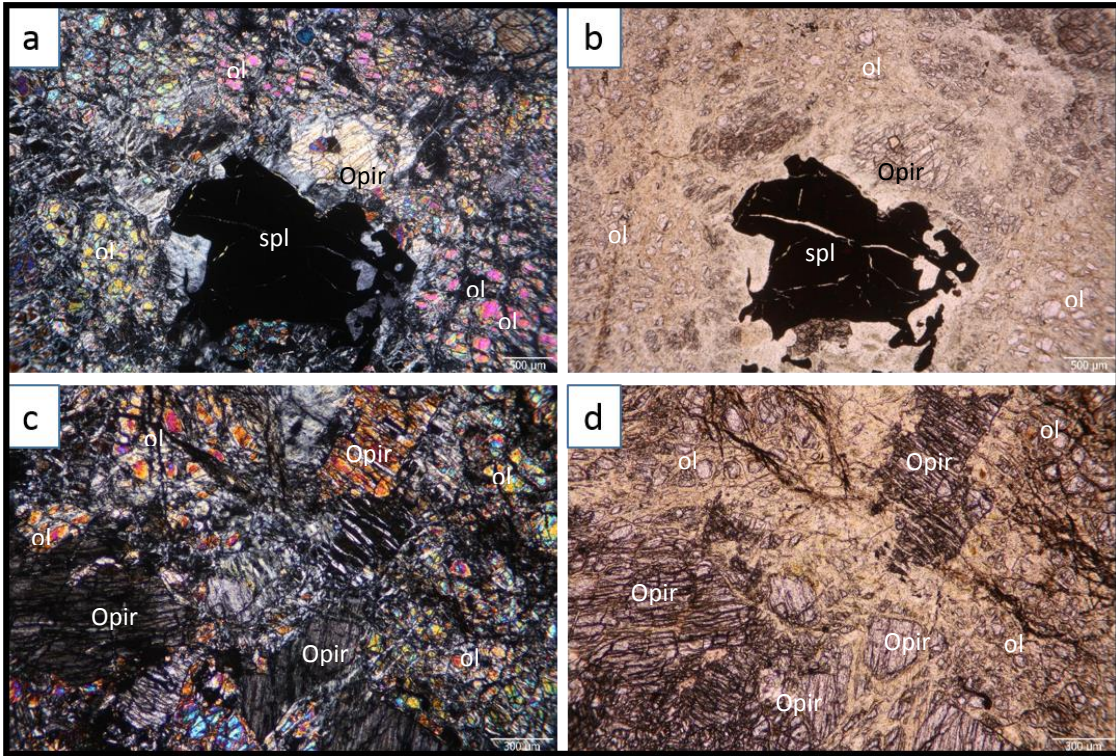


Şekil 21. Ulaş bölgesi; a) Harzburjitler içerisindeki kromititlerin uzaktan ve sub-vulkanik kayaçların (diyabaz) yakından görünümü, b) Dunitlerin arazideki görünümü, c) Harzburjit içerisindeki piroksenit dayığı ve kromitit zuhurunun görünümü, d) Kromitit bantının görünümü.

Diyopsitik ojit, kayaçta modal olarak çok az, bazı kesitlerde ise hiç gözlenmemiştir. Bazı örneklerde gözlenen az sayıdaki bu kristaller, genellikle olivin ve enstatit kristalleri

arasında öz şekilsiz ve onlara oranla daha küçük ve daha az altere kristaller halinde gözlenmiştir.

Harzburjitlerin hemen hemen hepsinde farklı modal bileşimde gözlenen krom spineller, kayaçta genellikle 2-5 mm boyutunda yarı öz şekilli kristaller halinde ve genellikle olivinlerle iç içe bulunurlar (Şekil 22a ve b). Mikroskop incelemesinde özellikle tek nikolde koyu kahveye yakın renklere belirgin olup, yoğun serpantinleşmiş kayaçlarda ise çevreleri manyetitleşmiştir (Şekil 22b).



Şekil 22. Ulaş ultramafik kayaçlarından harzburjitlerin TN ve ÇN mikroskopik görünümleri (ol: olivin, spl: spinel, Opir: ortopiroksen).

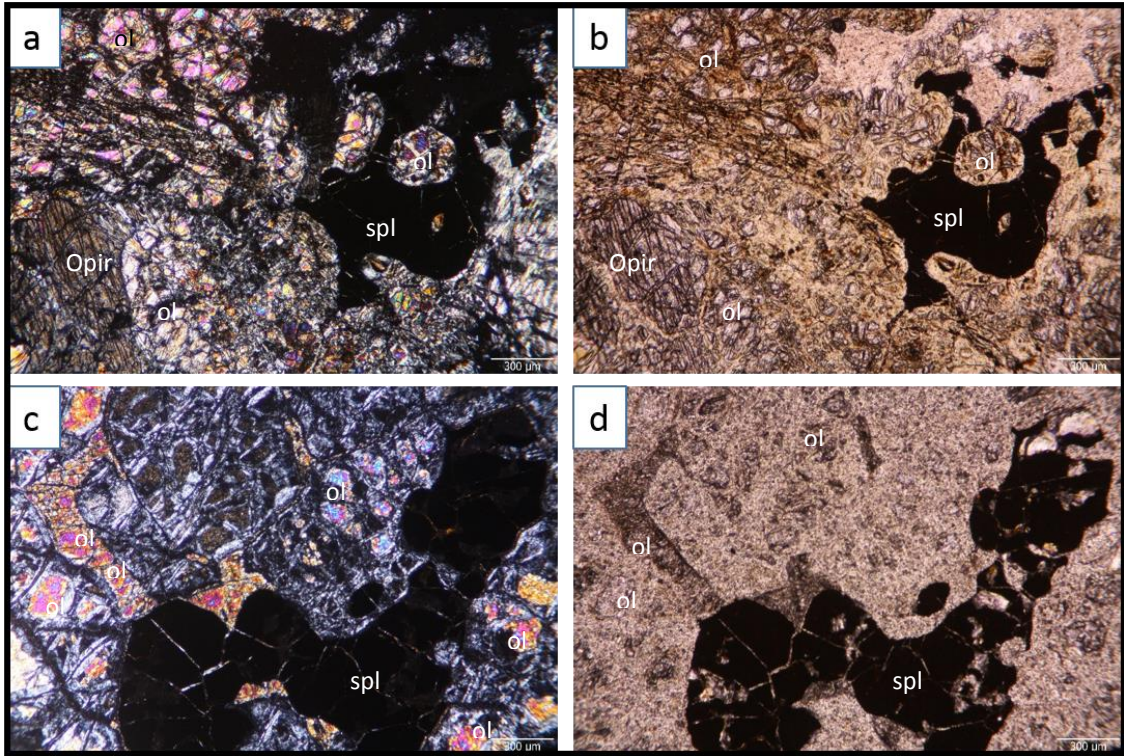
### 3.2.2.2. Dunitler

Ulaş bölgesinde gerçekleştirilen arazi çalışmalarında çalışma alanında, özellikle Kop bölgesinden farklı olarak çok daha dar alanlarda ve harzburjitler içerisinde gözlenen dunitler, çoğunlukla ince kesit incelemeleri ile tespit edilmişlerdir. Mineralojik bileşimine göre belirlenen örnekler jeoloji haritasına işlenmişlerdir (Şekil 19). Birimin birkaç metre genişliğe birkaç on metre boya sahip küçük mercerler şeklinde bulunduğu alanların sayısı fazladır. Ancak daha büyük dunit zonlarının varlığı da belirlenmiştir. Genellikle kromitit gövdeleri içeren bu kayaçlar, yer yer son derece



serpantinleşmiş olmalarına rağmen arazide görsel olarak da ayrılabilmişlerdir (Şekil 21b). Dunitik kayaçların incekesit incelemeleri sonucunda tespit edilen genel mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;

Doku ksenomorf taneli, kümülatik doku gösteren birbirine paralel olarak uzamış kristallerin içerdiği yoğun çatlak sistemine bağlı olarak gelişmiş ikincil serpantinleşme dokuları şeklindedir. Serpantinleşmenin bir sonucu olarak gelişen ağsal doku bazı örneklerde oldukça belirgin şekilde gözlenmiştir (Şekil 23a ve c).



Şekil 23. Ulaş ultramafik kayaçlarından dunitlerin TN ve ÇN mikroskobik görünüşleri. (ol: olivin, spl: spinel, Opir: ortopiroksen)

Olivin, birincil silikatların tamamına yakını (% 90-95) oluşturur. Bazı örnekler içerisinde son derece ayrılmış olmasından dolayı kayaç içinde genellikle kalıntı olarak bulunmaktadır. Ancak kristallerin ayrışarak kenarlarının ikincil manyetite dönüşmüş olmasından dolayı, birincil kristal sınırlarını belirlemek zor değildir. Serpantinleşmiş olan bu minerallerin, kristalin orta bölümlerinde olivinin kalıntıları adacıklar şeklinde görülmektedir (Şekil 23a ve c). Ancak bazı kesitlerde kristalin tamamen serpantinleşerek antigorit ve krizotile dönüştüğü gözlenmiştir.

Ortopiroksenlerin modal olarak çok az bulunduğu ve harzburjitlerden bu şekilde ayrılan ve dunit olarak isimlendirilen örneklere bölgede oldukça sık rastlanmıştır. Bu

kesitlerde enstatit, kayaç içinde en çok % 1-2 oranında bulunmakta ve deformasyondan dolayı bükülmüş olarak ve bastite dönüşmüş olarak izlenmiştir (Şekil 23a).

Dunit örneklerinin hiç birinde klinopiroksen varlığı tespit edilememiştir.

Dunitler üzerinde gerçekleştirilen petrografik tayinlerde krom spineller bütün örneklerde oldukça fazla miktarda ve çoğunlukla özşekilsiz, yer yer yarı özşekilli olarak gözlenmişlerdir. Modal olarak bazı örneklerde ortalama % 10 oranında gözlenen krom spineller, bordoya yakın (vişne çürüğü renkte) karakteristik renkleriyle ve daha çok TN mikroskop görüntülerinde belirlenmişlerdir (Şekil 23b ve d).

### 3.2.2.3. Piroksenitler

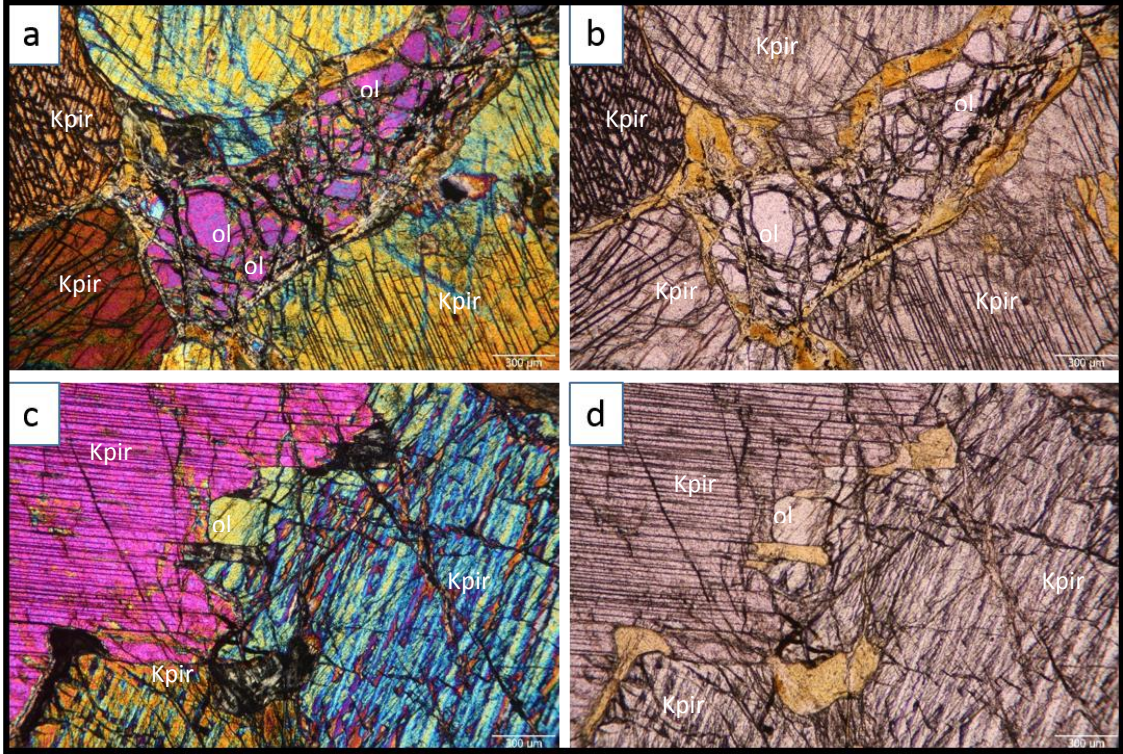
Ulaş bölgesinde gerçekleştirilen arazi çalışmalarında gözlenen piroksenitler, özellikle Kop bölgesindeki harzburjitlerde gözlenen damar şeklindeki vebsteritler gibi yoğun değildir. Ancak bu bölgede de harzburjitler içerisinde yer yer bantlar halinde varlıkları tespit edilse de yayılımları oldukça azdır. Ancak, çalışma alanının doğusundaki bölgede özellikle Yayı Dağı çevresinde genişlikleri 30-70 değişen ve uzunlukları yer yer 300 m den daha fazla olan masif piroksenit mostralara rastlanmıştır. Bölgedeki piroksenitler arazide diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilmişlerdir (Şekil 21c). Arazi çalışmalarında piroksenitler haritalama işlemi yapılırken abartılı olarak işaretlenmişlerdir (Şekil 19).

Genellikle bölgede kromitit kütleleri içeren dunitlere yakın alanlarda yığılım gösteren bu piroksenitlerin Kop bölgesindeki dunitik zon içerisindeki klinopiroksenitler gibi kromititler ile jenetik bağlarının olduğu açıktır.

Ulaş bölgesinde özellikle Yayı Dağı ve çevresindeki büyük boyutlu piroksenit dayklarından derlenen örneklerin ince kesit incelemeleri sonucunda tespit edilen genel mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;

Modal mineralojik bileşimlerinde “klinopiroksenit” oldukları belirlenen kayaçların, bol miktarda iri taneli klinopiroksen ve çok az oranda serpantinleşmiş olivin ve opak minerallerden oluşmaktadır. Klinopiroksenlerin, yarı özşekilli-özşekilsiz çok iri taneli ve dilinimleri boyunca opaklaşmaların (manyetit) geliştiği gözlenmiştir (Şekil 24). Bazı örneklere ait ince kesitlerde klinopiroksenlerin bir kısmı, deformasyonlara bağlı olarak bükülmeler ve dolayısıyla dalgalı yanıp-sönme göstermektedirler.





Şekil 24. Ulaş ultramafik kayaçlarından piroksenitlere ait TN ve ÇN mikroskobik görünümleri (ol: olivin, Kpir: klinopiroksen).

Olivinler, özellikle holokristalin taneli doku gösteren, “klinopiroksenit” ve “olivlin klinopiroksenit” olarak isimlendirilen örneklerde modal olarak % 5 ila 10 arasında değişen oranda tespit edilmiştir. Kısmen veya tamamen serpantinleşmiştir (Şekil 24a ve b).

Diyopsit ve diyopsitik ojit mineralleri özellikle bölgedeki kromitit kütlelerinin yakınında yer alan klinopiroksenitlerin modal olarak % 85-90’ dan fazlasını oluştururlar (Şekil 24). Genellikle serpantinleşmeye dayanıklı olarak gözlenen bu minerallerin bazı örneklerde yer yer alterasyona maruz kaldığı da belirlenmiştir.

Piroksenit örneklerinde de manyetitler, genellikle yarı öz şekilli kristaller halinde ve klinopiroksenlerin dilinimleri boyunca gelişmişlerdir.

İnce kesitleri detaylı incelenen bu bölgedeki piroksenitlerin hemen hemen hiçbirinde krom spinellere rastlanmamıştır.

#### 3.2.2.4. Sub-Volkanik Kayaçlar

Ulaş bölgesinde yapılan arazi çalışmalarında, ultramafik kayaçlardan harzburjitleti kesen çok fazla sayıda ve belirli bir geometri ile dizilmiş sub-volkanik kayaçlar

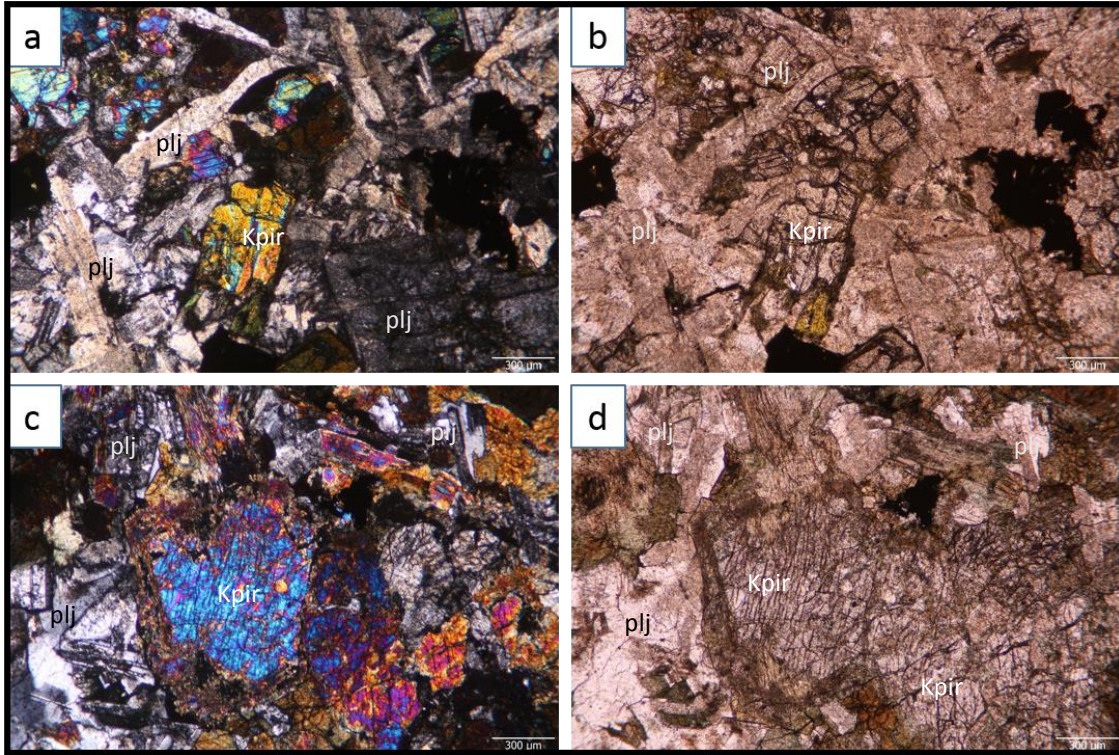


gözlenmiştir. Özellikle kromitit kütlelerinin çıkarıldığı alanlara yaklaştıkça sayıları artan kayaçlar, küçük stok/apofiz/dayklar şeklinde ve çapı birkaç on metrelik mostralar halinde yüzeylenmektedirler (Şekil 20 ve 21a,c). Çalışma alanında yer yer birbirine çok yakın olan ve küçük mostralar şeklinde gözlenen bu dayklar haritaya abartılarak işlenmiştir (Şekil 19).

Arazi çalışmalarında bölgede yoğun bir şekilde gözlenen sub-vulkanik kayaçlardan sistematik şekilde örnek alımı yapılmıştır. Makro örneklerin oldukça sağlam ve taze görülmelerine rağmen, mikroskop altında yapılan çalışmalarda yoğun alterasyon etkisi altında kaldıkları gözlenmiştir. Petrografik gözlemlerde elde edilen sonuçlar şu şekildedir;

Mikroskobik incelemede, Ulaş bölgesinde harzburjitik peridotitleri kesen ve kromititlere yakın alanlarda yüzeyleyen sub-vulkanik kayaçların, Kop bölgesindeki kayaçlardan farklı olarak daha tek düze, çeşitlilik göstermeyen tipte ve genel olarak dolerit-diyabaz türü kayaçlar olduğu belirlenmiştir.

Doku, genellikle doleritik kısmen de entersertaldir (Şekil 25a ve c).



Şekil 25. Ulaş ultramafitleri ile birlikte bulunan sub-vulkanik kayaçlara ait TN ve ÇN mikroskobik görünüşleri (plj: plajiyoklas, Kpir: klinopiroksen).

Yoğun alterasyona uğradıkları gözlenen plajiyoklaslar, açık renkli minerallerin tamamını oluşturur. Genellikle birbirine yaslanmış latalardan halinde gelişmişlerdir.

Plajiyoklasların arasındaki çok açılı boşlukları aşırı derecede altere olmuş piroksen kristalleri ve opak mineraller doldurmaktadır (Şekil 25a ve c).

Ojitler, plajiyoklas lataları arasındaki çok köşeli boşlukları doldurup kayaç içinde modal olarak % 15-20 arasında değişen oranlarda bulunurlar. Kısmen veya tamamen kloritleşmiş veya uralitleşmiş piroksenlerin yanında daha az altere olmuş mineraller olsa da çok az rastlanmıştır (Şekil 25c ve d). Çoğu ojit kristallerinin aktinolit ve tremolite dönüştüğü belirlenmiştir.

Kloritler, genellikle ojitin ayrışması ile gelişmiş olarak kayaç içerisinde gözlenmiştir.

Opak mineraller de çok az oranda ve tamamen manyetitten oluşmaktadır.

Yapılan detaylı mikroskopik incelemerde, sub-volkanik kayaçların hiçbirinde krom spinel kristallerine rastlanmamıştır.

### **3.2.3. Yeşilova (Burdur) Bölgesi**

Çalışma alanlarının üçüncüsü olan Yeşilova (Burdur) bölgesinde yapılan arazi çalışmalarında, ilk defa Sarp (1976) tarafından Yeşilova Ofiyoliti olarak adlandırılan birime ait ultramafik ve sub-volkanik kayaçlar ile kromititlerin stratigrafik ilişkileri belirlenmiştir.

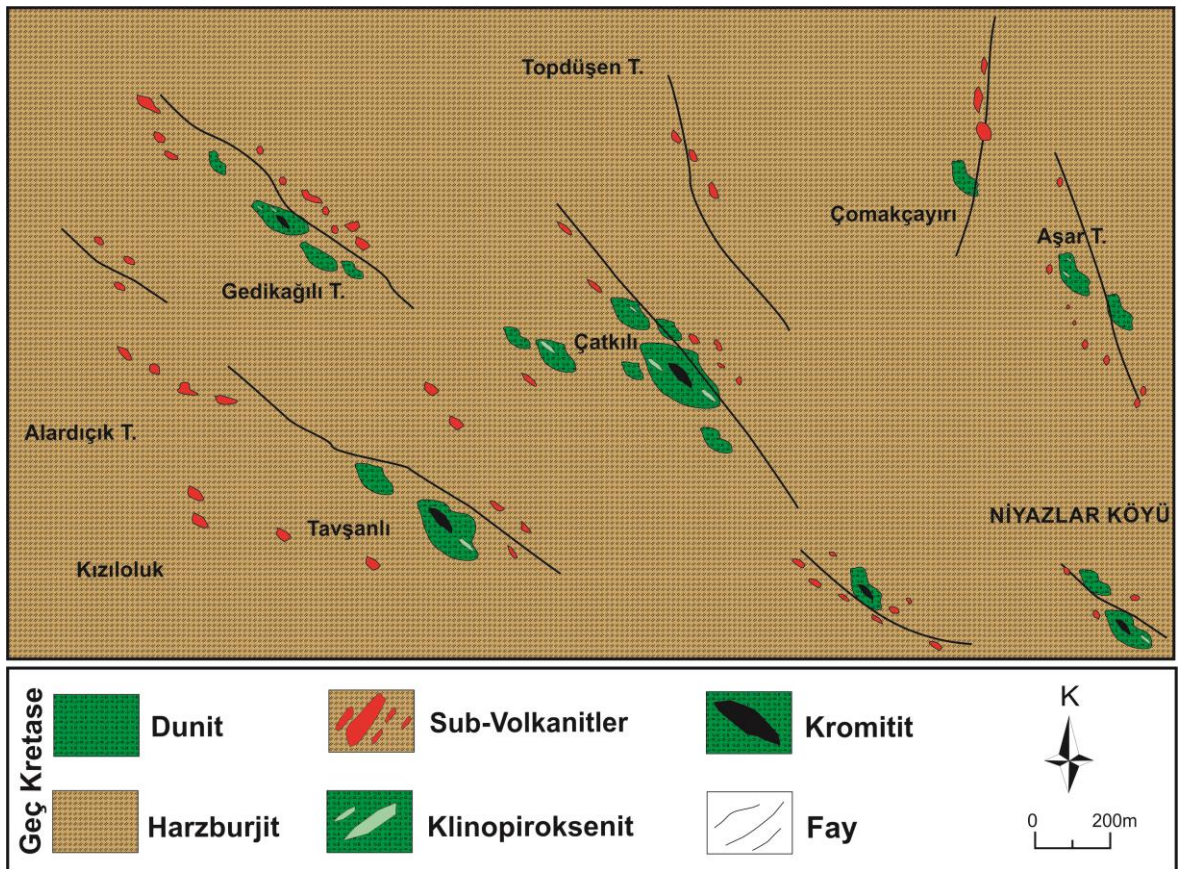
Diğer çalışma alanlarında olduğu gibi Yeşilova bölgesinde de en geniş yayılım gösteren litolojik birimi harzburjitler oluştururken, bunlardan daha az oranda dunit zonları yer almaktadır. Podiform kromititlerin oldukça küçük boyutlu yer yer piroksenitler ile birlikte dunitlerin içerisinde yer aldıkları, sub-volkanik kayaçların ise harzburjitleri kesen stratigrafik ilişkiye sahip ve kromititlere yakın alanlarda yüzeylendikleri gözlenmiştir. Harzburjitler içerisindeki dunitik seviyelerin, kesik kesik yüzeylemeleri, serpantinleşmenin yer yer yoğun olması ve mineralojik bileşimindeki tedrici değişimler sebebiyle muhtemel sınırlar halinde harzburjitlerden ayrılmıştır. Bu sınırlar, çalışma alanına ait detay jeoloji haritası üzerinde gösterilmiştir (Şekil 26).

Yeşilova bölgesindeki arazi gözlemlerinde, çalışma konusu olan ultramafik ve sub-volkanik kayaçlar ile kromititlerin birlikteliği, diğer çalışma bölgelerinden Ulaş bölgesi ile çoğunlukla benzerlik göstermesine rağmen, Kop bölgesiyle oldukça farklı stratigrafik ilişkilere sahip oldukları belirlenmiştir.

Bölgede, kromititlere yakın alanda harzburjitik peridotitleri kesen sub-volkanik kayaçların yoğunluğu, Ulaş ile benzerlik gösterirler ancak, kısmen daha az oranda



mostralar halinde görülürler. Piroksenit damar ya da daykların yoğunlu ise her iki bölgeden de farklıdır. Kop bölgesinde dunitik zonlar içerisinde büyük boyutlu klinopiroksenit daykların varlığı ile Ulaş bölgesinde sadece bir kaç zonda gözlenirken, Yeşilova bölgesinde çok daha küçük boyutlu, damar şeklinde ve az sayıda gözlenmiştirler. Aynı şekilde, Kop bölgesinde yoğun bir şekilde harzburjitleri kesen pirosenit (vebsterit) damarları da Ulaş bölgesinde olduğu gibi bu bölgede de görülmemiştir. Bölgedeki, sub-vulkanik kayalar da Ulaş bölgesinde olduğu gibi genellikle dolerit-diyabaz türü sub-vulkanik karakterli dayklardan ibarettir.

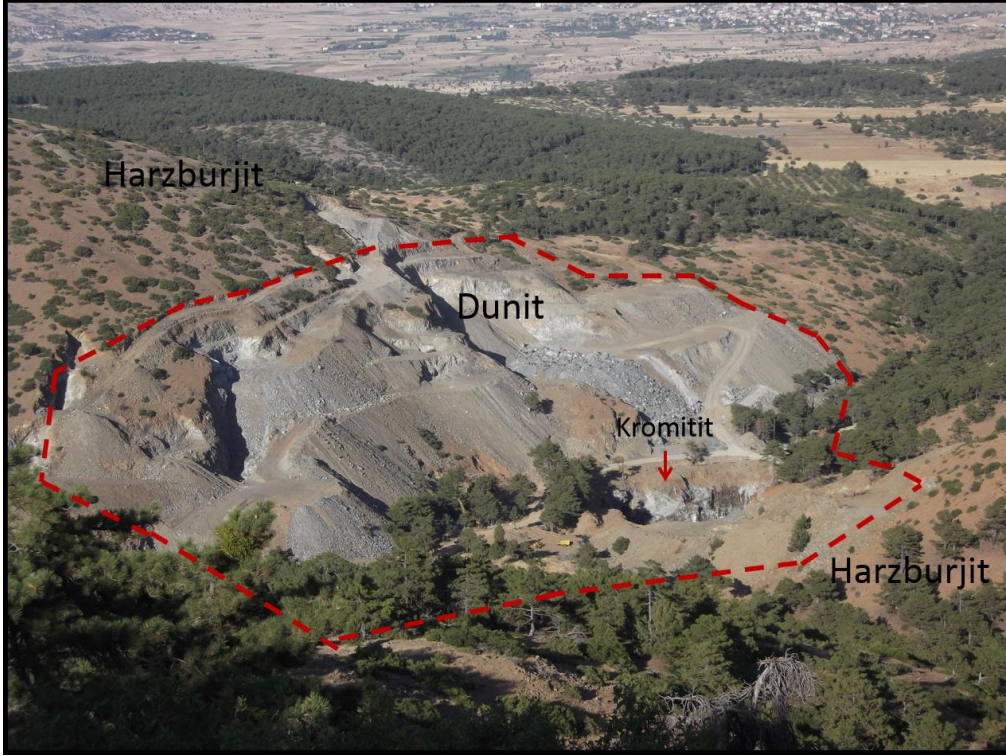


Şekil 26. Yeşilova (Burdur), Niyazlar köyü ve çevresinin jeoloji haritası.

### 3.2.3.1. Harzburjitler

Yeşilova bölgesindeki çalışma alanında yer alan ultramafik kayalardan harzburjitler, en yaygın olan litolojik birimdir. Arazi gözlemlerinde harzburjitik alan içerisinde dunit zonu ve kromititlerin varlığı tespit edilmiştir (Şekil 27). Çalışma alanında genellikle kıvımsız renklere ve yer yer koyu kahveden koyu yeşil renklere kadar değişen tonlarda

mostra veren bu kayalar yoğun serpantinleşmeden dolayı içerisindeki birincil mineralleri gözle ayırt etmek son derece zordur. Ancak, yoğun alterasyon sonucu gelişen krizotil gibi serpantin minerallerini görmek bazı örneklerde mümkün olmuştur. Ayrıca arazide, bileşimlerinde yer alan piroksenlerin aşınmaya karşı dirençli olmalarından dolayı, daha yüksek rölyef sunmaları ve karakteristik kırmızı renkleriyle dunitlerden kolayca ayırt edilmişlerdir (Şekil 28a). Harzburjit-dunit sınırları belirlenirken kromitit yatakları ya da zuhurlarının olduğu bölgeler referans olarak seçilmiştir.

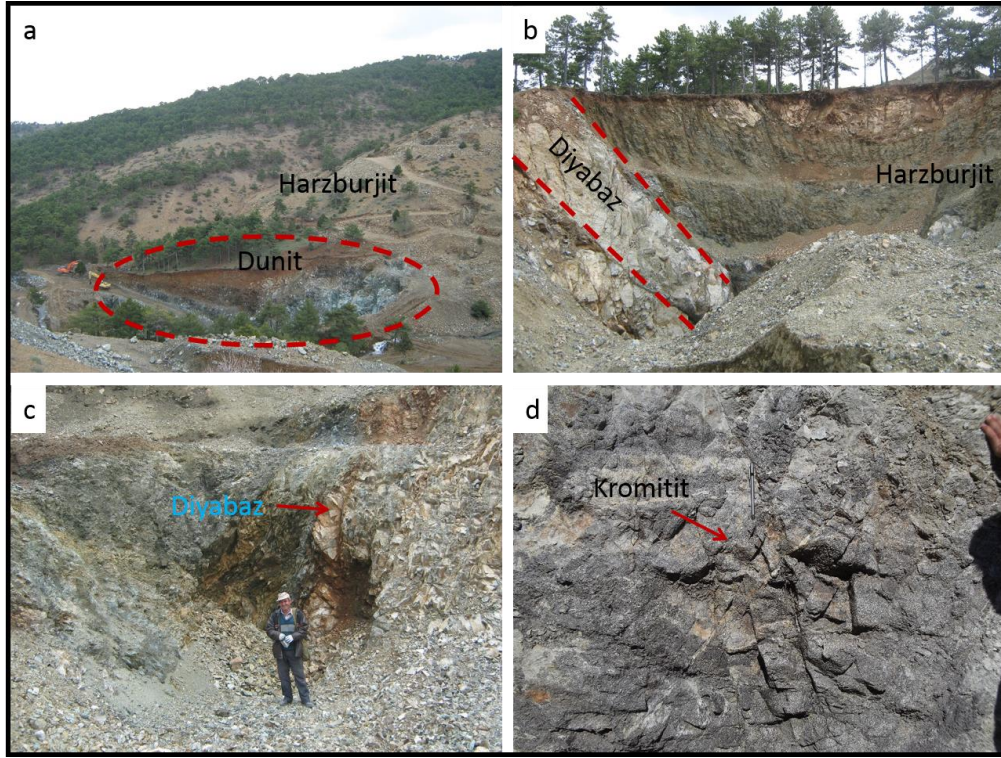


Şekil 27. Yeşilova ultramafik kayaları içerisinde harzburjit ve dunit sınırları ile kromititlerin uzaktan görünümü.

Bölgedeki harzburjitlerden derlenen örneklerden yapılan ince kesitlerin mikroskopta incelenmesi sonucu, serpantin minerallerindeki dokulardan ve kalıntı minerallerden hareketle modal mineralojik tayin yapılarak kayaç adlanması yapılabilmektedir.

Harzburjitlerin polarizan mikroskopta tespit edilen mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir; Doku, genellikle özşekilsiz taneli, kısmen poikilitik ve otoklastiktir. Olivin ve piroksen kristallerinde yer yer belli bir yönde uzama ve bu uzamaya dik bol kırık ve çatlaklar görülmektedir (Şekil 29).





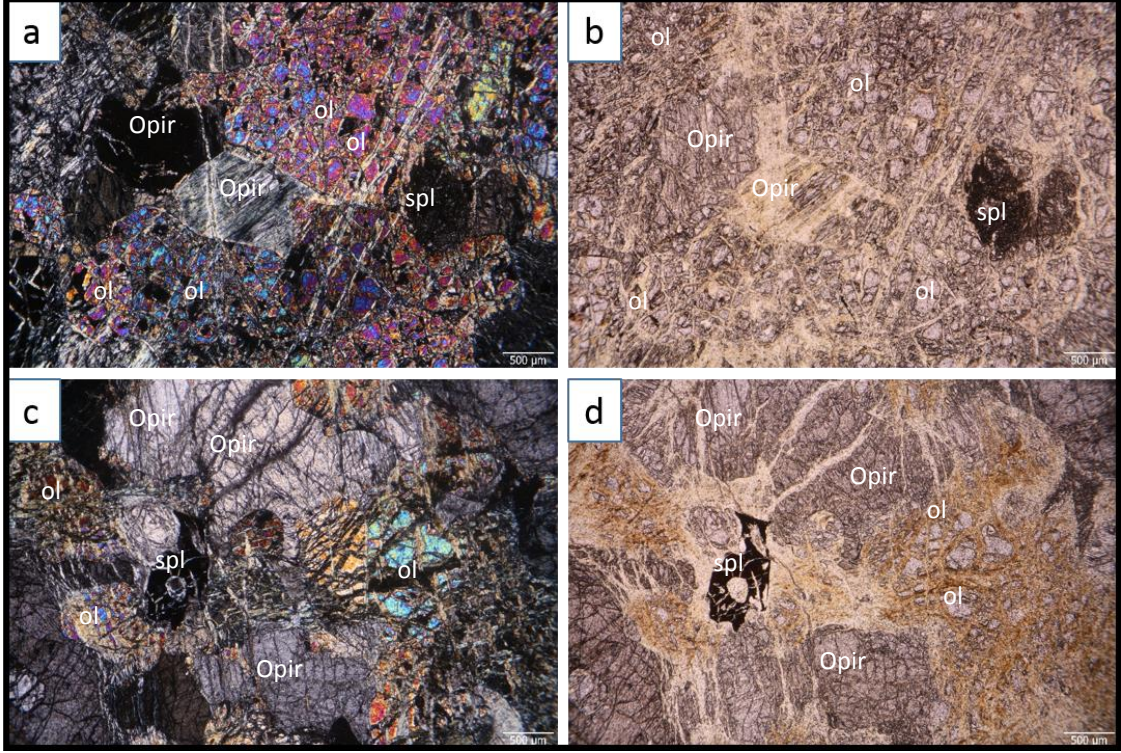
Şekil 28. Yeşilova bölgesi; a) Harzburjitler içerisindeki dunit sınırı kromitit ocağı uzaktan görünümü, b) Harzburjitleri kesen sub-volkanik (diyabaz) dayklar c) Harzburjitleri kesen sub-volkanik (diyabaz-dolerit) dayklar, d) Kromitit zuhurunun yakından görünümü.

Olivinler, modal olarak kayacın % 60 ila 80' ini oluşturur. Tamamen öz şekilsiz ve ortalama 2-3 mm çapında kristaller halindedir. Kırıkları ve kenarlarından itibaren çoğunlukla serpantinleşmiştir. Tek nikolde renksiz, çift nikolde daima dalgalı sönmeli olup üçüncü sıranın renklerine sahiptir. Optik eksenlerden birine dik kesitlerinde 2V açısının 80 ile 85° arasında değiştiği ve optikçe negatif ve pozitif karakterli oldukları, bileşimlerinin ise genellikle forsterit kısmen de krizolit olduğu tahmin edilmiştir. Olivin kristallerinde dalgalı sönme yanında yer yer serpantinleşme ürünü olan ağsal dokular gözlenmiştir. Bu dokuların olduğu kısımlarda iri olivin kristallerinin etrafında onları çevreleyen çok daha küçük olivin kristalleri net bir şekilde görülmektedir (Şekil 29a ve c).

Enstatit, modal olarak kayacın % 20 ila 40'mı oluşturur. Kayaçta genellikle öz şekilsiz, kısmen de yarı öz şekilli 2-4 mm boyutunda kristaller halinde bulunur (Şekil 29c). Olivine oranla daha az kırıklı olup onlara oranla daha az serpantinleşmiştir. Dik sönmeli olan bu ortopiroksen kristallerindeki bükülmeler kayaçlardaki deformasyonun izlerini yansıtmaktadır. Bu durumdaki kristallerde sönme açılarının çok düşük değerlere ulaştığı görülür.



Diyopsitik ojitler, bazı örneklerde modal olarak en fazla% 1 oranında gözlenirken bazı örneklerde ise hiç rastlanmamıştır. Genellikle olivin ve enstatit kristalleri arasında öz şekilsiz ve onlara oranla daha küçük kristaller halinde gözlenmişlerdir.



Şekil 29. Yeşilova ultramafik kayalarından harzburgitlerin TN ve ÇN mikroskobik görünümleri (ol: olivin, Opir: ortopiroksen, spl: spinel).

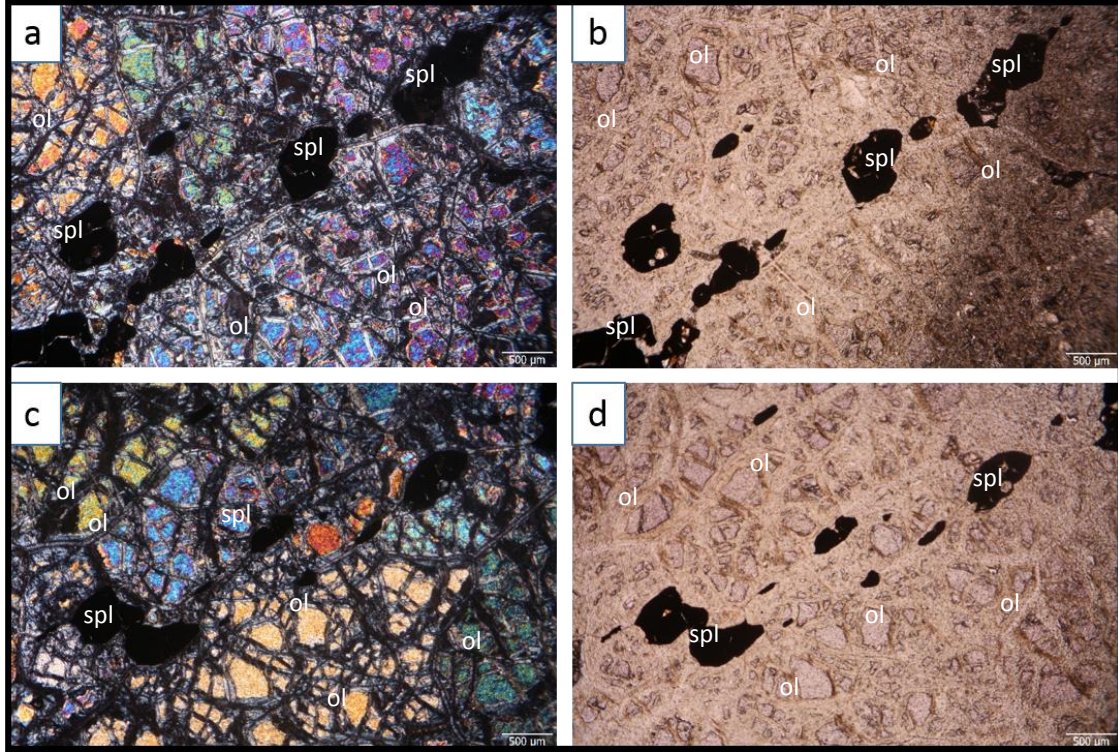
Krom spineller, harzburgitler içerisinde genellikle 1-2 mm boyutunda özşekilsiz kristaller halinde ve genellikle olivinler ile birlikte bulunurlar (Şekil 29a ve c). Yer yer olivin kapanımları içeren spineller, TN mikroskop görüntülerinde koyu kahveye yakın renkleriyle karakteristiktirler (Şekil 29b ve d).

### 3.2.3.2. Dunitler

Yeşilova bölgesindeki çalışma alanında, harzburgitik peridotitlerin içerisinde çok daha dar alanlarda gözlenen dunitlerin yer yer birkaç metre genişliğe ve birkaç on metre boya sahip küçük mercekler şeklinde yüzeleştiği, fakat kromitlerin yer aldığı bazı zonlarda daha büyük boyutlarda olduğu gözlenmiştir (Şekil 27 ve 28a). Genellikle kromitit gövdeleri içeren bu kayaların son derece serpantinleşmiş olmaları, arazide belirli alanlarda görsel olarak ayırt edilmelerini de engellemiştir.

Dunitik kayalardan derlenen örneklerin mikroskop incelemeleri sonucunda tespit edilen genel mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;

Doku tüm kristalli, taneli, yer yer kataklastik dokuyu andıran birbirine paralel olarak uzamış kristallerin içerdiği, yoğun çatlak sistemine bağlı olarak gelişmiş ikincil serpantinleşme dokuları içeren şekildedir (Şekil 30a ve c).



Şekil 30. Yeşilova ultramafik kayalarından dunitlerin TN ve ÇN mikroskobik görünümleri (ol: olivin, spl: spinel).

Olivinler, birincil silikatların tamamına yakını (% 90-95) oluşturur. Son derece ayrılmış bazı örneklerde ise genellikle kalıntı olarak bulunmaktadır. Ancak kristallerin ayrılarak kenarlarının ikincil manyetite dönüşmüş olmasından dolayı, birincil kristal sınırını belirlemek kolaydır. Serpantinleşen kristalin orta bölümlerinde olivinin kalıntıları adacıklar şeklinde görülür (Şekil 30a ve c). Ancak, bazı kesitlerde kristallerin tamamen serpantinleşerek antigorit ve krizotil gibi ikincil minerallere dönüştüğü gözlenmiştir.

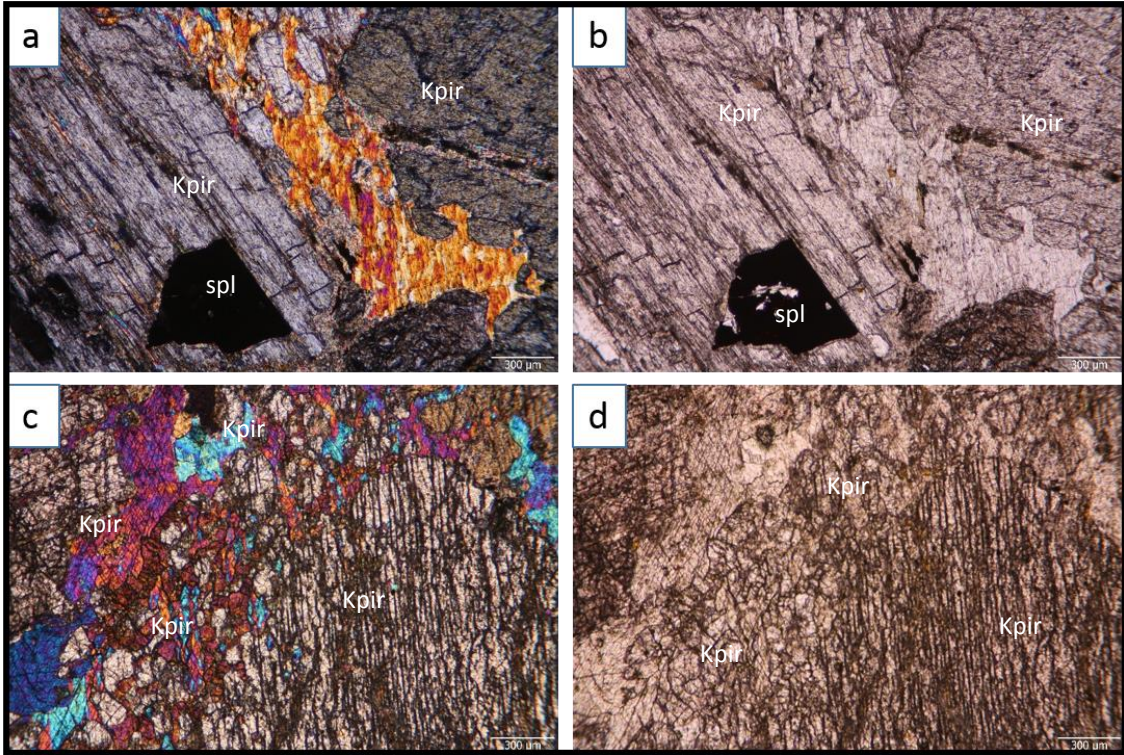
Krom spineller, özellikle kromitit kütlelerine yakın alanlardan derlenen dunitler içerisinde modal olarak % 10 civarında, yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller şeklinde gözlenmişlerdir (Şekil 30b ve d). Kromitit yoğunlaşmasının yoğun olduğu alanlar dışında dunitlerin, kromit kristalleri açısından modal olarak azalan bileşime sahip oldukları gözlenmiştir.



Serpantin minerali olarak olivinlerin ayrışmasıyla oluşan krizotil ve antigorit gibi mineraller görülür. Bu serpantinleşme ürünlerini kristallerin genellikle primer sınırları, çatlakları ve dilinimleri boyunca manyetitü görmek olağandır. Bu durum ancak bazı kesitlerde gözlenebilmiştir.

### 3.2.3.3. Piroksenitler

Yeşilova bölgesindeki çalışma alanında yer alan piroksenitler, dunitler içerisinde ve çok dar alanlarda ve küçük boyutlu olarak gözlenmişlerdir. Piroksenitler arazide çok kolay tanınan litolojik birimler olmalarına rağmen, bu bölgedeki çalışmalarda nadir olarak ve küçük boyutlarda gözlenmişlerdir. Ancak varlıklarının anlaşılabilmesi için haritalamada abartılı olarak işaretlenmişlerdir (Şekil 26). Genellikle kromitit kütlelerini içeren dunitleri kesen ve az oranda mostra veren bu kayalar, kromititler ile mekânsal birliktelik sunarlar.



Şekil 31. Yeşilova ultramafik kayalarından piroksenitlerin TN ve ÇN mikroskobik görünümleri (Kpir: klinopyroksen, spl: spinel).

Özellikle diğer çalışma bölgelerine kıyasla daha az oranda gözlenen kayaların Kop ve Ulaş bölgesinde olduğu gibi dunitik zon içerisindeki klinopyroksenitler gibi kromititler ile jenetik bağlarının olduğu açıktır.

Bölgeden derlenen örneklerin ince kesit incelemeleri sonucunda tespit edilen genel mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;

Modal mineralojik bileşimlerinde “klinopiroksenit” oldukları belirlenen kayaçların, bol miktarda iri taneli klinopiroksen ve çok az oranda serpantinleşmiş olivin ve nadir olarak piroksenler içerisinde inklüzyonlar halinde yarı özşekilli krom spinel minerallerinden oluştuğu görülmüştür. Klinopiroksenlerin, yarı özşekilli-özşekilsiz çok iri taneli ve dilinim yüzeyleri boyunca opaklaşmaların (manyetit) geliştiği gözlenmiştir (Şekil 31a ve b). Bazı kayaçlardan yapılan ince kesitlerde klinopiroksenlerin bir kısmı, deformasyonlara bağlı olarak bükülmeler ve dolayısıyla dalgalı yanıp-sönme göstermektedirler.

Olivinler, özellikle holokristalin tanesel doku gösteren, “klinopiroksenit” ve “olivin klinopiroksenit” olarak isimlendirilen örneklerde modal olarak % 5 ila 10 arasında değişen oranda tespit edilmiştir. Kısmen veya tamamen serpantinleştikleri görülmektedir (Şekil 31c ve d).

Diyopsit ve diyopsitik ojit mineralleri özellikle bölgedeki kromitit kütlelerinin yakınında yer alan klinopiroksenitlerin modal olarak bazı örneklerde tamamına yakını, bazen de % 85-90’ dan fazlasını oluştururlar (Şekil 31). Genellikle serpantinleşmeye dayanıklı olarak gözlenen bu minerallerin bazı örneklerde yer yer alterasyona mazur kaldığı da belirlenmiştir.

Derlenen bazı piroksenit örneklerinde manyetitler, genellikle özşekilsiz olarak ve klinopiroksenlerin dilinimleri boyunca gelişmişlerdir.

İnce kesitleri detaylı incelenen piroksenitlerin içerisinde yer yer yarı özşekilli krom spinellere rastlanmıştır (Şekil 31c).

#### **3.2.3.4. Sub-Vulkanik Kayaçlar**

Yeşilova bölgesinde yapılan arazi gözlemlerinde, harzburjitik peridotitleri kesen değişik boyutlarda belirli bir geometri ile dizilmiş olan sub-vulkanik kayaçlar tespit edilmiştir. Bu bölgede de özellikle Ulaş bölgesine benzer şekilde, kromitit kütlelerinin çıkarıldığı alanlara yaklaştıkça sayıları artan, yer yer büyük boyutlarda apofiz/dayklar şeklinde ve ortalama çapları birkaç on metrelik mostralarda halinde yüzeylenmektedirler (Şekil 28a ve b). Çalışma alanında yer yer birbirine çok yakın olan ve küçük mostralarda şeklinde gözlenen bu dayklar haritaya abartılarak işlenmiştir (Şekil 26).

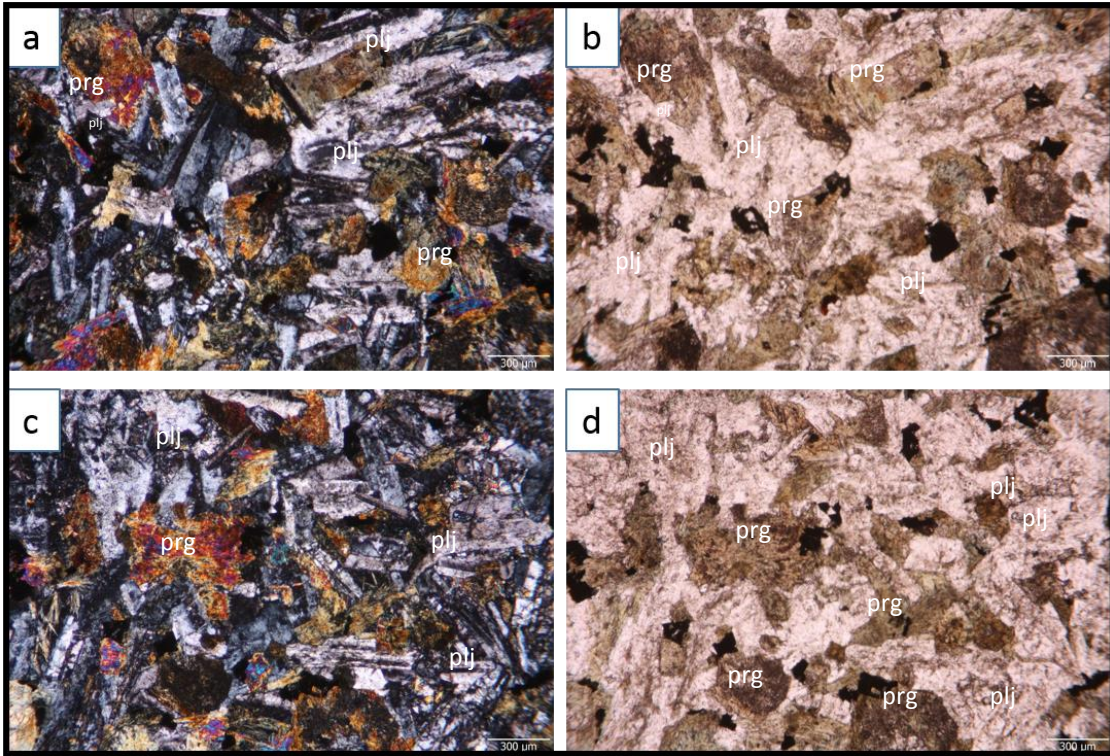


Arazi çalışmalarında bölgede gözlenen sub-volkanik kayalardan sistematik şekilde örnek alımı yapılmıştır. Ulaş bölgesindeki benzer sub-volkanik kayalar gibi, el örneklerinde sağlam ve taze görülmelerine rağmen, mikroskop altında yapılan çalışmalarda yoğun alterasyon etkisi altında kaldıkları belirlenmiştir. Mineralojik ve petrografik gözlemlerde elde edilen sonuçlar şu şekildedir;

Mikroskobik incelemede, Yeşilova bölgesinde genel olarak harzburjitleti kesen ve kromitlere yakın alanlarda yüzeyleyen sub-volkanik kayaların, Kop bölgesindeki kayalardan farklı olarak ve Ulaş bölgesi ile benzer şekilde daha tek düze, çeşitlilik göstermeyen tipte ve genel olarak dolerit-diyabaz türü kayalar olduğu belirlenmiştir.

Doku, genellikle doleritik kısmen de entersertaldir (Şekil 32a ve c).

Yoğun alterasyona uğradıkları gözlenen plajiyoklaslar, açık renkli minerallerin tamamını oluşturur. Karakteristik olarak doleritik doku görülür ve plajiyoklaslar genellikle birbirine yaslanmış latalar halinde gelişmişlerdir. Plajiyoklasların arasındaki çok açılı boşlukları aşırı derecede altere olmuş yer yer piroksen kristallerinin ve opak minerallerin doldurdukları gözlenmiştir (Şekil 32a ve c).



Şekil 32. Yeşilova ultramafitleri ile birlikte bulunan sub-volkanik kayalara ait (diyabaz-dolerit) TN ve ÇN mikroskobik görünüşleri (plj: plajiyoklas, prg: pargasit).

Plajiyoklaslar, genellikle birbirine yaslanmış latalardan halinde gelişmişler ve aralarındaki çok açılı boşluklarda aşırı derecede altere olmuş piroksen kristalleri gözlenmektedir (Şekil 32a ve c). Genellikle albitleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma gibi alterasyonlar gösterirler. Mikroskobik incelemelerde alterasyon derecesinden dolayı cins tayinleri yapılamamıştır. Ancak, plajiyoklas lataları arasındaki çok köşeli boşluklarda kendisinden sonra kristalleştiği kesin olarak gözlemlenen piroksenlerin varlığından hareketle plajiyoklasların birincil bileşimlerinin en azından labrador ve hatta daha kalsik olabileceği tahmin edilmiştir. Böylece, sub-vulkanik kayalar olarak nitelendirilen bu birimin mikrodioritten ziyade bir çeşit mikrogabro olan dolerit olabileceği ancak ayrışmadan dolayı diyabaza dönüştüğü öngörülmüştür.

Ojitler, plajiyoklas lataları arasındaki çok köşeli boşlukları doldurup kayaç içinde modal olarak en fazla % 15-20 aralığında bulunurlar. Kısmen veya tamamen kloritleşmiş (Şekil 32b ve d) veya uralitleşme ile aktinolit-tremolite dönüşmüştür.

Klorit, ojitin ayrışması ile gelişmiş olarak kayaçta bulunmaktadır.

Aktinolit-tremolit, kayaçta ojitlerin ayrışması ile gelişmiş olarak ancak klorite oranla daha az oranda bulunmaktadır.

Opak mineraller çok az oranda ve tamamen manyetitten oluşmaktadır.

Yapılan detaylı mikroskobik incelemede, sub-vulkanik kayalarda yer yer özşekilli manyetit kristalleri gözlenmiştir.

### **3.3. Mineral Kimyası**

#### **3.3.1 Kop Ultramafitlerinin Mineral Kimyası**

##### **3.3.1.1. Olivin**

Kop bölgesinde yer alan ultramafik kayalardan harzburjit ve dunitler içerisinde en bol bulunan mineral olan olivinlerin, özellikle incelenen dunit örneklerinin bir çoğunda yoğun serpantinleştikleri gözlenmiştir. Ancak, kromitit kütesine yakın olan bir bölgeden derlenen dunit örneklerinde taze olivin kristalleri belirlenmiştir.

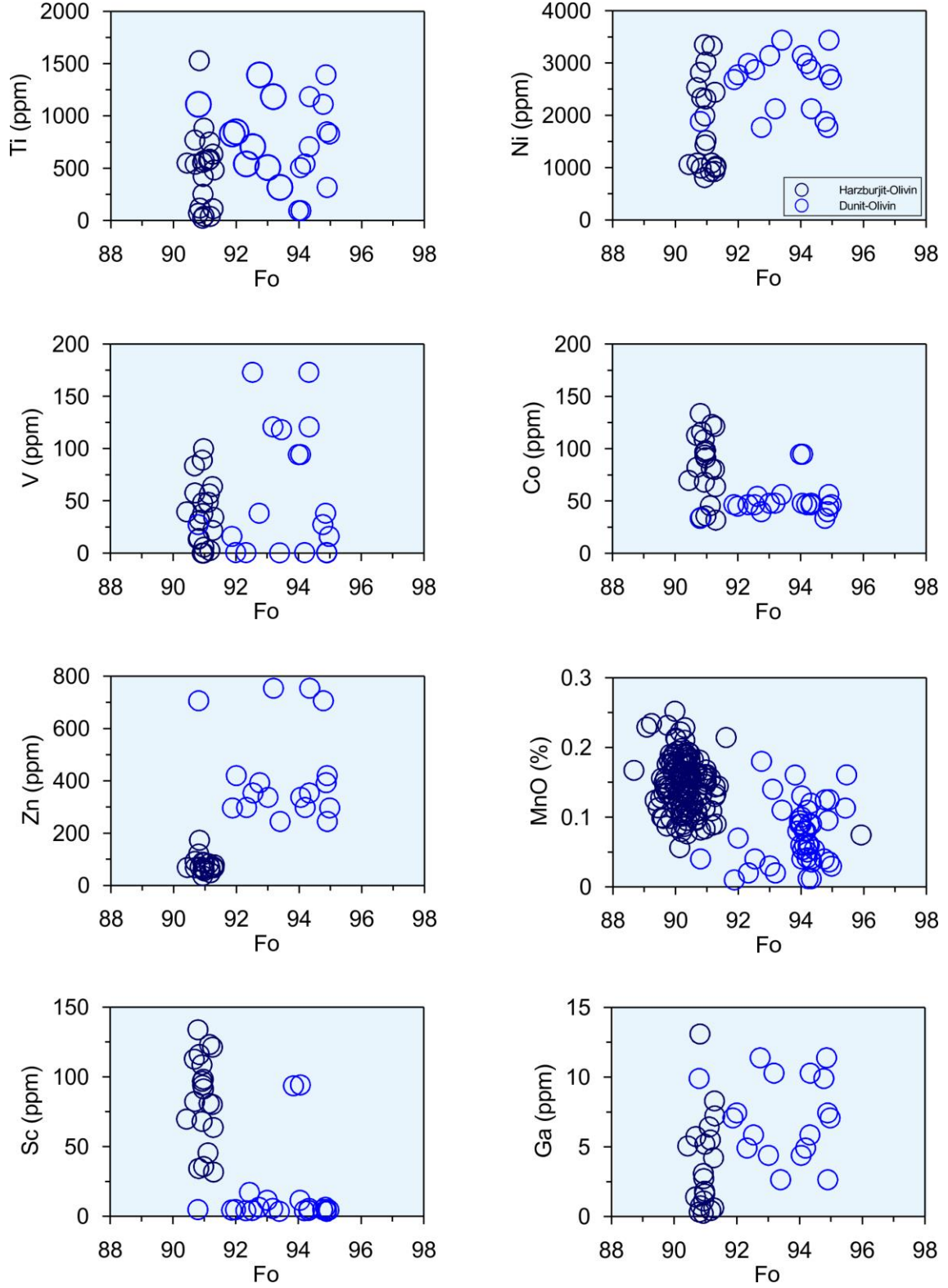
Harzburjit ve dunitlerden seçilen olivinler üzerinde yapılan mineral kimyası analiz sonuçlarından ana oksit (% ağı.) değerleri Ek Tablo 1-2' de, iz ve nadir toprak element (NTE) (ppm) değerleri ise Ek Tablo 10-11' de verilmiştir. Olivinlerin kimyasal bileşimleri,

litolojik değişimlere göre farklılık göstermektedir; özellikle Fo içerikleri dunitlerden harzburjitlere, hatta özellikle bu bölgedeki çalışma alanında gözlenen klinopiroksen içeren harzburjitlere doğru azalma gösterirler.

Çalışma alanında en yaygın birim olan harzburjitlerdeki olivinler benzer kimyasal bileşimlere sahiptirler. Klinopiroksen içeren ve içermeyen bütün harzburjitlerdeki Fo içerikleri 88.67-91.61 arasında, Ni (ppm) değerleri 927.09-3349.28 arasında, MnO (% ağı.) içerikleri de 0.06-0.25 arasında değişmektedir. Dunitlerden analiz edilen olivinlerin ise genel olarak daha yüksek, 93.81-95.46 arasında değişen Fo içeriklerine sahip oldukları, Ni (ppm) içeriklerinin kısmen daha yüksek 1768.82-3437.03 arasında değıştikleri ve MnO (% ağı.) içeriklerinin de 0.01-0.16 arasında ve harzburjitlere göre daha az oranlarda değıştikleri belirlenmiştir.

Olivinlerden elde edilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, harzburjit içerisindeki olivinlerin dunit içerisindeki olivinlere kıyasla, genel olarak Ga, Zn ve Ti içerikleri bakımından daha düşük değerlere, Co ve V içerikleri bakımından ise ortalama daha yüksek değerlere sahip oldukları görülmektedir. Harzburjitlerdeki olivinlerin Ga, Zn ve Ti (ppm) içerikleri sırasıyla, 0.237-13.09, 37.13-172.58, 6.69-3977.83 aralıklarında, Co ve V (ppm) içerikleri ise sırasıyla, 31.73-133.71, 0.08-398.87 aralıklarında değişmektedir. Dunitler içerisindeki olivinlerin Ga, Zn ve Ti (ppm) içerikleri ise sırasıyla, 2.64-10.28, 244.44-753.81, 316.65-1184.24 aralıklarında, Co ve V (ppm) içerikleri de sırasıyla, 33.42-56.23, 0.34-637.38 aralıklarında değişmektedir.

Kop bölgesinde en yaygın litoloji olan harzburjitler ve daha az orandaki dunitler içerisindeki olivinlerin kimyasal bileşimleri bakımından Fo içeriklerine karşı hazırlanan iz element değişim diyagramlarında belirgin farklılıklar gözlenmektedir (Şekil 33). Olivinlerin Ti, Ga ve Ni (ppm) içerikleri hem harzburjit hem de dunitlerde benzer dağılım sergilemekle birlikte, harzburjitlerden dunitlere doğru genel olarak hafif bir artış olduğu görülmektedir. Zn (ppm) içeriklerinde ise daha belirgin bir artış söz konusudur. Ancak, Sc ve Co (ppm) içeriklerinde harzburjitlerden dunitlere doğru belirgin bir azalma ve MnO (%) içeriklerinde de hafif bir azalma olduğu gözlenmektedir (Şekil 33).

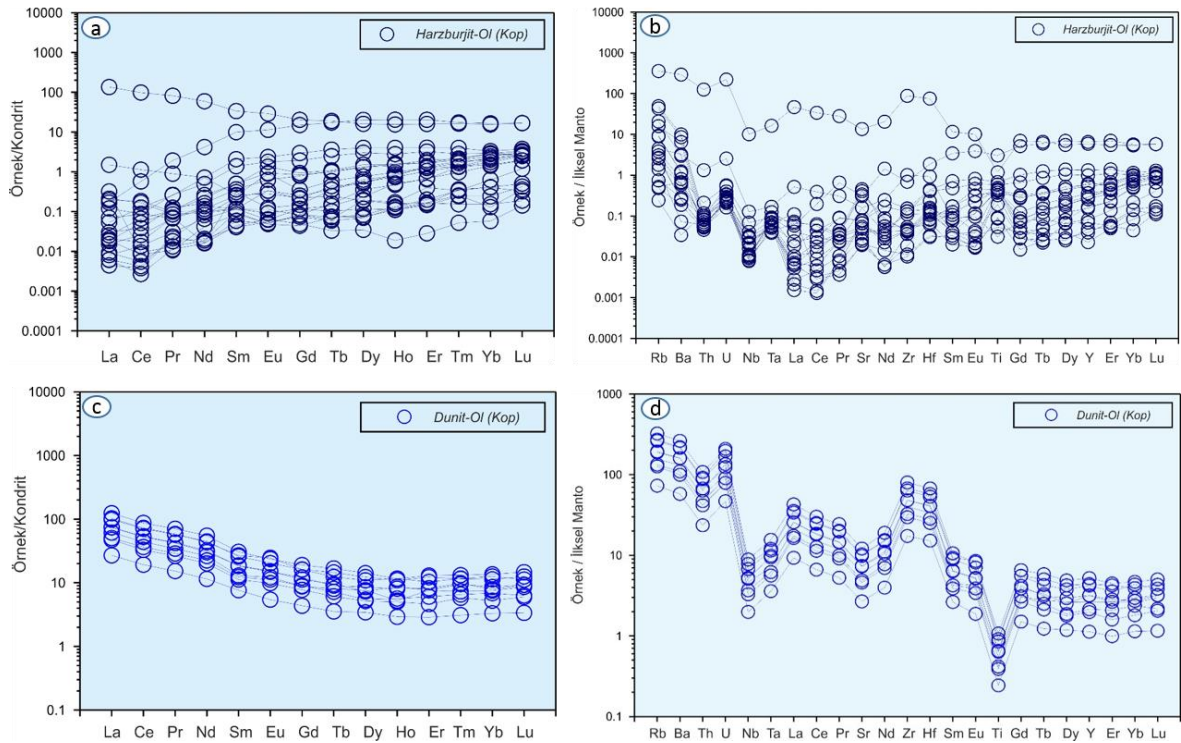


Şekil 33. Kop bölgesindeki harzburgit ve dunit içerisindeki olivinlerin Fo içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.

Kondrite normalize edilmiş NTE değişim diyagramlarında, dunit içerisindeki olivinlerin harzburgitlerdeki olivinlere göre çok fazla zenginleştikleri görülmektedir. Özellikle, hafif nadir toprak elementler (HNTE) konsantrasyonları bakımından dunit



içerisindeki olivinlerin harzburjitlerdeki olivinlere göre ortalama 100 kat, ağır nadir toprak elementler (ANTE) konsantrasyonları bakımından ise ortalama 10-30 kat zenginleştikleri görülmektedir (Şekil 34a ve c). Benzer şekilde, olivinlerin ilksel mantoya oranlanmış iz element değişim diyagramlarına bakıldığında, dunit içerisindeki olivinlerin harzburjitlerdeki olivinlere göre büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb, Ba ve Sr konsantrasyonları bakımından yaklaşık 300 kat, aynı şekilde Th ve Ce içeriklerinde de 10-300 kat zenginleşme gözlenmektedir. Yüksek çekim alanlı elementlerden (YÇAE) Zr konsantrasyonu bakımından zenginleşme, Ti bakımından ise fakirleşme, Hf içerikleri bakımından zenginleşme görülürken, Nb ve Ta içerikleri bakımından da dunit içerisindeki olivinlerde negatif anomaliler oldukça belirgindir (Şekil 34b ve d).



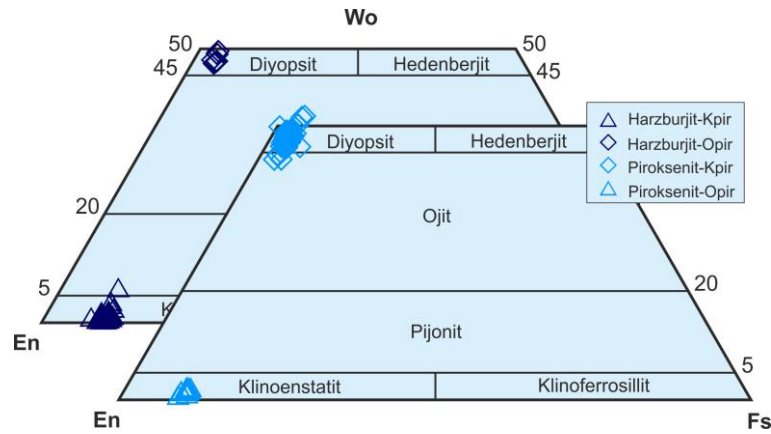
Şekil 34. Kop bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

### 3.3.1.2. Ortopiroksen

Kop bölgesindeki harzburjitler ve bunları kesen vebsterit damarları içerisindeki ortopiroksen kristallerinden elde edilen ana oksit (% ağı.) analiz sonuçları Ek Tablo 3' te, iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları da Ek Tablo 4' te verilmiştir. Harzburjitik peridotitlerden ve vebsteritlerden seçilen ortopiroksenler, litolojiye göre farklı kimyasal bileşimlere

sahiptirler. Klinopiroksen içeren ve içermeyen harzburjitlerdeki ortopiroksenlerin En içerikleri % 88-90 arasında, vebsteritlerde ise bu değer % 89-91 arasında değişmektedir. Harzburjitlerden vebsteritlere doğru En içeriklerinde kısmi bir artış olduğu görülmektedir. Klinopiroksen içeren harzburjitlerdeki ortopiroksenlerin En içeriklerinin kısmen daha az oldukları belirlenmiştir.

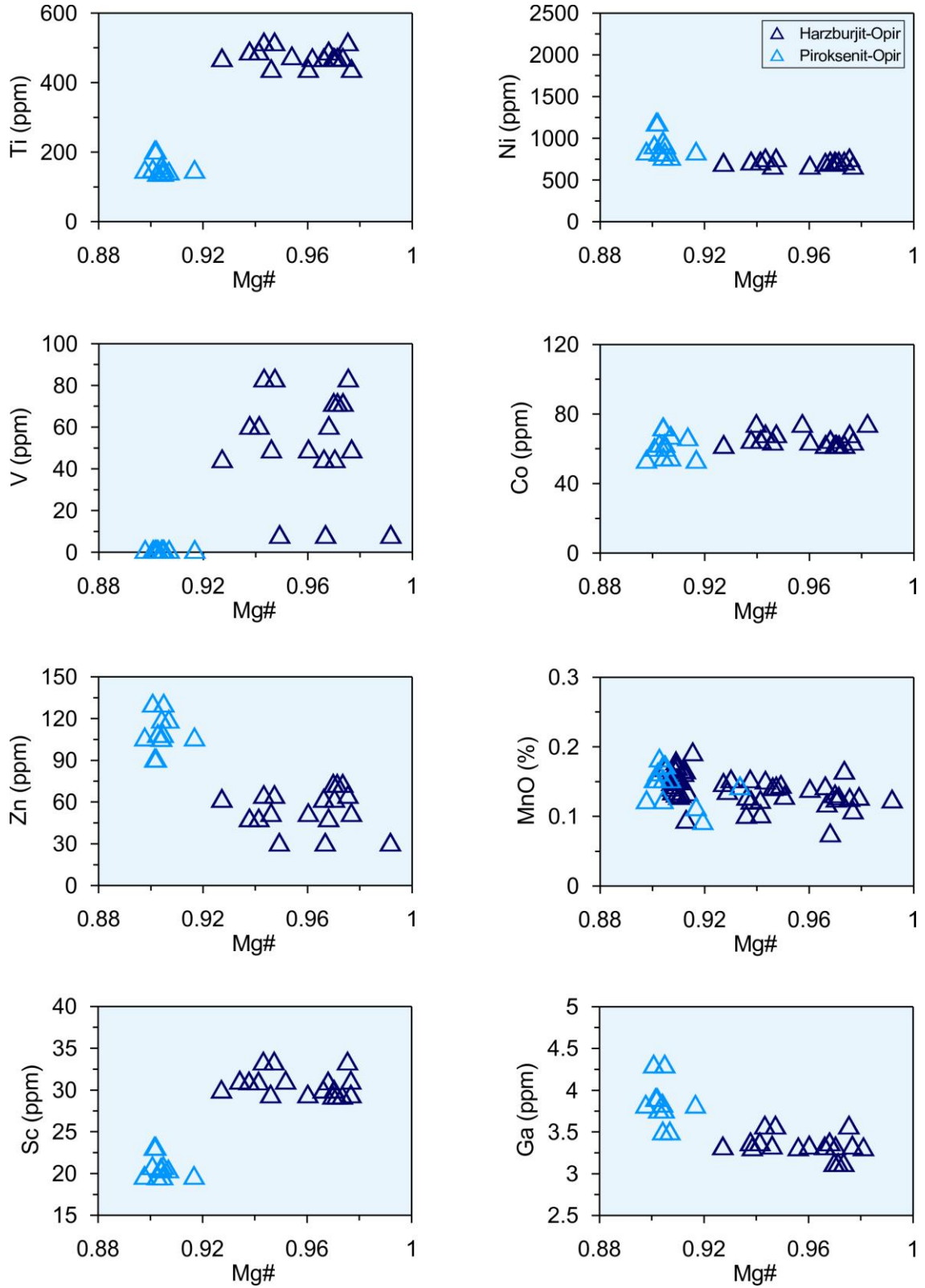
Wo-En-Fs diyagramında Kop ultramafik kayalarından harzburjit ve vebsterit örnekleri içerisinde incelenen ortopiroksenlerin En köşesine yakın alanda gruplandıkları gözlenmektedir (Şekil 35).



Şekil 35. Kop ultramafitlerine ait piroksen kristallerinin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki yerleri (Morimoto vd., 1989).

Harzburjitler içerisindeki analiz edilen tüm ortopiroksenlerin %  $Al_2O_3$  içerikleri 1.20-5.21 arasında değişirken vebsteritlerde bu içerik 1.09-2.30 arasındadır. Ortopiroksenlerin % CaO içerikleri ise her iki kayaç türünde de yakın değerler olmakla birlikte, harzburjitlerde 0.70-1.80 arasında, vebsteritlerde ise 0.67-1.60 arasında değişmektedir. Harzburjitlerdeki ortopiroksenlerin %  $Cr_2O_3$  (0.22-0.80) içeriklerinin vebsteritlerdeki (0.21-0.45) içeriklerden daha fazla olduğu belirlenmiştir.

Analiz edilen ortopiroksen kristallerinden hesaplanan Mg# içerikleri, piroksenitlerden (vebsterit) harzburjitlere doğru sistematik olarak artış gösterirler. Mg# içeriklerine göre hazırlanan iz element değişim diyagramlarında piroksenitlerden harzburjitlere doğru ortopiroksenlerin Ti, V, Co ve Sc (ppm) içeriklerinde pozitif korelasyon, Ni, Zn, Ga (ppm) ve MnO (%) içeriklerinde ise negatif korelasyonun olduğu belirgin bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 36).

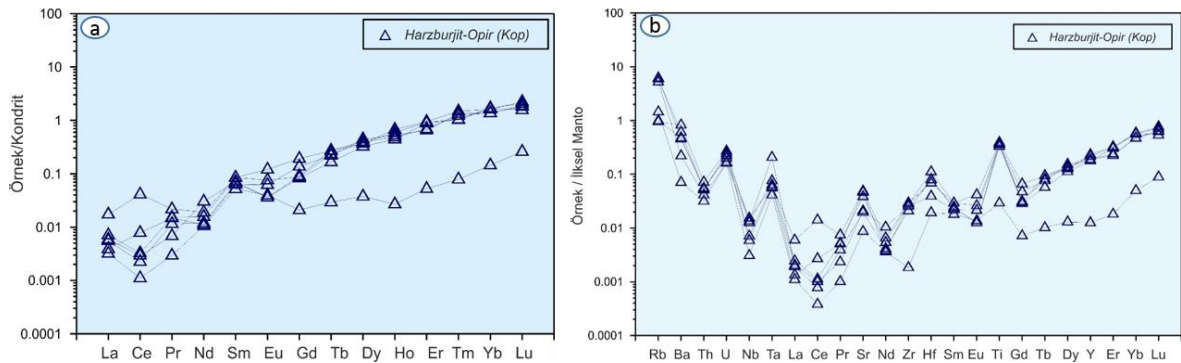


Şekil 36. Kop bölgesindeki harzburgit ve piroksenit içerisindeki ortopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.

Ortopiroksenlerden elde edilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, harzburgit içerisindeki ortopiroksenlerin vebsterit içerisindeki ortopiroksenlerle

karşılaştırılmasında genel olarak V ve Ti içerikleri bakımından daha yüksek içeriklere, Li, Zn ve Ga bakımından ise nispeten daha düşük içeriklere sahip oldukları görülmektedir. Harzburjitlerdeki ortopiroksenlerin V ve Ti (ppm) içerikleri sırasıyla, 7.22-70.44, 38.12-509.25 aralıklarında, Li, Zn ve Ga (ppm) içerikleri ise sırasıyla, 8.61-27.13, 29.17-71.45, 0.26-3.55 aralıklarında değişmektedir. Vebsterit içerisindeki ortopiroksenlerin V ve Ti (ppm) içerikleri ise sırasıyla, 0.06-0.08, 133.64-197.85 aralıklarında, Li, Zn ve Ga (ppm) içerikleri de sırasıyla, 42.98-64.80, 89.59-129.16, 3.48-4.28 aralıklarında değiştiği belirlenmiştir.

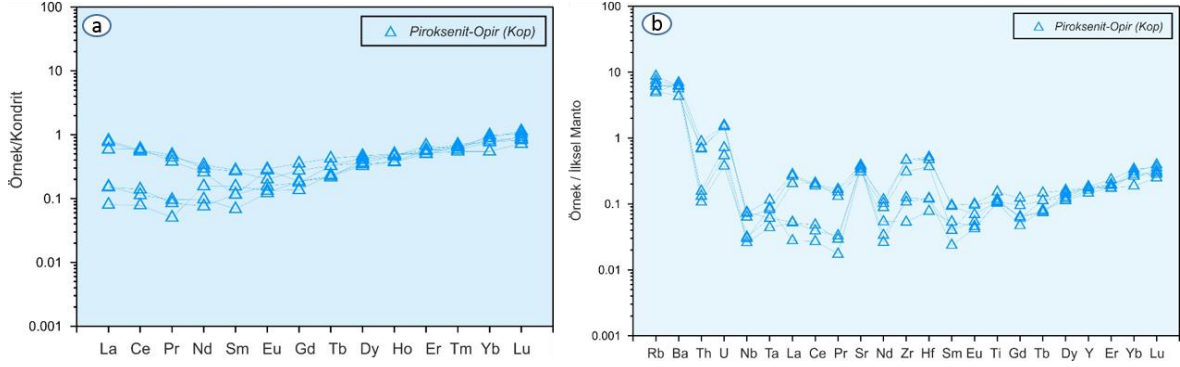
Ortopiroksenlerin kondrite normalize edilmiş NTE değişim diyagramlarında, harzburjit içerisindeki ortopiroksenlerin hafif nadir toprak elementler (HNTE) bakımından fakir, orta ve ağır nadir toprak elementler bakımından (ONTE ve ANTE) ise daha zengin oldukları görülmektedir (Şekil 37a). Ancak, vebsterit içerisindeki ortopiroksenlerin HNTE bakımından daha zengin oldukları, ONTE ve ANTE bakımından ise harzburjitlerdeki ortopiroksenler ile yaklaşık aynı oranda değiştikleri görülmektedir (Şekil 38a).



Şekil 37. Kop bölgesindeki harzburjit içerisindeki ortopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

Benzer şekilde, ortopiroksenlerin ilksel mantoya oranlanmış değişim diyagramları incelendiğinde, harzburjit içerisindeki ortopiroksenlerin büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb, Ba ve Sr konsantrasyonları bakımından bir zenginleşme, aynı şekilde Th ve U içeriklerinde de zenginleşme gözlenmektedir. Yine yüksek çekim alanlı elementlerden (YÇAE) Zr konsantrasyonu bakımından kısmen bir zenginleşme, Ti bakımından da oldukça zengin bir anomali izlenmektedir (Şekil 37b).

Vebsterit içerisindeki ortopiroksenlerin ise harzburjitlerden genel olarak az da olsa daha fakir bir element dağılımı sergiledikleri ve özellikle Ta ve Ti (ppm) içeriklerine bağlı olarak belirgin fakirleşme olduğu gözlenmektedir (Şekil 38b).



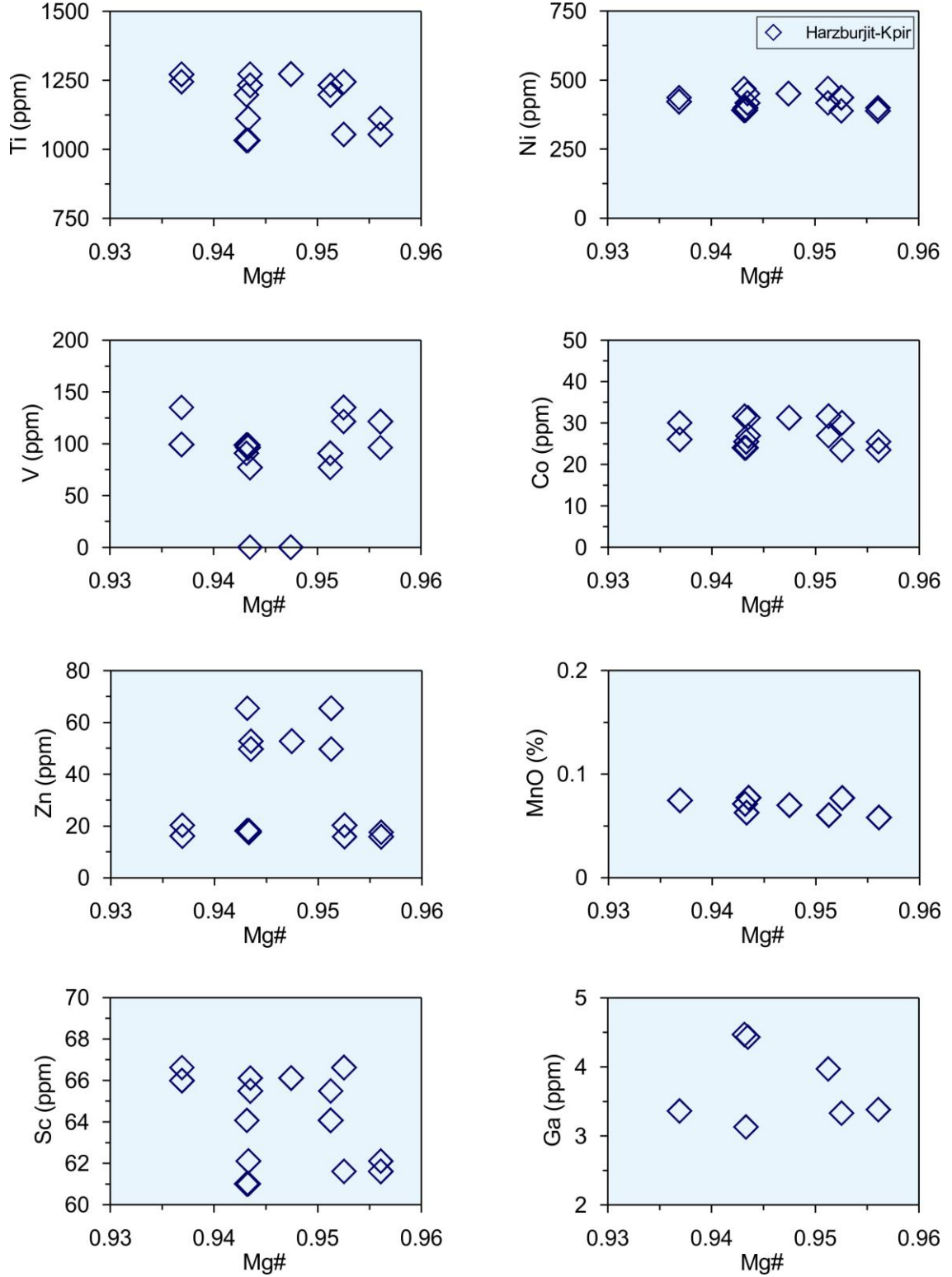
Şekil 38. Kop bölgesindeki piroksenit içerisindeki ortopiroksenlerin kondrit ve ilsel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

### 3.3.1.3. Klinopiroksen

Kop ultramafik kayalarından derlenen özellikle harzburjit ve klinopiroksenit örnekleri içerisinde seçilen klinopiroksen kristalleri üzerinde mineral kimyası analizleri gerçekleştirilmiştir. Analiz edilen klinopiroksen kristallerine ait ana oksit (% ağı.) analiz sonuçları Ek Tablo 1-3' de, harzburjitler içerisindeki klinopiroksenlerin iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçları ise Ek Tablo 14' de verilmiştir.

Wo-En-Fs diyagramında Kop ultramafik kayalarından harzburjit ve piroksenit örnekleri içerisinde incelenen klinopiroksenlerin diyopsit alanında gruplandıkları görülmektedir (Şekil 35). Özellikle, harzburjitler içerisindeki klinopiroksenlerin tamamının diyopsit bileşiminde olduğu, piroksenitler içerisindeki bazı kristallerin ise diyopsit-ojit alanında yer aldıkları görülmektedir.

Klinopiroksenlerin %  $Al_2O_3$  içerikleri nispeten geniş bir aralıkta olduğu görülmektedir. Harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerde %  $Al_2O_3$  1.34-2.51 arasında değişirken, klinopiroksenitlerde bu değer 0.42-0.74 arasındadır. %  $Cr_2O_3$  içerikleri her iki kayaç türünde de yaklaşık aynı oranlarda, genel olarak 0.10-0.62 arasında bulunmakta ve harzburjit içerisindeki ortopiroksenlerdeki içeriklere yakın oldukları belirlenmiştir.



Şekil 39. Kop bölgesindeki harzburgit içerisindeki klinopyroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.

Harzburgit içerisindeki klinopyroksenler ile klinopyroksenitlerdeki klinopyroksenler arasında ve harzburgitlerdeki ortopyroksenler ile vebsteritlerdeki ortopyroksenler arasındaki gibi benzer bir değişim ya da farklılıktan bahsetmek mümkündür.

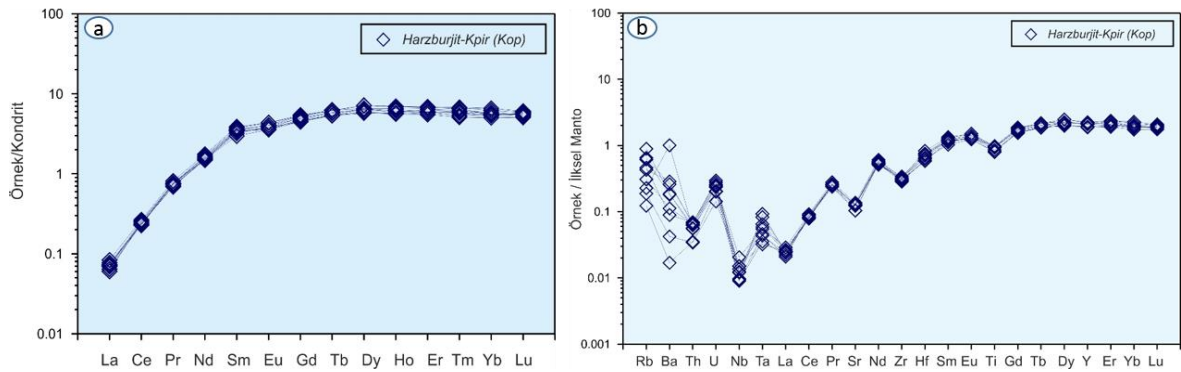


Klinopiroksenlerin  $\text{TiO}_2$  (% ağ.) içeriklerinin harzburjitlerdeki kristallerde, klinopiroksenitlerdeki kristallere göre daha zengin oldukları belirlenmiştir. Harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerde 0.20-0.36 arasında değiştiği, klinopiroksenitlerde ise 0.02-0.11 arasında kaldığı görölmektedir. Benzer şekilde, harzburjitlerdeki klinopiroksenlerin %  $\text{Na}_2\text{O}$  değerleri klinopiroksenit örnekleri içerisinde analiz edilen kristallere göre nispeten daha fazladır.

Harzburjit içerisindeki klinopiroksenler üzerinde gerçekteştirilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre; Li, V, Co, Ni, Zn ve Ga gibi bazı iz elementler sırasıyla; 3.70-8.54, 77.18-135.14, 23.48-31.65, 388.56-469.00, 14.35-65.48 ve 3.13-4.47 (ppm) aralıklarında değerlikleri belirlenmiştir.

Klinopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı hazırlanan iz element değerim diyagramları incelendiğinde, genel olarak Mg# içeriklerinin 0.935-0.96 arasında değerlikleri gözlenmektedir. Zn ve Sc element içeriklerinde Mg# içeriklerindeki değerimlere göre herhangi bir ilişki gözlenmezken, Ti, Ni, Co, V, Ga ve MnO element içeriklerinde Mg# artışına bağlı olarak negatif korelasyonlar, bazı elementlerde açık bir şekilde, bazılarında ise hafif şekilde gözlenmektedir (şekil 39). Harzburjit örnekleri içerisindeki klinopiroksenlerin tüketilme derecesine bağlı olarak Mg# içerikleri de artış göstermektedir.

Harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerin kondrite normalize edilmiş diyagramında HNTE bakımından fakir oldukları, ancak ONTE ve ANTE bakımından nispeten daha zengin ve yataya yakın dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (şekil 40a).



şekil 40. Kop bölgesindeki harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değerim diyagramları.

Aynı şekilde, harzburjit içerisindeki klinopiroksenlerin ilksel mantoya normalize edilmiş diyagramı incelendiğinde büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb ve Ba konsantrasyonları bakımından belirgin bir zenginleşme, yine U ve Ta içeriklerinde de hafif bir zenginleşme belirgindir.

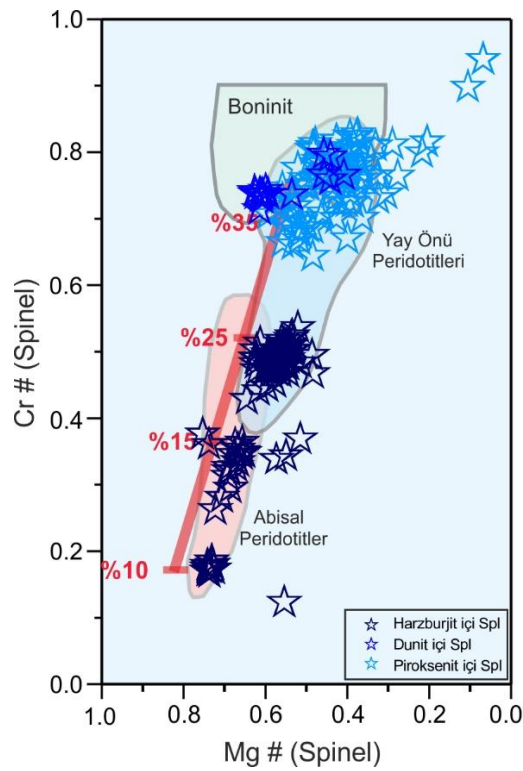
Yüksek çekim alanlı (YÇAE) Zr, Y gibi elementler ve Ti konsantrasyonu bakımından kısmen farkedilir bir negatif anomali gözlenmektedir. Harzburjitlerdeki klinopiroksenlerde negatif Nb anomalisi oldukça belirgin olup diğer elementlere göre daha fazla fakirleşme göstermektedir (Şekil 40b).

#### 3.3.1.4. Spinel

Kop bölgesindeki peridotit ve piroksenitler içerisinde bulunan krom spinel kristalleri üzerinde ana oksit (% ağı.), iz element ve NTE analizleri gerçekleştirilmiştir. Spinellere ait ana oksit (% ağı.) analiz sonuçları Ek Tablo 1-2-3' de, iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçları ise Ek Tablo 16-17-18' de verilmiştir. Genel olarak spinellerin kayaç litolojisine bağlı olarak geniş bir aralıkta kimyasal bileşime sahip oldukları belirlenmiştir. Harzburjit içerisindeki krom spinellerde %  $Al_2O_3$  içeriklerinin daha yüksek, dunit ve piroksenitlerde ise daha düşük oldukları, %  $Cr_2O_3$  içeriklerinin ise ters orantılı şekilde, dunit ve piroksenitlerdeki spinellere göre, harzburjitlerdeki spinellerin %  $Cr_2O_3$  içeriklerinin daha düşük oldukları görülmektedir. Harzburjit, dunit ve piroksenitlerde (klinopiroksenit ve vebsterit) analiz edilen spinellerin %  $Al_2O_3$  içerikleri sırasıyla; 24.12-52.07, 12.64-14.33 ve 8.33-17.28 aralıklarında değişirken, %  $Cr_2O_3$  içerikleri ise sırasıyla; 15.59-40.12, 52.69-55.22 ve 52.54-58.01 aralıklarında değişmektedir.

Spinellerin hesaplanan Mg# ve Cr# içerikleri dikkate alındığında, harzburjitlerden dunit ve piroksenitlere doğru Mg# içeriklerindeki azalmaya karşı Cr# içeriklerinde bir artış söz konusudur. Harzburjit, dunit ve piroksenitlerdeki spinellerin Cr# içerikleri sırasıyla 0.17-0.53, 0.73-0.74 ve 0.66-0.83 aralıklarında değişirken, Mg# içeriklerinin 0.52-0.74, 0.54-0.63 ve 0.21-0.59 aralıklarında değiştikleri görülmektedir. Klinopiroksen içeren harzburjitlerde ise %  $Al_2O_3$  içeriklerindeki artışa bağlı olarak Cr# değerleri daha düşük, Mg# içerikleri de yüksek olup, tüketilme derecesinin daha düşük olmasıyla ilişkilidir. Bu durum, Kop ultramafitleri içerisindeki spineller için çizilen Mg#-Cr# diyagramında belirgin bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 41).

Spinellerin % TiO<sub>2</sub> içerikleri için, eğer 0.3' ten az ise podiform, fazla ise stratiform tip oldukları belirtilmiştir (Dickey, 1975). Kop bölgesindeki ultramafik kayalardan seçilen spinellerin % TiO<sub>2</sub> değerleri, harzburjitlerde 0.02-0.16 ve dunitlerde 0.21-0.24 aralıklarında değişirken, piroksenitlerde 0.04-0.21 gibi daha geniş bir aralıkta değişmektedir. Bu nedenle podiform tip kromitlere uyumlu olarak, analiz edilen spinellerin tamamında % TiO<sub>2</sub> değerlerinin 0.3' ten az olduğu belirlenmiştir. Benzer şekilde, spinellerden elde edilen LA-ICP-MS analiz sonuçlarında da Ti (ppm) içeriklerinin 260.28-1087.79 ppm arasında değiştikleri ve harzburjitlerden piroksenitlere doğru hafif artış olduğu gözlenmiştir.

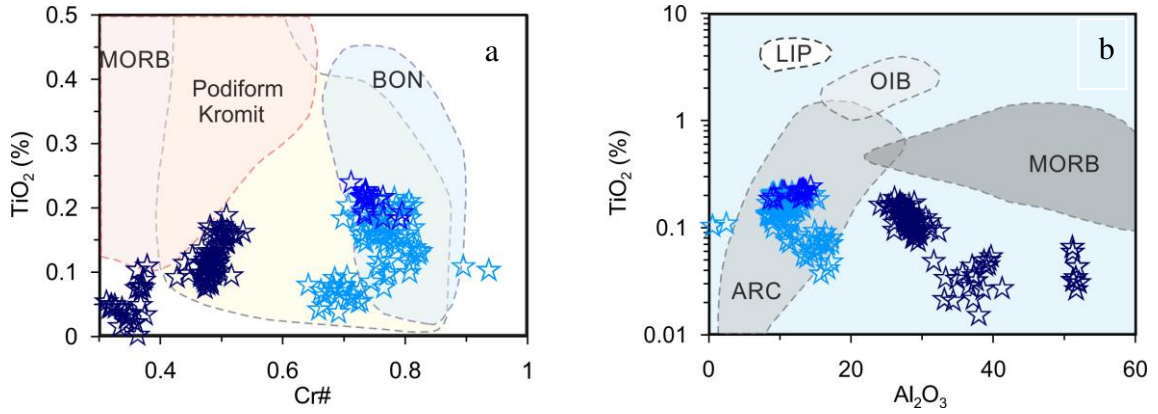


Şekil 41. Kop ultramafitleri içerisindeki spinellere ait Mg#-Cr# diyagramı (Abisal peridotit alanı Arai (1994), yayönü peridotit alanı Parkinson ve Pearce (1998) ve boninit alanı Sobolev ve Danyushevsky (1994)'den alınmıştır).

Harzburjit, dunit ve piroksenitler içerisindeki spineller için çizilen Cr# karşı % TiO<sub>2</sub> diyagramında, spinellerin Cr# artışına bağlı olarak hafif bir artış izlenmekte olup, litolojiye göre farklı tektonik ortamı yansıttıkları gözlenmektedir (Şekil 42). Spinellerin büyük çoğunluğu podiform kromit alanında yer almaktadır.

Harzburjit içerisindeki spinellerin hemen hemen hepsi okyanus ortası sırt alanına yakın bölümde kümelenme gösterirken, dunit ve piroksenit içi spineller boninit alanında ya

da yakın bir bölümde kümelenme göstermektedirler (Şekil 42a). Spinellerin  $Al_2O_3$  değerlerine göre  $TiO_2$  değişim diyagramında benzer şekilde yüksek-Al spinellerin (harzburjit içi) okyanus ortası sırt alanına yakın olarak kümelendikleri, düşük-Al spinellerin (dunit ve piroksenit içi) ise yay ilişkili alanda kümelendikleri gözlenmektedir (Şekil 42b). Spinellerin Cr# değerlerindeki artışla doğru orantılı olarak  $TiO_2$  içeriklerinde hafif artma ve  $Al_2O_3$  içerikleriyle ters orantılı şekilde hafif bir azalma gözlenmektedir.

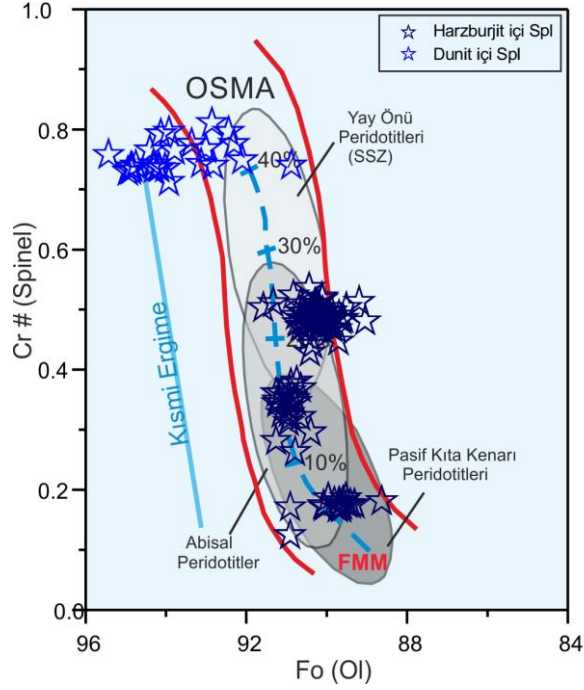


Şekil 42. Kop ultramafitleri (harzburjit, dunit ve piroksenit) içerisindeki spinellerin Cr#-TiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> (% ağı) diyagramları (Alanlar; Page ve Barnes (2009) ve Kemenetsky vd. (2001)' den alınmıştır).

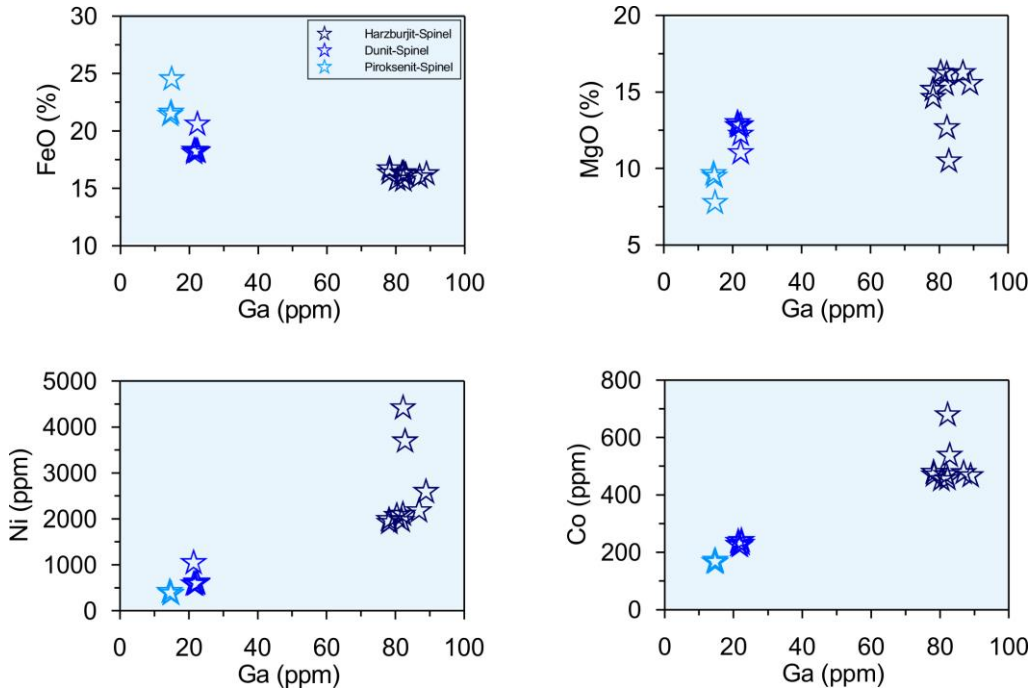
Kop ultramafik kayalarından peridotitler (harzburjit ve dunit) içerisindeki olivin-spinel çiftleri için olivinlerin Fo içeriklerine karşılık spinellerin Cr# değerlerinin değişimlerinin gösterildiği diyagramda, spinellerin büyük çoğunluğu olivin-spinel manto alanı (OSMA) içinde kaldıkları gözlenmektedir (Şekil 43). Ancak, bu bölgedeki taze dunit zonu içerisinde seçilen örneklerdeki olivinlerin Fo içerikleri çok yüksek olup OSMA dışında kalmışlardır (Şekil 43).

Dunit ve piroksenit içindeki spinellerden hesaplanan Fe<sup>3+</sup> değerleri harzburjitlerdeki spinellerden daha yüksektir. Dunitlerde 0.75-1.00, piroksenitlerde 0.73-1.21 arasında, harzburjitlerde ise 0.19-0.54 arasında değişmektedir. Analiz sonuçlarında, % MnO içerikleri de dunit ve piroksenit içindeki spinellerin Fe<sup>3+</sup> değerleri gibi, harzburjitlerdeki spinellerden daha yüksektir. Dunitlerde 0.27-0.40, piroksenitlerde 0.21-0.45 arasında, harzburjitlerde ise 0.06-0.19 arasında değişmektedir. Spinellerden elde edilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, harzburjit içerisindeki spinellerin, dunit ve piroksenit içerisindekilere spinellere göre, genel olarak Ga, Ni, Zn ve Co içerikleri bakımından daha yüksek oldukları belirlenmiştir. Spinellerin Ga element bolluklarına göre hazırlanan diyagramlarda, harzburjit dunit ve piroksenit içerisindeki spinellerin Ga artışına bağlı

olarak FeO, MgO (%), Ni, Co (ppm) bakımından litolojiye göre net bir şekilde ayrıldıkları gözlenmektedir (Şekil 44).

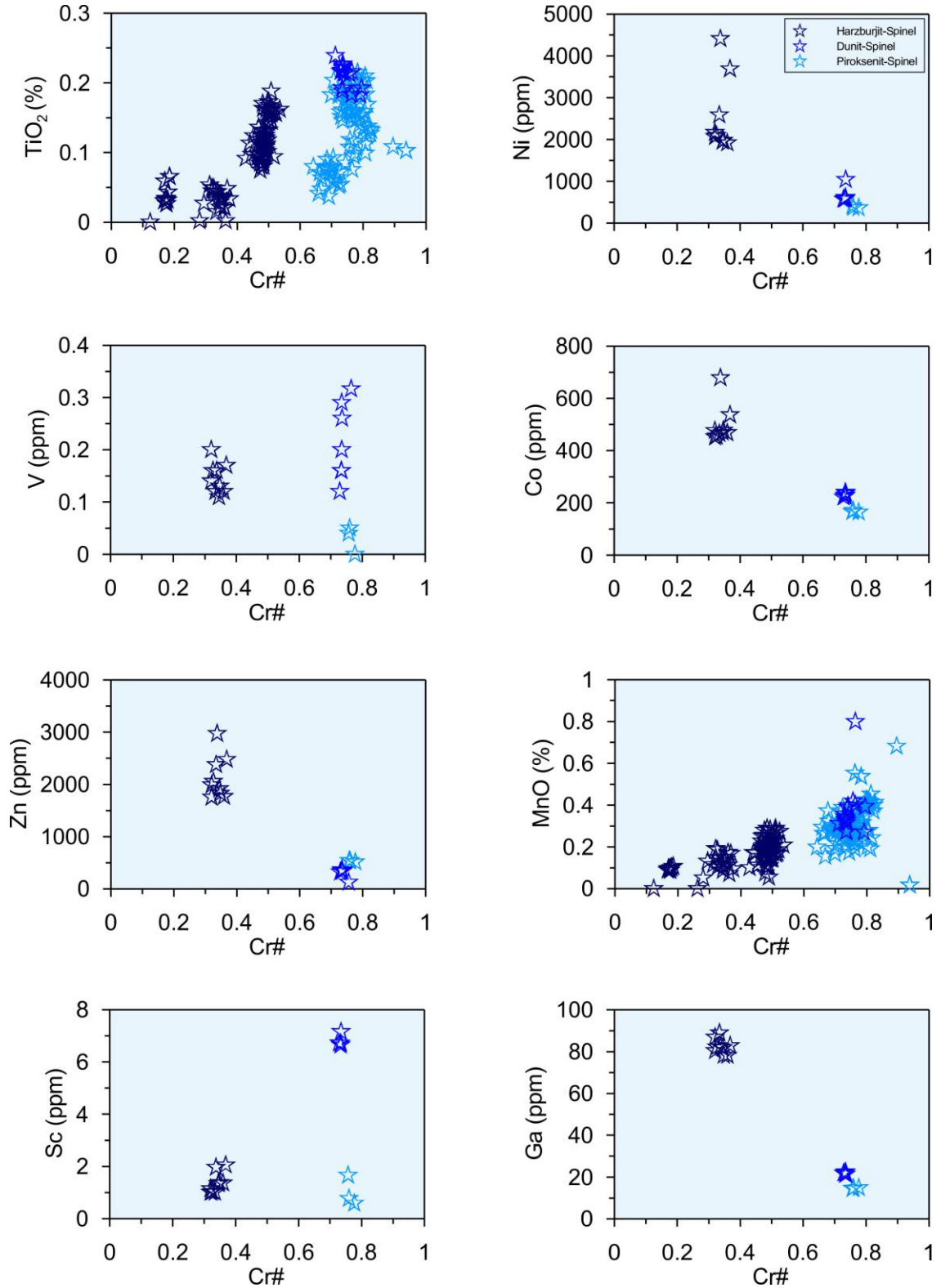


Şekil 43. Kop harzburjite ve dunitleri içerisindeki olivin-spinel çiftlerinin Fo-Cr# diyagramı (Arai, 1992).



Şekil 44. Kop ultramafitleri (harzburjite, dunit ve piroksenite) içerisindeki spinellerin Ga (ppm) içeriklerine karşı FeO, MgO (%), Ni ve Co (ppm) değişim diyagramları.





Şekil 45. Kop ultramafitleri (harzburgit, dunit ve piroksenit) içerisindeki spinellerin Cr# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.

Harzburgitlerdeki spinellerin Ga, Ni ve Co (ppm) içerikleri sırasıyla, 78.160-88.9, 1916.27-4408.39, 452.28-678.09 aralıklarında değişmektedir. Dunit içerisindeki spinellerin daha düşük olarak Ga, Ni ve Co (ppm) içerikleri sırasıyla, 21.39-22.33, 572.21-1039.78,

221.81-240.05 aralıklarında değişen oranlardadır. Piroksenit içerisindeki spinellerin ise dunitlerden de düşük Ga, Ni ve Co (ppm) içerikleri sırasıyla, 14.43-14.86, 364.37-412.08 164.53-170.71 aralıklarında, ancak Zn (ppm) içerikleri, farklı olarak harzburjitlerdeki spinellerden düşük ve dunitlerdekilere göre fazla olup 514.78-540.46 arasındadır.

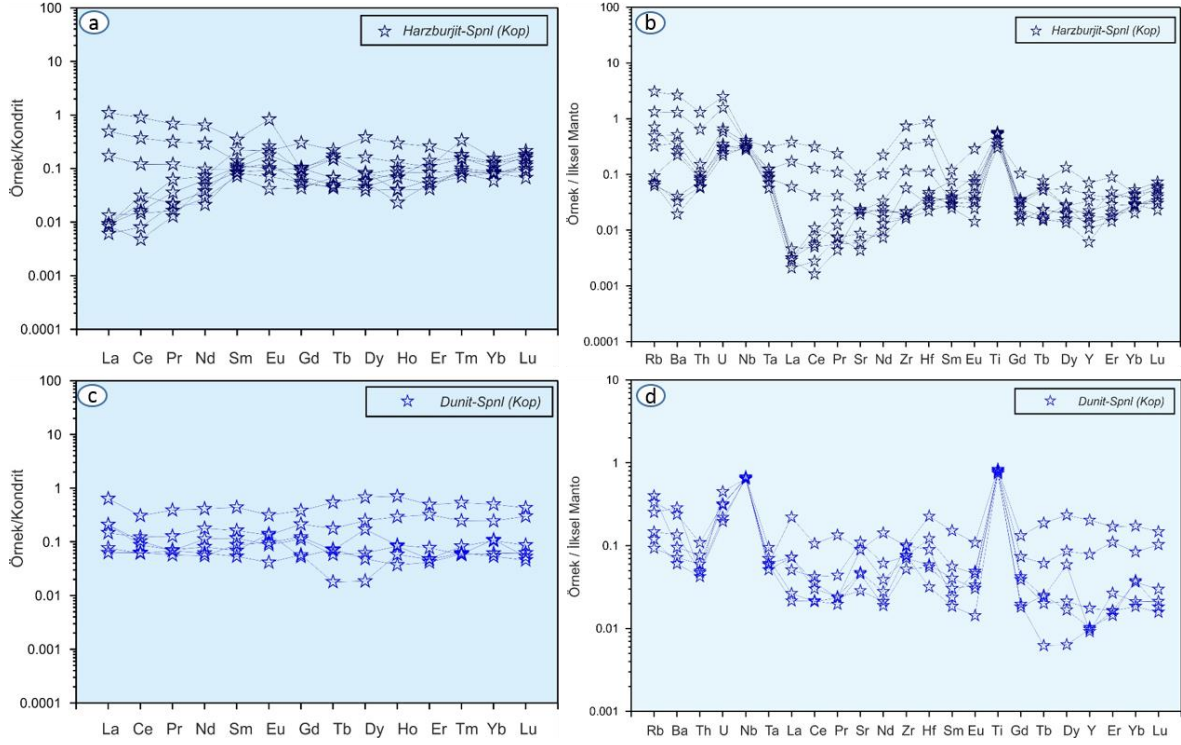
Spinellerin Cr# içeriklerindeki artışa göre bazı iz elementler içerikleri için harzburjit, dunit ve piroksenitlere ait kristallerin litolojiye göre farklı alanlarda yoğunlaştıkları gözlenmektedir (Şekil 45). Özellikle Ni, Co, Zn ve Ga (ppm) element konsantrasyonları harzburjitlerden dunit ve piroksenitlere doğru azalan, TiO<sub>2</sub> ve MnO (%) içerikleri ise pozitif korelasyonlar sergilemektedirler. Sc (ppm) element konsantrasyonları her üç litoloji içerisindeki spineller için < 10 (ppm) olmasına rağmen harzburjit, dunit ve piroksenitler için Cr# içeriklerindeki artışa göre net bir ayırım göstermektedirler. Diğer element konsantrasyonlarında dunit ve piroksenit içi spineller benzer dağılım sergilerken Sc konsantrasyonları bakımından dunit içi spinellerin piroksenitlerdeki spinellerden farklı oldukları gözlenmektedirler (Şekil 45).

Analiz edilen spinellerin kondrite normalize edilmiş NTE değişim diyagramlarında, dunit içerisindeki spinellerle harzburjitlerdeki spinellerin bir kısmında benzer dağılım sergilendiği ancak, harzburjit içerisindeki spinellerde iki farklı yönseme gözlemlendiğinden, diğer bir kısmının dunit içerisindekilere göre farklı olduğu görülmektedir. Özellikle, hafif nadir toprak element (HNTE) konsantrasyonları bakımından harzburjitler içerisindeki spinellerde gözlenen iki farklı yönseme, farklı zamanlarda oluşmuş krom spinellerin varlığıyla ilişkili olduğunu düşündürmektedir (Şekil 46a).

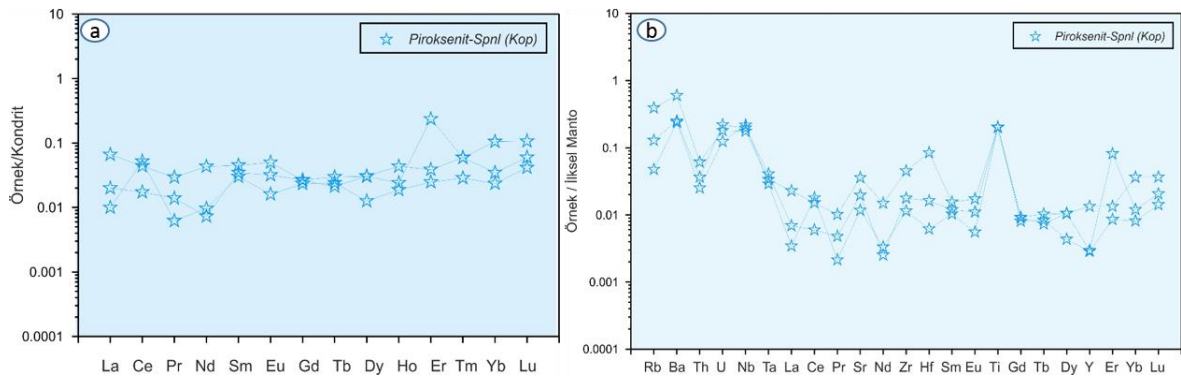
HNTE bakımından daha zengin olduğu gözlenen spineller, dunit içerisindeki gibi yatay ve yataya yakın yönseme göstermektedirler. ONTE ve ANTE bakımından ise harzburjit ve dunit içerisindeki hemen hemen bütün spineller benzer dağılım sergilemektedirler (Şekil 46a ve c). Ancak, piroksenit içerisinde bulunan spinellerde NTE dağılımları genel olarak daha düşük değerler sergilemektedirler (Şekil 47a).

İlksel mantoya oranlanmış çoklu element değişim diyagramlarına bakıldığında, harzburjit içerisindeki spinellerin yine iki farklı dağılım sundukları gözlenirken, dunit içerisindeki spinellerle bir kısmının benzer oldukları görülmektedir. Ancak, büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb, Ba ve daha az olarak Sr konsantrasyonları bakımından harzburjit içerisindeki spinellerin daha zengin oldukları net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 46b ve d). Benzer şekilde, harzburjit içerisindeki spinellerin bir kısmında, dunitlere göre Th ve U içeriklerinde daha fazla zenginleşme gözlenirken, diğer

bir kısmı dunit içerisindeki spinellere benzer dağılım sergilemektedirler. Yüksek çekim alanlı elementlerden (YÇAE) Zr konsantrasyonu bakımından da aynı durum söz konusudur. Ti ve Nb bakımından ise analiz edilen bütün spinellerde belirgin pozitif anomaliler gözlenmektedir (Şekil 46b,d ve 47b).



Şekil 46. Kop bölgesindeki harzburgit ve dunit içerisindeki spinellerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.



Şekil 47. Kop bölgesindeki piroksenit içerisindeki spinellerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

### 3.3.2. Ulaş Ultramafitlerinin Mineral Kimyası

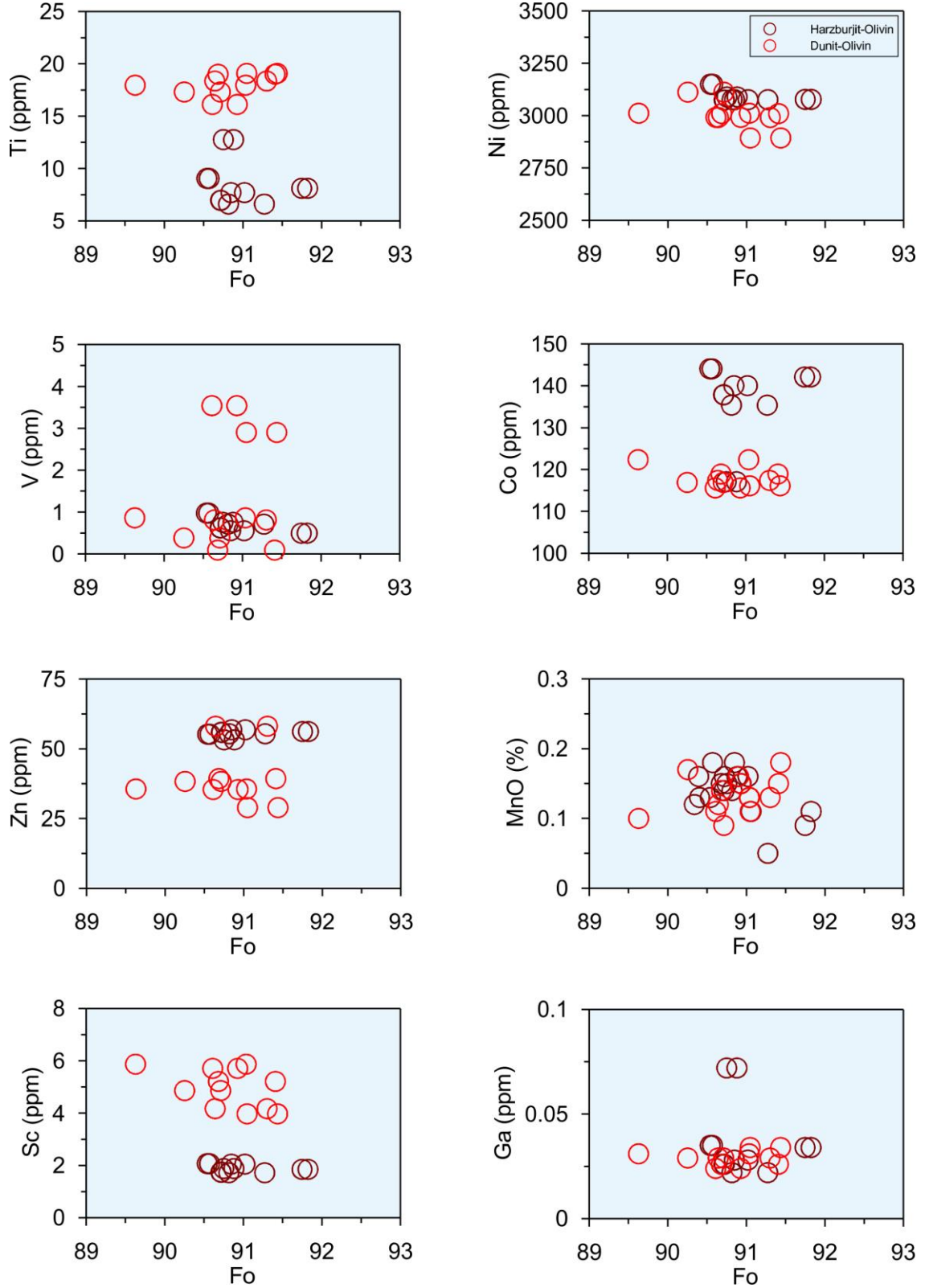
#### 3.3.2.1. Olivin

Ulaş bölgesinde yer alan ultramafik kayalardan harzburjit ve dunitler içerisinde modal bileşimi en fazla mineral olan olivinlerin, özellikle incelenen dunit örneklerinin bir çoğunda, Kop bölgesinde olduğu gibi yoğun serpantinleştikleri gözlenmiştir. Ancak bu bölgede, dunit içerisinde ayrılmamış olivin kristallerine daha sık rastlanmıştır.

Harzburjit ve dunitlerden seçilen olivinler üzerinde yapılan mineral kimyası analiz sonuçlarından ana oksit (% ağı.) değerleri Ek Tablo 4-5' de, iz ve nadir toprak element (NTE) (ppm) değerleri ise Ek Tablo 10-11' de verilmiştir. Olivinlerin kimyasal bileşimleri kayaç litolojisine bağlı olarak farklılık göstermektedir; özellikle Fo içerikleri, dunitlerden harzburjitelere doğru daha düşük değerler gösterirler.

Geniş yayılım gösteren birim olan harzburjiteldeki olivinler, kendi içerisinde benzer kimyasal bileşimler sergilerler. Harzburjiteldeki Fo içerikleri 90.34-91.82 arasında, Ni (ppm) içerikleri 3076.06-3149.79 arasında, MnO (% ağı.) içerikleri de 0.05-0.18 arasında değişmektedir. Dunitlerden analiz edilen olivinlerin ise genel olarak daha yüksek 89.63-91.44 arasında değişen Fo içeriklerine sahip oldukları, Ni (ppm) içeriklerinin kısmen daha düşük 2893.10-3112.10 arasında değiştikleri izlenmektedir. MnO (% ağı.) içeriklerinin ise 0.09-0.48 arasında ve harzburjitelere göre daha düşük oranlarda değiştikleri belirlenmiştir.

Ulaş ultramafik kayalarından harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerden elde edilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, harzburjit içerisindeki olivinlerle dunit içerisindeki olivinlerin genel olarak birbirine yakın aralıkta değişen değerlere sahip oldukları belirlenmiştir. Ancak, büyük farklılıklar olmamasına rağmen Ga, Zn ve Co içerikleri bakımından daha yüksek değerlere, V ve Ti bakımından ise genel olarak daha düşük içeriklere sahip oldukları görülmektedir. Harzburjiteldeki olivinlerin Ga, Zn ve Co (ppm) içerikleri sırasıyla, 0.02-0.07, 53.21-56.81, 117.07-144.05 aralıklarında, V ve Ti (ppm) içerikleri ise sırasıyla, 0.49-0.97 ve 6.60-12.76 aralıklarında değişmektedir. Dunitler içerisindeki olivinlerin Ga, Zn ve Co (ppm) içerikleri ise sırasıyla, 0.02-0.03, 28.93-58.10, 115.60-122.35 aralıklarında, V ve Ti (ppm) içerikleri de sırasıyla, 0.09-3.54 ve 16.12-19.09 aralıklarında değişen oranlarda oldukları belirlenmiştir.



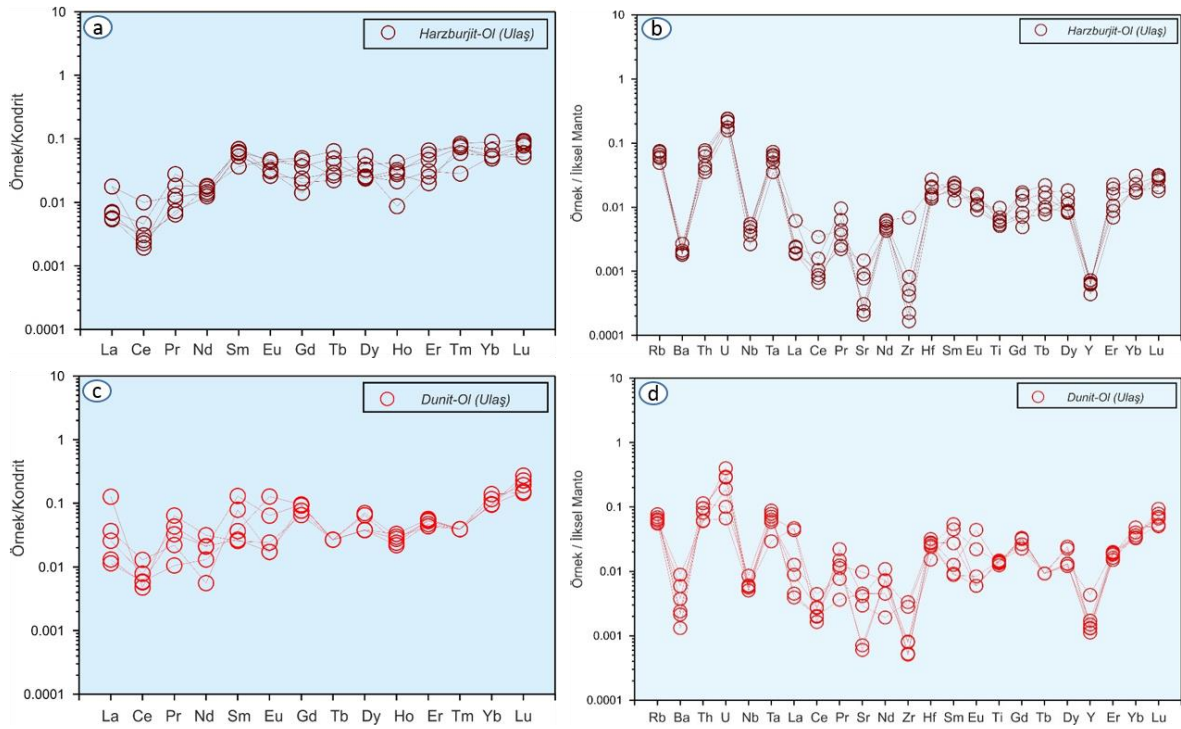
Şekil 48. Ulaş bölgesindeki harzburgit ve dunit içerisindeki olivinlerin Fo içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.

Ulaş bölgesinde de en yaygın litoloji olan harzburgitler ve daha az orandaki dunitlerin içerisindeki olivinlerin kimyasal bileşimleri bakımından Fo içeriklerine karşı hazırlanan iz



element değişim diyagramlarında bazı element konsantrasyonları bakımından belirgin farklılıklar gözlenirken bazılarında ise benzer dağılımlar gözlenmektedir. Fo içerikleri harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerde yakın aralıklarda değişse de dunitlere doğru bir artış söz konusudur. Olivinlerin Ti, Sc ve kısmen V (ppm) içerikleri hem harzburjit hem de dunitlerde benzer dağılım sergilemekle birlikte, harzburjitlerden dunitlere doğru genel olarak hafif bir artış olduğu gözlenmektedir. Ni ve Ga (ppm) içeriklerinde harzburjit ve dunitlerdeki olivinlerde belirgin bir farklılaşma gözlenmemektedir. Ancak, Co (ppm) konsantrasyonları harzburjitlerden dunitlere doğru azalma eğilimindedirler (Şekil 48).

Olivinlerin kondrite normalize edilmiş NTE değişim diyagramları incelendiğinde, dunit içerisindeki olivinlerin harzburjitlerdeki olivinlere göre hafif bir zenginleşme gösterdikleri söylenebilir. Özellikle, HNTE konsantrasyonları bakımından dunit içerisindeki olivinlerin harzburjitlerdeki olivinlere göre daha zengin oldukları, ANTE konsantrasyonları bakımından ise özellikle Yb ve Lu içeriklerinde belirgin bir zenginleşmenin olduğu görülmektedir (Şekil 49a ve c).



Şekil 49. Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

Olivinlerin ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element değişim diyagramları incelendiğinde, hem dunit içerisindeki olivinlerde hem de harzburjitlerdeki olivinlerde

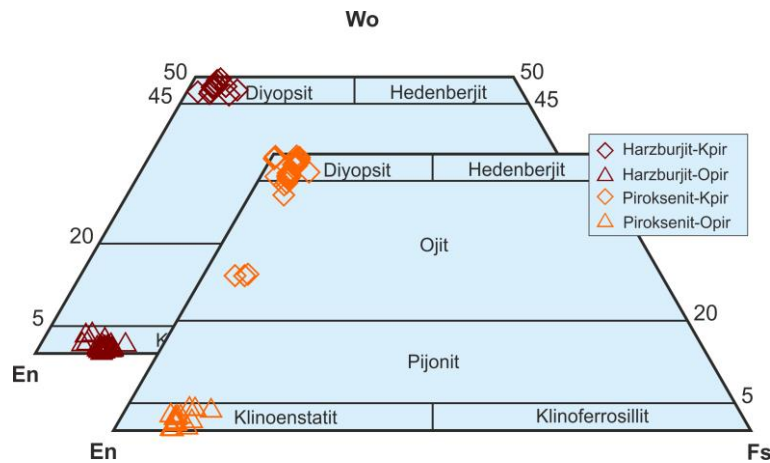
benzer dağılım desenleri izlenmektedir. Her iki litoloji içerisinde olivinlerin büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb konsantrasyonu bakımından zenginleşme, Ba ve Sr konsantrasyonları bakımından ise fakirleşme olduğu görülmektedir. Aynı şekilde, yüksek çekim alanlı elementlerden (YÇAE) Nb, Zr ve Y konsantrasyonları bakımından negatif anomaliler belirgin bir şekilde izlenirken, Th, U ve Ta bakımından ise pozitif anomaliler gözlenmektedir. Bu değerlendirmeler ışığında, Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin iz element ve NTE (ppm) dağılımları her ne kadar benzer olsa da harzburjitlerden dunitlere doğru genel olarak hafif bir zenginleşme olduğu gözlenmektedir (Şekil 49 b ve d).

### 3.3.2.2. Ortopiroksen

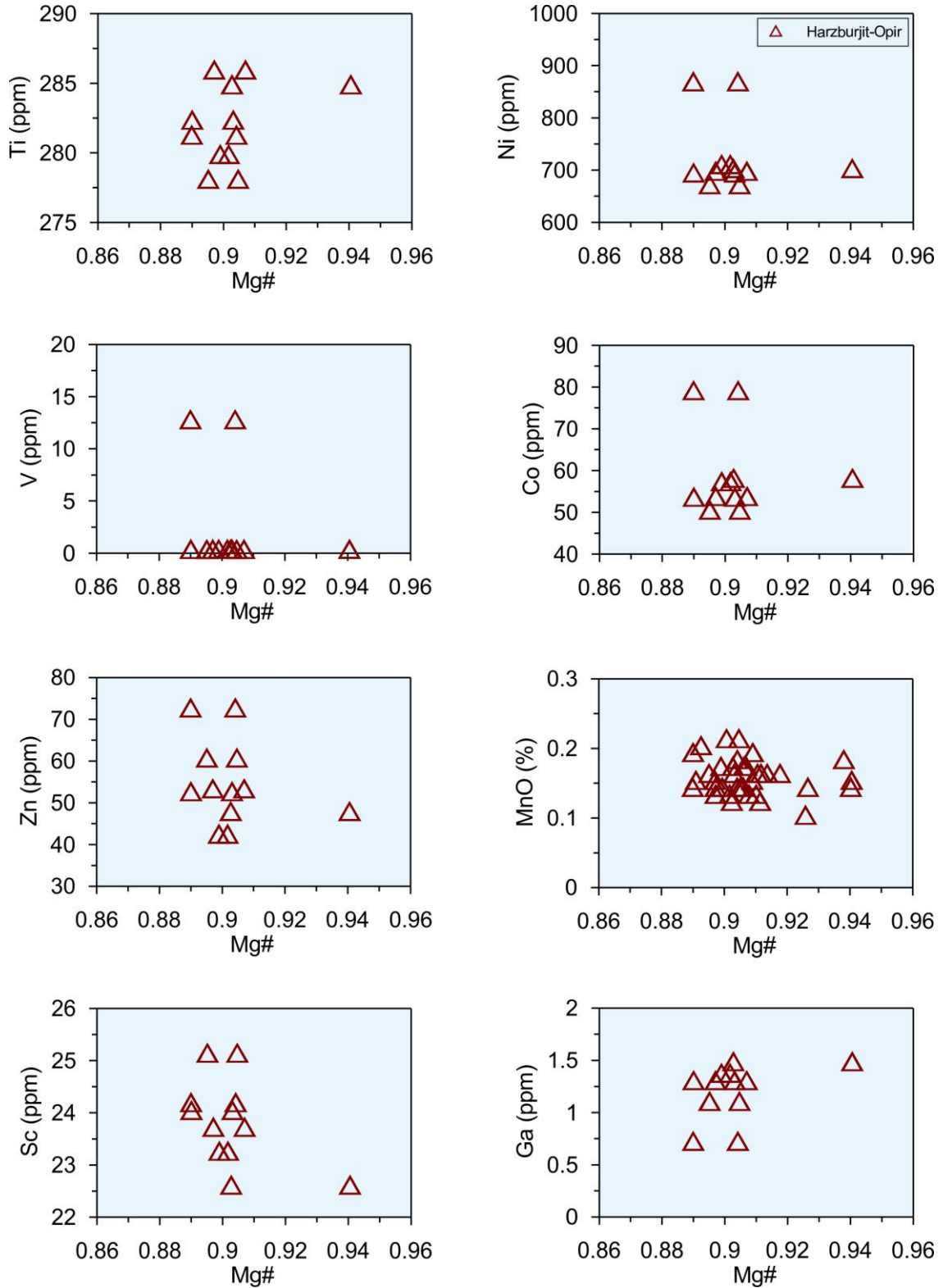
Ulaş bölgesindeki harzburjitlerin ortopiroksenlerinden elde edilen ana oksit (% ağı.) analiz sonuçları Ek Tablo 4’ de, iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları da Ek Tablo 12’ de verilmiştir. Sadece harzburjitlerden seçilebilen ve analiz edilen ortopiroksenler, litolojiye göre farklı kimyasal bileşimlere sahiptirler. Ortopiroksenlerin En içeriklerinin genel olarak % 87.42-90.38 arasında değiştikleri tespit edilmiştir.

Analiz edilen bütün ortopiroksenlerde, %  $Al_2O_3$  değerleri 1.20-2.51 arasında değişirken, % CaO değerleri ise daha dar bir aralıkta değişen 0.34-1.66 arasında olduğu görülmektedir. Ortopiroksenlerin %  $Cr_2O_3$  değerleri de 0.31-0.99 arasındadır.

Wo-En-Fs diyagramında harzburjitlerin içerisindeki ortopiroksenlerin En köşesine yakın bir alanda gruplandıkları görülür (Şekil 50).



Şekil 50. Ulaş ultramafitlerine ait piroksen kristallerinin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki yerleri (Morimoto vd., 1989).



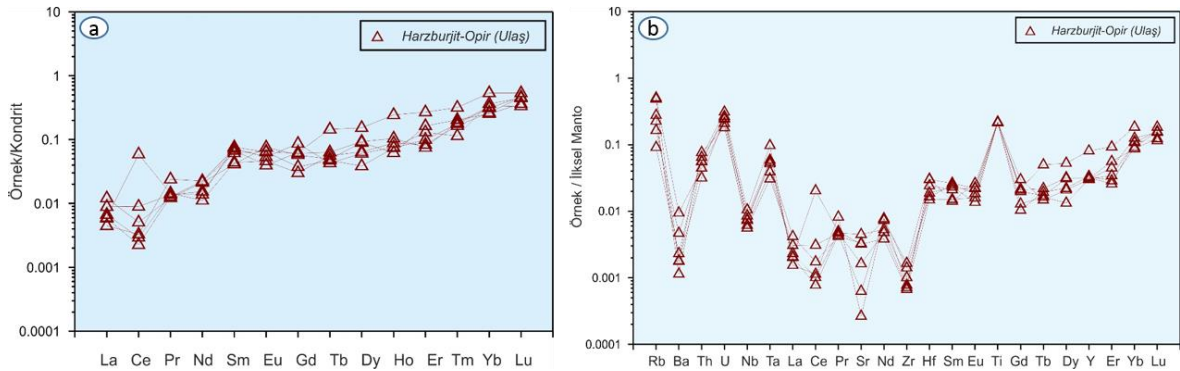
Şekil 51. Ulaş bölgesindeki harzburji içerisindeki ortopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz eşlement değişim diyagramları.

Bölgeyi temsil ettiği düşünülen kayaç örnekleri üzerinde yapılan mineralojik ve petrografik çalışmalarda, sadece harzburjitlerden seçilebilen ortopiroksenlerden elde edilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, genel olarak Ni ve Ti içerikleri

bakımından kısmen yüksek değerlere, Co, Zn ve Ga bakımından ise nispeten daha düşük içeriklere sahip oldukları gözlenmiştir. Ni ve Ti (ppm) içerikleri sırasıyla, 666.88-864.05 ve 277.90-285.75 aralıklarında, Co, Zn ve Ga (ppm) içerikleri ise sırasıyla, 49.87-78.48, 41.82-72.03 ve 0.69-1.46 aralıklarında değişmektedirler.

Mg# içerikleri, analiz edilen ortopiroksenlerde 0.89-0.94 arasında değişen aralıktadır. Ortopiroksenlerin Mg# içeriklerindeki değişimlere göre Ti, V, Co, Ni ve Zn (ppm) iz element konsantrasyonlarında herhangi bir korelasyon gözlenmemektedir. Ancak, artan Mg# içeriklerine göre Ga (ppm) konsantrasyonlarında hafif bir pozitif korelasyon, MgO (%) içeriklerinde ise hafif bir negatif korelasyon izlenmektedir. Sc konsantrasyonları da Mg# içeriklerindeki artışa karşı hafif şekilde negatif bir korelasyon gösterirler (Şekil 51).

Ortopiroksenlerin kondrite normalize edilmiş NTE değişim diyagramlarında, hafif nadir toprak elementler (HNTE) bakımından fakir, orta ve ağır nadir toprak elementler bakımından (ONTE ve ANTE) ise daha zengin dağılımlar sergilemektedirler (Şekil 52a).



Şekil 52. Ulaş bölgesindeki harzburgiti içerisindeki ortopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

Ortopiroksenlerin ilksel mantoya göre oranlanmış iz element değişim diyagramları incelendiğinde, büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb konsantrasyonu bakımından zenginleşme izlenirken, Ba ve Sr konsantrasyonları bakımından bir fakirleşmenin olduğu görülmektedir. Benzer şekilde, yüksek çekim alanlı elementlerden (YÇAE) Ta, Th, U ve Ti konsantrasyonları bakımından belirgin bir zenginleşme, Zr konsantrasyonu bakımından ise bir fakirleşme gözlenmektedir (Şekil 52b).

Harzburgitler içindeki ortopiroksenlerdeki iz ve NTE dağılımlarında gözlenen bu dağılımlara göre özellikle ANTE ve bazı iz elementler bakımından zenginleşmeler, harzburgitlerin tüketilme derecelerindeki artış ile ilişkilidir.

### 3.3.2.3. Klinopiroksen

Ulaş bölgesinde yer alan ultramafik kayalardan derlenen örneklerde, özellikle klinopiroksenitler içerisinde seçilebilen klinopiroksen kristalleri üzerinde mineral kimyası analizleri gerçekleştirilmiştir. Analiz edilen klinopiroksen kristallerine ait ana oksit (% ağı.) analiz sonuçları Ek Tablo 4-6' da, iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçları ise Ek Tablo 14-15' de verilmiştir.

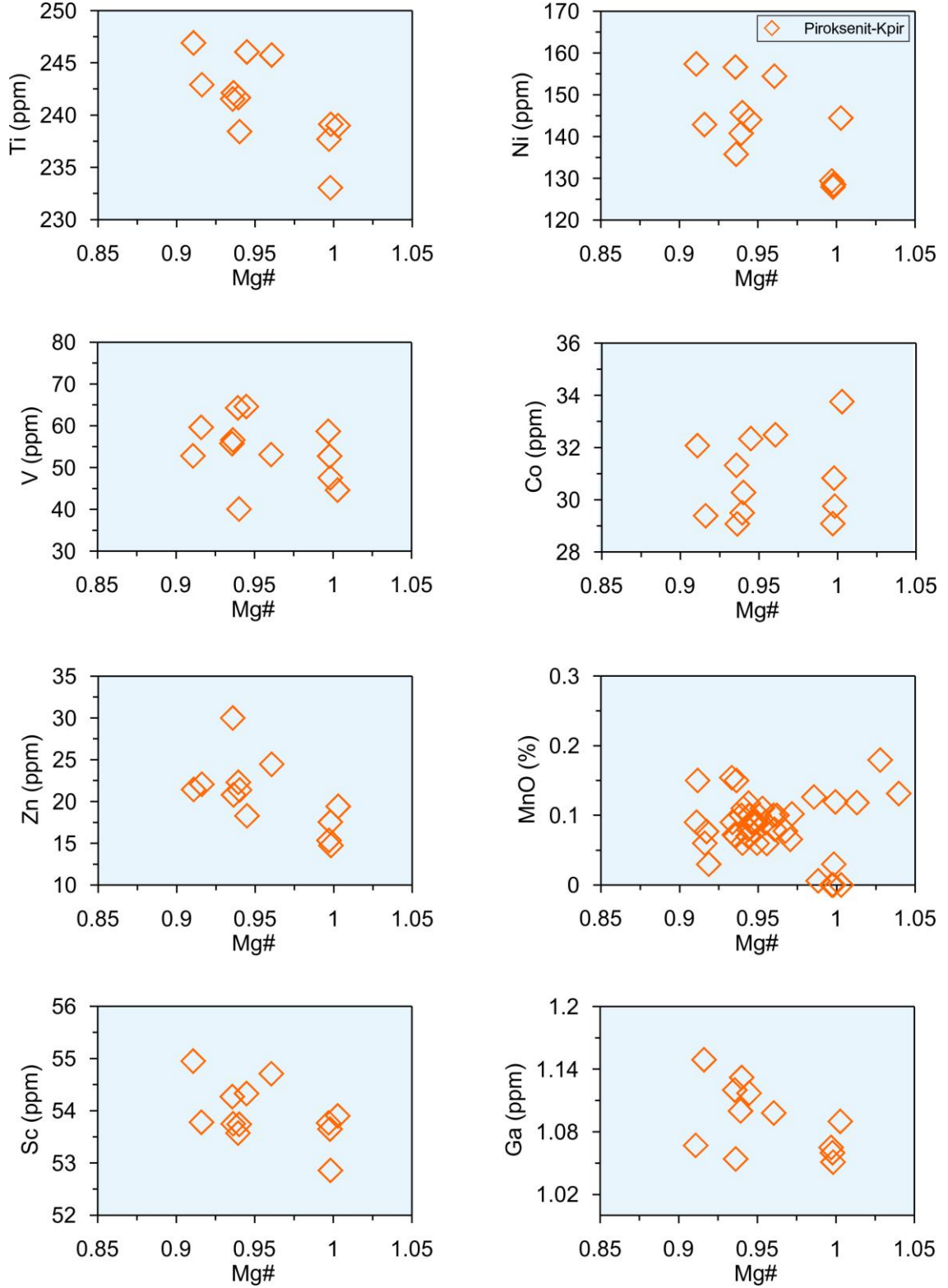
Klinopiroksenlerin %  $Al_2O_3$  içerikleri nispeten geniş bir aralıkta olup 1.05-1.33 arasında değişirken, %  $Cr_2O_3$  içerikleri ise genel olarak 0.18-0.78 arasında bulunmakta ve harzburjitlerin ortopiroksenleriyle yakın aralıklarda oldukları görülmektedir. Klinopiroksen kristallerinin %  $TiO_2$  içerikleri 0.01-0.15 arasında, %  $Na_2O$  içerikleri ise 0.01-0.75 arasında değişmektedir.

Çalışma alanındaki piroksenitlerdeki klinopiroksenler üzerinde gerçekleştirilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre; Li, V, Co, Ni, Zn ve Ga gibi bazı iz element konsantrasyonları sırasıyla; 0.81-2.48, 47.54-64.28, 29.09-32.49, 127.94-157.38, 14.75-29.99 ve 1.05-1.14 (ppm) aralıklarında değişmektedirler. Genel olarak, V, Co ve Ni içerikleri bakımından nispeten yüksek değerlere sahip olan klinopiroksenlerin, Li, Zn ve Ga içeriklerinin ise çok daha düşük değerler arasında değiştikleri belirlenmiştir.

Piroksenit örneklerinden seçilen klinopiroksenlerin büyük bir çoğunluğu Wo-En-Fs üçgen diyagramında diyopsit alanında, az bir kısmının ise ojit alanında yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 50).

Klinopiroksenlerin Mg# içerikleri 0.91-1.00 arasında değişen oranlardadır. Mg# içeriklerindeki değişimlere göre, V (ppm) konsantrasyonlarında herhangi bir ilişki gözlenmemektedir. Ancak, Ti, Ni, Ga, Sc ve Zn (ppm) element konsantrasyonları ise Mg# içeriklerindeki artışa bağlı olarak negatif bir korelasyon sergilerken, Co (ppm) ve MnO (%) konsantrasyonları pozitif bir korelasyon sergilemektedirler (Şekil 53).

Klinopiroksenitlerden seçilen klinopiroksenlerin kondrite göre normalize edilmiş NTE değişim diyagramında HNTE bakımından çok fakir oldukları, ancak, ONTE ve ANTE bakımından nispeten daha zengin ve yataya yakın dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (Şekil 54a).

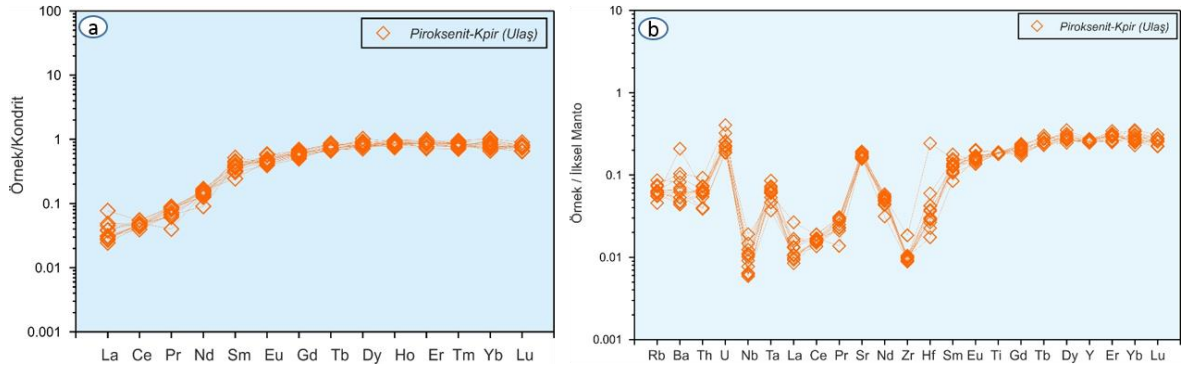


Şekil 53. Ulaş bölgesindeki piroksenit içerisindeki klinopyroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.

Klinopyroksenlerin ilksel mantoya göre normalize edilmiş iz element değişim diyagramı incelendiğinde, büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb ve Ba



konsantrasyonları bakımından bir değişim olmamasına rağmen, Sr konsantrasyonu bakımından belirgin bir zenginleşme gözlenmektedir. Yüksek çekim alanlı elementlerden (YÇAE), özellikle U ve Ta konsantrasyonları bakımından zenginleştiği, Nb ve Zr konsantrasyonları bakımından ise belirgin bir şekilde fakirleştiği görülmektedir. Bunların yanında Y konsantrasyonu bakımından çok hafif bir negatif anomali de söz konusudur (Şekil 54b).



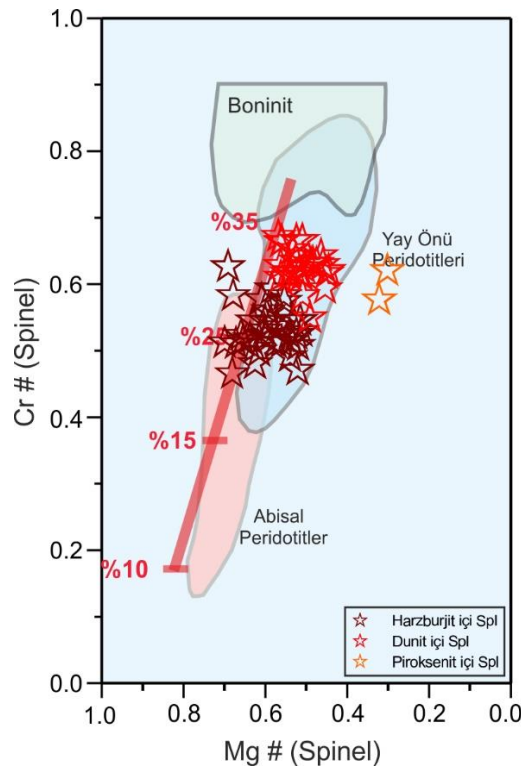
Şekil 54. Ulaş bölgesindeki piroksenit içerisindeki klinopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

### 3.3.2.4. Spinel

Ulaş bölgesinde yer alan çalışma alanından derlenen peridotit ve piroksenitler üzerinde yapılan mineralojik ve petrografik incelemeler sonucunda, harzburjit ve dunit içerisinde krom spinellerin varlığı tespit edilmiş, piroksenitlerde ise gözlenememiştir. Krom spinel kristalleri üzerinde ana oksit (% ağı.), iz element ve NTE analizleri gerçekleştirilmiştir. Spinellere ait ana oksit (% ağı.) analiz sonuçları Ek Tablo 4-5' de, iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçları ise Ek Tablo 16-17-18' de verilmiştir.

Genel olarak, spinellerin litolojik farklılıklara bağlı olarak geniş bir aralıkta değişen kimyasal bileşime sahip oldukları belirlenmiştir. Harzburjit içerisindeki krom spinellerde %  $Al_2O_3$  içeriklerinin daha yüksek, dunitlerde ise daha düşük oldukları, %  $Cr_2O_3$  içeriklerinin ise ters orantılı şekilde, dunit içerisindeki spinellere göre, harzburjitlerdeki spinellerin daha düşük içeriklere sahip oldukları görülmektedir. Harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin %  $Al_2O_3$  içerikleri sırasıyla; 18.89-31.06 ve 16.36-44.31 aralıklarında değişirken, %  $Cr_2O_3$  içerikleri ise sırasıyla; 33.91-46.53 ve 43.33-51.15 aralıklarında değişmektedir.

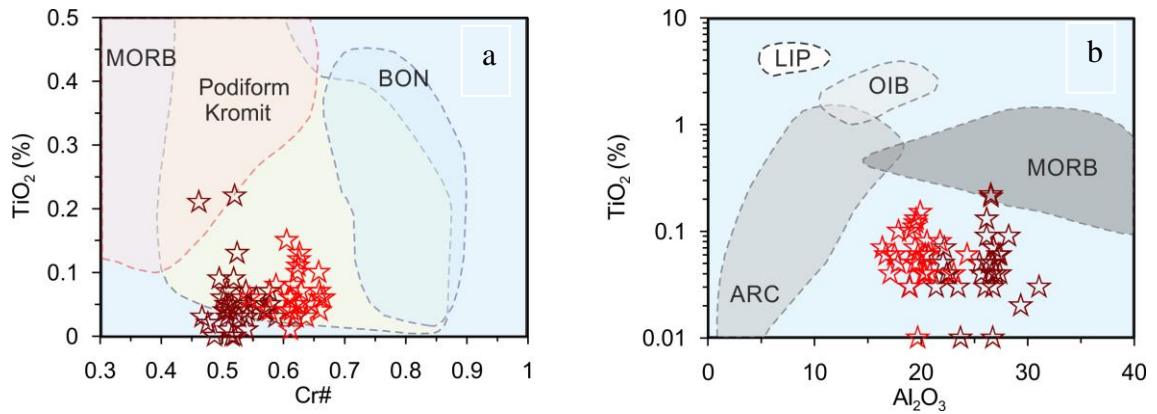
Analiz edilen tüm spinellerden hesaplanan Mg# ve Cr# içerikleri dikkate alındığında, harzburjitlerden dunitlere doğru Mg# içeriklerindeki azalmaya karşı Cr# içeriklerinde bir artış olduğu görülmektedir. Harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin Cr# içerikleri sırasıyla; 0.46-0.62 ve 0.54-0.67 aralıklarında, Mg# içerikleri ise 0.51-0.70 ve 0.44-0.57 aralıklarında değişen oranlarda oldukları belirlenmiştir. Bu durum, Ulaş ultramafik kayalarından harzburjit ve dunit içerisindeki spineller için çizilen Mg#-Cr# diyagramında belirgin bir şekilde görülmektedir (Şekil 55).



Şekil 55. Ulaş ultramafitleri içerisindeki spinellere ait Mg#-Cr# diyagramı (Alanlar; Şekil 41 ile aynıdır).

Ulaş bölgesinden derlenen örnekler içerisindeki analiz edilen spinellere ait % TiO<sub>2</sub> değerlerinin, Kop bölgesinde olduğu gibi 0.3' ten az ve podiform tip oldukları belirlenmiştir. Ulaş bölgesindeki peridotitlerde spinellerin % TiO<sub>2</sub> değerleri, harzburjitlerde 0.02-0.16 ve dunitlerde 0.21-0.24 aralıklarında değişmektedir. Ayrıca, spinellerden yapılan LA-ICP-MS analizlerinde de, Ti (ppm) içeriklerinin harzburjitlerde 1202.87-1312.35 arasında değerlerde olduğu gözlenirken, dunitlerde bu değerlerin 961.30-1598.30 arasında değiştikleri ve harzburjitlerden dunitlere doğru hafif bir artış ile kısmen daha yüksek değerlere sahip oldukları gözlenmektedir.

Bu bölgede harzburjit ve dunit içerisinde seçilen spineller için çizilen Cr# karşı % TiO<sub>2</sub> diyagramında, spinellerin Cr# artışına bağlı olarak hafif bir artış izlenmekte olup, litolojiye göre benzer tektonik ortamı yansıttıkları ve spinellerin büyük çoğunluğunun podiform kromit alanında yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 56a). Harzburjit içerisindeki spinellerin hemen hemen hepsi okyanus ortası sırt alanına kısmen daha yakın bölümde kümelenme gösterirken, dunit içerisindeki spineller boninit alanına nispeten yakın bir alanda kümelenme göstermektedirler (Şekil 56a).



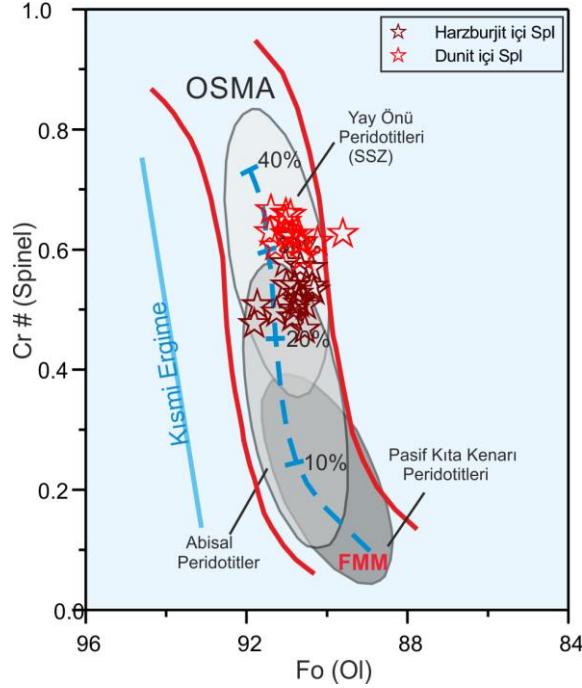
Şekil 56. Ulaş ultramafitleri (harzburjit ve dunit) içerisindeki spinellerin Cr#-TiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> (% ağı) diyagramı (Alanlar; Şekil 42 ile aynıdır).

Spinellerin Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriklerine göre TiO<sub>2</sub> değişim diyagramında benzer şekilde yüksek-Al spinellerin (harzburjit içi) okyanus ortası sırt alanına yakın olarak kümelenedikleri, düşük-Al spinellerin (dunit içi) ise yay ilişkili alana daha yakın bir alanda kümelenedikleri gözlenmektedir (Şekil 56b). Spinellerin Cr# değerlerindeki artışla doğru orantılı olarak TiO<sub>2</sub> içeriklerinde hafif artma ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleriyle ters orantılı şekilde hafif bir azalma gözlenmektedir. Ancak bu bölgeden elde edilen hem harzburjit hem de dunit içi spinellerin Kop bölgesinden farklı alanlarda yer aldıkları gözlenmektedir.

Dunit içindeki spinellerden hesaplanan Fe<sup>3+</sup> değerleri, harzburjitlerdeki spinellerden daha yüksektir. Dunitlerde 0.75-1.65, piroksenitlerde 1.61-2.07 arasında, harzburjitlerde ise 0.07-0.96 arasında değişmektedir.

Ulaş ultramafik kayaçlarından harzburjit ve dunit içerisindeki olivin-spinel çiftleri için olivinlerin Fo içeriklerine karşılık spinellerin Cr# değerlerinin gösterildiği diyagramda, olivin-spinel manto alanı (OSMA) içinde kaldıkları görülmektedir (Şekil 57). Spinellerin Cr# değerlerindeki azalmaya paralel olarak, dunitlerden harzburjitlere doğru olivinlerin Fo

içeriklerinde çok az bir azalma, bazı olivin-spinel çiftlerinde ise hemen hemen aynı değerler olduğu gözlenmektedir.



Şekil 57. Ulaş harzburgit ve dunitleri içerisindeki olivin-spinel çiftleri için Fo-Cr# diyagramı (Arai, 1992).

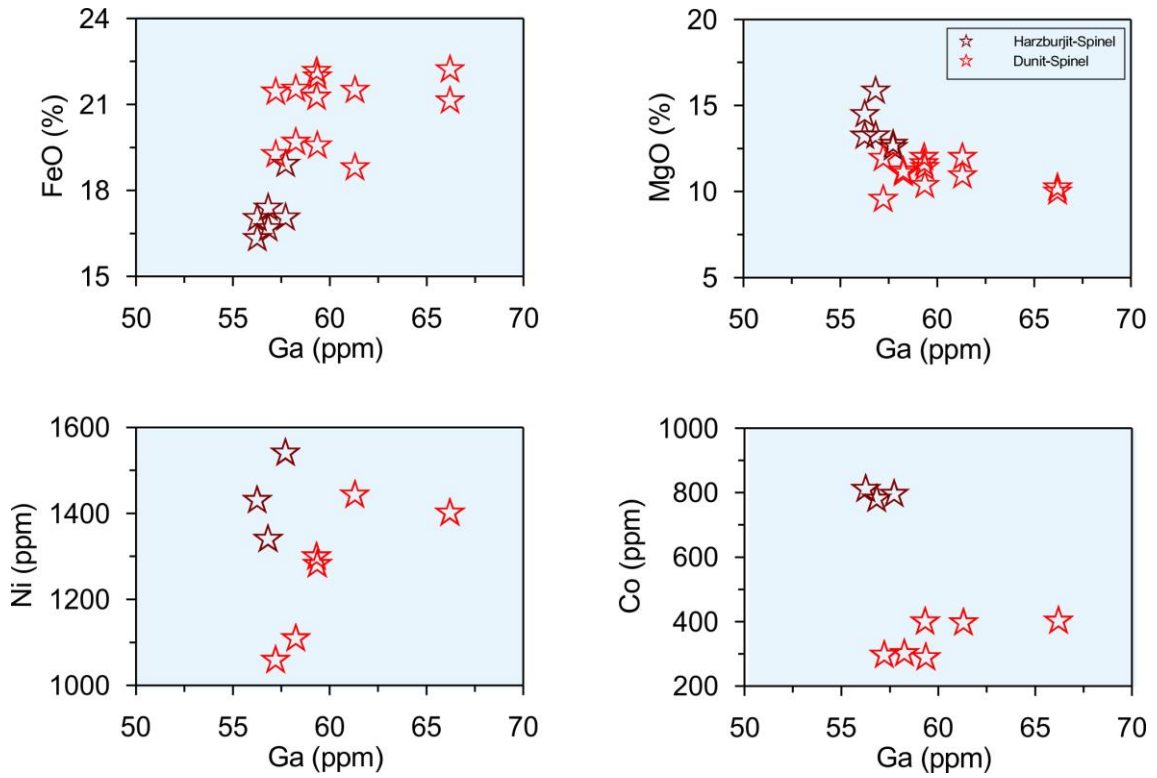
Analiz sonuçlarında, % MnO değerleri de dunit içindeki spinellerin  $Fe^{3+}$  değerleri gibi harzburgitlerdeki spinellerden daha yüksektir. Dunitlerde 0.27-0.40 arasında, harzburgitlerde ise 0.06-0.19 arasında değişmektedir.

Spineller üzerinde gerçekleştirilen çalışmalarda elde edilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, harzburgit içerisindeki spinellerin, dunit içerisindekilerden farklı iz element konsantrasyonları gösterdikleri belirlenmiştir. Genel olarak, harzburgit içerisindeki spinellerin dunit içerisindekilerden Ni, Co ve V içerikleri bakımından daha yüksek değerlere, Ga ve Zn içerikleri bakımından ise nispeten daha düşük değerlere sahip oldukları görülmektedir. Harzburgitlerdeki spinellerin Ni, Co ve V (ppm) içerikleri sırasıyla, 1339.34-1539.85, 779.39-810.27 ve 0.02-0.36 aralıklarında değişmektedir. Dunit içerisindeki spinellerin ise daha düşük olarak Ni ve Co içerikleri sırasıyla, 1058.10-1442.30 ve 288.30-401.60 arasında değişirken, V (ppm) içerikleri de çok düşük oranlarda değişmektedirler.

Spinellerin ana oksit (% ağı.) içerikleri ile elde edilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, harzburgit içerisindeki spinellerin, dunit içerisindekilere spinellere göre,

genel olarak Ga, Ni, Zn ve Co içerikleri bakımından daha yüksek değerlere sahip oldukları belirlenmiştir.

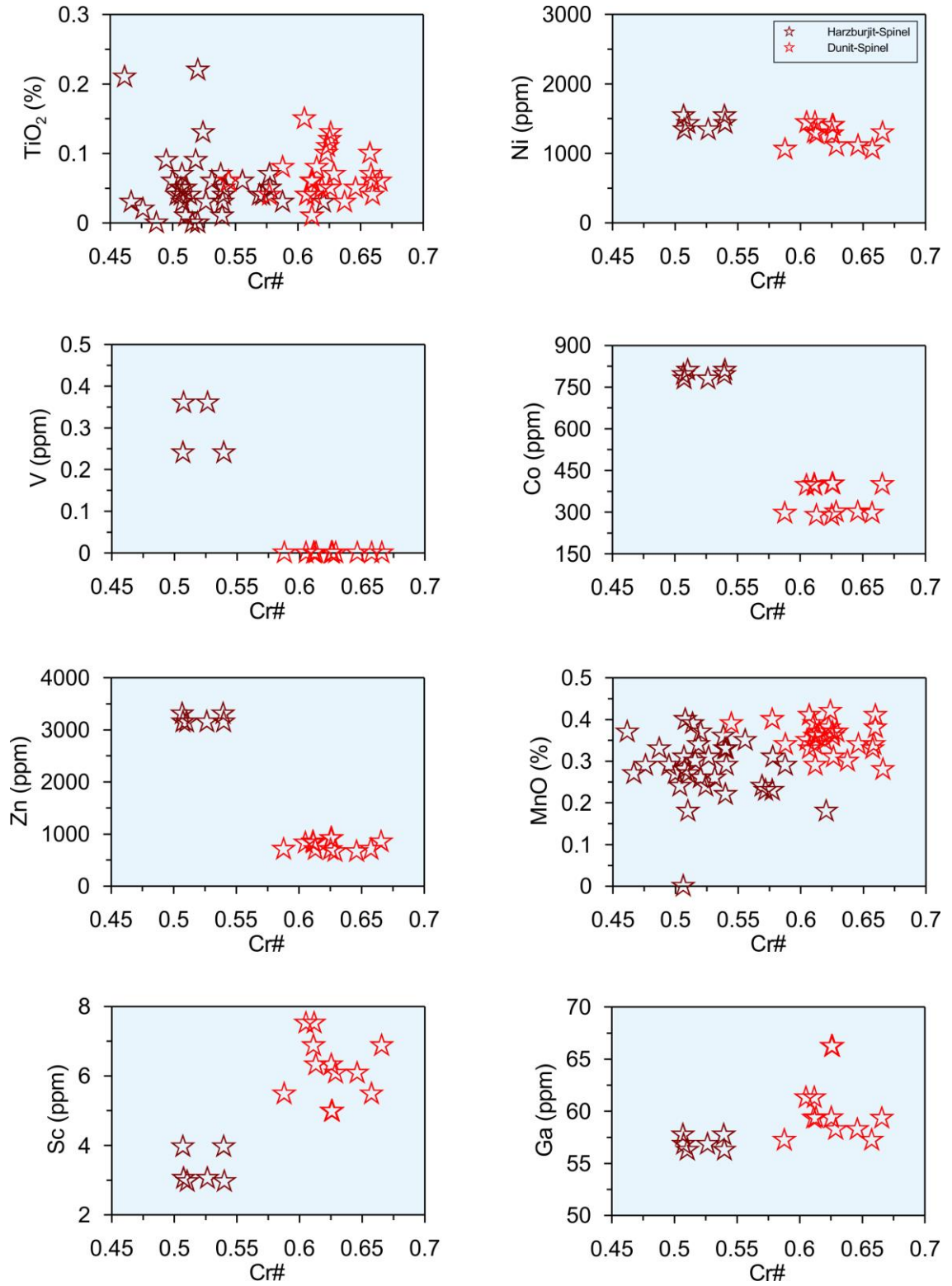
Spinellerin Ga (ppm) konsantrasyonlarının peridotitlerin tüketilme dereceleri hakkında fikir verdiği bilinmektedir. Analiz edilen spinellerin Ga element bolluklarına göre hazırlanan değişim diyagramlarında, harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin Ga artışına bağlı olarak FeO, MgO (%), Ni, Co (ppm) bakımından litolojiye göre net bir şekilde ayrıldıkları gözlenmektedir. Spinellerin Ga (ppm) içeriklerindeki artışa bağlı olarak harzburjitlerden dunitlere doğru FeO (%) konsantrasyonlarında pozitif korelasyon, MgO (%), Co ve Ni (ppm) konsantrasyonlarında ise genel olarak negatif korelasyonlar izlenmektedir (Şekil 58).



Şekil 58. Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin Ga (ppm) içeriklerine karşı FeO, MgO (%), Ni ve Co (ppm) değişim diyagramları.

Spinellerin Cr# içeriklerindeki artışa göre bazı iz element konsantrasyonları harzburjit ve dunit içerisindeki kristallerde kayaç türüne göre farklı alanlarda dağılım göstermektedirler (Şekil 59). Özellikle Ni, Co, V ve Zn (ppm) element içerikleri harzburjitlerden dunitlere doğru negatif, TiO<sub>2</sub>, MnO (%), Sc ve Ga (ppm) konsantrasyonları bakımından ise pozitif korelasyonlar sergilemektedirler. Ga ve Sc (ppm) element içerikleri her iki litoloji içerisindeki spineller için düşük olup Cr# içeriklerindeki artışa göre net bir

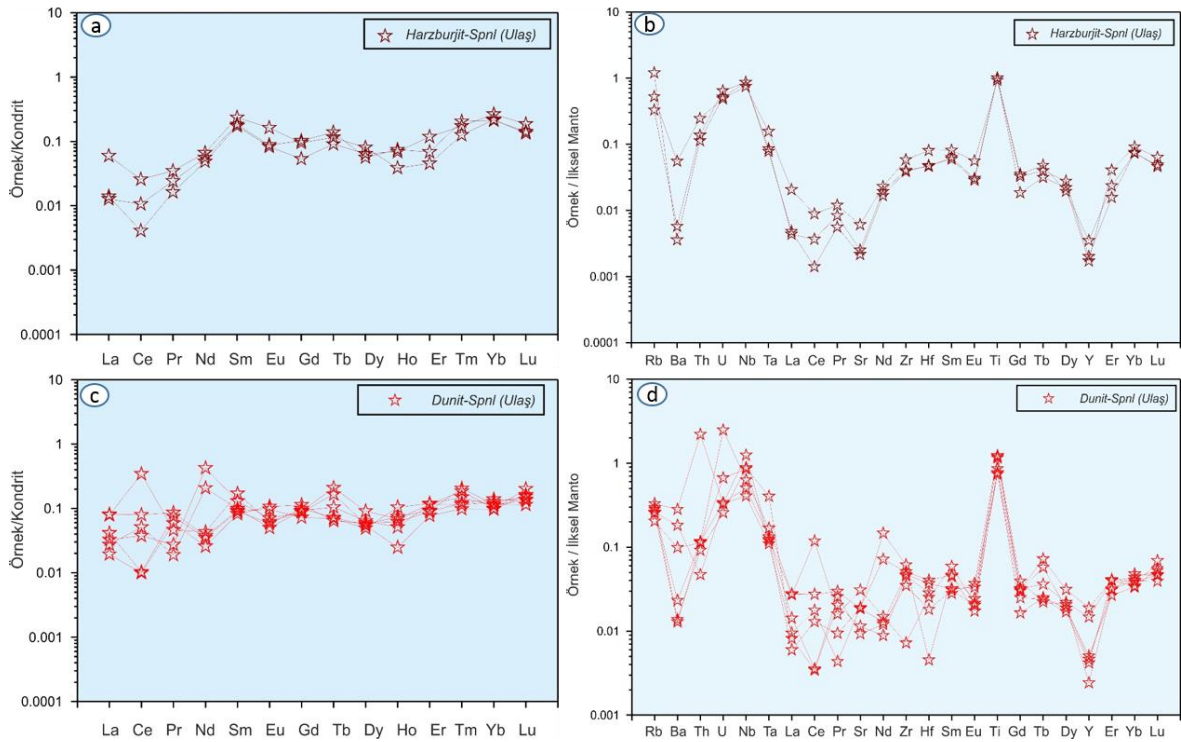
ayrım göstermektedirler. Özellikle Ga (ppm) konsantrasyonlarındaki harzburjitlerden dunitlere doğru gelişen pozitif korelasyon beklenen bir durum değildir (Şekil 59).



Şekil 59. Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin Cr# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları



Ulaş bölgesinden derlenen harzburjit ve dunit örneklerinde analiz edilen spinellerin kondrite normalize edilmiş NTE değişim diyagramlarında, dunit içerisindeki spinellerle harzburjitlerdeki spinellerin benzer dağılım sergiledikleri görülmektedir. Ancak, özellikle hafif nadir toprak element (HNTE) konsantrasyonları bakımından dunit içerisindeki spinellerde harzburjitlerdekilere nazaran bir zenginleşme olduğu görülmektedir (Şekil 60b). ONTE ve ANTE bakımından ise harzburjit ve dunit içerisindeki hemen hemen bütün spineller yataya yakın şekilde benzer dağılım sergilemektedirler (Şekil 60a ve c).



Şekil 60. Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

İlksel mantoya oranlanmış çoklu element değişim diyagramlarında, harzburjit içerisindeki spineller ile dunit içerisindeki spineller yine benzer bir dağılım sergilemektedirler. Ancak, büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb konsantrasyonu bakımından harzburjit içerisindeki spinellerin daha zengin oldukları, Ba ve daha az olarak Sr konsantrasyonları bakımından ise daha fakir oldukları görülmektedir (Şekil 60b ve d). Yüksek çekim alanlı element (YÇAE) konsantrasyonları bakımından ise dunit içerisindeki spinellerin harzburjitlerdekilere göre daha zengin oldukları söylenebilir. Özellikle, Th, U, Nb ve Ti konsantrasyonlarında bu durumu görmek mümkündür. Her iki

litoloji içerisindeki spinellerde benzer şekilde Y negatif anomalisi gözlenmektedir (Şekil 60b ve d).

### 3.3.3. Yeşilova Ultramafitlerinin Mineral Kimyası

#### 3.3.3.1. Olivin

Yeşilova bölgesinde yer alan ultramafitik kayalardan harzburjit ve dunitler içerisinde en bol bulunan mineral olan olivinler, özellikle incelenen dunit örneklerinin bir çoğunda serpantinleştikleri görülmesine rağmen, oldukça taze kristaller halinde de gözlenmişlerdir. Özellikle bu bölgede dunit zonlarının genel olarak daha az ayrılmış olduğu söylenebilir.

Harzburjit ve dunitlerden seçilen olivinler üzerinde yapılan mineral kimyası analiz sonuçlarından ana oksit (% ağı.) değerleri Ek Tablo 8-9' da, iz ve nadir toprak element (NTE) (ppm) değerleri ise Ek Tablo 10-11' de verilmiştir. Olivinlerin kimyasal bileşimleri harzburjit ve dunitlerde farklılık göstermektedir. Özellikle Fo içerikleri diğer bölgelerde olduğu gibi benzer şekilde dunitlerden harzburjitelere doğru bazı örneklerde azalma gösterirler. Ancak, bazı olivinlerin hem harzburjit hem de dunitlerde Fo içerikleri yakın değerlere sahiptir.

Çalışma alanında en yaygın birim olan harzburjitelere analiz edilen olivinlerin büyük bir kısmı benzer kimyasal bileşimlere sahiptir. Ancak, bir kısmında ise özellikle iz ve NTE (ppm) konsantrasyonlarında farklı dağılımlar gözlenmiştir. Genel olarak, Fo içerikleri 89.26-92.15 arasında, Ni (ppm) içerikleri 1108.26-3190.37 arasında, MnO (% ağı.) içerikleri de 0.04-0.22 arasında değişmektedir. Dunitlerden analiz edilen olivinlerin ise genel olarak daha yüksek 91.14-93.95 arasında değişen Fo içeriklerine sahip oldukları, Ni (ppm) içeriklerinin nispeten daha yüksek aralıkta, 2993.95-3127.76 arasında değiştikleri ve MnO (% ağı.) içeriklerinin de 0.01-0.18 arasında ve harzburjitelere göre daha az oranlarda değiştikleri belirlenmiştir.

Olivinlerden elde edilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, harzburjit içerisindeki olivinlerin dunit içerisindeki olivinlere kıyasla, genel olarak Ga, Zn ve V (ppm) içerikleri bakımından daha yüksek, Co ve Ti (ppm) bakımından ise genel olarak daha düşük oldukları görülmektedir. Harzburjitlerdeki olivinlerin Ga, Zn ve V (ppm) içerikleri sırasıyla, 0.10-2.03, 0.02-0.08 ve 0.07-14.08 aralıklarında, Co ve Ti (ppm) içerikleri ise sırasıyla, 83.94-140.13 ve 1.13-62.74 aralıklarında değiştikleri gözlenmiştir.

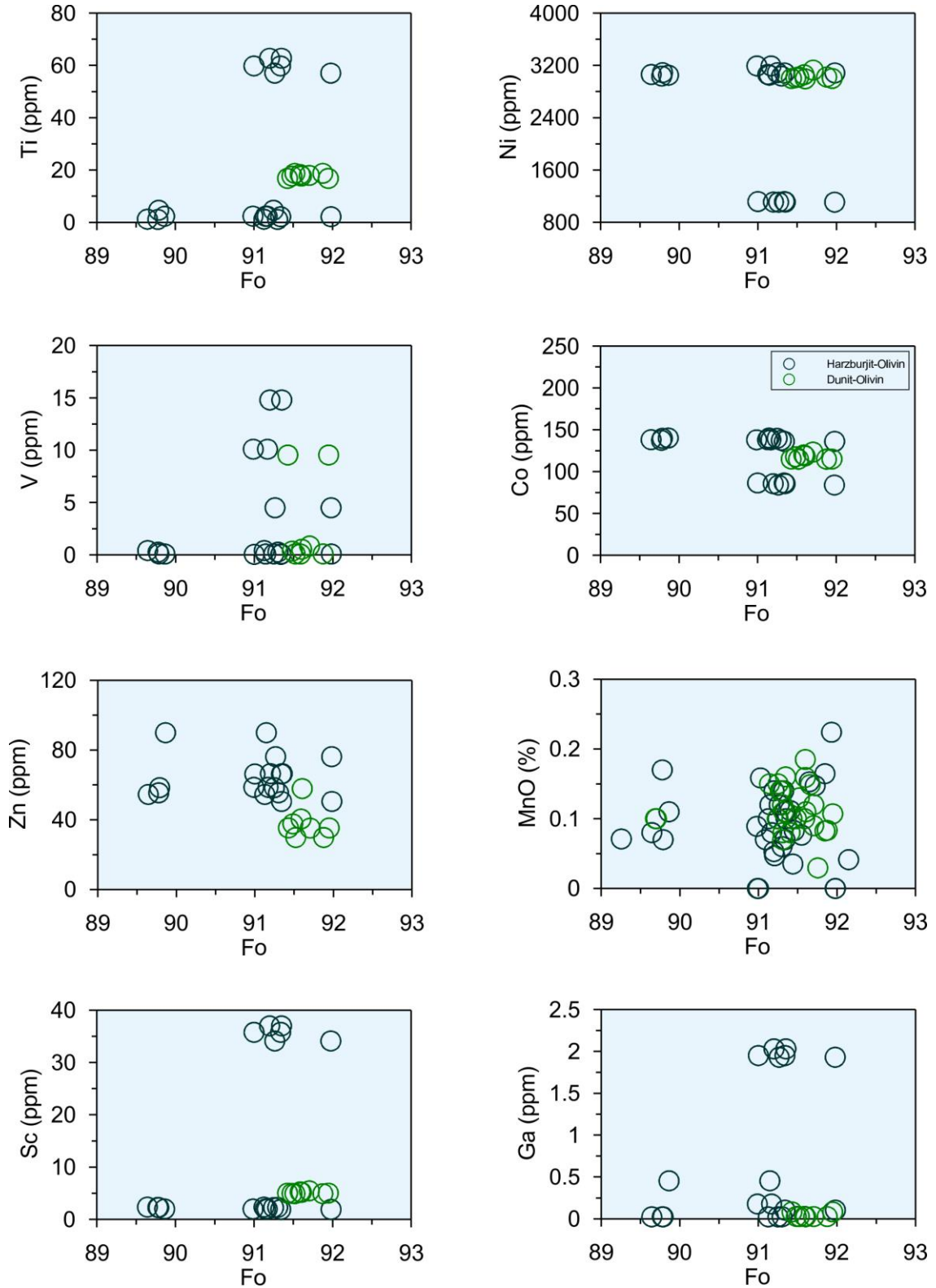
Dunitler içerisindeki olivinlerin ise Ga, Zn ve V (ppm) içerikleri sırasıyla, 0.02-0.08, 29.82-57.86 ve 0.07-9.54 aralıklarında, Co ve Ti (ppm) içerikleri de sırasıyla, 114.98-123.31 ve 16.80-18.73 aralıklarında değişmektedirler.

Yeşilova bölgesinde de diğer çalışma alanlarında olduğu gibi en yaygın litolojik birimi oluşturan harzburjitler ve daha az orandaki dunitler içerisindeki olivinlerin kimyasal bileşimleri bakımından Fo içeriklerine karşı hazırlanan iz element değişim diyagramlarında farklı dağılımlar gözlenmektedir (Şekil 61). Harzburjit içerisindeki olivinlerin Fo içerikleri dunit içerisindeki olivinlerden kısmen daha az aralıkta değişmektedirler.

Harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin Fo içeriklerindeki artışa karşı Zn (ppm) konsantrasyonlarında negatif korelasyon net bir şekilde gözlenmektedir. Ancak, diğer bölgelerdeki olivinlerden farklı olarak iz element konsantrasyonlarında belirgin korelasyonlar gözlenmemektedir. Ti, Sc ve Ni (ppm) içerikleri hem harzburjit hem de dunitlerde benzer dağılım sergilemekle birlikte, harzburjitlerden dunitlere doğru genel olarak hafif bir artış olduğu görülmektedir. MnO (%) içeriklerinde de hafif bir artış gözlenirken, Co ve Ga (ppm) konsantrasyonlarında net olmamakla birlikte hafif bir azalma sözkonusudur (Şekil 61).

Olivinlerin iz element konsantrasyonlarındaki çarpık ilişkiler her ne kadar alterasyon etkisi ile ilişkilendirilse de Kop bölgesinden farklı, Ulaş bölgesi ile benzer dağılımlar sergilemektedirler.

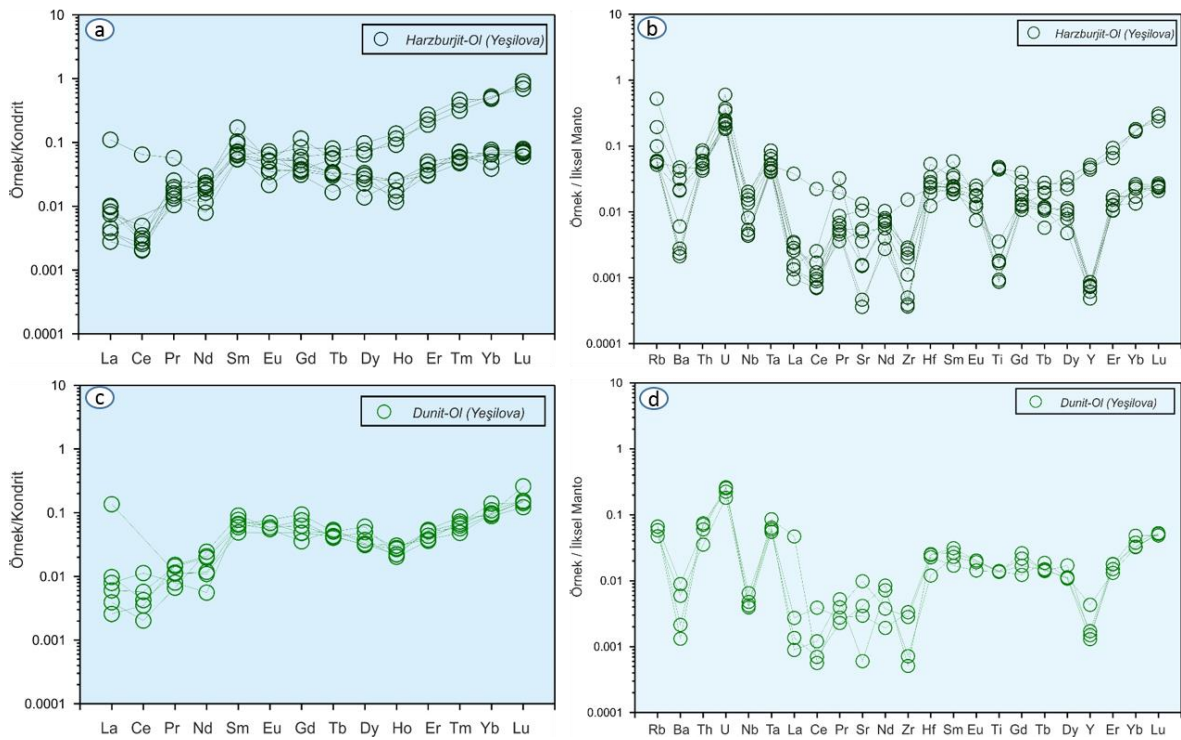
Olivinlerin kondrite göre normalize edilmiş NTE değişim diyagramlarında, harzburjit içerisindeki olivinlerin iki farklı yönseme gösterdikleri ve bir kısmının özellikle ANTE bakımından daha zengin oldukları gözlenmektedir (Şekil 62a). Dunit içerisindeki olivinlerin harzburjitlerdeki ANTE bakımından zenginleşme gösteren olivinlerle benzer bir dağılım sergiledikleri ve genel olarak NTE bakımından çok fakir oldukları görülmektedir (Şekil 62c).



Şekil 61. Yeşilova bölgesindeki harzburgit ve dunit içerisindeki olivinlerin Fo içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.

Analiz edilen bütün olivinlerin ilksel mantoya oranlanmış değişim diyagramlarına bakıldığında, harzburgit içerisindeki olivinlerde yine iki farklı yönseme görülmektedir.

Özellikle, büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb konsantrasyonu bakımından bir kısım harzburjit içi olivinlerin daha zengin, Ba ve Sr konsantrasyonları bakımından da daha fakir oldukları gözlenmektedir. Yüksek çekim alanlı elementlerden (YÇAE) Th, U ve Ta konsantrasyonları bakımından her iki litolojide de benzer şekilde zenginleşme gözlenmektedir. Nb, Y ve Zr konsantrasyonlarında da yine her iki litolojide yaklaşık aynı oranda fakirleşme olduğu görülürken, harzburjitlerdeki olivinlerin bir kısmında negatif Ti anomalisi belirgin ve Y bakımından dunitlerdeki olivinlerden farklı konsantrasyona sahip oldukları gözlenmektedir (Şekil 62b ve d).



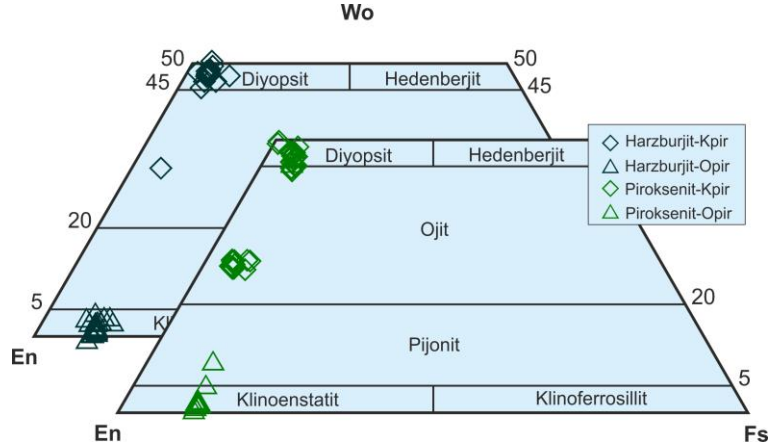
Şekil 62. Yeşilova bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki olivinlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

### 3.3.3.2. Ortopiroksen

Yeşilova bölgesindeki harzburjitler içerisinde seçilen ortopiroksen kristallerinden elde edilen ana oksit (% ağı.) analiz sonuçları Ek Tablo 7-9' da, iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları da Ek Tablo 12-13' de verilmiştir. Harzburjitik peridotitlerden seçilen ortopiroksenler, litolojiye göre farklı kimyasal bileşim gösterirler. Genel olarak, ortopiroksenlerin En içerikleri % 88-92 arasında değişmektedir.

Çalışma alanından derlenen harzburjitlerin içerisinde analiz edilen tüm ortopiroksenlerin %  $Al_2O_3$  içerikleri 1.64-2.02 arasında, % CaO içerikleri 0.54-1.74 arasında ve %  $Cr_2O_3$  değerleri de 0.41-0.68 değişmektedir.

Wo-En-Fs diyagramında Yeşilova bölgesine ait harzburjit örnekleri içerisinde incelenen ortopiroksenlerin En köşesine yakın bir alanda gruplandıkları görülür (Şekil 63).



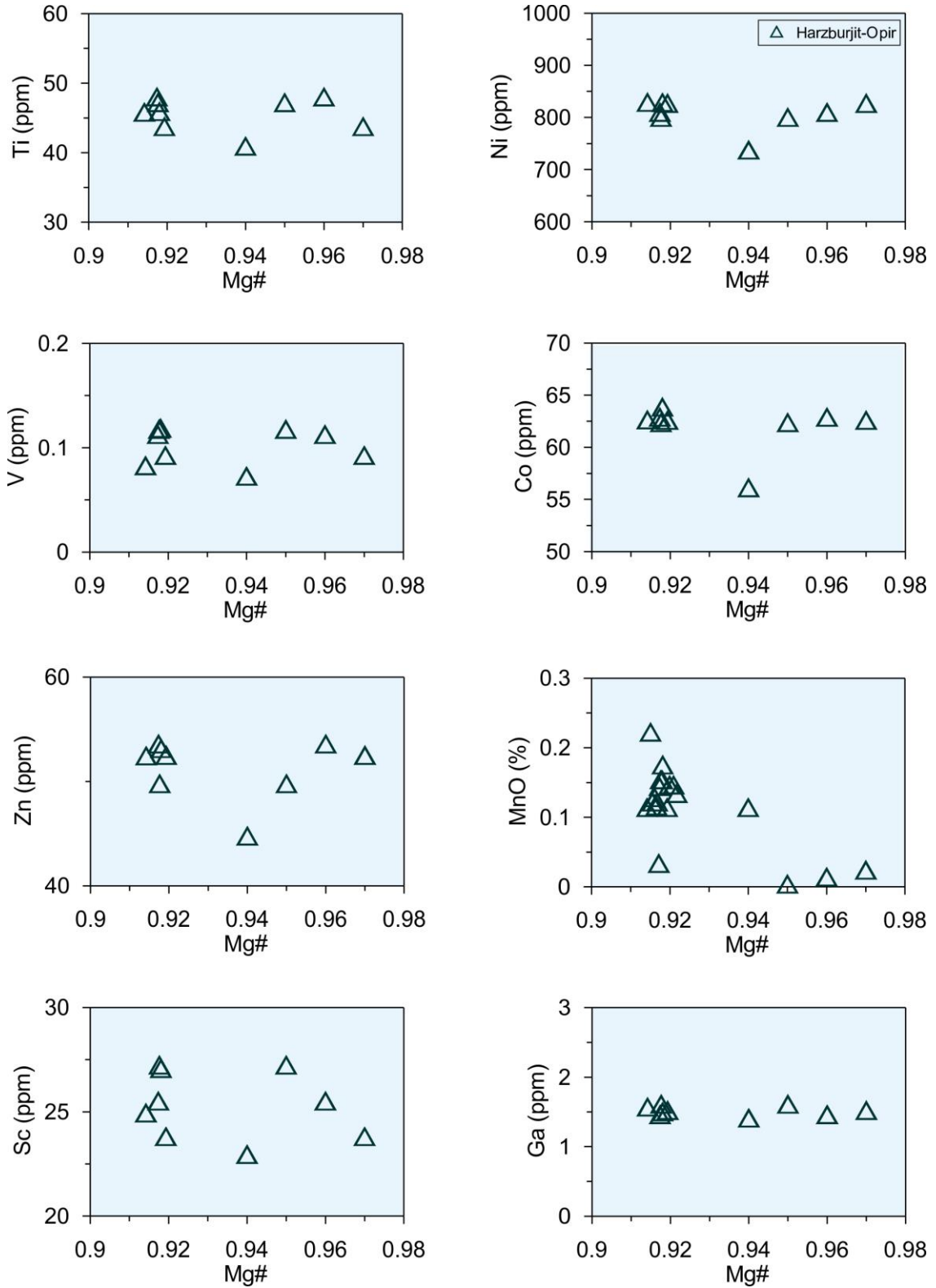
Şekil 63. Ulaş ultramafitlerine ait piroksen kristallerinin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki yerleri (Morimoto vd., 1989).

Bu bölgede de sadece harzburjitlerden seçilebilen ortopiroksenlerden elde edilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, genel olarak Ni, Zn, Co ve Ti içerikleri bakımından kısmen yüksek değerlere, V ve Ga bakımından ise nispeten daha düşük değerlere sahip oldukları görülmektedir. Ni, Zn, Co ve Ti (ppm) değerleri sırasıyla, 732.14-823.64, 44.50-53.33, 55.86-63.58 ve 40.53-46.80 aralıklarında, V ve Ga (ppm) değerleri ise sırasıyla, 0.09-0.11 ve 1.37-1.57 aralıklarında değiştikleri belirlenmiştir.

Bu bölgede de sadece harzburjitler içerisinde analiz edilen ortopiroksenlerdeki Mg# değerleri 0.91-0.97 arasında değişen aralıkta olup nispeten yüksektir. Ortopiroksenlerin Mg# değerlerindeki değişimlere göre Ti, V, Co, Ni ve Zn (ppm) element konsantrasyonlarında benzer dağılımlar gözlenmekte olup herhangi bir ilişki söz konusu değildir. Ancak, artan Mg# değerlerine göre MgO (%) içeriklerinde azalan bir korelasyon izlenmektedir. Benzer şekilde Sc (ppm) element konsantrasyonu bakımından da bir negatif korelasyondan bahsetmek mümkündür (Şekil 64).

Ortopiroksenlerin kondrite göre normalize edilmiş NTE değişim diyagramlarında, hafif nadir toprak elementler (HNTE) bakımından fakir, orta ve ağır nadir toprak elementler bakımından (ONTE ve ANTE) ise daha zengin oldukları görülmektedir (Şekil 65a).

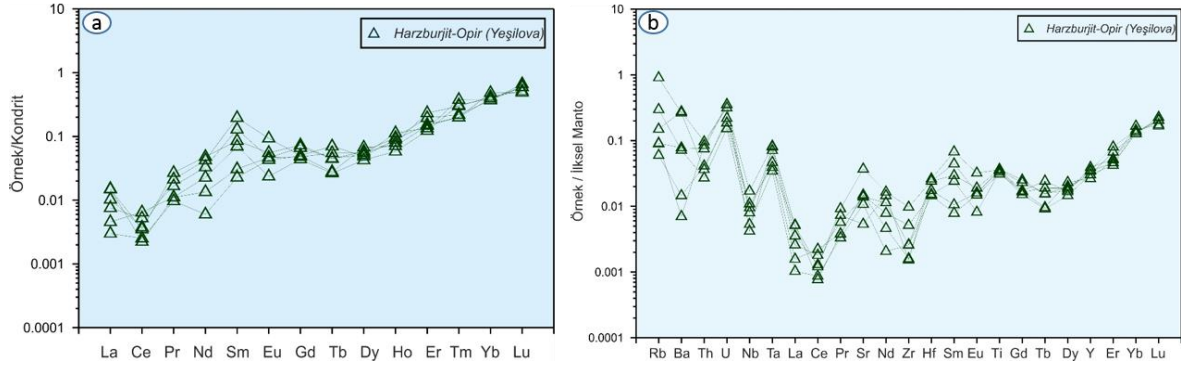




Şekil 64. Yeşilova bölgesindeki harzburgit içerisindeki ortopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.

Ortopiroksenlerin ilksel mantoya göre oranlanmış iz element değişim diyagramlarına bakıldığında ise büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb konsantrasyonu bakımından belirgin bir zenginleşme izlenirken, Ba ve Sr konsantrasyonları bakımından ise

daha hafif bir zenginleşmenin olduğu görülmektedir. Benzer şekilde, yüksek çekim alanlı elementlerden (YÇAE) Ta, Th ve U konsantrasyonları bakımından belirgin bir zenginleşme, Ti bakımından hafif bir zenginleşme, Zr konsantrasyonu bakımından ise bir fakirleşme gözlenmektedir (Şekil 65b). Harzburjitlerdeki ortopiroksenlerin iz element ve NTE dağılımlarındaki farklılıklar tüketilme derecelerine bağlı olarak değişebilmektedirler.



Şekil 65. Yeşilova bölgesindeki harzburjit içerisindeki ortopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

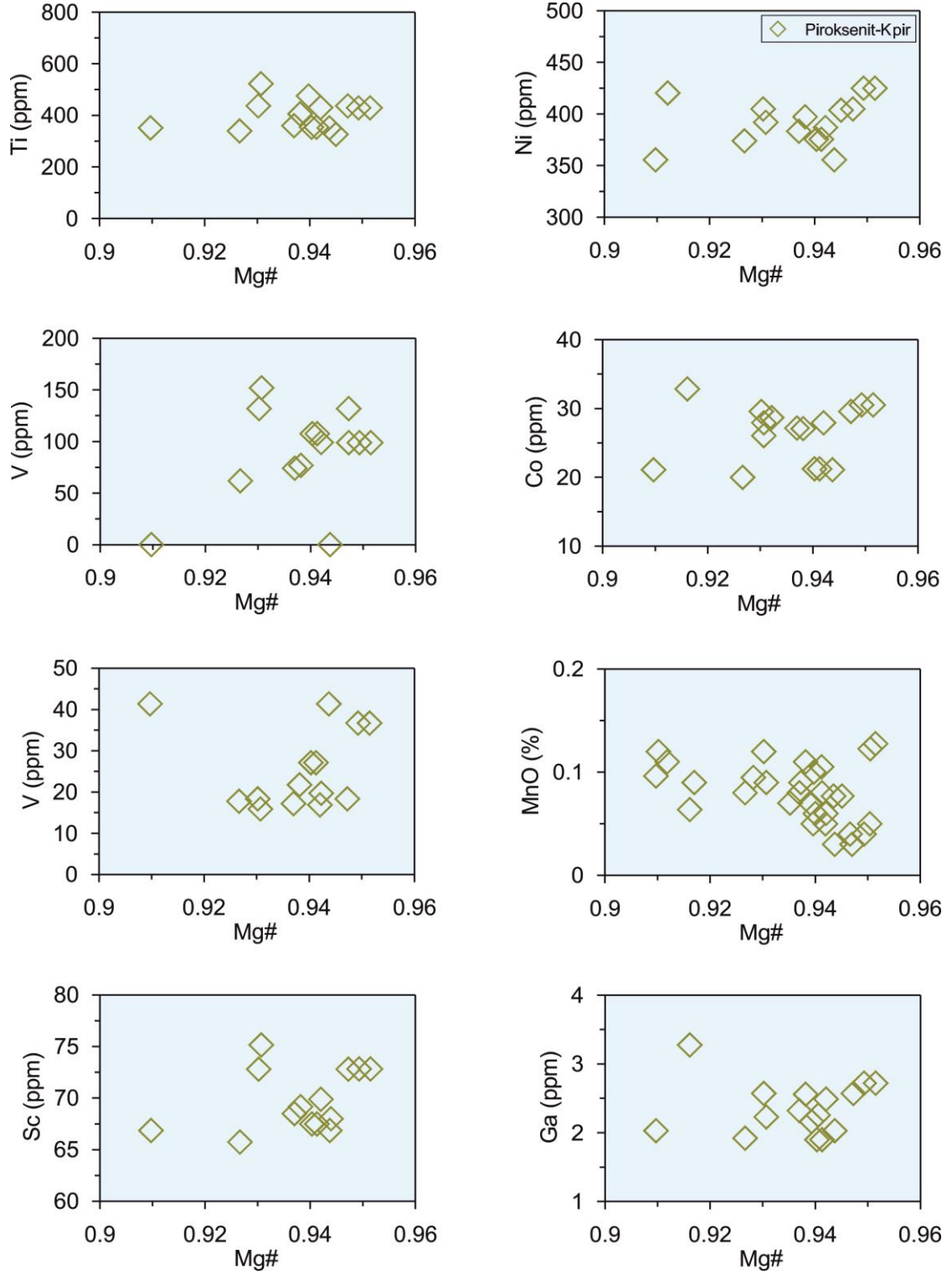
### 3.3.3.3. Klinopiroksen

Yeşilova ultramafik kayalarından klinopiroksenit örnekleri içerisinde seçilen klinopiroksen kristalleri üzerinde mineral kimyası analizleri gerçekleştirilmiştir. Analiz edilen klinopiroksen kristallerine ait ana oksit (% ağı.) analiz sonuçları Ek Tablo 7-9' da, harzburjitler içerisindeki klinopiroksenlerin iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçları ise Ek Tablo 14' de verilmiştir.

Klinopiroksenlerin %  $Al_2O_3$  içerikleri nispeten geniş bir aralıkta olduğu görülmektedir. %  $Al_2O_3$  içeriklerinin 0.99-2.48 arasında, %  $Cr_2O_3$  içeriklerinin 0.33-1.83 arasında ve genel anlamda harzburjit içerisindeki ortopiroksenlerdeki değerlere yakın aralıkta değişen oranlarda oldukları belirlenmiştir.  $TiO_2$  içeriklerinin 0.01-0.04 arasında kaldığı görülmektedir. Benzer şekilde, LA-ICP-MS analizlerinde de Ti (ppm) içerikleri 339.43-522.65 (% 0.03-0.05) arasında değişmektedirler. Piroksenit örneklerinden seçilen klinopiroksenlerin büyük bir çoğunluğu Wo-En-Fs üçgen diyagramında diyopsit alanında, az bir kısmının ise ojit alanında yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 63).

Klinopiroksenlerin Mg# içerikleri 0.91-0.95 arasında aralıklarda değişmektedirler. Mg# içeriklerindeki değişimlere göre, V (ppm) konsantrasyonlarında herhangi bir ilişki

gözlenmemektedir. Ancak, Ti, Ni, Ga, Sc ve Zn (ppm) element konsantrasyonları ise Mg# içeriklerindeki artışa bağlı olarak negatif, Co (ppm) ve MnO (%) konsantrasyonları pozitif bir korelasyon sergilemektedirler (Şekil 66).

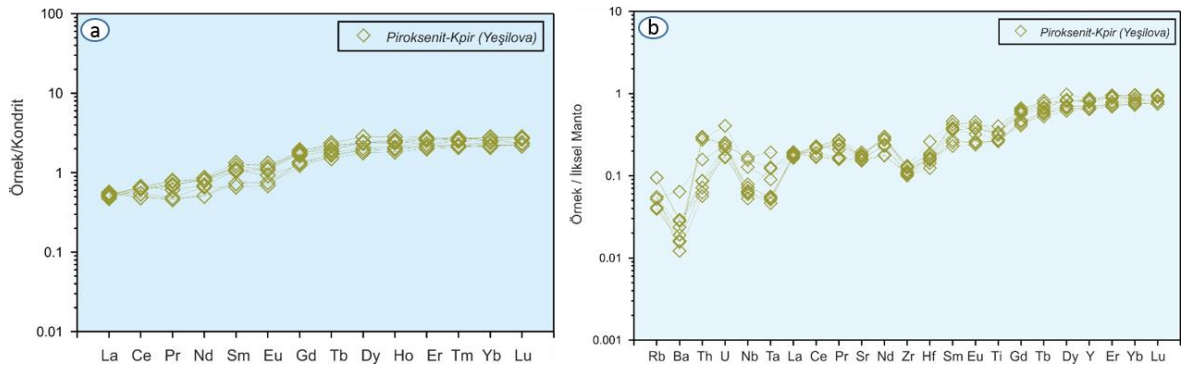


Şekil 66. Yeşilova bölgesindeki klinopiroksenitler içindeki klinopiroksenlerin Mg# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.

Klinopiroksenler üzerinde gerçekleştirilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre; V, Co, Ni, Zn ve Ga (ppm) gibi bazı iz elementler sırasıyla; 61.91-152.03, 19.99-30.52, 355.47-424.98, 15.88-41.34 ve 1.90-2.72 aralıklarında değişen içeriklere sahiptirler.

Bölgede dunitleri kesen klinopiroksenit damarları içerisinde seçilen ve analiz edilen klinopiroksenlerin kondrite normalize edilmiş diyagramında, genel olarak yataya yakın bir NTE dağılımı görülmektedir. HNTE bakımından hafif bir fakirleşme gözlenirse de ONTE ve ANTE bakımından nispeten daha zengin ve daha yatay dağılım gözlenmektedir. (Şekil 67a).

NTE dağılımlarına benzer şekilde, klinopiroksenlerin ilksel mantoya normalize edilmiş diyagramı incelendiğinde büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Rb ve Ba konsantrasyonları bakımından oldukça fakir oldukları, yüksek çekim alanlı elementlerden (YÇAE) Th ve U konsantrasyonlarında hafif bir zenginleşme, Zr ve Ti konsantrasyonları bakımından da hafif bir negatif anomali gözlenmektedir (Şekil 67b).



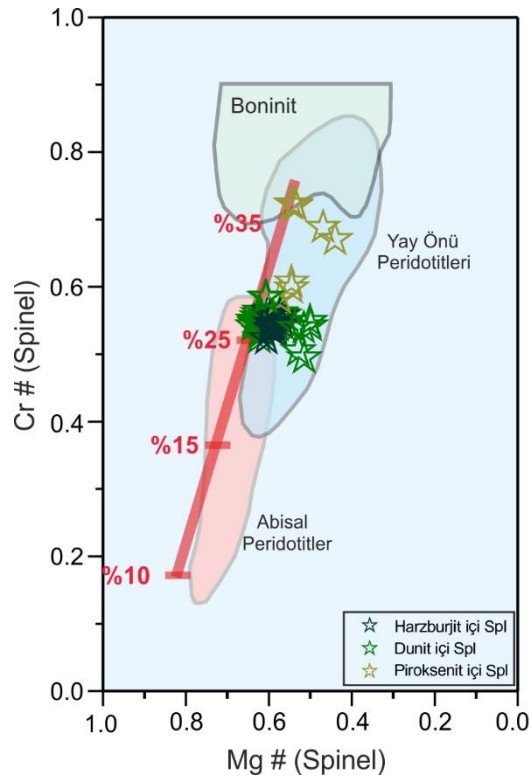
Şekil 67. Yeşilova bölgesindeki klinopiroksenitler içindeki klinopiroksenlerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

### 3.3.3.4. Spinel

Yeşilova bölgesindeki çalışma alanından örneklenen peridotit ve piroksenitler içerisinde bulunan krom spinel kristalleri üzerinde ana oksit (% ağı.), iz element ve NTE analizleri gerçekleştirilmiştir. Spinellere ait ana oksit (% ağı.) analiz sonuçları Ek Tablo 7-8-9' da, iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçları ise Ek Tablo 16-17-18' de verilmiştir. Genellikle, spinellerin kayaç litolojisine bağlı olarak geniş bir aralıkta kimyasal bileşime sahip oldukları belirlenmiştir. Harzburjtit içerisindeki krom spinellerde %  $Al_2O_3$

içeriklerinin daha yüksek, dunit ve piroksenitlerde ise düşük oldukları, %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  değerlerinin ise ters orantılı şekilde, dunit ve piroksenitlerdeki spinellere göre, harzburjitlerdeki spinellerde daha düşük oldukları görülmektedir. Harzburjit, dunit ve piroksenitlerde (klinopiroksenit) analiz edilen spinellerin %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  içerikleri sırasıyla; 23.21-26.90, 22.21-25.13 ve 14.58-17.48 aralıklarında değişirken, %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  değerleri ise sırasıyla; 42.53-45.44, 40.33-43.75 ve 50.86-54.48 aralıklarında değişmektedir.

Spineller için hesaplanan Mg# ve Cr# içeriklerine göre, harzburjitlerden dunit ve piroksenitlere doğru Mg# değerlerindeki azalmaya karşı Cr# içeriklerinde bir artış görülmektedir. Harzburjit, dunit ve piroksenitlerdeki spinellerin Cr# içerikleri sırasıyla 0.51-0.55, 0.48-0.57 ve 0.66-0.71 aralıklarında değişirken, Mg# içeriklerinin 0.44-0.54, 0.50-0.61 ve 0.51-0.64 aralıklarında değiştikleri görülmektedir. Analiz edilen spineller için %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  içeriklerindeki artışa bağlı olarak Cr# içerikleri daha düşük, Mg# içerikleri de yüksek olup tüketilme derecesinin daha düşük olmasıyla ilişkilidir (Şekil 68).

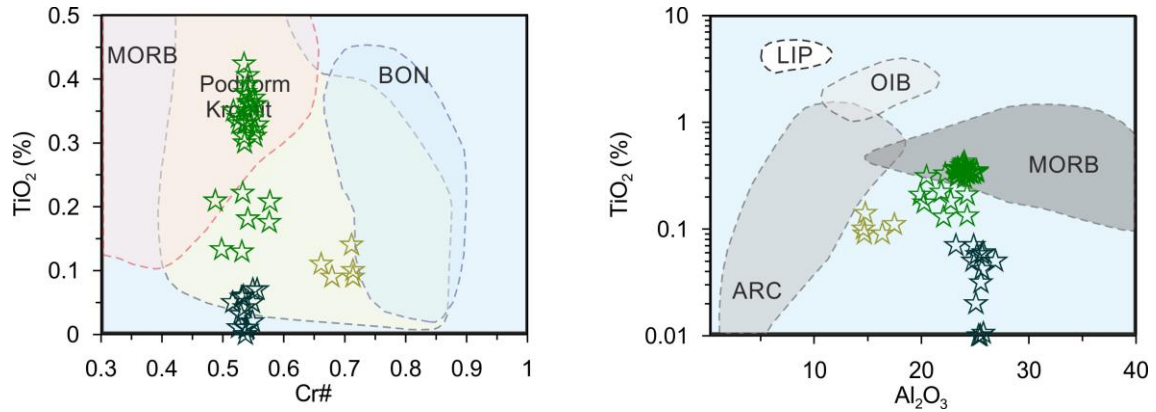


Şekil 68. Yeşilova ultramafitleri içerisindeki spinellere ait Mg#-Cr# diyagramı (Alanlar; Şekil 41 ile aynıdır).

Diğer çalışma bölgelerinden farklı olarak Yeşilova dunitleri içerisindeki spinellerin bir kısmında %  $\text{TiO}_2$  içeriklerinin 0.3' ten fazla olduğu belirlenmiştir. Genel olarak spinellerin %  $\text{TiO}_2$  içerikleri, harzburjitlerde 0.01-0.07 ve dunitlerde 0.31-0.42

aralıklarında değişirken, piroksenitlerde 0.01-0.14 gibi daha geniş bir aralıkta değişmektedir. Benzer şekilde, spinellerden yapılan LA-ICP-MS analizlerinde de, Ti (ppm) içeriklerinin 207.66-2744.58 arasında değiştikleri ve harzburjitlerden dunitlere doğru kısmi bir artış gösterdikleri, piroksenitlerde ise ikisinin arasında değerler gözlenmiştir.

Bu bölgede harzburjit, dunit ve piroksenit içerisinden seçilen spineller için çizilen Cr# karşı % TiO<sub>2</sub> diyagramında, spinellerin Cr# içeriklerine bağlı olarak % TiO<sub>2</sub> içeriklerinin harzburjitlerde düşük, dunitlerde oldukça yüksek oldukları ve spinellerin hemen hemen hepsinin podiform kromit alanında yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 69a). Bu bölgede farklı bir şekilde harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin hepsi okyanus ortası sırt alanı içerisinde ve yakın bölümde kümelenme gösterirken, piroksenit içerisindeki spineller boninit alanına yakın bir şekilde kümelenme göstermektedirler (Şekil 69a).



Şekil 69. Yeşilova ultramafitleri (harzburjit, dunit ve piroksenit) içerisindeki spinellerin Cr#-TiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> (% ağırlık) diyagramları (Alanlar; Şekil 42 ile aynıdır).

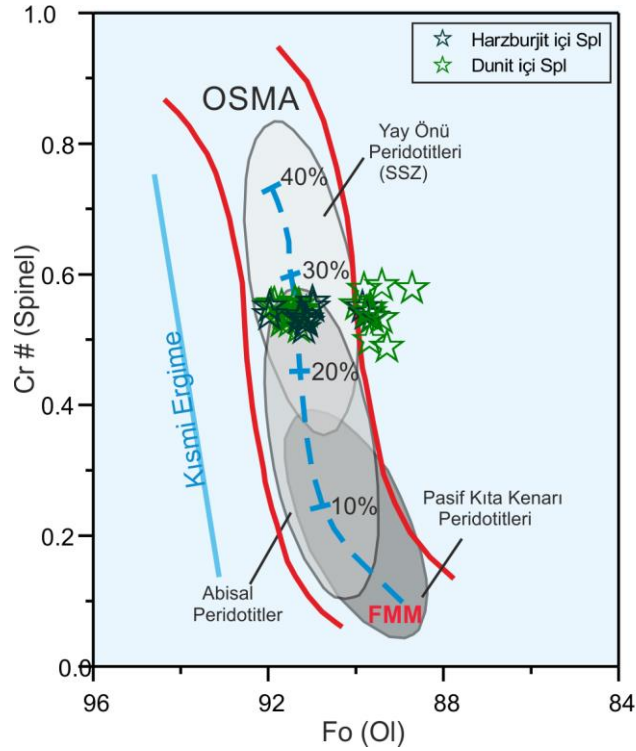
Spinellerin Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriklerine göre TiO<sub>2</sub> değişim diyagramında da gözlemlendiği gibi bu bölgede ki dunit içerisindeki spinellerin Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri harzburjit içerisindeki spinellere daha yakın oranlardadır. Bu duruma bağlı şekilde harzburjit ve dunit içi spinellerin okyanus ortası sırt alanına yakın olarak kümelendikleri, düşük-Al spinellerin (piroksenit içi) ise yay ilişkili alana daha yakın bir alanda kümelendikleri gözlenmektedir (Şekil 69b). Yeşilova bölgesinde özellikle harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin Cr# içerikleri her iki litoloji içerisinde yakın aralıkta değişmektedirler. Ancak, TiO<sub>2</sub> içeriklerinde belirgin bir artış ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleriyle ters orantılı şekilde hafif bir azalma gözlenmektedir. Bu bölgeden elde edilen hem harzburjit hem de dunit içi spinellerin Kop bölgesinden farklı, Ulaş bölgesiyle yaklaşık olarak benzer alanlarda yer aldıkları söylenebilir.



Dunit ve piroksenit içindeki spinellerden hesaplanan  $Fe^{3+}$  değerleri harzburjitlerdeki spinellerden daha yüksektir. Dunitlerde 0.67-1.05, piroksenitlerde 0.43-0.60 arasında, harzburjitlerde ise 0.28-0.62 arasında değişmektedir.

Yeşilova bölgesindeki harzburjit ve dunit (peridotitler) içerisindeki olivin-spinel çiftlerinin, olivinlerin Fo içeriklerine karşılık spinellerin Cr# içeriklerinin gösterildiği diyagramda, genel olarak olivin-spinel manto alanı (OSMA) içinde kaldıkları görülmektedir (Şekil 70). Dunitlerden harzburjitlere doğru olivinlerin Fo içerikleri sistematik bir azalma gösterirler.

% MnO içerikleri de dunit ve piroksenitlerdeki spinellerin  $Fe^{3+}$  değerleri gibi harzburjitlerdeki spinellerden daha yüksektir. Dunitlerde 0.12-0.43, piroksenitlerde 0.09-0.14 arasında, harzburjitlerde ise 0.19-0.36 arasında değişmektedir.

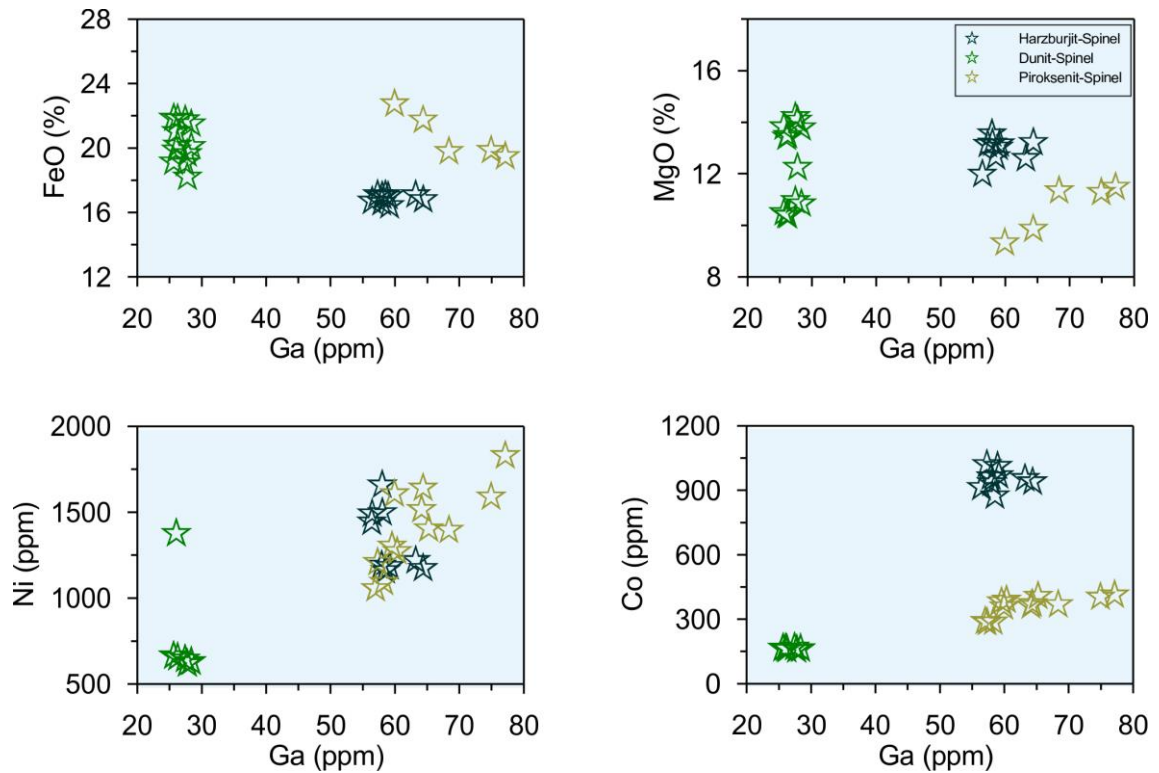


Şekil 70. Yeşilova ultramafitleri (harzburjit ve dunit) içerisindeki olivin-spinel çiftleri için Fo-Cr# diyagramı (Arai, 1992).

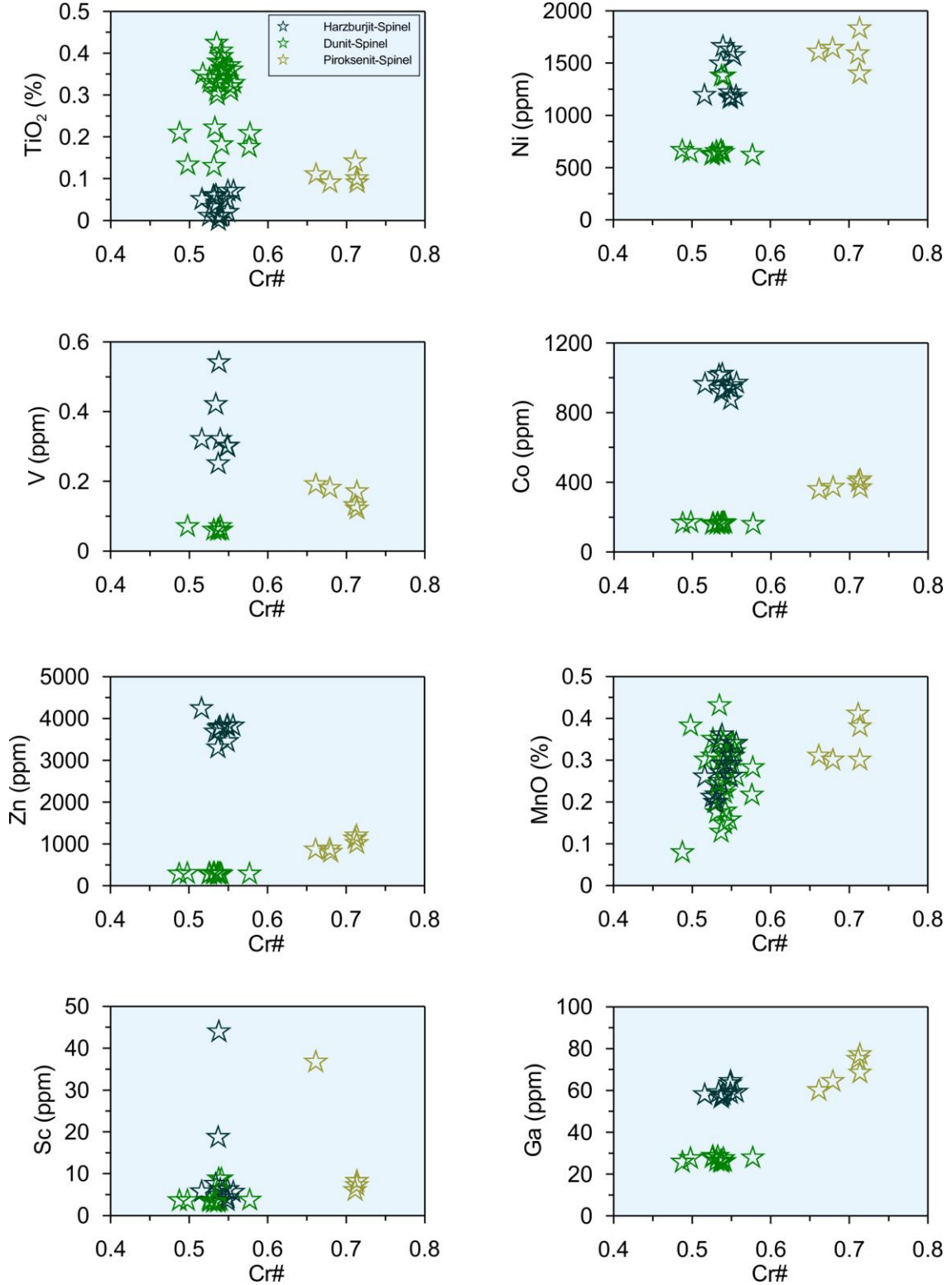
Yeşilova ultramafik kayalarından seçilen spinellerden elde edilen iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, harzburjit içerisindeki spinellerin, dunit ve piroksenit içerisindikilere kıyasla, genel olarak V, Ni ve Zn içerikleri bakımından daha yüksek oldukları görülmektedir. Harzburjitlerdeki spinellerin V, Ni ve Zn (ppm) içerikleri sırasıyla, 0.25-0.54, 1159.94-6061.24 ve 3298.31-4232.88 aralıklarında değişmektedir.

Dunit içerisindeki spinellerin daha düşük olarak V, Ni ve Zn (ppm) içerikleri sırasıyla, 0.06-0.19, 629.11-1827.94 ve 276.79-1190.45 aralıklarında değişen oranlardadır. Piroksenit içerisindeki spinellerin ise dunitlerden de kısmen düşük ve daha dar aralıkta değişen içeriklere sahip V, Ni ve Zn (ppm) içerikleri sırasıyla, 0.11-0.15, 1055.66-1207.11 ve 650.81-687.42 aralıklarında yer aldıkları görülmektedir. Benzer şekilde, Co değerleri de harzburjitlerden piroskenitlere doğru azalma eğiliminde olup, Ga değerleri ise her üç litoloji için yakın oranlarda dağılım gösterirler.

Spinellerden elde edilen ana oksit (% ağı.) değerleri ve iz element ve NTE (ppm) analiz sonuçlarına göre, harzburjit içerisindeki spinellerin, dunit ve piroskenit içerisindekilere spinellere göre, genel olarak Ga, Ni, Zn ve Co içerikleri bakımından daha yüksek değerlere sahip oldukları belirlenmiştir. Spinellerin Ga element bolluklarına göre hazırlanan diyagramlarda, harzburjit dunit ve piroskenit içerisindeki spinellerin Ga artışına bağlı olarak FeO, MgO (%), ve Co (ppm) bakımından litolojiye göre net bir şekilde ayrıldıkları gözlenmektedir. Ancak, Ni (ppm) konsantrasyonu bakımından harzburjit ve piroskenit içerisindeki bazı spineller benzer dağılım sergilerler (Şekil 71).



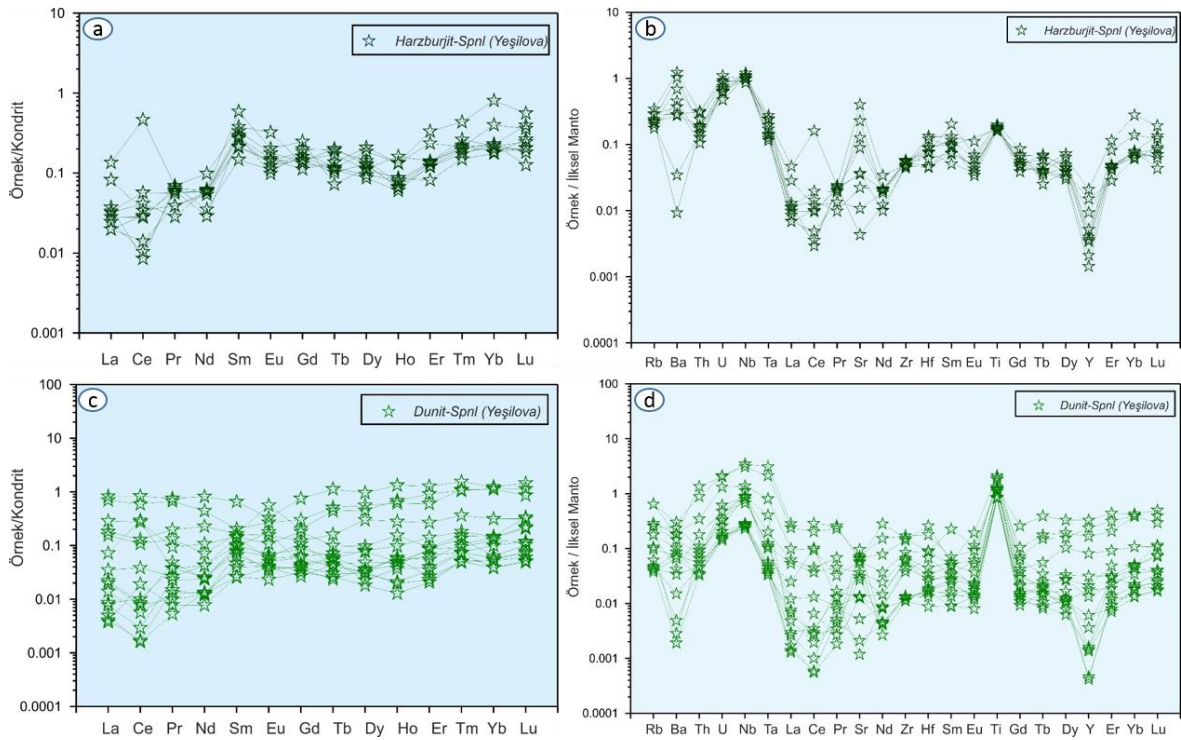
Şekil 71. Yeşilova bölgesindeki harzburjit, dunit ve piroskenit içerisindeki spinellerin Ga (ppm) içeriklerine karşı FeO, MgO (%), Ni ve Co (ppm) değişim diyagramları.



Şekil 72. Yeşilova bölgesindeki harzburgit, dunit ve piroksenit içerisindeki spinellerin Cr# içeriklerine karşı iz element değişim diyagramları.

Spinellerin Cr# içeriklerindeki artışa göre bazı iz elementler içerikleri için harzburgit, dunit ve piroksenitlere ait kristallerin litolojiye göre farklı alanlarda yoğunlaştıkları gözlenmektedir (Şekil 72). Özellikle Ni, Co, Zn ve Ga (ppm) element konsantrasyonları

bakımından harzburjit, dunit ve piroksenit içerisindeki spinellerin benzer dağılım sergilemektedirler.  $TiO_2$  içerikleri diğer çalışma bölgelerinden farklı şekilde, özellikle dunit içerisindeki spinellerin harzburjit ve piroksenit içerisindeki spinellerden kısmen daha yüksek oranlarda değiştikleri gözlenmektedir.  $MnO$  (%) içerikleri ise harzburjit ve dunit içi spinellerde benzer dağılım sergilemekte, ancak piroksenit içerisindeki  $Cr\#$  içeriklerindeki değişimlere bağlı olarak farklı alanda yoğunlaşmaktadırlar.  $Sc$  (ppm) element konsantrasyonları ise her üç litoloji içerisinde yaklaşık aynı oranlarda değişmekte ve  $Cr\#$  içeriklerine göre benzer dağılım sunarlar (Şekil 72). Kop ve Ulaş bölgelerindeki çalışma alanlarından derlenen benzer litoloji birimleri oluşturan ultramafik kayalar içerisindeki spineller için  $Cr\#$  içerikleri, genellikle harzburjitlerde düşük, dunit ve piroksenitlerde yüksek oranlarda değişirken Yeşilova bölgesinden derlenen dunit içerisindeki spinellerin harzburjit içerisindeki spinellerle yaklaşık aynı değerlerde olduğu gözlenmektedir.

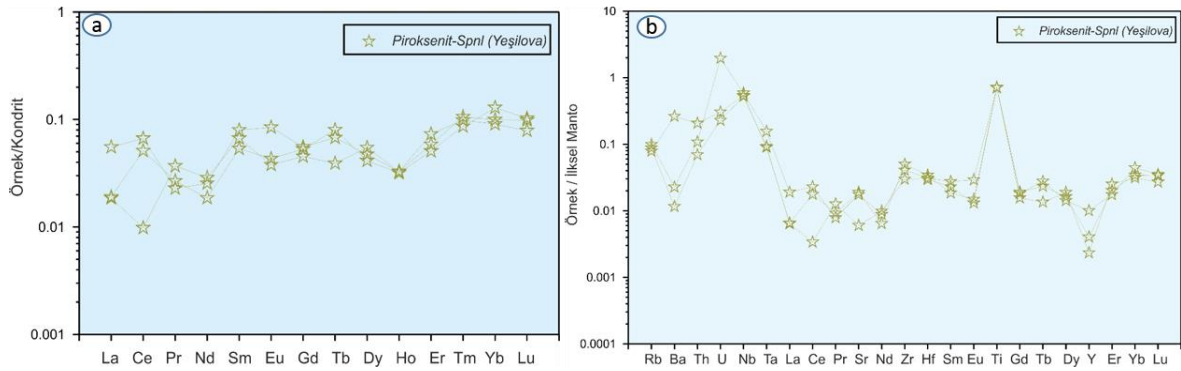


Şekil 73. Yeşilova bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

Yeşilova bölgesi için analiz edilen spinellerin kondrite göre normalize edilmiş NTE değişim diyagramlarında, dunit içerisindeki spinellerle harzburjitlerdeki spinellerin benzer dağılım sergilediği, ancak, dunit içerisindeki spinellerde daha geniş aralıkta değişen değerler görülmektedir. Özellikle, hafif nadir toprak element (HNTE) konsantrasyonları

bakımından harzburjitler içerisindeki spinellerin daha fakir oldukları, dunit içerisindeki spinellerde ise yataya yakın yönseme gösterdikleri görülmektedir (Şekil 73a ve b). Piroksenit içerisindeki spinellerde ise NTE dağılımları bakımından hem harzburjit hem de dunit içerisindekilere kıyasla daha fakir oldukları ve bir kısım dunit içi spineller ile daha benzer dağılım sundukları görülmektedir (Şekil 74a). ONTE ve ANTE bakımından ise harzburjit ve dunit içerisindeki spineller benzer dağılım sergilerken, pirosenit içi spinellerin daha fakir oldukları fakat yine yataya yakın dağılım sergiledikleri görülmektedir (Şekil 73a,c ve 74a).

İlksel mantoya göre oranlanmış çoklu element değişim diyagramlarına bakıldığında, dunit içerisindeki spinellerin bir kısmında zenginleşmeler gözlenirken, harzburjit spinellerle benzer dağılım sergiledikleri, bir kısmının ise pirosenit içi spinellere benzedikleri görülmektedir. Ancak, büyük iyon çaplı litofil elementlerden (BİLE) Ba ve daha az olarak Sr konsantrasyonları bakımından harzburjit içerisindeki spinellerin daha zengin oldukları net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 73b ve d). Harzburjit içi spinellerle dunit ve pirosenit içi spineller arasında genel olarak yüksek çekim alanlı elementler (YÇAE) bakımından benzerlik görülmektedir. Özellikle Th, U, Ta, Nb ve Zr gibi element konsantrasyonları bakımından benzer dağılımları görmek, dunit içi bazı spineller haricinde mümkündür.



Şekil 74. Yeşilova bölgesindeki klinopirosenit içerisindeki spinellerin kondrit ve ilksel manto değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE ve iz element değişim diyagramları.

Ti konsantrasyonu bakımından her üç litoloji içerisindeki spinellerde pozitif anomaliler gözlenmektedir. Ti içerikleri harzburjitlerdeki spinellerde daha fakir, dunit ve pirosenit içi spinellerde ise daha zengin dağılım gösterirler. Y konsantrasyonu ise tam tersi şekilde harzburjitlerdeki spinellerde daha zengin, dunit ve pirosenitlerdeki ise daha fakirdir (Şekil 73b,d ve 74b).

### 3.4. Kop-Ulaş-Yeşilova Kromititlerinin Mineral (Spinel) Kimyası

Tez çalışması kapsamında harzburjit dunit ve piroksenitler içerisinde aksesuar olarak gözlenen spinellerin yanında, çalışma alanlarındaki podiform tip kromititlerin içerisindeki spinellerden mineral kimyası analizleri yapılmıştır. Kop, Ulaş ve Yeşilova kromititlerinden elde edilen analiz sonuçları sırasıyla Ek. Tablo 19-20-21' de verilmiştir.

Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki çalışma alanlarında gözlenen masif ve saçınımlı özellikteki kromitit kütlelerinin hemen hemen hepsi dunit zonları içerisinde bulunurlar. Örneklemeleri yapılan bu kromitit kütleleri, her üç çalışma alanında değişik boyutlarda olup, genellikle mercek ve damar şeklinde gözlenmişlerdir (Şekil 14a,d, 21a,d ve 28d). Seçilen podiform kromitit kütleleri, literatürde de iyi bilinen (örn. Zhou ve Bai, 1992; Zhou vd., 1996, 2001a,b; Proenza vd., 2004, 2008; Gonzalez- Jimenez vd., 2011, Zhou vd., 2014; Moghadam vd., 2015) peridotitik ana kayaç (harzburjit) içerisinde dunit zonları ile uyumlu ve uyumsuz olarak bulunmaktadır. Saçınımlı olarak gözlenen kromititlere ait spineller dunitik kayaçlar içerisinde ve çoğunlukla küçük boyutludurlar. Masif karakterli kromitit kütlelerinde ise spinel kristallerinin boyutlarında genel bir artış söz konusudur.

Çalışma alanlarından örneklenen kromititlerdeki spineller üzerinde petrojenetik ve jeotektonik yorumlamalar yapılabilmesi için, mikro-kimyasal analizler sırasında genellikle spinel kristallerinin ilksel bileşimlerini yansıtacağı düşünülen, alterasyondan etkilenmemiş merkez kesimleri dikkate alınmıştır.

Podiform kromitit yatakları, genel olarak spinel kimyası bakımından geniş bir bileşim aralığına sahiptirler. Özellikle,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ve  $\text{Al}_2\text{O}_3$  bollukları arasındaki ters orantı ve düşük  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}$  oranları ile karakteristiktirler (Thayer, 1964). Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki çalışma alanlarından derlenen kromititlerdeki spinel kristallerinin değişen mineral kimyaları da bu durumu desteklemektedir.

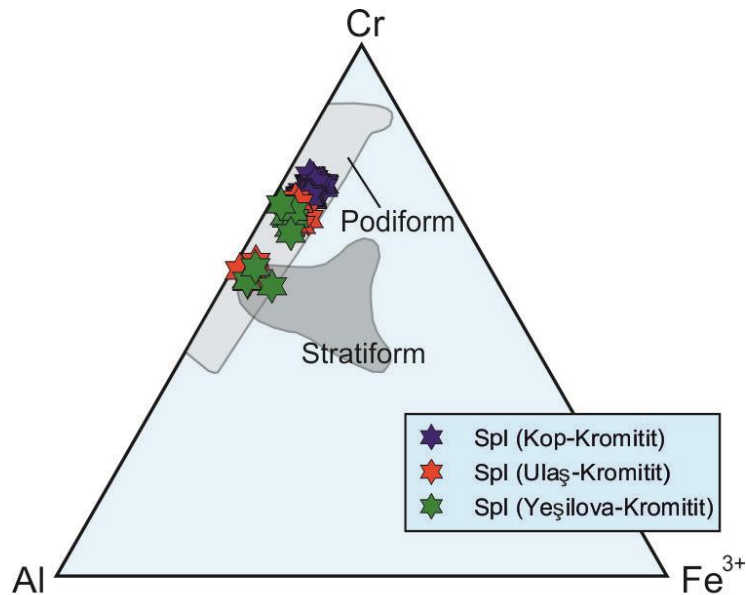
Analiz edilen spinel kristallerinin ana oksit elementlerindeki bollukları, Kop bölgesinde;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ : % 56.08–59.10,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : % 9.93–12.76,  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ : % 15.12–18.96, ,  $\text{MgO}$ : % 12.17–14.23 ve  $\text{TiO}_2$ : % 0.13–0.23 arasında değişmektedir. Hesaplanan  $\text{Cr}\# = 0.75\text{--}0.80$  ve  $\text{Mg}\# = 0.59\text{--}0.68$  değerlerindedir. Ulaş bölgesinde;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ : % 47.34–57.29,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : % 13.35–23.04,  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ : % 14.76–19.21,  $\text{MgO}$ : % 13.14–15.31 ve  $\text{TiO}_2$ : % 0.09–0.24 arasında değişmektedir. Hesaplanan  $\text{Cr}\# = 0.58\text{--}0.74$  ve  $\text{Mg}\# = 0.62\text{--}0.69$  değerlerindedir. Yeşilova bölgesinde ise;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ : % 46.38–56.68,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : % 14.41–22.48,



$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ : % 11.59–17.11,  $\text{MgO}$ : % 13.48–19.66 ve  $\text{TiO}_2$ : % 0.07–0.22 arasında değişmektedir. Hesaplanan  $\text{Cr}\# = 0.58\text{--}0.72$  ve  $\text{Mg}\# = 0.62\text{--}0.86$  değerleri arasında oldukları belirlenmiştir. Kromitit örnekleri içerisinde seçilen bazı spinellerin iz element konsantrasyonları ölçülmüştür. Analiz sonuçlarında Sc, Ti, V, Co, Ni, Zn ve Ga gibi iz element konsantrasyonları bölgeden bölgeye göreceli olarak değişen oranlarda oldukları tespit edilmiştir (Ek. Tablo 19-20-21).

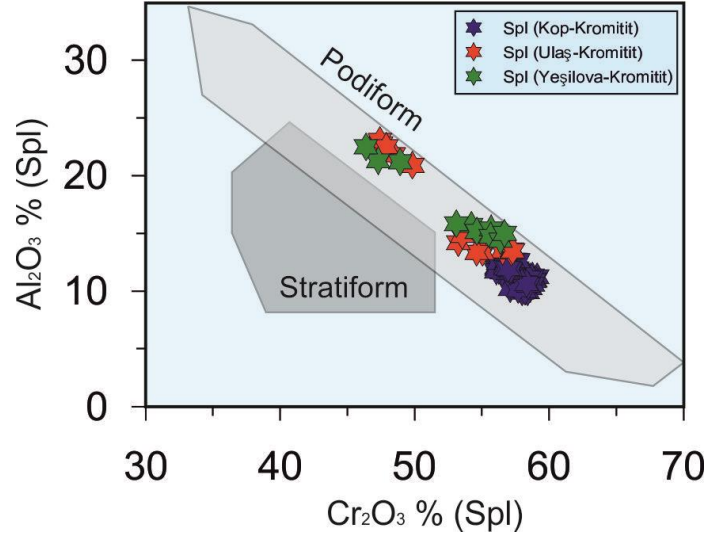
Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki çalışma alanlarından derlenen kromitit örneklerine ait spinellerin hesaplanan  $\text{Cr}\#$  değerlerine göre, kromititlerin Kop bölgesinde yüksek-Cr kromititler olarak, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromititlerin ise bir kısmının yüksek-Cr kromitit, diğer bir kısmının da yüksek-Al kromitit olarak ayrıldıkları belirlenmiştir. Çalışma alanlarındaki kromititlerden analiz edilen spinellerin mineral kimyası sonuçları, literatürden derlenen farklı diyagramlar üzerinde değerlendirilmiştir.

Çalışma alanlarındaki kromititlere ait spinellerin düşük  $\text{Fe}^{3+}$  değerlerine bağlı olarak bölgeden bölgeye değişen oranlarda Cr ve Al değerlerine sahip oldukları, Cr-Al- $\text{Fe}^{3+}$  üçgen diyagramında da podiform alanda yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 75). Ayrıca, spinellerin  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (%) içeriklerindeki artışa bağlı olarak  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (%) içeriklerinde lineer bir azalma olduğu ve ters orantılı bu element konsantrasyonlarına göre analiz edilen bütün kristallerin podiform alanda yoğunlaştığı gözlenmektedir (Şekil 76).

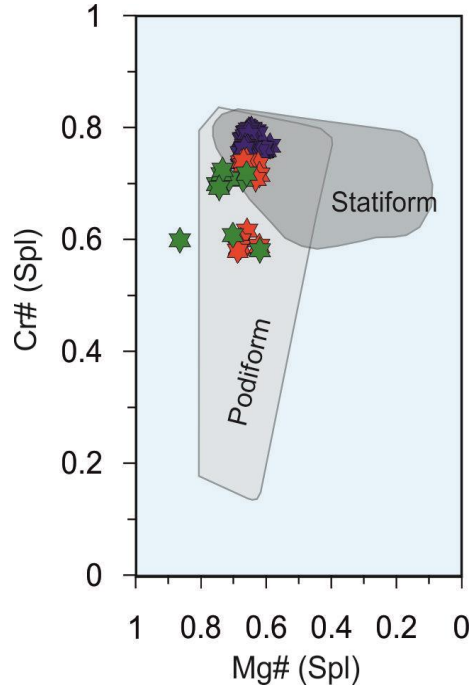


Şekil 75. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Cr-Al- $\text{Fe}^{3+}$  üçgen diyagramındaki konumları (Musallam vd., 1981).

Benzer şekilde, kromitit içi spinellerin Mg# içeriklerindeki azalma ile birlikte Cr# değerlerinde artış söz konusu olup, tamamına yakını podiform kromitit alanı içerisinde dağılım göstermektedirler (Şekil 77).

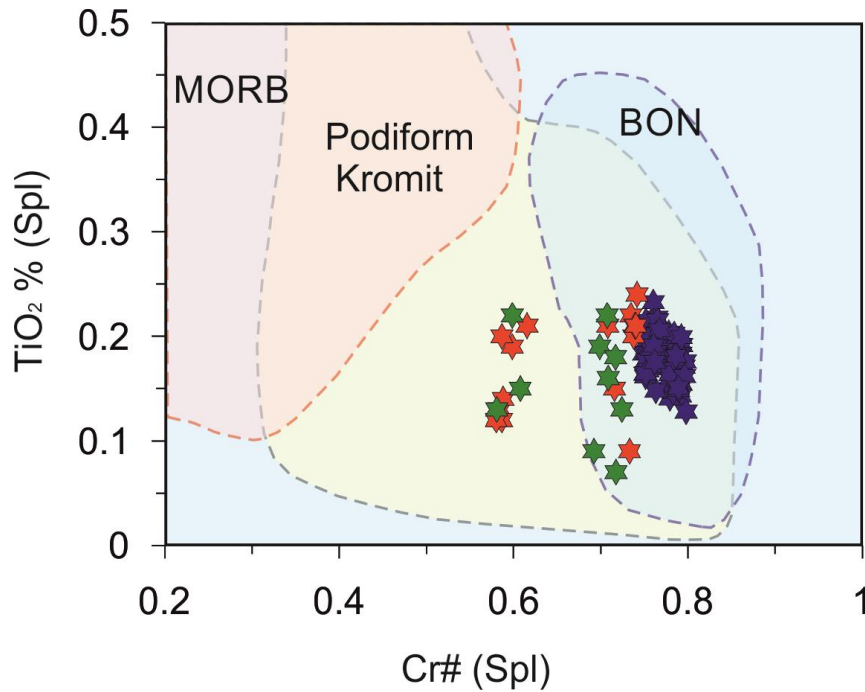


Şekil 76. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin  $Cr_2O_3$  (%) -  $Al_2O_3$  (%) diyagramındaki konumları (Arai, 2004).



Şekil 77. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Mg# - Cr# diyagramındaki konumları (Dick ve Bullen, 1984) (Semboller Şekil 76 ile aynıdır).

Her üç çalışma alanından derlenen kromitit örneklerinden seçilen spineller için kullanılan Cr# içeriklerine karşı TiO<sub>2</sub> (%) içeriklerindeki değişimlerin izlendiği diyagramda, kromititlerin hepsi podiform kromitit alanında dağılım göstermektedirler (Şekil 78). TiO<sub>2</sub> (%) içeriklerinin 0.3' ten az oldukları gözlenen kromitit içi spinellerden, özellikle, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki örneklerin yüksek-Cr kromitit olanları ile Kop bölgesine ait örneklerin tamamı boninit alanı içerisinde yer alırlar. Bunun dışında, Ulaş ve Yeşilova bölgesine ait yüksek-Al kromitit olarak değerlendirilen örneklerdeki spinellerin ise boninit alanının dışında kaldıkları, MORB alanından uzak, fakat boninit alanına yakın dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (Şekil 78).

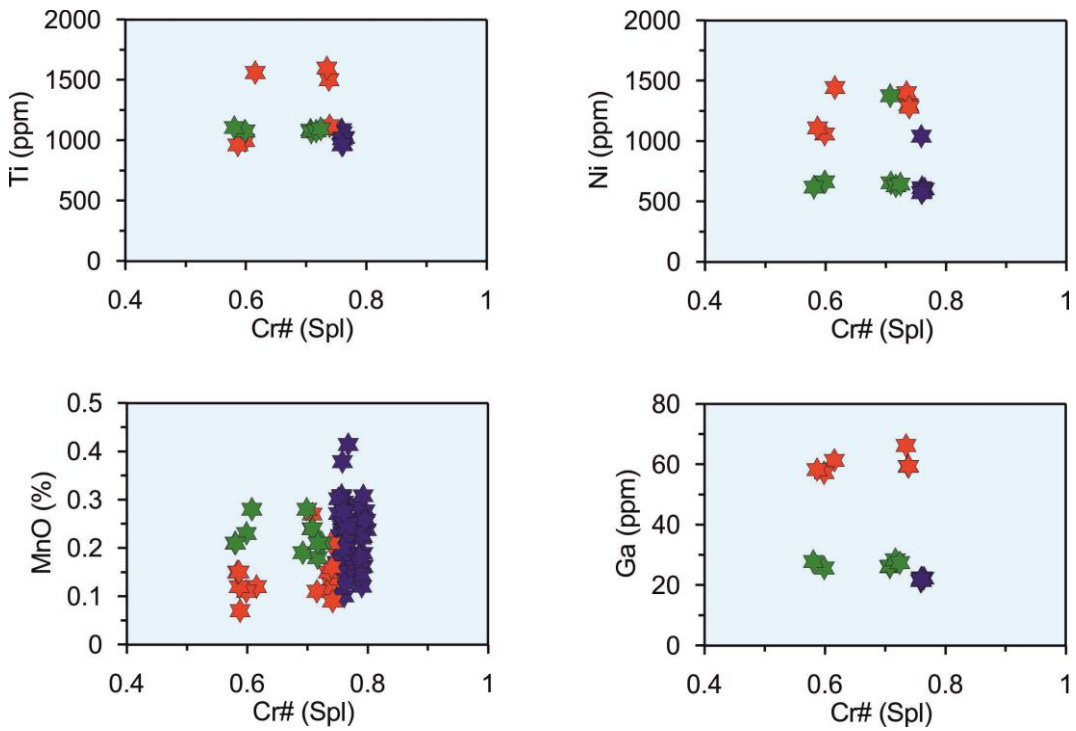


Şekil 78. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Cr#-TiO<sub>2</sub> (%) diyagramındaki konumları (Page ve Barnes, 2009 ve Zhou vd., 2014' ten derlenmiştir) (Semboller Şekil 76 ile aynıdır).

Podiform kromititlere ait spinellerin majör element içeriklerine göre Cr# içerikleri, harburjitik peridotitler içerisindeki spinellere göre daha yüksek ve daha dar aralıkta değişirler (Zhou vd., 1996). Peridotit içerisindeki spineller Al' ca daha zengin olup, Cr# içerikleri 0.22-0.65 arasında değişirken, kromititlerde bu değerler 0.74-0.82 arasındadır (Zhou vd., 1996). Bu durum, Kop, Ulaş ve Yeşilova kromitit örnekleri içerisinde analiz edilen spinel kristallerinin büyük bir kısmı için hesaplanan Cr# içerikleriyle uyumludur.

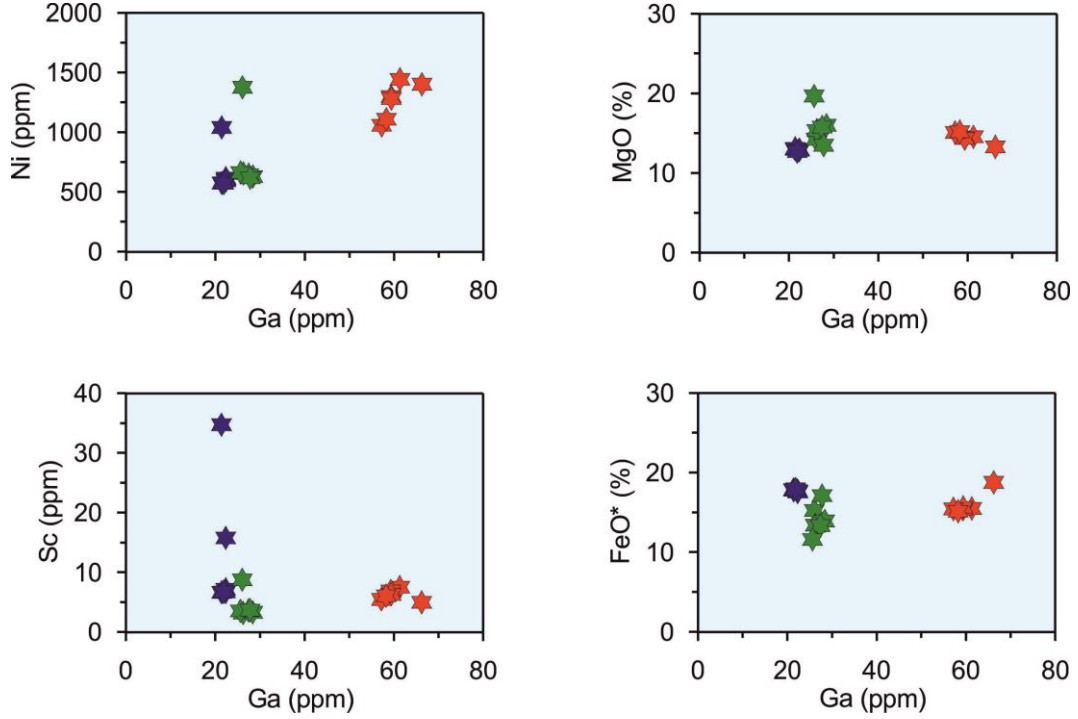
Ancak, Ulaş ve Yeşilova bölgesindeki bazı kromitit örneklerindeki daha yüksek Al içerikleri sebebiyle Cr# içerikleri de düşüktür.

Her üç bölgeden seçilen kromitit içi bazı spineller üzerinde yapılan iz element analiz sonuçları Cr# değerleri ve Ga (ppm) içeriklerine göre değerlendirilmiştir. Cr# değerlerindeki artışa bağlı olarak Ti, Ni, Ga (ppm) konsantrasyonlarında belirgin bir korelasyon gözlenmemektedir. Ancak, spinellerin MnO (%) içerikleri ise Cr# değerlerindeki artışa bağlı olarak hafif şekilde pozitif korelasyon sergilemektedirler (Şekil 79).



Şekil 79. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Cr# değerlerine karşı Ti, Ni, Ga (ppm) ve MnO (%) element değişim diyagramları (Semboller Şekil 76 ile aynıdır).

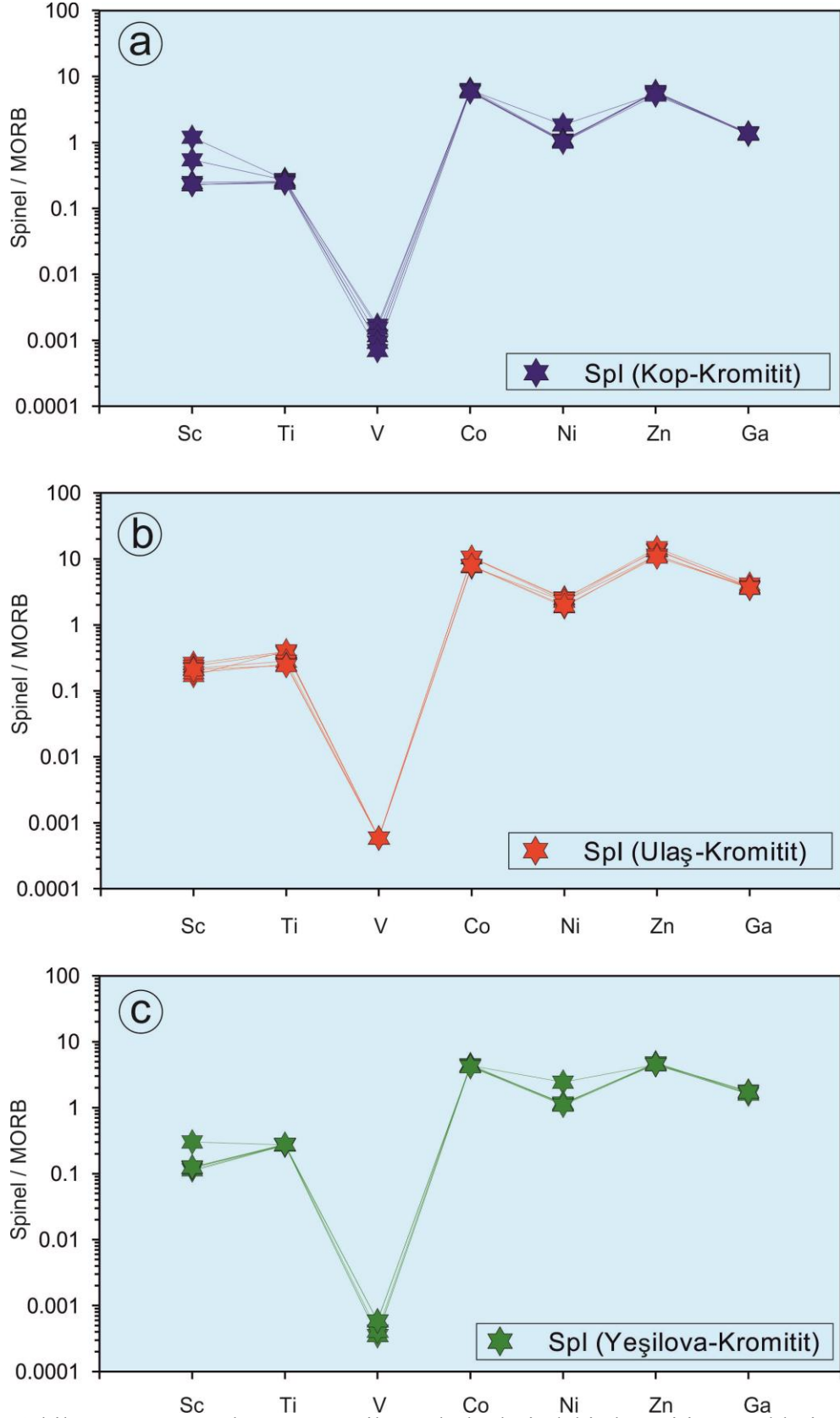
Spinellerin Ga (ppm) konsantrasyonlarındaki artışa bağlı olarak net şekilde gelişen herhangi bir pozitif ya da negatif korelasyon gözlenmemektedir. Ancak, Ulaş bölgesine ait kromititlerdeki spinellerin Ga (ppm) konsantrasyonları Kop ve Yeşilova bölgesinden fazla olup, özellikle Ni (ppm) bakımından pozitif, Sc (ppm) bakımından ise negatif bir korelasyondan söz etmek mümkündür (Şekil 80).



Şekil 80. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin Ga (ppm) bolluklarına karşı Ni ve Sc (ppm) ile MgO ve FeO\* (%) değişim diyagramları (Semboller Şekil 76 ile aynıdır).

Kromitit içi spinelleri karşılaştırmak amacıyla elde edilen iz element konsantrasyonları Page ve Barnes (2009) tarafından önerilen okyanus ortası sırtı bazaltların bileşimine göre normalize edilmiştir (Şekil 81). Üç çalışma alanındaki kromititlerin benzer dağılım sergiledikleri görülmektedir. Özellikle V (ppm) element konsantrasyonu bakımından her üç bölgede de aşırı tüketilme gözlenmektedir. Bunun dışında, özellikle Sc ve Ti (ppm) elementleri bakımından da yoğun bir tüketilme sergilenmektedir. Ancak, Kop bölgesi, bu elementler bakımından daha zengin olup, Ni, Zn ve Ga (ppm) elementleri bakımından her üç bölgedeki kromititlerde benzer şekilde zenginleşmeler gözlenmektedir (Şekil 81a).

Ulaş ve Yeşilova bölgesinde, hem yüksek-Al hem de yüksek-Cr kromititlerin MORB' a göre normalize edilmiş değerlerinde herhangi bir farklılık olmamakla birlikte, analiz edilen bütün spinellerin Al ve Cr konsantrasyonlarındaki değişimlere rağmen, benzer dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (Şekil 81b ve c).



Şekil 81. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki kromitit örneklerine ait spinellerin MORB' a göre normalize edilmiş (Page ve Barnes, 2009) iz element değişim diyagramları.



### 3.5. Tüm Kayaç Jeokimyası

#### 3.5.1. Giriş

Bazı araştırmacılar tarafından ofiyolitler ile ilişkilendirilen ultramafik ve sub-vulkanik ve volkanik kayaçların ana oksit - iz element - NTE (nadir toprak element) içerikleri, jeotektonik ortamların yorumlanmasında oldukça önemlidir (örn; Pearce vd., 1981; Shervais, 2001; Pearce ve Stern, 2006). Ancak, ofiyolitlerin tektonik hareketler ile kıta üzerinde ilerlemeleri ve günümüz konumlarını almaları sürecinde geçirdikleri uzun jeolojik evrimler sonucunda, bu kayaçların jeokimyasal bileşimleri üzerinde değişimlere neden olduğu düşünülmektedir (örn; Coleman, 1977; Puga vd., 1999; Bach ve Klein, 2009; Putnis ve Austrheim, 2010). Bu durumun yanında tektonik hareketlere bağlı olarak gelişen farklı metazomatik ve alterasyon süreçleri sağlıklı petrolojik yorumların yapılabilmesi üzerinde etkilidir. Ancak, söz konusu metazomatik ve alterasyon süreçlerinden etkilenmediği düşünülen elementler üzerinde özellikle durularak yorumlamalar yapılmaya çalışılmıştır.

Tez kapsamında, inceleme alanları içerisinde yüzeyleme veren ultramafik kayaçlar ile sub-vulkanik kayaçlardan alınan örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri Kanada ACME laboratuvarında ICP-MS yöntemi ile yaptırılmıştır. Bu bölümde, analiz sonuçlarından elde edilen bütün veriler üzerinde detaylı incelemeler yapılmıştır.

Tüm kayaç jeokimyası çalışmaları için petrografik çalışmalar ile üç bölgeden en az ayırılmış olduğu belirlenen toplam 45 adet kayaç örneği üzerinde kimyasal analizler gerçekleştirilmiştir. Bu örneklerin bölgelere göre dağılımı, Kop bölgesi (n=21), Ulaş bölgesi (n=11), Yeşilova bölgesi (n=12) şeklindedir. Çalışma alanlarına göre, ultramafik, sub-vulkanik ve volkanik kayaçların, ana (% ağı.), iz ve (NTE) nadir toprak element (ppm) analiz sonuçları, Kop bölgesi Ek Tablo 1, Ulaş bölgesi Ek Tablo 2 ve Yeşilova bölgesi Ek Tablo 3' te verilmiştir.

Her üç çalışma bölgesinden derlenen örneklerin değişik miktarlarda alterasyona uğramış oldukları petrografik gözlemlerle de belirlenmiştir. Analiz edilen bütün örneklerde ateşte kayıp (AK) değerleri her kayaç türünde farklı oranlar arasında değişmektedir. Bu durum, özellikle ultramafik kayaçlarda serpantinleşme şeklinde, sub-vulkanik kayaçlarda ise kloritleşme, natrolitleşme ve killeşme şeklinde gerçekleşen alterasyonun varlığına işaret etmektedir. Ateşte kayıp değerlerinin % 10' un üzerindeki kayaçlarda ise alterasyon

derecesi oldukça fazladır. Ateşte kayıp (AK) değerleri her bölgede farklı oranlarda değişmesine rağmen, ultramafik kayalar için % 1.80-16.80 gibi geniş bir aralıkta, sub-vulkanik kayalar için ise % 0.90-3.90 daha dar bir aralıkta değiştikleri gözlenmiştir.

### **3.5.2. Ultramafik Kayaların Jeokimyası**

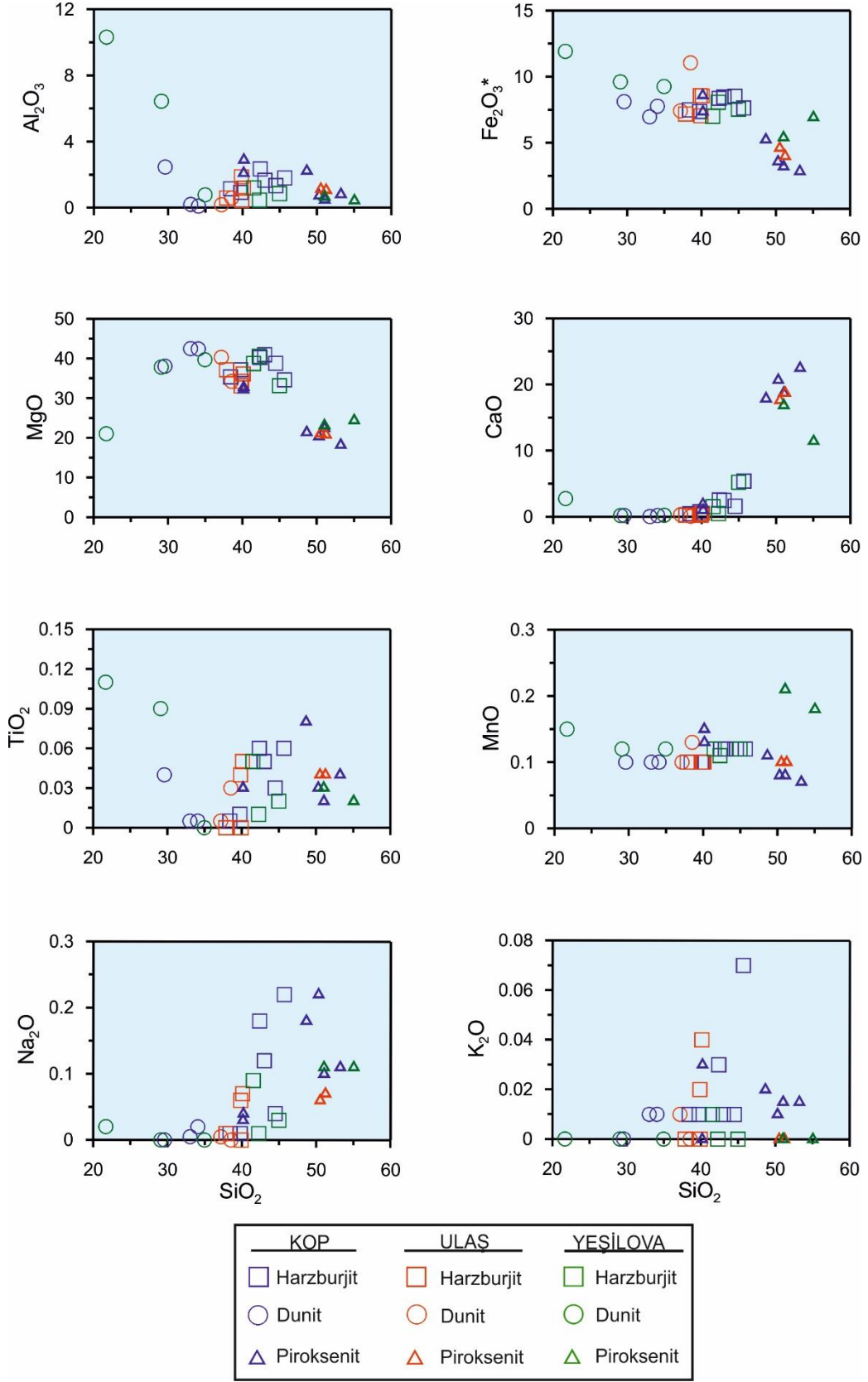
#### **3.5.2.1. Ana Oksit Jeokimyası**

Kimyasal analiz sonuçlarında ultramafik kayalardan peridotitler, piroksenitlere göre karakteristik olarak düşük  $\text{SiO}_2$  % değerleri ne sahiptirler. Ancak bütün ultramafik kayalarda nispeten yüksek  $\text{MgO}$  % değerler görmek mümkündür. Analiz edilen örneklerin (peridotit ve piroksenit)  $\text{SiO}_2$  değerleri % 29.09-55.05 aralığında,  $\text{MgO}$  değerleri ise % 20.33-42.48 aralığında değişmektedirler. Çalışma alanlarındaki kromitlere yakın bölümlerden derlenen ancak serpantinleşme derecelerinin az olduğu ultramafik kayalarda dahi ana ve iz element değerlerindeki fraksiyonlaşma trendlerini görebilmek, özellikle peridotitlerdeki düşük  $\text{SiO}_2$  içerikleri nedeniyle zaman zaman güçleşmektedir. Ancak, tersi şekilde piroksenitlerde bu durumu görmek mümkündür. Ultramafik kayalardaki toplam demir ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) içerikleri ise % 2.84-11.91 arasında değişmektedir.

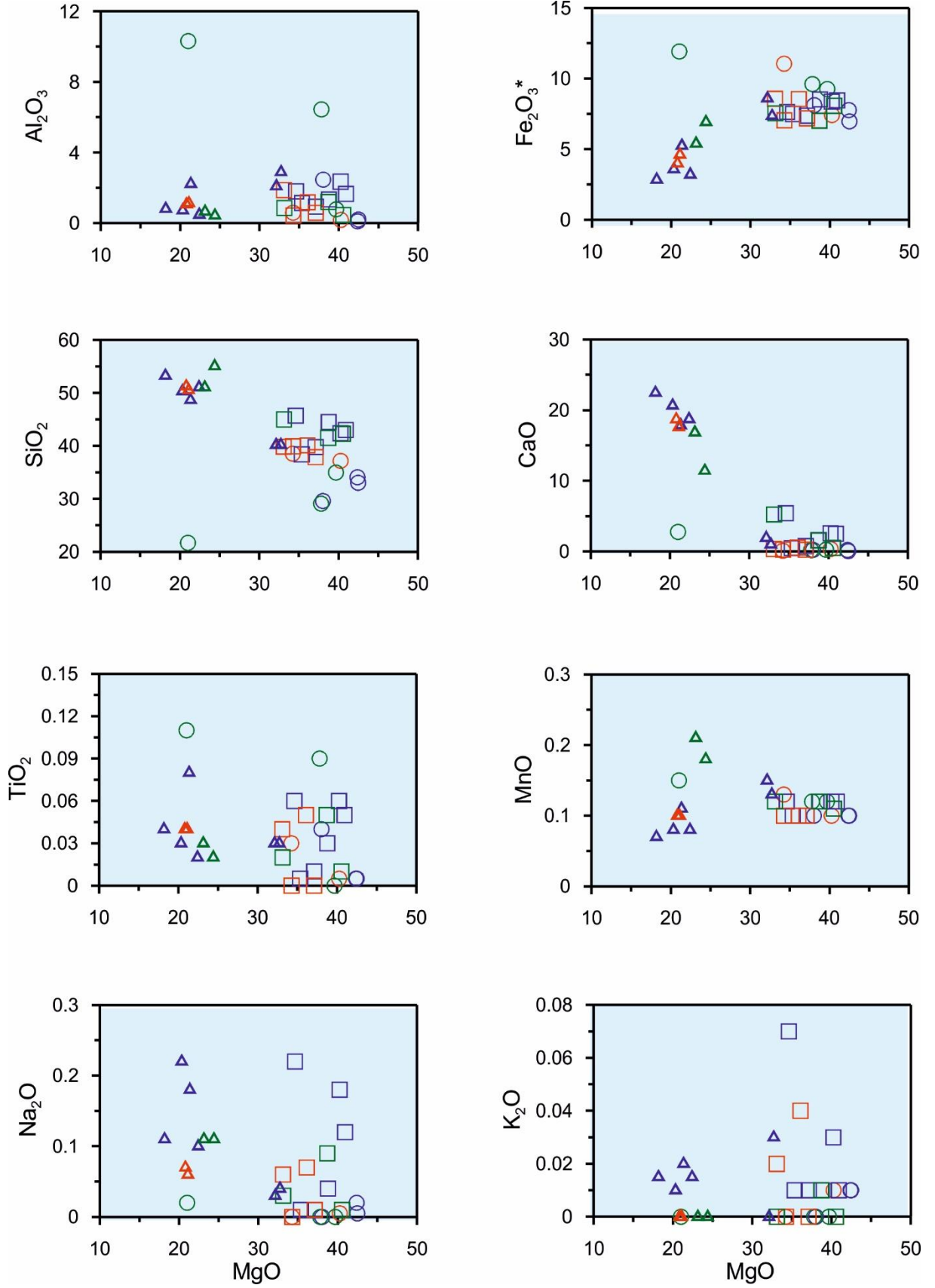
Ana oksit elementler hareketli oldukları için, alterasyonlar sonucunda bozunmadan dolayı bazen fakirleşme bazen de zenginleşme gösterebilirler. Düşük derecede alterasyon ve metamorfizma esnasında elementlerin davranışları üzerine yapılan çalışmalar, bazı elementlerin duraylı kalırken bazılarının fakirleştiği ya da zenginleştiğini ortaya koymaktadır (Cann, 1970; Coish, 1977; Humpris ve Thompson, 1978). Analiz sonuçlarına göre hem (% ağırlık)  $\text{SiO}_2$  hem de (% ağırlık)  $\text{MgO}$ 'e göre çizilen bazı ana ve iz element içeriklerine göre harker diyagramlarında belirgin bir magmatik fraksiyonlanma trendi gözlenmemektedir. Diyagramlarda piroksenitler daha yüksek  $\text{SiO}_2$  içerikleriyle peridotitlerden ayrılmaktadır. Artan  $\text{SiO}_2$  içeriklerine karşın negatif korelasyon gösteren  $\text{MgO}$  ve pozitif korelasyon gösteren  $\text{TiO}_2$  içerikleri, ultramafik kayalar için magmatik farklılaşma için belirgin özelliklerdir. Ancak, serpantinleşme derecesine bağlı olarak gelişen alterasyon nedeniyle bazı dunit örnekleri bu korelasyonlar içinde farklı anomaliler sergilemektedir (Şekil 82). Aynı durum, ultramafik kayaların jeokimyasal değişimlerini izlemek için en uygun yöntem olduğu kabul edilen  $\text{MgO}$  içeriklerine göre çizilen diyagramlardaki değişimlerde de belirgindir (Şekil 83). Kayaların  $\text{MgO}$  içerikleri,

tüktetilme derecelerini (Frey vd., 1985) yansıtmakla birlikte ve MgO içeriğinin artışı kayalardaki olivin miktarındaki artışla ilişkilidir. Bu bağlamda, üç çalışma bölgesinden elde edilen piroksenitler, harzburjit ve dunitler ile karşılaştırılmıştır. Hem SiO<sub>2</sub> hem de MgO bolluğuna karşı çizilen harker diyagramları incelendiğinde, genel olarak harzburjit ve dunitler, piroksenitlere oranla Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> ve MnO içerikleri bakımından daha zengin, CaO içeriği bakımından ise daha fakir oldukları görülmektedir (Şekil 82 ve 83). Bu durum klinopiroksen fraksiyonlaşması ile ilişkili olup beklenen bir sonuçtur. Artan MgO değerine karşılık kısmen negatif bir korelasyon sergileyen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değeri, ilksel mantoda artan kısmi ergime derecesinin belirteci olarak kullanılabilir (Barnes ve Roeder, 2001). Ancak, iki vebsterit örneğinde CaO değerleri harzburjit ve dunitler ile benzerlik sunmaktadırlar. Bu durum olivin-vebsteritlerin modal bileşimindeki olivin ve ortopiroksen varlığıyla ilişkilidir.

Diyagramlarda Na<sub>2</sub>O ve K<sub>2</sub>O değerlerinde ise belirgin bir farklılaşma, pozitif ya da negatif herhangi bir korelasyon izlenmemektedir (Şekil 82 ve 83). Bu durum, bu elementlerin hareketli olmalarının yanında, her üç çalışma bölgesinden derlenen bütün ultramafik kayaların modal mineralojik bileşimindeki değişimlerden kaynaklanmakta olup yapılan petrografik çalışmalarla da uyumludur.



Şekil 82. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaçların SiO<sub>2</sub> (% a.g.) içeriğine karşı ana oksit (% a.g.) değişim diyagramları.



Şekil 83. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaların % MgO içeriğine karşı ana oksit (% ağırlık) değişim diyagramları (Semboller Şekil 82 ile aynıdır).

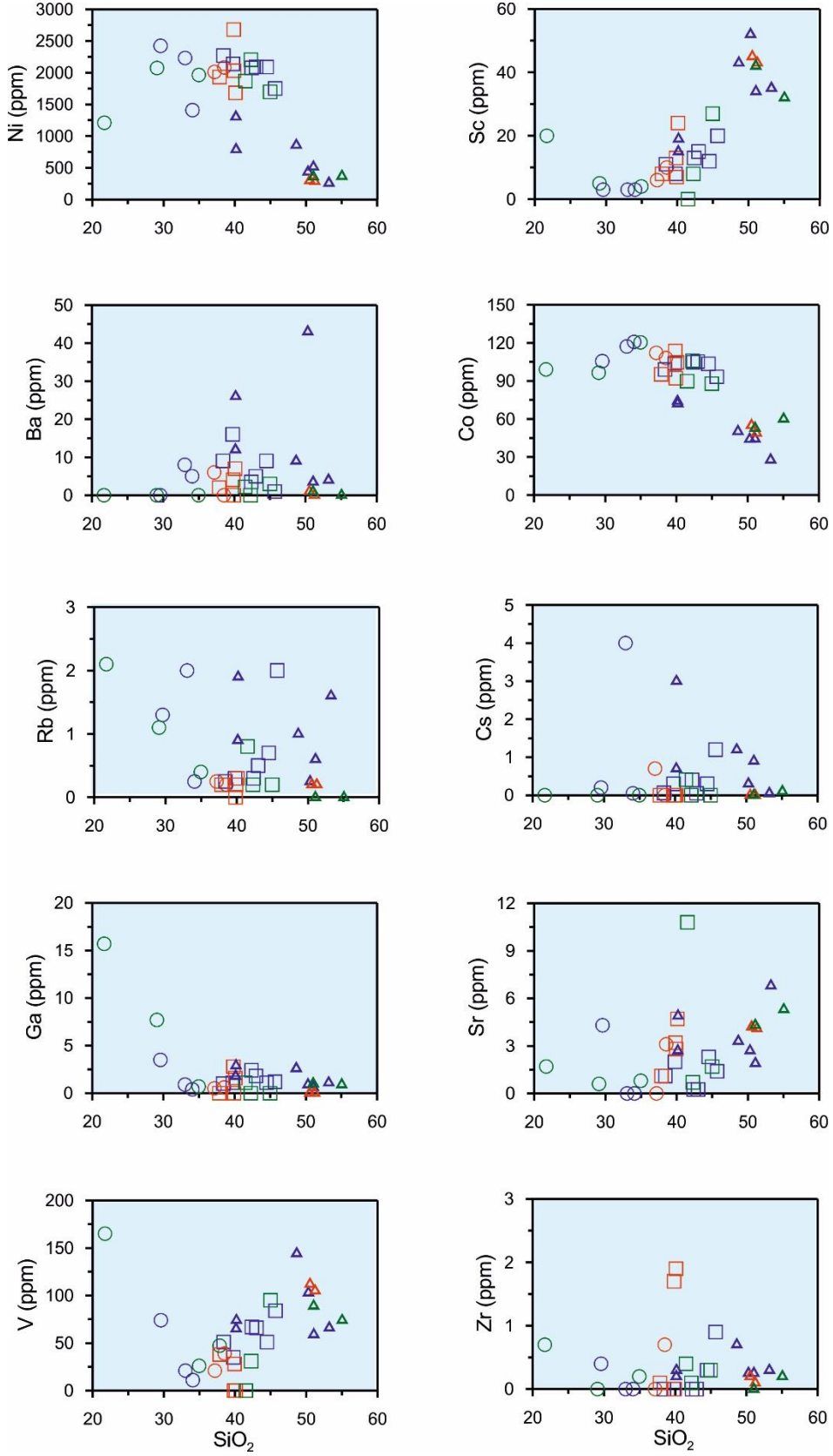
### 3.5.2.2. İz ve Nadir Toprak Element (NTE) Jeokimyası

Çalışma alanlarından derlenen ultramafik kayaç örneklerinden elde edilen tüm kayaç iz ve nadir toprak element analiz sonuçları değerlendirilmiş ve çeşitli diyagramlar üzerine düşürülerek yorumlanmıştır. İz ve nadir toprak element (NTE) içerikleri için  $\text{SiO}_2$  artışına karşı çizilen harker diyagramlarında; Ni, Sc, Ba, Co, Rb, Cs, Ga, Sr, V ve Zr gibi elementlerin hemen hemen hepsi  $\text{SiO}_2$  içeriği ile peridotitlerden piroksenitlere doğru negatif ya da pozitif ilişki sunarlar. Özellikle Ni ve Co içerikleri peridotitlerden piroksenitlere doğru pozitif, V ve Sc içerikleri negatif korelasyon göstermektedirler. Nadir toprak elementlerden (NTE) Y, La, Ce, Pr, Gd, Tb, Dy ve Yb içerikleri değerlendirildiğinde, hafif nadir toprak element (HNTE) olan La, Ce ve Pr elementleri ile Ba dışında hepsi  $\text{SiO}_2$  artışına karşın oldukça belirgin bir ilişki gösterirler (Şekil 84 ve 85). Aynı durum MgO artışına karşı çizilen diyagramlarda da görülmektedir. (Şekil 86 ve 87). Ba ve HNTE'lerin kayaçların oluşumlarından sonra gerçekleşen serpantinleşme etkisiyle ve farklı sıvı veya ergiyik etkileşimleri nedeniyle bütün örneklerde benzer konsantrasyonlar sergilemelerinden dolayı  $\text{SiO}_2$  ve MgO içerikleriyle herhangi bir negatif ya da pozitif korelasyon gözlenememiştir.

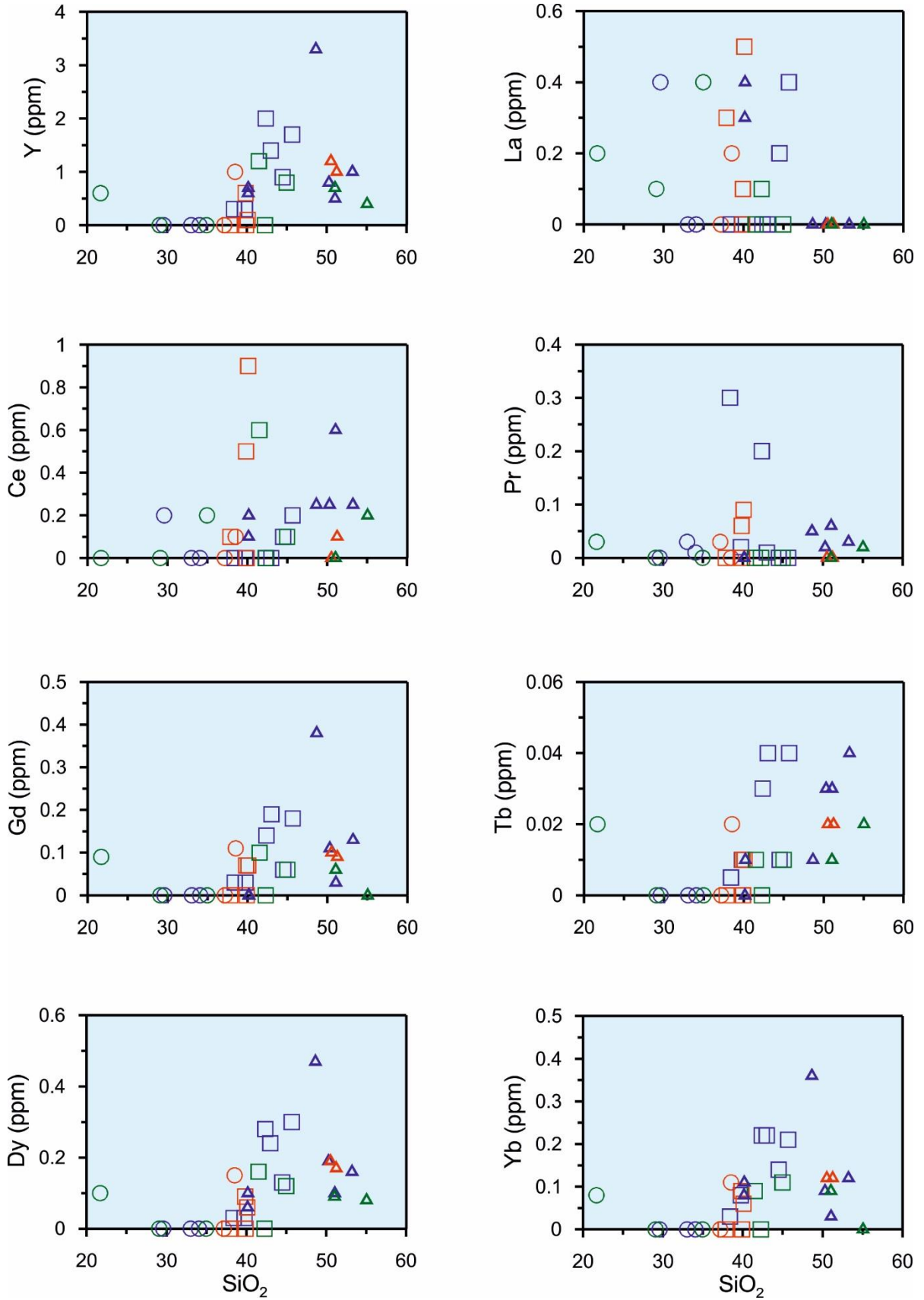
Özellikle bölümsel ergime sırasında olivinle uyumlu davranış sergileyen Ni ve Co, hem  $\text{SiO}_2$  hem de MgO içeriğiyle net bir korelasyon göstermektedir (Şekil 84 ve 86). Ni ve Co içerikleri harzburjit ve dunitlerden piroksenitlere doğru olivin modal bileşimleriyle paralel olarak,  $\text{SiO}_2$  artışıyla negatif korelasyon, MgO artışı ile de pozitif korelasyon sergilemektedirler. Olivin için daha uyumsuz davranış sergileyen diğer elementlerden Sc, Sr ve V ile HNTE'lerden La ve Ce haricindeki bütün NTE'ler ise bu durumun tersi bir korelasyon göstermektedirler.

Nadir toprak elementler ergiyik içerisinde yoğunlaşmakta ve bu yoğunlaşma ergime oranının azalmasıyla artmaktadır. Bilindiği gibi granat, ortopiroksen, klinopiroksen ve olivin daha çok ağır nadir toprak elementleri (ANTE), feldispatlar ve apatit ise hafif nadir toprak elementleri (HNTE) yapılarına alırlar. Orta nadir toprak elementlerin (ONTE) ağır nadir toprak elementlere göre zenginleşme göstermesi, esas olarak sulu silikatlar tarafından kontrol edilebilir. Dolayısıyla çalışma kapsamında derlenen ultramafik kayaçlar için harzburjit ve dunitlerden piroksenitlere doğru serpantinleşme derecesinin azalmasıyla,  $\text{SiO}_2$  ve MgO içeriklerine göre ağır nadir toprak elementlerde belirgin korelasyonlar görülmektedir (Şekil 85 ve 87).

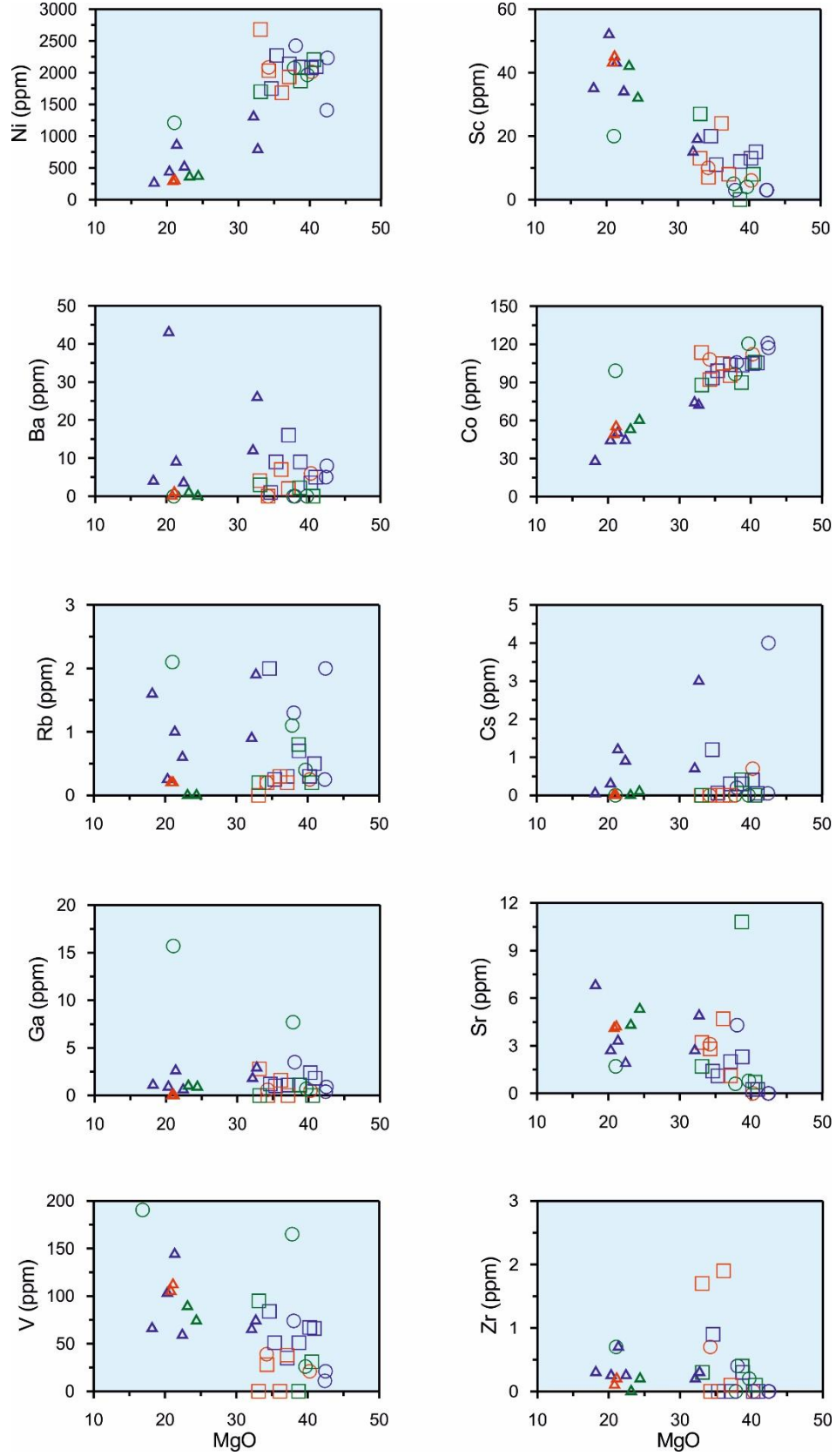




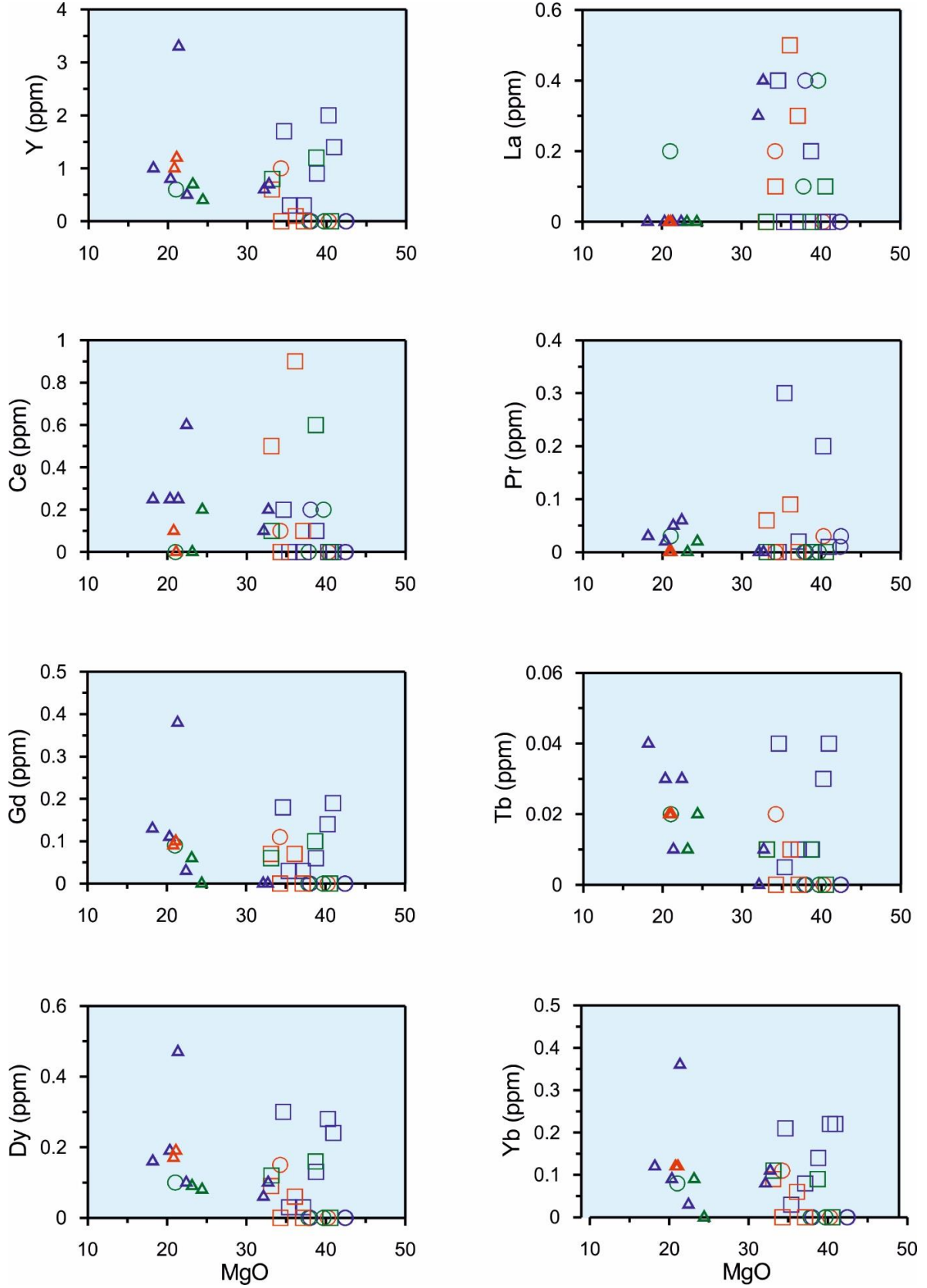
Şekil 84. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaların (% ağırlık) SiO<sub>2</sub> içeriğine karşı bazı iz element (ppm) değişim diyagramları (Semboller Şekil 82 ile aynıdır).



Şekil 85. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaların (% ağırlık) SiO<sub>2</sub> içeriğine karşı bazı nadir toprak element (NTE) (ppm) değişim diyagramları (Semboller Şekil 82 ile aynıdır).



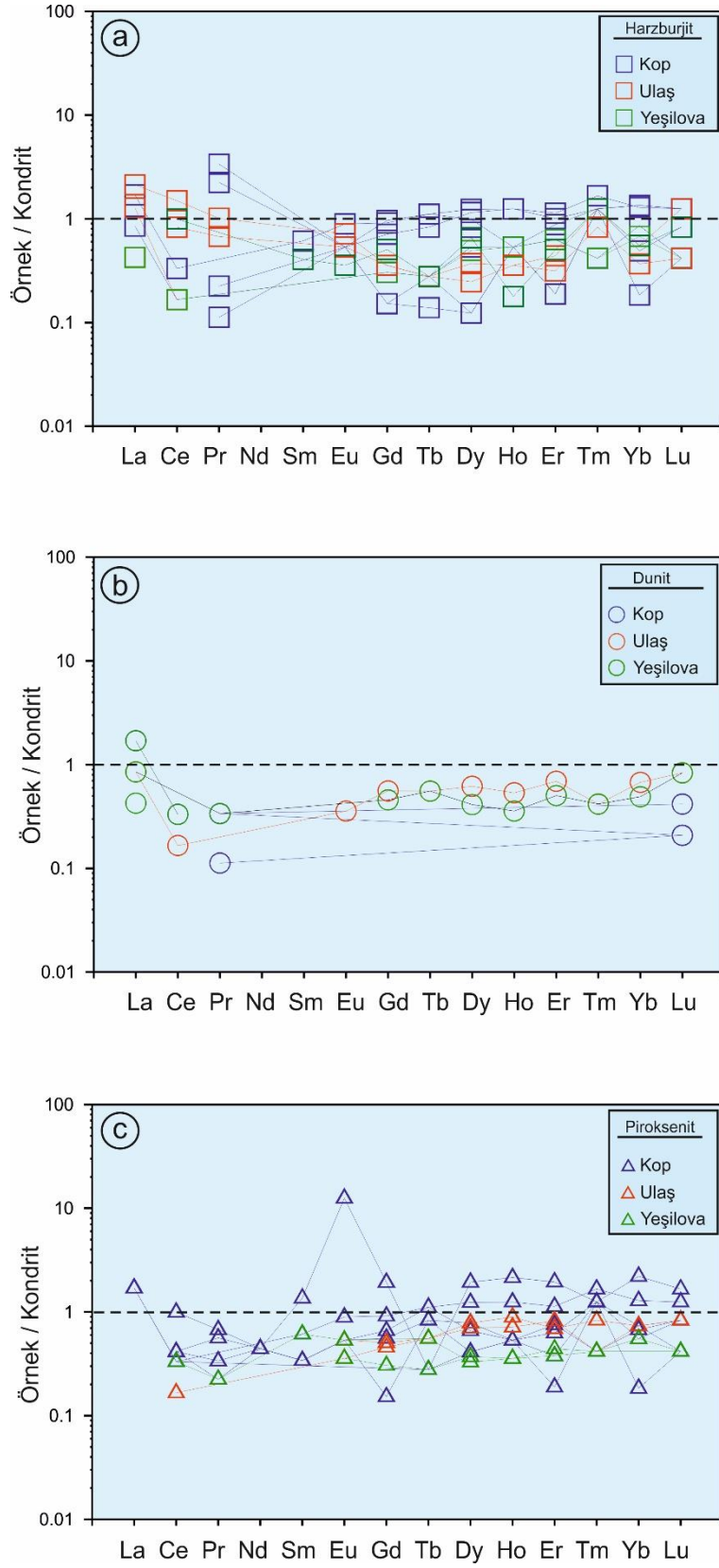
Şekil 86. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaların (% ağırlıkta)  $\text{SiO}_2$  içeriğine karşı bazı iz element (ppm) değişim diyagramları (Semboller Şekil 82 ile aynıdır).



Şekil 87. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaların (% ağırlık)  $\text{SiO}_2$  içeriğine karşı bazı nadir toprak element (NTE) (ppm) değişim diyagramları (Semboller Şekil 82 ile aynıdır).

Çalışma alanlarından derlenen ultramafik kayaç örneklerinin kondrit değerlerine oranlanmış NTE değişim diyagramları Şekil 88’ de gösterilmiştir. Örneklerin hepsi çok düşük NTE değerlerine sahiptirler ve bazıları algılama limiti altında kaldıklarından diyagramlarda gözlenememektedirler. Bilindiği gibi manto kayaçlarını temsil eden harzburjit ve dunitlerde düşük NTE değerleri ve kondrite oranlanmış geniş “V” şekilli grafikleri ile karakteristiklerdir (Frey, 1984). Bu durum ortopiroksenlerin ağır nadir toprak elementler bakımından daha uyumlu olmasıyla ilgili (Winter, 2001) ve yitim ile oluşan sulu magmanın peridotitler ile etkileşimi sonucunda meydana gelmiştir (Parkinson ve Pearce, 1998; Marchesi vd., 2006; Uysal vd., 2007c). Ağır nadir toprak elementlerden (ANTE) Ho, Er, Tm, Yb ve Lu bollukları kondrite göre normalize edildiğinde harzburjit ve dunitlerde hafif bir zenginleşme sergiledikleri görülmektedir (Şekil 88a). Ancak piroksenitlerin özellikle de Kop bölgesindeki iki örneğin kondrite göre normalize edilen diyagramda ANTE bakımından daha fazla zenginleştikleri, ancak manto kayaçları ile karakteristik olan “V” şekline yakın yönsemeler sınıduğu açık bir şekilde izlenmektedir (Şekil 88c).

Her üç çalışma alanı için, harzburjitlerde genel olarak Lu’ dan Eu’ a kadar hafif bir negatif yönseme, Eu’ dan Pr’ ye nispeten daha güçlü bir negatif yönseme ile Pr’ den La’ ya hafif bir pozitif yönseme izlenmektedir. Dunitler ise hafif nadir toprak elementler bakımından harzburjitler ile yaklaşık aynı zenginleşme değerlerini sergilerken, orta ve ağır nadir toprak element içeriklerinin harzburjitlere oranla daha düşük olmaları ile ayrılmaktadırlar (Şekil 88b). Üç bölgede de harzburjit ve dunitlere ait düşük ( $1'$  den az) NTE içerikleri ile hafif nadir toprak elementlerce gözlenen zenginleşme yay önü peridotitleri ile benzerlik sunarlar (Şekil 88a ve b). Piroksenit örneklerinde ise orta nadir toprak elementlerden ağır nadir toprak elementlere doğru hafif bir zenginleşme izlenmektedir (Şekil 88c). Özellikle Kop bölgesindeki vebsteritlerde bu zenginleşme oldukça belirgindir ve ortopiroksen varlığıyla ilişkilidir. Diğer iki bölgeye kıyasla Kop bölgesindeki piroksenitlerde farklı zenginleşmeler gözlenmiş olup özellikle bir örnekte pozitif Eu anomalisi izlenmiştir.

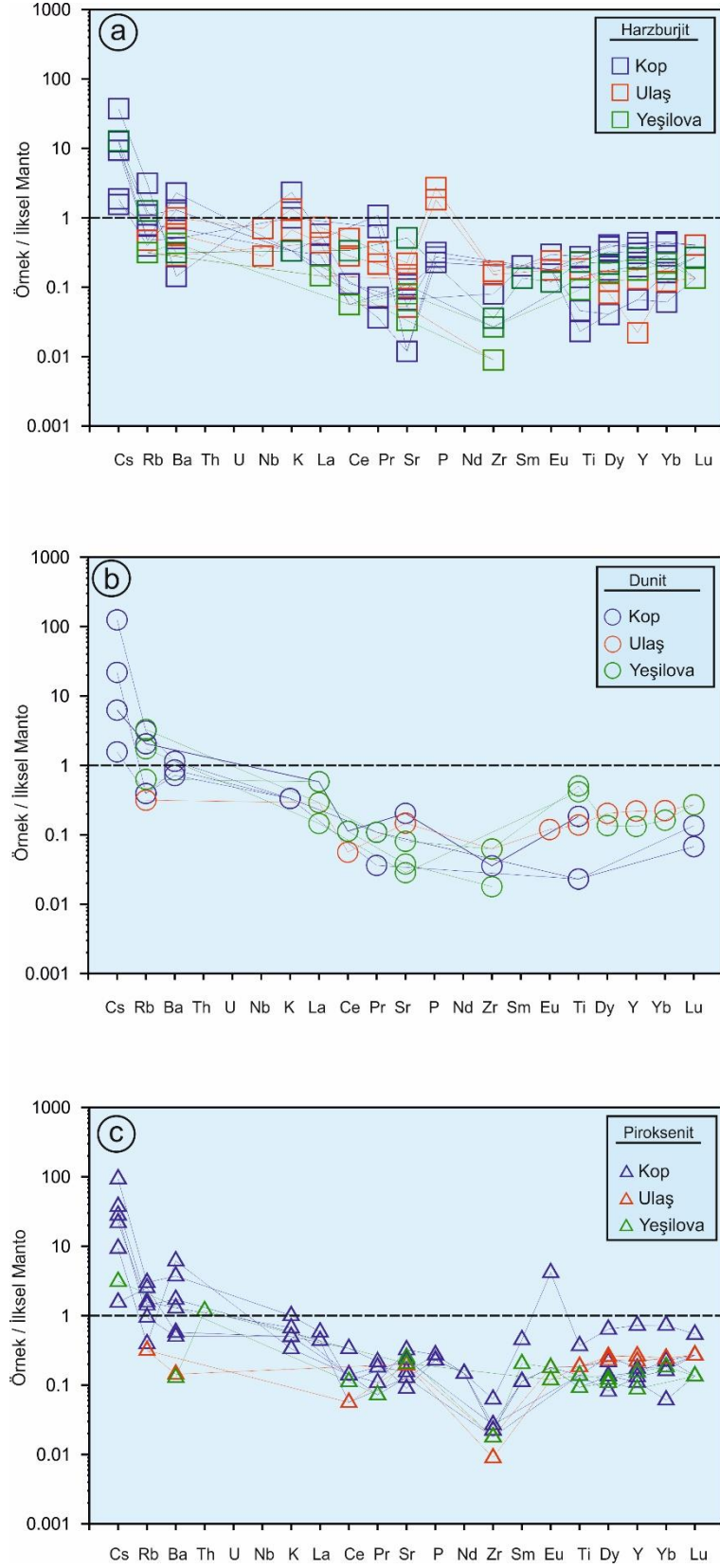


Şekil 88. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaların (Harzburgit, Dunit ve Piroksenit) kondrit değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE değişim diyagramları.



İlksel mantoya göre oranlanmış çoklu element diyagramlarında (Şekil 89) üç çalışma bölgesinden derlenen bütün ultramafik kayalar için özellikle Cs, Rb ve Ba elementler bakımından zenginleşme görülmektedir. Rb ve Cs elementlerindeki pozitif trend, ergiyikteki piroksen fraksiyonlanmasının bir sonucu olarak yorumlanmasına (Winter, 2001) rağmen Ba elementi de dahil olmak üzere bu değişkenlik alterasyon etkilerini de yansıtabilmektedir. Her üç bölgeye ait harzburjitlerde Cs, Rb ve Ba elementleri bakımından zenginleşme, Sr, Ti ve Zr elementleri bakımından da fakirleşme görülmektedir (Şekil 89a). Dunitler için elementlerin farklı oranlarda algılama limiti altında kaldığı görülmesine rağmen genel olarak harzburjitler ile benzer desenler sunmaktadırlar. Ancak harzburjitlerden farklı olarak özellikle Kop bölgesinden alınan dunitlerde Cs elementi bakımından yüksek bir zenginleşme, Sr, Zr ve Ti bakımından ise genel olarak fakirleşme izlenmektedir (Şekil 89b).

Üç çalışma bölgesinden derlenen piroksenitlerde Cs, Rb ve Ba elementleri bakımından zenginleşme gözlenmektedir. Genel olarak bütün piroksenit örneklerinde Ti' dan Lu' a doğru hafif bir pozitif yönseme görülürken, Kop bölgesine ait bir örnekte pozitif Eu anomalisi oldukça belirgindir. Hemen hemen bütün piroksenit örneklerinde negatif Zr anomalisi gözlenmiş olup K' dan Zr' a doğru hafif negatif bir yönseme izlenmektedir (Şekil 89c). Kop bölgesine ait piroksenit örneğinde gözlenen pozitif Eu anomalisi beklenen bir durum olmadığından serpantinleşme gibi ikincil olaylardan kaynaklandığı düşünülmüş ve alterasyon etkisiyle ilişkilendirilmiştir.



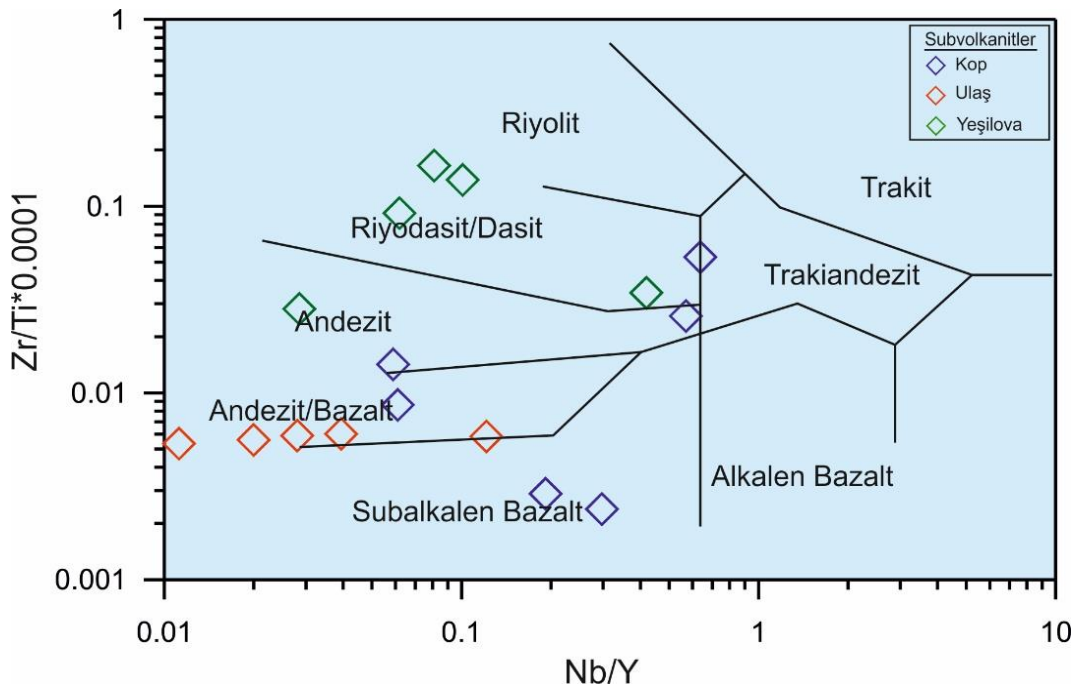
Şekil 89. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki ultramafik kayaların (Harzburgit, Dunit ve Piroksenit) ilkse mantoya (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış iz element değişim diyagramları.

### 3.5.3. Sub-Volkanik Kayaçların Jeokimyası

#### 3.5.3.1. Ana oksit Jeokimyası

Çalışma alanlarında özellikle kromititlere yakın alanlarda yüzeyleyen ve harzburjitik peridotitleri kesen sub-volkanik kayaçlardan yapılan jeokimyasal analizler, her bölge için ayrı ayrı hazırlanan Ek Tablo 1,2 ve 3' te verilmiştir. Ateşte kayıp (AK) değerlerinin sub-volkanik kayaçların bir kısmında % 4' e yakın değerlere ulaşması ve petrografik incelemede pargasit, natrolit ve klorit gibi minerallerin tespit edilmesi, değişik mineral fazlarında düşük dereceli ikincil alterasyonların varlığını göstermektedir.

Alterasyon etkisi gösteren volkanik kayaçların sınıflandırılmasında Winchester ve Floyd (1977) tarafından önerilen  $Zr/TiO_2$  ye karşı  $Nb/Y$  diyagramında Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgesinde harzburjitik peridotitleri kesen sub-volkanik kayaçlar için ayırım yapılmıştır. Buna göre her üç çalışma alanındaki sub-volkanik kayaçların bir kısmı farklı bir kısmı da aynı alanlar içerisinde dağılım göstermektedirler (Şekil 90).



Şekil 90. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların  $Zr/TiO_2$  ye karşı  $Nb/Y$  diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977).

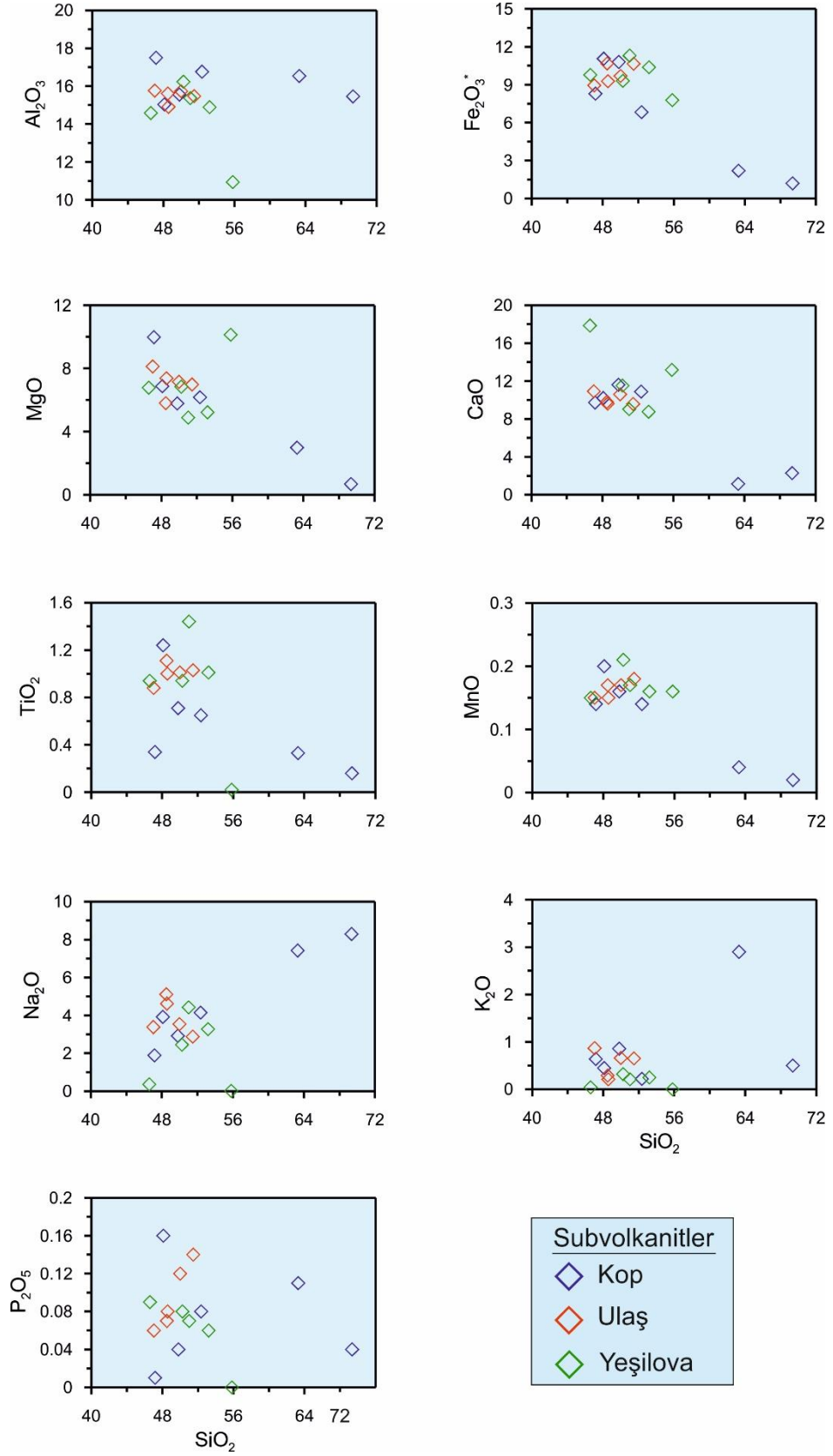
Kop bölgesindeki kayaçların bir kısmı sub-alkalen bazalt alanında, bir kısmı andezit/bazalt alanında diğer bir kısmı da riyodasit alanında yer alırken Ulaş bölgesindeki kayaçlar andezit/bazalt alanında ve Yeşilova bölgesindeki kayaçlar ise andezit alanından riyodasit alanına kadar dağılım göstermektedirler (Şekil 90).

Peridotitleri kesen bu sub-vulkanik kayaçların deniz tabanı yayılması ve hidrotermal metamorfizma sırasında düşük dereceli alterasyona uğradıkları ve bunun sonucunda da ana elementlerin büyük bir çoğunluğunun hareketli oldukları birçok araştırmacı tarafından ileri sürülmüştür (Matthews, 1971; Cann, 1971; Pearce ve Cann, 1971, 1973; Hart vd., 1974; Pearce, 1975, Wood vd., 1976; Andrews, 1977; Humphris ve Thompson, 1978,1991; Saunders vd., 1980).

Tez kapsamında, çalışılan bölgelerdeki harzburjitik peridotitleri kesen bu sub-vulkanik kayaçların gruplandırması, petrojenetik ve tektonik ortam yorumlamalarını yapabilmek için daha hareketsiz davranış gösterdiği bilinen Ti, P, Y, Zr, Nb ve NTE' ler ile Ni, Sc, V, Co gibi elementler üzerinde özellikle durulmuştur.

Çalışma bölgelerindeki sub-vulkanik kayaçların ana element içeriklerinin SiO<sub>2</sub> içeriklerine karşı değişimlerini gösteren Harker diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 91). SiO<sub>2</sub> içeriklerine göre bazikten ortaç bileşime kadar değişen bu kayaçların, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*, CaO, MnO, ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> içerikleri yaklaşık negatif bir lineer trendle SiO<sub>2</sub> artışıyla azaldıkları görülmektedir. Petrolojik anlamda, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriğinde bazik kayaçlardan daha ortaç kayaçlara doğru hafif derecede azalan bir trendin gözlenmesi feldispat ve mika gibi alüminyumlu silikatların fraksiyonlanması şeklinde yorumlanabilir. Benzer şekilde Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve TiO<sub>2</sub> içeriklerinde ki negatif korelasyon, klinopiroksen ve demir-titan oksit fraksiyonlanması, MgO ve MnO içeriğindeki azalma için klinopiroksen fraksiyonlanması ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> azalması ise apatit ve zirkon fraksiyonlanması ile ilgili olduğu söylenebilir.

Alterasyon etkilerine rağmen her üç çalışma bölgesinde de harzburjitik peridotitleri kesen söz konusu sub-vulkanik kayaçlar ana oksit element içeriklerine göre bölgeden bölgeye değerlendirildiğinde, benzer tektonik ortamda gelişen magmadan itibaren oluştukları düşünülebilir.



Şekil 91. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların  $\text{SiO}_2$  (% a.g.) içeriğine karşı ana oksit (% a.g.) değişim diyagramları.

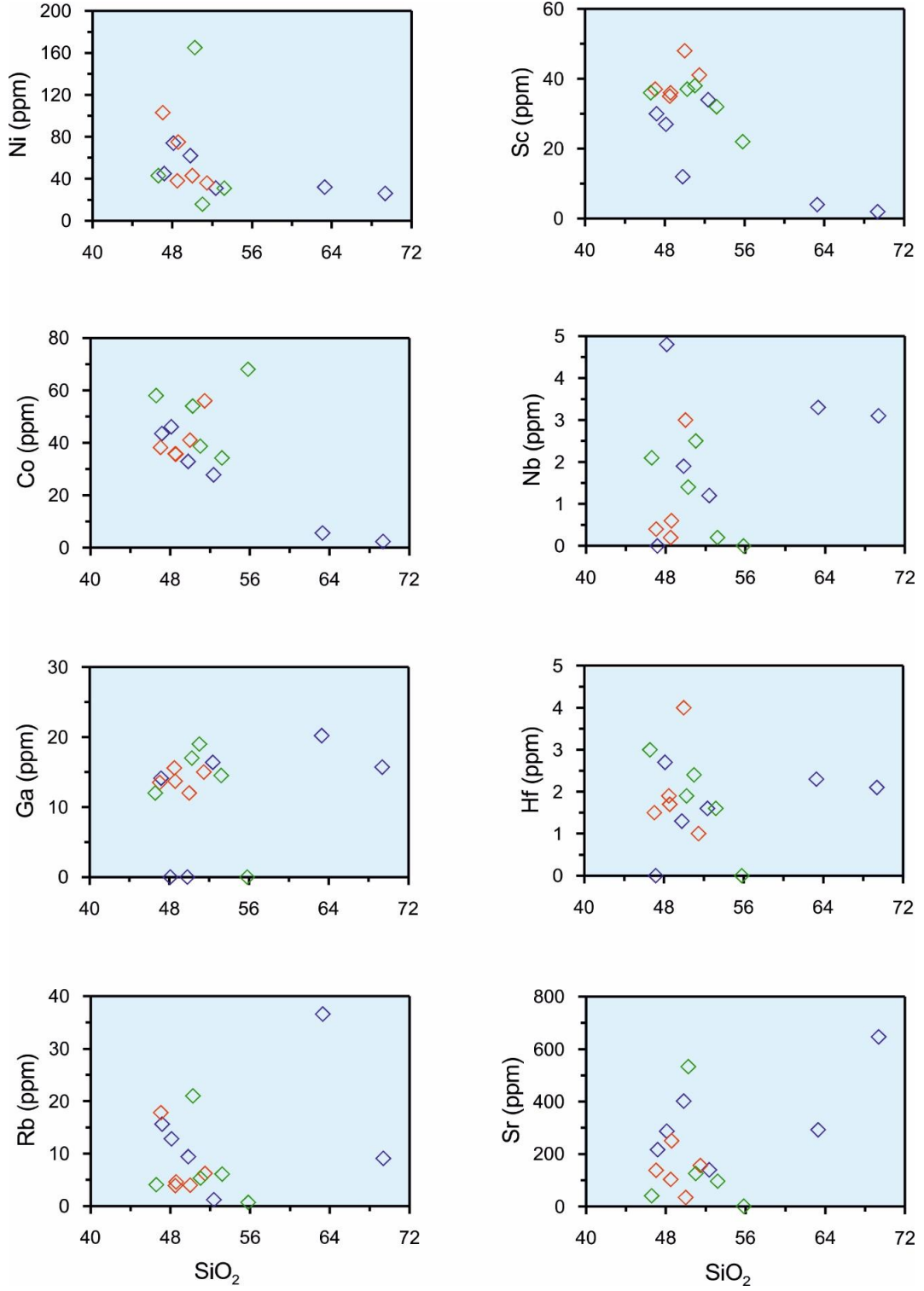
### 3.5.3.2. İz ve Nadir Toprak Element (NTE) Jeokimyası

Ana oksit elementler alterasyon gibi farklı süreçlerde hareketsiz olduklarından, bozunmadan dolayı bazen fakirleşme gösterebileceği gibi bazen de zenginleşme gösterebilmektedir. Petrografik çalışmalarda da gözlenen alterasyon izleri nedeniyle sadece ana elementlere bağlı olarak kayaçların köken yorumuna gidilmemelidir. Ancak, iz elementler ve bazı NTE' ler alterasyon etkilerine karşı daha duraylı olduklarından,  $\text{SiO}_2$ ' ye karşı değişimlerini incelemek gerekir. Çalışma alanlarındaki sub-volkanik ve volkanik kayaçlara ait analiz sonuçlarında  $\text{SiO}_2$  ile uyumsuz elementlerden Rb, Sr, Th, Hf, Cs, Zr, Nb, Ga, Y arasında pozitif, uyumlu elementlerden Co, Sc, V ve Ni arasında ise negatif bir korelasyon oldukça belirgindir. Aynı şekilde HNTE olan La, Ce, Pr, Nd gibi elementlerde  $\text{SiO}_2$  artışı ile pozitif korelasyon, ONTE' lerden Sm, Eu, Gd, Tb ve Dy elementleri Kop bölgesindeki asidik bileşime sahip iki örnek dışında pozitif bir korelasyon ve ANTE' lerden Ho, Er, Tm, Yb ve Lu elementleri de, iki örnek haricinde yine hafif pozitif bir korelasyon göstermektedirler (Şekil 92, 93, 94, 95).

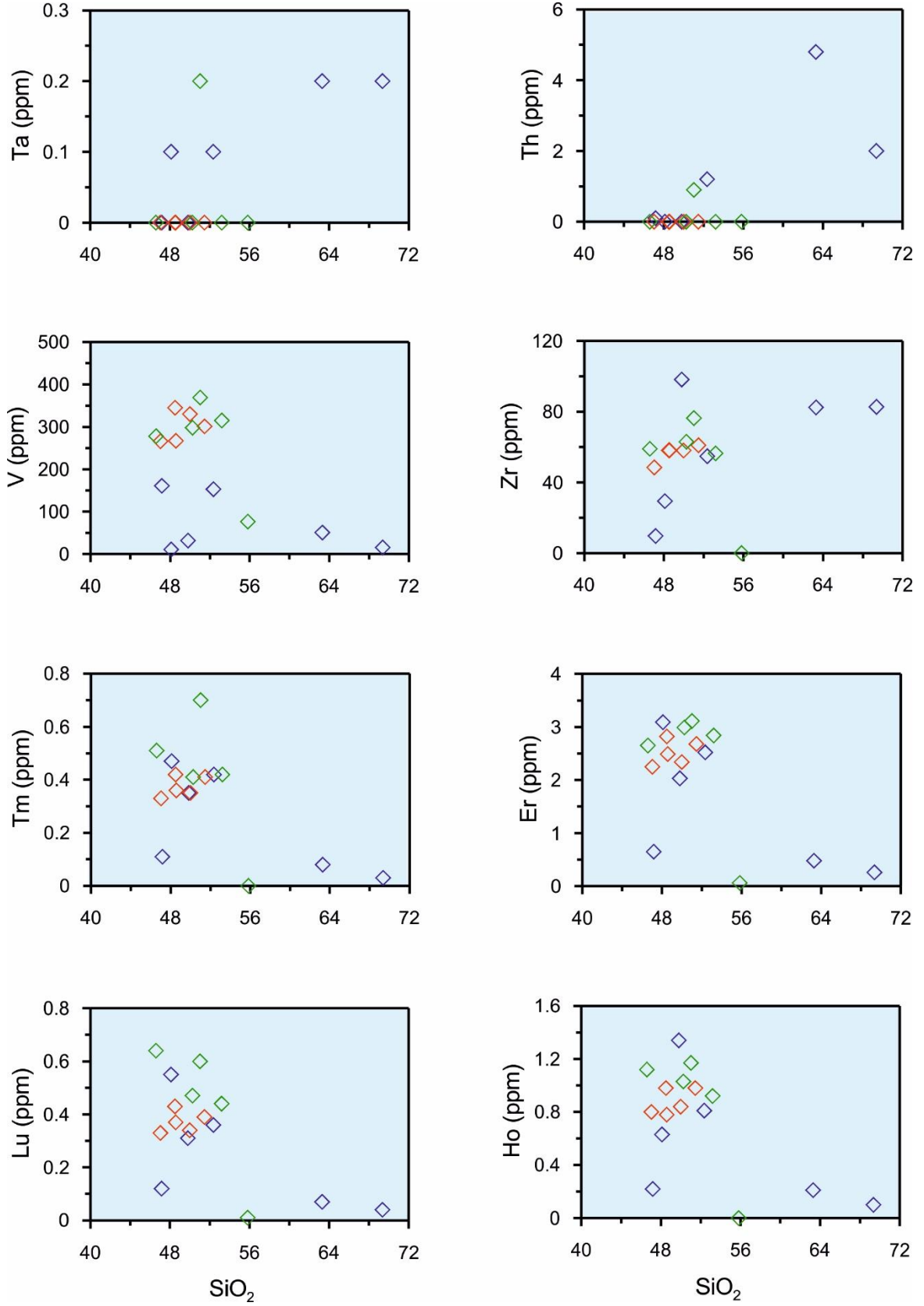
Nadir toprak elementlerin alterasyon ve metamorfizmadan etkilenmedikleri, bu yüzden jeokimyasal yorumlamalarda sıklıkla kullanılmalarına rağmen az da olsa hareketlendikleri konusunda görüşler vardır. İncelenen kayaçlardaki NTE' lerin özellikle ultramafik kayaçlardan farklı olarak plajiyoklas fraksiyonlaşmasına bağlı olarak değiştiği düşünülebilir. Çünkü NTE' lerin plajiyoklas içerisindeki dağılım katsayıları, ferromagnezyen minerallerden birkaç kat daha fazla olduğu bilinmektedir (Rollinson, 1993). Rb iyon çapı K ile yakın olmasından dolayı K' un yerini alabilmekte ve fraksiyonel kristalleşme sırasında özellikle amfibol ve biyotit gibi minerallerin bünyesine girebilmektedir. Benzer durumlar diyagramlarda  $\text{SiO}_2$  artışı ile pozitif trend gösteren diğer elementler için fraksiyonlaşmanın geç evrelerinde oluşan minerallerin yapısına girmesi nedeniyle mümkün olduğu düşünülebilir. Ancak Ni, Sc, V ve Co gibi elementlerde gözlenen negatif korelasyonlar olivin-piroksen ve amfibol-mika fraksiyonlaşmasını işaret etmektedir. Zr ve Y gibi elementler ise magma evrimleşmesi sırasında birbirleriyle benzer jeokimyasal davranış sunmaktadırlar ve uyumsuz davranış sergilerler (Pearce ve Cann, 1973; Stern ve Elthon, 1979). Magma kristallenmesi esnasında sıvı fazı tercih eden bu elementler  $\text{SiO}_2$  içerikleri ile korele edildikleri zaman pozitif bir korelasyon içerisinde oldukları gözlenmektedir. Fakat bu durum özellikle Kop bölgesine ait natrolitleşmiş sub-volkanik kayaçlarda farklıdır ve alterasyon etkisi ile ilişkilidir. Ancak tüm çalışma



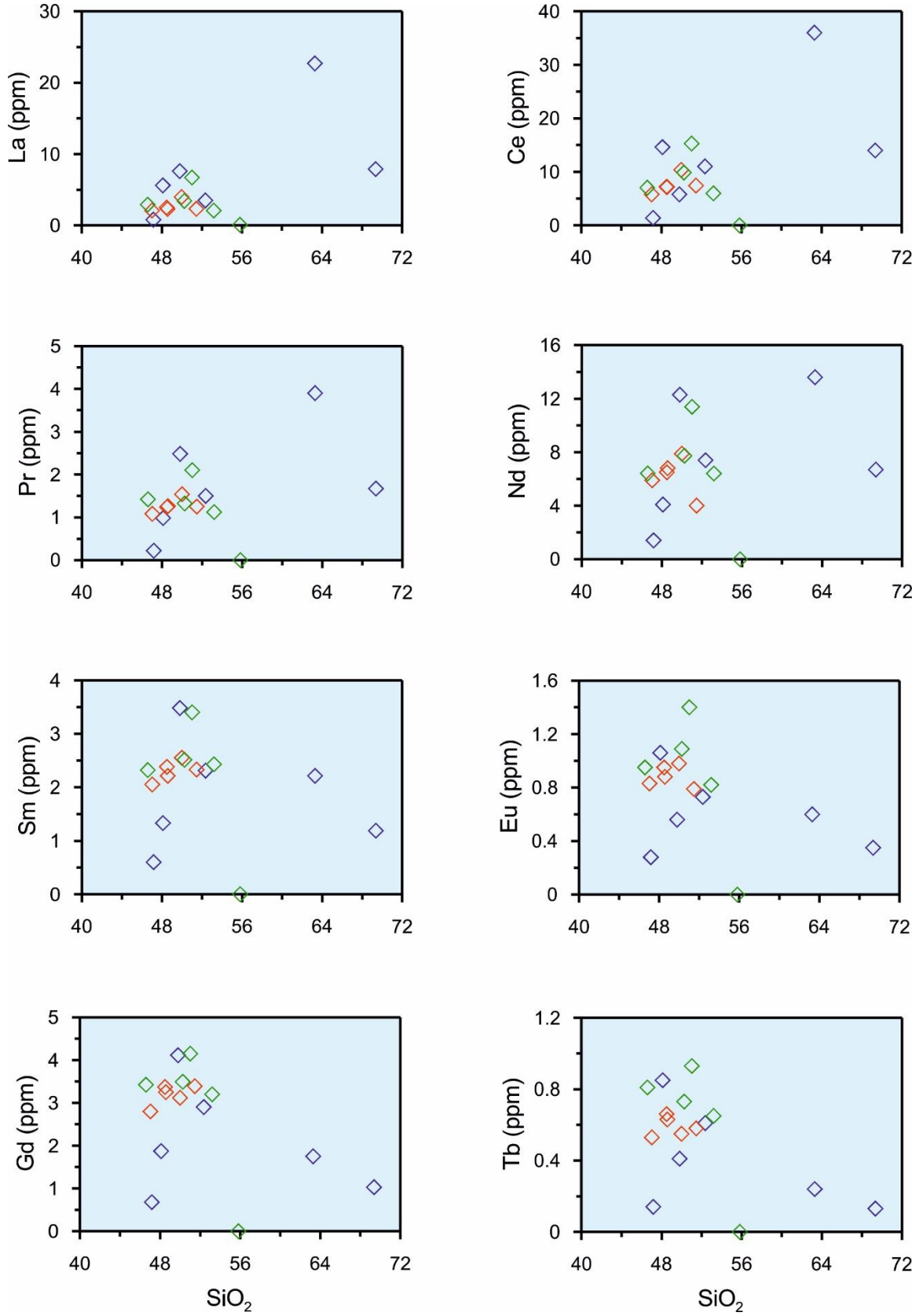
bölgelerindeki diğer sub-volkanik kayalarda iz element ve NTE' ler için bahsedilen korelasyonlar benzer şekilde izlenmektedir.



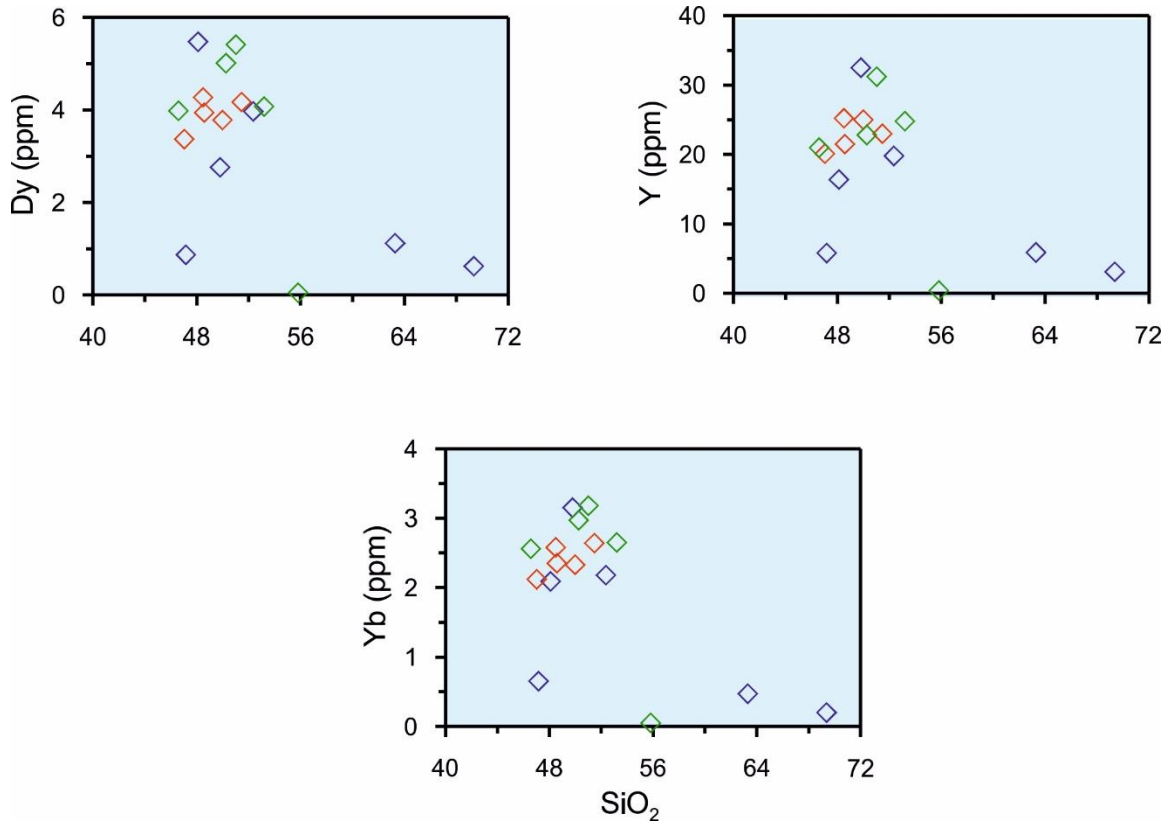
Şekil 92. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaların SiO<sub>2</sub> içeriğine (% ağırlık) karşı bazı iz element (ppm) değişim diyagramları (Semboller Şekil 91 ile aynıdır).



Şekil 93. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaların SiO<sub>2</sub> (% ağı.) içeriğine karşı bazı iz element ve NTE (ppm) değişim diyagramları (Semboller Şekil 91 ile aynıdır).



Şekil 94. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaların SiO<sub>2</sub> (% ağırlık) içeriğine karşı bazı NTE (ppm) değişim diyagramları (Semboller Şekil 91 ile aynıdır).

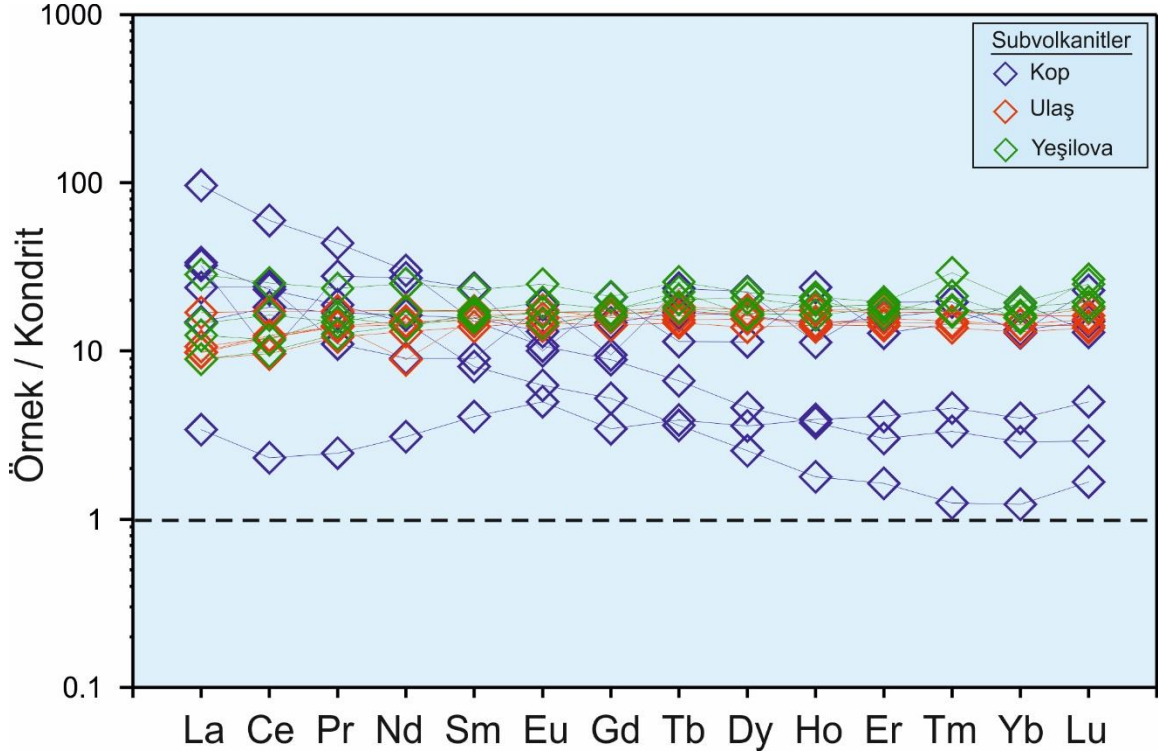


Şekil 95. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaların  $\text{SiO}_2$  (% ağırlık) içeriğine karşı bazı NTE (ppm) değişim diyagramları (Semboller Şekil 91 ile aynıdır).

Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerine ait sub-volkanik kayalar için kondrite göre normalize edilmiş NTE değişim diyagramı Şekil 96’ da gösterilmiştir.

Nadir toprak elementler, kayaç ve/veya minerallerin kökenlerinin bulunmasında ve toplu halde gösterdikleri değişimleri ile jeolojik açıdan yorumlanabilmesi oldukça önemlidir. Kabuk/Manto’ nun kısmi ergimesi, fraksiyonel kristalleşme gibi pek çok magmatik süreçlerin petrojenezine ışık tutması NTE’ lerin önemini artırmaktadır. Genel olarak bütün bölgelerdeki kayalarda kondrite göre zenginleşmelerin 2 ve 30 kat arasında değiştiği görülmektedir. Ancak Kop bölgesindeki kayaların bir kısmında diğer bölgelere nazaran daha farklı bir değişim gösterdikleri belirlenmiştir. Özellikle HNTE’ ler bakımından 100 kata kadar zenginleşme ANTE’ ler bakımından diğer bölgelere nazaran fakirleşme izlenmektedir (Şekil 96). Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki harzburjitik peridotitleri kesen sub-volkanik kayalarda kondrite göre NTE içeriklerinin Kop bölgesiyle ille zaman zaman benzerlik gösterse de farklı dağılım sergilemeleri özellikle dikkat çekicidir. Her üç çalışma alanındaki harzburjitik peridotitleri kesen dolerit, diyabaz ve

andezitik bileşimdeki sub-vulkanik kayaların NTE içerikleri genel olarak yataya yakın ve HNTE bakımından zenginleşme göstermektedir. Bu durum tipik olarak ada yayı toleyitleri ile benzer tektonik ortamlarda oluştuklarını desteklemektedir (örn; Desmons vd., 1980; Searle vd., 1980; Alabaster vd., 1982; Pearce vd., 1984a; Parlak, 1996; Yalınız vd., 1996, 2000; Parlak vd., 2000, 2002b,c, 2004; Al-Riyami vd., 2002).

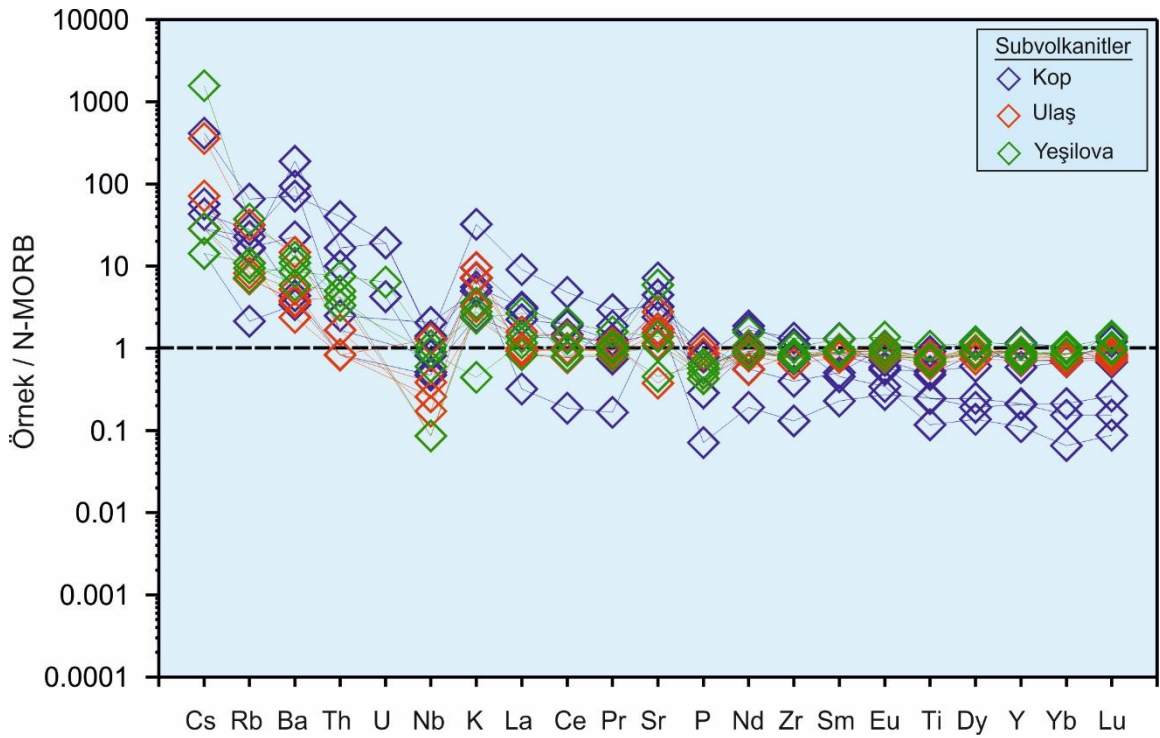


Şekil 96. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-vulkanik kayaların kondrit değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE değişim diyagramı.

Söz konusu sub-vulkanik kayaların N-MORB' a göre normalize edilmiş değişim diyagramı Şekil 97' te gösterilmektedir.

Çalışma bölgelerinden derlenen kayaların yüksek iyonlu elementler (Cs, Rb, Ba, Th ve K) bakımından zenginleşme haricinde genelde kalıcılığı yüksek (hareketsiz) elementlerce yataya yakın bir dağılım sunmaktadırlar (Şekil 97). Dolayısıyla N-MORB ile benzerliklerinden söz etmek mümkündür. Bu durumun yanında kayaların hepsinde gözlenen Nb elementi bakımından negatif korelasyon, okyanus içi yitim zonlarında oluştuklarının karakteristik göstergelerindedir. Bu fakirleşme Nb' un yiten okyanusal kabuğun kısmi ergimesi esnasında Ti içeren minerallerce tutulmasından (McCulloch ve Gamble, 1991) kaynaklandığını düşündürmektedir.

Diyagram dikkatli incelendiğinde her üç bölgeye ait kayaçların özellikle Ulaş (Sivas) ve Yeşilova (Burdur) bölgeleri arasında zenginleşme ve fakirleşmenin birbirine yakın olduğunu, ancak Kop (Erzurum-Erzincan-Bayburt) bölgesindeki kayaçlarda ise daha (kendi içerisinde dahi) farklı oranlarda zenginleşmeler izlenmektedir. Bu durum, Kop bölgesindeki harzburjitik peridotitleri kesen bu kayaçların alterasyon derecelerinden ziyade daha sonra gelişen magmatik süreçlerdeki kimyasal bileşimlerindeki farklılaşmalardan kaynaklandığı şeklinde yorumlanmıştır.



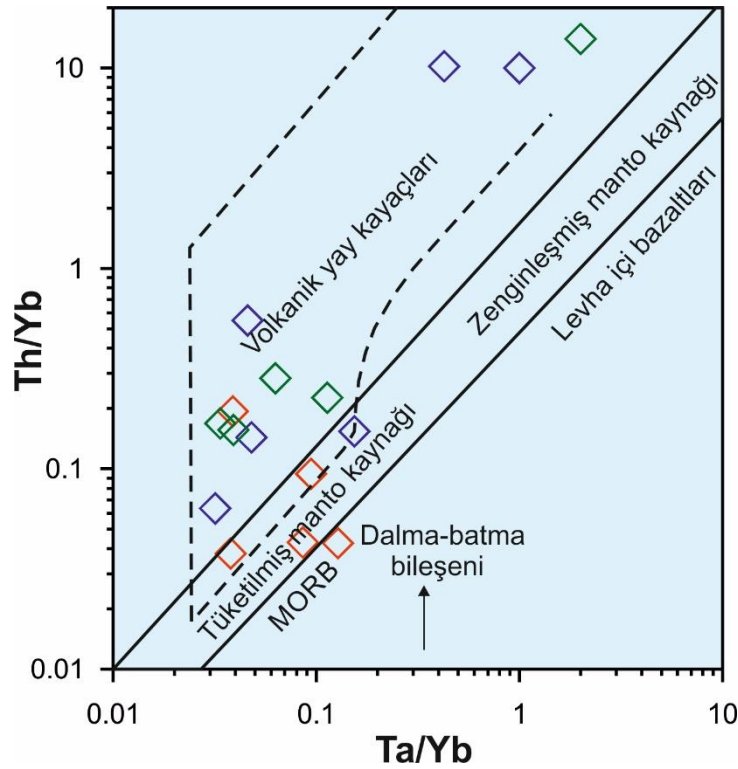
Şekil 97. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaçların N-MORB değerlerine (McDonough ve Sun, 1989) oranlanmış NTE değişim diyagramı.

Yitim ilişkili volkanik kayaçlarda HNTE elementler ile birlikte Th elementindeki zenginleşme ve Nb-Ta bakımından fakirleşme karakteristiktir (örn; Wood vd., 1979; Pearce, 1983; Arculus ve Powel, 1986; McCulloch ve Gamble, 1991; Yogodzinski vd., 1993; Wallin ve Metcalf, 1998). Üç çalışma bölgesindeki bu sub-volkanik ve volkanik kayaçlarında Th elementi bakımından zenginleşme ve Nb elementinin de tüketilme göstermesi (Şekil 97) bu durumu destekleyici diğer bir faktördür. Yüksek iyonlu elementler bakımından zenginleşme yiten plakadan ayrılan elementlerin manto kamasında artmasıyla kısmi ergime olayları esnasındaki zenginleşme şeklinde yorumlanabilir.



Hareketsiz elementlerin de yataya yakın şekilde dağılım göstermesi de manto kamasına katılmadıklarını göstermektedir.

Ta/Yb' a karşı Th/Y değişim diyagramı Şekil 98' de verilmiştir. Pearce 1982 tarafından geliştirilen diyagramda tüketilmiş manto (MORB) ve zenginleşmiş mantoyu (levha içi) birbirinden ayırmakta kullanılmaktadır. Şekilde görüldüğü gibi yitim zonu bileşenleri bakımından bir zenginleşmeyle manto kaynağında Th/Yb oranında bir artış meydana gelmektedir. Çalışma konusu olan sub-volkanik ve volkanik kayaların büyük bir kısmının volkanik yay alanında yer aldığı ve yitim ilişkili olduğu görülmektedir (Şekil 98). Özellikle, Kop bölgesindeki yüksek Si içeriğine sahip sub-volkanik kayaların farklı alanlara düşmesi, diğer bölgelerdeki dolerit ve diyabazlardan daha genç olmasıyla ilişkilidir. Eosen yaşlı olan (Eyüboğlu vd., 2013) bu sub-volkanitler bir yitim zonu tektonik ortamı yansıtmakla birlikte, Geç Kretase döneminden sonra gelişmiş ve aşırı derecede zenginleşmiş bir manto kaynağını işaret etmektedirler.

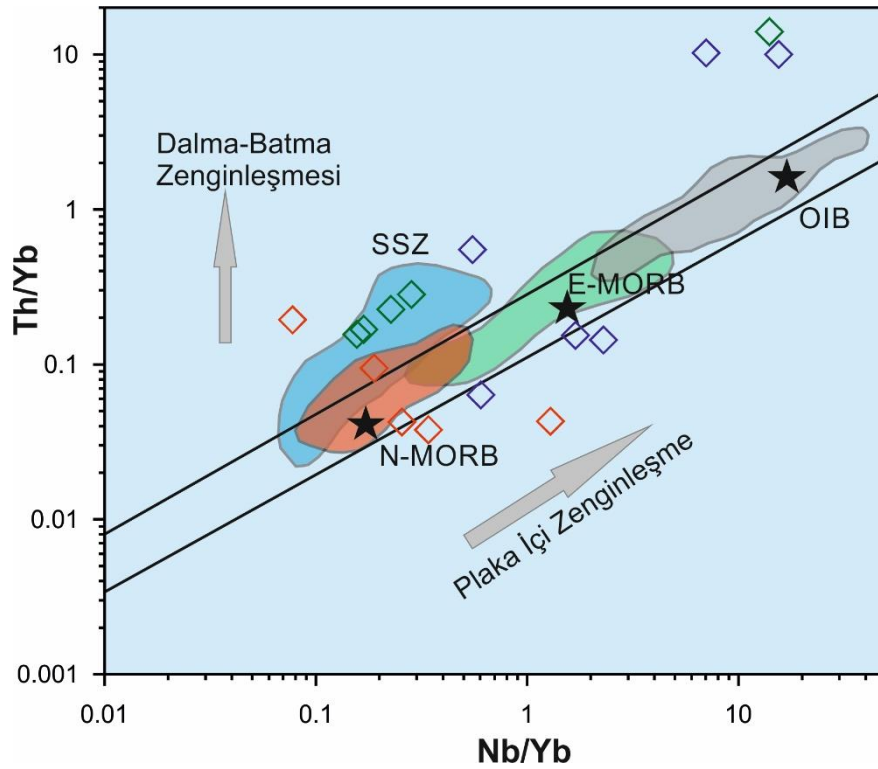


Şekil 98. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-volkanik kayaların Ta/Yb' a karşı Th/Yb değişim diyagramı (Pearce, 1982) (Semboller Şekil 97 ile aynıdır).

Benzer şekilde, sub-volkanik kayaların kaynak özellikleri bazı elementlerin birbirleri ile oranı ve gösterdikleri karakteristik davranışlar ile ortaya konulabilmektedir.

Yitim zonu etkisi taşıyan Th ve Nb elementel oranları için Yb normalizasyon değerleri kullanılarak hazırlanan Th/Yb'a karşı Nb/Yb diyagramında (Pearce ve Peate, 1995) söz konusu sub-vulkanik ve volkanik kayaların dalma-batma ve plaka içi zenginleşme dağılımları görülebilmektedir (Şekil 99). Bu diyagram özellikle yitim ile ilişkili süreçleri ve kaynak özelliklerini yorumlayabilmek için oldukça kullanışlıdır. Elde edilen analiz sonuçlarına göre hazırlanan diyagramda kayaların büyük çoğunluğu Th/Yb oranındaki artışla birlikte yitim zonu zenginleşmesini sergilerler (Şekil 99).

Özetle, alterasyon etkileri de göz önünde bulundurularak her üç bölgeye ait kayalarda yitim zonu zenginleşmelerinin belirgin olduğu görülmektedir. Şekil 98' de olduğu gibi Kop bölgesindeki yüksek silisli andezit ve kuvarşlı andezit bileşimindeki sub-vulkanitlerin Nb içeriklerine göre zenginleşmiş manto kaynağını (E-MORB) işaret ettikleri gözlenmektedir (Şekil 99).



Şekil 99. Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerindeki sub-vulkanik kayaların Th/Yb' a karşı Nb/Yb değişim diyagramı (Pearce ve Peate, 1995) (Semboller Şekil 97 ile aynıdır).

## 4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Tez bünyesinde yapılan bütün bu araştırmalar ile Türkiye'nin kuzeydoğusunda yer alan Kop (Erzurum-Erzincan-Bayburt) bölgesi, orta bölümde yer alan Ulaş (Sivas) bölgesi ve güneybatısında yer alan Yeşilova (Burdur) bölgesindeki çalışma alanlarındaki ultramafik, sub-volkanik kayalar ile kromititlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenerek, tektonik oluşum ortamları, peridotitlerdeki ergiyik kayac etkileşim süreçleri ve kısmi ergime dereceleri gibi bazı petrolojik olayların yanında, peridotit, piroksenit ve sub-volkanik kayaların kromititlerin oluşumundaki önemleri açıklanmaya çalışılmıştır.

### 4.1. Ultramafitlerin Petrolojisi

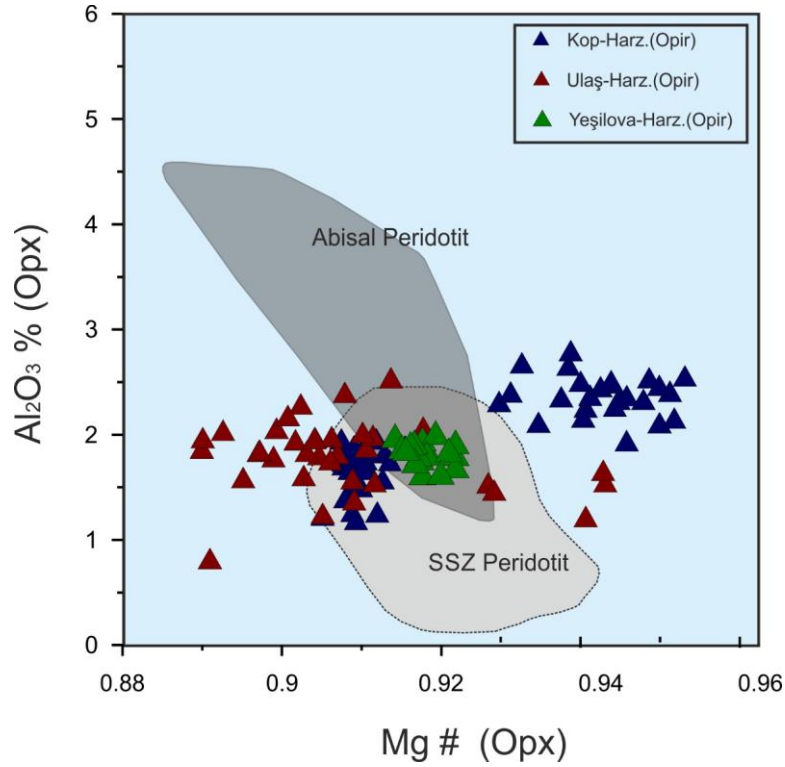
Peridotitlerin mineral kimyası ve tüm kayac jeokimyasal özellikleri kullanılarak kısmi ergime dereceleri, manto-ergiyik etkileşimleri gibi petrolojik olaylar üzerinde önemli bilgiler elde edilir (Dick, 1989; Hellebrand vd., 2002). Genel olarak, bu kayalar ofiyolit tiplerine göre, abisal ve yitim ilişkili (SSZ) olmak üzere iki alt grup altında değerlendirilmektedir (Dick ve Bullen 1984; Parkinson vd., 1992; Parkinson ve Pearce, 1998; Pearce vd., 2000). Ancak, son yıllarda Dilek ve Furnes (2011, 2014, 2015) tarafından ofiyolitler üzerinde farklı sınıflamalar yapılmıştır.

Ultramafik kayalar içerisinde, özellikle harzburjit ve dunit gibi peridotitlerin mineralojik bileşimleri, kısmi ergime derecelerini modellemek açısından önemlidirler. Deneysel çalışmalara göre verimli bir lertzolitik kayaktan yaklaşık % 20 oranında kısmi ergime ile kalıntı harzburjitler ve yaklaşık % 50-60 oranında kısmi ergimeyle de dunitik kayalar oluşurlar (Jaques ve Green, 1980; Duncan ve Green, 1980, 1987; Dick, 1989; Bonatti ve Michael, 1989; Kostopoulos, 1991). Manto peridotitleri içerisinde klinopiroksenin düşük oranda olması, yüksek derecede ve yoğun bir ergimeye işaret etmektedir (Dick, 1977; Dick vd., 1984; Kostopoulos, 1991; Hellebrand vd., 2002). Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgesi peridotitleri yaygın olarak harzburjitik bileşimdedir. Ulaş ve Yeşilova bölgesi harzburjitlerinin tamamı ve Kop bölgesi harzburjitlerinin bir bölümü klinopiroksen bakımından daha fakir iken (% 0.5-1), Kop bölgesi harzburjitlerinin diğer bir bölümü nispeten zengindir (% 3-5). Ultramafik kayalar içerisindeki silikat ve oksit minerallerin ana ve iz element bileşimleri, üst mantoda gelişen magmatik ve metazomatik

süreçleri yansıtmaktadır. Her üç çalışma alanındaki harzburjitlerin birbirlerine göre değişen oranlarda tüketildikleri ve farklı derecelerde kısmi ergimeye uğradıkları bölgeden bölgeye değişen mineralojik bileşimleri ve mineral kimyalarına göre belirlenmiştir. Özellikle, piroksen ve spinel bileşimlerinin peridotitlerin bölümsel ergime sırasında duyarlı oldukları bilinmektedir (örn. Dick ve Natland, 1996; Zhou vd., 2005; Choi vd., 2008; Dilek ve Morishita, 2009). SSZ peridotitleri içerisindeki piroksen kristallerinin  $Al_2O_3$  ve  $TiO_2$  içerikleri, abisal peridotitlerle karşılaştırıldığında çok daha düşük olduğu bilinmektedir (Choi vd., 2008).

Her üç çalışma alanında yer alan harzburjitler içerisindeki ortopiroksenler için hazırlanan  $Mg\#-Al_2O_3$  diyagramında harzburjitlerin çoğunlukla SSZ alanında ya da yakın alanda yoğunlaştığı gözlenirken, Yeşilova harzburjitlerinin SSZ ve abisal peridotitlerin ortak alanına yakın bir bölgede dağılım sergilediği gözlenmektedir (Şekil 100). Bu durum, her üç çalışma alanındaki harzburjitlerin bileşik kökene sahip olduklarını, başka bir deyişle hem SSZ hem de abisal karakter taşıdıkları şeklinde yorumlanmıştır. Ancak, Kop harzburjitlerinin bir kısmında gözlenen yüksek  $Mg\#$  ve yüksek  $Al_2O_3$  içeriklerine sahip ortopiroksenlere göre abisal peridotitlerden de farklı şekilde tüketilmemiş karakter yansıttıkları düşünülebilir. Ulaş harzburjitlerinin ise aşırı derecede tüketilmiş oldukları düşük  $Mg\#$  ve  $Al_2O_3$  içeriklerine sahip ortopiroksenlerden anlaşılmaktadır (Şekil 100).

Manto koşullarını yansıtmada, ortopiroksen ve olivin kristallerinde uyumsuz elementlere dayalı mineral-ergiyik katsayıları iyi sonuçlar vermezken, klinopiroksen kristalleri ortamı yansıtmada daha iyi sonuçlar verir (Green vd., 1989; La Tourrette ve Burnett, 1992; Hart ve Dunn, 1993; Adam ve Green 1994; Hauri vd., 1994; Skulski vd., 1994; Schwandt ve McKay, 1998; McDade vd., 2003). Fakat, tüketilmiş peridotit içerisindeki ortopiroksen kristallerinin Ti ve HNTE bakımından önemli taşıyıcılar olduğu bilinmektedir (Rampone vd., 1991; McDonough vd., 1992). Bu durum, özellikle klinopiroksen içeriğinin düşük olduğu aşırı tüketilmiş peridotitler için daha doğru sonuçlar verir (Norman, 1998).



Şekil 100. Kop, Ulaş ve Yeşilova harzburjitlerindeki ortopirosenlere ait Mg#-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ayırım diyagramı [Choi vd., 2008, Abisal peridotit alanı: Dick (1989) ve Johnson vd. (1990), SSZ peridotit alanı: Pearce vd. (2000)].

Çalışma alanlarında klinopiroksen içeriklerinin değişken olduğu harzburjitlerin kısmi ergime süreçleri sırasında olivin ve ortopirosen içerisindeki iz ve NTE konsantrasyonlarının nasıl dağılım sergilediklerini daha iyi anlamak gerekmektedir. Bu amaçla, ortopirosenlerin iz ve NTE analiz sonuçlarının kondrit ve ilksel mantoya göre normalize edilmiş değişim diyagramlarına göre Kop ve Ulaş bölgesindeki harzburjitlerin ortopirosenleri Ti ve HNTE konsantrasyonları bakımından belirgin zenginleşmeler göstermektedirler (bkz. Şekil 37 ve 52). Yeşilova bölgesindeki harzburjitlerin ortopirosenlerinde ise bu zenginleşmeler göreceli olarak daha düşüktür (bkz. Şekil 65). Kop bölgesindeki bir örnek dışında, Ti ve HNTE zenginleşmesinin Yeşilova bölgesinden Kop bölgesine doğru sistematik şekilde artış gösterdiği saptanmıştır. Bu duruma uygun olarak, harzburjitlerin tüketilme dereceleri de Yeşilova bölgesinde daha düşük, Kop bölgesinde daha fazla şeklinde yorumlanmıştır.

Ultramafik kayalar içerisinde (özellikle harzburjit ve dunit) oldukça sık gözlenen spinellerin Cr# içerikleri harzburjitlerden dunitlere ve hatta piroksenitlere doğru sistematik şekilde artış gösterirler. Spinellerin peridotitlerin kısmi ergime derecelerinin

belirlenmesinde en önemli minerallerden olduğu bilinmektedir (örn. Hellebrand vd., 2001; Matsukage ve Kubo, 2003; Tamura ve Arai, 2006). Abisal peridotitler, genel olarak Cr# içerikleri 0.10 ila 0.40 arasında, nadiren de 0.60 oranında değişen spinellere, aynı şekilde yay gerisi havzalarındaki peridotitler de benzer spinel bileşimlerine sahiptir (Choi vd., 2008). Ancak, yay gerisi havzalarındaki peridotitlerin spinellerinde Cr# içerikleri değişmezken TiO<sub>2</sub> içeriklerinde artış gözlenebilmektedir (Choi vd., 2008). SSZ peridotitler ise bir yitim zonu altındaki üst mantonun yüksek derecede kısmi ergime kalıntıları olduklarından çok daha yüksek Cr# içeriklerine sahiptirler (Arai 1994).

Çalışma alanlarındaki ultramafik kayalara ait spinellerin Cr# içeriklerine karşı TiO<sub>2</sub> içeriklerindeki değişimler incelendiğinde Kop bölgesindeki harzburjitler içerisinde düşük TiO<sub>2</sub> ve Cr# içeriklerine sahip spineller ile daha yüksek değerlere sahip iki farklı spinel yoğunlaşması gözlenmektedir. Düşük Cr# içeriklerine sahip spinellerin MORB alanına yakın oldukları fakat, dunit ve piroksenit içerisindeki yüksek Cr# içeriklerine sahip spinellerin ise boninit alanında ya da bu alana yakın şekilde dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (bkz. Şekil 42a).

Ulaş bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin de TiO<sub>2</sub> içerikleri birbirine yakın olmakla birlikte, Cr# içerikleri harzburjitlerden dunitlere doğru artmaktadır. Harzburjit içerisindeki bazı spinellerin ise MORB alanına daha yakın oldukları belirlenmiştir (bkz. Şekil 56a).

Yeşilova bölgesindeki harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin ise diğer çalışma alanlarındaki benzer litolojik birimlerden farklı şekilde, Cr# içeriklerinin hem harzburjit hem de dunit içerisindeki spinellerde yaklaşık aynı aralıkta değiştikleri, TiO<sub>2</sub> içeriklerinin ise dunit içi bazı spinellerde diğer bölgelere nazaran daha yüksek oldukları gözlenmiştir. Spinellerin TiO<sub>2</sub> içeriklerine göre çalışma alanındaki dunitlerin bir kısmı MORB alanında yer almaktadır (Şekil 69a). Bu durum Yeşilova bölgesindeki dunitlerdeki spinellere ait düşük Cr# içerikleri ve nispeten yüksek TiO<sub>2</sub> içerikleriyle yay gerisi tektonik ortamı yansıttıkları şeklinde yorumlanabilir.

Özellikle harzburjit içerisindeki spineller ile dunit ve piroksenit içerisindeki spinellerin çalışma alanları içerisinde göreceli farklılıklar olsa da genel olarak Cr# ve Mg# içerikleri artan kısmi ergime derecesine bağlı olarak uyumlu şekilde negatif korelasyon sergilemektedirler (bkz. Şekil 41, 55 ve 68). Kop bölgesindeki ultramafik kayaların bu korelasyona bağlı olarak klinopiroksen içeren harzburjitlerin düşük dereceli (~ % 10-15) kısmi ergimeye uğradıkları ve genellikle abisal peridotit alanında yer aldıkları



gözlenmektedir (bkz. Şekil 41). Klinopiroksence fakir ya da aşırı tüketilmiş harzburjitlerin nispeten yüksek, orta dereceli kısmi ergimeye uğradıkları ve bu şekilde yay önu peridotit alanı içerisinde kaldıkları gözlenmektedir. Ancak, bölgedeki dunit ve piroksenit içerisindeki spinellere göre bu kayaçlar yüksek derecede (~ % 35' den fazla) kısmi ergime ürünü oldukları ve boninit ilişkili alanda ve yay önu peridotitleri ile kesişim alanında dağılım sergilemeleriyle harzburjitlerden ayrılmışlardır (bkz. Şekil 41). Ulaş bölgesindeki harzburjit içerisindeki spinellerin Kop bölgesindeki tüketilmiş harzburjitlerle benzer şekilde orta dereceli (~ % 20-25) kısmi ergimeye uğradıkları ve yay önu peridotit alanında yer aldıkları, dunit ve piroksenitlerin ise nispeten daha yüksek (~ % 35-40) kısmi ergime ürünü oldukları belirlenmiştir (bkz. Şekil 55). Yeşilova bölgesine ait harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin birbirine yakın Cr# içerikleri ile dunitlere ait spinellerin azalan Mg# içerikleriyle diğer bölgelerden ayrılmaktadırlar (bkz. Şekil 68).

Spinellerin Cr# içerikleriyle dengede oldukları olivinlerin Fo içerikleri arasındaki ilişki, Arai (1994) tarafından tanımlanan olivin-spinel manto alanı (OSMA) ile olan dağılımları değerlendirilmiştir. Pasif kıta kenarı peridotitleri, abisal peridotitleri ve SSZ peridotitleri olmak üzere üç tip peridotit alanı, OSMA içerisinde belirlenmiştir (Dick ve Bullen, 1984; Pearce vd., 2000). Peridotitlerin kısmi ergime derecelerine göre belirlenen manto yönsemesi alanında, çalışma alanlarına ait harzburjit ve dunitler bölgeden bölgeye değişen aralıkta yönsemeler gösterirler. Kop harzburjitlerinin tüketilme derecelerine bağlı olarak OSMA içerisinde dağılım sergilerken, aynı bölgedeki dunitlerin artan kısmi ergime derecesi ve Fo içeriklerine göre alanın dışında da dağılım gösterirler (bkz. Şekil 43). Ulaş ve Yeşilova bölgesindeki harzburjit ve dunitler ise OSMA içerisinde yer almaktadırlar (bkz. Şekil 57 ve 70). Bu durum, Kop bölgesindeki klinopiroksen içeren harzburjitler haricinde çalışma alanlarında yer alan tüm peridotitlerin farklı kısmi ergime dereceleriyle bağlantılı olarak bir yitim zonu tektonik ortamında gelişen ergiyik-kayaç etkileşimleri sonucunda ve değişen oranlarda tüketilerek oluştuklarını açıklamaktadır.

Peridotitlerin oluşumunda etkili olan petrolojik süreçlerden ergiyik-manto etkileşimlerinin belirlenmesi ve tektonik ortamlarının yorumlanmasında spinellerin TiO<sub>2</sub> içerikleriyle Cr# içerikleri arasındaki ilişki önemli parametrelerdendir (örn, Arai, 1992; Zhou vd., 1996; Pearce vd., 2000). Bu ilişki aynı zamanda, mantodaki kısmi ergime süreçleri ve ergiyik-kayaç etkileşimlerine neden olan ergiyiklerin jeokimyası hakkında önemli bilgiler sağlar. Örneğin, Ti' ca fakir bir manto peridotiti ile Ti' ca zengin bir ergiyik arasındaki reaksiyon peridotitin Ti içeriğini artıracaktır. Dolayısıyla, spinel bileşimleri

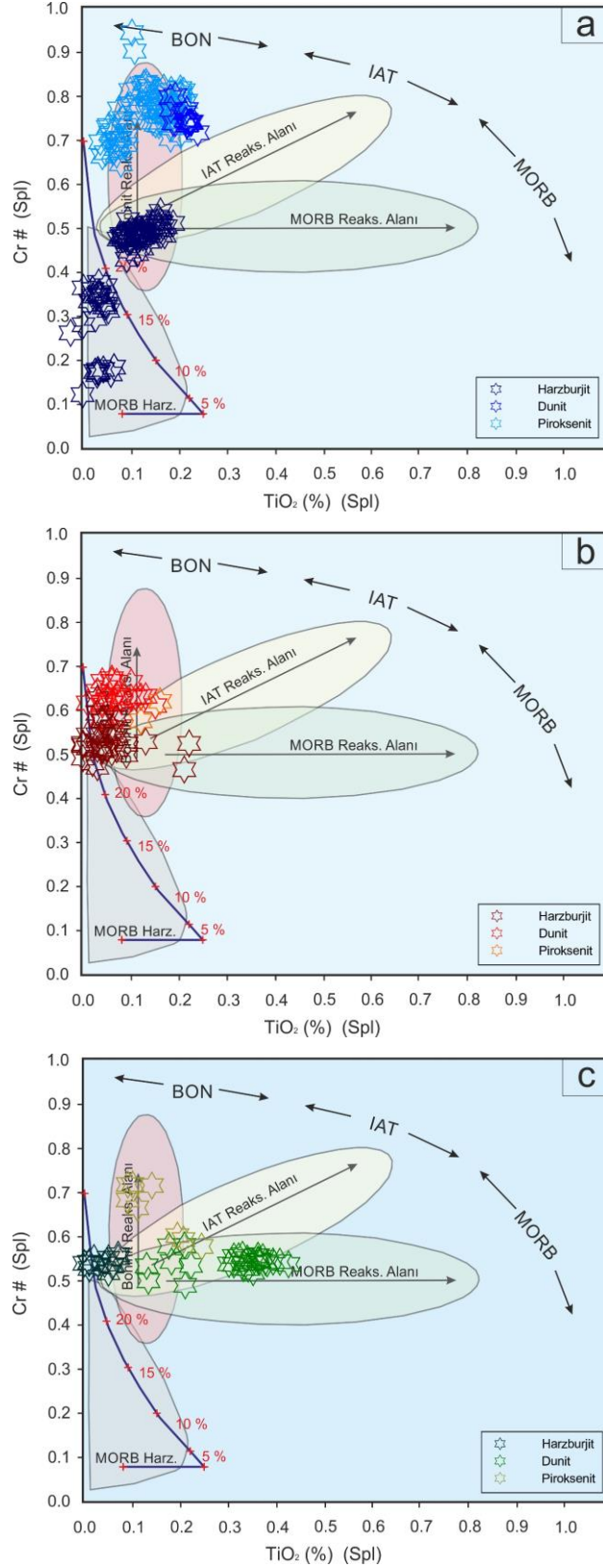
kullanılarak peridotitler ile etkileşen ergiyiklerin genetik bağları ve reaksiyon trendleri yorumlanabilmektedir (Pearce vd., 2000). Harzburjitlerin boninitik magma ve bazı sıcak nokta magmaları gibi çeşitli ergiyiklerin kaynak materyalleri oldukları bilinmektedir (örn. Falloon ve Danyushevsky, 2000; Sahafer vd., 2002).

Kop ultramafik kayaçlarındaki spinellerin  $TiO_2$  içeriklerine karşı  $Cr\#$  içeriklerinin değişimlerine göre hazırlanan diyagramında, harzburjitlerin tüketilme derecesine göre bir kısmının düşük dereceli kısmi ergime ile MORB alanında dağılım sergiledikleri, tüketilmiş harzburjitlerin ise ayrımlanması zor olan MORB ve boninit reaksiyon alanlarının kesişim noktasında dağılım sergiledikleri gözlenmektedir. Bununla birlikte, dunit ve piroksenitlerin ise boninit reaksiyon alanına düştükleri gözlenmektedir (Şekil 101a). Bu durum, düşük dereceli kısmi ergimeyle az oranda tüketilmiş harzburjitlerin kalıntı peridotit olabileceklerini, fakat tüketilmiş harzburjitler ile dunit ve piroksenitlerin ise muhtemel bir yitim zonu tektonik ortamında gelişen boninitik ergiyiklerle reaksiyonu sonucu oluşan yüksek dereceli kısmi ergime ürünü olduklarını desteklemektedir.

Ulaş ultramafik kayaçları içerisindeki spinellerin  $TiO_2$ ' ye karşı  $Cr\#$  içeriklerinin değişimine bakıldığında, aynı diyagram üzerinde harzburjitlerin tüketilmiş karakterde olduğu ve bununla birlikte bazı spinellerin bileşimine göre MORB reaksiyon alanına doğru dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (Şekil 101b). Dunitler ise boninit ergiyik alanına doğru yoğunlaşmaktadırlar. İçerisinde çok az rastlanan spinellere göre piroksenitler de dunitler ile benzer alanda dağılım gösterirler (Şekil 101b).

Yeşilova ultramafik kayaçlarına ait spinellerin aynı diyagram üzerindeki dağılımları, Kop ve Ulaş bölgesinden farklıdır. Özellikle, dunit içi spinellerin bir çoğunda,  $TiO_2$  içerikleri diğer bölgelere nazaran daha yüksek olup, MORB reaksiyon alanı içerisinde dağılım gösterirler (Şekil 101c). Bu durum, dunitlerin, harzburjitlerin MORB benzeri ergiyikle reaksiyonu sonucu oluştuğunu ve yitim ilişkili özelliklerine sahip olmalarıyla yay gerisi ortamı temsil edebilecekleri görüşünü desteklemektedir.

Spinellerin  $TiO_2$  içerikleri ve  $Fe^{3+\#}$  değerleri magmatik farklılaşma esnasında artış göstermektedirler (Arai, 1992). Özellikle,  $Fe^{3+\#}$  değerlerinin MORB tipi ergiyik ile karşılaştırıldığında yitim ilişkili ergiyik (boninit) içerisinde yükseltildiği belirlenmiş ve su varlığı ile SSZ ortamlarındaki oksitlenme koşullarının yükseltilmesiyle ilişkilendirilmiştir (Arai, 1992). Tekli ya da çoklu kökenli (SSZ ve MOR) durumlarda dunit içerisindeki spinellerin (tüketilmiş harzburjit ve dunit)  $TiO_2$  içerikleri ve  $Fe^{3+\#}$  değerleri tüketilmemiş harzburjitler ile kıyaslandığında daha yüksek oldukları bilinmektedir (Dare vd., 2009).



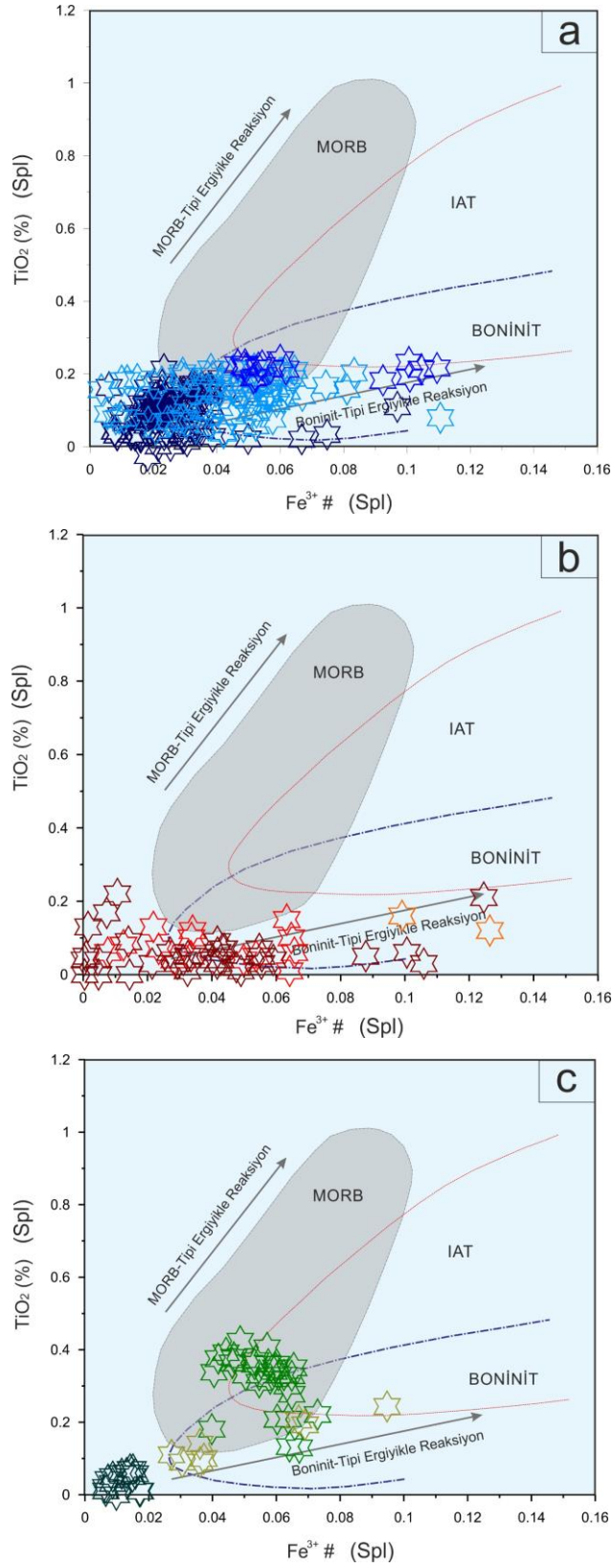
Şekil 101. İncelenen spinellerin TiO<sub>2</sub> (% ağı.) içeriklerine karşı Cr# içeriklerinin diyagramı (Parkinson ve Pearce, 1998; Pearce vd., 2000). a: Kop, b: Ulaş, c: Yeşilova

Arai (1992) tarafından spineller için önerilen  $Fe^{3+}\#-TiO_2$  diyagramı üzerinde çalışma alanlarından örneklenen ultramafik kayalar değerlendirilmiştir. Kop bölgesi ultramafik kayalarına ait spinellerin  $Fe^{3+}\#$  değerleri özellikle harzburjitlerden dunitlere doğru genel bir artış gösterirler. Fakat piroksenit içi spinellerin düşük  $TiO_2$  içeriklerinin peridotitlerle uyumlu olmasına rağmen  $Fe^{3+}\#$  değerlerine göre belirsiz bir dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (Şekil 102a). Ulaş bölgesinde de benzer bir durum söz konusudur. Ancak, özellikle harzburjit ve dunit içerisindeki spinellerin  $Fe^{3+}\#$  değerleri birbirlerine yakın aralıkta dağılım sunmaktadırlar. Bu durum hem harzburjit hem de dunitlerin aynı tektonik ortamda oluştuklarını ve yitim ilişkili boninitik magmanın reaksiyonunu yansıtmaktadırlar (Şekil 102b).

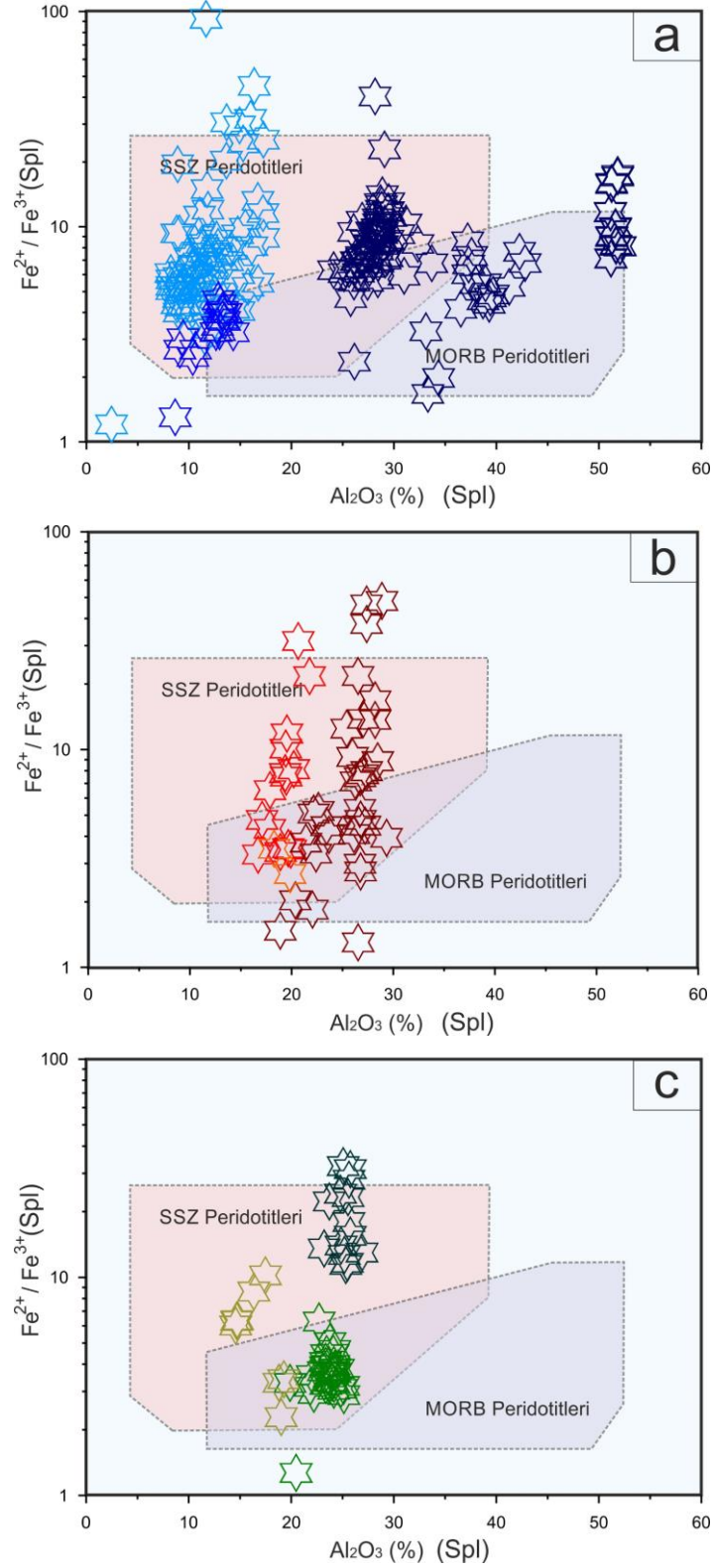
Yeşilova ultramafik kayalarında ise diğer çalışma alanlarına göre daha farklı desenler izlenmektedir. Harzburjitler diğer bölgelerle benzer dağılımlar sergilese de dunitik kayalara ait spinellerin artan  $TiO_2$  içerikleri ve  $Fe^{3+}\#$  değerlerine göre, hem boninitik magma ile reaksiyon alanında hem de MORB ile reaksiyon alanında yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 102c). Bu durum, Yeşilova bölgesinde dunitlerin diğer bölgelerden farklı olarak, yitim ilişkili fakat MORB benzeri bir ergiyikle reaksiyonu sonucu oluştuklarının bir kanıtı olarak değerlendirilmiş ve yay gerisi açılma zonlarında oluşumlarından ziyade ergiyik kimyasının değiştiği şeklinde yorumlanmıştır.

MORB ve SSZ tipi peridotilerin basit şekilde ayrımlanması için spinellerin  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  oranı ile  $Al_2O_3$  (% ağı.) içeriklerinin korelasyonu kullanılabilir (Kemenetsky vd., 2001). Kromitlere ev sahipliği yapan peridotitlerin jeodinamik ortamlarının yorumlanmasında destekleyici kanıtlar sunmaktadırlar. Özellikle düşük  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  oranı, oksitleyici koşullardaki artışı ve ergiyik içerisindeki su varlığını yansıtabilmektedir.

Çalışma alanlarındaki ultramafik kayalardaki spinel kristallerine göre diyagramlar üzerinde oluşan desenler irdelenmiştir. Kop bölgesinde tüketilmemiş ya da az tüketilmiş harzburjitlere ait spineller (yüksek-Al) dışında her üç çalışma alanındaki ultramafik kayaların SSZ Peridotitleri alanında dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (Şekil 103). Ancak, Yeşilova bölgesinde dunit içerisindeki spinellerin, ilişkili oldukları harzburjitik ana kayalardaki spinellerden daha düşük oranda  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  oranına sahip oldukları ve belirgin bir şekilde ayrıldıkları gözlenmektedir (Şekil 103c). Sonuç olarak, Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgesindeki peridotitlerin farklı derecelerde kısmi ergimeye maruz kaldıkları ve benzer şekilde SSZ ortamını yansıttıkları söylenebilir.



Şekil 102. İncelenen spinellerin Fe<sup>3+</sup># içeriklerine karşı TiO<sub>2</sub> (% ağı.) içeriklerine göre ergiyik-kayaç reaksiyon diyagramı (Arai, 1992). a: Kop, b: Ulaş, c: Yeşilova (Simgeler Şekil 101 ile aynıdır).



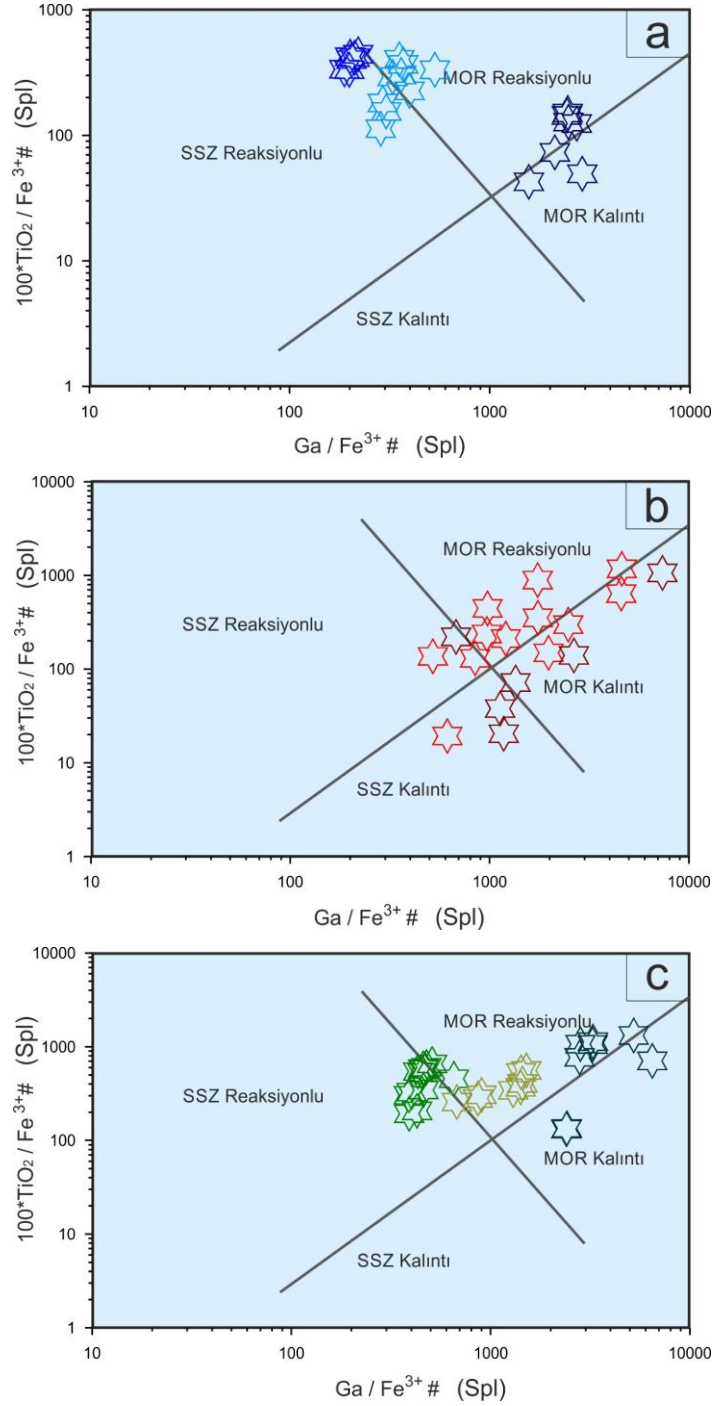
Şekil 103. İncelenen spinellerin  $Al_2O_3$  (% ağı.) içeriklerine karşı  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  oranına göre tektonik ayırım diyagramı (Kemenetsky vd., 2001). a: Kop, b: Ulaş, c: Yeşilova (Simgeler Şekil 101 ile aynıdır).



Spinellerdeki Ga (ppm) konsantrasyonları literatürde tartışılmıştır (O'Reilly vd., 1991; Griffin vd., 1993; Paktunc ve Cabri, 1995; Dare vd., 2009; Page ve Barnes, 2009; Zhou vd., 2014). Bu çalışmada, ultramafiklerden seçilen bazı spineller üzerinde yapılan iz element analizlerinde Ga (ppm) konsantrasyonları belirlenmiştir. Ga elementinin fiziksel ve kimyasal özellikleri, harzburjit ve dunit gibi peridotitlerin tektonik ortamlarının belirlenmesinde pratik araç olarak kullanılmaktadır (Dare vd., 2009). Spinellerde Ga ve  $Fe^{3+}$  aynı değerliklere sahip olmasına rağmen,  $Fe^{3+}$  oksitlenme koşullarıyla ilişkilidir fakat Ga bu durumdan etkilenmemekte ve Al ile benzer davranış sergilediği bilinmektedir (Goodman, 1972; Norman, 1998). Dare vd., (2009) tarafından geliştirilen  $Ga/Fe^{3+}$  oranına karşı  $TiO_2/Fe^{3+}$  diyagramı üzerinde çalışma alanındaki ultramafik kayalardan seçilen spinellere göre değerlendirmeler yapılmıştır. Diyagrama göre,  $Ga/Fe^{3+}$  # oranı bakımından tipik okyanus ortası sırtı (MOR) tektonik ortamları, yitim zonlarına (SSZ) göre daha yüksektir. Kalıntı (tüketilmemiş ya da az tüketilmiş) peridotitlerin  $TiO_2/Fe^{3+}$  oranları düşük olup, kısmi ergimeye uğramış ve tüketilmiş peridotitler ise daha yüksek oranlara sahiptir. Kop bölgesindeki harzburjitlerin MOR kalıntı ve MOR reaksiyonlu alanların her ikisinde dunitlerin SSZ reaksiyonlu ve piroksenitlerin de MOR ve SSZ reaksiyonlu alanlarda dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (Şekil 104a). Ulaş bölgesinde tam bir ayırım gözlenmemesine rağmen, büyük çoğunluğun MOR kalıntı ve MOR reaksiyonlu alanda, bir kısım örneklerin ise SSZ kalıntı ve SSZ reaksiyonlu alanda yoğunlaştığı izlenmiştir (Şekil 104b). Ancak, bu diyagramda diğer tektonik diyagramlardan farklı olarak, Yeşilova bölgesi dunit örneklerindeki spinellerin Ga (ppm) konsantrasyonlarına göre SSZ reaksiyonlu alanda dağılım sergiledikleri gözlenmiştir (Şekil 104c). Bu durum, Yeşilova bölgesindeki peridotitlerin Kop bölgesinden oldukça farklı, Ulaş bölgesinden ise kısmen benzer şekilde geliştiklerinin bir kanıtı olup, yitim zonunda peridotitlere etkileşim gösteren magmanın kimyasındaki değişimlerle açıklanmıştır.

Üst mantoda gelişen karmaşık magmatik faaliyetler, ofiyolitik kayaların mineral kimyaları üzerindeki yansımalarıyla ve tüm kayaç jeokimyasal özelliklerindeki değişimleriyle karşılaştırmalı olarak araştırılmıştır (örn. Kelemen vd., 1995; Sano ve Kimura, 2007; Tamura vd., 2008; Aldanmaz vd., 2009; Uysal vd., 2012; Moghadam vd., 2015). Her üç çalışma alanındaki harzburjit ve dunitler ileri derecede alterasyona maruz kalmalarına rağmen tüm kayaç jeokimyasal özellikleri bakımından değerlendirildiğinde, harzburjitlerin HNTE bakımından (Kop bölgesinde tüketilmemiş harzburjitler dışında) genel olarak her üç çalışma alanındaki örneklerde benzer dağılımlar sergiledikleri

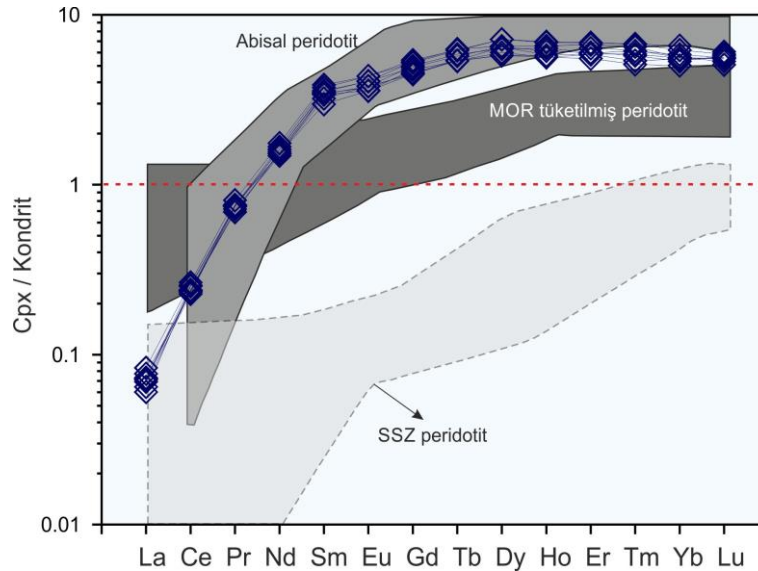
gözlenmiştir. Klinopiroksen içeren Kop harzburjitlerinin ise HNTE bakımından tüketilmiş oldukları ve ONTE'lerden ANTE'lere doğru hafif artış gözlenmektedir (bknz. Şekil 88a).



Şekil 104. İncelenen spinellerin  $\text{Ga}/\text{Fe}^{3+}\#$  oranına karşı  $\text{TiO}_2/\text{Fe}^{3+}\#$  tektonik ayırım diyagramı (Dare vd., 2009). a: Kop, b: Ulaş, c: Yeşilova (Simgeler Şekil 101 ile aynıdır).

Kop bölgesindeki düşük derecede tüketilmiş oldukları belirlenen harzburjitlerdeki klinopiroksenlerden elde edilen NTE analiz sonuçlarına göre, klinopiroksen NTE konsantrasyonlarının kondrite normalize edilmiş diyagramında da abisal peridotitlerle birebir örtüşen dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (Şekil 105). Bu durum tüm kayaç kimyası ile uyumludur.

Çalışma alanlarındaki dunitler ise klinopiroksen içermeyen tüketilmiş harzburjitler gibi benzer dağılımlar sergilemektedir. Özellikle, HNTE bakımından göreceli zenginleşmeler ile ONTE bakımından ANTE' lere doğru gelişen hafif artan korelasyonun (bknz. Şekil 88a ve b) yüksek derecede kısmi ergime derecesine sahip yitim zonu peridotitlerine benzedikleri ve yitim zonlarında gelişen ergiyiklerle etkileştiklerinin tüm kayaç jeokimyası açısından kanıtı olduğu söylenebilir ve mineral kimyası sonuçları ile uyumludur. Harzburjit ve dunit gibi peridotitlerin iz element içeriklerinin ilksel mantoya göre oranladığı diyagramlarda Cs, Rb ve Ba gibi uyumsuz elementler bakımından kısmi zenginleşmelerin olduğu gözlenmektedir (bknz. Şekil 89a ve b). Bu durum peridotitlerin boninitik karakterli bir magmayla reaksiyonları sonucunda geliştiği şeklinde yorumlanmaktadır (örn. Parkinson vd., 1998; Marchesi vd., 2006).



Şekil 105. Kop harzburjitleri içerisindeki klinopiroksenlerin kondrite göre normalize edilmiş değişim diyagramları (Normalize değerler: Sun ve McDonough (1989). Abisal ve SSZ peridotit alanları: Johnson ve Dick (1992), Johnson vd. (1990). MOR tüketilmiş peridotit alanı: Ross ve Elthon (1993), Moghadam vd. (2015)' ten değiştirilerek).

Her üç bölgede benzer şekilde yayılım gösteren harzburjit ve dunitik birimlerin tüm kayaç iz element ve NTE bollukları ile ana silikat mineralleri olan olivin ve ortopiroksen kristalleri içerisindeki iz ve NTE konsantrasyonlarıyla uyumlu dağılım sergilemektedirler. Özellikle Kop bölgesinde yer alan harzburjitler içerisindeki olivinlerle dunit içerisindeki olivinler kıyaslandığında, HNTE bakımından fakir oldukları gözlenen harzburjit içerisindeki olivinlerin, dunitlerde aşırı zenginleştikleri gözlenmektedir. Tüm kayaç jeokimyası gibi olivinlerin ilksel mantoya oranlanmış iz element konsantrasyonlarında uyumsuz elementlerdeki zenginleşmeler dunit içerisindeki olivinlerde 300 kata kadar artmaktadır (bkz. Şekil 34). Bu durum Kop harzburjitlerinin yüksek derecede kısmi ergimeye uğradıklarının ve dunit oluşumu esnasında ergiyik-kayaç etkileşiminin bir kanıtı olarak değerlendirilmiştir. Ulaş ve Yeşilova bölgesindeki peridotitlere ait olivinlerde bu zenginleşmelerin yoğunluğu azdır. Ancak, benzer dağılımlar sergilemektedirler (bkz. Şekil 49 ve 62). Peridotitler içerisindeki olivinlerin iz ve NTE konsantrasyonlarına göre Kop bölgesinin farklı ancak, Ulaş ve Yeşilova bölgesinin benzer dağılım sergiledikleri söylenebilir. Bu durum kısmi ergime ve ergiyik-kayaç etkileşimi gibi petrolojik olayların, Kop harzburjitlerinde daha yoğun olduğunu ya da manto kamasında oluşan ergiyiğin daha farklı kimyaya sahip olduğunu açıklayabilir. Benzer durum peridotlerin ortopiroksenleri içinde geçerli olup birbirini desteklemektedir. Kop bölgesinde tüm kayaç jeokimyasal verileri ile mineral kimyası arasında iz ve NTE bakımından gözlenen farklılık, tüm kayaç bazında gelişen aşırı alterasyon etkisine bağlanmıştır.

Piroksenitlerin kökenleri hala tartışmalı olmakla birlikte, Bodinier ve Godard (2003) ve Downes (2007) piroksenitlerin kökenlerini; 1) yüksek basınçlı (kümüls) kristal yoğunlaşmasıyla, 2) yiten okyanus plakasından yeniden kristalleşmeleriyle ve 3) peridotitlerin metazomatizması olarak üç aşamada açıklamaya çalışmışlardır. Birinci süreç ana peridotitlerdeki piroksenlerin çözünmesiyle ve litosferi ergiten silikat magmalardan kristallerin yerinde çökmesini içerir (Chen vd., 2001). İkinci süreç, yiten okyanusal kabuğun yeniden kristalleşmesi karmaşık bir mekanizmadır. Manto konveksiyon akımları nedeniyle, litosfer içerisine dalan levhanın bir kısmı katılabilir. Ancak, piroksenitler yiten okyanusal kabuktan türeyen ergiyikleri ya da yitim ilişkili ergiyiklerin kalıntılarını temsil ederler (örn. Pearson vd., 1993; Blichert-Toft vd., 1999). Üçüncü süreç ise piroksenitlerin manto kamasında metazomatizma olaylarıyla tutturulması şeklinde gelişmektedir. Jeokimyasal özellikleri bakımından peridotitlere benzeyen piroksenitler, dayk ve damarlar şeklinde, derin ergime olayları sonucunda ana magmalardan gelen ergiyiklerin kanallar

boyunca çeşitli ultramafik kayaçları oluşturmaları şeklinde gelişmişlerdir. Bu tür ergiyiklerin peridotitlerden ziyade, muhtemel bir boninitik kökenle ilişkili oldukları belirtilmiştir (örn. Oberger vd. 1995).

Çalışma alanlarından örneklenen piroksenitler çeşitli derecelerde alterasyona maruz kalmışlardır. Kondrite göre normalize edilmiş NTE dağılımlarında her üç bölgede farklı litolojide belirlenen piroksenitlerin peridotitlerle benzer dağılım sergiledikleri gözlenmektedir (bknz. Şekil 88c). Tüm kayaç jeokimyasal özelliklerine göre HNTE bakımından hafif zenginleşmelerin olduğu piroksenitlerin yitim zonunda gelişen magmanın ilk evrelerini yansıttığı, HNTE bakımından tüketilmiş ONTE ve ANTE bakımından hafif zenginleşmiş olanların ise magmanın gelişiminde ikinci safhayı oluşturduğu düşünülmektedir. Düşük alüminyumlu özellikle harzburjitik peridotitleri kesen piroksenit damar ya da dayklarının yitim zonu ortamında gelişen boninitik ergiyiklerin ayrılaşması ve taşınması sonucunda geliştikleri öngörülmüştür (Edward ve Malpas, 1995). Çalışma alanlarına ait piroksenitlerin de NTE davranışları ve düşük alüminyum değerlerine göre bu duruma uygun şekilde boninitik kökenle ilişkilendirilmiştir. Mineralojik gözlemlerde piroksenit örneklerinin hiç birinde plajiyoklas gözlenmemesine rağmen, bazı örneklerde gözlenen Eu anomalisinin serpantinleşme sırasındaki element hareketliliğine bağlı olarak geliştiği düşünülmüştür (bknz. Şekil 88c).

#### **4.2. Peridotitlerle İlişkili Sub-Vulkanik Kayaçların Kökeni**

Arazi gözlemlerinde ve petrografik çalışmalarda Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerinde genellikle harzburjitik peridotitleri kesen sub-vulkanik kayaçların özellikle kromitit kütlelerine yakın alanlarda yoğunlaştıkları belirlenmiştir (bknz. Bölüm 3). Ulaş bölgesindeki çalışma alanında çok yoğun olarak gözlenen bu kayaçların dolerit ve diyabaz bileşimde, Yeşilova bölgesinde daha az sayıda yüzeyleme veren dolerit ve diyabaz bileşimde oldukları belirlenmiştir. Ancak, Kop bölgesinde ise daha az olarak dolerit ve diyabazlar bileşimde sub-vulkanik kayaçlar ile birlikte SiO<sub>2</sub> içeriklerinin % 65' ten fazla olan yoğun alterasyona uğramış (kloritleşme, natrolitleşme vb.) kuvarslı andezit ve andezit bileşimde sub-vulkanik kayaçlar gözlenmiştir. Bu kayaçlar bir çok araştırmacı tarafından incelenmiştir (örn. Kolaylı, 1996; Çiftçi vd., 2008; Eyüboğlu vd., 2013).

Çalışma alanlarında gözlenen özellikle dolerit ve diyabaz türü sub-vulkanik kayaçların peridotitlerle birlikte ana tektonik hatlardan etkilenmiş olmaları ve genel olarak kromitit kütlelerinin duruşlarına yakın yapısal konumları, ofiyolit yerleşiminden önce

oluşabileceklerinin kanıtı olarak değerlendirilmiştir ve bu kayalar bir çok araştırmacı tarafından farklı bölgelerde incelenmiştir (Engin ve Hirst, 1970; Thuizat vd., 1981; Lytwyn ve Casey, 1995; Parlak ve Delaloye, 1996; Dilek vd., 1999; Çelik ve Delaloye, 2003; Baran ve Kargı, 2004; Çelik ve Chiaradia, 2008).

Kondrite normalize edilmiş NTE değişim diyagramına göre Kop bölgesinde yüksek silisyumlu örnekler (kuvarslı andezit vb.) dışında bütün örneklerin yatay dağılım gösterdikleri gözlenmektedir (bkz. Şekil 96). Bu dağılım ada yayı toleyitleriyle benzerlik göstermektedir. Çalışma alanlarının üçünde de harzburjitik peridotitleri kesen bütün sub-vulkanik kayaların N-MORB değerlerine göre normalize edilmiş iz element değişim diyagramlarında ise her üç bölgedeki farklı ya da benzer litolojideki sub-vulkanitlerin benzer dağılım sergiledikleri gözlenmiştir (bkz. Şekil 97). Büyük iyon çaplı litofil elementler (LİL; Rb, Ba, Sr ve K) bakımından zenginleşme, yitim zonu bileşenleri tarafından manto kaynağının değişmesiyle ilişkili olabileceği gibi yoğun alterasyondan da kaynaklanabilmektedir. Ancak, Ti ve Nb bakımından tüketilme ve Th bakımından zenginleşmelerin gözlenmesi yitim zonu ile ilişkili olduklarının göstergesi olarak yorumlanmaktadır (Pearce vd., 1984; Saunders ve Tarnery, 1984; Çelik ve Chiaradia, 2008). Bu durum her üç bölgede gözlenen harzburjitik peridotitler içerisindeki kromititleri oluşturan magma ile ilişkili olabilecek bütün sub-vulkanik kayaların iz element konsantrasyonlarıyla uyumludur.

### **4.3. Kromititlerin Kökeni ve Ana Magma Bileşimleri**

Genel olarak, yitim zonu tektonik ortamında (SSZ) üst mantodaki ergiyik-kayaç etkileşimleri sonucu oluştuğu düşünülen (örn. Zhou ve Robinson, 1997; Ballhaus, 1998; Melcher vd., 1999; Buchl vd., 2004; Rollinson andvd Adetunji, 2013; Zhou vd., 2014; Moghadam vd., 2015) podiform kromititler için hala cevaplanmamış sorular vardır. Örneğin, çok büyük kromitit kütlelerinin gelişebilmesi ve buna neden olan magmaların bileşimlerindeki değişimler için belirtilen ergiyik-kayaç etkileşim derecelerinin yeterli olup olmadığı ve ileri sürülen araştırma sonuçlarının her bir masif için geçerli olmamasının sebepleri araştırılmalıdır. Bununla birlikte, peridotitler içerisinde oluşan podiform kromititlerin kimyasal bileşimlerinin, üst mantodaki ergiyiklerin kökenlerini yansıttığı düşünülmektedir (örn. Zhou ve Robinson, 1994; Arai vd., 1997; Zhou ve Robinson, 1997). Özellikle Cr içerikleri bakımından kromititlerin kimyasal bileşimlerindeki çeşitlilik, bir çok ofiyolit içerisindeki podiform kromititlerin genel özelliği olup, farklı magma



bileşimlerine işaret ederler (Ahmed vd., 2012). Yüksek-Cr kromititlerin yay ilişkili ortamlarda boninit karakterli ergiyiklerle etkileşim sonucu kristalleştiği, düşük-Cr kromititlerin ise MORB benzeri toleyitik karakterli ergiyiklerin manto etkileşimleri sonucu kristalleştikleri öngörülmüştür (örn. Zhou ve Robinson, 1997; Zhou vd., 1998, 2001). Podiform kromititlerin oluşumları üzerinde, üst mantoda gelişen magma kanalları içerisinde çoklu ergime safhaları, magma karışımı ve ergiyik ayrımı gibi olayların geliştiği (Paktunc, 1990; Leblanc ve Ceuleneer, 1992; Shi et al., 2012) ve ergiyik-kayaç etkileşimleri (Zhou vd., 1994; Arai ve Yurimoto, 1995; Zhou vd., 1996; Arai vd., 1997; Zhou ve Robinson, 1997) gibi süreçlerin etkili olduğu konusunda genel bir fikir birliği vardır. Yay ilişkili manto kaması içerisinde ergiyik oluşumunun devam ettiği esnada, ana peridotitlerden piroksenlerin çözülmesiyle dunitik kayaçlar oluşabilir ve ergiyik Cr konsantrasyonu bakımından zenginleşir. Böylece zenginleşen bu ergiyikler, kromitit kütlelerinin gelişmesini sağlar (Dick ve Bullen, 1984; Arai ve Yurimoto, 1994; Arai, 1997).

Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgesindeki çalışma alanlarından derlenen kromitit örnekleri içerisindeki spineller, literatürde bir çok araştırmacı tarafından önerilen çeşitli diyagramlar üzerinde değerlendirilmiştir. Ulaş ve Yeşilova kromitit örnekleri hem yüksek-Al hem de yüksek-Cr kromitit, Kop kromitit örnekleri ise yüksek-Cr kromitit olarak belirlenmiştir. Bütün örnekler podiform kromitit alanlarda dağılım göstermektedir (bknz. Şekil 75, 76, 77 ve 78). Ancak,  $TiO_2$  içeriklerine göre yüksek-Al kromitit örneklerinin MORB alanına yakın, yüksek-Cr kromititlerin ise boninit alana yakın dağılım sergilemeleri, kromititlerin ana magma bileşimleriyle ilişkilidir.

Spinellerin bileşimleri ve mineral kristalleşmesinin dengede olduğu ergiyik arasındaki ilişki, deneysel çalışmaların bir çoğunda odak noktası olmuştur (örn. Fisk ve Bence, 1980; Murck ve Campbell, 1986; Roeder ve Reynolds, 1991). Önceki araştırmacılar kromititlerin mineral kimyasının ana magmaların bileşimiyle kuvvetle bağlı olduğunu ileri sürmüşlerdir (örn. Dick ve Bullen, 1984; Kamenetsky vd., 2001; Page ve Barnes, 2009; Baumgartner vd., 2013; Zhou vd., 2014; Rollinson ve Adetunji, 2015).

İncelenen kromititlere ait spinellerin  $Al_2O_3$  ve  $TiO_2$  içeriklerine göre muhtemel ana magmanın  $Al_2O_3$  ve  $TiO_2$  içerikleri, Rollinson ve Adetunji (2015) tarafından revize edilmiş formüller kullanılarak hesaplanmıştır.

Muhtemel MORB kökenli ana magma için;

$$\text{Al}_2\text{O}_3\text{-ergiyik} = 7.1518 \times \text{Al}_2\text{O}_3\text{-spinel}^{0.2387}$$

$$\text{TiO}_2\text{-ergiyik} = 1.5907 \times \text{TiO}_2\text{-spinel}^{0.6322}$$

Muhtemel SSZ kökenli ana magma için;

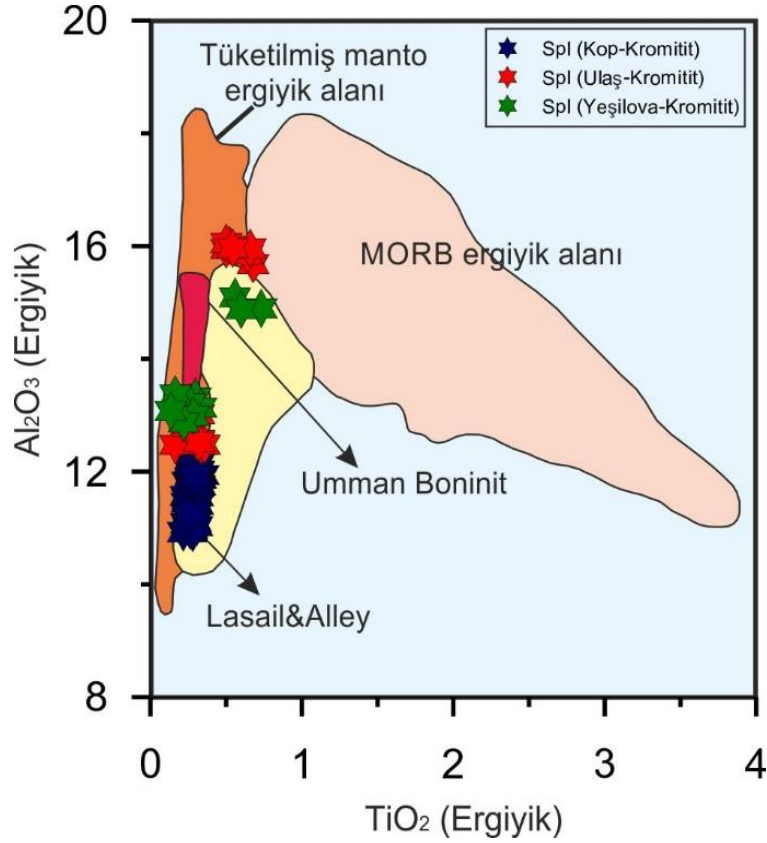
$$\text{Al}_2\text{O}_3\text{-ergiyik} = 5.2181 \ln(\text{Al}_2\text{O}_3\text{-spinel}) - 1.0505$$

$$\text{TiO}_2\text{-ergiyik} = 1.0963 \times \text{TiO}_2\text{-spinel}^{0.7863}$$

Hesaplanan veriler doğrultusunda, kromitit örneklerindeki düşük  $\text{TiO}_2$  içeriklerine sahip spineller, kromititlerin türediği ergiyiğin düşük  $\text{TiO}_2$  içeriğine sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 106). Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgesindeki yüksek-Cr kromititler için hesaplanan ana magma  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ve  $\text{TiO}_2$  değerlerine göre Umman boninitleriyle benzer dağılım sergiledikleri gözlenmektedir. Ancak, Ulaş ve Yeşilova bölgesindeki yüksek-Al kromititlerin ana magma bileşimleri daha çok MORB ergiyik alanına yakın dağılım sergilemektedirler (Şekil 106). Bu durum yüksek-Al kromititlerin daha çok MORB benzeri bir ana magmadan kristallendiklerini ve yay gerisi tektonik ortamında oluşabilecekleri ya da ana magmanın kimyasal bileşiminin yitimin farklı safhalarında değişebileceği görüşüyle uyumludur.

Çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan deneysel çalışmalarda, bazaltik ve boninitik ergiyikler içerisindeki spinellerin iz element dağılım katsayıları belirlenmiş ya da tahmini değerler hesaplanmıştır (Horn, 1994; Page ve Barnes, 2009). Kromititler içerisindeki yüksek-Al ve yüksek-Cr spinellerin Ga (ppm) konsantrasyonlarında farklılıklar olsa da ana magma bileşimlerinin benzer değerlere sahip oldukları bilinmektedir (Paktunc ve Cabri, 1995).

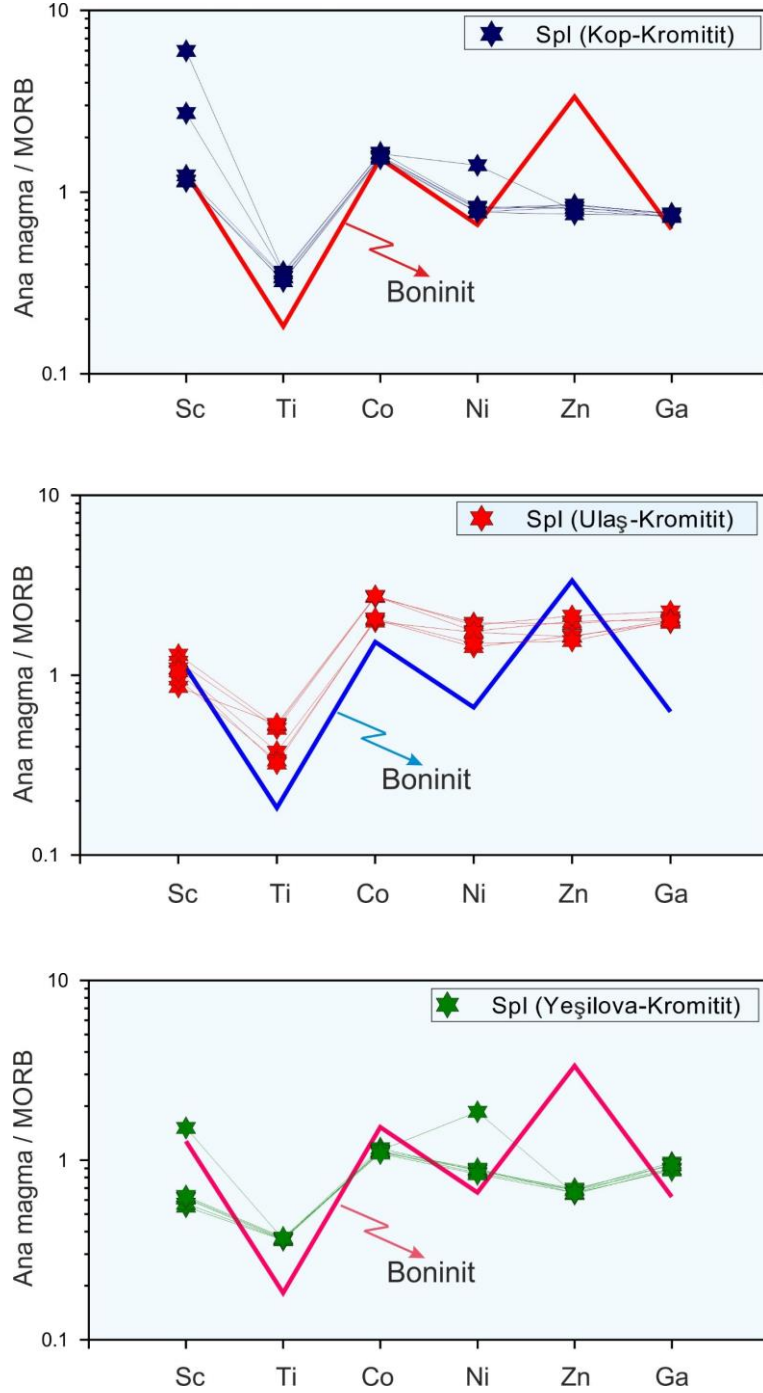
Kromititleri oluşturan ana magma için hesaplanan dağılım katsayılarına göre spinellerdeki Co, Zn ve V elementlerinin uyumlu, Ga ve Ni elementlerinin de orta derecede uyumlu oldukları, Ti ve Sc elementlerinin ise oldukça uyumsuz davranış gösterdiği belirlenmiştir (Page ve Barnes, 2009).



Şekil 106. Kop, Ulaş ve Yeşilova kromititleri için hesaplanan ana magma bileşimlerine göre  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$  diyagramı (Alanlar: Rollinson, 2008 ve Rollinson ve Adetunji, 2015).

Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgesindeki kromititlerin Page ve Barnes (2009) tarafından önerilen dağılım katsayılarına göre hesaplanan ana magma Sc, Ti, Co, Ni, Zn ve Ga (ppm) konsantrasyonları, MORB değerlerine göre normalize edilmiştir (Şekil 107). Kop kromititlerinin ana magma bileşimleri Zn konsantrasyonu haricinde boninitlere benzemektedir. Ulaş kromititlerinin ana magma bileşimleri Kop kromititlerine göre Co, Ni, Zn ve Ga bakımından daha zengin olup boninitlerden farklı dağılım gösterirler. Yeşilova kromititlerinin ise bazı iz elementler bakımından ana magma bileşimleri Kop ve Ulaş bölgelerine nazaran daha fakirdir. Ancak, hesaplanan bu ana magma bileşimlerinin Co, Ni ve Ga bakımından boninitlere benzediği gözlenirken, dağılım desenleri bakımından oldukça farklı oldukları gözlenmektedir (Şekil 107).

Özetle, Kop kromititlerini oluşturan magma daha çok boninit karakteri yansıtırken, Ulaş ve Yeşilova kromititlerinin ana magma karakterleri ise bundan daha farklıdır. Bu durum her üç bölgedeki peridotitler için gösterilen ergiyik reaksiyon alanlarıyla da uyumludur (bkz. Şekil 101, 102 ve 104).



Şekil 107. Kop, Ulaş ve Yeşilova kromititleri için hesaplanan ana magma tahmini bileşiminin MORB' a normalize edilmiş iz element değişim diyagramları. (MORB ve boninit değerleri ve dağılım katsayıları Page ve Barnes, 2009' dan alınmıştır).

#### 4.4. Jeodinamik Süreçler

Elde edilen ve yorumlanan veriler işığında, Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgelerinde seçilen çalışma alanlarında yer alan ultramafik ve sub-volkanik kayalar ile kromititlerin magmatik gelişimleri ve ergiyik bileşimlerinin benzer tektonik ortamları yansıttığı

düşünülmektedir. Kop harzburjitlerinin tüketilmemiş ve aşırı tüketilmiş, Ulaş ve Yeşilova harzburjitlerinin ise birbirine benzer şekilde aşırı tüketilmiş karakterde olmaları, her üç bölgede de yitim ilişkili ortamlarda gelişen ergiyik-kayaç etkileşimleri ve farklı derecelerde kısmi ergime süreçleri gibi petrolojik olayların geliştiği belirlenmiştir.

Daha önce yapılan jeolojik ve jeokimyasal araştırmalarda Tetis ofiyolitik kayaçları içerisinde okyanus ortası sırtı karakteri yansıtan ve yitim zonu varlığını gösteren birimlerin varlığı ileri sürülmüştür (örn. Dilek ve Thy, 2009; Parlak vd., 2012; Morishita vd., 2011; Aldanmaz vd., 2012; Uysal vd., 2012; Moghadam vd., 2015). Bu çalışmada Kop, Ulaş ve Yeşilova bölgesindeki ultramafik, sub-volkanik kayaçlar ile kromititler üzerinde yapılan incelemeler neticesinde, kromititlerin oluşabileceği muhtemel tektonik ortamlar yorumlanmıştır. Öncelikle, manto peridotitlerinin  $TiO_2$  içerikleri ve peridotit-piroksenit-kromitit içerisindeki spinellerin  $Cr\#$  içerikleri, her üç bölgedeki birimlerin oluşumunda SSZ ortamlarını işaret etmektedir. Bunun yanında, özellikle Ulaş ve Yeşilova harzburjitlerini kesen sub-volkanik kayaçlar (dolerit-diyabaz) ile Kop harzburjitlerini kesen sub-volkanik kayaçların (diyabaz, kuvarslı andezit) jeokimyasal özellikleri, olası SSZ koşullarında geliştiklerini göstermektedir.

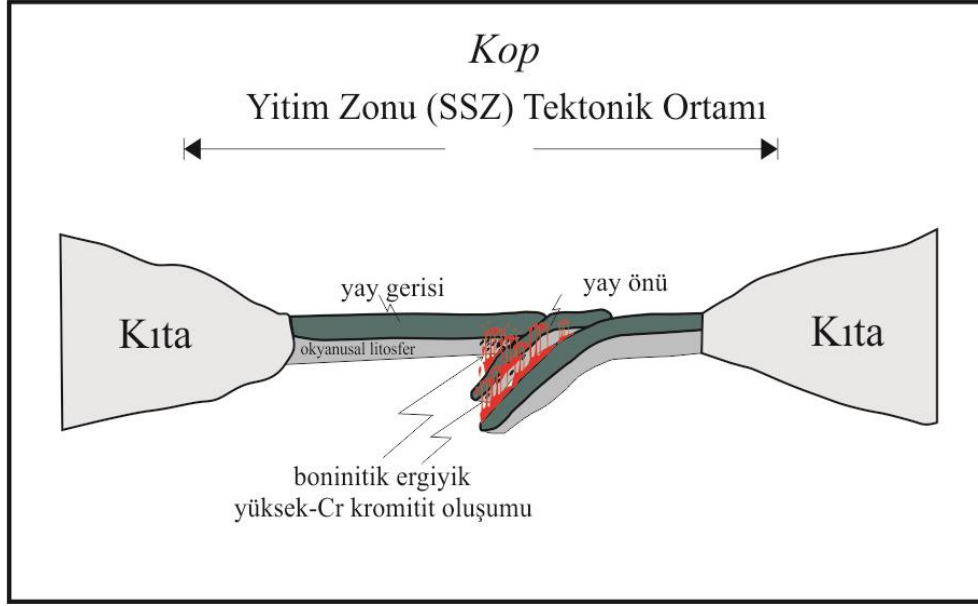
Yay gerisi ortamlarda, yiten okyanusal plakadan üzerleyen mantoya doğru, sedimanlar, akışkanlar ve su miktarındaki azalma, ergime derecesinin düşmesine neden olur (örn. Kelley vd., 2006; Furnes vd., 2012; Uysal vd., 2015). Podiform kromititlerin bimodal kimyasal karakterleri, yoğunlaştıkları ergiyiğin bileşimlerindeki farklılığa bağlıdır. Bu ergiyik bileşimleri de kısmi ergime derecelerindeki değişimler ve peridotitlerin tüketilme derecelerine göre ergiyik-kayaç etkileşimleriyle ilişkilidir (örn. Arai, 1992; Zhou ve Robinson, 1997; Zhou vd., 2005). Kop bölgesinde sadece yüksek-Cr, Ulaş ve Yeşilova bölgelerinde ise hem yüksek-Cr hem de yüksek-Al kromititlerin varlığı tespit edilmiştir. Bu duruma uygun olarak, kromitit kütlelerinin hazne kayaçları olan dunitlerdeki spinel kimyalarına göre, Kop peridotitlerinin boninit bileşimli magma ile reaksiyon alanında, Ulaş peridotitlerinin bir kısmı ve Yeşilova peridotitlerinin birçoğunun MORB benzeri magma reaksiyon alanında dağılım göstermeleri yay önü ve yay gerisi ortamlarda gelişen petrolojik olayların varlığını desteklemektedir (bkz. Şekil 101 ve 102). Buna ek olarak, çalışma alanlarındaki kromititlere ait spinellerin  $Cr\#$  içerikleri ve Al-Cr içeriklerine göre farklılık gösterse de  $TiO_2$  içerikleri benzer aralıkta değişmektedir. Bu durum, çalışma alanlarındaki kromititlerin oluşumunda farklı kimyasal bileşimde ergiyiklerin gelişebileceği benzer tektonik ortamların varlığına işaret etmektedir.

Kop peridotitlerinin jeodinamik evrimine ilişkin yapılan çalışmalarda yitimin varlığına birçok vurgu yapılmıştır. Ancak, yitimin yönü hakkında tam bir fikir birliği oluşmamıştır. Bazı araştırmacılara göre yitimin güneyden kuzeye doğru olduğu (Şengör ve Yılmaz, 1981; Ustaömer ve Robertson, 1996; Rice vd., 2009; Dilek vd., 2010), bazılarına göre de kuzeyden güneye doğru olduğu şeklindedir (Bektaş, 1987; Kolaylı, 1996; Bektaş vd., 1999; Eyüboğlu vd., 2012, 2013). Ancak, kuzeyden güneye olduğu kabul edilen görüşe göre yitimin Pontid ada yayınının kuzeyinden başlayıp (Karadeniz' den) Pontid ada yayınının da altından güneye doğru devam ettiği ve Kop peridotitlerinin bulunduğu bölgenin yay gerisi havza olduğu şeklinde yorumlanmıştır (Eyüboğlu vd., 2013).

Kop bölgesinde daha önce yapılan çalışmalarda peridotitlerin, Malm-Geç Kretase yaşlı karbonat kayaçların ve Geç Kretase (?)' ye yaşlandırılan ofiyolitik melanjin varlığı belirtilmiştir (Kolaylı, 1996). Kop peridotitleri içerisinde kromititler ile sub-volkanik kayaçların mekânsal birliğine daha önceki çalışmalarda da değinilmiştir (Kolaylı, 1996). Sub-volkanik kayaçlar (kuvarslı andezit, andezit vb.) üzerinde yapılmış bir başka çalışmaya göre bunların yitim ilişkili ve Eosen yaşlı oldukları belirtilmiştir (Eyüboğlu vd., 2013).

Bu çalışmada, Kop kromititlerinin Neotetise ait okyanus plakasının kendi içerisinde kırılarak birbirinin altına dalması sonucu SSZ ortamında oluştukları düşünülen tektonik model geliştirilmiştir (Şekil 108). Yitimin yönü hakkında tam bir fikir elde edilememesine rağmen yitim sürecinde gelişen yüksek derecede kısmi ergime olayları, yapılan detaylı mineral kimyası çalışmalarında belirlenmiştir (bknz. Bölüm 3). Özellikle, dunitlerdeki olivinlerin yüksek Fo içerikleri ile yüksek iz-NTE konsantrasyonları ve harzburjitik peridotitleri kesen Eosen yaşlı sub-volkanitlerin varlığı Kop bölgesinin diğer bölgelerden ayırmaktadır. Dolayısıyla, Kop kromititlerinin Neotetis okyanusal plakasının kendi içerisinde Geç Kretase-Eosen dönemlerinde birden çok kırılması ve birbirinin altına dalması sonucu çok yüksek derecede kısmi ergime olaylarının geliştiği bir yitim zonu tektonik ortamında oluştukları söylenebilir (Şekil 108). Bu durum, dünyada sayılı ve çok büyük rezervlere sahip olan Kop bölgesi kromitit yataklarının diğer bölgelerden farklı oluşunu da açıklamaktadır.





Şekil 108. Kop kromitlerinin oluşumu için önerilen tektonik model.

Ulaş ve Yeşilova peridotitlerini kesen sub-vulkanik kayalar kromititler ile mekân birliği içerisindedirler. Bu iki farklı alanda hem yüksek-Cr kromititler ve hem de yüksek-Al kromititler bir arada bulunurlar. Bu gibi farklı kristal kimyasına sahip kromititlerin bir arada bulunmaları farklı araştırmacılar tarafından da belirtilmiştir (Zhou vd., 1998, 2014; Ahmed vd., 2001; Uysal vd., 2009; Gonzalez-Jimenez vd., 2009, 2014, 2015; Moghadam., 2015). Bazı araştırmacılar tarafından yitim zonu ortamlarında gelişen boninitik bileşimli magmaların yüksek-Cr kromititlerin oluşumunda, MORB benzeri magmaların ise yüksek-Al kromititlerin oluşumunda etkili olduğu ileri sürülmüştür (Ishikawa vd., 2002; Matsumoto ve Tomurtogoo, 2003; Yumul vd., 2003; Ahmed ve Arai, 2002; Miura vd., 2012). Bu durum, kromititlerin oluşum ortamları ve koşulları için farklı önerileri de beraberinde getirmektedir. Bir kısım araştırmacılara göre yitimin başlangıcında diyabaz dayklarının da türediği MORB benzeri magmanın gelişebildiği, bu tür magmaların peridotitik kayalarla etkileşimi sonucu yüksek-Al kromititlerin oluştuğu, yitimin ilerleyen aşamalarında da boninitik bileşimli magmanın gelişimiyle yüksek-Cr kromititlerin oluşabilecekleri belirtilmiştir (Moghadam vd., 2015).

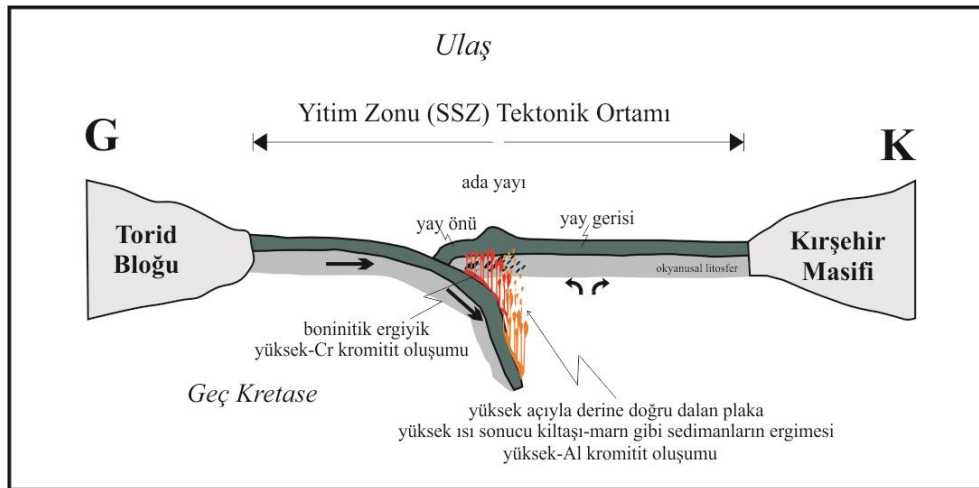
Spinel kimyasına dayalı çalışmalarda MORB alanlarını temsil etmelerine rağmen, yüksek-Al kromititlerin MORB değerlerine normalize edilmiş iz element içeriklerinin yüksek-Cr kromititlerinininkine benzer dağılım sergilemeleri, bunların oluşum ortamlarının birbirinden farklı olmadığını ya da benzer tektonik ortamlarda oluştuklarını destekler niteliktedir (bkz. Şekil 81). Ulaş ve Yeşilova kromititlerini oluşturan magma

bileşimlerinin MORB a normalize edilmiş iz element değerleri boninitik ergiyikten nispeten farklı dağılım sunarlar (bknz. Şekil 107).

Divriği ofiyoliti içinde yer alan diyabaz daykları ana, iz ve NTE içeriği bakımından plaka içi ortamı yansıtmaktadır. Özellikle Th konsantrasyonunun yüksek oluşu, bunların yitim sırasında zenginleşmiş bir manto kaynağından türediğini göstermektedir (Parlak vd., 2006).

Yapılan bu çalışmada Ulaş ve Yeşilova harzburjitlerinin aşırı tüketilmiş karakter sergiledikleri belirlenmiştir. Bunları kesen sub-vulkanik kayaların jeokimyasal özellikleri hem tüketilmiş bir manto kaynağından hem de yitim bileşenlerince zengin bir kaynaktan türeyebileceklerini göstermektedir (bknz. Şekil 98 ve 99).

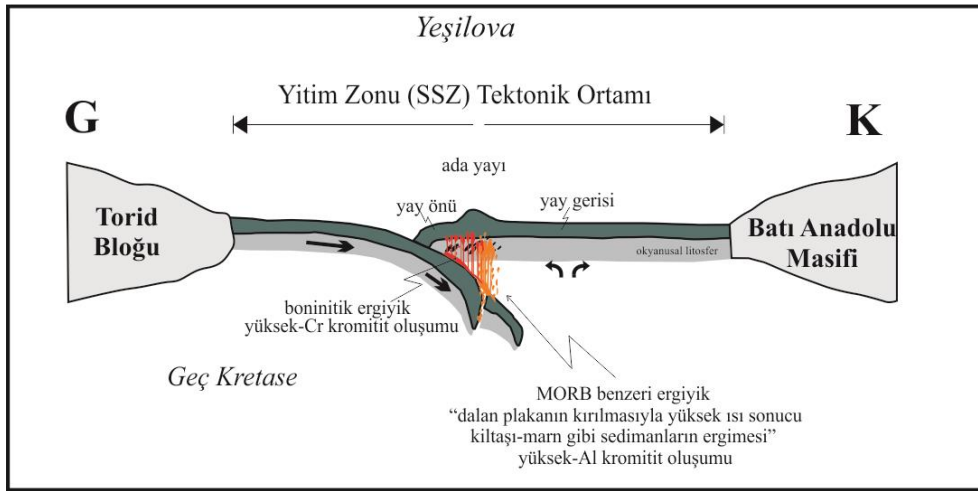
Yitimin başlangıç aşamasında, yay önü ortamında gelişmeye başlayan boninitik magmalardan itibaren yüksek-Cr kromitlerin oluştuğu, devam eden süreçte daha derine doğru dalan okyanusal levhanın dalma açısının artması sonucu artan ısıyla birlikte dalan levha üzerindeki sedimanların (kıltaşı, marn, kireçtaşı vs.) da eriyerek gelişen magmaya katılması söz konusudur (Şekil 109). Bu esnada başlangıçta tam olarak boninitik ergiyiğe katılmayan sedimanların artan ısıyla birlikte eriyerek gelişen ve yine boninitik karakter sunan magmayı Al, Ca ve iz elementler açısından zenginleştirmiştir. Bu durum aynı ortamda yüksek-Al kromitlerin de oluşumu için uygun koşulların gelişebileceği şeklinde yorumlanmıştır (Şekil 109).



Şekil 109. Ulaş kromitlerinin oluşumu için önerilen tektonik model (Parlak vd., 2006' dan değiştirilerek).

Ulaş ve Yeşilova peridotitlerini kesen sub-vulkanik kayaçların (dolerit-diyabaz) Th/Yb değerlerinin 0.04-0.2 aralığında seyretmesi ise bunların MORB benzeri bir magmadan türemiş olabileceğini göstermektedir. Sub-vulkanik kayaçların kromititlerle mekân birliği içerisinde olması jenetik açıdan çelişki olarak düşünülse de aynı jeotektonik ortam içerisinde gelişebilecekleri görülmüştür.

Yiten okyanus plakasının giderek daha yüksek açıyla dalmasıyla, nispeten dar alan içerisinde hem yüksek-Cr kromitit oluşumundan sorumlu olan boninitik magmanın hem de yüksek-Al kromitit oluşumundan sorumlu MORB benzeri magmanın birlikte bulunabileceği düşünülmüştür. Bununla birlikte, Yeşilova dunitleri içerisindeki spinellerin diğer bölgelere nazaran yüksek TiO<sub>2</sub> içerikleri de MORB benzeri magmanın geliştiğinin kanıtıdır. Bu durum Yeşilova kromititlerinin oluşumunda MORB benzeri magmaların gelişebileceği tektonik modelde, dalan levhanın kırılmasıyla açılan litosferik pencerede gelişen etkileşimler sonucunda MORB benzeri magmaların oluştuğu şeklinde yorumlanmıştır (Şekil 110). Buna bağlı olarak da yüksek-Cr ve yüksek-Al bileşimli kromititlerin bir arada ya da çok yakın alanlarda bulunabileceği anlaşılmıştır (110).



Şekil 110. Yeşilova kromititlerinin oluşumu için önerilen tektonik model (Parlak vd., 2006' dan değiştirilerek).

## 5. KAYNAKLAR

- Adam, J. ve Green, T.H., 1994. The Effects of Pressure and Temperature on the Partitioning of Ti, Sr, and REE between Amphibole, Clinopyroxene and Basaltic Melts, Chemical Geology, 117, 219-233.
- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, İstanbul.
- Ahmed, A.H., Arai, S. ve Attia, A.K., 2001. Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the PanAfrican Proterozoic ophiolite complexes of Egypt, Journal of Mineral Deposita, 36, 72-84.
- Ahmed, A. H. ve Arai, S., 2002. Unexpectedly High-PGE Chromitite from the Deeper Mantle Section of the Northern Oman Ophiolite and its Tectonic Implications, Contrib. Mineral Petrol, 143, 263-278.
- Ahmed, A.H., Harbi, H.M. ve Habtoor, A.M., 2012. Compositional variations and tectonic settings of podiform chromitites and associated ultramafic rocks of the Neoproterozoic ophiolite at Wadi Al Hwanet, northwestern Saudi Arabia, Journal of Asian Earth Sciences, 56, 118–134.
- Aktimur, H.T., 1990, Sivas - Erzincan Tersiyer Havzasının Jeolojisi, MTA Dergisi, 111, 25-36.
- Aktimur, H.T., Sarıaslan, M., Keçer, M., Tursucu, A., Ölçen, S., Yurdakul, M.E., Mutlu, G., Aktimur, S. ve Yıldırım, T., 1995. Erzincan dolayının jeolojisi, MTA Rapor No: 9792.
- Alabaster, T., Pearce, J.A. ve Malpas, J., 1982. The Volcanic Stratigraphy and Petrogenesis of the Oman Ophiolite Complex, Contrib. Mineral. Petrology, 81, 168-83.
- Aldanmaz, E., Schmidt, M.W., Gourgand, A. ve Meisel, T., 2009. Mid-ocean ridge and uprasubduction geochemical signatures in spinel-peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: implications for upper mantle melting processes, Lithos, 113, 691–708.
- Aldanmaz, E., Meisel, T., Celik, O.F. ve Henjes-Kunst, F., 2012. Osmium isotope systematics and highly siderophile element fractionation in spinel-peridotites from the Tethyan ophiolites in SW Turkey: implications for multi-stage evolution of oceanic upper mantle, Chemical Geology, 294–295, 152–164.
- Al-Riyami, K., Robertson, A.H.F., Dixon, J. ve Xenophontos, C., 2002. Origin and Emplacement of the late Cretaceous Baer Basit Ophiolite and its Metamorphic Sole in NW Syria, Lithos, 65, 225-260.

- Altner, D., Özkan-Altner, S. ve Koçyiğit, A., 2000. Late Permian Biofacies Belts in Turkey: Paleogeographic and Tectonic Implications. In: E. Bozkurt, J. Winchester and J.A. Piper (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*, Geological Society London, Special Publication, 173.
- Andrews, A.J., 1977. Low Temperature Fluid Alteration of Oceanic Layer 2 Basalts, Dsdp Leg 37, Canadian Journal of Earth Sciences, 14, 911-926.
- Arai, S., 1992. Chemistry of Chromian Spinel in Volcanic Rocks as a Potential Guide to Magma Chemistry. Mineral Mag., 56, 173-184.
- Arai, S., 1994. Characterization of Spinel Peridotite by Olivine-Spinel Compositional Relationships; Review and Interpretation, Chem. Geology, 113, 191-204.
- Arai, S. ve Yurimoto, H., 1994. Podiform Chromitites of the Tari-Misaka Ultramafic Complex, Southwest Japan, as Mantle-Melt Interaction Products, Economic Geology, 89, 1279-1288.
- Arai, S., ve Yurimoto, H., 1995. Possible Sub-Arc Origin of Podiform Chromitites, The Island Arc, 4, 104-111.
- Arai, S., 1997. Control of Wall-Rock Composition on the Formation of Podiform Chromitites as a Result of Magma/Peridotite Interaction, Resource Geology, 47, 177-187.
- Arai, S., Matsukage, K., Isobe, E. ve Vysotskiy, S., 1997. Concentration of Incompatible Elements in Oceanic Mantle: Effect of Melt/Wall Interaction in Stagnant or Failed Melt Conduits within Peridotite, Geochimica et Cosmochimica Acta, 61, 671-675.
- Arculus, R.J. ve Powell, R., 1986. Source Component Mixing in the Regions of Arc Magma Generation, Journal of Geophysical Research, 91, 5913-5926.
- Argand, E., 1924. La Tectonique de l'Asie. C. R. Congres Geol Intern. XIII. Sess. Belgique, Fasc, 19-22.
- Arni, P., 1939. Şarki Anadolu ve Mücavir Mıntıklarının Tektonik Ana Hatları, MTA Yayını Serisi, No:4, Ankara.
- Arpat, E. ve Tütüncü, K., 1978. Gürlevik ve Tecer Dağları Yöresinde Serpantinit Yerleşimi Sorunu, T.J.K. 32. Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, Nisan, Ankara 56-57.
- Artan, Ü. ve Sestini, G., 1971, Sivas -Zara-Beypınarı Bölgesinin Jeolojisi, MTA Dergisi, 76, 80-97.
- Ataman, G., Buket, E ve Çapan, U.Z., 1975. Kuzey Anadolu Fay Zonu Bir Paleo-Beniof Zonu Olabilir Mi?, MTA Dergisi, 84, 112-119
- Bach, W. ve Klein, F., 2009. The Petrology of Seafloor Rodingites: Insights from Geochemical Reaction Path Modelling, Lithos, 112, 103-117.

- Balcı, M., Sarıkaya, A. ve Yıldız, M., 1974. Burdur (Yesilova-Tefenni) ve Denizli (Acıpayam) Peridotit Masiflerinde Krom Nikel Prospeksiyonu, M.T.A. Derleme, 6336.
- Ballhaus, C., 1993. Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle. Contributions to Mineralogy and Petrology, 114, 331–348.
- Baran, H.A., 2003. Andızlık-Zımparalık (Fethiye-Muğla) Civarındaki Ultramafik Kayaçların ve Kromitlerin Kökeni, Yüksek Lisans Tezi, Pamukkale Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Denizli.
- Baran, H.A. ve Kargı, H., 2005. Andızlık-Zımparalık (Muğla) Civarındaki Kromitlerin ve Bazik Daykların Kökeni, Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, 20, 4, 65-76.
- Barnes, S.J. ve Roeder, P.L., 2001. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. Journal of Petrology, 42,12, 2279-2302.
- Barth, M.G., Mason, P.R.D., Davies, G.R., Dijkstra, A.H. ve Drury, M.R., 2003. Geochemistry of the Othris ophiolite, GNTeCe: evidence for refertilization?, Journal of Petrology 44, 1759–1785.
- Başbüyük, Z., Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 2009. Sivas Bölgesi Ofiyolitleri ile İlişkili Asbest Yataklarının Mineralojisi, 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Ekim, Trabzon, Bildiriler Kitabı, 11-26.
- Baumgartner, R.J., Zaccarini, F., Garuti, G. ve Thalhammer, O.A.R., 2013. Mineralogical and geochemical investigation of layered chromitites from the Bracco–Gabbro complex, Ligurian ophiolite, Italy. Contributions to Mineralogy and Petrology 165, 477–493.
- Bayhan, H. ve Baysal, O., 1982. Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) Yöresinin Petrografik-Petrolojik İncelenmesi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 25, 1-13.
- Bédard, É., Hébert, R., Guilmette, C., Lesage, G., Wang, C.S. ve Dostal, J., 2009. Petrology and Geochemistry of the Saga and Sangsang Ophiolitic Massifs, Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet: Evidence for an Arc–Back-Arc Origin. Lithos, 113, 48–67.
- Bektaş, O., 1981. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan Tanyeri Bucağı Yöresindeki Jeolojik Özellikleri ve Yersel Ofiyolit Sorunları, Doktora Tezi, KTÜ Yerbilimleri Fak., Trabzon, 196 s.
- Bektaş, O., 1987. Volcanic belts as markers of the Mesozoic–Cenozoic active margin of Eurasia: discussion, Tectonophysics, 141, 345–347.



- Bektaş, O., Yılmaz, C. ve Taşlı, K., 1996. Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Derin Yayılma Çukurlarının Oluşumu (KD Türkiye), Neo-Tethysin Pasif Kıta Kenarı Evrimi, KTÜ Jeoloji Müh. Böl. 30 yıl Semp., Ekim, Trabzon, Bildiriler, 263-275.
- Benson, W.N., 1926. The Tectonic Conditions Accompanying Theintrusion of Basic and Ultrabasic Igneous Rocks, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, Washington, 19, 1.
- Bilici, Ö., 2010. Kop Dağı (KD Türkiye) Kromit Yataklarının Oluşum ve Yan Kayaç İlişkisinin Mineralojik, Jeokimyasal İncelemesi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Blumenthal, M., 1946. Kilikya Toros'larının Çok Dikkate Değer Bir Parçası, MTA Dergisi, 2, 257-263.
- Bodinier, J.L., Vasseur, G., Vernieres, J., Dupuy, C. ve Fabries, J., 1990. Mechanisms of Mantle Metasomatism: Geochemical Evidence from The Lherz Orogenic Peridotite, Journal of Petrology, 31, 597-628.
- Bonatti, E., ve Michael, P.J., 1989. Mantle Peridotites From Continental Rifts to Ocean Basins to Subduction Zones, Earth and Planetary Science Letters, 91, 297-311.
- Boudier, F. ve Nicolas, A., 1995. Nature of The Moho Transition Zone in The Oman Ophiolite, Journal of Petrology, 36, 777-796.
- Boudier, F., Nicholas, A. ve Ildefonse, B., 1996. Magma Chambers in The Oman Ophiolite, Fed From The Top and The Bottom, Earth and Planeter Science Letters, 144, 239-250.
- Bodinier, J.L. ve Godard, M., 2003. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. In: The mantle and Core (ed. Carlson RW), (eds. Holland HD, Turekian KK), Treatise on Geochemistry, Elsevier-Pergamon, Oxford, 2, 103-171.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis, Geodinamica Acta, 14, 3-30.
- Brogniart, A., 1813. Essaid'un Clasification Mineralogique Des Roches Melangées, J.des Mines, Paris 199, 5-48.
- Buchl, A., Brugmann, G. ve Batanova, V.G., 2004. Formation of podiform chromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex, Cyprus, Chemical Geology, 208, 217-232.
- Buket, E., 1982. Erzincan-Refahiye Ultramafik Ve Mafik Kayaçlarının Petrokimyasal Karakterleri ve Diğer Oluşumlarla Deneştirilmesi, H.Ü. Yerbil. Der., 9, 43-45.
- Cann, J., R., 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks, Earth and Planetary Science Letters, 10: 7-11.

- Cann, J. R., 1971. Major element variations in ocean-floor basalts, Philos. Trans. R. Soc. London, 268, 495-505.
- Caran, Ş., Çoban, H., Flower, F.J.M., Ottley, J.C. ve Yılmaz, K., 2010. Podiform Chromitites and Mantle Peridotites of The Antalya Ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): Implications for Partial Melting and Melt–Rock Interaction in Oceanic and Subduction–Related Settings, Lithos, 114, 307–326.
- Chen, S., O'Reilly, S.Y., Zhou, X., Griffin, W.L., Zhang, G., Sun, M., Feng, J. ve Zhang, M., 2001. Thermal and Petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korea craton, China: evidence from xenoliths, Lithos, 56: 267-301.
- Choi, S.H., Shervais, J.W. ve Mukasa, S.P., 2008. Supra-Subduction and Abyssal Mantle Peridotite of the Coast Range Ophiolite, California. Contribution to Mineralogy and Petrology, 156, 551–576.
- Coish, R.A., 1977. Ocean floor metamorphism in the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Contributions to Mineralogy and Petrology, 60, 277–302.
- Coleman, R.G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along the continental edges, Journal of Geophys. Res., 76, 1212-1222.
- Coleman, R.G., 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?, Springer- Verlag, Berlin, 229.
- Colin, J. H., 1962. Fethiye-Antalya-Kas-Finike (güneybatı Türkiye) Bölgesinde Yapılan Jeolojik Etüdler, M.T.A. Dergisi, 59, 19-59.
- Colins, A.S. ve Robertson, A.H.F., 1998. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene Episodic Thrust-Sheet Translation in the Lycian Taurides, SW Turkey, Journal of the Geological Society, 155, 759-772.
- Çakır, Ü., 2009. Structural and geochronological relationships of metamorphic soles of eastern Mediterranean ophiolites to surrounding units: indicators of intraoceanic subduction and emplacement, International Geology Review, 51, 189-215.
- Çapan, U.Z., 1981, Toros Kuşağında Yeralan Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği Ofiyolitinin İç Yapıları, Birimler Arası İlişkileri ve Yapısal Özelliklerine Yaklaşımlar. TJK 35. Bil. ve Tek. Kurultayı, Bildiri Özetleri, 46-47.
- Çapan. U.Z., 1981, Toros Ofiyolit Kuşağında Beş Ofiyolit İstifine Ait (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı, Divriği) Majör Element Analizlerinin İstatiksel Yorumu: 1, Ortalama Değerlerin Karşılaştırılması, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri dergisi, 7, 105-114.
- Çelik Ö. F. ve Delaloye M.F., 2003. Origin of metamorphic soles and their post-kinematic mafic dyke swarms in the Antalya and Lycian ophiolites, SW Turkey, Journal of Geology, 38, 235–256.

- Çelik Ö.F. ve Chiaradia M., 2008. Geochemical and petrological aspects of dike intrusions in the Lycian ophiolites (SW Turkey): a case study for the dike emplacement along the Tauride Belt Ophiolites, Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch), 97, 1151–1164.
- Çiftçi, Y., 2002 Sivas - Kızıldağ Ofiyolitlerinin ( Orta Anadolu ) Eser Element, Ni, PGE ve Au Jeokimyası, Türkiye Jeoloji Bülteni, 45, 1.
- Çiftçi, E., Kolaylı, H., Hogan, J.P. ve Çadırli, E., 2008. Natrolitite, an Unusual Rock-Occurrence and Petrographic and Geochemical Characteristics (Eastern Turkey), Clays and Clay Minerals, 56, 2, 207-221.
- Çoğulu, E., 1980. Roches filoniennes et les rodingites dans les serpentinites du massif du Kizildag (Hatay), Turquie. Arch. Sc. Genève, 33, 269–279.
- Dare, S.A.S., Pearce, J.A., McDonald, I. ve Styles, M.T., 2009. Tectonic Discrimination of Peridotites Using  $FO_2$ -Cr and Ga-Ti- $Fe^{3+}$  Systematic in Chrome-Spinel, Chemical Geology, 261, 199-216.
- DeRoever, W.P., 1957. Sind die Alpinotypen Peridotmassen Vielleicht Tektonisch Verfrachtete Buruchstücke der Peritotschale, Geologische Rundschau, 46, 137–146.
- Dewey, J.F. ve Bird, J.M., 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland, Journal of Geophysical Research, 76,14, 3179-3203.
- Dick, H.J.B., 1977. Partial Melting in the Josephine Peridotite, The Effect on Mineral Composition and Its Consequences for Geobarometry and Geothermometry, American Journal of Sci., 277, 801–832.
- Dick, H.J. B. ve Bullen, T., 1984. Chromian Spinel as Petrogenetic Indicator in Abyssal and Alpine-Type Peridotite and Specially Associated Lavas, Contribution to Mineral. Petrol., 86, 54-76.
- Dick, H.J.B., 1989. Abyssal Peridotites, Very Slow Spreating Ridge and Ocean Ridge Magmatism. In Magmatism Ocean Basins (S.D Sunder, M.J Norry, Eds), Geol. Society of London, Special publication 42, 71-105.
- Dick, H.J.B. ve Natland, J.H., 1996. Late Stage Evolution and Transport in the Shallow Mantle Beneath the East Pacific Rice: Deep Sea Drilling Project, Initial reports, 147, 103-134.
- Dickey, J.S., 1975. A Hypotesis of Origine For Podiform Chromit Deposits, Geochimica et Cosmochim. Acta, 39.
- Dietz, R.S., 1963. Alpine Serpentines as Oceanic Ridge Fragments, Geological Society of America Bulletin, 74, 947-952.
- Dijkstra, A.H., Drury, M.R. ve Vissers, R.L.M., 2001. Structural petrology of plagioclase peridotites in the West Othris Mountains (Greece): melt impregnation in mantle lithosphere, Journal of Petrology, 42, 5–24.

- Dilek, Y., Moores, E.M. ve Furnes, H., 1998. Structure of modern oceanic crust and ophiolites and implications for faulting and magmatism at oceanic spreading centers. In: Buck, R., Karson, J., Delaney, P., Lagabriele, Y. (Eds.), *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*, Geophysical Monograph, American Geophysical Union, Washington DC, 106, 216–266.
- Dilek, Y., Furnes, H. ve 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.
- Dilek, Y. ve Furnes, H., 2009. Structure and Geochemistry of Tethyan Ophiolites and their Petrogenesis in Subduction Rollback Systems, *Lithos*, 113, 1–20.
- Dilek, Y. ve Morishita, T., 2009. Meltmigration and Upper Mantle Evolution During Incipientarc Construction: Jurassic Eastern Mirdita Ophiolite, Albania, *Island Arc* 18, 551–554.
- Dilek, Y. ve Thy, P., 2009. Island arc Tholeiite to Boninitic Melt Evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) Ophiolite: Model for Multi-Stage Early Arc–Forearc Magmatism in Tethyan Subduction Factories, *Lithos*, 113, 68–87.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. ve Altunkaynak, Ş., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collisioninducedmantle dynamics and itsmagmatic fingerprint, *International Geology Review*, 52, 4–6, 536–578.
- Dilek, Y. ve Furnes,H., 2011. Ophiolite Genesis and Global Tectonics: Geochemical and Tectonic Fingerprinting of Ancient Oceanic Lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, 123, 387–411.
- Dilek, Y. ve Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins, *Elements*, 10, 93–100.
- Dilek, Y., Yang, J., Furnes, H. ve Zhou M., 2015. Mantle heterogeneities and upper crustal variations in the ophiolite record: Preface, *Gondwana Research*, 27, 453-458.
- Döyen, A., 1995. Yesilova (Burdur) Civarı Kromit Yataklarının Mineralojik, Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi, Doktora tezi, S.Ü. Fen Bil. Enstitüsü, Isparta.
- Döyen A., Çömlekçiler F. ve Koçak K., 2014. Stratigraphic Features of the Yesilova Ophiolite, Burdur, South-Western Turkey, *Springer Geology*, *Strati 2013*, 493-498.
- Economou-Eliopoulos, M., Tarıkan, M. ve Sambanis, G., 1999. On the Geochemistry of Chromite Ores from the Pindos Ophiolite Complex, *Chemie Erde*, 59, 19-31.
- Edwards, S. J. ve Malpas, J., 1995. Multiple Origins for Mantle Harzburgite; Examples from the Lewis Hills, Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland, *Canadian Journal of Earth Sci.*, 32, 1046-1057.

- Egeran, N., 1947. *Tectonique de la Turquie et Relations*, G. Thomas, Nancy.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O. ve Kwon, S., 2012a. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic Evolution of eastern Mediterranean region, *Lithos*, 146–147, 218–232.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F.O., Santosh, M., Yi, K., Kwon, S. ve Akaryali, E., 2013. Petrogenesis and U–Pb zircon chronology of adakitic porphyries within the Kop ultramafic massif (Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey), *Gondwana Research*, 24, 2, 742-766.
- Frey F.A., 1984. Rare Earth Element Abundances in Upper Mantle Rocks. In: Henderson, P. Rare Earth Element Geochemistry, *Elsevier*, 153-203
- Frey, F.A., Suen, C.J. ve Stockman, H.W., 1985. The Ronda High Temperature Peridotite, Geochemistry and Petrogenesis, *Geochimica et Cosmochim. Ac.*, 49, 2469–2491.
- Fisk, M.R. ve Bence, A.E., 1980. Experimental Crystallization of Chrome Spinel in Famous Basalt, *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 111–123.
- Furnes, H., Dilek, Y. ve Pedersen, R.B., 2012. Structure, Geochemistry, and Tectonic Evolution of Trench-Distal Backarc Oceanic Crust in the Western Norwegian Caledonides, Solund-Stavfjord ophiolite (Norway), *Geological Society of America Bulletin*, 124, 1027–1047.
- Gass, I.G., 1967. The ultrabasic volcanic assemblages of the Troodos Massif, Cyprus. In: P.J. Wyllie (Ed.). *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley, New York, 121-134.
- Gattinger, T.E., 1962, 1/500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Trabzon Paftası Açıklaması, MTA yayını, 75.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L. ve Bryan, W.B., 1994. Experimental Phase Relations of Basaltic Andesite from Hole 839B Under Hydrous Conditions. In: Hwkins, J., Parson, L., Allan, J. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 135, 557–653.
- Gedik, İ., Kırmacı, Z., Çapkınoğlu, Ş., Özer, E. ve Eren, M., 1995, Doğu Pontidler'in Jeolojik Gelişimi, *Jeoloji Mühendisliği Bölümü*, 30. Yıl Sempozyumu, KTÜ-Trabzon, Bildiriler Kitabı, 1, 447.
- González-Jiménez, J.M., Kerestedjian, T., Proenza, J.A. ve Gervilla, F., 2009. Metamorphism on Chromite Ores from the Dobromirski Ultramafic Massif, Rhodope Mountains (SE Bulgaria), *Geol. Acta*, 7, 413-429.
- Gonzalez-Jimenez, J.M., Proenza, J.A., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Blanco-Moreno, J.A., Ruiz-Sanchez, R. ve Griffin, W.L., 2011a. High-Cr and High-Al Chromitites from The Sagua de Tanamo District, Mayari-Cristal Ophiolitic Massif (Eastern Cuba): Constraints on Their Origin from Mineralogy and Geochemistry of Chromian Spinel and Platinum-Group Elements, *Lithos*, 2396.

- Gonzalez–Jimenez, J.M., Auge, T., Gervilla, F., Bailly, L., Proenza, A.J. ve Griffin, L.W., 2011b. Mineralogy and Geochemistry of Platinum–Rich Chromitites from The Mantle–Crust Transition Zone at Ouen Island New Caledonia Ophiolite, Canadian Mineralogist, 49, 1549–1569.
- González-Jiménez, J.M., Griffin, W.L., Proenza, J.A., Gervilla, F., O'Reilly, S.Y., Akbulut, M., Pearson, N.J. ve Arai, S., 2014. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites, Lithos, 189, 140-158.
- González-Jiménez, J.M., Locmelis, M., Belousova, E., Griffin, W.L., Gervilla, F., Kerestedjian, T.N., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J. ve Sergeeva, I., 2015. Genesis and tectonic implications of podiform chromitites in the metamorphosed ultramafic massif of Dobromirski (Bulgaria), Gondwana Research, 27, 555–574.
- Goodman, R.J., 1972. The Distribution of Ga and Rb in Coexisting Groundmass and Phenocryst Phases of Some Basic Volcanic Rocks, Geochimica et Cosmochimica Acta, 36, 303–317.
- Gökten, E., 1993. Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas Havzası güney kenarının jeolojisi: İç Toros Okyanusu'nun kapanımıyla ilgili tektonik gelişim, TPJD Bülteni, 5,1, 35-55.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K. ve Kozlu, H., 1997. Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane map of Turkey. Annales Geologique de Pays Hellenique, 37: 515–536.
- Green TH, Sie SH, Ryan, C.G. ve Cousens, D.R., 1989. Proton Micro-Probe-Determined Partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr, and Y between Garnet, Clinopyroxene and Basaltic Magma at High Pressure and Temperature, Chem. Geology, 74, 201-216.
- Griffin, W.L., Sobolev, N.V., Ryan, C.G., Pokhilenko, N.P., Win, T.T. ve Yefimova, E.S., 1993. Trace Elements in Garnets and Chromites: Diamond Formation in the Siberian Lithosphere, Lithos, 29, 235–256.
- Hart, S.R., Erlant, A.J. ve Kable, E.J.D., 1974. Sea Floor Basalt Alteration: Some Chemical and Sr Isotopic Effects, Contributions to Mineralogy and Petrology, 44, 219-230.
- Hart, S.R. ve Dunn, T., 1993. Experimental Cpx/Melt Partitioning of Trace Elements, Contributions to Mineralogy and Petrology, 113, 1-8.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P. ve Grove T.L., 1994. Experimental and Natural Partitioning of Th, U, Pb and Other Trace Elements between Garnet, Clinopyroxene and Basaltic Melts, Chem. Geology, 117, 149-166.
- Hébert, R., Bezaud, R., Guilmette, C., Dostal, J., Wang, C.S. ve Liu, Z.F., 2012. The Indus-Yarlung Zangbo Ophiolites from Nanga Parbat to Namche Barwa Syntaxes, Southern Tibet: First Synthesis of Petrology, Geochemistry, and Geochronology with Implications on Geodynamic Reconstructions of Neo-Tethys, Gond. Res., 22, 377–397.



- Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J.B. ve Hofmann, A.W., 2001. Coupled Major and Trace Elements as Indicators of the Extent Ofmelting Inmid-Ocean Ridge Peridotites, Nature, 410, 677–681.
- Hellebrand, E., Snow, J.E. ve Muhe, R., 2002. Mantle Melting Beneath Gakkel Ridge (Arctic Ocean): Abyssal Peridotite Spinel Compositions, Chemical Geology, 182, 227–235.
- Hoeck, V., Tomek, C., Robertson, A. ve Koller, F., 2002. Europrobe–Pancardi Symposium “Eastern Mediterranean Ophiolites: Magmatic Processes and Geodynamic Implications, Lithos, 65: 1-17.
- Horn, I., Foley, S.F., Jackson, S.E. ve Jenner, G.A., 1994. Experimentally Determined Partitioning of High-Field Strength and Selected Transition Elements between Spinel and Basaltic Melt, Chemical Geology, 117, 193–218.
- Humphris, S.E. ve Thompson, G., 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts, Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, 127–136.
- Irvine, T.N., 1977. Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other intrusions: A new interpretation, Geology, 5, 273-277.
- Ishikawa, T., Nagaishi, K. ve Umino, S., 2002. Boninitic Volcanism in the Oman Ophiolite: Implications for Thermal Condition During Transition from Spreading Ridge to Arc, Geology, 30, 899-902.
- İnan, S. ve İnan, N., 1987. Tecer kireçtaşı formasyonunun stratigrafik tanımlanması: Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Müh. Fak. Derg. Seri A. Yerbilimleri, 4,1, 12-22.
- İnan, S., 1993. Sivas Baseni Güneydoğusunun Yapısal Evrimi: Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Müh. Fak. Dergisi, Seri A, yerbilimleri, 1,1, 13-22.
- İnan S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H., 1993. Ulaş-Sincan (Sivas) Yöresinin Stratigrafisi, Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi, 2, 1-15.
- Jackson, E.D. ve Thayer, T.P., 1972. Some Criteria-Gabbro Complexes: International Geology Cong. 24. Montreal , Proc., 2. 280-296.
- Jaques, A.L. ve Green, D.H., 1980. Anhydrous Melting of Peridotite at 0–15 kb Pressure and the Genesis of Tholeiitic Basalts, Contributions to Mineralogy and Petrology, 73, 287–310.
- Johnson, K.T., Dick, H.J. B., ve Shimizu, N., 1990. Melting in the Oceanic Upper Mantle: Ion Microprobe Study of Diopsides in Abyssal Peridotites, Journal Geophysics Research, 95, 2661-2678.
- Johnson, K.T.M. ve Dick, H.J.B., 1992. Open System Melting and Temporal and Spatial Variation of Peridotite and Basalt at the Atlantic II Fracture Zone, Journal of Geophysical Research, 97, 9219–9241.

- Juteau, T., 1980. Ophiolites of Turkey, Ofioliti, 2, 199–238.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J. ve 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, 655–671.
- Karaman, T., 1987. Yesilova-Tefenni (Burdur) Batısında Kalan Alanın Jeolojisi ve Petrografisi, Yüksek Lisans Tezi, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. ve Salters, V.J.M., 1995. Extraction of Mid-Ocean-Ridge Basalt from the Upwelling Mantle by Focused Flow of Melt in Dunite Channels, Nature, 375, 747–753.
- Ketin, İ., 1951. Bayburt Bölgesinin Jeolojisi, İ.Ü., Fen Fakültesi Mec., seri B, 16, 113- 127.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, Ankara, 66, 20-34.
- Koçyiğit, A., 1990. Üç kenet kuşağının Erzincan batısındaki (KD Türkiye) yapısal ilişkileri: Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri. Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildirileri, jeoloji, 152-160.
- Kolaylı, H., 1996. Kop Dağları (Erzincan, Erzurum, Bayburt) Ultramafik ve Mafik Kayaçlarının Jeolojik, Petrolojik ve Metalojenik İncelemesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Koptagel, O. ve Gökce, A., 1991. Başçayır-Dağönü (Ulaş-Sivas) Yöresinde Divriği Ofiyolitli Karışığının Ana Bileşenleri ve Kromit Yataklarının Jeolojisi, Cumhuriyet Üniversitesi, Müh. Fak. Dergisi, Seri A-Yerbilimleri, 8-1.
- Koralay, T., 2000. Niyazlar Köyü (Yesilova-Burdur) ile Tefenni Yaylası (Tefenni- Burdur) Ofiyolitlerinin Jeolojik, Petrografik ve Petrokimyasal İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Pamukkale Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Denizli.
- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984. Demirözü (Bayburt) Güneyinin Stratigrafisi, TJK Bülteni, 5, 107-115.
- Kostopoulos, D.K., 1991. Melting of the shallow upper mantle: a new perspective, Journal of Petrology, 32, 671-699.
- Kubo, K., 2002. Dunite Formation Processes in Highly Depleted Peridotite, Case Study of The Iwanaidake Peridotite, Hokkaido, Japan, Journal of Petrology, 43, 423–448.
- Kurnaz, M. ve Anıl, M., 1992. Yeşilova-Tefenni (Burdur) Arası Ofiyolitleri ve Kromit Cevherleşmesi, Çanakkale Üniversitesi, Müh. Mim. Fak. Dergisi, 2, 1-23.
- Kurtman, F., 1963. Tecer Dağlarının Jeolojisi ve Alacalı Seri Hakkında Bazı Müşahedeler, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 8, 1/2, 19-26.

- Lago, B.L., Rabinow, C.Z.M. ve Nicolas, A., 1982. Podiform Chromite Ore Bodies: A Genetic Model, Journal of Petrology, 23, 103–125.
- LaTourrette T.Z. ve Burnett, D.S., 1992. Experimental Determination of U and Th Partitioning between Clinopyroxene and Natural and Synthetic Basaltic Liquid, Earth and Planet Science Letters, 110, 227-244.
- Leblanc, M. ve Ceuleneer, G., 1992. Chromite Crystallization in a Multicellular Magma Flow Evidence from a Chromitite Dike in the Oman ophiolite, Lithos, 27, 231–257.
- Lippard, S.J., Shelton, A.W. ve Gass, I.G., 1986. The Ophiolite of Northern Oman, Geol. Society Mem., 11, 187.
- Lytwyn, J.N. ve Casey, J.F., 1995. The geochemistry of postkinematic mafic dyke swarms and subophiolitic metabasites, Pozantı-Karsantı ophiolite, Turkey: evidence for ridge subduction, Geological Society of America Bulletin, 107, 830–850.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Godard, M., Proenza, J.A., Gervilla, F. ve Blanco-Moreno, J., 2006. Petrogenesis of Highly Depleted Peridotites and Gabbroic Rocks From The Mayari-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba), Contribution to Mineralogy and Petrology, 151, 717–736.
- Matsukage, K. and Kubo, K. 2003. Chromian spinel during melting experiments of dry peridotite (KLB-1) at 1.0-2.5 GPa, American Mineral, 88, 1271-1278.
- Matthews, D.H., 1971. Altered Basalts From Swallow Bank, An Abyssal Hill In The NE Atlantic, And From A Nearby Seamount, Phillipines, Tran. Trans Roy. Soc. London, 286, 551-571.
- Matveev, S. ve Ballhaus, C., 2002. Role of Water in the Origin of Podiform Chromitite Deposits, Earth and Planetary Science Letter, 203, 235–243.
- McCulloch, M.T. ve Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism, Earth and Planetary Science Letters, 102, 358–74.
- McDade, P., Blundy, J.D. ve Wood, B.J., 2003. Trace Element Partitioning on the Tinaquillo Lherzolite Solidus at 1.5 GPa, Phys. Earth Planet. Interiors, 139, 129–147.
- McDonough, W.F., Stosch, H.G. ve Ware, N.G., 1992. Distribution of Titanium and the Rare Earth Elements between Peridotitic Min- Erals, Contrubituon to Mineralogy and Petrology, 110, 321-328.
- Melcher, F., Grum, W., Thalhammer, T.V. ve Thalhammer, O.A.R., 1999. The Giant Chromite Deposits at Kemirisai, Urals: Constraints from Trace Elements (PGE, REE) and Isotope Data, Mineralium Deposita, 34, 250-272.
- Melcher, F. ve Thomas Meisel., 2004. A Methamorphosed Early Cambrian Crust-Mantle Transition in The Eastern Alps, Austria, Journal of Petrology, 45, 8, 1689-1723.

- Miura, M., Arai, S., Ahmed, A.H., Mizukami, T., Okuno, M. ve Yamamoto, S., 2012. Podiform Chromitite Classification Revisited: A Comparison of Discordant and Concordant Chromitite Pods from Wadi Hilti, northern Oman ophiolite, Journal of Asian Earth Sciences, 59, 52–61.
- Moghadam, H.S., Khedr, Z.M., Arai, S., Robert, J.S., Ghorbani, G., Tamura, A. ve Ottley, C.J., 2015. Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites, Gondwana Research, 27, 575-593.
- Morishita, T., Dilek, Y., Shallo, M., Tamura, A. ve Arai, S., 2011. Insight into the Uppermost Mantle Section of a Maturing Arc: the Eastern Mirdita Ophiolite, Albania, Lithos, 124, 215–226.
- MTA, 2002. 1:500,000 scale Geology Map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Murck, B.W., ve Campbell, I.H., 1986. The Effects of Temperature, Oxygen Fugacity and Melt Composition on the Behaviour of Chromium in Basic and Ultrabasic Melts, Geochimica et Cosmochimica Acta, 50, 1871–1888.
- Nicolas, A., 1989. Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 367.
- Nicolas, A., Boudier, F. ve Ildefonse, B., 1994. Evidence From The Oman Ophiolite for Active Mantle Upwelling Beneath a Fast-spreading Ridge, Nature, 370, 51–53.
- Norman, M.D., 1998. Melting and Metasomatism in the Continental Lithosphere: Laser Ablation ICPMS Analysis of Minerals in Spinel Lherzolites from Eastern Australia, Contributions to Mineralogy and Petrology, 130, 240–255
- Oberger, B., Lorand, J.P., Girardeau, J., Mercier, J.C.C. ve Pitragool, S., 1995. Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite, Northern Thailand, Lithos, 35, 153-182
- Okay, I.A. ve Tüysüz, O., 1999. Tethyan Sutures of Northern Turkey. Geological Society, London, Special Publication, 156, 475-515.
- Okay, I.A., 2008. Geology of Turkey: A Synopsis, Anschmitt, 21, 19-42.
- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. ve Ryan, C.G., 1991. Residence of Trace Elements in Metasomatized Spinel Lherzolite Xenoliths: a Proton Microprobe Study, Contributions to Mineralogy and Petrology, 109, 98–113.
- Önalın, M., 1979. Elmalı-Kaş (Antalya) Arasındaki Alanın Jeolojisi, Ü.F.F. Monografikleri, 29, 139.
- Özgül, N., 1976. Torosların Bazı Temel Jeolojik Özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19/1, 65-78.

- Özgül, N., 1978. Munzurların temel jeoloji özellikleri. 32. T.J. Bilimsel ve Teknik Kurultay Tebliği, Ankara.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ. ve Uysal, Ş., 1981, Munzur dağlarının jeolojisi, MTA Rapor, 6995, 136, Ankara.
- Özpinar, Y., 1987. Denizli-Acıpayam Batısının Jeolojik, Petrografik ve Petrokimyasal İncelemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Özpinar, Y., Tayfun, E. ve Kılıç, D.A. 1996. Salda Gölü (Yesilova-Burdur) Çevresindeki Ofiyolitlerin Petrografisi ve Salda Gölü Manyezit Oluşumlarının Jeokimyasal İncelemesi, Ç.Ü., Yerbilimleri Dergisi, 28, 125-142.
- Özpinar, Y., 1997. Iğdir Köyü (Yesilova-Burdur) Çevresindeki Ofiyolitler ve Bunlarla ilişkili Metamorfik Kayaçların Petrografik İncelemesi, Ç.Ü. Jeoloji Eğitiminde 20 Yıl Sempozyumu, Eylül, Çanakkale, Bildiri Özetleri, 41-43.
- Öztürk, A., İnan, S., Terzioğlu, N. ve Gürsoy, H., 1988. Ulaş-Deliktaş- Kavak-Sincan-Beypınarı-Ovacık (Sivas) yöresinin jeolojisi, tektonik özellikleri ve yeraltı zenginlikleri. TUBİTAK Projesi Raporu, TBAG-672, 70, 3, Ankara.
- Pagé, P. ve Barnes, S.J., 2009. Using Trace Elements in Chromites to Constrain the Origin of Podiform Chromitites in the Thetford Mines Ophiolite, Quebec, Canada, Economic Geology, 104, 997–1018.
- Paktunc, D., 1990. Origin of Podiform Chromite Deposits by Multistage Melting, Melt Segregation and Magma Mixing in the Upper Mantle, Ore Geology Reviews, 5, 211-222.
- Paktunc A.D. ve Cabri L.J., 1995. A Proton- and Electron-Microprobe Study of Gallium, Nickel and Zinc Distribution in Chromian-Spinel, Lithos, 35, 261-282.
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Johnson, K.T.M. ve Ingram, G., 1992. Trace Element Geochemistry of Peridotites from the Izu- Bonin-Mariana, Forearc, LEG 125, Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125, 487-506.
- Parkinson, I.J. ve Pearce, J.A. 1998. Peridotites from the Izu-Bonin- Mariana Forarc (ODP Leg 125): Evidence For Mantle Melting and Meltmantle Interaction in a supra-subduction Zone Setting, Journal of Petrology, 39, 1577-1618.
- Parlak, O., 1996. Geochemistry and Geochronology of the Mersin Ophiolite within the Eastern Mediterranean Tectonic Frame (Southern Turkey). These Doctorat, Universide Geneve, Tree and Environment, 6, 242.
- Parlak, O., Delaloye, M. ve Bingöl, E., 1996. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (Southern Turkey), Geologische Rundschau, 85, 647–661.

- Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M., 2000. Suprasubduction Zone Origin of The Pozanti-Karsanti Ophiolite Deduced From Whole Rock and Mineral Chemistry of The Gabbroic Cumulates, in, Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A. (Eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and The Surrounding Area*, J. Geol. Soc. London, 173, 219–234.
- Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M., 2002. The suprasubduction Pozanti–Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates, Lithos, 65, 205–224.
- Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H. ve Delaloye, M., 2004. Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian orogenic belt (Turkey), Geological Magazine, 141, 5, 583-603.
- Parlak, O., Yılmaz, H. ve Boztuğ, D., 2006. Geochemistry and tectonic setting of the metamorphic sole rocks and isolated dykes from the Divriği ophiolite (Sivas, Turkey): evidence for melt generation within an asthenospheric window prior to ophiolite emplacement, Turkish Journal of Earth Sciences, 15, 25–45.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlan, F. ve Höck, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey, Tectonophysics, 473, 173-187.
- Parlak, O., Karaoğlan, F., Thoni, M., Robertson, A.H.F., Okay, A.I. ve Koller, F., 2012. Geochemistry, geochronology and tectonic significance of high temperature meta-ophiolitic rocks: possible relation to Eocene south-Neotethyan arc magmatism (Malatya, SE Anatolia), 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı, April, Ankara, 88-91.
- Pearce, J.A. ve Cann, J.R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y, Earth and Planetary Science Letters, 12, 339-349.
- Pearce, J.A., ve Cann, J.R., 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses, Earth Planet Sci. Letters, 19, 290-300.
- Pearce, J. A., 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus, Tectonophysics, 25, 41-67.
- Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W. ve Searle M.P., 1981. The Oman Ophiolite as a Cretaceous Arc-basin Complex, Evidence and Implications, Phil. Roy. Soc. London, 300, 299–317.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, Orogenic Andesites and Related Rocks, Chichester and Wiley, 525-548.
- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: C.J. Hawkesworth, and M.J. Norry (eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, 230-249.

- Pearce, J.A., Lippard, S. J., ve Robert, S., 1984. Characteristics and Tectonic Significance of Supra-Subduction Zone Ophiolite. In: Kokellar, B. P. And Howells, M. F. (eds), Marginal Basin Geology, Journal of Geological Society London, Special Publications 16, 77-94.
- Pearce, J.A. ve Peate, D.W., 1995. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23, 251-286.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J. ve Leat P.T., 2000. Geochemistry and Tectonic Significance Peridotite from South Sandwich Arcbasin System, South Atlantic, Contrib. Mineralogy and Petrology, 139, 36-53.
- Pearce, J.A., 2005. Mantle preconditioning by melt extraction during flow: theory and petrogenetic implications, Journal of Petrology, 46, 973–97.
- Pearce, J.A. ve Stern, R.J., 2006. Back-Arc Spreading Systems. Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions Geophysical Monograph Series 166 Published in 2006 by the American Geophysical Union 10.1029/166GM06.
- Pearson, D.G., Davies, G.R. ve Nixon P.H., 1993. Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif, North Marocco, Petrol., 34, 125-172.
- Poisson, A., 1977. Recherches Geologique dans les Taurides Occidentales (Turquie), Thesis, Univ. Paris-Sud, Orsay.
- Poisson, A, Guezou, J.C., Öztürk, A, İnan, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak, K.Ş. ve Özden, S., 1996. Tectonic Setting and Evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey, International Geology Review, 38.
- Proenza, J.A., Ortega-Gutiérrez, F., Camprubí, A., Tritlla, J., Elías-Herrera, M. ve Reyes-Salas, M., 2004. Paleozoic Serpentine-enclosed Chromitites From Tehuizingo (Acatlán complex, southern Mexico), a Petrological and Mineralogical Study, J. S. American Earth Sci., 16, 649–666.
- Proenza, J.A., Zaccarini, F., Escayola, M., Cávana, C., Schalamuk, A. ve Garuti, G., 2008. Composition and Textures of Chromite and Platinum-Group Minerals in Chromitites of the Western Ophiolitic Belt from Pampean Ranges of Córdoba, Argentina, Ore Geology Reviews, 33, 32–48.
- Puga, E., Nieto, J.M., Diaz de Federico, A., Bodinier, J.L. ve Morten, L., 1999. Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic ophiolitic association (Mulhacen Complex, SE Spain): evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process, Lithos, 49, 23-56.
- Quick, J.E., 1981. The Origin and Significance of Large, Tabular Dunite Bodies in The Trinity Peridotite, Northern California, Contributions to Mineralogy and Petrology, 78, 413–422.



- Putnis, A. ve Austrheim, H., 2010. Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism, Geofluids, 10, 254-269.
- Rampone, E., Bottazzi, P. ve Ottolini, L., 1991. Complementary Ti and Zr Anomalies in Orthopyroxene and Clinopyroxene from Mantle Peridotites, Nature, 354, 518-520.
- Rice, S.P., Roberson, A.H.F., Ustaömer, T., İnan, T. ve Taşlı, K., 2009. Late Cretaceous–Early Eocene tectonic development of the Tethyan Suture Zone in the Erzincan area, eastern Pontides, Turkey, Geological Magazine, 14, 4, 567–590.
- Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E., 1984. Introduction, Aspects of The Geological evolution of the Eastern Mediterranean, in, Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of The Eastern Mediterranean, Journal of Geology Society, London, 17, 1-74.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of The Genesis and Emplacement of Mesozoic Ophiolites in The Eastern Mediterranean Tethyan Region, Lithos, 65, 1–67.
- Robertson, A.H.F., 2004. Development of Concepts Concerning the Genesis and Emplacement of Tethyan Ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions, Earth-Science Reviews, 66, 331–387.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Andrew, T. ve Dixon, J.E. 2004. Testing models of Late Palaeozoic–Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model, Journal of the Geological Society, London, 161, 501–511.
- Robinson, A. G., Banks, C.J., Rutherford, M. M. ve Hirst, J.P.P., 1995, Stratigraphic and Structural Development of the Eastern Pontides, Turkey, Journal of the Geological Society, London, 152, 861-872.
- Robinson, P.T., Zhou, M.F., Malpas, J. ve Bai, W.J., 1997. Podiform Chromitites, Their Composition, Origin and Environment of Formation, Episodes, 20, 247–252.
- Roeder, P.L., ve Reynolds, I., 1991. Crystallization of Chromite and Chromium Solubility in Basaltic Melts, Journal of Petrology, 32, 909-934.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data : Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman Scientific & Technical, 353, New York.
- Rollinson, H., 2008. The Geochemistry of Mantle Chromitites from The Northern Part of the Oman Ophiolite: Inferred Parental Melt Composition, Contributions to Mineralogy and Petrology, 156, 273–288.
- Rollinson, H. ve Adetunji, J., 2013. Mantle podiform chromitites do not form beneath mid-ocean ridges: a case study from the Moho transition zone of the Oman ophiolite, Lithos, 177, 314–327.

- Rollinson H. ve Adetunji J., 2015. The geochemistry and oxidation state of podiform chromitites from the mantle section of the Oman ophiolite: A review, Gondwana Research, 27, 543-554.
- Ross, K. ve Elthon, D., 1993. Cumulates from Strongly Depleted Mid-Ocean Basalt, Nature, 365, 826–829.
- Sarp, H., 1976. Etude Geologique et Petrographique du cortage Ophilitique de la Region Situee au Nord-Qest de Yesilova (Burdur-Turquie), Thesis, Univ. Geneve, Italy.
- Sano, S. ve Kimura, J., 2007. Clinopyroxene REE Geochemistry of the Red Hills Peridotite, New Zealand: Interpretation of Magmatic Processes in the Upper Mantle and in the Moho Transition Zone, Journal of Petrology, 48,1, 113–139.
- Saunders, R.S., Roth, L.E., Downs, G.S. ve Schubert, G., 1980a. Early volcanic–tectonic province: Coprates region of Mars. In: Reports of Planetary Geology Program, NASA Tech. Memo., 81,776, 74–75.
- Saunders, A.O., Tarney, J., Marsh, N.G. ve Wood, O.A., 1980b. Ophiolites as Ocean Crust or Marginal Basin Crust: A Geochemical Approach. Panayiotou, A., ed., Ophiolites da., Proc.Int.sph.Symp., Cyprus, 702, 13.
- Saunders, A.D. ve Tarney, J., 1984. Geochemical Characteristics of Basalt Volcanism within Back-Arc Basins. In: Kokelar, B.P., Howell, M.F. (Eds.), Marginal Basin Geology, Journal of Geol. Society, London Spec. Pub., 16, 57-76.
- Schwandt, C.S. ve McKay, G.A., 1998. Rare Earth Element Partition Coefficients from Enstatite/Melt Synthesis Experiments, Geochim. Cosmochim. Acta, 62, 2845-2848.
- Searle, M.P., Lippard, S.J., Smewing, J.D. and Rex, D.C., 1980. Volcanic rocks beneath the Semail Ophiolite nappe in the northern Oman Mountains and their significance in the Mesozoic evolution of Tethys, Journal Geol. Soc., London, 137, 589-604.
- Searle, M.P. ve Cox, J., 1999. Tectonic Setting, Origin and Obduction of The Oman Ophiolite, Geol. Soc. Am. Bulletin, 111, 104–122.
- Shervais, J.W., 2001. Birth, Death and Resurrection: The Cycle of Suprasubduction Zone Ophiolites, Geochem. Geosyst., 2, 2000Gc000080.
- Shi, R., Griffin, W.L., O Reilly, S.Y., Huange, Q., Zhang, X., Liu, D., Zhi, X., Xia, Q. ve Ding, L., 2012. Melt/Mantle Mixing Produces Podiform Chromite Deposits in Ophiolites: Implications of Re–Os Systematics in the Dongqiao Neo-Tethyan Ophiolite, Northern Tibet, Gondwana Research, 21, 194–206.
- Skulski, T., Minarik, W. ve Watson, E.B., 1994. High-Pressure Experimental Trace-Element Partitioning between Clinopyroxene and Basaltic Melts, Chemical Geology, 117, 127-147.

- Smith, A.G., 1973. Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic, Geol. Coc. Am. Bulletin, 82, 203-270.
- Stampfli, G., 2000. Tethyan Oceans. In: E. Bozkurt, J. Winchester ve J.A. Piper (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, Journal of Geological Society, London Special Publication, 173: 139-161.
- Steinmann, G., 1927. Die Ophiolitischen Zonen in der Mediterranean Kettengebirgen, Geological Congress, 14th, Madrid, 2, 638-667.
- Stern, C.R., ve Elton, D., 1979. Vertical Variation in the Effects of Hydrothermal, Metamorphism in Chilean Ophiolites: Their Implication for Ocean Floor Metamorphism, Tectonophysics, 55, 179-213.
- Sun, S.S. ve McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in Magmatism in the Ocean Basins, edited by A. D. Saunders and M. J. Norry, Geol. Soc. Spec. Publ., 52, 313-345.
- Şenel, M., 1997. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, MTA, Ankara.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Özeren, M., S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A., D. ve Kayan, İ., 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens, Earth Science Reviews, 90, 1-48.
- Takazawa, E., Frey, F.A., Shimizu, N. ve Obata, M., 2000. Whole Rock Compositional Variations in an Upper Mantle Peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan). Are They Consisting With a Partial Melting Process?, Geochimica and Cosmochim. Acta, 64, 695-716.
- Tamura, A., ve Arai, S., 2005. Unmixed Spinel in Chromitite from the Iwanaidake Peridotite Complex, Hokkaido, Japan: A Reaction between Peridotite and Highly Oxidized Magma in the Mantle Wedge, American Mineralogist, 90, 473-480.
- Thayer, T.P., 1960. Some Critical Differences Between Alpine-Type and Stratiform Peridotite-Gabbro Complexes. Internat. Geol. Cong., 1st, Copenhagen, Proc., 15, 247-259.
- Thayer, T.P., 1964. Principal Features and Origin Of Podiform Chromite Deposits and Some Observations On The Guleman-Soridağ, Turkey, Economic Geology, 59, 1497- 1524.
- Thayer, T.P., 1967. Chemical and Structural Relations in Ultramafic and Feldspathic Rocks in Alpine Intrusive Complexes, in Wyllie, P.J., ed., Ultramafic Rocks: Wiley, New York, 222-238.

- Thuziat, R., Whitechurch, H., Montigny, R. ve Juteau, T., 1981. K–Ar Dating of Some Infraophiolitic Metamorphic Soles from the Eastern Mediterranean: New Evidence for Oceanic Thrusting Before Obduction, Earth and Planetary Science Letters, 52, 301-310.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M. ve Schwarz, W.H., 2003. Low-Grade Metamorphic Rocks from the Pular Complex, NE Turkey: Implications for the Pre-Liassic Evolution of the Eastern Pontides, Int. Journ. Earth Sci., 93, 72-91.
- Tutkun, S.Z., Özçelik, O., Gökçe, A. ve Tunç, M., 1988. Divriği, Yakuplu, İliç, Hamo (Sivas) Yöresinin Jeolojisi, Tektonik Özellikleri ve Yer Altı Zenginlikleri. Tübitak Proje No: TBAG 673, 133.
- Tüysüz, O., 1993. Erzincan civarının jeolojisi ve tektonik evrimi. 2. Ulusal Deprem Sempozyumu, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası, Deprem Müh. Türkiye Milli Komitesi, İTÜ Yapı ve Deprem Uyg-Ar. Mrk., 271- 280.
- Ustaömer, T. ve Robertson, A.H.F., 1996. Paleotethyan tectonic evolution of the North Tethyan margin in the central Pontides, N Turkey. In: Eler, A., Ercan, T., Bingöl, E., Örcen, S. (Eds.), International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Proceedings-I, 24–33.
- Uysal, İ., Kaliwoda, M., Karşlı, O., Tarkian, M., Sadıklar, M.B. ve Ottley, C.J., 2007. Compositional Variations as a Result of Partial Melting and Melt-Peridotite Interaction in an Upper Mantle Section from the Ortaca Area, Southwestern Turkey, The Canadian Mineralogist, 45, 1471-1493.
- Uysal, İ., Zaccarini, F., Sadıklar, B., Bernhardt, H.J., Bigi, S. ve Garuti, G., 2009a. Occurrence of rare Ru-Fe-Os-Ir-oxide and associated Platinum-group minerals (PGM) in the chromitite of Muğla ophiolite, SW-Turkey, N. Jb. Miner. Abh., 185, 323-333.
- Uysal, İ., Tarkian, M., Sadıklar, B., Zaccarini, F., Meisel, T., Garuti, G. ve Heidrich, S., 2009b. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry, Contrib Mineral Petrol., DOI 10.1007/s00410-009-0402-9.
- Uysal, İ., Zaccarini, F., Sadıklar, B., Tarkian, M., Thalhammer, O.A.R. ve Garuti, G., 2009c. The podiform chromitites in the Dağköplü and Kavak mines Eskişehir ophiolite (NW-Turkey): Genetic implications of mineralogical and geochemical data, Geologica Acta, 7, 351-362.
- Uysal, İ., Ersoy, E.Y., Karşlı, O., Dilek, Y., Sadıklar, M.B., Ottely, C.J., Tiepolo, M. ve Meisel, T., 2012. Coexistence of Abyssal and Ultra-Depleted SSZ Type Mantle Peridotites in a Neo-Tethyan Ophiolite in SW Turkey: Constraints From mineral Composition, Whole-Rock Geochemistry (Major–trace–REE–PGE), and Re–Os Isotope Systematics, Lithos, 132-133, 50–69.

- Uysal İ., Yalçın E., Dilek Y., Escayola M., Sarıfakıoğlu E., Saka S. ve Hirata T., 2015. Depletion and refertilization of the Tethyan oceanic upper mantle as revealed by the early Jurassic Refahiye ophiolite, NE Anatolia-Turkey, Gondwana Research, 27, 594-611.
- Wallin, E.T. ve Metcalf, R.V., 1998. Supra-Subduction Zone Ophiolites Formed in an Extensional Forearc: Trinity Terrane, Klamath Mountains, California, The Journal of Geology, 106, 591-608.
- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chemical Geology, 20, 325-343.
- Winter, J.,D., 2000. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall.
- Wood, D.A., Joron, J.L., ve Treuli, M.A., 1979. A Re-Appraisal of the Use of Trace Elements to Classify and Discriminate between Magma series Erupted Different Tectonic Settings, Earth Planet. Sci. Letters, 45, 326-336.
- Xiong, F., Yang, J., Robinson, P.T., Xu, X., Liu, Z., Li, Y., Li, J. ve Chen, S., 2015. Origin of podiform chromitite, a new model based on the Luobusa ophiolite, Tibet, Gondwana Research, 27, 525–542
- Yalınz, M.K., Floyd, P.A. ve Göncüoğlu, M. C. 1996. Subrasubduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarıkaraman ophiolite, Aksaray, Turkey, Mineralogical Magazine, 60, 697–710.
- Yalınz, M.K. ve Göncüoğlu M.C., 1999. Clinopyroxene Compositions of the Isotropic Gabbros From the Sarıkaraman Ophiolite: New Evidence on Supra-Subduction Zone Type Magma Genesis in Central Anatolia, Turkish J. Earth Sci., 8, 103-111.
- Yalınz, M.K., Göncüoğlu, M.C. ve Altın, S., 2000. Formation and emplacement ages of the SSZ-type Neotethyan ophiolites in Central Anatolia, Turkey: paleotectonic implications, Geological Journal, 35, 53–68.
- Yang, J.S., Robinson, P.T., ve Dilek, Y., 2014, Diamonds in ophiolites, Elements, 10, 127-130.
- Yogodzinski, G.M., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Seliverstov N.I. ve Matvenkov, V.V., 1993. Magnesian Andesites and the Subduction Component in Strongly Kalcalkaline Series at Piip Volcano, Far Western Aleutians, Journal of Petrology, 35, 163-204.
- Yumul, G.P.J., Dimalanta, C.B., Maglambayan, V.B., Tamayo, J.R.A., Matsumoto, I. ve Tomurtogoo, O., 2003. Petrological Characteristics of the Hantaishir Ophiolite Complex, Altai Region, Mongolia: Coexistence of Podiform Chromitite and Boninite, Gondwana Research, 6, 161–169.
- Yümün, Z.Ü. ve Kılıç, A.M., 2006. Doğu Toros' larda (Ulaş-Sivas) Yeni Bir Triyas Bulgusu, Türkiye Jeoloji Bülteni, 49, 3, 29-39.

- Zhou, M.F. ve Bai, W.J., 1992. Chromite Deposits In China And Their Origin, Mineralium Deposita, 27, 192-19.
- Zhou, M.F. ve Robinson, P.T., 1994. High-Cr and high-Al chromitites, western China: relationship to partial melting and melt/rock interaction in the upper mantle, International Geology Review, 36, 678–686.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., ve Bai, W.J., 1994. Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle, Mineralium Deposita, 29, 98-101.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J. ve Li, Z., 1996. Podiform Chromitites in The Luobusa Ophiolite (Southern Tibet), Implications for Melt-rock Interaction and Chromite Segregation in The Upper Mantle, Journal of Petrology, 37, 3–21.
- Zhou, M.F. ve Robinson, P.T., 1997. Origin and Tectonic Environment of Podiform Chromite Deposits, Economic Geology, 92, 259-262.
- Zhou, M.F., Sun, M., Keays, R.R., ve Kerrich, R.W., 1998. Controls on Platinum-Group Elemental Distributions of Podiform Chromitites: A Case Study of High Cr and high-Al Chromitite from Chinese Orogenic Belts, Jour. Geochemiica et Cosmochica Acta, 62, 677-688.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Aitchison, J., Sun, M., Bai, W.J., Hu, X.F. ve Yang, J.S., 2001. Melt-mantle interaction and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposits of the Dalabute ophiolite (NW China), Journal of Asian Earth Sciences, 19, 517-534.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T. Malpas, J. Edwards, S.J. ve OI, L., 2005. REE and PGE Geochemical Constraints on the Formation of Dunites of Luobusa Ophiolite Southern Tibet, Journal of Petrology, 46, 615-639.
- Zhou, M.F., Robinso, P.T., Su, B.X., Gao, J.F., Li, J.W., Yang, J.S. ve Malpas, J., 2014. Compositions of Chromite, Associated Minerals, and Parental Magmas of Podiform Chromite Deposits: the Role of Slab Contamination of Asthenospheric Melts in Suprasubduction Zone Environments, Gondwana Research, 26, 262-283.





Ek Tablo 1'in devamı

Örnek	K-19	K-19	K-19	K-19	K-19	K-19	K-19	K-19	K-19	K-19	K-19	K-19
	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40.32	40.14	40.05	37.74	40.53	38.25	40.55	40.02	40.07	39.38	40.19	40.69
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.09	0.01	0.06	0.02	0.02	0.00	0.01
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)</b>	8.78	8.78	8.73	8.53	8.63	8.37	8.75	8.80	8.61	8.65	8.58	9.48
<b>MnO</b>	0.16	0.12	0.13	0.14	0.09	0.09	0.15	0.13	0.16	0.11	0.08	0.13
<b>MgO</b>	49.56	48.89	48.91	50.30	50.04	49.46	49.61	46.90	48.79	48.79	48.48	49.26
<b>CaO</b>	0.02	0.04	0.05	0.04	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.02	0.00	0.07	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
<b>NiO</b>	0.41	0.37	0.44	0.46	0.41	0.38	0.41	0.38	0.38	0.46	0.44	0.39
<b>Toplam</b>	99.29	98.40	98.35	97.33	99.76	96.79	99.52	96.35	98.06	97.45	97.80	100.0
Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
<b>Si</b>	0.99	1.00	1.00	0.95	0.99	0.97	1.00	1.01	1.00	0.99	1.00	1.00
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2</sup></b>	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.18	0.18	0.18	0.19
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	1.82	1.81	1.81	1.90	1.83	1.87	1.82	1.77	1.81	1.83	1.80	1.80
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Fo</b>	90.93	90.80	90.84	91.26	91.17	91.30	90.98	90.43	90.98	90.95	90.94	90.24
<b>Fa</b>	9.04	9.15	9.11	8.68	8.82	8.67	9.00	9.52	9.01	9.04	9.04	9.74

Ek Tablo 1'in devamı

Örnek	KB-1	KB-1	KB-1	KB-1	KB-1	KB-1	KB-1	KB-1	KB-1	KB-1	KB-1	KB-1
	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1
SiO <sub>2</sub>	41.65	41.36	41.53	56.52	40.73	38.10	41.31	40.28	40.95	42.01	41.01	41.05
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.04	0.02	0.77	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.01	0.10	0.03	0.02	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	10.12	9.94	9.94	7.24	9.92	9.34	10.00	9.85	9.70	9.93	9.82	9.89
MnO	0.11	0.09	0.10	0.17	0.14	0.12	0.13	0.10	0.14	0.12	0.10	0.15
MgO	48.19	48.77	47.93	33.81	48.87	48.31	48.10	47.82	49.59	47.00	48.83	50.01
CaO	0.02	0.01	0.01	0.36	0.01	0.07	0.02	0.03	0.01	0.05	0.02	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.11	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03
K <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0.39	0.38	0.40	0.02	0.42	0.42	0.40	0.40	0.39	0.34	0.34	0.30
<b>Toplam</b>	100.5	100.6	99.96	99.06	100.1	96.55	100.0	98.53	100.8	99.51	100.1	101.4
Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
Si	1.02	1.01	1.02	1.32	1.00	0.97	1.01	1.00	1.00	1.03	1.00	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2</sup>	0.21	0.20	0.20	0.14	0.20	0.20	0.20	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.75	1.77	1.75	1.18	1.79	1.84	1.76	1.78	1.80	1.72	1.78	1.80
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fo	89.44	89.72	89.56	88.67	89.76	90.12	89.53	89.61	90.10	89.35	89.85	90.00
Fa	10.54	10.26	10.42	10.73	10.23	9.79	10.44	10.36	9.89	10.59	10.13	9.98







Ek Tablo 1'in devamı

Örnek	KB-2	KB-2	KB-2	KB-2	KB-2	KB-2	KB-2	KB-2	KB-4	KB-4	KB-4	KB-4
	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41.11	40.89	40.89	40.74	40.95	40.98	40.97	40.79	40.69	41.11	40.79	41.13
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.04	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)</b>	9.56	9.20	9.48	9.18	9.28	9.27	9.30	8.97	9.48	9.58	9.41	9.32
<b>MnO</b>	0.20	0.16	0.09	0.12	0.08	0.14	0.10	0.10	0.13	0.17	0.16	0.13
<b>MgO</b>	49.43	47.27	49.42	49.53	48.96	48.73	49.03	48.94	49.26	47.91	49.20	49.12
<b>CaO</b>	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
<b>NiO</b>	0.42	0.43	0.41	0.40	0.38	0.40	0.42	0.42	0.39	0.37	0.33	0.34
<b>Toplam</b>	100.7	98.03	100.3	100.0	99.66	99.56	99.85	99.26	100.0	99.22	99.94	100.1
Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
<b>Si</b>	1.00	1.02	1.00	1.00	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2</sup></b>	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.20	0.19	0.19
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	1.79	1.76	1.80	1.81	1.79	1.78	1.79	1.80	1.80	1.76	1.80	1.79
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Mg#</b>	0.90	0.90	0.90	0.91	0.90	0.90	0.90	0.91	0.90	0.90	0.90	0.90
<b>Fo</b>	90.20	90.14	90.27	90.57	90.37	90.34	90.36	90.66	90.24	89.90	90.30	90.36
<b>Fa</b>	9.78	9.84	9.72	9.42	9.62	9.64	9.62	9.32	9.74	10.09	9.69	9.62

































Ek Tablo 2. Kop dunitleri içerisindeki olivin ve spinellerin mikroprob analiz sonuçları

Örnek	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5
	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40.34	39.74	40.73	39.77	40.32	39.65	39.91	38.82	38.77	38.47	38.89	39.24
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.04	0.02	0.01	0.05	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.03	0.02	0.01	0.03	0.05	0.04	0.00	0.03	0.04	0.04	0.00	0.02
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.05	0.02	0.24	0.18	0.08	0.13	0.21	0.12	0.09	0.12	0.04	0.08
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)</b>	5.85	5.54	5.06	5.11	5.39	5.58	4.77	4.80	4.96	5.36	5.73	5.44
<b>MnO</b>	0.13	0.04	0.13	0.10	0.01	0.05	0.03	0.04	0.12	0.04	0.09	0.01
<b>MgO</b>	52.24	51.36	53.66	53.71	51.00	50.13	51.11	51.15	51.78	50.49	50.84	50.54
<b>CaO</b>	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.09	0.10	0.03	0.08	0.06
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.04
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.02	0.04	0.05	0.04	0.07	0.03
<b>NiO</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Toplam</b>	98.80	96.90	99.97	99.06	97.00	95.73	96.14	95.11	95.96	94.62	95.75	95.48
Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
<b>Si</b>	0.99	0.99	0.98	0.97	1.00	1.00	1.00	0.98	0.97	0.98	0.98	0.99
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>3</sup></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2</sup></b>	0.12	0.12	0.10	0.10	0.11	0.12	0.10	0.10	0.10	0.11	0.12	0.11
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	1.90	1.91	1.93	1.95	1.89	1.88	1.90	1.93	1.94	1.92	1.91	1.90
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fo</b>	94.02	94.19	94.90	94.86	94.33	94.05	94.97	94.89	94.77	94.34	93.96	94.22
<b>Fa</b>	5.90	5.70	5.02	5.07	5.59	5.87	4.97	4.99	5.09	5.62	5.94	5.69





Ek Tablo 2'nin devamı

Örnek	YK-1	YK-1	YK-1	YK-1	YK-1	YK-1	YK-1	YK-1	YK-1	YK-1
	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	44.25	42.09	41.36	40.59	42.93	41.71	40.68	43.94	41.07	46.05
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.01	0.03	0.00	0.07	0.02	0.00	0.01	0.09	0.04
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)</b>	6.49	7.48	6.52	7.24	7.09	6.78	8.01	7.43	8.96	6.14
<b>MnO</b>	0.14	0.02	0.11	0.18	0.04	0.03	0.01	0.07	0.04	0.02
<b>MgO</b>	49.18	50.81	52.12	52.08	49.71	50.68	51.04	48.07	49.65	47.38
<b>CaO</b>	0.01	0.04	0.04	0.02	0.05	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>NiO</b>	0.32	0.18	0.47	0.35	0.42	0.40	0.27	0.39	0.23	0.44
<b>Toplam</b>	100.44	100.65	100.68	100.50	100.32	99.65	100.06	99.94	100.07	100.14
Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.										
<b>Si</b>	1.06	1.01	0.99	0.98	1.03	1.01	0.99	1.06	1.00	1.09
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2</sup></b>	0.13	0.15	0.13	0.15	0.14	0.14	0.16	0.15	0.18	0.12
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	1.75	1.82	1.87	1.88	1.78	1.83	1.85	1.72	1.80	1.68
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
<b>Fo</b>	93.09	92.32	93.39	92.74	92.53	93.01	91.87	92.00	90.80	93.18

Ek Tablo 2'nin devamı

Örnek	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5	Ra-5
	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.06	0.02
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.15	0.14	0.19	0.17	0.16	0.14	0.13	0.16	0.14	0.22	0.14	0.21
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11.22	11.50	11.52	11.54	11.79	11.74	12.11	11.76	11.85	11.80	11.41	11.73
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	56.87	56.22	56.22	55.97	55.24	56.68	56.16	57.46	57.59	55.10	54.81	54.41
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)</b>	18.22	18.50	18.54	18.57	18.78	18.48	18.68	18.35	18.42	18.27	18.44	18.58
<b>MnO</b>	0.32	0.13	0.46	0.30	0.27	0.35	0.18	0.27	0.35	0.28	0.32	0.36
<b>MgO</b>	11.90	11.94	11.46	11.78	11.86	12.41	11.99	12.28	12.46	11.83	11.39	12.30
<b>CaO</b>	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.04	0.00	0.02	0.07	0.01	0.03	0.04	0.07	0.01	0.08	0.05	0.03
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.18	0.18	0.13	0.16	0.15	0.15	0.15	0.13	0.10	0.13	0.18	0.15
<b>NiO</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Toplam</b>	98.92	98.63	98.56	98.61	98.27	100.0	99.46	100.5	100.9	97.73	96.81	97.80
Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
<b>Si</b>	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
<b>Ti</b>	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
<b>Al</b>	3.51	3.60	3.61	3.62	3.70	3.62	3.75	3.61	3.61	3.72	3.64	3.69
<b>Cr</b>	11.92	11.80	11.83	11.77	11.64	11.73	11.66	11.83	11.78	11.64	11.75	11.50
<b>Fe<sup>2</sup></b>	3.35	3.40	3.52	3.49	3.40	3.27	3.37	3.38	3.25	3.31	3.54	3.24
<b>Fe<sup>3</sup></b>	0.69	0.71	0.61	0.64	0.79	0.78	0.73	0.62	0.73	0.77	0.65	0.91
<b>Mn</b>	0.07	0.03	0.10	0.07	0.06	0.08	0.04	0.06	0.08	0.06	0.07	0.08
<b>Mg</b>	4.70	4.73	4.55	4.67	4.71	4.84	4.69	4.77	4.81	4.72	4.61	4.90
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.02	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.04	0.03	0.01
<b>K</b>	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
<b>Ni</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr#</b>	0.77	0.77	0.77	0.76	0.76	0.76	0.76	0.77	0.77	0.76	0.76	0.76
<b>Mg#</b>	0.58	0.58	0.56	0.57	0.58	0.60	0.58	0.59	0.60	0.59	0.57	0.60



















Ek Tablo 4'ün devamı

Örnek	Y-5	Y-5	Y-5	Y-5	Y-5	Y-5	Y-5	Y-5	Y-5	Y-5	Y-5	Y-5
	Opir	Opir	Opir	Opir	Opir	Opir	Opir	Opir	Opir	Opir	Opir	Opir
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56.66	56.84	56.48	57.13	56.88	57.23	56.81	56.37	56.34	56.84	56.21	56.53
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.06	0.05	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2.01	0.79	1.81	1.82	2.03	1.95	2.26	1.22	2.04	1.85	1.96	1.55
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.72	0.68	0.07	0.79	0.74	0.68	0.98	0.74	0.66	0.57	0.69	0.32
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)</b>	7.02	7.13	6.89	6.65	6.47	6.02	6.27	6.43	5.43	5.81	6.03	5.92
<b>MnO</b>	0.20	0.15	0.13	0.14	0.14	0.17	0.12	0.14	0.16	0.16	0.12	0.15
<b>MgO</b>	32.83	32.78	33.49	32.73	32.59	32.86	32.68	33.62	34.00	33.28	33.74	33.24
<b>CaO</b>	0.59	0.78	0.68	0.79	0.88	0.64	0.85	0.83	0.67	1.16	0.89	0.52
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Toplam</b>	100.0	99.21	99.56	100.0	99.73	99.55	99.98	99.37	99.31	99.73	99.69	98.26
Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
<b>Si</b>	1.96	1.99	1.96	1.97	1.97	1.98	1.96	1.96	1.95	1.96	1.95	1.98
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.08	0.03	0.07	0.07	0.08	0.08	0.09	0.05	0.08	0.08	0.08	0.06
<b>Cr</b>	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
<b>Fe<sup>3</sup></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
<b>Fe<sup>2</sup></b>	0.20	0.21	0.20	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.16	0.17	0.17	0.17
<b>Mn</b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	1.69	1.71	1.73	1.68	1.68	1.69	1.68	1.75	1.76	1.72	1.74	1.73
<b>Ca</b>	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Wo</b>	1.14	1.50	1.29	1.53	1.71	1.25	1.66	1.57	1.28	2.22	1.69	1.01
<b>En</b>	87.98	87.56	88.33	88.16	88.20	89.25	88.58	88.70	90.38	88.81	89.19	89.76
<b>Fs</b>	10.89	10.94	10.39	10.31	10.09	9.50	9.77	9.72	8.34	8.96	9.12	9.23











Ek Tablo 5. Ulaş dünütləri içerisindeki olivin ve spinellerin mikroprob analiz sonuçları

Örnek	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1
	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41.35	41.31	41.92	41.84	41.13	41.39	41.07	41.04	41.22	41.12	41.45
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.04	0.01	0.05	0.05	0.08	0.11	0.17	0.42	0.04	0.06	0.02
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)</b>	8.41	8.95	8.59	8.94	9.00	8.21	9.04	8.28	9.85	9.55	8.69
<b>MnO</b>	0.13	0.14	0.13	0.09	0.11	0.18	0.12	0.15	0.10	0.17	0.15
<b>MgO</b>	49.60	48.87	49.01	48.98	48.86	49.25	49.12	49.88	48.06	49.74	48.93
<b>CaO</b>	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.06	0.05	0.02	0.01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>NiO</b>	0.40	0.42	0.41	0.45	0.39	0.38	0.39	0.42	0.48	0.40	0.40
<b>Toplam</b>	99.94	99.70	100.12	100.37	99.60	99.54	99.93	100.2	99.80	101.1	99.67
Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.											
<b>Si</b>	1.01	1.01	1.02	1.02	1.01	1.01	1.00	1.00	1.01	1.00	1.01
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>3</sup></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2</sup></b>	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.17	0.20	0.19	0.18
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	1.80	1.78	1.78	1.77	1.79	1.79	1.79	1.81	1.76	1.80	1.78
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Fo</b>	91.30	90.68	91.04	90.71	90.61	91.44	90.64	91.41	89.63	90.25	90.93
<b>Fa</b>	8.68	9.32	8.95	9.29	9.36	8.55	9.36	8.51	10.30	9.72	9.06

Ek Tablo 5'in devamı

Örnek	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1
	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.04	0.00	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.04	0.04	0.00	0.01
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.15	0.01	0.05	0.12	0.08	0.07	0.06	0.06	0.13	0.04	0.10	0.05
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.9	19.68	19.37	19.48	21.77	19.43	20.66	16.71	19.54	20.22	17.88	17.86
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	45.4	46.10	48.23	48.46	46.26	49.06	48.50	49.58	48.78	47.74	51.15	48.58
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)</b>	21.4	22.15	22.21	21.96	21.43	19.68	18.79	21.25	21.12	19.55	19.25	21.53
<b>MnO</b>	0.35	0.36	0.36	0.37	0.34	0.37	0.29	0.28	0.31	0.36	0.33	0.34
<b>MgO</b>	11.9	11.62	9.97	10.35	9.54	11.05	10.91	11.98	10.21	11.39	11.92	11.18
<b>CaO</b>	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>NiO</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Toplam</b>	99.4	99.96	100.2	100.7	99.44	99.69	99.24	99.87	100.1	99.34	100.6	99.55
Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
<b>Si</b>	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
<b>Ti</b>	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
<b>Al</b>	5.98	5.90	5.83	5.82	6.52	5.82	6.16	5.07	5.86	6.05	5.33	5.42
<b>Cr</b>	9.16	9.28	9.74	9.71	9.29	9.86	9.71	10.09	9.81	9.58	10.22	9.89
<b>Fe<sup>2</sup></b>	3.56	3.67	4.20	4.11	4.35	3.81	3.86	3.51	4.14	3.69	3.53	3.77
<b>Fe<sup>3</sup></b>	1.02	1.04	0.54	0.55	0.20	0.38	0.12	1.06	0.35	0.45	0.54	0.87
<b>Mn</b>	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07	0.07
<b>Mg</b>	4.55	4.41	3.80	3.91	3.61	4.19	4.12	4.60	3.87	4.31	4.49	4.29
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr#</b>	0.61	0.61	0.63	0.63	0.59	0.63	0.61	0.67	0.63	0.61	0.66	0.65
<b>Mg#</b>	0.56	0.55	0.47	0.49	0.45	0.52	0.52	0.57	0.48	0.54	0.56	0.53













Ek Tablo 6'nın devamı

Örnek	P-3	P-3	P-3	P-3	P-3	P-3	P-3	P-3	P-3	P-3	P-3	P-3
	Kpir	Kpir	Kpir	Kpir	Kpir	Kpir	Kpir	Kpir	Kpir	Kpir	Kpir	Kpir
<b>SiO<sub>2</sub></b>	54.69	54.71	55.39	55.06	54.89	54.52	54.64	55.02	55.53	55.14	55.63	53.59
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.01	0.02	0.10	0.07	0.03	0.04	0.03	0.06	0.07	0.01	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.33	1.30	1.30	1.27	1.19	0.81	1.32	1.28	1.18	1.25	0.03	1.05
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.55	0.61	0.57	0.49	0.41	0.21	0.60	0.60	0.38	0.60	0.00	0.45
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)</b>	2.65	2.66	2.76	2.51	2.52	2.39	2.62	2.61	2.49	2.61	0.06	2.35
<b>MnO</b>	0.10	0.11	0.07	0.09	0.10	0.10	0.11	0.09	0.06	0.09	0.03	0.06
<b>MgO</b>	18.39	18.12	18.52	18.30	18.20	18.14	18.26	18.31	18.53	18.23	18.60	17.30
<b>CaO</b>	23.65	23.85	24.02	24.26	24.23	24.31	23.87	23.69	24.30	24.22	25.70	24.58
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.07	0.09	0.09	0.07	0.09	0.06	0.11	0.09	0.10	0.11	0.02	0.08
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
<b>Toplam</b>	101.4	101.4	102.7	102.1	101.7	100.5	101.5	101.7	102.6	102.3	100.0	99.52
Formül 6 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
<b>Si</b>	1.96	1.96	1.96	1.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.00	1.96
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.06	0.05	0.05	0.05	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.06	0.05	0.05	0.05	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.05
<b>Cr</b>	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01
<b>Fe<sup>3</sup></b>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.05	0.07	0.05	0.06	0.00	0.03
<b>Fe<sup>2</sup></b>	0.06	0.06	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	0.98	0.97	0.97	0.98	0.97	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.98	0.97	0.98	0.97	0.93	0.94	0.92	0.91	0.92	0.92	1.00	0.95
<b>Ca</b>	0.91	0.92	0.91	0.92	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.99	0.96
<b>Na</b>	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg#</b>	0.94	0.94	0.94	0.95	0.95	0.96	0.95	0.93	0.95	0.95	0.99	0.96
<b>Wo</b>	45.91	46.41	46.05	46.76	46.81	47.11	46.25	46.05	46.50	46.67	49.72	48.49
<b>En</b>	49.68	49.07	49.41	49.09	48.93	48.92	49.24	49.53	49.35	48.89	50.07	47.50
<b>Fs</b>	4.16	4.20	4.23	3.91	3.94	3.76	4.12	4.10	3.80	4.06	0.14	3.71

















Ek Tablo 8. Yeşilova dunitleri içerisindeki olivin ve spinel minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek	TV-3	TV-3	TV-3	TV-3	TV-3	TV-3	TV-3	TV-3	TV-3	TV-3	TV-3	TV-3
	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1	O1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41.83	41.71	41.83	41.95	41.77	42.46	39.30	40.32	41.66	41.54	41.65	41.45
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)</b>	8.23	8.18	8.12	8.33	8.36	8.46	7.57	7.79	8.12	8.47	8.47	8.47
<b>MnO</b>	0.11	0.10	0.12	0.10	0.10	0.13	0.11	0.08	0.09	0.08	0.14	0.07
<b>MgO</b>	51.23	50.90	50.99	50.97	50.86	52.00	49.45	50.50	51.46	50.85	50.76	50.90
<b>CaO</b>	0.11	0.12	0.08	0.10	0.11	0.10	0.11	0.13	0.14	0.12	0.12	0.13
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>NiO</b>	0.41	0.47	0.42	0.40	0.45	0.46	0.00	0.00	0.43	0.40	0.38	0.35
<b>Toplam</b>	101.9	101.4	101.5	101.8	101.6	103.6	96.73	98.99	101.9	101.4	101.5	101.3
Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
<b>Si</b>	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2</sup></b>	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	1.82	1.82	1.82	1.82	1.82	1.82	1.86	1.85	1.83	1.82	1.82	1.82
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Fo</b>	91.60	91.59	91.70	91.48	91.43	91.52	91.95	91.88	91.70	91.31	91.30	91.31
<b>Fa</b>	8.26	8.26	8.19	8.39	8.43	8.35	7.90	7.95	8.12	8.53	8.55	8.52







Ek Tablo 9. Yeşilova piroksenitleri içerisindeki olivin, ortopiroksen ve klinopiroksen minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3
	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol
SiO <sub>2</sub>	41.13	40.89	43.05	43.11	41.51	37.01	39.28	36.95	37.79	41.08	40.89	43.12
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.07	0.10	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	10.05	10.01	0.02	0.00	11.50	30.36	17.79	30.60	21.38	9.90	10.14	0.02
MnO	0.14	0.12	0.00	0.00	0.15	0.95	0.56	1.13	1.20	0.15	0.15	0.00
MgO	49.03	49.00	56.95	57.06	49.93	32.75	43.34	32.23	38.48	48.94	49.20	56.92
CaO	0.09	0.13	0.00	0.02	0.03	0.03	0.05	0.09	0.05	0.10	0.13	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.43	0.39	0.00	0.00	0.18	0.12	0.17	0.06	0.18	0.39	0.41	0.00
<b>Toplam</b>	100.8	100.6	100.0	100.2	103.3	101.3	101.3	101.1	99.12	100.6	100.9	100.0
Formül 4 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
Si	1.00	1.00	1.01	1.01	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	1.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3</sup>	0.20	0.20	0.00	0.00	0.23	0.68	0.37	0.69	0.47	0.20	0.21	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00
Mg	1.78	1.78	1.99	1.99	1.78	1.31	1.63	1.29	1.51	1.78	1.79	1.98
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Fo	89.58	89.57	99.98	99.97	88.52	65.76	81.23	65.16	76.18	89.69	89.48	99.97
Fa	10.30	10.26	0.02	0.00	11.44	34.20	18.70	34.71	23.75	10.18	10.35	0.02











Ek Tablo 10. Harzburjıt içerisindeki olivinlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları

Örnek	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1
	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop
	OL1-1	OL1-2	OL1-3	OL2-1	OL2-2	OL2-3	OL3-1	OL3-2	OL3-3
<b>Li</b>	19.980	13.320	8.680	10.130	3.410	3.140	86.360	40.320	26.560
<b>Sc</b>	33.710	28.910	42.710	198.030	40.840	52.950	39.540	41.920	41.230
<b>Ti</b>	455.270	421.740	634.070	3977.830	768.620	883.090	575.770	538.030	585.810
<b>V</b>	80.130	37.910	63.690	398.870	83.480	99.880	48.700	57.560	56.600
<b>Cr</b>	1913.980	3085.940	4365.580	13266.400	1573.940	1718.770	6602.230	6472.840	6081.480
<b>Co</b>	78.840	93.970	80.180	63.720	112.700	98.280	45.480	82.280	81.000
<b>Ni</b>	1079.690	1433.870	927.090	998.540	2529.660	2312.700	924.270	1085.420	1087.550
<b>Zn</b>	56.670	66.610	68.620	67.250	91.950	63.120	82.380	67.370	67.070
<b>Ga</b>	2.520	2.720	4.210	8.290	1.402	1.820	6.420	5.740	5.490
<b>Rb</b>	2.240	1.690	1.143	0.154	0.307	0.329	27.500	5.660	5.940
<b>Sr</b>	0.511	0.587	0.521	6.520	1.589	1.664	7.130	1.394	1.420
<b>Y</b>	0.779	0.700	1.325	29.770	4.490	6.030	2.690	1.181	1.326
<b>Zr</b>	0.234	0.209	0.407	7.720	1.439	1.706	0.462	0.493	0.481
<b>Nb</b>	0.016	0.011	0.006	0.029	0.022	0.007	0.008	0.007	0.016
<b>Cs</b>	2.030	1.147	0.956	0.064	0.178	0.189	32.370	4.730	4.610
<b>Ba</b>	1.190	1.800	4.470	0.239	1.309	4.760	59.760	8.600	7.970
<b>La</b>	0.002	0.001	0.005	0.040	0.017	0.013	0.006	0.002	0.001
<b>Ce</b>	0.004	0.003	0.011	0.350	0.052	0.077	0.041	0.008	0.002
<b>Pr</b>	0.002	0.002	0.007	0.182	0.025	0.024	0.010	0.003	0.002
<b>Nd</b>	0.012	0.008	0.008	1.960	0.230	0.334	0.121	0.031	0.038
<b>Sm</b>	0.015	0.009	0.047	1.520	0.212	0.318	0.076	0.018	0.034
<b>Eu</b>	0.005	0.003	0.007	0.657	0.104	0.137	0.078	0.020	0.019
<b>Gd</b>	0.012	0.017	0.030	3.080	0.394	0.609	0.192	0.052	0.043
<b>Tb</b>	0.007	0.006	0.013	0.647	0.092	0.135	0.041	0.013	0.016
<b>Dy</b>	0.079	0.090	0.161	5.130	0.770	1.018	0.383	0.144	0.130
<b>Ho</b>	0.023	0.027	0.045	1.159	0.158	0.227	0.086	0.041	0.049
<b>Er</b>	0.105	0.113	0.228	3.360	0.533	0.669	0.323	0.174	0.206
<b>Tm</b>	0.026	0.025	0.046	0.444	0.072	0.102	0.055	0.034	0.035
<b>Yb</b>	0.255	0.241	0.343	2.810	0.499	0.565	0.472	0.298	0.352
<b>Lu</b>	0.049	0.049	0.067	0.427	0.066	0.096	0.067	0.063	0.065
<b>Hf</b>	0.016	0.021	0.042	0.577	0.126	0.136	0.025	0.039	0.049
<b>Ta</b>	0.002	0.003	0.002	0.005	0.002	0.004	0.002	0.004	0.002
<b>Pb</b>	0.021	0.048	0.095	0.510	0.117	0.061	0.035	0.114	0.083
<b>Th</b>	0.004	0.004	0.005	0.010	0.004	0.007	0.007	0.005	0.005
<b>U</b>	0.004	0.003	0.005	0.008	0.005	0.006	0.007	0.006	0.004

Ek Tablo 10'un devamı

Örnek	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1
	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop
	OL4-1	OL4-2	OL4-3	OL5-1	OL5-2	OL5-3	OL6-1	OL6-2	OL6-3
<b>Li</b>	0.830	1.590	41.190	14.710	14.400	3.310	15.170	10.160	2.200
<b>Sc</b>	2.870	2.790	6.120	18.160	36.870	4.930	11.150	9.570	3.070
<b>Ti</b>	21.850	40.500	1528.270	250.760	554.720	69.800	118.930	112.550	39.760
<b>V</b>	0.081	0.083	14.100	48.180	88.900	13.340	31.370	21.710	2.570
<b>Cr</b>	6.840	577.960	360.070	991.310	3237.320	224.590	527.080	427.780	21.390
<b>Co</b>	108.620	91.340	34.260	96.810	68.060	133.710	116.000	121.240	123.120
<b>Ni</b>	3349.280	3019.610	988.860	1990.290	810.180	2820.640	2333.450	2441.070	3323.350
<b>Zn</b>	37.130	55.550	172.580	60.690	88.790	119.860	70.000	70.540	48.490
<b>Ga</b>	0.237	1.632	13.090	1.123	3.090	0.322	0.772	0.622	0.433
<b>Rb</b>	0.059	2.820	226.700	1.950	2.420	0.474	1.640	0.890	0.191
<b>Sr</b>	0.090	3.380	285.960	1.033	1.146	0.800	0.409	0.440	0.287
<b>Y</b>	0.010	0.315	26.880	0.369	0.766	0.104	0.180	0.218	0.122
<b>Zr</b>	0.009	11.320	986.270	1.720	1.475	1.235	0.114	0.128	0.030
<b>Nb</b>	0.003	0.091	7.200	0.023	0.021	0.049	0.007	0.006	0.003
<b>Cs</b>	0.053	0.273	3.810	1.610	1.720	0.207	1.740	0.985	0.143
<b>Ba</b>	0.204	22.570	2040.240	4.100	5.620	1.950	1.760	0.510	0.416
<b>La</b>	0.001	0.355	32.100	0.050	0.046	0.028	0.076	0.005	0.002
<b>Ce</b>	0.002	0.694	60.280	0.102	0.112	0.053	0.006	0.005	0.003
<b>Pr</b>	0.001	0.085	7.750	0.008	0.009	0.007	0.001	0.001	0.002
<b>Nd</b>	0.007	0.334	27.800	0.044	0.048	0.064	0.009	0.020	0.010
<b>Sm</b>	0.007	0.040	5.150	0.018	0.018	0.018	0.015	0.013	0.006
<b>Eu</b>	0.004	0.016	1.690	0.007	0.004	0.005	0.003	0.003	0.000
<b>Gd</b>	0.010	0.045	4.160	0.017	0.024	0.024	0.009	0.017	0.015
<b>Tb</b>	0.001	0.009	0.712	0.002	0.005	0.004	0.003	0.003	0.002
<b>Dy</b>	0.009	0.048	4.080	0.050	0.059	0.030	0.021	0.019	0.018
<b>Ho</b>	0.001	0.009	0.874	0.010	0.029	0.006	0.008	0.006	0.007
<b>Er</b>	0.005	0.028	2.640	0.066	0.108	0.024	0.033	0.026	0.027
<b>Tm</b>	0.001	0.007	0.414	0.009	0.034	0.006	0.009	0.009	0.004
<b>Yb</b>	0.010	0.022	2.640	0.107	0.259	0.041	0.070	0.069	0.026
<b>Lu</b>	0.004	0.009	0.426	0.030	0.049	0.011	0.013	0.008	0.005
<b>Hf</b>	0.006	0.286	23.380	0.071	0.046	0.036	0.009	0.010	0.010
<b>Ta</b>	0.002	0.007	0.668	0.003	0.002	0.004	0.003	0.002	0.000
<b>Pb</b>	0.061	0.990	53.850	0.232	0.223	0.194	0.082	0.063	0.140
<b>Th</b>	0.006	0.113	10.700	0.009	0.018	0.008	0.005	0.005	0.004
<b>U</b>	0.005	0.054	4.650	0.005	0.011	0.012	0.006	0.005	0.004

Ek Tablo 10'un devamı

Örnek	D-60-1	D-60-1	D-60-1	Y5	Y5	Y5	Y5	Y5	Y5
	Kop	Kop	Kop	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş
	OL7-1	OL7-2	OL7-3	OL1-1	OL1-2	OL1-3	OL2-1	OL2-2	OL2-3
<b>Li</b>	121.620	63.590	50.770	1.370	1.350	0.684	1.170	1.330	1.190
<b>Sc</b>	40.160	47.270	41.850	1.720	1.743	1.880	2.070	2.050	1.850
<b>Ti</b>	483.020	573.430	549.280	6.600	6.960	12.760	9.050	7.700	8.110
<b>V</b>	34.210	5.730	39.530	0.708	0.621	0.754	0.974	0.553	0.494
<b>Cr</b>	7729.180	7758.890	6655.570	11.870	16.640	8.370	24.060	36.430	36.960
<b>Co</b>	31.730	35.690	69.640	135.360	137.840	117.070	144.050	140.020	142.100
<b>Ni</b>	1025.790	1519.370	1058.500	3076.210	3074.230	3089.230	3149.790	3076.060	3077.620
<b>Zn</b>	78.680	86.770	68.420	55.370	55.890	53.210	55.210	56.810	56.180
<b>Ga</b>	7.220	5.190	5.060	0.022	0.026	0.072	0.035	0.028	0.034
<b>Rb</b>	31.270	10.140	13.140	0.031	0.039	0.037	0.046	0.048	0.042
<b>Sr</b>	8.550	9.610	3.340	0.019	0.016	0.031	0.005	0.004	0.007
<b>Y</b>	2.820	2.420	1.649	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003
<b>Zr</b>	0.531	0.595	0.499	0.006	0.002	0.003	0.077	0.005	0.009
<b>Nb</b>	0.008	0.015	0.014	0.002	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004
<b>Cs</b>	33.930	11.690	11.860	0.003	0.003	0.005	0.004	0.004	0.005
<b>Ba</b>	69.890	45.430	20.920	0.014	0.013	0.019	0.015	0.013	0.014
<b>La</b>	0.004	0.007	0.004	0.004	0.002	0.001	0.004	0.002	0.001
<b>Ce</b>	0.032	0.023	0.016	0.006	0.002	0.002	0.001	0.003	0.001
<b>Pr</b>	0.010	0.012	0.006	0.001	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001
<b>Nd</b>	0.103	0.076	0.054	0.006	0.006	0.008	0.009	0.007	0.008
<b>Sm</b>	0.077	0.056	0.039	0.008	0.009	0.011	0.010	0.011	0.006
<b>Eu</b>	0.054	0.037	0.052	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003
<b>Gd</b>	0.173	0.163	0.072	0.004	0.005	0.003	0.010	0.009	0.008
<b>Tb</b>	0.037	0.039	0.022	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002
<b>Dy</b>	0.334	0.330	0.194	0.008	0.006	0.007	0.006	0.010	0.014
<b>Ho</b>	0.091	0.083	0.055	0.000	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
<b>Er</b>	0.277	0.288	0.209	0.004	0.003	0.005	0.008	0.011	0.009
<b>Tm</b>	0.050	0.054	0.042	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
<b>Yb</b>	0.417	0.490	0.383	0.009	0.011	0.009	0.009	0.008	0.015
<b>Lu</b>	0.079	0.085	0.070	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
<b>Hf</b>	0.026	0.019	0.033	0.005	0.004	0.007	0.006	0.005	0.008
<b>Ta</b>	0.002	0.003	0.002	0.001	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003
<b>Pb</b>	0.025	0.106	0.037	0.013	0.010	0.011	0.010	0.011	0.008
<b>Th</b>	0.009	0.005	0.006	0.003	0.003	0.004	0.007	0.005	0.006
<b>U</b>	0.006	0.005	0.007	0.003	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005

Ek Tablo 10'un devamı

Örnek	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5
	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova
	OL1-1	OL1-2	OL1-3	OL2-1	OL2-2	OL2-3	OL3-1	OL3-2	OL3-3
<b>Li</b>	1.060	0.930	1.010	1.110	1.140	1.060	2.390	2.380	3.360
<b>Sc</b>	2.260	2.300	2.350	1.990	1.980	1.900	34.100	35.760	36.990
<b>Ti</b>	4.620	1.130	1.210	2.320	2.360	2.160	57.040	59.790	62.740
<b>V</b>	0.090	0.261	0.410	0.080	10.100	0.079	4.500	0.050	14.800
<b>Cr</b>	88.850	83.270	83.710	4589.700	1206.560	833.200	6866.670	7004.100	7151.270
<b>Co</b>	139.740	137.410	138.130	140.130	137.980	136.150	83.940	86.440	85.560
<b>Ni</b>	3088.330	3036.000	3060.510	3049.100	3190.370	3083.980	1108.260	1117.780	1109.820
<b>Zn</b>	58.390	55.430	54.510	89.890	58.600	50.490	76.150	66.230	66.430
<b>Ga</b>	0.024	0.025	0.024	0.454	0.177	0.104	1.930	1.950	2.030
<b>Rb</b>	0.038	0.037	0.033	0.036	0.036	0.033	0.063	0.123	0.332
<b>Sr</b>	0.107	0.032	0.033	0.075	0.008	0.010	0.282	0.116	0.221
<b>Y</b>	0.004	0.003	0.003	0.004	0.002	0.003	0.199	0.214	0.235
<b>Zr</b>	0.013	0.004	0.023	0.032	0.004	0.006	0.172	0.026	0.030
<b>Nb</b>	0.003	0.003	0.006	0.014	0.003	0.004	0.010	0.013	0.011
<b>Cs</b>	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.013	0.020	0.054
<b>Ba</b>	0.042	0.016	0.147	0.331	0.019	0.015	0.152	0.222	0.293
<b>La</b>	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.026	0.002	0.002
<b>Ce</b>	0.002	0.000	0.001	0.003	0.001	0.002	0.040	0.002	0.002
<b>Pr</b>	0.001	0.000	0.002	0.002	0.001	0.001	0.005	0.002	0.002
<b>Nd</b>	0.008	0.009	0.010	0.010	0.005	0.004	0.011	0.014	0.010
<b>Sm</b>	0.011	0.010	0.011	0.010	0.008	0.008	0.016	0.015	0.026
<b>Eu</b>	0.001	0.004	0.002	0.003	0.002	0.003	0.004	0.003	0.003
<b>Gd</b>	0.009	0.006	0.007	0.008	0.008	0.011	0.017	0.024	0.012
<b>Tb</b>	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.003	0.002	0.003
<b>Dy</b>	0.008	0.007	0.006	0.008	0.008	0.004	0.019	0.017	0.025
<b>Ho</b>	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005	0.007	0.008
<b>Er</b>	0.008	0.005	0.005	0.006	0.006	0.007	0.038	0.031	0.045
<b>Tm</b>	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.010	0.008	0.012
<b>Yb</b>	0.008	0.012	0.011	0.011	0.007	0.013	0.089	0.084	0.082
<b>Lu</b>	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.018	0.021	0.023
<b>Hf</b>	0.007	0.008	0.009	0.006	0.007	0.004	0.007	0.017	0.010
<b>Ta</b>	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.004	0.003
<b>Pb</b>	0.021	0.010	0.007	0.011	0.010	0.008	0.044	0.016	0.015
<b>Th</b>	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.007	0.007
<b>U</b>	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.004	0.007	0.013	0.008

Ek Tablo 11. Dunit içerisindeki olivinlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları

Örnek	RA-5	RA-5	RA-5	RA-5	RA-5	RA-5	RA-5	RA-5	RA-5
	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop
	OL1-1	OL1-2	OL1-3	OL2-1	OL2-2	OL2-3	OL3-1	OL3-2	OL3-3
<b>Li</b>	20.420	14.180	37.340	24.600	23.280	23.880	27.770	31.210	34.800
<b>Sc</b>	4.040	3.570	6.420	4.230	11.490	4.470	4.770	4.790	5.650
<b>Ti</b>	540.700	316.650	1392.720	705.840	505.850	827.580	847.280	1110.710	1184.240
<b>V</b>	0.550	0.340	38.200	172.900	637.380	16.030	0.610	27.310	120.760
<b>Cr</b>	211.960	140.250	324.240	905.140	2677.970	135.740	223.370	478.480	711.010
<b>Co</b>	46.500	56.230	39.740	46.430	47.850	46.550	45.030	33.420	47.950
<b>Ni</b>	2991.700	3437.030	1768.820	2872.610	3140.190	2684.660	2775.620	1882.390	2125.090
<b>Zn</b>	297.820	244.440	392.470	353.370	336.740	296.080	419.900	705.990	753.810
<b>Ga</b>	4.910	2.640	11.380	5.850	4.390	7.070	7.430	9.900	10.280
<b>Rb</b>	84.600	46.250	205.620	98.410	80.360	119.940	123.090	166.500	172.390
<b>Sr</b>	102.870	56.500	255.760	128.400	96.930	153.670	155.730	207.120	216.020
<b>Y</b>	9.750	5.130	23.690	11.890	8.980	14.410	14.500	19.140	19.990
<b>Zr</b>	363.650	194.660	895.990	449.140	332.040	539.650	540.510	711.310	756.300
<b>Nb</b>	2.620	1.413	6.330	3.320	2.339	3.640	3.750	4.820	5.570
<b>Cs</b>	4.110	3.070	4.370	3.910	4.940	3.150	3.920	3.810	3.790
<b>Ba</b>	765.940	403.440	1834.940	919.640	697.030	1116.560	1120.550	1500.920	1532.200
<b>La</b>	11.960	6.390	29.390	14.590	11.250	17.600	17.590	23.230	24.360
<b>Ce</b>	22.370	11.780	53.370	26.900	20.160	32.030	32.930	43.420	44.630
<b>Pr</b>	2.744	1.452	6.710	3.270	2.516	4.010	4.040	5.430	5.560
<b>Nd</b>	10.480	5.370	25.720	12.320	9.420	14.150	14.990	20.920	20.270
<b>Sm</b>	1.880	1.170	4.690	1.990	1.720	2.860	2.810	3.960	4.130
<b>Eu</b>	0.652	0.315	1.367	0.707	0.572	0.880	0.866	1.181	1.428
<b>Gd</b>	1.840	0.896	3.900	1.800	1.590	2.310	2.490	3.310	3.320
<b>Tb</b>	0.270	0.133	0.630	0.301	0.229	0.356	0.338	0.463	0.544
<b>Dy</b>	1.380	0.873	3.600	1.940	1.313	1.860	2.170	2.780	3.130
<b>Ho</b>	0.320	0.165	0.658	0.297	0.284	0.489	0.457	0.656	0.623
<b>Er</b>	1.002	0.476	2.150	1.260	0.766	1.270	1.358	1.710	2.030
<b>Tm</b>	0.167	0.079	0.336	0.186	0.148	0.243	0.251	0.298	0.294
<b>Yb</b>	1.170	0.563	2.310	1.280	0.890	1.460	1.340	2.140	1.930
<b>Lu</b>	0.161	0.086	0.372	0.219	0.152	0.237	0.235	0.285	0.319
<b>Hf</b>	8.790	4.690	20.840	10.320	7.770	12.700	12.600	16.440	17.790
<b>Ta</b>	0.254	0.147	0.638	0.291	0.230	0.404	0.387	0.468	0.493
<b>Pb</b>	18.800	10.010	43.460	21.840	16.330	26.610	26.280	34.750	36.420
<b>Th</b>	3.990	2.003	9.160	4.640	3.540	5.720	5.400	7.500	7.790
<b>U</b>	1.898	0.984	4.380	2.090	1.660	2.600	2.840	3.540	4.130

Ek Tablo 11'in devamı

Örnek	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1
	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş
	OL1-1	OL1-2	OL1-3	OL2-1	OL2-2	OL2-3
<b>Li</b>	1.610	1.890	0.980	1.410	1.260	1.191
<b>Sc</b>	4.170	5.210	5.870	4.860	5.710	3.970
<b>Ti</b>	18.360	19.010	17.960	17.310	16.120	19.090
<b>V</b>	0.810	0.090	0.860	0.380	3.540	2.900
<b>Cr</b>	39.590	44.200	43.690	42.610	80.320	70.910
<b>Co</b>	117.390	118.920	122.350	116.900	115.600	116.100
<b>Ni</b>	2991.100	3009.600	3011.300	3112.100	2991.600	2893.100
<b>Zn</b>	58.100	39.300	35.600	38.300	35.410	28.930
<b>Ga</b>	0.029	0.026	0.031	0.029	0.024	0.034
<b>Rb</b>	0.035	0.036	0.044	0.039	0.041	0.049
<b>Sr</b>	0.207	0.087	0.013	0.062	0.095	0.015
<b>Y</b>	0.008	0.006	0.020	0.007	0.006	0.005
<b>Zr</b>	0.032	0.006	0.009	0.037	0.009	0.006
<b>Nb</b>	0.000	0.004	0.004	0.004	0.006	0.004
<b>Cs</b>	0.003	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004
<b>Ba</b>	0.041	0.009	0.015	0.062	0.026	0.017
<b>La</b>	0.032	0.030	0.006	0.009	0.003	0.003
<b>Ce</b>	0.005	0.003	0.005	0.008	0.004	0.004
<b>Pr</b>	0.003	0.006	0.004	0.002	0.001	0.003
<b>Nd</b>	0.010	0.015	0.010	0.003	0.006	0.010
<b>Sm</b>	0.024	0.004	0.020	0.012	0.006	0.004
<b>Eu</b>	0.001	0.001	0.004	0.001	0.007	0.001
<b>Gd</b>	0.019	0.013	0.020	0.019	0.020	0.016
<b>Tb</b>	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
<b>Dy</b>	0.009	0.010	0.010	0.018	0.017	0.010
<b>Ho</b>	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001
<b>Er</b>	0.010	0.009	0.009	0.007	0.009	0.008
<b>Tm</b>	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
<b>Yb</b>	0.018	0.024	0.016	0.020	0.016	0.017
<b>Lu</b>	0.005	0.004	0.004	0.005	0.006	0.007
<b>Hf</b>	0.007	0.008	0.005	0.009	0.010	0.008
<b>Ta</b>	0.000	0.003	0.003	0.002	0.004	0.003
<b>Pb</b>	0.016	0.013	0.014	0.012	0.013	0.013
<b>Th</b>	0.005	0.008	0.007	0.005	0.010	0.008
<b>U</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Ek Tablo 11'in devamı

Örnek	TV-33	TV-33	TV-33	TV-33	TV-33	TV-33
	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova
	OL1-1	OL1-2	OL1-3	OL2-1	OL2-2	OL2-3
<b>Li</b>	1.081	1.191	1.120	1.590	1.270	1.009
<b>Sc</b>	5.170	5.260	5.460	4.970	5.030	4.920
<b>Ti</b>	17.690	18.240	17.950	17.670	16.800	18.730
<b>V</b>	0.530	0.079	0.846	0.358	9.540	0.090
<b>Cr</b>	42.590	41.200	44.290	44.680	96.320	42.920
<b>Co</b>	118.690	119.920	123.310	117.660	114.980	114.800
<b>Ni</b>	2993.950	3056.730	3127.760	3012.900	3000.130	3021.430
<b>Zn</b>	57.860	40.420	35.210	37.630	35.280	29.820
<b>Ga</b>	0.025	0.028	0.027	0.028	0.083	0.027
<b>Rb</b>	0.030	0.037	0.042	0.042	0.041	0.042
<b>Sr</b>	0.207	0.087	0.013	0.062	0.095	0.015
<b>Y</b>	0.008	0.006	0.020	0.007	0.006	0.005
<b>Zr</b>	0.032	0.006	0.008	0.037	0.009	0.006
<b>Nb</b>	0.000	0.003	0.005	0.003	0.006	0.003
<b>Cs</b>	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004
<b>Ba</b>	0.041	0.009	0.015	0.062	0.014	0.017
<b>La</b>	0.032	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001
<b>Ce</b>	0.000	0.001	0.002	0.007	0.003	0.004
<b>Pr</b>	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
<b>Nd</b>	0.005	0.011	0.010	0.003	0.006	0.009
<b>Sm</b>	0.008	0.014	0.010	0.012	0.010	0.009
<b>Eu</b>	0.000	0.003	0.003	0.003	0.000	0.004
<b>Gd</b>	0.010	0.013	0.007	0.016	0.019	0.010
<b>Tb</b>	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
<b>Dy</b>	0.008	0.008	0.008	0.013	0.015	0.010
<b>Ho</b>	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001
<b>Er</b>	0.009	0.009	0.006	0.007	0.009	0.006
<b>Tm</b>	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
<b>Yb</b>	0.016	0.024	0.016	0.019	0.015	0.017
<b>Lu</b>	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.007
<b>Hf</b>	0.007	0.008	0.004	0.008	0.009	0.008
<b>Ta</b>	0.000	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002
<b>Pb</b>	0.015	0.012	0.014	0.012	0.011	0.012
<b>Th</b>	0.003	0.006	0.006	0.005	0.007	0.006
<b>U</b>	0.004	0.006	0.005	0.005	0.007	0.005



Ek Tablo 12. Harzburjıt içerisindeki ortopiroksenlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları

Örnek	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	Y-5	Y-5	Y-5
	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Ulaş	Ulaş	Ulaş
	Opir 1-1	Opir 1-2	Opir 1-3	Opir 2-1	Opir 2-2	Opir 2-3	Opir 1-1	Opir 1-2	Opir 1-3
<b>Li</b>	17.030	9.470	17.330	8.610	27.130	24.050	1.190	2.440	1.830
<b>Sc</b>	29.200	30.750	33.140	3.420	29.760	29.060	23.210	22.560	23.670
<b>Ti</b>	432.480	483.000	509.250	38.120	463.570	464.810	279.680	284.690	285.750
<b>V</b>	48.210	59.450	82.240	7.220	43.530	70.440	0.120	0.108	0.100
<b>Cr</b>	3880.880	4255.180	4152.510	120.500	3512.720	3540.970	4480.710	4353.780	4588.580
<b>Co</b>	62.740	63.700	67.010	103.490	60.880	60.860	56.660	57.480	53.110
<b>Ni</b>	644.880	694.940	733.110	2068.370	679.090	694.860	705.280	697.690	692.450
<b>Zn</b>	50.480	46.730	63.510	29.170	60.680	71.450	41.820	47.250	52.690
<b>Ga</b>	3.310	3.350	3.550	0.264	3.300	3.100	1.350	1.460	1.280
<b>Rb</b>	3.310	0.630	0.604	0.922	3.930	3.740	0.058	0.176	0.104
<b>Sr</b>	0.411	0.441	0.812	0.183	0.981	1.032	0.006	0.013	0.070
<b>Y</b>	0.815	0.855	1.065	0.057	0.855	0.985	0.137	0.146	0.141
<b>Zr</b>	0.235	0.287	0.310	0.021	0.284	0.329	0.016	0.009	0.019
<b>Nb</b>	0.010	0.011	0.009	0.002	0.004	0.005	0.008	0.005	0.005
<b>Cs</b>	1.495	0.229	0.210	0.652	1.680	2.020	0.004	0.057	0.045
<b>Ba</b>	1.548	3.340	5.780	0.497	3.200	4.270	0.016	0.008	0.033
<b>La</b>	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.004	0.001	0.001	0.003
<b>Ce</b>	0.001	0.002	0.002	0.001	0.005	0.025	0.002	0.001	0.003
<b>Pr</b>	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001
<b>Nd</b>	0.006	0.014	0.007	0.005	0.005	0.009	0.011	0.010	0.010
<b>Sm</b>	0.010	0.011	0.013	0.008	0.010	0.013	0.011	0.009	0.006
<b>Eu</b>	0.002	0.002	0.007	0.002	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004
<b>Gd</b>	0.017	0.019	0.040	0.004	0.028	0.018	0.018	0.012	0.012
<b>Tb</b>	0.006	0.010	0.010	0.001	0.008	0.009	0.002	0.002	0.002
<b>Dy</b>	0.083	0.101	0.094	0.010	0.113	0.097	0.015	0.024	0.023
<b>Ho</b>	0.025	0.028	0.038	0.002	0.030	0.033	0.004	0.006	0.004
<b>Er</b>	0.147	0.115	0.157	0.009	0.108	0.152	0.022	0.012	0.027
<b>Tm</b>	0.026	0.032	0.038	0.002	0.034	0.027	0.003	0.005	0.005
<b>Yb</b>	0.283	0.235	0.276	0.025	0.233	0.291	0.062	0.055	0.043
<b>Lu</b>	0.040	0.046	0.057	0.007	0.048	0.053	0.011	0.009	0.009
<b>Hf</b>	0.025	0.024	0.034	0.006	0.012	0.021	0.005	0.008	0.009
<b>Ta</b>	0.009	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.004	0.002	0.002
<b>Pb</b>	0.022	0.029	0.042	0.025	0.032	0.059	0.012	0.010	0.011
<b>Th</b>	0.004	0.005	0.006	0.003	0.004	0.005	0.006	0.005	0.005
<b>U</b>	0.003	0.004	0.006	0.004	0.005	0.005	0.007	0.005	0.006

Ek Tablo 12'nin devamı

Örnek	Y-5	Y-5	Y-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5
	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova
	Opir 2-1	Opir 2-2	Opir 2-3	Opir 2-1	Opir 2-2	Opir 2-3	Opir 1-1	Opir 1-2	Opir 1-3
<b>Li</b>	3.040	1.750	3.300	1.870	1.470	4.480	2.300	1.750	1.720
<b>Sc</b>	25.090	24.140	23.990	22.820	23.680	24.810	25.380	26.940	27.100
<b>Ti</b>	277.900	281.070	282.150	40.530	43.350	45.420	47.600	45.510	46.800
<b>V</b>	0.087	12.530	0.100	0.070	0.090	0.080	0.110	0.116	0.115
<b>Cr</b>	4381.640	3129.820	4247.730	4742.000	5374.450	5533.250	4824.500	4997.740	5096.450
<b>Co</b>	49.870	78.480	52.950	55.860	62.320	62.360	62.620	63.580	62.100
<b>Ni</b>	666.880	864.050	689.300	732.140	821.660	823.640	804.350	823.210	794.890
<b>Zn</b>	60.060	72.030	51.980	44.500	52.230	52.180	53.330	52.880	49.520
<b>Ga</b>	1.080	0.698	1.280	1.370	1.480	1.530	1.420	1.460	1.570
<b>Rb</b>	0.308	0.322	0.144	0.189	0.038	0.577	0.095	0.058	0.057
<b>Sr</b>	0.068	0.095	0.035	0.227	0.309	0.316	0.782	0.293	0.113
<b>Y</b>	0.152	0.368	0.138	0.120	0.138	0.161	0.138	0.155	0.178
<b>Zr</b>	0.008	0.011	0.008	0.029	0.058	0.018	0.109	0.029	0.017
<b>Nb</b>	0.006	0.004	0.004	0.004	0.007	0.008	0.012	0.006	0.003
<b>Cs</b>	0.096	0.105	0.039	0.055	0.007	0.145	0.010	0.006	0.007
<b>Ba</b>	0.013	0.066	0.012	0.500	0.102	1.840	1.930	0.544	0.049
<b>La</b>	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.004	0.004	0.002	0.002
<b>Ce</b>	0.036	0.006	0.002	0.002	0.004	0.001	0.002	0.003	0.002
<b>Pr</b>	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002
<b>Nd</b>	0.005	0.007	0.007	0.003	0.011	0.006	0.022	0.015	0.020
<b>Sm</b>	0.007	0.010	0.012	0.004	0.011	0.005	0.013	0.020	0.030
<b>Eu</b>	0.003	0.002	0.004	0.003	0.001	0.003	0.003	0.003	0.005
<b>Gd</b>	0.006	0.013	0.008	0.010	0.009	0.010	0.015	0.014	0.010
<b>Tb</b>	0.002	0.005	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003
<b>Dy</b>	0.016	0.039	0.010	0.017	0.011	0.014	0.015	0.013	0.012
<b>Ho</b>	0.005	0.014	0.004	0.004	0.003	0.005	0.005	0.006	0.005
<b>Er</b>	0.014	0.045	0.017	0.024	0.020	0.039	0.032	0.022	0.025
<b>Tm</b>	0.004	0.008	0.005	0.005	0.008	0.008	0.006	0.010	0.005
<b>Yb</b>	0.045	0.091	0.053	0.082	0.067	0.071	0.063	0.063	0.067
<b>Lu</b>	0.012	0.014	0.012	0.012	0.015	0.013	0.017	0.015	0.015
<b>Hf</b>	0.005	0.006	0.009	0.005	0.005	0.005	0.008	0.008	0.008
<b>Ta</b>	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003
<b>Pb</b>	0.015	0.011	0.010	0.025	0.008	0.019	0.056	0.038	0.202
<b>Th</b>	0.003	0.004	0.007	0.002	0.004	0.003	0.008	0.006	0.007
<b>U</b>	0.005	0.004	0.004	0.003	0.004	0.005	0.007	0.007	0.008

Ek Tablo 13. Piroksenit içerisindeki ortopiroksenlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları

Örnek	D-3	D-3	D-3	D-3	D-3	D-3
	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop
	Opir 2-1	Opir 2-2	Opir 2-3	Opir 2-1	Opir 2-2	Opir 2-3
Li	48.390	44.130	42.980	64.800	48.830	61.930
Sc	19.360	20.380	20.210	20.610	19.450	22.920
Ti	133.640	153.820	137.730	144.670	142.640	197.850
V	0.080	0.080	0.060	0.060	0.070	0.060
Cr	6800.380	6812.630	6864.540	5109.650	6480.420	4107.600
Co	61.560	70.950	53.640	59.190	52.280	480.070
Ni	801.360	934.310	751.330	888.840	813.220	1159.960
Zn	107.320	104.420	117.590	129.160	104.870	89.590
Ga	3.740	3.810	3.480	4.280	3.800	3.880
Rb	4.270	5.500	4.780	3.290	3.910	3.100
Sr	7.160	7.720	7.720	6.470	8.170	7.210
Y	0.739	0.833	0.793	0.666	0.803	0.802
Zr	0.597	1.397	1.203	3.450	5.190	5.180
Nb	0.021	0.019	0.023	0.054	0.052	0.045
Cs	5.770	7.450	6.540	3.970	3.940	2.920
Ba	39.030	43.390	42.800	29.990	43.940	48.320
La	0.019	0.036	0.037	0.140	0.192	0.181
Ce	0.048	0.085	0.070	0.368	0.353	0.334
Pr	0.005	0.008	0.009	0.036	0.046	0.042
Nd	0.073	0.036	0.046	0.120	0.138	0.157
Sm	0.024	0.018	0.011	0.018	0.041	0.043
Eu	0.008	0.009	0.007	0.016	0.012	0.017
Gd	0.028	0.037	0.038	0.038	0.057	0.073
Tb	0.009	0.012	0.008	0.008	0.012	0.016
Dy	0.088	0.093	0.103	0.083	0.110	0.119
Ho	0.022	0.026	0.026	0.021	0.028	0.028
Er	0.094	0.112	0.092	0.084	0.096	0.083
Tm	0.015	0.015	0.017	0.014	0.018	0.016
Yb	0.130	0.167	0.152	0.093	0.130	0.139
Lu	0.021	0.026	0.029	0.018	0.024	0.022
Hf	0.024	0.037	0.038	0.114	0.159	0.146
Ta	0.004	0.002	0.003	0.003	0.005	0.003
Pb	0.277	0.158	0.111	0.395	0.391	0.556
Th	0.009	0.011	0.013	0.060	0.058	0.075
U	0.008	0.011	0.015	0.031	0.033	0.032

Ek Tablo 14. Harzburjıt içerisindeki klinopiroksenlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları

Örnek	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1
	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop
	Kpir1-1	Kpir 1-2	Kpir 1-3	Kpir 2-1	Kpir 2-2	Kpir 2-3	Kpir 3-1	Kpir 3-2	Kpir 3-3
<b>Li</b>	8.540	6.550	7.700	3.930	8.200	4.680	3.7	3.99	4.66
<b>Sc</b>	66.120	65.490	64.070	61.010	62.110	61.610	66.62	65.99	65.01
<b>Ti</b>	1272.670	1232.080	1197.510	1032.690	1112.250	1054.270	1244.73	1271.97	1240.68
<b>V</b>	0.13	77.180	90.870	98.690	96.350	121.490	135.14	99.4	117.39
<b>Cr</b>	7512.380	6993.600	8018.570	6664.680	6841.760	6854.850	6066.66	5828.4	5927.31
<b>Co</b>	31.290	26.900	31.650	24.020	25.490	23.480	30.04	26.06	23.54
<b>Ni</b>	451.050	417.380	469.000	391.100	399.210	388.680	436.52	422.06	388.56
<b>Zn</b>	52.760	49.730	65.480	18.120	17.570	15.840	20.3	16.13	14.35
<b>Ga</b>	4.430	3.970	4.470	3.130	3.380	3.330	3.36	3.41	3.36
<b>Rb</b>	0.412	0.195	0.390	0.291	0.271	0.566	0.144	0.119	0.078
<b>Sr</b>	2.880	2.660	2.670	2.580	2.690	2.660	2.75	2.191	2.19
<b>Y</b>	10.180	10.070	9.440	8.700	8.730	8.500	9.63	9.79	9.62
<b>Zr</b>	3.600	3.440	3.250	3.330	3.400	3.180	3.55	3.81	3.61
<b>Nb</b>	0.015	0.007	0.007	0.009	0.011	0.009	0.0097	0.0108	0.0064
<b>Cs</b>	0.493	0.212	0.435	0.322	0.290	0.600	0.146	0.0842	0.1078
<b>Ba</b>	1.810	0.782	1.261	0.623	2.000	1.300	7.02	0.294	0.118
<b>La</b>	0.020	0.017	0.016	0.017	0.014	0.017	0.0183	0.0173	0.0153
<b>Ce</b>	0.163	0.157	0.139	0.147	0.155	0.145	0.143	0.1435	0.1466
<b>Pr</b>	0.077	0.072	0.071	0.066	0.071	0.073	0.0682	0.0705	0.0655
<b>Nd</b>	0.820	0.780	0.754	0.730	0.713	0.712	0.691	0.754	0.715
<b>Sm</b>	0.592	0.570	0.538	0.519	0.492	0.455	0.523	0.547	0.529
<b>Eu</b>	0.253	0.253	0.236	0.208	0.221	0.207	0.22	0.235	0.216
<b>Gd</b>	1.112	1.072	1.085	0.976	0.917	0.922	1.027	1.004	0.939
<b>Tb</b>	0.232	0.231	0.235	0.200	0.201	0.201	0.219	0.214	0.201
<b>Dy</b>	1.816	1.816	1.660	1.463	1.464	1.522	1.601	1.644	1.64
<b>Ho</b>	0.393	0.389	0.371	0.318	0.326	0.318	0.36	0.347	0.329
<b>Er</b>	1.132	1.132	1.104	0.965	0.975	0.914	0.993	0.988	1.051
<b>Tm</b>	0.172	0.171	0.165	0.137	0.150	0.130	0.1467	0.156	0.158
<b>Yb</b>	1.118	1.054	0.952	0.931	0.942	0.855	0.904	0.993	0.954
<b>Lu</b>	0.154	0.149	0.135	0.142	0.140	0.129	0.146	0.142	0.14
<b>Hf</b>	0.256	0.233	0.216	0.180	0.182	0.193	0.23	0.228	0.201
<b>Ta</b>	0.00225	0.0038	0.00178	0.0034	0.00189	0.00241	0.00265	0.00132	0.00145
<b>Pb</b>	0.127	0.146	0.099	0.075	0.084	0.088	0.0498	0.0588	0.078
<b>Th</b>	0.0058	0.0056	0.0053	0.0059	0.0054	0.0048	0.0047	0.0029	0.0030
<b>U</b>	0.0054	0.006	0.0049	0.0058	0.0052	0.0043	0.0050	0.0030	0.0042

Ek Tablo 15. Piroksenit içerisindeki klinopiroksenlere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları

Örnek	P-9	P-9	P-9	P-9	P-9	P-9	P-9	P-9	P-9
	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş
	Kpir1-1	Kpir 1-2	Kpir 1-3	Kpir 2-1	Kpir 2-2	Kpir 2-3	Kpir 3-1	Kpir 3-2	Kpir 3-3
<b>Li</b>	2.050	2.480	2.430	1.360	1.930	1.380	1.240	0.815	0.867
<b>Sc</b>	54.270	53.780	54.950	53.750	54.710	53.570	53.650	52.860	53.770
<b>Ti</b>	241.540	242.910	246.910	242.130	245.760	241.680	233.050	239.120	237.700
<b>V</b>	55.740	59.620	52.800	56.600	53.080	64.280	52.740	47.540	58.690
<b>Cr</b>	3256.460	3300.310	3455.660	3220.920	3402.110	3340.270	3283.500	3247.700	3312.750
<b>Co</b>	31.320	29.390	32.070	29.080	32.490	29.500	30.830	29.760	29.090
<b>Ni</b>	156.640	142.880	157.380	135.800	154.450	140.790	127.940	128.530	129.400
<b>Zn</b>	29.990	22.060	21.430	20.800	24.450	22.290	17.540	14.750	15.360
<b>Ga</b>	1.120	1.149	1.067	1.054	1.098	1.100	1.060	1.051	1.065
<b>Rb</b>	0.055	0.048	0.040	0.046	0.048	0.041	0.029	0.038	0.036
<b>Sr</b>	4.080	3.530	4.010	3.480	4.040	3.830	3.430	3.310	3.440
<b>Y</b>	1.237	1.177	1.234	1.196	1.252	1.198	1.169	1.175	1.128
<b>Zr</b>	0.207	0.117	0.099	0.113	0.116	0.110	0.113	0.110	0.102
<b>Nb</b>	0.014	0.005	0.004	0.009	0.0055	0.007	0.008	0.007	0.004
<b>Cs</b>	0.005	0.0047	0.008	0.008	0.015	0.0046	0.013	0.0031	0.0042
<b>Ba</b>	0.573	0.331	0.660	0.306	0.727	0.462	0.487	0.371	0.324
<b>La</b>	0.012	0.006	0.018	0.007	0.009	0.011	0.007	0.007	0.007
<b>Ce</b>	0.029	0.030	0.033	0.029	0.034	0.029	0.024	0.027	0.028
<b>Pr</b>	0.008	0.004	0.008	0.008	0.009	0.007	0.006	0.006	0.006
<b>Nd</b>	0.074	0.068	0.072	0.074	0.059	0.079	0.075	0.065	0.042
<b>Sm</b>	0.070	0.055	0.050	0.067	0.079	0.058	0.038	0.057	0.061
<b>Eu</b>	0.024	0.029	0.034	0.028	0.025	0.033	0.026	0.028	0.027
<b>Gd</b>	0.109	0.142	0.114	0.120	0.127	0.138	0.115	0.134	0.133
<b>Tb</b>	0.027	0.030	0.029	0.030	0.027	0.025	0.025	0.030	0.033
<b>Dy</b>	0.211	0.201	0.235	0.195	0.259	0.182	0.202	0.224	0.196
<b>Ho</b>	0.050	0.048	0.046	0.055	0.052	0.050	0.054	0.054	0.050
<b>Er</b>	0.146	0.142	0.145	0.165	0.154	0.150	0.149	0.120	0.138
<b>Tm</b>	0.019	0.022	0.019	0.022	0.024	0.022	0.022	0.018	0.024
<b>Yb</b>	0.166	0.135	0.129	0.113	0.174	0.122	0.141	0.154	0.150
<b>Lu</b>	0.020	0.019	0.019	0.020	0.023	0.021	0.017	0.021	0.019
<b>Hf</b>	0.075	0.0088	0.0113	0.019	0.0070	0.008	0.0054	0.013	0.0091
<b>Ta</b>	0.0019	0.00219	0.00246	0.0029	0.0035	0.0030	0.00191	0.00257	0.00152
<b>Pb</b>	0.077	0.024	0.022	0.015	0.0150	0.0121	0.012	0.016	0.014
<b>Th</b>	0.005	0.0051	0.0056	0.0050	0.0079	0.0054	0.0033	0.003	0.0063
<b>U</b>	0.005	0.0047	0.0054	0.004	0.0085	0.0068	0.0039	0.0040	0.0046

Ek Tablo 15'in devamı

Örnek	TV-40	TV-40	TV-40	TV-40	TV-40	TV-40	TV-40	TV-40	TV-40
	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova
	Kpir1-1	Kpir 1-2	Kpir 1-3	Kpir 2-1	Kpir 2-2	Kpir 2-3	Kpir 3-1	Kpir 3-2	Kpir 3-3
<b>Li</b>	3.050	3.740	4.380	2.530	2.590	2.650	2.660	3.330	2.500
<b>Sc</b>	72.790	75.140	72.820	66.850	67.490	65.740	68.490	69.160	69.880
<b>Ti</b>	436.650	522.650	429.000	351.600	353.530	339.430	359.650	405.700	430.160
<b>V</b>	131.850	152.030	98.870	0.07	107.640	61.910	74.220	76.880	98.920
<b>Cr</b>	6425.160	5313.490	6519.350	7314.310	6629.550	6114.680	5994.180	6597.710	5959.710
<b>Co</b>	29.580	27.920	30.520	21.090	21.230	19.990	27.160	27.080	27.920
<b>Ni</b>	404.860	391.890	424.980	355.470	375.540	373.930	383.340	397.210	386.780
<b>Zn</b>	18.320	15.880	36.680	41.340	27.110	17.750	17.180	21.750	16.880
<b>Ga</b>	2.570	2.230	2.720	2.030	1.900	1.920	2.320	2.560	2.490
<b>Rb</b>	0.035	0.035	0.060	0.033	0.035	0.025	0.026	0.060	0.035
<b>Sr</b>	3.550	3.790	3.830	3.380	3.200	3.350	3.340	3.700	4.070
<b>Y</b>	3.790	3.960	3.650	2.980	3.040	2.920	3.210	3.590	3.760
<b>Zr</b>	1.417	1.482	1.281	1.223	1.193	1.172	1.122	1.394	1.460
<b>Nb</b>	0.038	0.042	0.051	0.112	0.119	0.091	0.045	0.056	0.047
<b>Cs</b>	0.0029	0.007	0.011	0.0031	0.004	0.002	0.002	0.008	0.0030
<b>Ba</b>	0.085	0.165	0.204	0.133	0.110	0.110	0.113	0.196	0.448
<b>La</b>	0.118	0.123	0.113	0.134	0.132	0.129	0.123	0.126	0.120
<b>Ce</b>	0.382	0.408	0.381	0.332	0.307	0.298	0.403	0.399	0.404
<b>Pr</b>	0.064	0.073	0.067	0.046	0.045	0.044	0.058	0.068	0.076
<b>Nd</b>	0.405	0.404	0.381	0.310	0.242	0.238	0.324	0.381	0.368
<b>Sm</b>	0.170	0.204	0.187	0.102	0.120	0.112	0.165	0.159	0.186
<b>Eu</b>	0.065	0.069	0.063	0.040	0.042	0.044	0.054	0.064	0.076
<b>Gd</b>	0.396	0.378	0.354	0.280	0.243	0.273	0.257	0.366	0.338
<b>Tb</b>	0.081	0.088	0.083	0.063	0.061	0.057	0.066	0.074	0.071
<b>Dy</b>	0.599	0.719	0.607	0.485	0.500	0.454	0.521	0.602	0.621
<b>Ho</b>	0.142	0.160	0.134	0.112	0.123	0.104	0.117	0.141	0.146
<b>Er</b>	0.444	0.457	0.430	0.353	0.373	0.332	0.350	0.380	0.425
<b>Tm</b>	0.067	0.070	0.070	0.056	0.056	0.053	0.056	0.064	0.065
<b>Yb</b>	0.474	0.467	0.434	0.357	0.385	0.374	0.409	0.435	0.476
<b>Lu</b>	0.071	0.070	0.067	0.059	0.056	0.055	0.060	0.060	0.071
<b>Hf</b>	0.055	0.081	0.050	0.052	0.048	0.044	0.038	0.049	0.058
<b>Ta</b>	0.002	0.002	0.002	0.005	0.008	0.004	0.002	0.002	0.005
<b>Pb</b>	0.044	0.079	0.085	0.045	0.083	0.043	0.031	0.040	0.102
<b>Th</b>	0.005	0.007	0.005	0.025	0.025	0.023	0.006	0.007	0.013
<b>U</b>	0.0044	0.0049	0.005	0.005	0.0048	0.009	0.0036	0.004	0.0048

Ek Tablo 16. Harzburjit içerisindeki spinellere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları

Örnek	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1	D-60-1
	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop
	Spnl 1-1	Spnl 1-2	Spnl 1-3	Spnl 2-1	Spnl 2-2	Spnl 2-3	Spnl 3-1
Li	0.760	0.580	0.290	3.020	3.530	2.390	1.530
Sc	1.334	1.380	1.363	2.050	1.962	1.016	1.010
Ti	671.640	705.450	681.790	525.200	453.370	389.660	698.880
V	0.110	0.130	0.120	0.170	0.160	0.120	0.200
Cr	163024.8	176752.56	167995.80	168214.88	171214.48	166064.13	177297.55
Co	469.830	477.290	468.070	536.660	678.090	465.470	452.280
Ni	1955.890	1977.050	1916.270	3686.820	4408.390	2586.930	2067.480
Zn	1913.160	1826.200	1766.710	2476.770	2970.590	2375.540	1988.520
Ga	81.810	78.160	78.240	82.800	82.220	88.910	80.380
Rb	0.040	0.045	0.044	0.205	0.451	0.060	1.940
Sr	0.126	0.184	0.091	0.403	0.499	0.492	1.950
Y	0.061	0.076	0.049	0.319	0.199	0.102	0.152
Zr	0.637	0.235	0.183	0.200	0.239	0.183	8.230
Nb	0.208	0.235	0.216	0.220	0.211	0.197	0.293
Cs	0.003	0.004	0.004	0.754	0.455	0.052	0.024
Ba	0.282	0.228	0.135	2.560	1.850	1.550	18.480
La	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.260
Ce	0.009	0.005	0.019	0.014	0.010	0.003	0.550
Pr	0.002	0.002	0.002	0.006	0.003	0.001	0.065
Nd	0.013	0.010	0.018	0.034	0.029	0.023	0.300
Sm	0.011	0.013	0.018	0.034	0.016	0.013	0.053
Eu	0.002	0.004	0.006	0.013	0.010	0.005	0.048
Gd	0.009	0.012	0.015	0.062	0.021	0.021	0.020
Tb	0.003	0.002	0.002	0.008	0.006	0.003	0.007
Dy	0.014	0.012	0.021	0.098	0.041	0.015	0.020
Ho	0.001	0.004	0.002	0.017	0.007	0.005	0.006
Er	0.009	0.009	0.007	0.043	0.018	0.014	0.018
Tm	0.002	0.002	0.003	0.005	0.004	0.002	0.009
Yb	0.014	0.015	0.015	0.022	0.021	0.014	0.026
Lu	0.002	0.003	0.002	0.005	0.004	0.003	0.005
Hf	0.009	0.013	0.010	0.015	0.011	0.007	0.268
Ta	0.003	0.002	0.002	0.005	0.004	0.004	0.013
Pb	0.066	0.030	0.039	0.098	0.462	0.130	0.690
Th	0.006	0.005	0.005	0.009	0.008	0.007	0.110
U	0.005	0.007	0.005	0.012	0.006	0.007	0.052

Ek Tablo 16'nın devamı

Örnek	D-60-1	D-60-1	Y-5	Y-5	Y-5	KR-5	KR-5
	Kop	Kop	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Yeşilova	Yeşilova
	Spnl 3-2	Spnl 3-3	Spnl 1-1	Spnl 1-2	Spnl 1-3	Spnl 1-1	Spnl 1-2
Li	1.080	1.040	2.370	6.680	3.660	3.900	1.600
Sc	1.035	1.141	3.960	2.960	3.050	43.930	6.180
Ti	731.610	738.510	1304.090	1312.350	1202.870	239.910	207.660
V	0.160	0.140	0.240	0.0	0.360	0.540	0.320
Cr	176782.890	180916.060	544697.000	546821.880	519780.440	570910.690	608548.560
Co	455.400	476.340	794.550	810.270	779.390	1020.150	934.240
Ni	2092.410	2167.980	1539.850	1429.870	1339.340	6005.840	1657.560
Zn	2053.190	1753.310	3306.140	3149.440	3148.550	3763.080	3794.650
Ga	82.180	86.860	57.720	56.260	56.820	57.290	58.020
Rb	0.841	0.309	0.209	0.760	0.333	0.218	0.143
Sr	1.310	0.464	0.053	0.045	0.128	8.470	4.780
Y	0.084	0.028	0.016	0.008	0.009	0.095	0.016
Zr	3.800	1.297	0.453	0.434	0.653	0.557	0.626
Nb	0.264	0.266	0.615	0.616	0.533	0.609	0.709
Cs	0.018	0.011	0.052	0.328	0.140	0.047	0.014
Ba	9.020	3.610	0.040	0.025	0.387	8.550	4.780
La	0.117	0.041	0.003	0.003	0.014	0.032	0.005
Ce	0.227	0.074	0.007	0.003	0.016	0.284	0.009
Pr	0.030	0.011	0.002	0.002	0.003	0.007	0.004
Nd	0.137	0.045	0.026	0.023	0.031	0.046	0.027
Sm	0.021	0.015	0.028	0.026	0.036	0.058	0.045
Eu	0.015	0.007	0.005	0.005	0.009	0.019	0.006
Gd	0.018	0.011	0.021	0.011	0.020	0.027	0.041
Tb	0.006	0.002	0.005	0.003	0.004	0.004	0.007
Dy	0.020	0.010	0.014	0.016	0.020	0.047	0.036
Ho	0.004	0.002	0.004	0.004	0.002	0.008	0.004
Er	0.023	0.010	0.011	0.020	0.008	0.055	0.022
Tm	0.004	0.002	0.005	0.004	0.003	0.011	0.005
Yb	0.017	0.010	0.036	0.045	0.037	0.137	0.039
Lu	0.004	0.003	0.004	0.005	0.003	0.014	0.005
Hf	0.121	0.035	0.014	0.015	0.025	0.041	0.028
Ta	0.005	0.004	0.004	0.003	0.006	0.010	0.005
Pb	0.384	0.155	0.026	0.028	0.031	0.054	0.037
Th	0.055	0.013	0.012	0.010	0.021	0.026	0.020
U	0.033	0.014	0.014	0.011	0.010	0.019	0.018



Ek Tablo 16'nın devamı

Örnek	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5	KR-5
	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova
	Spnl 1-3	Spnl 2-1	Spnl 2-2	Spnl 2-3	Spnl 3-1	Spnl 3-2	Spnl 3-3
<b>Li</b>	1.740	0.690	1.670	2.290	0.470	0.640	0.850
<b>Sc</b>	7.460	3.560	4.240	18.660	6.180	5.570	5.680
<b>Ti</b>	221.190	257.000	211.910	232.950	224.900	241.240	233.420
<b>V</b>	0.420	0.300	0.300	0.250	0.300	0.00	0.320
<b>Cr</b>	588502.250	635558.000	597710.690	607327.310	636364.380	672894.560	672295.380
<b>Co</b>	1012.190	954.520	873.920	913.600	939.480	968.470	961.850
<b>Ni</b>	6061.240	1217.510	1159.940	1490.280	1172.600	1183.240	1191.060
<b>Zn</b>	3673.280	3814.430	3445.230	3298.310	3832.090	3821.180	4232.880
<b>Ga</b>	58.950	63.210	58.530	56.450	64.370	59.150	57.940
<b>Rb</b>	0.184	0.138	0.183	0.112	0.127	0.138	0.151
<b>Sr</b>	1.870	0.468	0.752	0.774	0.227	0.091	2.670
<b>Y</b>	0.018	0.017	0.010	0.068	0.024	0.007	0.043
<b>Zr</b>	0.494	0.644	0.616	0.532	0.610	0.514	0.558
<b>Nb</b>	0.688	0.755	0.783	0.703	0.757	0.857	0.785
<b>Cs</b>	0.021	0.014	0.017	0.129	0.010	0.013	0.011
<b>Ba</b>	1.980	1.920	2.580	3.160	0.241	0.065	7.180
<b>La</b>	0.006	0.008	0.007	0.005	0.019	0.009	0.008
<b>Ce</b>	0.006	0.025	0.017	0.018	0.021	0.005	0.035
<b>Pr</b>	0.006	0.003	0.006	0.006	0.004	0.007	0.005
<b>Nd</b>	0.027	0.029	0.028	0.014	0.025	0.016	0.028
<b>Sm</b>	0.043	0.090	0.033	0.041	0.032	0.023	0.051
<b>Eu</b>	0.000	0.012	0.008	0.007	0.008	0.006	0.010
<b>Gd</b>	0.023	0.051	0.038	0.030	0.030	0.033	0.029
<b>Tb</b>	0.005	0.003	0.004	0.006	0.004	0.004	0.008
<b>Dy</b>	0.053	0.029	0.024	0.028	0.033	0.022	0.032
<b>Ho</b>	0.008	0.009	0.005	0.005	0.004	0.003	0.004
<b>Er</b>	0.039	0.023	0.023	0.014	0.022	0.020	0.020
<b>Tm</b>	0.005	0.006	0.005	0.004	0.007	0.005	0.004
<b>Yb</b>	0.068	0.031	0.039	0.030	0.037	0.034	0.039
<b>Lu</b>	0.009	0.005	0.010	0.007	0.006	0.005	0.003
<b>Hf</b>	0.037	0.023	0.019	0.014	0.014	0.024	0.027
<b>Ta</b>	0.010	0.005	0.006	0.006	0.008	0.007	0.011
<b>Pb</b>	0.065	0.256	0.030	0.032	0.031	0.039	0.234
<b>Th</b>	0.027	0.016	0.009	0.011	0.013	0.015	0.016
<b>U</b>	0.023	0.010	0.015	0.013	0.013	0.016	0.013

Ek Tablo 17. Dunit içerisindeki spinellere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları

Örnek	RA-5	RA-5	RA-5	RA-5	RA-5	RA-5	Y-1
	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Kop	Ulaş
	Spnl 1-1	Spnl 1-2	Spnl 1-3	Spnl 2-1	Spnl 2-2	Spnl 2-3	Spnl 1-1
Li	0.329	1.560	1.001	0.157	0.376	0.267	0.614
Sc	7.150	34.730	15.760	6.640	6.710	6.720	7.520
Ti	1023.020	1087.790	1062.410	1010.820	965.380	961.900	1561.200
V	0.290	0.260	0.200	0.160	0.160	0.120	0.000
Cr	342347.380	340066.810	355718.130	332201.560	331870.880	332381.060	465821.600
Co	229.310	236.480	240.050	225.680	229.470	221.810	396.100
Ni	603.270	1039.780	614.540	575.210	593.420	572.670	1442.300
Zn	364.480	338.200	348.180	353.560	361.230	322.880	825.600
Ga	22.320	21.390	22.330	21.410	22.320	21.860	61.300
Rb	0.059	0.253	0.160	0.076	0.212	0.093	0.165
Sr	1.875	1.877	2.320	0.960	1.002	0.605	0.651
Y	0.080	0.922	0.357	0.042	0.047	0.045	0.086
Zr	0.783	1.101	0.836	0.582	1.132	0.855	0.081
Nb	0.471	0.474	0.482	0.458	0.459	0.452	0.890
Cs	0.005	0.099	0.020	0.012	0.013	0.008	0.021
Ba	0.502	0.665	1.996	0.422	1.663	0.941	1.270
La	0.050	0.151	0.035	0.015	0.050	0.018	0.019
Ce	0.063	0.187	0.075	0.038	0.054	0.038	0.210
Pr	0.007	0.037	0.012	0.005	0.007	0.007	0.004
Nd	0.053	0.192	0.083	0.026	0.038	0.029	0.020
Sm	0.018	0.067	0.025	0.014	0.011	0.008	0.026
Eu	0.005	0.018	0.008	0.006	0.008	0.002	0.004
Gd	0.023	0.079	0.044	0.025	0.011	0.012	0.019
Tb	0.002	0.020	0.007	0.003	0.003	0.001	0.008
Dy	0.016	0.172	0.063	0.043	0.012	0.005	0.023
Ho	0.005	0.040	0.017	0.005	0.002	0.003	0.004
Er	0.008	0.081	0.053	0.013	0.007	0.008	0.019
Tm	0.002	0.014	0.006	0.001	0.002	0.002	0.005
Yb	0.018	0.085	0.041	0.010	0.019	0.009	0.017
Lu	0.002	0.011	0.008	0.002	0.001	0.001	0.005
Hf	0.018	0.070	0.038	0.017	0.028	0.010	0.000
Ta	0.002	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003	0.005
Pb	0.073	0.150	0.050	0.064	0.057	0.053	0.187
Th	0.005	0.007	0.004	0.004	0.009	0.004	0.000
U	0.007	0.007	0.004	0.009	0.007	0.005	0.007

Ek Tablo 17'nin devamı

Örnek	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	Y-1	TV-33	TV-33
	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Ulaş	Yeşilova	Yeşilova
	Spnl 1-2	Spnl 1-3	Spnl 2-1	Spnl 2-2	Spnl 2-3	Spnl 1-1	Spnl 1-2
<b>Li</b>	0.463	0.396	0.521	0.367	0.411	0.539	0.416
<b>Sc</b>	6.870	4.980	6.320	5.480	6.080	8.750	3.190
<b>Ti</b>	1501.300	1598.300	1118.700	998.300	961.300	1083.870	1069.520
<b>V</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.060	0.060
<b>Cr</b>	456874.200	488631.900	298852.200	279657.500	289361.600	144890.780	154421.110
<b>Co</b>	399.100	401.600	288.300	296.100	300.800	164.740	160.370
<b>Ni</b>	1298.300	1400.600	1280.700	1058.100	1108.400	1375.330	654.290
<b>Zn</b>	849.300	912.300	698.600	706.200	661.900	276.790	291.010
<b>Ga</b>	59.320	66.210	59.360	57.210	58.250	26.050	26.250
<b>Rb</b>	0.129	0.187	0.209	0.162	0.179	0.026	0.024
<b>Sr</b>	0.396	0.241	0.403	0.196	0.391	2.020	1.161
<b>Y</b>	0.021	0.011	0.067	0.023	0.019	0.081	0.006
<b>Zr</b>	0.690	0.510	0.570	0.390	0.530	0.128	0.125
<b>Nb</b>	0.610	0.630	0.290	0.360	0.450	0.164	0.178
<b>Cs</b>	0.098	0.006	0.006	0.006	0.010	0.002	0.002
<b>Ba</b>	0.690	0.096	1.970	0.090	0.162	0.602	0.461
<b>La</b>	0.000	0.000	0.007	0.010	0.019	0.005	0.001
<b>Ce</b>	0.023	0.006	0.031	0.006	0.049	0.005	0.012
<b>Pr</b>	0.003	0.006	0.000	0.007	0.008	0.001	0.001
<b>Nd</b>	0.198	0.012	0.097	0.016	0.017	0.006	0.004
<b>Sm</b>	0.020	0.013	0.000	0.014	0.014	0.010	0.004
<b>Eu</b>	0.004	0.006	0.003	0.003	0.006	0.002	0.001
<b>Gd</b>	0.018	0.023	0.019	0.000	0.015	0.006	0.007
<b>Tb</b>	0.006	0.002	0.004	0.003	0.003	0.002	0.001
<b>Dy</b>	0.000	0.015	0.016	0.014	0.013	0.008	0.005
<b>Ho</b>	0.004	0.004	0.003	0.000	0.006	0.003	0.001
<b>Er</b>	0.015	0.015	0.019	0.013	0.020	0.009	0.003
<b>Tm</b>	0.005	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.001
<b>Yb</b>	0.020	0.024	0.022	0.017	0.019	0.024	0.007
<b>Lu</b>	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.005	0.001
<b>Hf</b>	0.000	0.000	0.013	0.000	0.011	0.006	0.003
<b>Ta</b>	0.005	0.017	0.005	0.005	0.007	0.001	0.001
<b>Pb</b>	0.096	0.054	0.214	0.067	0.145	0.036	0.005
<b>Th</b>	0.010	0.008	0.187	0.010	0.010	0.003	0.003
<b>U</b>	0.014	0.005	0.007	0.007	0.052	0.004	0.003

Ek Tablo 17'nin devamı

Örnek	TV-33	TV-33	TV-33	TV-33	TV-40	TV-40	TV-40
	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova
	Spnl 1-3	Spnl 2-1	Spnl 2-2	Spnl 2-3	Spnl 1-1	Spnl 1-2	Spnl 1-3
<b>Li</b>	0.410	0.385	0.456	0.470	1.000	1.770	0.430
<b>Sc</b>	3.320	3.590	3.540	3.660	8.150	5.980	7.180
<b>Ti</b>	1076.920	1094.170	1076.890	1105.580	2744.580	2337.410	2523.170
<b>V</b>	-NaN	0.070	-NaN	-NaN	0.120	0.130	0.170
<b>Cr</b>	161669.860	163501.480	153524.300	163597.090	357540.590	382990.250	402176.560
<b>Co</b>	162.510	169.460	164.350	158.270	367.280	402.780	412.850
<b>Ni</b>	629.110	643.860	663.260	617.730	1395.120	1588.550	1827.940
<b>Zn</b>	290.910	296.630	280.390	281.220	1009.750	1124.280	1190.450
<b>Ga</b>	28.370	27.420	25.630	27.760	68.370	74.920	77.120
<b>Rb</b>	0.030	0.028	0.039	0.030	0.112	0.113	0.161
<b>Sr</b>	0.274	0.574	0.110	0.044	1.418	0.267	0.766
<b>Y</b>	0.002	0.002	0.007	0.028	1.080	0.095	0.369
<b>Zr</b>	0.152	0.143	0.128	0.147	1.590	0.426	0.743
<b>Nb</b>	0.194	0.187	0.198	0.203	0.611	0.480	0.552
<b>Cs</b>	0.002	0.003	0.003	0.003	0.010	0.010	0.007
<b>Ba</b>	0.105	0.237	0.034	0.013	0.715	0.292	1.630
<b>La</b>	0.001	0.003	0.002	0.001	0.043	0.005	0.037
<b>Ce</b>	0.001	0.003	0.002	0.001	0.079	0.005	0.066
<b>Pr</b>	0.001	0.001	0.002	0.001	0.019	0.005	0.012
<b>Nd</b>	0.006	0.006	0.011	0.006	0.106	0.011	0.033
<b>Sm</b>	0.004	0.006	0.012	0.007	0.025	0.015	0.025
<b>Eu</b>	0.002	0.002	0.002	0.003	0.033	0.010	0.009
<b>Gd</b>	0.008	0.007	0.009	0.012	0.042	0.009	0.025
<b>Tb</b>	0.001	0.001	0.002	0.001	0.016	0.002	0.006
<b>Dy</b>	0.008	0.009	0.006	0.008	0.115	0.020	0.076
<b>Ho</b>	0.001	0.003	0.002	0.001	0.039	0.006	0.016
<b>Er</b>	0.006	0.004	0.007	0.004	0.151	0.023	0.044
<b>Tm</b>	0.002	0.001	0.002	0.001	0.027	0.005	0.009
<b>Yb</b>	0.007	0.009	0.010	0.009	0.195	0.025	0.053
<b>Lu</b>	0.001	0.002	0.002	0.002	0.029	0.009	0.008
<b>Hf</b>	0.005	0.004	0.006	0.005	0.080	0.021	0.014
<b>Ta</b>	0.001	0.002	0.002	0.002	0.008	0.005	0.005
<b>Pb</b>	0.009	0.012	0.010	0.009	0.187	0.026	0.198
<b>Th</b>	0.004	0.004	0.004	0.003	0.006	0.015	0.009
<b>U</b>	0.004	0.003	0.003	0.003	0.013	0.010	0.007

Ek Tablo 17'nin devamı

Örnek	TV-40	TV-40	TV-40	TV-40	TV-40	TV-40
	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova
	Spnl 2-1	Spnl 2-2	Spnl 2-3	Spnl 3-1	Spnl 3-2	Spnl 3-3
<b>Li</b>	17.970	4.650	5.510	0.635	0.460	0.355
<b>Sc</b>	36.670	80.390	11.000	7.490	7.020	5.550
<b>Ti</b>	1602.080	1701.750	1400.290	1519.720	1498.400	1587.370
<b>V</b>	0.190	0.180	0.160	0.150	0.140	0.160
<b>Cr</b>	393041.630	415440.970	425981.340	444380.060	422576.440	477222.470
<b>Co</b>	357.540	371.570	362.710	381.480	388.640	406.770
<b>Ni</b>	1605.830	1640.120	1514.990	1302.590	1270.680	1402.760
<b>Zn</b>	860.960	876.510	857.060	811.390	848.210	911.480
<b>Ga</b>	59.940	64.360	64.130	59.540	60.340	65.230
<b>Rb</b>	0.408	0.408	0.182	0.164	0.062	0.067
<b>Sr</b>	1.510	1.361	1.230	0.646	0.283	0.025
<b>Y</b>	0.753	1.490	0.142	0.061	0.017	0.007
<b>Zr</b>	1.910	1.700	0.949	0.692	0.655	0.493
<b>Nb</b>	2.190	2.470	0.981	0.807	0.615	0.640
<b>Cs</b>	0.045	0.039	0.010	0.011	0.007	0.005
<b>Ba</b>	2.100	1.250	1.290	1.010	0.511	0.020
<b>La</b>	0.165	0.195	0.068	0.017	0.008	0.002
<b>Ce</b>	0.360	0.507	0.167	0.180	0.023	0.006
<b>Pr</b>	0.064	0.071	0.009	0.004	0.003	0.004
<b>Nd</b>	0.206	0.381	0.050	0.020	0.020	0.012
<b>Sm</b>	0.031	0.100	0.022	0.021	0.016	0.012
<b>Eu</b>	0.016	0.019	0.006	0.003	0.004	0.004
<b>Gd</b>	0.062	0.154	0.037	0.013	0.018	0.022
<b>Tb</b>	0.019	0.042	0.004	0.003	0.002	0.002
<b>Dy</b>	0.142	0.243	0.024	0.020	0.009	0.012
<b>Ho</b>	0.035	0.075	0.009	0.003	0.002	0.003
<b>Er</b>	0.099	0.210	0.015	0.011	0.014	0.014
<b>Tm</b>	0.028	0.040	0.004	0.002	0.003	0.002
<b>Yb</b>	0.190	0.210	0.025	0.017	0.011	0.021
<b>Lu</b>	0.022	0.037	0.006	0.003	0.003	0.003
<b>Hf</b>	0.055	0.027	0.028	0.010	0.008	0.009
<b>Ta</b>	0.087	0.126	0.033	0.002	0.004	0.017
<b>Pb</b>	1.580	0.233	0.288	0.174	0.091	0.040
<b>Th</b>	0.075	0.115	0.029	0.007	0.005	0.008
<b>U</b>	0.044	0.043	0.028	0.007	0.010	0.005

Ek Tablo 18. Piroksenit içerisindeki spinellere ait (LA-ICP-MS) iz ve NTE (ppm) analiz sonuçları

Örnek	D-3	D-3	D-3	TV-40	TV-40	TV-40
	Kop	Kop	Kop	Yeşilova	Yeşilova	Yeşilova
	Spnl 1-1	Spnl 1-2	Spnl 1-3	Spnl 1-1	Spnl 1-2	Spnl 1-3
Li	10.870	11.120	6.340	0.457	0.291	0.357
Sc	0.771	1.660	0.588	6.290	5.220	6.110
Ti	265.180	261.250	260.280	916.800	924.850	932.620
V	0.050	0.040	-NaN	0.110	0.130	0.150
Cr	103955.290	99377.340	104599.610	277558.910	269711.470	279749.690
Co	170.710	165.750	164.530	285.290	290.420	287.520
Ni	373.800	412.080	364.370	1207.110	1055.660	1091.100
Zn	540.460	540.330	514.780	678.230	687.420	650.810
Ga	14.710	14.430	14.860	57.310	57.000	58.280
Rb	0.082	0.249	0.030	0.050	0.056	0.063
Sr	0.414	0.757	0.247	0.398	0.127	0.370
Y	0.013	0.061	0.013	0.046	0.011	0.018
Zr	0.199	0.505	0.128	0.560	0.334	0.458
Nb	0.141	0.126	0.155	0.382	0.375	0.419
Cs	0.196	0.317	0.076	0.004	0.005	0.006
Ba	1.750	4.200	1.670	1.840	0.081	0.159
La	0.005	0.016	0.002	0.005	0.004	0.013
Ce	0.011	0.027	0.032	0.031	0.006	0.041
Pr	0.001	0.003	0.001	0.003	0.004	0.002
Nd	0.003	0.020	0.005	0.009	0.013	0.012
Sm	0.005	0.007	0.005	0.008	0.010	0.012
Eu	0.002	0.003	0.001	0.003	0.002	0.005
Gd	0.006	0.005	0.005	0.011	0.009	0.011
Tb	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.003
Dy	0.008	0.008	0.003	0.011	0.014	0.012
Ho	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
Er	0.039	0.006	0.004	0.008	0.012	0.010
Tm	0.002	0.002	0.001	0.002	0.003	0.003
Yb	0.006	0.018	0.004	0.022	0.015	0.017
Lu	0.002	0.003	0.001	0.003	0.002	0.003
Hf	0.005	0.026	0.002	0.011	0.009	0.010
Ta	0.002	0.001	0.001	0.004	0.004	0.006
Pb	0.018	0.073	0.018	0.221	0.062	0.133
Th	0.003	0.005	0.002	0.018	0.006	0.009
U	0.005	0.004	0.003	0.006	0.005	0.041









Ek Tablo 20. Ulaş kromititleri içerisindeki spinel minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek	SK-1	SK-1	SK-1	SK-1	SK-1	SK-1	SK-1	SK-1	SK-1	SK-1	SK-1	SK-1
	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.20	0.22	0.21	0.19	0.20	0.13	0.12	0.12	0.14	0.09	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.89	13.48	13.35	13.57	21.81	22.47	22.74	22.41	23.04	22.51	13.35	14.19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49.82	56.54	55.04	57.23	48.45	47.53	47.51	47.34	47.42	47.89	54.61	53.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	15.48	15.38	18.76	15.63	15.43	15.14	14.76	15.22	14.98	15.32	18.11	19.21
MnO	0.12	0.13	0.15	0.21	0.11	0.12	0.15	0.15	0.21	0.07	0.11	0.11
MgO	14.54	14.42	13.28	14.32	15.09	15.19	15.21	15.01	15.31	13.52	14.28	13.14
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00
K <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
NiO	0.09	0.10	0.13	0.12	0.07	0.14	0.08	0.12	0.12	0.09	0.05	0.16
<b>Toplam</b>	101.2	100.2	100.9	101.2	101.1	100.8	100.6	100.4	101.2	99.56	100.6	100.2
Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.												
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
Al	6.01	4.04	4.03	4.03	6.24	6.42	6.50	6.44	6.54	6.53	4.03	4.30
Cr	9.61	11.38	11.15	11.41	9.30	9.11	9.11	9.12	9.03	9.33	11.05	10.83
Fe <sup>2</sup>	2.74	2.61	3.05	2.67	2.60	2.56	2.53	2.58	2.51	3.03	2.70	3.08
Fe <sup>3</sup>	0.42	0.66	0.97	0.62	0.53	0.51	0.46	0.52	0.51	0.13	1.18	1.05
Mn	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02
Mg	5.29	5.47	5.07	5.38	5.46	5.49	5.50	5.45	5.50	4.96	5.45	5.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03
Cr#	0.62	0.74	0.73	0.74	0.60	0.59	0.58	0.59	0.58	0.59	0.73	0.72
Mg#	0.66	0.68	0.62	0.67	0.68	0.68	0.68	0.68	0.69	0.62	0.67	0.62

Ek Tablo 21. Yeşilova kromitleri içerisindeki spinel minerallerinin mikroprob analiz sonuçları

Örnek	BK-5	BK-5	BK-5	BK-5	BK-5	BK-5	BK-5	BK-5	BK-5	BK-5
	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.22	0.16	0.18	0.13	0.22	0.13	0.09	0.07	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.68	15.16	15.38	14.75	14.41	21.27	22.48	15.84	14.98	21.19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54.21	54.62	55.68	55.64	56.38	47.28	46.38	53.09	56.68	48.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	13.42	15.24	13.38	13.92	13.33	11.59	17.11	14.21	13.78	14.02
MnO	0.28	0.24	0.24	0.18	0.21	0.23	0.21	0.19	0.21	0.28
MgO	16.28	14.25	15.32	15.98	15.75	19.66	13.48	16.01	13.88	15.38
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
NiO	0.09	0.09	0.07	0.08	0.12	0.15	0.17	0.13	0.15	0.17
<b>Toplam</b>	100.16	99.87	100.25	100.76	100.35	100.42	99.96	99.59	99.81	100.15
Formül 32 oksijen üzerinden hesaplanmıştır.										
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03
Al	4.62	4.53	4.54	4.34	4.26	6.02	6.54	4.70	4.47	6.11
Cr	10.71	10.95	11.03	10.99	11.19	8.97	9.05	10.57	11.35	9.47
Fe <sup>2</sup>	2.01	2.64	2.30	2.12	2.14	1.10	3.05	2.07	2.70	2.38
Fe <sup>3</sup>	0.80	0.59	0.50	0.79	0.66	1.23	0.48	0.92	0.22	0.49
Mn	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06
Mg	6.06	5.39	5.72	5.95	5.90	7.03	4.96	6.01	5.24	5.61
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
<b>Cr#</b>	0.70	0.71	0.71	0.72	0.72	0.60	0.58	0.69	0.72	0.61
<b>Mg#</b>	0.75	0.67	0.71	0.74	0.73	0.86	0.62	0.74	0.66	0.70

Ek Tablo 22. Kop bölgesine ait ultramafik ve subvolkanik kayaların ana (%), iz ve nadir toprak element analizleri

Örnek	Ra-5	D1	D3	D-60-1	D-20	H1	H2	H4
	Dunit	Dunit	Dunit	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.
SiO <sub>2</sub>	29.59	33.03	34.07	45.68	44.49	39.77	38.40	42.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.46	0.20	0.10	1.80	1.34	0.93	1.14	2.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.11	6.96	7.76	7.62	8.52	7.36	7.48	8.36
MgO	38.04	42.48	42.39	34.62	38.77	37.13	35.37	40.24
CaO	0.20	0.03	0.19	5.39	1.60	0.74	0.45	2.55
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.02	0.22	0.04	0.01	0.01	0.18
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.02	0.02	0.06	0.03	0.01	0.02	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02
MnO	0.10	0.10	0.10	0.12	0.12	0.10	0.10	0.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.20	0.95	0.45	0.45	0.44	0.33	0.36	0.34
LOI	11.90	14.90	14.00	3.20	3.70	13.40	16.50	5.20
<b>Toplam</b>	97.64	98.69	99.11	99.23	99.06	99.81	99.85	101.80
Ni	2424	2232	1409	1750	2089	2139	2270	2076
Sc	3.00	3.00	3.00	20.00	12.00	8.00	11.00	13.00
Ba	0.00	8.00	5.00	1.00	9.00	16.00	9.00	3.50
Co	105.60	117.20	120.80	93.30	103.50	103.90	99.00	104.70
Cs	0.20	4.00	0.05	1.20	0.30	0.30	0.06	0.40
Ga	3.50	0.90	0.40	1.20	1.10	1.10	1.00	2.40
Rb	1.30	2.00	0.25	2.00	0.70	0.30	0.25	0.30
Sr	4.30	0.00	0.00	1.40	2.30	2.00	1.10	0.25
V	74.00	21.00	11.00	84.00	51.00	35.00	51.00	67.00
W	0.00	0.30	0.50	0.00	0.00	0.60	0.30	0.20
Zr	0.40	0.00	0.00	0.90	0.30	0.00	0.00	0.00
Y	0.00	0.00	0.00	1.70	0.90	0.30	0.30	2.00
La	0.40	0.00	0.00	0.40	0.20	0.00	0.00	0.00
Ce	0.20	0.00	0.00	0.20	0.10	0.00	0.00	0.00
Pr	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.30	0.20
Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
Eu	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.03	0.03
Gd	0.00	0.00	0.00	0.18	0.06	0.03	0.03	0.14
Tb	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03
Dy	0.00	0.00	0.00	0.30	0.13	0.03	0.03	0.28
Ho	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.03	0.03	0.07
Er	0.00	0.00	0.00	0.18	0.10	0.03	0.03	0.16
Tm	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03
Yb	0.00	0.00	0.00	0.21	0.14	0.08	0.03	0.22
Lu	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03

Ek Tablo 22'nin devamı

Örnek	H5	D-1-B	D-3	P1	P2	P3	P4
	Harz.	Prksnt.	Prksnt.	Prksnt.	Prksnt.	Prksnt.	Prksnt.
SiO <sub>2</sub>	43.00	40.16	40.19	51.05	50.30	48.65	53.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.66	2.09	2.89	0.48	0.72	2.22	0.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.45	8.59	7.35	3.20	3.57	5.24	2.84
MgO	40.93	32.13	32.72	22.42	20.33	21.35	18.18
CaO	2.47	1.89	0.98	18.73	20.66	17.85	22.46
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.03	0.04	0.10	0.22	0.18	0.11
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03	0.08	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02
MnO	0.12	0.15	0.13	0.08	0.08	0.11	0.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.35	0.69	1.00	0.49	0.51	0.73	0.56
LOI	3.40	13.50	14.00	3.50	4.10	2.90	2.40
<b>Toplam</b>	100.58	99.26	99.36	100.10	100.55	99.34	100.73
Ni	2092.00	1304.00	789.00	514.00	436.00	857.00	259.00
Sc	15.00	15.00	19.00	34.00	52.00	43.00	35.00
Ba	5.00	12.00	26.00	3.50	43.00	9.00	4.00
Co	105.30	74.00	72.10	44.30	44.10	50.20	27.80
Cs	0.05	0.70	3.00	0.90	0.30	1.20	0.05
Ga	1.80	1.80	2.90	0.60	0.90	2.60	1.10
Rb	0.50	0.90	1.90	0.60	0.25	1.00	1.60
Sr	0.25	2.70	4.90	1.90	2.70	3.30	6.80
V	66.00	65.00	74.00	59.00	103.00	144.00	66.00
W	0.05	0.00	0.00	0.05	0.05	0.20	0.05
Zr	0.00	0.20	0.30	0.25	0.25	0.70	0.30
Y	1.40	0.60	0.70	0.50	0.80	3.30	1.00
La	0.00	0.30	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce	0.00	0.10	0.20	0.60	0.25	0.25	0.25
Pr	0.01	0.00	0.00	0.06	0.02	0.05	0.03
Nd	0.00	0.00	0.00	0.20	0.20	0.20	0.20
Sm	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.20	0.05
Eu	0.03	0.00	0.00	0.03	0.03	0.70	0.03
Gd	0.19	0.00	0.00	0.03	0.11	0.38	0.13
Tb	0.04	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.04
Dy	0.24	0.06	0.10	0.10	0.19	0.47	0.16
Ho	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.12	0.03
Er	0.14	0.07	0.12	0.03	0.06	0.31	0.10
Tm	0.03	0.00	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
Yb	0.22	0.08	0.11	0.03	0.09	0.36	0.12
Lu	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01

Ek Tablo 22'nin devamı

Örnek	RAW	D-40	AT-1	AT-2	AT-6	AT-7
	Subvolkn.	Subvolkn.	Subvolkn.	Subvolkn.	Subvolkn.	Subvolkn.
SiO <sub>2</sub>	63.29	69.36	47.17	52.35	49.80	48.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.54	15.46	17.50	16.76	15.55	15.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.20	1.20	8.29	6.83	10.80	11.06
MgO	2.98	0.68	9.97	6.17	5.78	6.88
CaO	1.14	2.29	9.73	10.89	11.60	10.20
Na <sub>2</sub> O	7.42	8.29	1.89	4.15	2.92	3.92
K <sub>2</sub> O	2.90	0.50	0.64	0.22	0.86	0.45
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.16	0.34	0.65	0.71	1.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.04	0.01	0.08	0.04	0.16
MnO	0.04	0.02	0.14	0.14	0.16	0.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.14	0.02	0.02	0.00	0.00
LOI	2.90	1.60	3.90	1.80	1.70	2.60
<b>Toplam</b>	99.86	99.74	99.60	100.06	99.92	99.84
Ni	32.00	26.00	45.00	31.00	62.00	74.00
Sc	4.00	2.00	30.00	34.00	12.00	27.00
Ba	448.00	1184.00	27.40	21.40	143.00	592.00
Co	5.60	2.40	43.50	27.80	32.90	46.10
Cs	2.90	0.40	0.30	0.10	0.20	0.20
Ga	20.20	15.70	14.12	16.40	0.00	0.00
Hf	2.30	2.10	0.00	1.60	1.30	2.70
Nb	3.30	3.10	1.10	1.20	1.90	4.80
Rb	36.60	9.10	15.60	1.20	9.40	12.80
Sr	292.00	646.50	216.60	139.80	402.00	287.00
Th	4.80	2.00	0.10	1.20	0.20	0.30
V	51.00	16.00	161.00	153.00	32.00	11.00
Zr	82.40	82.70	9.70	54.80	98.20	29.40
Y	5.90	3.10	5.80	19.80	32.50	16.40
La	22.70	7.90	0.80	3.50	7.60	5.60
Ce	36.00	14.00	1.40	11.03	5.80	14.60
Pr	3.90	1.67	0.22	1.50	2.48	0.98
Nd	13.60	6.70	1.40	7.40	12.30	4.09
Sm	2.21	1.19	0.60	2.31	3.48	1.33
Eu	0.60	0.35	0.28	0.73	0.56	1.06
Gd	1.75	1.03	0.68	2.90	4.11	1.87
Tb	0.24	0.13	0.14	0.61	0.41	0.85
Dy	1.12	0.62	0.87	3.97	2.76	5.47
Ho	0.21	0.10	0.22	0.81	1.34	0.63
Er	0.48	0.26	0.65	2.52	2.03	3.09
Tm	0.08	0.03	0.11	0.42	0.35	0.47
Yb	0.47	0.20	0.65	2.18	3.15	2.09
Lu	0.07	0.04	0.12	0.36	0.31	0.55

Ek Tablo 23. Ulaş bölgesine ait ultramafik ve sub-vulkanik kayaçların ana (%). iz ve nadir toprak element analizleri

Örnek	D-2	Y-3	Y-1	Y-6	AT-12	AT-13	P-4	P-10
	Dunit	Dunit	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Prksnt.	Prksnt.
SiO <sub>2</sub>	37.17	38.53	37.86	39.92	40.11	39.84	50.53	51.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.59	0.59	0.43	1.18	1.87	1.13	1.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.41	11.04	7.17	7.03	8.54	8.56	4.60	3.99
MgO	40.27	34.24	37.11	34.27	36.09	33.10	21.11	20.81
CaO	0.32	0.08	0.22	0.23	0.51	0.34	17.60	18.70
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.07	0.06	0.06	0.07
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.00	0.00	0.05	0.04	0.04	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00
MnO	0.10	0.13	0.10	0.10	0.10		0.10	0.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.46	0.31	0.35	0.16	1.01	0.40	0.49
LOI	12.70	14.00	15.80	16.80	12.55	12.10	4.00	3.10
Toplam	98.51	99.10	99.17	99.13	99.46	96.98	99.57	99.62
Ni	2012.00	2083.00	1933.00	2031.00	1682.00	2680.00	300.00	286.00
Sc	6.00	10.00	8.00	7.00	24.00	13.00	45.00	43.00
Ba	6.00	0.00	2.00	0.00	7.00	4.10	1.00	0.00
Co	112.10	108.10	95.30	92.20	104.80	113.60	55.00	48.90
Cs	0.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga	0.50	0.60	0.00	0.00	1.60	2.80	0.00	0.00
Rb	0.25	0.20	0.20	0.20	0.30	0.00	0.20	0.20
Sr	0.00	3.10	1.10	2.80	4.70	3.20	4.20	4.10
V	21.00	39.00	38.00	28.00	0.00	0.00	112.00	105.00
W	0.30	0.00	0.00	0.00	1.10	0.80	0.00	0.00
Zr	0.00	0.70	0.10	0.00	1.90	1.70	0.20	0.10
Y	0.00	1.00	0.00	0.00	0.10	0.60	1.20	1.00
La	0.00	0.20	0.30	0.10	0.50	0.00	0.00	0.00
Ce	0.00	0.10	0.10	0.00	0.90	0.50	0.00	0.10
Pr	0.03	0.00	0.00	0.00	0.09	0.06	0.00	0.00
Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Eu	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03	0.02
Gd	0.00	0.11	0.00	0.00	0.07	0.07	0.10	0.09
Tb	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02
Dy	0.00	0.15	0.00	0.00	0.06	0.09	0.19	0.17
Ho	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.05	0.04
Er	0.00	0.11	0.00	0.00	0.05	0.07	0.11	0.13
Tm	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01
Yb	0.00	0.11	0.00	0.00	0.06	0.09	0.12	0.12
Lu	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02

Ek Tablo 23'ün devamı

Örnek	S-8	S-15	AT-8	AT-9
	Subvolknt.	Subvolknt.	Subvolknt.	Subvolknt.
SiO <sub>2</sub>	48.50	48.58	47.03	49.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.61	14.91	15.76	15.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.68	9.28	8.95	9.70
MgO	5.80	7.37	8.12	7.15
CaO	9.79	9.60	10.91	10.60
Na <sub>2</sub> O	5.11	4.62	3.38	3.54
K <sub>2</sub> O	0.29	0.21	0.87	0.66
TiO <sub>2</sub>	1.11	1.00	0.88	1.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.08	0.06	0.12
MnO	0.17	0.15	0.15	0.17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.03	0.04	0.02
LOI	2.70	3.90	3.60	2.02
<b>Toplam</b>	99.84	99.73	99.75	100.71
Ni	38.00	75.00	103.00	43.00
Sc	35.00	36.00	37.00	48.00
Ba	24.00	33.00	93.00	23.00
Co	35.80	35.70	38.20	41.00
Cs	0.20	0.50	2.50	0.00
Ga	15.60	13.70	13.50	12.00
Hf	1.90	1.70	1.50	4.00
Nb	0.20	0.60	0.40	3.00
Rb	3.90	4.60	17.80	4.00
Sr	103.00	250.20	138.00	34.00
Th	0.50	0.10	0.20	0.10
V	345.00	267.00	266.00	330.00
Zr	58.10	58.10	48.50	58.00
Y	25.20	21.50	20.10	25.00
La	2.50	2.30	2.10	3.98
Ce	7.20	7.20	5.80	10.36
Pr	1.24	1.26	1.08	1.54
Nd	6.50	6.80	5.90	7.89
Sm	2.38	2.21	2.05	2.55
Eu	0.95	0.88	0.83	0.98
Gd	3.37	3.25	2.80	3.12
Tb	0.66	0.63	0.53	0.55
Dy	4.27	3.94	3.37	3.78
Ho	0.98	0.78	0.80	0.84
Er	2.82	2.49	2.25	2.34
Tm	0.42	0.36	0.33	0.35
Yb	2.58	2.35	2.12	2.33
Lu	0.43	0.37	0.33	0.34



Ek Tablo 24. Yeşilova bölgesine ait ultramafik ve sub-vulkanik kayaların ana (%), iz ve nadir toprak element analizleri

Örnek	TV-33	TV-35	TV-40	G-2	G-4	AT-14	AT-4	AT-5
	Dunit	Dunit	Dunit	Harz.	Harz.	Harz.	Prksnt.	Prksnt.
SiO <sub>2</sub>	29.09	34.96	21.69	42.27	44.98	41.51	55.05	51.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.44	0.78	10.31	0.46	0.86	1.20	0.43	0.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.60	9.25	11.91	8.06	7.54	7.01	6.92	5.39
MgO	37.81	39.68	21.02	40.56	33.13	38.70	24.39	23.14
CaO	0.18	0.23	2.75	0.48	5.23	1.54	11.42	16.84
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.09	0.11	0.11
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.00	0.11	0.01	0.02	0.05	0.02	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.12	0.12	0.15	0.11	0.12	0.12	0.18	0.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.53	0.60	10.13	0.35	0.40	0.36	0.47	0.54
LOI	11.20	13.40	5.20	6.70	6.90	10.35	1.80	2.20
<b>Toplam</b>	99.06	99.02	83.29	99.01	99.21	100.94	100.79	100.15
Ni	2074.00	1964.00	1210.00	2206.00	1698.00	1869.00	367.00	358.00
Sc	5.00	4.00	20.00	8.00	27.00	0.00	32.00	42.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	3.00	2.20	0.00	0.90
Co	96.50	120.40	99.10	105.90	87.90	89.80	60.10	52.80
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.10	0.00
Ga	7.70	0.70	15.70	0.00	0.00	1.10	0.90	1.00
Rb	1.10	0.40	2.10	0.20	0.20	0.80	0.00	0.00
Sr	0.60	0.80	1.70	0.70	1.70	10.80	5.30	4.30
V	165.00	26.00	823.00	31.00	95.00	0.00	74.00	89.00
W	0.00	0.00	1.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90
Zr	0.00	0.20	0.70	0.10	0.30	0.40	0.20	0.00
Y	0.00	0.00	0.60	0.00	0.80	1.20	0.40	0.70
La	0.10	0.40	0.20	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce	0.00	0.20	0.00	0.00	0.10	0.60	0.20	0.00
Pr	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.09	0.00
Eu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02
Gd	0.00	0.00	0.09	0.00	0.06	0.10	0.00	0.06
Tb	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Dy	0.00	0.00	0.10	0.00	0.12	0.16	0.08	0.09
Ho	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02
Er	0.00	0.00	0.08	0.00	0.10	0.08	0.06	0.07
Tm	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01
Yb	0.00	0.00	0.08	0.00	0.11	0.09	0.00	0.09
Lu	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01

Ek Tablo 24'ün devamı

Örnek	230	237	AT-3	AT-10	AT-11
	Subvolknt.	Subvolknt.	Subvolknt.	Subvolknt.	Subvolknt.
SiO <sub>2</sub>	55.81	53.19	51.02	46.58	50.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.94	14.89	15.37	14.58	16.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.79	10.39	11.31	9.78	9.31
MgO	10.13	5.22	4.89	6.78	6.84
CaO	13.18	8.77	9.03	17.85	11.51
Na <sub>2</sub> O	0.02	3.27	4.42	0.36	2.45
K <sub>2</sub> O	0.00	0.25	0.21	0.04	0.32
TiO <sub>2</sub>	0.02	1.01	1.44	0.94	0.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.06	0.07	0.09	0.08
MnO	0.16	0.16	0.17	0.15	0.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	0.01	0.01	0.01	0.00
LOI	0.90	2.60	2.70	2.75	2.20
<b>Toplam</b>	99.38	99.82	100.64	99.91	100.34
Ni	679.00	31.00	15.80	43.00	165.00
Sc	22.00	32.00	38.00	36.00	37.00
Ba	0.00	37.00	54.00	69.00	81.00
Co	68.00	34.20	38.70	58.00	54.00
Cs	0.00	0.10	0.20	0.00	11.00
Ga	0.00	14.50	19.00	12.00	17.00
Hf	0.00	1.60	2.40	3.00	1.90
Nb	1.20	0.20	2.50	2.10	1.40
Rb	0.70	6.10	5.30	4.07	21.00
Sr	0.80	96.40	125.70	40.90	533.00
Th	0.70	0.60	0.90	0.40	0.50
V	77.00	315.00	369.00	278.00	298.00
Zr	0.10	56.40	76.40	59.00	63.00
Y	0.40	24.80	31.20	21.00	22.80
La	0.10	2.10	6.70	2.91	3.44
Ce	0.00	6.00	15.30	7.03	9.87
Pr	0.00	1.12	2.10	1.42	1.32
Nd	0.00	6.40	11.40	6.41	7.74
Sm	0.00	2.43	3.40	2.32	2.51
Eu	0.00	0.82	1.40	0.95	1.09
Gd	0.00	3.20	4.15	3.42	3.49
Tb	0.00	0.65	0.93	0.81	0.73
Dy	0.05	4.07	5.41	3.98	5.01
Ho	0.00	0.92	1.17	1.12	1.03
Er	0.06	2.84	3.11	2.65	2.99
Tm	0.00	0.42	0.70	0.51	0.41
Yb	0.05	2.65	3.18	2.56	2.97
Lu	0.01	0.44	0.60	0.64	0.47

## ÖZGEÇMİŞ

Özgür BİLİCİ, 1983 tarihinde TRABZON' da doğdu. İlk ve orta öğrenimini 1989-1997 tarihleri arasında Trabzon Mehmet Akif Ersoy İlköğretim Okulu' nda, lise öğrenimini 1997-2001 tarihleri arasında Giresun Anadolu Öğretmen Lisesi' nde tamamladıktan sonra, 2002 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Lisans programına başladı. Bu bölümden 2007 yılında mezun oldu. 2007-2010 tarihleri arasında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mineraloji-Petrografi Bilim Dalı'nda Yüksek Lisans Eğitimini tamamladı. 2010 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Mineraloji-Petrografi Bilim Dalı'nda Doktora Eğitimine başladı. 2011 yılından itibaren Atatürk Üniversitesi Oltu Yer Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı'nda Araştırma Görevlisi olarak görev yapan BİLİCİ, evlidir.