

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KARADAĞ (NARMAN-ERZURUM) VE PARMAKDERE (SARIKAMIŞ-KARS)  
ULTRAMAFİK- MAFİK MASIFLARININ  
MİNERALojİK, PETROGRAfİK VE PETROKİMYASAL AÇIDAN  
İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Jeoloji Müh. Hatice KADAYIFÇI**

**TEMMUZ 2008  
TRABZON**

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

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KARADAĞ (NARMAN-ERZURUM) VE PARMAKDERE (SARIKAMIŞ-KARS)**  
**ULTRAMAFİK- MAFİK MASİFLERİNİN MİNERALOGİK, PETROGRAFİK VE**  
**PETROKİMYASAL AÇIDAN İNCELENMESİ**

**Jeoloji Mühendisi Hatice KADAYIFÇI**

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde**  
**“Jeoloji Yüksek Mühendisi”**  
**Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 26.06.2008**

**Tezin Savunma Tarihi : 25.07.2008**

**Tez Danışmanı : Yrd.Doç. Dr.Hasan KOLAYLI**

**Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Ali VAN**

**Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. İbrahim ALP**

**Enstitü Müdür V. : Doç. Dr. Salih TERZİOĞLU**

**Trabzon 2008**

## ÖNSÖZ

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanan bu çalışmada, Karadağ (Narman-Erzurum) ve Parmakdere (Sarıkamış-Kars) ultramafik-mafik masiflerinin mineralojisi, petrografisi ve petrokimyasal açıdan incelenmesi amaçlanmıştır. Çalışma boyunca bilgi, tecrübe ve desteklerini benden esirgemeyen hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Hasan KOLAYLI'ya ve K.T.Ü. Araştırma Fonu'na maddi desteklerinden dolayı teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları sırasında yardımlarını gördüğüm Beyler, Demirtaş ve Demirdağ köyleri sakinlerine, Sayın Özker ÖZTÜRK'e, Sayın Nurdan ŞAHİN'e ve konaklamada katkıları olan Karayolları 12.Bölge Müdürlüğü (Erzurum)'ne teşekkür ederim.

Laboratuvar çalışmalarına yardımcı olan Sayın Jeoloji Müh. Gülname Reisoğlu ve KTÜ Maden Mühendisliği bölümüne teşekkür ederim.

Büro çalışmalarında yardımlarını gördüğüm Sayın Jeoloji Yük. Müh. İrfan TEMİZEL'e ve Sayın Jeoloji Yük. Müh. Emel ABDİOĞLU'na, Sayın Jeoloji Yük. Müh. Emine TÜRK'e ve ayrıca MTA (Ankara) çalışanlarına teşekkür ederim.

Tüm bu çalışmalar sırasında manevi anlamda desteklerini esirgemeyen Sayın Jeoloji Müh. Esra HATİPOĞLU'na, Sayın Jeoloji Müh. Havva ÖZTÜRK'e, ve Sayın Jeoloji Müh. Mutlu SARIKAYA'ya teşekkür ederim.

Bu çalışmanın her aşamasında düşünceleriyle yer alan ve içinde yaşadığımız evrenin sınırlarını araştırmada gönüllü çalışan tüm dünya bilim insanlarına katkılarından dolayı teşekkür ederim.

Bilime duydukları saygılarıyla ve ilgileriyle akademik hayatıma başlamama ve çalışma heyecanımı hep taze tutmama vesile olan, sevgileriyle büyüten, varlıklarıyla güçlendiren ve bu çalışma kapsamında teze son noktayı koymamı sağlayan babam Sabri KADAYIFÇI'ya, annem Zehra KADAYIFÇI'ya ve ağabeyim Özkan KADAYIFÇI'ya en içten teşekkürlerimi sunarım.

Hatice KADAYIFÇI

Trabzon 2008

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET .....	V
SUMMARY .....	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VII
TABLolar DİZİNİ.....	XI
SEMBOLLER DİZİNİ .....	XIII
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş .....	1
1.2. İnceleme Alanlarının Yeri ve Coğrafik Özellikleri .....	3
1.3. Ofiyolit Tanımlaması ve Tipleri.....	7
1.3.1. SSZ ve MORB Tipi Ofiyolitler Arasındaki Farklar .....	9
1.3.2. Türkiye ve Dünyadaki Başlıca Ofiyolit Kompleksleri.....	12
1.4. Önceki Çalışmalar .....	14
1.5. Çalışmanın Amacı .....	16
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	17
2.1. Materyal ve Yöntemler.....	17
2.1.1. Arazi Çalışmaları.....	17
2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları .....	17
2.1.2.1. Mikroskopik İncelemeler.....	18
2.1.2.2. Kimyasal Analizler .....	18
2.1.3. Büro Çalışmaları.....	19
3. BULGULAR .....	20
3.1. Bölgesel Jeoloji .....	20
3.2. Stratigrafi.....	22
3.2.1. Karadağ (Narman-Erzurum) Ultramafik-Mafik Masifi ve Yakın Civarının Genel Jeolojisi .....	22
3.2.2. Parmakdere (Sarıkamış-Kars) Ultramafik-Mafik Masifi ve Yakın Civarının Genel Jeolojisi .....	27
3.3. Petrografi .....	30
3.3.1. Karadağ (Narman-Erzurum) Ultramafik-Mafik Masifinin Petrografisi.....	31



3.3.1.1.	Harzburjit.....	32
3.3.1.2.	Gabroyik Kayaçlar.....	34
3.3.1.3.	Diyabaz.....	35
3.3.1.4.	Plajiyogranit .....	40
3.3.1.5.	Lisvenit.....	40
3.3.2.	Parmakdere (Sarıkamış-Kars) Ultramafik-Mafik Masifinin Petrografisi.....	41
3.3.2.1.	Harzburjit.....	42
3.3.2.2.	Dünit.....	44
3.3.2.3.	Lerzolit .....	45
3.3.2.4.	Verlit.....	45
3.3.2.5.	Piroksenit.....	46
3.3.2.6.	Gabroyik Kayaçlar.....	46
3.3.3.	Podiform Kromitit .....	53
3.4.	Jeokimya.....	55
3.4.1.	Tüm Kayaç Jeokimyası .....	55
3.4.1.1.	Ana Oksit Jeokimyası.....	55
3.4.1.1.1.	Ultramafik ve Mafik Kayaç Ana Oksit Jeokimyası.....	55
3.4.1.1.2.	Kromitit Jeokimyası .....	66
3.4.1.2.	İz Element ve Nadir Toprak Element (NTE) Jeokimyası.....	70
3.4.1.3.	Platin Grubu Elementlerin (PGE) Genel Jeokimyasal Özellikleri .....	77
3.4.1.3.1.	Giriş .....	77
3.4.1.3.2.	Karadağ ve Parmakdere Kromititlerinin Platin Grubu Element Jeokimyası..	78
3.4.2.	Mineral Kimyası.....	86
3.4.2.1.	Kromit Kimyası .....	86
3.4.2.2.	Olivin Kimyası .....	95
3.4.2.3.	Piroksen Kimyası.....	98
3.4.2.4.	Plajiyoklas Kristal Kimyası.....	108
4.	İRDELEME VE TARTIŞMA .....	111
5.	SONUÇLAR VE ÖNERİLER .....	116
6.	KAYNAKLAR.....	118

ÖZGEÇMİŞ

## ÖZET

Çalışma sahası Karadağ (Narman-Erzurum) ve Parmakdere (Sarıkamış-Kars) ultramafik mafik masiflerini içerir. Her iki masif Kuzey Doğu Anadolu Tektonik Birliği içinde yer alır. Masifler başlıca harzburjit ve daha az oranda piroksenit, nadiren de dünitik mercerler ile lertzolit kalıntılardan oluşur. Masiflerin mafitlerini gabro/mikrogabrolar oluşturur. Asit kayaçlar dar alanda yüzeylenen plajiyogranitler ile temsil edilip, yalnızca Karadağ masifinde gözlenir.

Masiflere ait kayaçlar Erken Kretase sonu-Geç Kretase öncesi yaşlıdır. Örtü kayaçları Üst Kretase yaşlı olup, masife ait kırıntılar içerir.

Masif içindeki peridotitler nadir toprak element bakımından kondrite oranla tüketilmiş, gabroyik kayaçlar ise az da olsa zenginleşmiştir.

Peridotitler içindeki aksesuar kromitler alpin ve abisal peridotit karakterlidir. Kromitlerdeki kromitler ise podiform kromitit karakterlidir.

Peridotitlerdeki ortopiroksenler enstatit, klinopiroksenler diyopsit, olivin ise genellikle forsterit bileşimlidir. Kromitlerin toplam kayaç platin grubu element içeriklerinin C1 kondrite göre normalleştirilmiş değerleri 1'in altında olup V şekilli dağılım gösterirler.

Masifler başlangıçta normal bir okyanus kabuğuna ait manto kalıntı malzemesi olup, hala abisal peridotit izini taşırlar. Daha sonra farklı bir jeotektonik ortama itilerek bugünkü mineralojik ve petrokimyasal özelliklerini kazanmışlardır. Kromitit oluşumlarına neden olan ve peridotit mineral ve petrokimyasal bileşimi değiştiren boninitik magmaların yalnızca yitim zonlarına ait bir olgu olduğu düşünülürse, birbirlerine yakın olan bu masiflerin yitimden etkilenmiş oldukları ve yitim zonunda geliştikleri belirlenmiştir. Ancak yitimin kuzeyden güneye mi yoksa güneyden kuzeye mi olduğu konusunda henüz bir veri elde edilememiş olmakla birlikte, bu çalışmanın daha sonra yitimin yönü üzerinde yapılabilecek çalışmalara ışık tutabileceği düşünülmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Narman, Sarıkamış, Alpin tip peridotit, PGE, SSZ, Podiform kromitit

## SUMMARY

### **Mineralogical, Petrographic and Petrochemical investigation of Karadağ (Narman-Erzurum) and Parmakdere (Sarıkamış-Kars) ultramafic-mafic units**

Studied area includes Karadağ (Narman-Erzurum) and Parmakdere (Sarıkamış-Kars) ultramafic and mafic massives. They are located North-Eastern Anatolide Tectonic Unit. Basic volcanics in the massives, sedimentary and volcano-sedimentary rocks are present as a young overlying parts on the ultramafic and mafic rocks groups. Harzburgites are dominated, and pyroxenites are minor extend in the massives, Dunites are lens like small bodies and lherzolites are relict parts of the old abyssal peridotites in the massives. Mafic and acid rocks are represented by gabbroic and by plagiogranites, respectively in the two massives.

Karadağ and Parmakdere mafic and ultramafic rocks have the later Lower Cretaceous and before Upper Cretaceous age. Overlying parts have generally Upper Cretaceous age.

Peridotites within the both of the massives have a depleted but gabbros are enrichment character for REE according to the chondrites.

Accessory chromitites in the peridotites have alpine and abyssal character, but chromitites in the chromitites have podiform character.

Orthopyroxene and clinopyroxene in the peridotites are enstatite and diopside, respectively, and fo number of olivine is more than 0,80. PGE contents of the chromitites below 1,0 and its pattern is a V shape character as podiform chromitites.

Karadağ and Parmakdere ultramafic rocks had an abyssal character initially, and later they underwent subduction related regime by boninitic magmatism which occurs only supra-subduction zone. But, there is no idea for the orientation of subduction.

**Key Words :** Narman, Sarıkamış, Alpine type peridotite, PGE, SSZ, Podiform chromitites

## ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. Günümüzden 195 milyon yıl öncesinde yeryuvarı (URL-1, 2008).....	1
Şekil 2. İnceleme alanlarının yer aldığı 1/ 500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, (URL-2, 2008) .....	2
Şekil 3. İnceleme alanlarına ait yerbulduru haritası .....	5
Şekil 4. İnceleme alanlarını (a: Karadağ, b:Parmakdere ultramafik mafik masifi) gösteren uydu görüntüleri (URL-6, 2008).....	6
Şekil 5. İdeal ofiyolit kesiti (URL-7, 2008).....	8
Şekil 6. Okyanus ortası sırtı ofiyolitleri (MORB tipi) ve dalma-batma zonu üstü ofiyolitlerinin (SSZ-tipi ) oluşum ortamları (URL-8, 2008) .....	10
Şekil 7. Dünya ofiyolit kuşakları (URL-9, 2008).....	12
Şekil 8. Dünyadaki ofiyolitlerin oluşum yaşlarının histogramı (URL-9, 2008).....	13
Şekil 9. Türkiye ofiyolit masifleri (Juteau, 1980).....	13
Şekil 10. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1966) .....	20
Şekil 11. Karadağ ultramafik-mafik masifine ait dikme kesit.....	25
Şekil 12. Karadağ ultramafik-mafik masifine ait arazi görünümüleri ( a: Masifin genel görünüm, b:Masif içindeki gabro, serpantin ve lisvenitlerin görünümü, c: Demirtaş köyünde örtü birimi, ç:Demirdağ köyünde örtü birimi, d:Demirdağ köyünde serpantinleşmiş birim, e: Demirtaş köyünde alüvyon birimi) .....	26
Şekil 13. Parmakdere ultramafik-mafik masifine ait dikme kesiti .....	28
Şekil 14. Parmakdere ultramafik-mafik masifine ait arazi görünümüleri (a:Serpantinleşmiş birim (Akören), b:Harzburjitleten görünüm, (Parmakdere), c: Akören civarındaki dasitik birim, d,e: Karbonatlı kayaçların hakim olduğu tortul kayaçlar (Akören), f: Tüf düzeyleri (Akören) .....	29
Şekil 15. İnceleme alanlarına ait ultramafitlerin Ol-Opr-Kpr üçgenindeki yerleri (Strec- keisen, 1976).....	30
Şekil 16. Karadağ ultramafik-mafik masifinin (Narman-Erzurum) arazide görünümü ...	32
Şekil 17. Karadağ ultramafik-mafik masifi içindeki harzburjitleten mikroskopta çapraz ve tek nikol görünümüleri (a,b: Tektonizmadan etkilenmiş olivin (Ol); c,ç: Ortopiroksen (Opr); d,e :Klinopiroksen (Kpr); f,g: Kromit (Kr) kristallerinin görünümü. Srp: Serpantin, Krz: Krizotil) .....	37
Şekil 18. Karadağ ultramafik-mafik masifi içindeki gabroyik kayaçların mikroskopta çapraz ve tek nikol görünümüleri (a,b: Klinopiroksen (Kpr); c,ç: Plajiyoklas (Plj); d,e,f, g: Prehmit (Pr) kristallerinin görünümü).....	38

Şekil 19.	Karadağ ultramafik-mafik masifinin içindeki diyabazların mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Doleritik doku; c, ç: Plajiyoklasın (Plj) ve klinopiroksenin (Kpr); d,e: Manyetitin (Mn) ve kloritin (Kl) görünüşleri).....	39
Şekil 20.	Lisvenitin arazideki (a) ve mikroskop altındaki çapraz (b) ve tek nikol(c) görünüşleri; Genellikle oluşum koşullarının izi olarak yoğun bir şekilde yönlü ikincil kalsit içerirler (b ve c, uzun kenar 2mm) .....	41
Şekil 21.	Parmakdere ultramafik-mafik masifinin içindeki harzburjitlerin ve serpantinleşmiş harzburjitlerin Akören köyü civarındaki görünümü .....	42
Şekil 22.	Parmakdere ultramafik-mafik masifinin içindeki harzburjitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b:Özşekilsiz olivin (Ol) ve serpantinleşerek bastite dönüşmüş ortopiroksen (Opr); c, ç: Klinopiroksen (Kpr); d,e:Lifi krizotil; f, g: Serpantin (Srp) ve uzun eksenleri boyunca paralel uzanmış kromit (Kr) minerallerin görünümü) .....	48
Şekil 23.	Parmakdere ultramafik-mafik masifinin içindeki dünitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Adacıklar şeklinde görülen kalıntı olivin ve klinopiroksen (Kpr); c, ç: Serpantinleşerek bastite dönüşen ortopiroksen (Opr) ve dilinim sistemleri boyunca yerleşmiş manyetit (Mn); d, e: Kromit (Kr); f, g: Serpantin (Srp) ve birbirine paralel olarak uzanmış yoğun çatlak sistemi) .....	49
Şekil 24.	Parmakdere ultramafik-mafik masifinin içindeki lertzolitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Klinopiroksen (Kpr) ve içinde kapanım halinde bulunan serpantinleşmiş olivin (Ol), c,ç: Serpantinleşerek bastite dönüşmüş ortopiroksen (Opr) ve lifi krizotil (Krz), d, e: Kalıntı olivin, ortopiroksen ve klinopiroksen; f, g: Sönmüş halde ve adacıklar şeklindeki olivin minerallerinin görünümü) .....	50
Şekil 25.	Parmakdere ultramafik-mafik masifinin içindeki piroksenitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Deformasyon sonrası kink-bant yapısı gösteren ortopiroksen (Opr); c, ç: Sönmüş halde ortopiroksen ve içerisinde ayrışım lamelleri halinde bulunan klinopiroksen ve özşekilsiz klinopiroksen (Kpr); d, e: Klinopiroksen içinde kapanım halinde bulunan serpantinleşmiş olivin (Ol); f, g: Piroksen mineral kontaklarında serpantinleşmiş halde bulunan olivin minerallerinin görünümü) .....	51
Şekil 26.	Parmakdere ultramafik-mafik masifinin içindeki verlitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Adacıklar şeklinde görülen kalıntı olivin (Ol); c, ç: Serpantin (Srp), köşeli ve yuvarlak şekillerde dizilim gösteren manyetit (Mn) minerallerinin görünümü) .....	52
Şekil 27.	Parmakdere ultramafik-mafik masifinin içindeki gabroyik kayaçların mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Bol kırıklı ve adacıklar şeklinde olivin (Ol); c, ç: Özşekilsiz klinopiroksen (Kpr), iri taneli plajiyoklas (Plj); d, e: Pirehnit (Pr), Klinoklor (Kkl) minerallerinin görünümü) .....	52

Şekil 28.	Karadağ ultramafik-mafik masifinin ve Parmakdere ultramafik-mafik masifinin peridotitleri içinde yer alan kromititlerin cevher mikroskobundaki görünümleri .....	54
Şekil 29.	Her iki masife ait mafik ve ultramafik kayaçların “ateşte kayıp” oranları (H örnekleri (mavi renkli) Karadağ , B örnekleri Parmakdere (kırmızı renkli) masiflere aittir) .....	57
Şekil 30.	Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait kayaçların (%) MgO bolluğuna göre SiO <sub>2</sub> , CaO, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Na <sub>2</sub> O, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> değişim diyagramları .....	62
Şekil 31.	Karadağ ve Parmakdere masifine ait kayaçların (%) MgO bolluğuna göre K <sub>2</sub> O, MnO, TiO <sub>2</sub> , Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> değişim diyagramlar.....	63
Şekil 32.	Her iki masife ait kayaçların Middlemost (1985) tarafından hazırlanan toplam Alkali-SiO <sub>2</sub> diyagramındaki konumları .....	64
Şekil 33.	Batchelor ve Bowden (1985)’e göre tüm ultramafitlerin diyagramdaki konumları.....	65
Şekil 34.	Masiflere ait ultramafik kayaçların Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -MgO-CaO üçgen diyagramındaki yeri (Coleman1977).....	65
Şekil 35.	İnceleme alanlarındaki peridotitik örneklerin Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / SiO <sub>2</sub> ve MgO/ SiO <sub>2</sub> oranı değişim diyagramı, abisal peridotit alanı Baker ve Beckett, (1999); Niu, (1997) ve Snow ve Dick, (1995)’den alınmıştır. PM: Primitive Mantle (ilksel manto).....	66
Şekil 36.	Karadağ ve Parmakdere ultramafik-mafik masiflerine ait kromititlerin MgO’ e karşı değişim grafikleri .....	68
Şekil 37.	Karadağ ve Parmakdere kromititlerinin toplam kayaç Mg#-Cr# jenetik ayırım diyagramları (a: Ofiyolitik kromit alanı Leblanc (1987), Leblanc ve Nicolas (1992), Boninit alanı Bloomer ve Hawkins (1987); b: Zhou ve Bai (1992)).....	69
Şekil 38.	Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait kayaçların MgO’e karşı iz ve nadir toprak element değişim grafikleri.....	71
Şekil 39.	Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait gabroyik kayaçların C1 kondrit (a) ve ilksel mantoya (primitive mantle, PM) (b) oranlanmış iz ve NTE dağılımları..76	
Şekil 40.	İnceleme alanlarına ait kromititlerdeki PGE’lerin korelasyon grafikleri .....	80
Şekil 41.	İnceleme alanlarına ait kromititlerdeki Pd/Ir’a göre çeşitli elementlerin korelasyon grafikleri.....	82
Şekil 42.	Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait kromititlerin PGE örümcek diyagramları.....	83
Şekil 43.	Karadağ ve Parmakdere kromititlerinin kondridite normalize edilmiş PGE değerlerinin bazı ofiyolitik kromititler ile karşılaştırılması (Semail-Umman, Solaiman Al-Aabed (2000); Loubusa-Güney Tibet, Zhou , (1996), Kop-Türkiye, Kolaylı vd., 2007) .....	84

Şekil 44.	Dünyanın çeşitli ofiyolitlerinde kromitit kayaçlarının kondrite normalize edilmiş ortalama PGE oranlarının karşılaştırılması ( Ortalama PGE değerleri Yeni Kaledonya için Page vd., 1982'den ; Türkiye için Page vd., 1979a'dan; Yunanistan için Agiorgitis ve Wolf 1977, 1978'den ; Umman için Page vd., 1979b'dan ; Polar Urals-Rusya için Page vd., 1983'den ; diğer bölgeler için Crocket, 1979'dan alınmıştır) .....	85
Şekil 45.	Karadağ ve Parmakdere masifleri içindeki kromitit, harzburjit ve dünitlerdeki kromitlerde ana oksit ilişkileri.....	87
Şekil 46.	Parmakdere (Sarıkamış) ve Karadağ (Narman) masiflerindeki kromitit ve peridotitlerine ait kromitlerin Cr#- Mg# diyagramındaki dağılımları.....	91
Şekil 47.	İncelenen masiflere ait kromitlerin Cr#-TiO <sub>2</sub> diyagramındaki dağılımları (O: Karadağ masifine ait kromitlerdeki kromiti; - : Parmakdere masifine ait kromitlerdeki kromiti; ◀: Parmakdere masifine ait harzburjitlerdeki kromitleri; ▽ : Parmakdere masifine ait dünitlerdeki kromitleri simgeler) .....	92
Şekil 48.	Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) kromitlerinin Cr-Fe <sup>+3</sup> -Al diyagramındaki dağılımlar.....	93
Şekil 49.	Parmakdere (Sarıkamış) peridotitlerinde aksesuar kromitin Cr# değerlerine karşılık olivinlerdeki Fo içeriği arasındaki ilişki. (OSMA; Olivin-spinel manto dizini, Arai, 1994, Karipi vd., 2007) .....	93
Şekil.50.	Parmakdere (Sarıkamış) peridotitlerindeki aksesuar kromitin (a) Cr#-TiO <sub>2</sub> , (b) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub> içeriğine göre jeotektonik ayrımı (Tamura ve Arai, 2006) ....	94
Şekil 51.	Parmakdere (Sarıkamış) harzburjitleri ile dünitleri içindeki olivinin NiO-Fo diyagramındaki dağılımları .....	98
Şekil 52.	Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) peridotitleri ve bu peridotitler ile mekansal ilişkili olan gabroyik kayaçlara ait piroksenlerin sınıflaması (Poldevaart ve Hess, 1951) .....	105
Şekil 53.	Parmakdere (Sarıkamış) harzburjit, dünit ve gabroyik kayaçlarındaki piroksenlerin FeO-CaO, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -CaO, FeO-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> diyagramlarındaki konumu .....	106
Şekil 54.	Parmakdere (Sarıkamış) harzburjit, dünit ve gabroyik kayaçlarındaki piroksenlerin enstatite (En) karşılık FeO, SiO <sub>2</sub> , CaO ve Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> diyagramları.....	107
Şekil 55.	Karadağ (simge: O) ve Parmakdere (simge: +) peridotitleri içindeki gabroyik kayaçlara ait plajiyoklasların Or-Ab-An diyagramındaki dağılımları (Smith ve Brown, 1988).....	108
Ek Şekil 1.	Karadağ ultramafik-mafik masifi ( Narman/ Erzurum) Jeoloji haritası ve Jeolojik dikme kesiti	
Ek Şekil 2.	Parmakdere ultramafik-mafik masifi ( Sarıkamış/ Kars) Jeoloji haritası ve Jeolojik dikme kesiti	

## TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. MORB ve SSZ ofiyolitlerin genel kimyasal özelliklerinin karşılaştırılması (Yumul ve Balce, 1994).....	11
Tablo 2. İnceleme alanlarına ait ultramaik kayaların modal mineralojik bileşimleri.....	31
Tablo 3. Ana, iz ve nadir toprak elementlerinin dedeksiyon limitleri.....	55
Tablo 4. Karadağ ultramafik-mafik masifi'ne ait ultramafik ve mafik kayaların toplam kayaç ana oksit, iz ve nadir toprak element (NTE) jeokimyasal analiz değerleri.....	58
Tablo 5. Parmakdere ultramafik-mafik masifine ait ultramafik-mafik kayaların toplam kayaç ana oksit, iz ve nadir toprak element (NTE) jeokimyasal analiz değerleri.....	59
Tablo 6. Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) peridotitleri içinde yer alan kromitlerin toplam kayaç ana oksit, iz ve nadir toprak element (NTE) jeokimyasal analiz değerleri.....	60
Tablo 7. İnceleme alanı kromitlerine ait tüm kayaç platin grubu element bollukları ve ilişkili değerler.....	78
Tablo 8. Karadağ (Narman/Erzurum) kromitleri içindeki kromitlerin mikroprob analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır).....	88
Tablo 9. Parmakdere (Sarıkamış/Kars) kromitleri içindeki kromitlerin mikroprob analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır).....	89
Tablo 10. Parmakdere (Sarıkamış) dünitleri içindeki aksesuar kromitlerin mikroprob analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır).....	90
Tablo 11. Parmakdere (Sarıkamış) harzburjitleri içindeki aksesuar kromitlerin mikroprob analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır).....	91
Tablo 12. Parmakdere (Sarıkamış) harzburjitleri içindeki olivinlerin mikroprob analiz değeri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır).....	96
Tablo 13. Parmakdere (Sarıkamış) dünitleri içindeki olivinlerin mikroprob analiz değeri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır).....	97
Tablo 14. Parmakdere (Sarıkamış) ve Karadağ (Narman) gabroyik kayaları içindeki ortopiroksenlere ait mikrokimyasal analiz değerleri(% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır).....	100



Tablo 15.	Parmakdere(Sarıkamış) harzburjitleti içindeki ortopiroksenlere ait mikrokimyasal analiz değerleri(% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır).....	101
Tablo 16.	Parmakdere (Sarıkamış) dünitleri içindeki klinopiroksenlere ait mikrokimyasal analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır).....	102
Tablo 17.	Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) gabroyik kayaçları içindeki klinopiroksenlere ait mikrokimyasal analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır).....	103
Tablo 18.	Parmakdere (Sarıkamış) harzburjitleti içindeki klinopiroksenlerin mikroprob analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır) .....	104
Tablo 19.	Karadağ (Narman-ERZURUM) masifine ait gabroyik kayaçlarındaki plajiyoklasların mineral kimyası .....	109
Tablo 20.	Parmakdere (Sarıkamış-KARS) masifine ait gabroyik kayaçlara ait plajiyoklasların mikrokimyasal analiz değerleri.....	110
Ek Tablo 1.	Karadağ (Narman-Erzurum) ultramafik-mafik masifine ait kayaç katoloğu	
Ek Tablo 2.	Parmakdere (Sarıkamış-Kars) ultramafik-mafik masifine ait kayaç katoloğu	

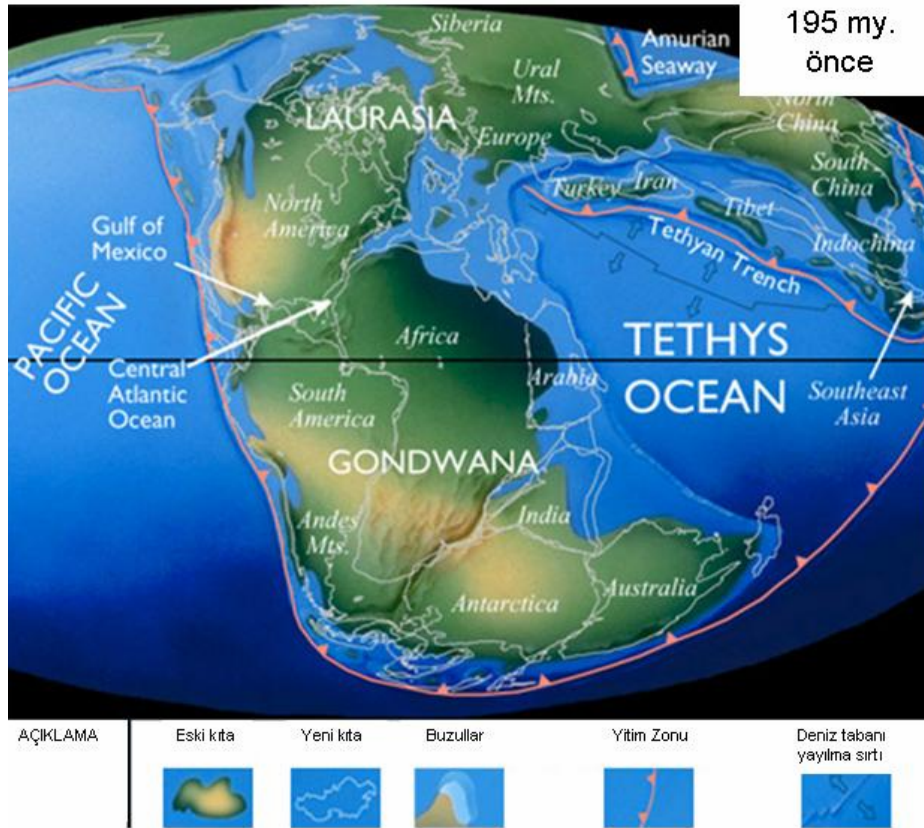
## SEMBOLLER DİZİNİ

DAYK	: Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı
Kkl	: Klinoklor
Kr	: Kromit
Kl	: Klorit
Kpr	: Klinopiroksen
Kr	: Kromit
Krz	: Krizotil
KUMM	: Karadağ Ultramafik-Mafik Masifi
Mt	: Manyetit
NTE	: Nadir Toprak Element
Ol	: Olivin
Opr	: Ortopiroksen
Pr	: Pirehnit
Plj	: Plajiyoklas
PGE	: Platin Grubu Element
PUMM	: Parmakdere Ultramafik-Mafik Masifi
Sf	: Sfen
Srp	: Serpantin

## 1. GENEL BİLGİLER

### 1.1. Giriş

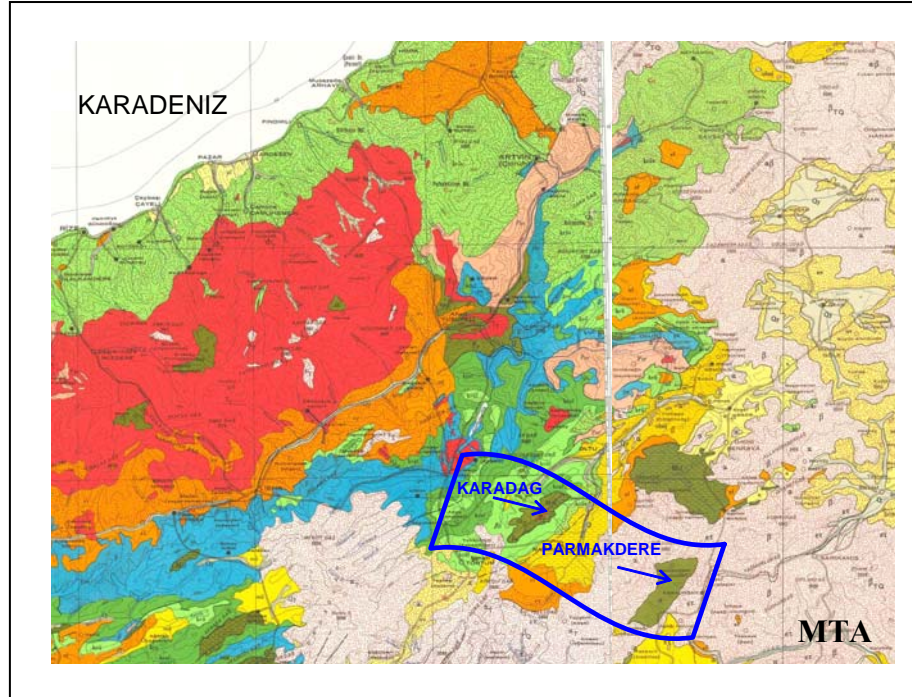
Alfred Wegener'in kıtaların kayması kuramının geliştirilmesi sonucu yapılan araştırmalara göre, günümüzden yaklaşık 200 milyon yıl öncesinde güncel tüm kıtaların bir toplamı olan ve süper kıta olarak tanımlanan Pangea (tüm kıtalar) kıtası vardı. Pangea adı verilen tek kıta parçasını çevreleyen denize ise Panthalassa (tüm denizler) denmekteydi. Zaman içerisinde katmanlar hareket ettikçe Pangea ikiye ayrıldı. Kuzeyde Lavrasya güneyde Gondwana oluştu (Şekil 1). Bu iki kıta Tetis (Tethys Ocean) denizi ile ikiye ayrıldı. Katmanların hareketi ile kıtalar iyice ayrılarak bugünkü halini aldı.



Şekil 1. Günümüzden 195 milyon yıl öncesinde yeryuvarı (URL-1, 2008).

Türkiye, Tetis denizinin yer aldığı geniş tortulanma alanında oluşmuştur. Türkiye'nin karmaşık jeolojisi, geçirmiş olduğu jeolojik evrimini ve jeolojik koşullarını yansıtır (Şekil 2). Bu evrim sonucunda Türkiye arazisi yükselmiş, kırık ve kıvrımlarla dolu bir yapıya sahip olmuştur. Alp-Himalaya kuşağının bir parçası olan Kuzey ve Güney Anadolu Dağları ile Doğu Anadolu Platosu, Türkiye'nin rölyefini çok yükselmiştir.

İnceleme alanlarının da yer aldığı Doğu Anadolu Yüksek Platosu 150.000 km<sup>2</sup>'ye varan alanıyla Alp-Himalaya dağ sistemi boyunca yer alan bir yüksek platodur (ortalama yükseklik 2 km) (Şengör ve Kidd, 1979). Bölgenin bu yüksekliğe ulaşması Serravalian'dan (13 milyon yıl) günümüze uzanan bir süreçtir. Bu süreç Arabistan ve Avrasya'nın çarpışması ile başlamıştır (Şengör ve Kidd, 1979; Dewey vd., 1986). Doğu Anadolu'daki dağlar, 15 milyon yıl önce Arabistan Levhası'nın Anadolu'ya çarpması sonucunda oluşmuştur. Arap Levhası da hala Anadolu'yu itmeye devam etmektedir. Bu hareket sonucunda sıkışan Anadolu, bugün deniz seviyesinden ortalama 2000 metre yüksekte durmaktadır.



Şekil 2. İnceleme alanlarının yer aldığı 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası (URL-2, 2008)

## 1.2. İnceleme Alanlarının Yeri ve Coğrafik Özellikleri

İnceleme alanları Doğu Pontid Güney Zonu ile Anatolid tektonik kuşaklar arasında Erzurum ve Kars illerinin ortak noktasında yer alır (Şekil 3). İki ayrı lokasyon olarak çalışılan alanlar Tortum H47-a<sub>2</sub>,a<sub>3</sub>,b<sub>1</sub>,b<sub>4</sub> paftaları içinde Karadağ köyü (Narman-Erzurum) civarında yaklaşık olarak 70 km<sup>2</sup>'lik, Kars H48-a<sub>3</sub> paftası içinde Parmakdere köyü (Sarıkamış-Kars) civarında yaklaşık 35 km<sup>2</sup>'lik alanlardır. İnceleme alanlarının uydu görüntüleri Şekil 4'de verilmiştir. Uydu görüntülerinde ultramafik-mafik masifler oldukça net görülmektedir.

Karadağ lokasyonunu içeren Narman ilçesi, iki coğrafi bölgede de toprakları olan Erzurum ilinin kuzey kesiminde Doğu Karadeniz bölgesi içinde yer alır. Narman'ın doğusunda Kars iline bağlı Sarıkamış ilçesi, batısında Tortum (Erzurum), kuzeyinde Oltu (Erzurum), güneyinde Horasan (Erzurum) ve Pasinler (Erzurum) ilçeleri bulunmaktadır. Narman ilçesine Tortum üzerinden Erzurum'a bağlanan veya Pasinler-Erzurum asfalt karayoluyla ulaşılabilir (Şekil 3). Komşu ilçelere de karayolu bağlantısı vardır. Köy yolları yılın her ayı açık olup; mezra ve yaylalara da stabilize yol yapılmıştır. Çalışılan lokasyon Narman ilçesinin Karadağ köyü ve civarındadır. Bu lokasyondaki ana yerleşim merkezleri Demirdağ, Dağyolu, Gökdağ, Karadağ, Beyler ve Demirtaş köyleridir.

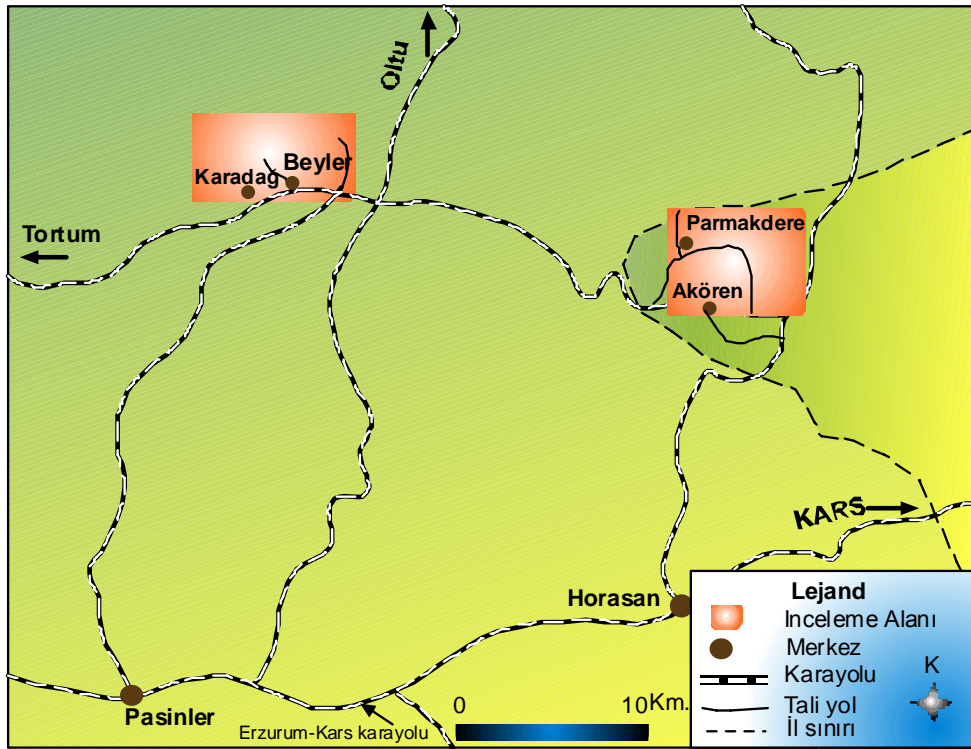
Dağlık bir arazi yapısına sahip olan ilçe 1600 m. rakımda Narman çayının eteklerine kuruludur. İlçenin etrafı 2000m. üzerinde dağlarla çevrilidir. Çalışılan lokasyondaki en düşük kot 1850m. dir. En yüksek kot ise 2930m. ile Karadağ'dır. Diğer önemli yükseltiler Pulumdağ (2657m.), Gökdağ (2731m.), Taşlıdağ (2792m.), Kılıç Tepe (2453m.)'dir. Ultramafik kayaçların hakim olduğu bölgelerde en önemli yükseltiler Öremeler Tepesi (2500 m.) ve Lale Tepesi (2336 m.)'dir.

Erzurum ilinde genel olarak karasal iklim hakimdir. Kışlar uzun ve sert, yazlar kısa ve sıcak geçer. İlde en soğuk ay ortalaması -8,6°C, en sıcak ay ortalaması ise 19,6°C'dir. En düşük sıcaklık -35°C ve en yüksek sıcaklık ise 35°C olarak ölçülmüştür. Yıllık yağış tutarı 453 mm. kadardır. En az yağış kış devresinde düşer. Bu devrenin yağışları kar biçiminde olup, kar yağışlı gün sayısı 50 ve kar örtüsünün yerde kalış süresi 114 gün kadardır. En yağışlı devre ilkbahar ve yaz mevsimleridir (URL-3, 2008). Ancak Narman'ın iklim özelliklerine bakıldığında Doğu Anadolu Bölgesinde görülen karasal iklimden farklı bir görünüm arz etmektedir. Bunun sebebi tektonik bir havza içerisinde olması ve çevresine göre alçak bir sahada yer almasıdır. Dolayısıyla ilçenin iklimi Doğu Karadeniz bölgesinin

iç kesimlerinde görülen iklimle uyuşmaktadır. İlçe merkezinde görülen bu ılık iklim çevredeki yüksek yerlere çıkıldığında karasal iklimin tüm özelliklerini taşıma özelliğine sahip olmaktadır. Bundan dolayı kış aylarında ilçe merkezi ve havza içerisinde kurulu köylerde kar kalınlığı ortalama 40-50 cm. olduğu halde yüksek kesimlerdeki yerleşim alanlarında ortalama kar kalınlığı 1 metrenin üzerinde olduğu gözlenmiştir. Bu sebeple yüksek kesimlere yağın karlar Çoruh nehrinin bir kolunu oluşturan Narman ve Oltu çayını çeşitli havzalardan beslemekte ve bu kar örtüsü Narman çevresindeki mera ve otlakların Ağustos ayına kadar yaz mevsiminde yağın yağmurlarla birlikte yeşil kalmalarını sağladığı gibi vadilerdeki meyve ve sebzeçilik yapılmasına imkan sağlamaktadır. Yüksek kesimlerde ise otlak ve meraların uzun süre yeşil kalma özelliğinden dolayı hayvancılık yapılmasına elverişlidir. (URL-4, 2008) .

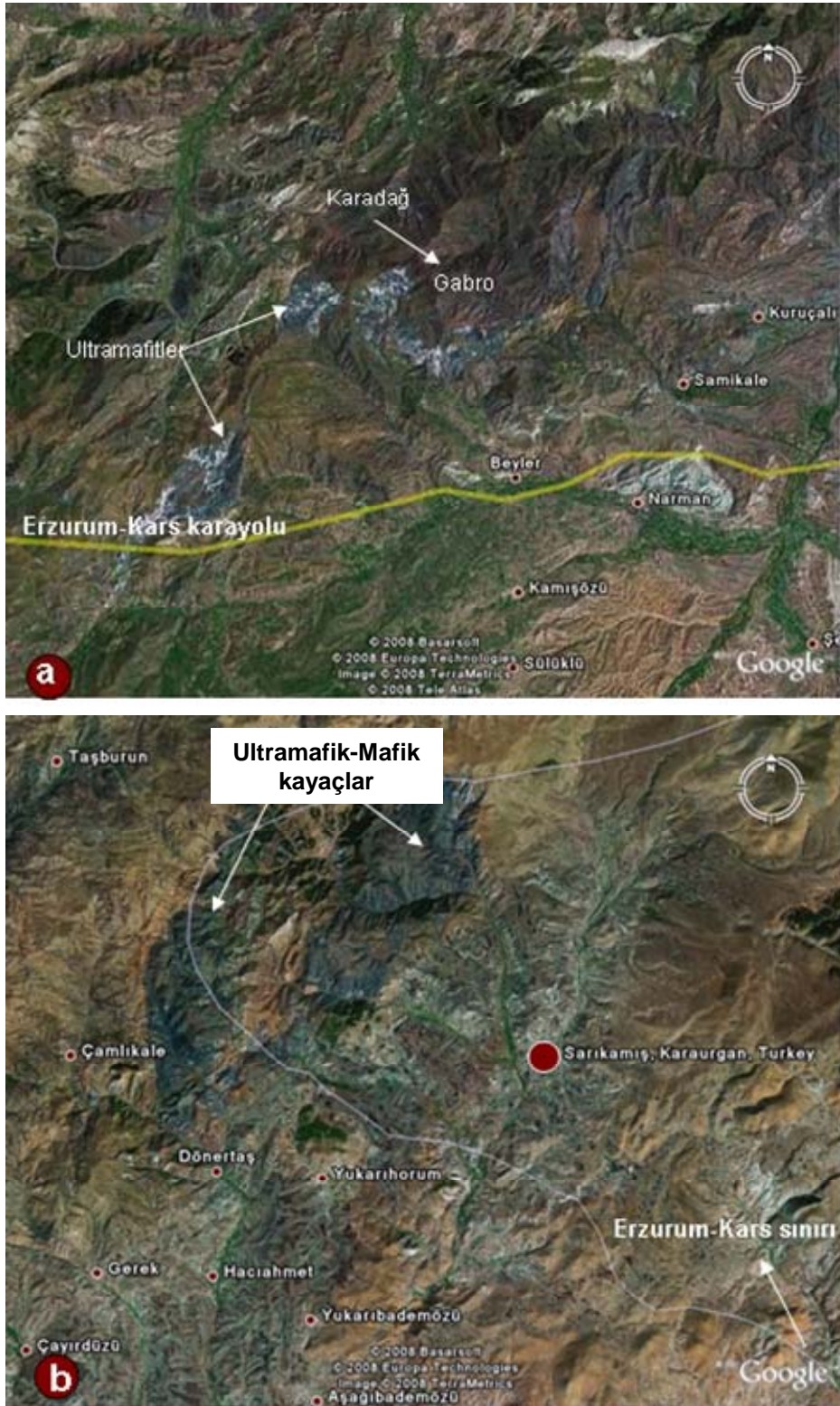
Tez konusunun ikinci lokasyonu, Doğu Anadolu'da Kars'ın Sarıkamış ilçesine bağlıdır. İlçe, batıda Narman (Erzurum), güneybatıda Horasan (Erzurum), güneyde Eleşkirt (Ağrı), kuzeyde Selim (Kars) ve doğuda Kağızman ile çevrilidir. İnceleme alanında ana yerleşim merkezleri Parmakdere ve Akören köyleridir. Lokasyondaki önemli yükseltiler Karataş Dağı (2725), Keşanyolu Tepe (2514), Talanveren Tepe (2231) ve Torluk Tepe (2276)' dir.

Karasal iklime sahip olan Sarıkamış'da kışlar çok uzun, soğuk ve sert, yazlar ise kısa, serin geçmektedir. Yıllık ortalama sıcaklık değeri 3.4°C'dir. Kışın sıcaklık -35°C'ye kadar düşmekte, yazları ise en fazla 33°C'ye kadar çıkmaktadır. Kış aylarının 7-8 ay devam ettiği ilçede en yağışlı ay Mayıs, en kurak ay ise Aralık'tır. Kar yağışı ortalama 1-2 metre olmaktadır. Yıllık ortalama nem oranı % 71'dir. Buna bağlı olarak ortalama yağış miktarı 51 mm.'dir. İlçede en belirgin bitki örtüsü sarıçam ormanlarıdır (URL-5, 2008).



Şekil 3. İnceleme alanlarına ait yerbulduru haritası





Şekil 4. İnceleme alanlarını (a: Karadağ, b: Parmakdere ultramafik-mafik masifi ) gösteren uydu görüntüleri (URL-6, 2008)



### 1.3. Ofiyolit Tanımlaması ve Tipleri

Ofiyolit kelimesi önceleri yalnızca serpantinileri tanımlamak için kullanılmıştır. Ofiyolit (Ophiolite) Yunanca bir kelime olup, ophio Yunanca'da yılan, lite ise taş anlamına gelir. Dolayısıyla eski Yunanca'da "ofiyolit", görünümünden dolayı "yılan taşı" anlamında kullanılmıştır.

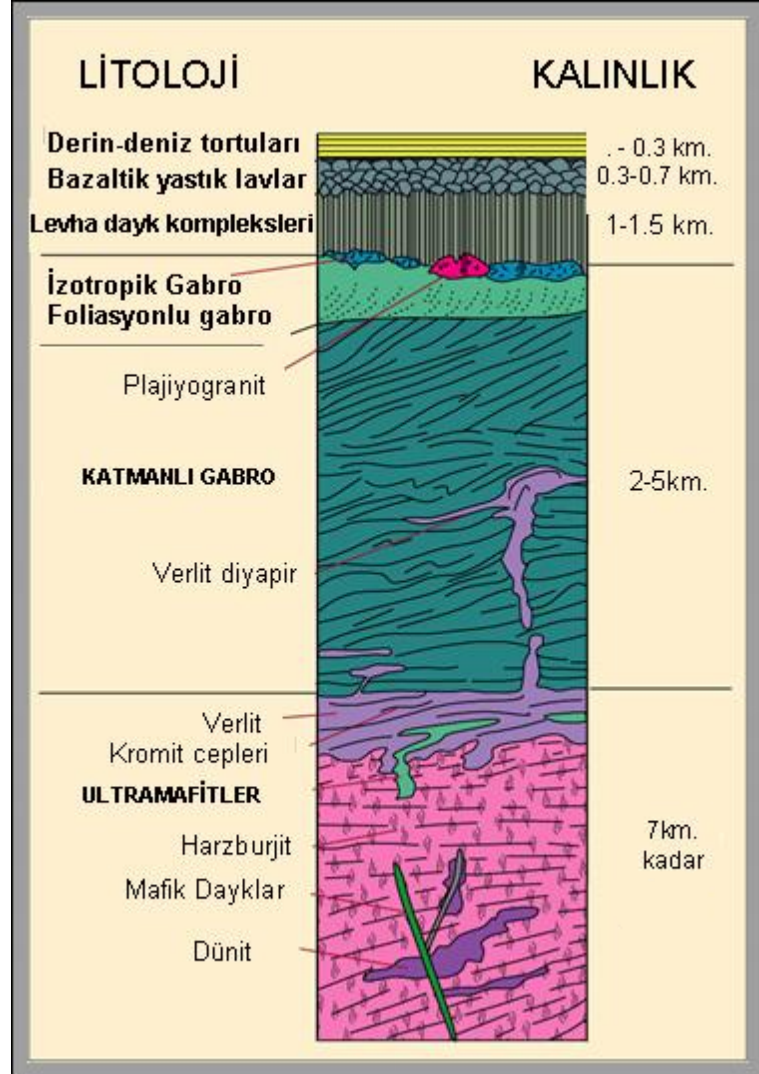
Ofiyolit terimi ilk kez 1813'de Alexandre Brongniart tarafından Alp'lerdeki yeşil kayaları tanımlamak için kullanılmıştır. Steinman (1927) ise serpantinit, gabro, diyabaz, spilit ve yastık lavlar, radyolarit ve bazı derin deniz çökelleri gibi ilişkili kayalar için ofiyolit terimini kullanmıştır. Steinman'ın dikkat çektiği serpantinit, diyabaz-spilit, radyolarit beraberliği daha sonraları Steinman üçlüsü olarak tanımlanmış ve ofiyolitin karşılığı olarak kullanılmaya başlanmıştır. 1972'de Penrose konferansında ofiyolit terimine yeni bir tanımlama getirilmiştir. Bu tanımlamaya göre "ofiyolit", ultramafik ve mafik kayalardan oluşup, tek bir kayaç adından ziyade bir kayaç grubuna karşılık gelir. İstifsel olarak üstten alta doğru mafik volkanik karmaşık (çoğunlukla yastık lavlar, levha şekilli mafik dayk karmaşığı), gabro karmaşığı (kümülat dokulu peridotit, gabro, piroksenit), ultramafik karmaşığı (tektonit dokulu harzburjit, dünit, lertzolit) olarak yer almaktadır. Bu konferansta tanımlanan ofiyolit teriminde özellikle ofiyolitlerin yerleşimi hakkında kılavuz olan sedimanların (radyolaryalı çörtler) yer almaması yapılan bu tanıma günümüzde tartışmalı hale getirmiştir.

Ofiyolit istifine ait kayaçlar bazen buldukları yerlerde bütünüyle temsil edilmiş (tam ofiyolit istifi) olabilirler. Bazen de bazı birimlerin kısmen veya tamamen eksik olduğu (eksikli ofiyolit istifi) seriler gözlemlenebilir. Eğer serilerde belirgin bir metamorfizma sözkonusu ise metamorfik ofiyolit olarak tanımlanabilir. Ofiyolit terimi ile eş anlamlı olarak yeşil kayaçlar, ofiyolit topluluğu, ofiyolit kompleksi gibi tanımlamalar da mevcuttur. Ofiyolit topluluğunda yer alan birimler tektonik kuvvetler ile kısmen veya tamamen bozulabilir, karışabilir. Böyle bir durumda ofiyolitik melanjdan bahsedilir.

Günümüzde tam bir ofiyolit istif aşağıdaki şekilde tanımlanmaktadır (Şekil 5). Tabanda oldukça serpantinize olmuş harzburjit, dünit ve lertzolitten oluşan ultramafik kayaçlar yer alır. Bu kayaçların üzerinde önce katmanlı ve sonra izotropik gabrolar gelir. İstif levha dayk kompleksiyle devam edip pelajik derin deniz sedimanları ile üzeri örtülür.

Yapılan sismik ve sondaj çalışmaları okyanus kabuğunun ve mantonun dört ana kattan oluştuğunu ortaya çıkarmıştır. Ofiyolitler üzerine yapılan çalışmalar da göstermiştir ki

bileşenler bakımından ofiyolitler okyanus kabuğu ile benzerlikler sunmaktadır. Bu bağlamda ofiyolitler, okyanus ortası deniz tabanı yayılmasına bağlı olarak oluşan okyanus kabuğunun parçaları olarak görülebilirler. Ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarda oluştuğu görüşü levha dayk kompleksinin varlığına dayandırılmaktadır ( Gas,1967; Coleman, 1971; Dewey ve Bird, 1971).



Şekil 5. İdeal ofiyolit kesiti (URL-7, 2008)

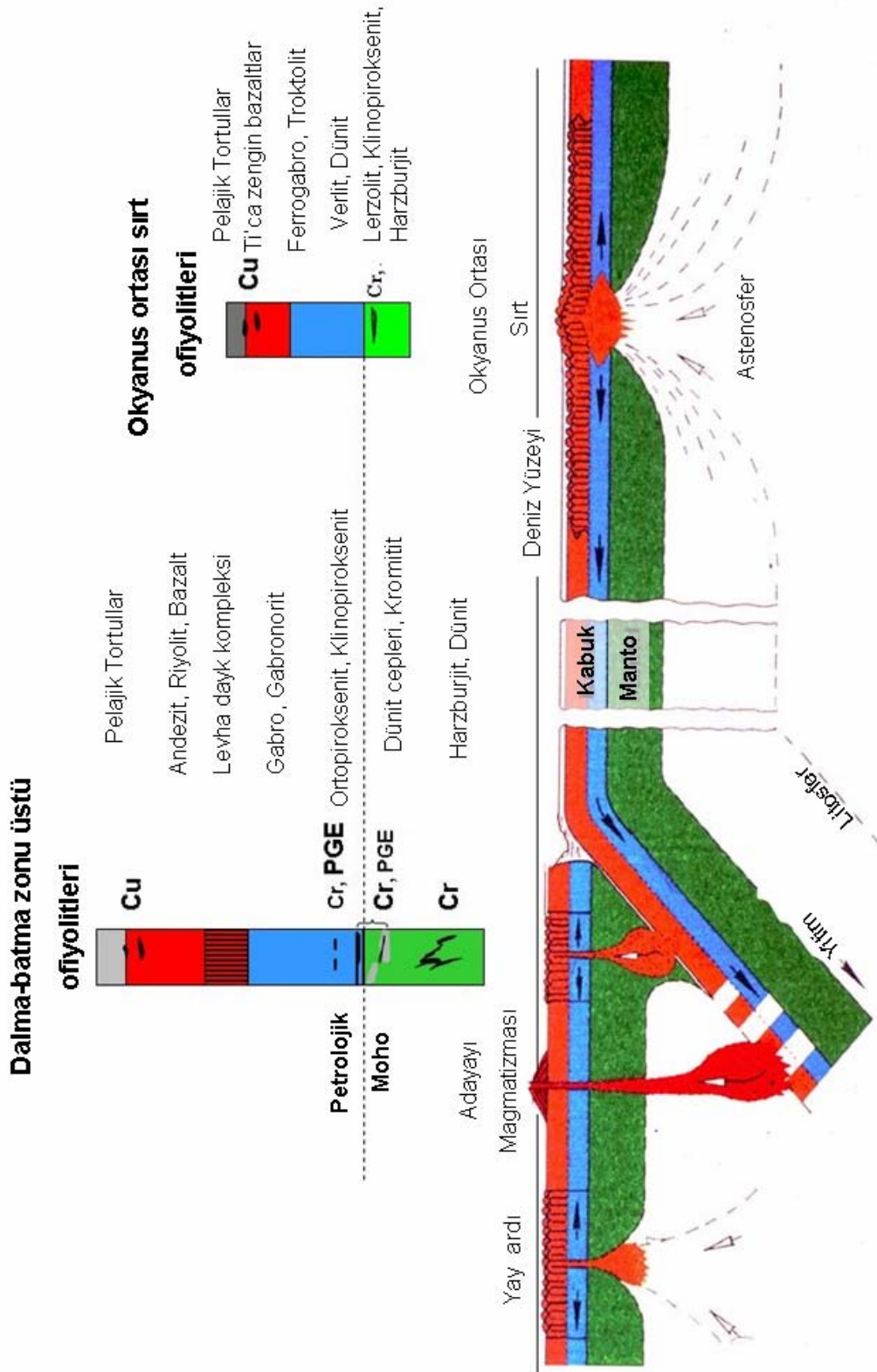
1980'li yıllarda yapılan çalışmalar birçok ofiyolitinin normal olarak okyanus ortası sırtı açılımlarıyla açıklanamamıştır. Sonraki yıllarda yapılan çalışmalar dalma-batma zonu üstü (Supra-Subduction Zone, SSZ) magmatik süreçlerinin varlığını göstermiştir. İlk defa Pearce vd., (1984) tarafından adlandırılan bu ofiyolitler SSZ ofiyolitleri olarak bilinmektedir.

Ofiyolitlerin oluşum ortamı için temelde iki görüş vardır (Moore vd., 2000). Birincisi okyanus ortası sırtlarda deniz tabanı yayılması ile oluşan yapısal ve stratigrafik kanıtlara dayanan okyanus ortası sırt ofiyolitleridir. Bu ofiyolitler MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts) tipi ofiyolitler olarak bilinir (Şekil 6).

İkincisi oldukça fazla tüketilmiş mantodan türeyen magmalardan elde edilen verilerle desteklenmiş dalma-batma zonu üstü ofiyolitleridir (SSZ). Bu ofiyolitler okyanus ortası sırtlarda oluşur, okyanus tabanı yayılması sonucu kıta kenarlarına doğru hareket eder ve kıta kenarlarında mantoya dalarlar (Şekil 6). Levha kenarlarında okyanus tabanına ait bloklar asıl kütlede kopup ayrılır, bir kısmı dalmaya devam eder, bir kısmı da kopan büyük istifler şeklinde kıta üzerine bindirme yaparlar. Yaygın olarak kabul edilen görüş, arazide gözlemlenen ofiyolit istifine ait parçaların yerli olmayışlarıdır (allokton). Bugün buldukları yerden çok değişik bir ortamda oluşmuşlardır. Ofiyolit topluluğu içindeki kayalarda manto tipi yeniden kristallenme, magmatik çökel (kümülat) istiflenme, farklılaşma ürünleri, denizaltı volkanizması, dayk sokulumları, hidrotermal alterasyon, tektonik deformasyonlar eş zamanlı olup, ofiyolit topluluğunun oluşumuyla ilgilidirler. Ofiyolit istifinin tabanında yer alan tektonitlerin (metamorfik peridotit) sergiledikleri yeniden kristallenme üst manto koşullarını işaret etmektedir (Thayer, 1980; Engin, 1986).

### **1.3.1. SSZ ve MORB Tipi Ofiyolitler Arasındaki Farklar**

MORB ve SSZ tipi ofiyolitleri birbirinden ayıran önemli petrolojik ve jeokimyasal veriler mevcuttur (Tablo 1). MORB tipi ofiyolitlerin manto kayası lertzolit, SSZ tipi ofiyolitlerin ise refrakter harzburjitlerdir. (Dick, 1989; Dick ve Bullen, 1984). MORB tipi ofiyolitlerin manto birimleri hem harzburjit hem de lertzolit içerebilmektedir. Harzburjit oluşumu her iki ofiyolit tipinde bulunmasına rağmen, lertzolit oluşumu sadece MORB tipi ofiyolitlerinde görülmektedir (Pearce vd., 1984).



Şekil 6. Okyanus ortası sırtı ofiyolitleri (MORB tipi) ve dalma-batma zonu üstü ofiyolitlerinin (SSZ-tipi) oluşum ortamları (URL-8, 2008)

SSZ tipi ofiyolitlerin kabuk kalınlıkları MORB tipine göre daha incedir. SSZ tipi ofiyolitleri MORB tipinden ayıran en önemli özelliklerinden biri de içerdikleri hem volkanik hem de plütonik seviyede gözlenen ortaç ve asidik kayaçların (plajiyogranitlerin) varlığıdır.

SSZ tipi ofiyolitlerde klinopiroksen plajiyokaslardan önce kristallenir. Bu tip ofiyolitlerde kristallenme sırası olivin+piroksen+ plajiyoklas şeklinde olup MORB tipi ofiyolitlerde ise olivin+plajiyoklas+piroksen şeklindedir (Cameron vd., 1980; Pearce vd., 1984; Hebert ve Laurent, 1990; Parlak vd., 1996 ve 2000, 2002). Ayrıca SSZ tipinde oluşan plajiyokaslardaki anortit içeriği su buharının etkisi nedeniyle okyanus ortası sırtlarda oluşan plajiyokaslara göre daha yüksektir (Beard, 1986; Hebert ve Laurent , 1990; Parlak vd., 1996 ve 2000).

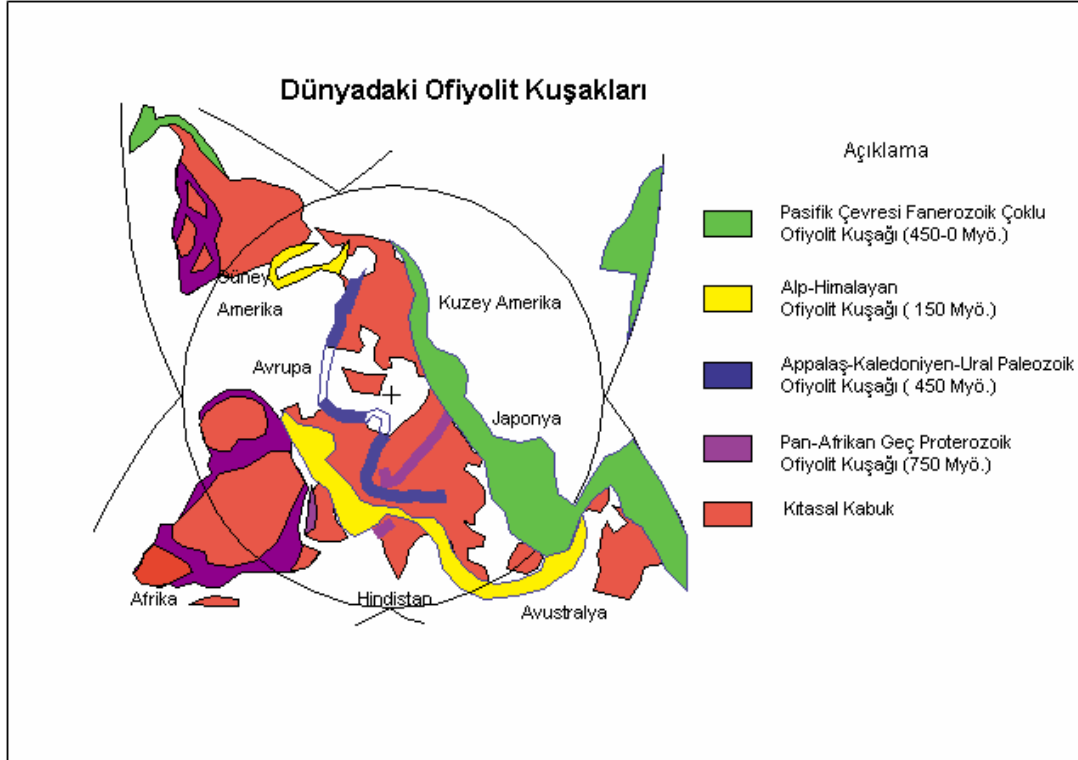
SSZ tipi ofiyolitler dalan levhadan ayrılan eriyiklerin katkısıyla MORB tipi ofiyolitlere göre yüksek iyon yarıçaplı elementlerce ( K, Rb, Cs, Th) ve hafif nadir toprak elementlerce zenginleşirken HFS elementlerce (Ti, Nb, Ta, Hf) fakirleşir (Pearce, 1982; Wood, 1980).

Tablo 1. MORB ve SSZ ofiyolitlerin genel kimyasal özelliklerinin karşılaştırılması (Yumul ve Balce, 1994)

Özellikleri	MORB tipi Ofiyolitler	SSZ tipi Ofiyolitler
Toplam TiO <sub>2</sub>	> % 0.60	< % 0.60
Toplam Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / TiO <sub>2</sub>	<20	> 20
Toplam CaO/ TiO <sub>2</sub>	<17	> 17
Toplam Ce/ Ta	Düşük	Yüksek
Toplam Ce/ Nb	Yüksek	Düşük
Toplam Ti/ Cr	Yüksek	Düşük
Toplam Ti/ V	20-50	≤ 20
Toplam Zr ve Y	Yüksek	Düşük
Krom spinel Cr/ (Cr+Al)	< 0.60	> 0.60
Plajiyoklas Ca/ (Ca +Na+K)	< 92	> 92
Olivin Mg/ (Mg+ Fe <sup>2+</sup> )	Yüksek	Düşük
Klinopiroksen Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / TiO <sub>2</sub>	Düşük	Yüksek
Hornblend TiO <sub>2</sub> / K <sub>2</sub> O	Yüksek	Düşük

### 1.3.2. Türkiye ve Dünyadaki Başlıca Ofiyolit Kompleksleri

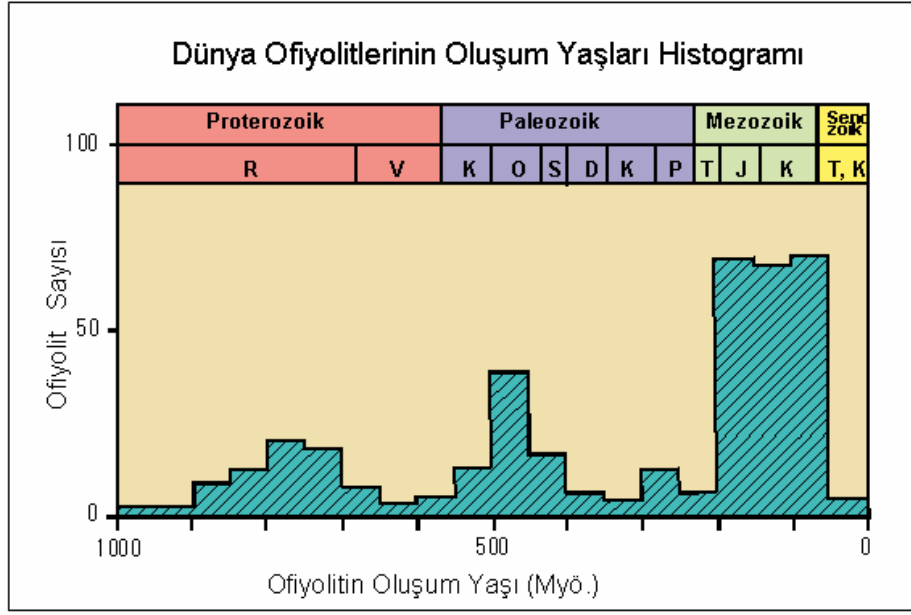
Ofiyolitler ilk kez 20 yy. başlarında Alp'lerde tanımlanmıştır. Dünya üzerinde neredeyse her orojenik kuşak daha sonra keşfedildi. Dünyada en iyi bilinen örnekler arasında Umman'daki Semail (Mesozoyik), Kıbrıs'daki Troodos (Mesozoyik), Papua-New Gine'deki Papua (Mesozoyik) ve Newfoundland'daki Bay of Island ofiyolitleri sayılabilir.



Şekil 7. Dünya ofiyolit kuşakları (URL-9, 2008)

Ofiyolitlerin oluşum yaşları yaklaşık olarak 150, 450, 750 milyon yıl gibi üç farklı zamanda yoğunluk göstermektedir (Şekil 8). Bunlara ofiyolit pikleri denir. Her pik dünya çapındaki magmatik olayları karşılar (URL-8).

Geç Protoerozoik (750 my önce) ofiyolitleri Pan-Afrikan orojenik kuşağında yayılır. Erken Paleozoyik (450 my. önce) ofiyolitleri Appalaş-Kaledoniyen-Ural kuşağında görülür. Mesozoyik (150 my önce) ofiyolitleri, Alp-Himalaya kuşağında yoğunudur. Buna rağmen Pasifik çevresi orojenik kuşakları farklı yaşlı (Erken Paleozoik ve Mezozoik) ofiyolitleri içerir (Şekil 7).



Şekil 8. Dünyadaki ofiyolitlerin oluşum yaşlarının histogramı (URL-9, 2008)

Türkiye'nin üçte birini kaplayan ofiyolitler Neotetis evrimi içerisinde önemli bir yere sahiptir. Türkiye'de ofiyolitler coğrafik olarak üç kuşakta yoğunlaşmıştır (Şekil 9). Bunlar Güney, Orta ve Kuzey ofiyolit kuşaklarıdır (Juteau, 1980).



Şekil 9. Türkiye ofiyolit masifleri (Juteau, 1980)

Alpin Orojenik kuşağı içinde yer alan Türkiye, Ketin (1966) tarafından orojenik yaş dikkate alındığında kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toridler, Kenar Kıvrımları olarak dört jeolojik-tektonik birime ayrılmıştır. İnceleme alanları, Pontid (Doğu bloğu) ile Anatolid tektonik kuşakları sınırında yer almaktadır.

#### 1.4. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanları ve yakın çevresinde değişik amaçlarla çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar aşağıda kısaca özetlenmektedir.

Erentöz (1954), Aras Havzasının jeolojisini yapmış ve bu bölgelerin stratigrafisini, yapısal konumunu ayrıntılı olarak inceleyerek daha sonra yapılan çalışmalara ışık tutabilecek bilgiler sunmuştur. Araştırmacıya göre bölgede Kretase formasyonları, ofiyolit kompleksi, Eosen, Oligo-Miyosen, Miyosen, Pliyosen, Pliyo-Kuvaterner oluşukları bulunmaktadır.

Gattinger (1954), Narman (Erzurum) yöresinin 1/10.000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış, buradaki kayaçların amfibolit, serpantinit, gabro, granit, mermer, Erken Kretase fliş, Geç Kretase fliş, Geç Kretase volkanik fasiyes ve Oligo-Miyosen jipsli fasiyes gibi birimlere ayırarak incelemiştir. Bu çalışma, bölgedeki birimlerin ana gidişlerini belirleyen ilk çalışmadır.

Engin ve Engin (1964), Narman (Erzurum) çalışma alanının kuzey kesiminde kömür jeolojisine dönük bir çalışma yapmışlardır. Araştırmacılar burada Neojen öncesi gabro-bazalt-kireçtaşı-serpantinit, Eosen fliş, Neojen yaşlı kumlu kalkerli marn, aglomera, bazalt-jips, linyit ile Halosen yaşlı yamaç molozu ve alüvyon gibi birimler ayırtlamışlar, linyit düzeyleri içeren birime Neojen yaşını vermişlerdir.

Altınlı (1969), Oltu-Olur-Narman dolaylarında petrol, kömür ve diğer jeolojik amaçlara yönelik çalışmaları yapmıştır. Yazar bu civardaki magmatitlerin Jura yaşında olduklarını kabul etmiştir.

Kamanlı (1975), Pasinler-Sarıkamış civarı perlit detay etüdünü yapmıştır. Araştırmacı daha önce yapılan petrol sondajlarından yararlanarak bölgenin jeolojik yapısını ana hatlarıyla belirtmiştir. Pasinler civarındaki perlit zuhurlarını inceleyerek, perlitin kalitesi, işletilebilirliği ve muhtemel rezervi hakkında bilgiler elde etmiştir.

Akalın (1978), Oltu-Narman Tersiyer havzasının Kömürlü ve Balkaya köyleri civarında kömür oluşuklarıyla ilgili araştırmalar yapmıştır.



Bayraktutan (1978), Erzurum kuzeydoğusunda Tortum ve Narman dolaylarında incelemeler yaparak Bazalt, andezit, dasit, riylit türde yüzlekleri bulunan Geç Miyosen yaşlı volkanizmadan sonra olasılıkla Pliyosen de yeni bir volkanik evre ile yaygın bazaltik lavlar oluştuğunu gözlemiştir.

Bayraktutan (1982), Narman (Erzurum) civarında kaya-stratigrafi birimlerinin adlamasına yönelik ayrıntılı çalışmalar yapmıştır. Yazar, Eosen yaşlı volkanitlerde K/Ar yöntemiyle radyometrik yaş belirlemesi yapmış ve 46 milyon yıllık sonuç bulmuştur.

Innocenti vd., (1982), Erzurum-Kars bölgesindeki volkanizma gelişiminin; Arap ve Anadolu levhaları arasında gerçekleşmiş olan çarpışmaya bağlı olduğunu belirtmişlerdir. Bölgedeki volkanik istifin neo-volkanizmasındaki bölgesel jeokimyasal değişimler üzerinde bulgular elde etmişlerdir.

Acar vd., (1983), Karadağ (Erzurum-Narman) yöresinin polimetalik cevherleşmesini incelemişlerdir. Yazarlar, Karadağ yöresinde gözlenen ofiyolitik topluluğun Geç Kretase yaşlı volkano-tortul birim üzerine bindirdiğini ve polimetalik cevherleşmelerin de bu bindirme çizgisi boyunca dağınık yüzeylemeler şeklinde lisvenitlere bağlı olarak oluştuklarını belirtmişlerdir. Ayrıca yöredeki ultramafitlerin çoğunlukla serpantinleşmiş olduklarını ve lisvenitlerin de bu serpantinlerin karbonatlaşmış-silisleşmiş türevleri oldukları belirtmişlerdir.

Koçyiğit (1985), Tekman ile Çıldır arasında uzanan ve Horasan dolayında volkanik istifi keserek geçen doğrultu atımlı sol yönlü fay hattını ise çalışılmış olup bu fay kuşağını Çobandede fay kuşağı olarak isimlendirmiştir.

Şaroğlu ve Yılmaz (1986), Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik havza modelleri çalışmalarına göre, Erzurum-Pasinler ve Horasan yöresindeki istif alttan üste doğru Erken Miyosen yaşlı Haneşdüzü Formasyonu (denizel fasiyeste kireçtaşları) ve üzerinde uyumsuz olarak yer alan Oligosen yaşlı Çığılgan Formasyonu olduğunu belirtmişlerdir. Üste doğru gelişen Mescitli Formasyonu marn ve aglomera üyelerine ayrıldığını ve Orta Miyosen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca formasyonun üstüne uyumsuz olarak gelen Yastıktepe Formasyonunun karasal ortam ürünü olduğunu ve Geç Miyosen yaşında olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Bozkuş (1990), Oltu-Narman Tersiyer havzasının kuzeydoğu kesiminin ayrıntılı stratigrafisini açıklamayı amaçlamıştır. Araştırmacıya göre, Oltu-Narman havzasının kuzeydoğu kesimi olan Kömürlü nahiyesi civarında Permo-Karbonifer, Geç Kretase, Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı kaya birimleri yüzeyler. Permo-Karbonifer yaşlı kayalar asidik mağmatitlerden oluşurken, Geç Kretase ise volkano-tortul bir fasiyeste gelişmiş olup, bu iki birim Tersiyer havzasının temelini oluştururlar. Havza içinde ise, tabanda Erken-Orta Eosen

yaşlı iri ve ince kırıntılılar (çakıltaşı, Nummulitesli kumtaşı, silttaşı ve kiltası) ile Geç Eosen yaşlı volkano-tortul sığ denizel istifler yüzeyler. Bunlar üzerine Oligosen, Oligo-Miyosen yaşlı değişik boyutlu ve volkanit ara katkılı karasal ve görsel istifler uyumsuzlukla gelir. En üstte ise Tersiyer sonu-Kuvaterner başı aralığında gelişmiş volkanitler havza dolgu kayalarını uyumsuzlukla örter.

Tüysüz (1993), Ortakale (Sarıkamış-Kars) civarında yapmış olduğu çalışmada yörede yüzeylenmiş melanj içinde belli fay hatları boyunca irili ufaklı birçok kromit zuhuru olduğunu belirtmektedir. Bu zuhurların da genelde 4-5 m. çapında yuvarlak masif kütleler şeklinde ve dünitik bir zarf ile sarılmış olduklarını ayrıca masif kromitlerin yüksek tenörlü oldukları ve bu kromitlerin muhtemelen stratiform kromitlerin oluşumu koşullarında oluştuklarını daha sonra çeşitli tektonik olaylar sonucunda bugünkü şekillerini kazandıklarını belirtmektedir.

Keskin (1994), Erzurum-Kars çevresindeki volkanitler üzerinde yaptığı çalışmada kayalara en iyi mostra verilen yerler göre adlar vermiştir. Buna göre Pasinler ovasının kuzeybatısındaki Kargapazarı dağlarında gözlenen kayalar Kargapazarı volkaniti olarak adlanmıştır. Bu volkanik kayalar, andezit, bazalt, riyolit, ignimbirit ve pomza'dır.

Keskin (1998), Erzurum-Kars Platosunun Erzurum'un kuzeybatısında bulunan Dumlu dağı ile Kağızman'ın kuzeyi arasında kalan yaklaşık 3000 km<sup>2</sup>'lik bir kesiminin volkano-stratigrafisini ele almaktadır. Araştırmacı inceleme alanlarından Horasan'ın kuzeyindeki temeli hemen hemen tümüyle Geç Kretase yaşlı Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı (DAYK) (Şengör ve Yılmaz, 1981) olarak belirtmiştir. Ayrıca DAYK, içerdiği Triyastan Senomaniyene kadar yaşlara sahip kireştası olistolitleri, serpantinleşmiş peridotit, hazburjrit, gabro, diyabaz ve yer yer yastık yapıları spilitik bazalt gibi ultrabazik ve bazik kaya blokları ile tipik bir ofiyolitik melanj niteliği olduğunu belirtmiştir.

### **1.5. Çalışmanın Amacı**

Bu çalışmanın asıl amacı, inceleme alanlarında yer alan ultramafik (ve mafik kayalar) kayalar ile bunlara bağlı gelişen kromitlerin, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal açıdan incelenmesi, kromitlerin PGE içeriklerinin belirlenmesi oluşturur. Ayrıca çalışılan masiflerin jeokimyasal özellikleri dikkate alınarak jeotektonik konumlarının belirlenmesi çalışmanın ikincil amacını oluşturur.

## **2.YAPILAN ÇALIŞMALAR**

### **2.1. Materyal ve Yöntemler**

İnceleme alanlarındaki ultramafik-mafik kayaçların ve bunlara bağlı gelişen kromitlerin özelliklerinin belirlenmesine yönelik çalışmalar arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olarak üç aşamada yürütülmüştür.

#### **2.1.1 Arazi Çalışmaları**

Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın arazi çalışmaları 2006 ve 2007 yılları temmuz-ağustos-eylül aylarında yürütülmüştür. Arazi çalışmaları sırasında jeolog pusulası, jeolog çekici, GPS (Küresel Yer Bulma Sistemi) ve benzeri araçlar kullanılmıştır. İnceleme alanlarının jeolojik haritası yapılırken bölgelerde daha önceden MTA tarafından yapılmış jeolojik haritalar derlenmiştir. Derlenen haritalardan yararlanılarak ve dokanak takibi yöntemi kullanılarak inceleme alanlarının 1/25.000 ölçekli jeolojik haritaları hazırlanmıştır (Ek Şekil 1 ve 2).

İnceleme alanları içinde yer alan ultramafik-mafik masiflerine ait kayaçlardan ve bunlara bağlı gelişen kromitlerden ayrıca masiflerle ilişkili konumda olan yan birim çevre kayaçlardan örnekler alınmıştır (Ek Tablo 1 ve 2). Mineralojik, petrografik ve jeokimyasal analizlerin doğruluğu için alınan bu numunelerin oldukça taze olmasına ve inceleme alanlarını homojen olarak temsil etmesine önem verilmiştir.

#### **2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları**

Bu çalışma kapsamında yürütülen laboratuvar aşaması, mikroskobik incelemeler ve kimyasal analizler olarak iki başlık altında açıklanacaktır.

### 2.1.2.1. Mikroskopik İncelemeler

Ultramafik-mafik masiflerden ve çevre kayalardan örneklenen kayaların mineralojik ve petrografik incelemeleri için gerekli ince kesitler KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Hazırlama Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Bu aşama için seçilmiş örneklerden 0,5x2x4 cm boyutunda plakalar alınmış ve kanada balzamu yardımı ile bu plakalar 0.1x2,5x5 cm boyutundaki kesit camları üzerine yapıştırılmıştır. Daha sonra aşındırıcı tozlar kullanılarak 0.025 mm kalınlığına kadar inceltilmiş ve örnekler mikroskopik incelemeler için hazır hale getirilmiştir. Bu şekilde hazırlanan 76 ince kesitin mineralojik ve petrografik incelemeleri polarizan mikroskop yardımı ile yapılmıştır. Kayaları oluşturan minerallerin birbirleriyle olan ilişkileri, optik özellikleri gözlenerek önemli olduğu düşünülen kesitlerden tek ve çapraz nikollerde fotoğrafları çekilmiştir. Modal analiz için Swift nokta sayacı kullanılmıştır. Sayım genel olarak 0,2 mm aralıklarla gerçekleştirilmiş olup her ince kesit için yaklaşık 600 nokta sayımı yapılmıştır.

### 2.1.2.2. Kimyasal Analizler

Kimyasal analizler için, hem arazi gözlemlerinin hem de mikroskopik incelemelerin sonuçlarından yararlanılarak en az altere olmuş ve inceleme alanlarını en iyi temsil edebilecek örnekler seçilmiştir. Seçilen bu örnekler öncelikle çekiç yardımıyla daha küçük boyuta indirgenmiştir. Daha sonra KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Öğütme Laboratuvarı'nda çeneli kırıcı kullanılarak dane boyları daha da küçültülmüştür. Bu işlemde sonra ince dane eldesi için tungsten karbide halkalı öğütücüde öğütme süreleri belirlenerek örnekler ince toz haline getirilmiştir. Tüm aşamalarda örneklerin aletsel kirlilikten etkilenmesi en aza indirgenmeye çalışılmıştır. Sonuçta örnekler ana oksit, iz element ve nadir toprak element (NTE) analizleri için Kanada'da ACME laboratuvarına gönderilmiş ve XRF (X-Ray Floresans) cihazıyla analiz edilmiştir.

Mineral kimyası için, mikroskopik incelemeler sırasında önemli olduğu düşünülen ince kesitler parlatılarak mikrokimyasal analizlere hazır hale getirilmiştir. Bu parlatılmış kesitlerdeki mineraller üzerindeki mikrokimyasal analizler Maine Üniversitesi (ABD)'nin Yer Bilimleri Bölümü'nün Elektron Mikroprob Laboratuvarı'nda taramalı elektron mikroskopunda yaptırılmıştır.

Platin Grubu Element (PGE) analizleri için, inceleme alanlarından örneklenmiş toplam 9 adet kromititin analizi Genalysis Jeokimya Laboratuvarı'nda (Avusturalya) yaptırılmıştır. Analiz, örneklerin NiS ile çözündürülmesinin ardından ICP kütle spektroskopisi ile yapılmıştır. Analizlerde toplam kayaç Ir, Os, Pd, Pt, Rh, Ru ve Au değerleri ppb olarak alınmıştır.

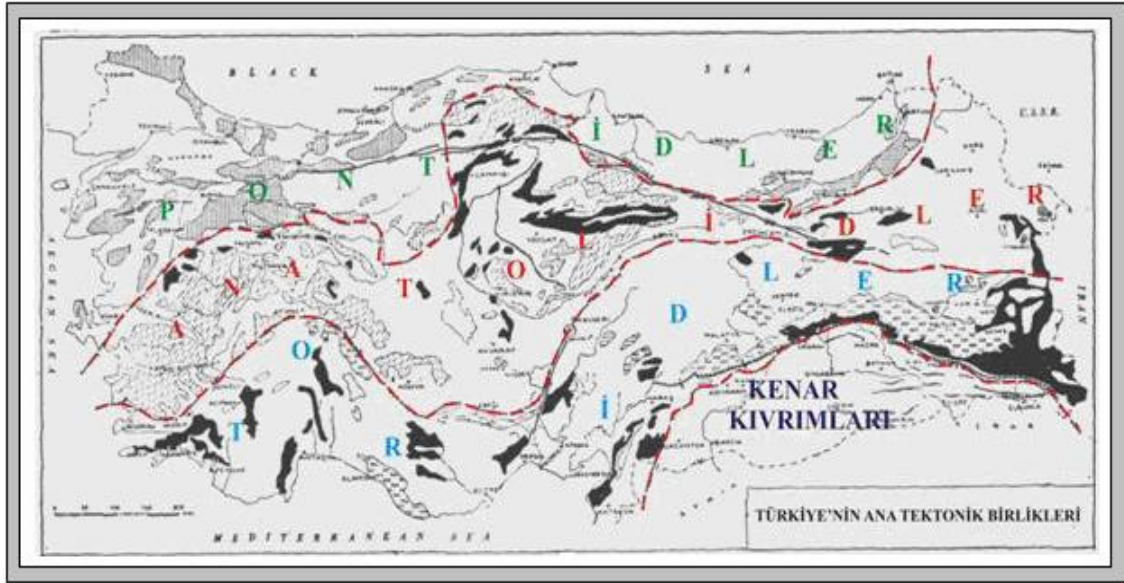
### **2.1.3. Büro Çalışmaları**

Arazi çalışmaları öncesinde literatür derlemesi yapılmıştır. Bu kapsamda yürütülen arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen mineralojik, petrografik ve jeokimyasal veriler bilgisayar ortamında değerlendirilmiştir. İlgili grafikler kullanılarak ultramafik-mafik masiflerin ortam ve özellikleri araştırılmıştır.

### 3. BULGULAR

#### 3.1. Bölgesel Jeoloji

Alpin sıradağlar kuşağı içinde yer alan Türkiye, birçok araştırmacı 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. Dağ kuşaklarının orojenik gelişmeleri esasına dayalı olan bu dördü birlik kuzeyden güneye doğru; PONTİDLER, ANATOLİDLER, TORİDLER ve KENAR KIVRIMLARI bölgesidir. (Şekil 10)



Şekil 10. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1966).

Herhangi bir bölgede meydana gelmiş olan son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar geçmiş olan zaman içerisindeki tektonizmanın tümüne Neotektonik (Yeni tektonik) denir (Şengör, 1980). Jeolojik konumu nedeniyle birkaç levha üzerinde yer alan Türkiye'nin Neotektonik yapısı Afrika ve Arap levhalarının Anadolu levhasını sıkıştırması ve Arap levhası ile Anadolu levhasının çarpışması sonucu şekillenmiştir. Arap levhasının kuzeye hareketi Anadolu bloğunun batıya ve Kuzeydoğu Anadolu bloğunun doğuya kaçmasına ve bunun sonucu olarak Doğu Anadolu'da bir sıkışmaya neden olmuştur (McKenzie, 1972). Anadolu levhasının, Karadeniz levhasına göre batıya hareketi, Batı Anadolu'da doğu-batı yönünde sıkışmaya ve kuzey-güney yönünde de açılmaya neden olmaktadır. (Alptekin, 1973; McKenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979).

Doğu Anadolu'nun neotektonik yapısı birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Şaroğlu vd., 1980; Şengör, 1980; Şaroğlu ve Güner, 1981; Yılmaz, 1984; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984; Yılmaz vd., 1986; Şaroğlu, 1985). Yapılan çalışmalarda Doğu Anadolu'da meydana gelmiş olan son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar ki dönemde, tektonizmanın genel özelliği, bu tektonizmanın egemenliğinde gelişmiş yapılar ve bunların belirlediği şekil değiştirme geometrileri ortaya konulmuştur. Bu evrim, Bitlis kenet kuşağında Neo-Tetis'in kapanmasına bağlı olarak gelişen kıta-kıta çarpışmasının sonuçlarıdır (Şengör vd., 1979). Çarpışma, Doğu Anadolu'da sıkışma ile karakterize edilebilen yeni bir tektonik dönemi başlatmıştır. Bu yeni dönem boyunca Doğu Anadolu'da kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar, açılma çatlakları gelişmiştir. Bu yapılar Doğu Anadolu'nun kabaca K-G yönünde daralıp, D-B yönünde uzamasına, kıta kabuğunun kalınlaşmasına ve bölgenin yükselmesine neden olmuştur. Bölgede neotektonik dönem boyunca, D-B uzanımlı ve senklinallere karşılık gelen havzalar ile antiklinallere karşılık gelen sırtlar gelişmiştir. K-G yönünde meydana gelen açılma çatlakları ile sıçrama yapan doğrultu atımlı faylar arasında havzalar gelişmiştir. (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). Kıta kabuğunun evrimine bağlı olarak bölgenin genç volkanizması da değişiklikler sergilemiştir. Volkanlar çoğunlukla açılma çatlaklarını kendilerine çıkış yolu olarak seçmiştir. Dönemin diğer bir özelliği K-G yönlü akarsuların yarma vadiler, D-B yöündekilerin ise menderesli yataklar geliştirmiş olmasıdır.

Doğu Anadolu bölgesinin jeolojik evrimine bakıldığında, inceleme alanlarının da içinde yer aldığı Erzurum-Kars arası bölge, kıtasal çarpışma ve kabuksal kalınlaşma sonucu kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar ve açılma çatlakları ile bugünkü morfolojisini kazanmıştır.

Doğu Anadolu'nun jeolojik evriminde dört yapısal dönem ayırt edilebilmektedir (Şaroğlu ve Güner, 1981; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984). Bu dönemler yaşlıdan gence doğru sıralandığında, Paleozoik-Erken Mesozoyik arasına karşılık gelen birinci dönemde, bölgenin en yaşlı kayaç topluluğunu oluşturan metamorfik kayaçlar gelişmiştir (Boray, 1975; Perinçek, 1980; Perinçek ve Özkaya, 1981; Yılmaz vd., 1981; Güncüoğlu ve Turhan, 1983; Çağlayan vd., 1983). İkinci dönem kayaçlarını Geç Kretase'de tektonik dokanakla yerleşmiş olan ofiyolitik kayaçlar oluşturmaktadır (Demirtaşlı ve Pisoni, 1965; Ketin, 1977; Yılmaz vd., 1981). Üçüncü dönem kayaçlarını alttaki kaya topluluklarını uyumsuz olarak örten Eosen-Erken Miyosen yaşlı çökel istifini oluşturur. Miyosende başlayıp günümüze kadar devam eden dördüncü dönem kayaçlarını ise karasal ortamlarda gelişen çökeller temsil etmektedir. Alttaki birimler üstünde açısal uyumsuzlukla yer alan bu dönem kayaçlarında, stratigrafik boşluklar ve aşmalar bulunmaktadır (Yılmaz vd., 1984).

### **3.2. Stratigrafi**

İnceleme alanlarının yer aldığı Erzurum-Kars arasındaki bölgede daha önce değişik amaçlarla birçok çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar başlangıçta genel jeoloji amaçlı iken, daha sonraları yerini petrol ve kömüre yönelik araştırmalara bırakmıştır. MTA Genel Müdürlüğü'nün yürüttüğü projelerle inceleme alanının da yer aldığı genişçe bir bölgenin genel jeolojik özelliği ortaya konulmuştur (Yılmaz vd., 1984).

İnceleme alanını oluşturan Karadağ (Narman-Erzurum) ve Parmakdere (Sarıkamış-Kars) ultramafik-mafik masiflerini içine alan bölgelerin stratigrafileri (Şekil 11, Şekil 13), önceden yapılmış çalışmaların da ışığında yeniden düzenlenmiştir.

#### **3.2.1. Karadağ (Narman-Erzurum) Ultramafik-Mafik Masifi ve Yakın Civarının Genel Jeolojisi**

Karadağ Ultramafik-Mafik Masifi, bölgenin genel tektonik konumuna uygun olarak KD-GB doğrultusunda uzanır. Boyu yaklaşık 25, eni 1 ile 7 (en geniş yerinde) kilometredir. Son derece ayrıışmış (serpantinleşmiş, uralitleşmiş, kloritleşmiş vs.) (Şekil 12d) ultramafik ve mafik kayaçlardan oluşan bu birim, daha güneyde bulunan ve kendisinden daha genç olan Geç Kretase yaşlı volkano-tortul bir istif üzerine bindirmiştir (Şekil 12a).



İnceleme alanının ana yapısal çizgisini ofiyolitik kayaçların tabanını belirleyen bindirme düzlemi oluşturur. 20 km.den fazla izlenen bu yapı arazi gözlemlerinde gerek renk değişimi gerekse de topografyadaki ani değişim nedeniyle rahatlıkla görülebilir. Bindirme düzlemi genel olarak güneybatı- kuzeydoğu yönünde uzanmaktadır. Bindirme düzleminin doğrultu ve eğim açısında yerel değişimler olağan olmakla birlikte ortalama eğim 45-50° olarak verilebilir. Ancak yer yer çok düşük dereceler (15°-20°) de izlenmektedir (Acar vd., 1983). Bindirme altındaki birimde genel doğrultular yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu olup kuzeye doğru eğimlidir. Bindirme üstü birimdeki doğrultu ve eğimlerin haritadaki (Ek-Şekil 1) dağılımları kıvrımlı bir yapıyı yansıtmaktadır. İnceleme alanındaki eksen gidişi kuzeydoğu-güneybatı olan bir senklinal ekseniyle temsil olunmaktadır. Bu kıvrımlı yapı Erken-Orta Eosen sonrası tektonik etkinliğin kanıtı olarak değerlendirilebilir (Acar vd., 1983).

Normal bir ofiyolit dizini sergilemeyip, ofiyolitik bir istifte yer alan bazı birimler bakımından eksikli olan Karadağ masifi, Erken-Orta Eosen yaşlı andezit-dasit bileşimli volkanitlerle uyumsuz olarak örtülürler.

Karadağ ultramafik-mafik masifi serpantinleşmiş tektonit harzburjit, izotropik gabro/mikrogabro, diyabaz, plajiyogranit ve metazomatik ürün olan lisvenitten oluşmaktadır (Şekil 12b) . Dolayısıyla bu ofiyolitik birim, ideal bir ofiyolit istifi ile karşılaştırıldığında kümülatik peridotit (dünit) ve bantlı gabrolar bakımından eksiklidir. Söz konusu bu birimler, tektonik dilimlenmeler yüzünden gerçekte sahip olması gerektiğinden çok daha az kalınlıklarla temsil edilirler


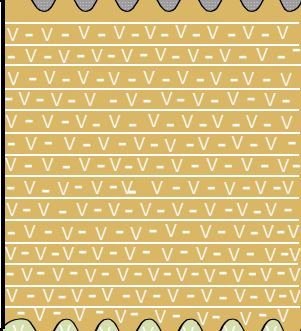
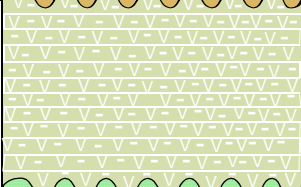
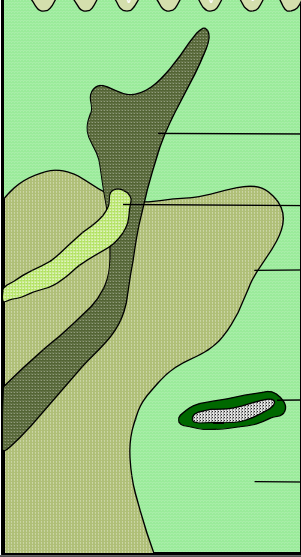
Karadağ masifinin güneyinde bulunan ve tektonik olarak bu masifi altlayan Geç Kretase yaşlı volkano-tortul kayaçlar, tek bir birim adı altında haritalanmıştır. Söz konusu birim Demirdağ, Karadağ ve Dağyolu köyleri civarında yüzeyleyir. Başlıca iki kesimden oluşan bu birim, altta açık renkli tortul birimlerin (kireçtaşı ve kırıntılı tortular) hakim olduğu bir alt seviye ile koyu kahverengi-gri renkli bazaltik kayaçların egemen olduğu tavan seviyesinden oluşur. İnceleme alanında özellikle Karadağ köyünün kuzeyindeki alanlarda bu üst seviye baskın olarak yüzeyleyir.

Birimin alt kesimleri başlıca çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ar dalanmasından oluşan ve yer yer 40–50 cm kalınlığı geçmeyen jips katmanlarıyla temsil edilmektedir. Ayrıca bunlar içinde değişik kalınlıklarda açık krem renkli masif kireçtaşı düzeyleri de görülür. Karadağ yakınlarında iyi gözlenebilen çakıltaşları birkaç mm ile dm boyutlarında bazalt ve olivinli

gabro çakıllarından oluşur. Bazalt kesimlerinin egemen olduğu üst kesim ise genellikle birkaç metre kalınlıktaki bazaltlar ile ardalanmış volkanik kırıntılardan oluşur.

Karadağ masifinin kuzey kesimlerinde, ultramafik-mafik kayalar üzerine Erken-Orta Eosen yaşlı tortul kayalar ve onlarla ara katkılı dasitik-andezitik volkanitler bir aşınma uyumsuzluğu ile gelir. Bu örtü birimi kayalar Demirtaş (Şekil 12c), Demirdağ (Şekil 12ç) taraflarında yaygın yüzeylemeler verir. Başlıca çakıltası, kumtaşı, kıltaşı ve marn ardalanması biçiminde olan birim içinde ayrıca kalın kireçtaşı yüzeyleri görülür. Bu birim içindeki marn seviyelerinden alınmış örneklerde *Nummulites* sp., *Discyclina* sp., *Operculina* sp., *Asterogerina* sp., Ekinid dikenli, Gastropoda fosilleri saptanmış ve birime Erken-Orta Eosen yaşı verilmiştir. Ayrıca Demirtaş köyü yakınlarındaki Kızıldağ'da yüzeyleyen kireçtaşından alınmış bir örnekte ise Malm yaşını veren, *Pretepenereplis sitiata weynschenk*, *Pseudecyclamina* sp., *Milielidae*, *Robulus*, *Naitileculina* sp., *Labyrinthina* sp., Alg, Mikro kavkı kesitleri ve *Textularia* Sp. fosilleri saptanmış ve bu kireçtaşı Erken-Orta Eosen yaşlı birim içinde olistolit olarak yorumlanmıştır (Acar vd., 1983).

İnceleme alanının en genç birimini, dere yataklarında izlenen ve zaman zaman yüzlerce metre geniş alanlara yayılan genç alüvyon oluşturur (Şekil 12 e). Bu birim yukarıda belirtilen birimlerden beslenen, değişik boyuttaki tutturulmamış malzemedir oluşmaktadır

ÜST ZAMAN	ZAMAN	DEVİR	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
FANEREZOYİK	SENOZOYİK	KUVA- TERNER		Alüvyon
		EOSEN		Karbonatlı kayaların hakim olduğu volkano-tortul istif (Kireçtaşı, mam, kumtaşı, kıltaşı, çakıltaşı ile ardalanmalı dasitik-andezitik volkanitler)
		GEÇ KRETASE		Volkano-tortul istif (Bazalt-andezit ve piroklastitleri ile mam, kireçtaşı, kumtaşı, kıltaşı ardalanması)
	MESOZOYİK	GEÇ KRETASE ÖNCESİ		<ul style="list-style-type: none"> <li>→ Diyabaz</li> <li>→ Plajiyogranit</li> <li>→ Gabro</li> <li>→ Dünitik zarf içinde Kromitit</li> <li>→ Serpantinleşmiş Harzburjit</li> </ul>
				ÖLÇEKSİZ

Şekil 11. Karadağ ultramafik-mafik masifine ait dikme kesit



Şekil 12. Karadağ ultramafik-mafik masifine ait arazi görünüşleri :Masifin genel görünümü, b:Masif içindeki gabro, serpantinit ve lisvenitlerin görünümü, c: Demirtaş köyünde örtü birimi, ç:Demirdağ köyünde örtü birimi, d:Demirdağ köyünde serpantinleşmiş ultramafitler, e: Demirtaş köyünde alüvyon birimi)

### 3.2.2. Parmakdere (Sarıkamış-Kars) Ultramafik/Mafik Masifi ve Civarının Genel Jeolojisi

İnceleme alanının temelini ultramafik-mafik kayalar oluşturmaktadır. Bu birim MTA'nın genel jeoloji çalışmaları kapsamında Abbas vd., (1991) tarafından Zopik formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Zopik formasyonu, literatür taramalarında Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından isimlendirilen Doğu Anadolu Yığılım Karmaşığı (DAYK) ile eşleşmektedir. Birim genç karasal tortullar ve volkanitlerce örtülmüş olmasına karşın inceleme alanında olduğu gibi gerek aşınmalar ile gerekse de fay kuşakları boyunca yüzeyleme verir.

Parmakdere ultramafik-mafik masifi Triyastan Senomaniyene kadar yaşlara sahip kireçtaşı olistolitleri (Keskin, 1998), serpantinleşmiş peridotit, harzburjit, mikrogabro, diyabaz ve yer yer spilitik bazalt gibi ultrabazik ve bazik kaya blokları ile temsil olur. Ultramafik-mafik kayalar özellikle Parmakdere'nin batısında yaygınca mostra verir (Şekil 14 a, b,d ve e).

Parmakdere ultramafik-mafik masifini uyumsuz olarak örten volkanik kayalar inceleme alanında Akören dolaylarında yaygın mostra verir. Tersiyer yaşlı bu volkanitler arazi verilerine göre dasit, andezit, bazalt ve tuf türü kayalardan oluşur.

İnceleme alanının en genç birimini dere yataklarında izlenen alüvyon oluşturur. Bu birim yukarıda belirtilen birimlerden beslenen değişik boyuttaki tutturulmamış malzemeden oluşmaktadır.

ÜST ZAMAN	ZAMAN	DEVİR	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
FANEREZOYİK	SENOZOYİK	KUVA- TERNER		Alüvyon
		TERSİYER		Volkanitler Dasit, riyolit, andezit, bazalt ve tuf türü kayalar
	MESOZOYİK	GEÇ KRETASE ÖNCESİ		Piroksenit
				Gabro /Diyabaz
			Dünetik zarf içinde kromitit	
			Harzburjit	

ÖLÇEKSİZ

Şekil 13. Parmakdere ultramafik-mafik masifine ait dikme kesit



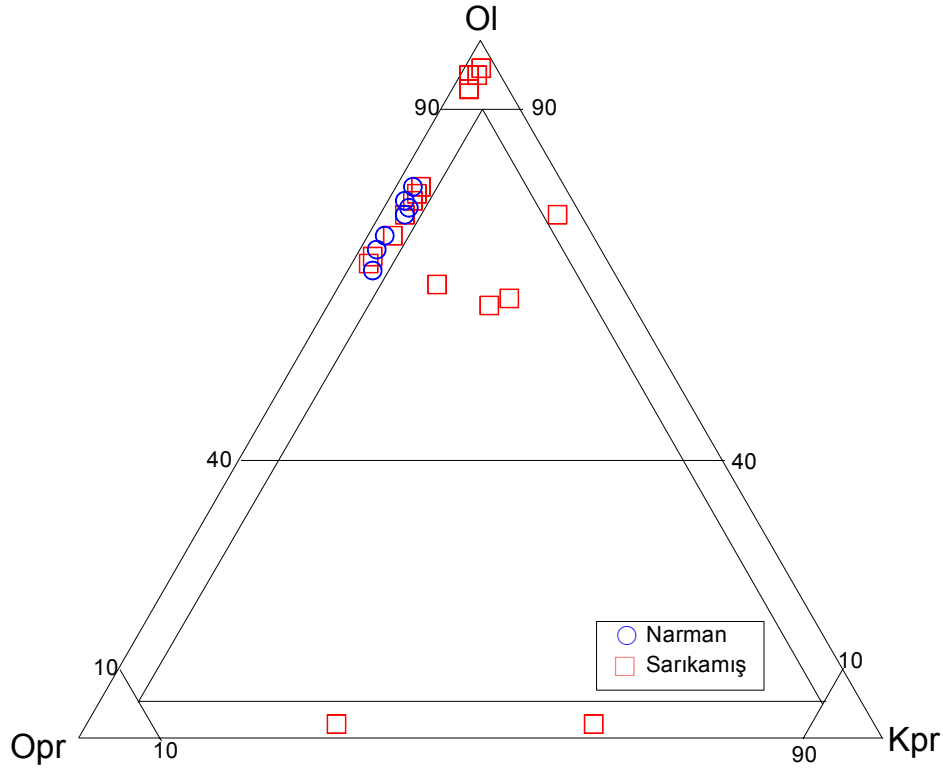


Şekil 14. Parmakdere ultramafik-mafik masifine ait arazi görünümleri (a: Serpantinleşmiş ultramafitler (Akören), b: Harzburgitlerden görünüm, (Parmakdere), c: Akören civarındaki dasitik volkanitler, d ve e: Karbonatlı kayaçların hakim olduğu tortul kayaçlar (Akören), f: Tüf düzeyleri (Akören))

### 3.3. Petrografi

Bu bölümde inceleme alanlarını en iyi temsil eden örneklerden hazırlanmış ince kesitlerin petrografik incelemeleri yapılmıştır. Kayaçların modal mineralojik bileşimleri Tablo 2’de verilmiştir. Bu verilere göre kayaçlar Olivin-Ortopiroksen-Klinopiroksen üçgen diyagramında (Streckeisen, 1976) sınıflandırılmıştır (Şekil 15). Her iki masifte tipik bir ofiyolitik istifin aşırı derecede serpantinleşmiş ultramafik tektonit bölümleri yüzeylenir. Tektonitleri keserek yerleşen gabroyik kayaçlar da ayrışma ve deformasyonun etkilerini taşırlar.

İnceleme alanlarında gözlenen ultramafik tektonitlerle birlikte çevre kayaçların petrografik incelemeleri aşağıda verilmiştir.



Şekil 15. İnceleme alanlarına ait ultramafitlerin Ol-Opr-Kpr üçgenindeki yerleri (Ol: Olivin, Opr: Ortopiroksen, Kpr: Klinopiroksen) (Streckeisen, 1976).



Tablo 2. İnceleme alanlarına ait ultramafik kayaçların modal mineralojik bileşimleri

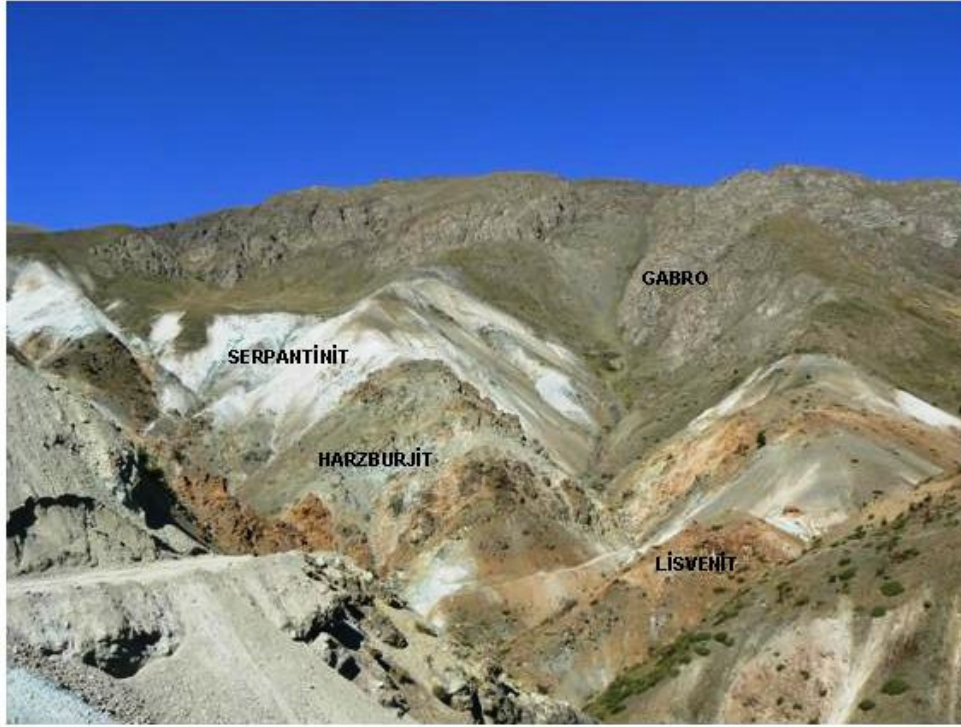
ÖRNEK	%Olv	%Opir	%Kpir	Toplam	KAYAÇ	YER
H2	79	19	2	100	HARZBURJİT	KARADAĞ
H2M	77	21	2	100		
H11	72	26	2	100		
M55	75	22	3	100		
N3	70	28	2	100		
N9	76	21	3	100		
N28	67	30	3	100		
B6	69	29	2	100	HARZBURJİT	PARMAKDERE
B7	78	19	3	100		
B20	75	22	3	100		
C14	79	18	3	100		
C50	72	25	3	100		
C58	77	20	3	100		
C96	68	30	2	100		
B55	93	5	2	100	DÜNİT	
D10	93	5	2	100		
D80	95	4	1	100		
D85	96	2	2	100		
D90	95	3	2	100		
D109	95	4	1	100		
D150	93	5	2	100		
B50	65	23	12	100	LERZOLİT	
C37	63	15	22	100		
C59	62	18	20	100	VERLİT	
C3	75	3	22	100		
B10	2	67	31	100	PİROKSENİT	
B40	2	35	63	100		

### 3.3.1. Karadağ (Narman-Erzurum) Ultramafik/Mafik Masifinin Petrografisi

Karadağ Ultramafik-Mafik Masifi Kuzeydoğu Anadolu Tektonik hattı içinde yer alır. Dolayısı ile tektonizmadan son derece etkilenmiştir. Kendisinden daha genç birimler üzerine güneye doğru itilmiş olan masif, kuzey bölümde kendisinden daha genç birimlerce aşınma uyumsuzluğu ile örtülürler.

Taşınmış birim parçalanmış bir ofiyolitik diziye ilişkin kayaçlarla temsil edilmektedir. Serpantinleşmiş harzburjitle, izotropik gabro ve mikrogabrolar, diyabaz ve çok az oranda plajiyogranit ile pirokсенit dayklarından oluşmaktadır (Şekil 16). Lisvenitler metazomatik

ürünler olarak peridotit içinde ve özellikle masifin güney bölümlerinde bindirme hattına yakın alanlarda görülür. Peridotitlerden alınan örneklerin petrografik sınıflandırmaları şekil 15’de gösterilmiştir.



Şekil 16. Karadağ ultramafik-mafik masifinin araziden görünümü

### 3.3.1.1. Harzburjit

Karadağ ultramafik-mafik masifi içindeki harzburjitler, masif içinde yaklaşık 30 km<sup>2</sup> lik bir alanda yüzeyleir. Genellikle koyu kahve ve yeşil renkte mostra veren bu kayaçlar yoğun serpantinleşmeden dolayı içerisindeki birincil mineralleri görmek genellikle son derece zor, bazı durumlarda da imkansızdır. Ancak yoğun serpantinleşme sonucu gelişen serpantin minerallerinden krizotil ve manyetit mineralleri yoğun olarak bulunmaktadır.

Harzburjitlerden alınan örneklerden yapılan ince kesitlerin 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 poikilitik ve otoklastiktir. Yapı olarak da kısmen bantlı bir yapıya sahiptir. Olivin ve piroksen kristallerinde belli bir yönde uzama ve bu uzamaya dik bol kırık ve çatlaklar görülür. Bazen kromit kristallerini buna eşlik ettiği ve bu kristallerin birbirine paralel dizildikleri görülür

Olivin, modal olarak kayacın % 67 ile 79'unu oluşturur. Tamamen öz şekilsiz ve ortalama 2 mm çapında kristaller halindedir. Kırıkları ve kenarlarından itibaren kısmen veya tamamen 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 belirlenmiştir. Olivin kristallerinde dalgalı sönme yanında otoklastik doku da mekanik 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. Özellikle tektonik hatlara yakın bölgelerden alınan örneklerde görülen bu dokunun tektonizma ile olan ilişkisi açıktır (Şekil 17 a ve b) .

Enstatit, modal olarak kayacın % 18 ile 30'unu oluşturur. Kayaçta genellikle öz şekilsiz, kısmen de yarı öz şekilli 2-4 mm boyutunda kristaller halinde bulunur (Şekil 17c ve ç). Olivine oranla daha az kırıklı olup onlara oranla daha az serpantinleşmiştir. Dik sönmeli olan kristallerdeki bükülmeler deformasyonun izlerini belirtir. Öyle ki, bazen kristallerdeki sönme açısının 6° kadar ulaştığı görülür.

Diyopsitik ojit, kayaçta modal olarak % 2-3 oranında bulunur. Genellikle olivin ve enstatit kristalleri arasında öz şekilsiz ve onlara oranla daha küçük ve daha ayrışmasız kristaller halinde bulunur (Şekil 17 d ve e). Kısmen de tamamen ayrışarak kafes dokulu serpantine dönüşmüştür.

Kromit, kayaçta genellikle 2-5 mm boyutunda yarı öz şekilli kristaller halinde ve genellikle olivin daha az oranda da piroksenler içinde bulunur (Şekil 17f ). Tek nikolde vişne çürüğü rengiyle (Şekil 17 g) belirgin olup yoğun serpantinleşmiş kayaçlarda ve çevresi manyetitik zarf ile çevrelenmiş olarak görülür. Genellikle uzun eksenleri birbirlerine paraleldir. Bu haliyle ilksel yığılmanın izini taşırlar.

Manyetit, ikincil olarak bulunur. Daima öz şekilsiz olarak hem silikat minerallerinin ve hem de kromitin ayrışma ürünü olarak göze çarpar. Tek nikolde tamamen opaktır. Silikat

minerallerinde genellikle piroksenlerin çatlak ve dilinimleri boyunca daha az oranda da olivinlerin çatlaklarında serpantinleşmeye eşlik ederler.

Krizotil, hem piroksen ve hem de olivin çatlaklarında ve kenarlarında kısmen veya tamamen onların yerini almış olarak görülür. Genellikle silikat minerallerinin çatlaklarına dik olarak gelişmiş lifler halinde bulunurlar. Düşük açılı sönmeleriyle bastitlerden ayrılırlar.

Bastit, daima ortopiroksenlerin serpantinleşme ürünü olarak gelişmiştir. Paralel sönmeli kesitleri, düşük çift kırıcılığa ve düşük kırılma indisine sahiptirler.

Klinoklor, genellikle yoğun serpantinleşme gösteren kayaçlarda ve ikincil olarak bulunur. Genellikle ikincil manyetit kristalleri etrafında onları saran lifi zarflar şeklinde bulunur.

Kalsit, bazı kesitlerde az oranda ikincil olarak gelişmiştir.

### **3.3.1.2. Gabroyik Kayaçlar**

Karadağ masifinin orta yerinde ve peridotitleri keserek yüzeylenen gabroyik kayaçlar çapı ortalama 2 km. olan stoklar şeklinde mostra verir. Yer yer bu gabroları yer yer de harzburjitleti kesen mikrogabrolar çapı birkaç on metre ile birkaç yüz metre arasında değişen küçük stoklar şeklinde yüzeylenirler. İnceleme alanının güney bölümünde büyük bindirme hattına yakın alanlarda söz konusu gabroyik kayaçlar ile harzburjitleti genellikle tektonik kontaklı olarak bulunurlar.

Gabroyik kayaçlardan alınan örneklere ait incekesitlerin mikroskopta incelenmeleri ile şu ortak bulgular elde edilmiştir;

Doku; gabrolarda genellikle yarı öz şekilli taneli kısmen de poikilitik doku mevcuttur. Mikrogabrolar ise genellikle yarı öz şekilli ince taneli porfirik, doleritik ve entersertal doku sergilerler.

Plajiyoklas; gabrolar içinde yer alan birincil açık renkli minerallerin tamamını oluşturur. Yarı öz ve kısmen de özşekilli olan plajiyoklas kristallerinin boyutları 2 ile 10 mm arasında değişir (Şekil 18 c ve ç). Yer yer killeşmiş, kalsitleşmiş ve albitleşmiş olmalarına rağmen genellikle ayrışmasızdırlar. 010'a dik kesitlerinde yapılan cins tayininde anortit ( $an_{91}$ ) bileşiminde oldukları belirlenmiştir. Mikrogabrolarda da benzer bir bileşimsel durum olmakla birlikte kristal boyutlarının 0.5 ile 1 mm arasında değişmesiyle gabrolardan ayrılırlar.

Olivin; gabrolar içinde genellikle öz şekilsiz olup tane boyutları 2 ile 5 mm arasında değişir. Kayaç içerisinde modal olarak % 10-15 oranında bulunurlar. Bol kırıklı ve oldukça fazla serpantinleşmiş olarak görülürler. Yer yer plajiyoklasları çevrelerken yer yer de plajiyoklaslar tarafından çevrelenirler. Bu durum her ikisinin eş zamanlı ve yaklaşık aynı basınç ve sıcaklık koşullarında oluştuklarını gösterir. Optik özelliklerinden hareketle hartonolit-fayalit arasında bir bileşime sahip oldukları saptanmıştır.

Diyopsitik ojit, modal olarak %15-25 oranında bulunurlar. Dilinimi hafif yeşilimtrak pleokroizması ile olivinden ayrılırlar. Genellikle öz şekilsiz olup hem plajiyoklas ve hem de olivin kristallerini çevrelerler (Şekil 18 a ve b).

Hipersten, kesitlerde az miktarda tespit edilmiştir (%2 den az). Yer yer yoğun uralitleşme ile aktinolit türünde ikincil amfibole dönüşmüştür.

Prehnit, ikincil olarak ve genellikle çatlaklarda gözlenir (Şekil 18 d,e f ve g). Çift kırıcılığının yüksek olması nedeniyle albitten, kırılma indisinin yüksek olması ile de analsimden ayrılmıştır.

Klorit, ferromagnezyen minerallerin ayrışma ürünü olarak ve az miktarda görülür.

Serpantin, olivin kristallerinin ayrışma ürünü olarak ve az miktarda tespit edilmiştir.

Aktinolit, özellikle piroksenlerin uralitleşme ürünü olarak görülür.

### 3.3.1.3. Diyabaz

İnceleme alanında diyabaz, küçük stok/apofiz/dayklar halinde ve çapı birkaç on metrelik mostralar halinde yüzeylenir. Peridotitleri ve gabroyik kayaçları keserek yüzeylenen bu kayaçlar hemen her alanda görülmekle beraber, masifin orta kesimlerinde yoğunlaşırlar. Bu alanda sayısız ve birbirine çok yakın bu küçük mostralar tek bir büyük mostra halinde haritalanmıştır.

Kayaçtan alınan örneklerin mikroskopik inceleme sonuçları aşağıda sunulmuştur:

Doku, genellikle doleritik kısmen de entersertaldir ( Şekil 19 ve b).

Plajiyoklas, açık renkli minerallerin tamamını oluşturur. Genellikle birbirine yaslanmış latalardan oluşurlar. Latalar arasındaki çok açılı boşlukları piroksen kristalleri doldurur (Şekil 19 c ve ç). Genellikle albitleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma gösterirler. Bu yüzden 010'a dik kesitlerinde yapılan cins tayinlerinde sönme açılarının çok düşük (12 ile 20°) olması ve kırılma indislerinin kanada balzamından küçük olmaları nedeniyle albit, oligoklas bileşiminde oldukları tespit edilmiştir. Ancak, plajiyoklas lataları arasındaki çok

köşeli boşluklarda kendisinden sonra kristalleştiği kesin olarak gözlemlenen (Bowen serisine göre) piroksenlerin varlığından hareketle plajiyoklasların primer bileşimlerinin en azından labrador ve hatta daha bazik olabileceği anlaşılmıştır. Böylece bu birimin mikrodioritten ziyade bir çeşit mikrogabro olan dolerit olabileceği ancak ayrışmadan dolayı diyabaza dönüştüğü anlaşılmıştır.

Ojit, plajiyoklas lataları arasındaki çok köşeli boşlukları doldurup kayaç içinde modal olarak % 23-40 aralığında bulunurlar. Kısmen veya tamamen kloritleşmiş (Şekil 19 d ve e) veya uralitleşme ile aktinolit-tremolite dönüşmüştür.

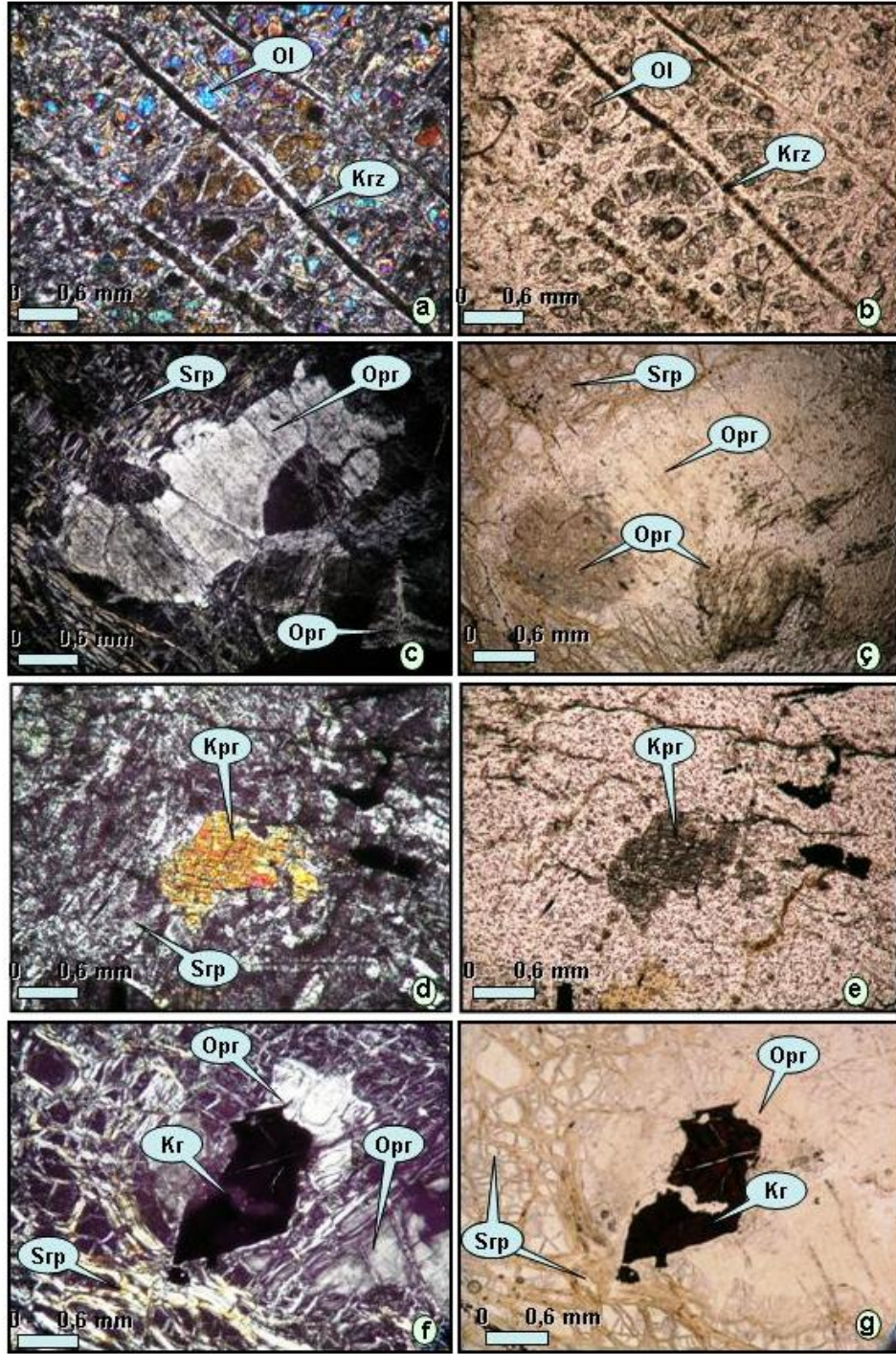
Klorit, ojitin ayrışması ile gelişmiş olarak kayaçta bulunmaktadır.

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

Analsim, genellikle plajiyoklasın ayrışma ürünü olarak ve az miktarda görülür.

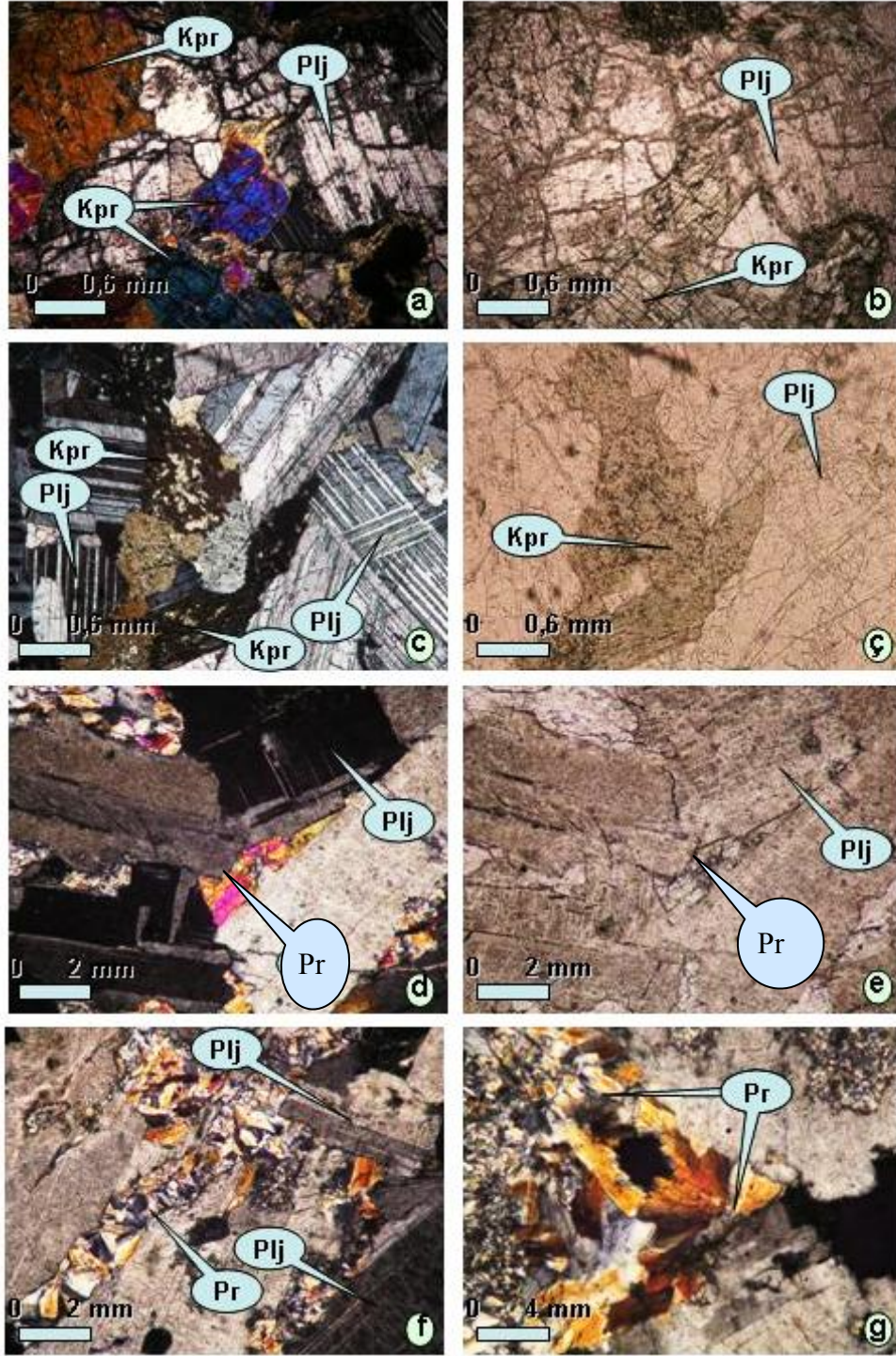
Opak mineral, tamamen manyetitten oluşmaktadır.





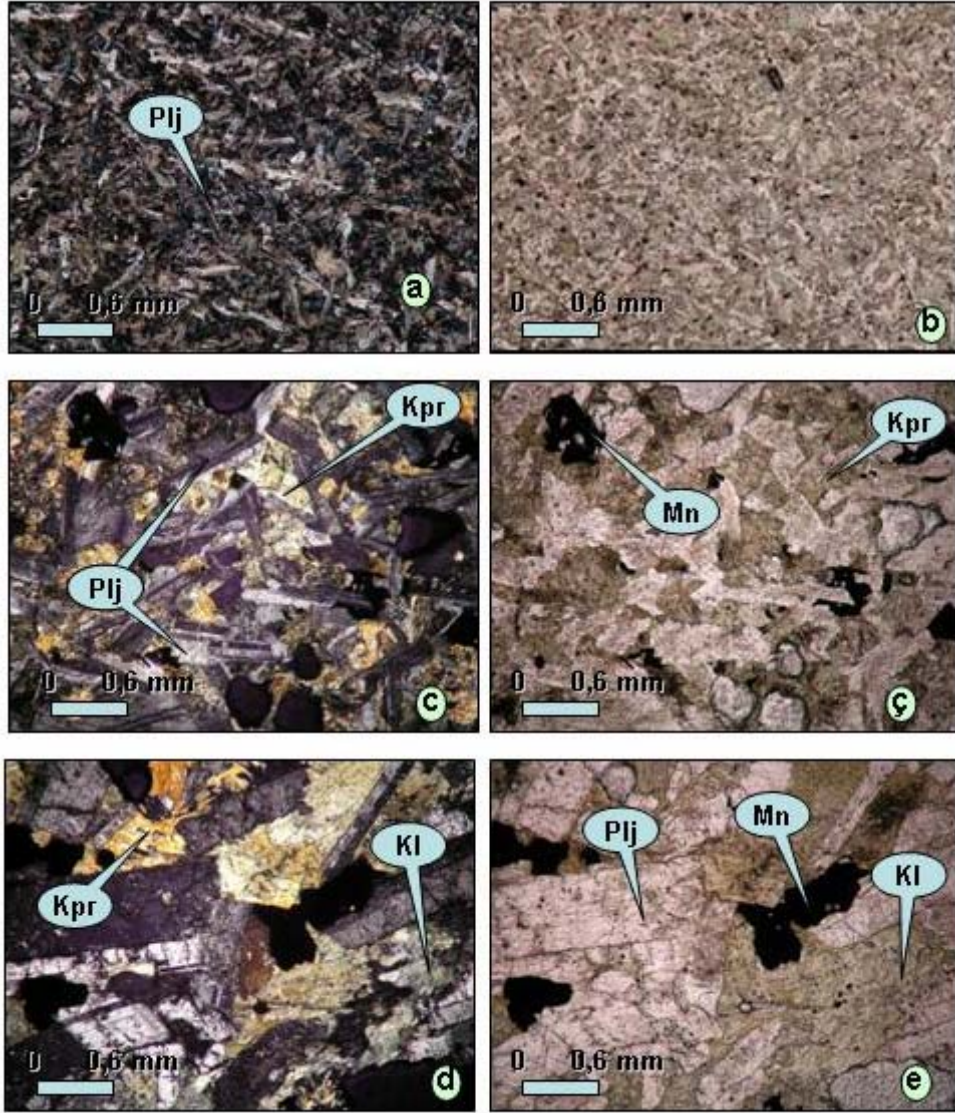
Şekil 17. Karadağ ultramafik-mafik masifi içindeki harzburgitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Tektonizmadan etkilenmiş olivin (Ol) ; c, ç: Ortopiroksen (Opr); d,e :Klinopiroksen (Kpr); f, g: Kromit (Kr) kristallerinin görünümü. Srp: Serpantin, Krz: Krizotil))





Şekil 18. Karadağ ultramafik-mafik masifi içindeki gabroyik kayaların mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Klinopiropksen (Kpr); c, ç: Plajiyoklas (Plj); d, e, f, g: Prehnit (Pr) kristallerinin görünümü)





Şekil 19. Karadağ ultramafik-mafik masifi içindeki diyabazların mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Doleritik doku; c, ç: Plajiyoklasın (Plj) ve klinopiroksenin (Kpr); d,e: Manyetitin (Mn) ve kloritin (Kl) görünüşleri)

### 3.3.1.4. Plajiyogranit

Çalışma alanında çok dar alanda yüzeyleme veren plajiyogranitler diyabazları keserek yüzeyletir. İnce taneli porfirik dokulu olan bu kayaçlar, masifin diğer ürünlerine oranla daha fazla ayrılmışlardır. Ancak açık renkli ve ferromagnezyen mineral oranının çok düşük olması ile onlardan ayrılırlar.

Mikroskopik inceleme sonucunda elde edilen sonuçlar şu şekildedir.

Plajiyoklas; genellikle özşekilsiz kristallidir. Sönme açısına göre yapılan cins tayininde 12° ile 15° sönme gösterdikleri, kırılma indislerinin Kanada balzamından küçük olduğu ve bileşiminin  $an_04$  ile albit olduğu belirlenmiştir. Modal olarak % 75 oranındadır.

Kuvars, kayaç içinde yaklaşık % 25 oranında ve özşekilsiz olarak bulunur. Yoğun deformasyondan dolayı dalgalı sönme gösterir.

Hornblend, az oranda ve kloritleşmiş olarak gözlenmiştir.

İkincil mineral olarak, klorit, zeolit (prehnit), kalsit, epidot ve limonitleşmiş demirli opak mineraller gözlenmiştir.

### 3.3.1.5. Lisvenit

Tüysüz (1993), Ortakale (Sarıkamış-Kars) civarında yapmış olduğu çalışmada yörede peridotitlerin, metazomatik değişimleri sonucu gelişen kayaçlar olduğunu belirtmiştir. Lisvenitler, Karadağ masifinde serpantin üzerinde ve özellikle bindirme hattı boyunca dar ölçekli (50x100 m) ve dağınık yüzeylemeler şeklinde gözlenir. Lisvenit oluşumlarının mostraları tipik olarak sert rölyefli ve demiroksitten ileri gelen sarımsı-açık kahve renklidir (Şekil 20 a).

İncekesitlerinde peridotitlerin kalıntı dokusunun izlerinin yer yer görüldüğü ve yoğun kataklastik bir dokunun izlendiği bu kayaçlarda bolca kalsit, serpantin, kromit, kuvars ve manyetit kristalleri tespit edilmiştir (Şekil 20 b ve c).

Acar vd., (1983) Karadağ masifinde yapmış olduğu çalışmalarda lisvenitlerin damarcıklar biçiminde otuza yakın cevher minerali içerdiğini belirtmiştir. Bunlardan kromitin köken kayaç harzburjitten kalıntı olarak korunmuş, manyetit ve nikel minerallerinin serpantinleşme sırasında veya daha sonra silikat yapılarından ayrılan elementlerin cevher mineralleri halinde yeniden düzenlenmesiyle oluşmuşlardır. Ayrıca köken kayaç W, Hg, As, Sb, Bi'den yoksun olması nedeniyle bu elementleri içeren

minerallerin doğrudan hidrotermal getirimlerle oluştuklarını ve bu getirimin bölge jeolojisine göre Eosen yaşlı dasitik volkanizmadan ileri geldiğini belirtmiştir. Diğer cevher mineralleri arasında bravoit, pirit, markasit, arsenopirit, şeelit, zinober, Ni-As-S minerali, anaberjit, saflorit, nikelin, nabit bizmut, psilomelan, millerit, kalkopirit, sfalerit, kalkozin, kovellin, orpiment, manganit ve limonit sayılabilir (Acar vd., 1983).



Şekil 20. Lisvenitin arazideki (a) ve mikroskop altındaki çapraz (b) ve tek nikel (c) görünüşleri; Genellikle oluşum koşullarının izi olarak yoğun bir şekilde yönlü ikincil kalsit içerirler (b ve c, uzun kenar 2 mm).

### 3.3.2. Parmakdere (Sarıkamış-Kars) Ultramafik/Mafik Masifinin Petrografisi

Parmakdere (Sarıkamış-Kars) Ultramafik/Mafik Masifi boyu 7 km. ve genişliği ortalama 5 km olan bir masiftir. Masifin büyük bir kesimi harzburjitler ile temsil edilir.



Masif içerisinde dar alanlarda ve yaklaşık mercek şeklinde dünitler, küçük stoklar şeklinde gabroyik kayalar ve küçük dayklar şeklinde diyabazlar yüzeyleir.

### 3.3.2.1. Harzburjit

Parmakdere ultramafik-mafik masifi içindeki harzburjitler, inceleme alanında hakim kayaları oluştururlar. Genellikle koyu kahve renkte mostra veren bu kayalar izotropik görünüm sergilerler (Şekil 21).



Şekil 21. Parmakdere ultramafik-mafik masifi içindeki harzburjitlerin ve serpantinleşmiş harzburjitlerin Akören köyü civarındaki görünümü

Makroskopik olarak iri enstatit-hipersten kristallerinin net olarak görüldüğü, buna karşın olivinlerin son derece serpantinleştiği bu kayaların çatlaklarında milimetre ölçeğinde yoğun krizotil damarlarına rastlanır. Bununla birlikte özellikle masifin güney kesimlerinde yoğun serpantinleşmeden dolayı içerisindeki tüm birincil minerallerin serpentine dönüştüğünü görmek mümkündür.

Harzburjitlerden alınan örneklerden yapılan ince kesitlerin mikroskopta incelenmesi sonucu serpantin minerallerindeki dokulardan ve kalıntı (relict) minerallerden hareketle modal mineralojik tayin yapılmış ve böylece kayaç adlamasına gidilmiştir. Harzburjitlerin polarizan mikroskopta tespit edilen mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir:

Doku, tamamen öz şekilsiz taneli ve otoklastiktir. El örneklerinde kısmen sahip oldukları bantlı yapı belirgin olarak görülür. Mikroskopta da bu durum net bir şekilde gözlenir. Olivin ve piroksen kristallerinde belli bir yönde uzama ve bu uzamaya dik bol kırık ve çatlaklar görülür. Bazen kromit kristallerinin buna eşlik ettiği ve bu kristallerin birbirine paralel dizildikleri görülür (Şekil 22 f, g).

Olivin, modal olarak kayacın % 68 ile 79'ını oluşturur. Tamamen öz şekilsiz ve kristal boyutu ortalama 3 mm çapındadır. Özellikle kırıkları ve kenarlarından itibaren kısmen veya tamamen serpantinleşmiştir. Tek nikolde renksiz ile hafif limon sarısı, çift nikolde üçüncü sıranın renklerine sahiptir. Tüm kesitlerde dalgalı sönmeli özelliğe sahip olan olivinin optik eksenlerden birine dik kesitlerinde 2V açısının 75 ile 90° arasında değiştiği ve optikçe negatif ve pozitif karakterli oldukları, kırılma indislerinin piroksenler yakın oldukları, bileşimlerinin ise genellikle forsterit kısmen de krizolit ve hyalosiderit olduğu belirlenmiştir. Olivin kristallerinde dalgalı sönme yanında otoklastik doku da mekanik olayları teyit eden bir diğer özelliktir. Bu dokuda olivin kristalleri yine çok küçük tane boyunda olivin kristalleri ile çevrelenirler. Kırılma indislerinin ve 2V açılarının birbirine yakın değerler verdiği bu olivin kristallerinin mekanik etkilerle oluştuğunu destekleyen bir başka veridir. Özellikle tektonik hatlara yakın bölgelerden alınan örneklerde görülen bu dokunun tektonizma ile olan ilişkisi açıktır. Serpantinleşmiş kayaçlarda olivinin tamamen serpantinleştiği görülmüştür. Olivinin yerini alan ikincil krizotil damarcıklarının da mikro çatlaklar nedeniyle mikro faylar içermesi, bu kayaçların serpantinleşme sonrasında da deformasyon etkisinde kaldığını ve bu deformasyonun hala devam ettiğini gösterir.

Enstatit, modal olarak kayacın % 18 ile 30'ini oluşturur. Kayaçta genellikle öz şekilsiz, kısmen de yarı öz şekilli 2-6 mm boyutunda kristaller halinde bulunur. Olivine oranla daha az kırıklı olup onlara oranla daha az serpantinleşerek bastite dönüşmüştür (Şekil 22 a, b). Dik sönmeli olan kristallerdeki bükülmeler katı haldeki deformasyonun izlerini belirtir. Öyle ki, bazen kristallerdeki sönme açısının 8-10 dereceye kadar ulaştığı görülür.

Diyopsitik ojit, kayaçta modal olarak % 2-3 oranında bulunur (Şekil 22 c, ç). Genellikle olivin ve enstatit-hipersten kristalleri arasında ve bazen da onları çevrelemiş olarak öz şekilsiz olarak görülür. Olivin ve enstatite oranla daha küçük ve daha ayrışmasız kristaller halinde bulunur. Bazı kesitlerde tamamen ayrışarak kafes dokulu serpantine dönüşmüştür.

Kromit, kayaçta en çok %1 oranında genellikle 1 mm boyutunda yarı öz şekilli kristaller halinde ve genellikle olivin ve piroksenin ortak sınırlarında bulunur. Tek nikolde vişne çürüğü rengiyle belirgin olup yoğun serpantinleşmiş kayaçlarda ve çevresi

manyetik zarf ile çevrelenmiş olarak görülür. Olivin ve piroksenler ile birlikte, genellikle uzun eksenleri birbirlerine paraleldir. Bu haliyle ilksel yığılmanın izini taşırlar.

Manyetit, daima ikincil olarak bulunur. Öz şekilsiz olarak genellikle olivin ve piroksen kristallerinin ayrışma ürünü olarak göze çarpar. Manyetit tek nikolde tamamen opaktır.

Krizotil, hem piroksen ve hem de olivin çatlaklarında ve kenarlarında kısmen veya tamamen onların yerini almış olarak görülür. Genellikle silikat minerallerinin çatlaklarına dik olarak gelişmiş lifler halinde bulunurlar (Şekil 22 d, e). Düşük açılı sönmeleriyle ve yüksek çift kırıcılığı ile bastitlerden ayrılırlar.

Antigorit, tamamen serpantinleşmiş kayalarda hakim serpantin mineralidir. Düşük çift kırıcılığı ile krizotilden, soluk mavi rengiyle lizarditten, eğik sönmeleriyle de bastitten ayrılır.

Bastit, daima ortopiroksenlerin serpantinleşme ürünü olarak gelişmiştir. Paralel sönmeli kesitleri, düşük çift kırıcılığa ve düşük kırılma indisine sahiptirler.

Klinoklor, genellikle yoğun serpantinleşme gösteren kayalarda ve ikincil olarak bulunur. Genellikle ikincil manyetit kristalleri etrafında onları saran lifli zarflar şeklinde bulunur.

Kalsit, bazı kesitlerde az oranda ikincil olarak gelişmiştir.

### 3.3.2.2. Dünit

Harzburjit içerisinde çok dar alanlarda ve ince kesit incelemeleri ile tespit edilmiş olan bu birimin birkaç metre genişliğe birkaç on metre boya sahip küçük merccekler şeklinde yüzeylendiği belirlenmiştir. Genellikle kromitit gövdeleri içeren bu kayaların son derece serpantinleşmiş olmaları arazide görsel olarak ayırtlanmalarını engellemiştir. Dünitik kayaların incekesit incelemeleri sonucunda tespit edilen genel mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;

Doku ksenomorf taneli, kümülatik yapıyı andıran birbirine paralel olarak uzamış kristallerin içerdiği yoğun çatlak sistemine bağlı (Şekil 23 f, g) olarak gelişmiş ikincil serpantinleşme dokuları şeklindedir. Serpantinleşme dokusu olarak ağsal doku belirgindir.

Olivin, primer silikatların tamamına yakını (% 93-95) oluşturur. Son derece ayrılmış olmasından dolayı kayaç içinde genellikle kalıntı (relict) olarak bulunmaktadır. Ancak kristallerin ayrışarak kenarlarının ikincil manyetite dönüşmüş olmasından dolayı, primer kristal sınırını belirlemek kolaydır. Serpantinleşen kristalin orta bölümlerinde olivinin

kalıntıları adacıklar şeklinde görülür (Şekil 23 a, b). Ancak bazı kesitlerde kristalin tamamen serpantinleşerek antigorit ve krizotile dönüştüğü gözlenmiştir. Kalıntı olivin kristallerinde yapılan optik tayinlerde cinslerinin genellikle forsterit olduğu belirlenmiştir.

Enstatit, kayaç içinde en çok %5 oranında bulunmaktadır. Bulunmuş olduğu tüm kesitlerde deformasyondan dolayı bükülmüş olarak ve bastite dönüşmüş olarak izlenmiştir. Bu kesitte yapılan incelemelerde mineralojik, petrografik ve arazi gözlemleri açısından harzburjite çok benzer özellikte olduğu, sadece klinopiroksen oranının % 12 olması ile ondan ayrıldığı belirlenmiştir.

Klinopiroksen kayaç içinde % 1-2 civarında gözlenmiştir. Tamamen serpantinleşen klinopiroksende cins tayini yapmak olanaksızdır. Serpantinleşerek kafes dokusu kazanan klinopiroksen, içindeki dilinim sistemleri boyunca ikincil manyetit yoğunluğu onu diğer silikatlardan ayıran önemli veri olarak değerlendirilmiştir.

Kromit, kayaçlarda az oranda görülmüştür (Şekil 23 d, e). İçerisindeki kromitit yoğunlaşmasının olduğu alanlar dışında dünitik kayaçlar kromit kristalleri açısından son derece sterildir.

Serpantin minerali olarak krizotil, antigorit ve bastit görülür. Bastit sadece ortopiroksenlerin ayrışma ürünü, krizotil ve antigorit daha çok olivin kristallerinin serpantinleşme ürünüdür. Bu serpantinleşme ürünü olarak kristallerin genellikle primer sınırları, çatlakları ve dilinimleri boyunca manyetiti görmek olağandır (Şekil 23 c ve ç).

### 3.3.2.3 Lerzolit

Parmakdere ultramafik-mafik masifi içinde çok dar alanlarda ve mikroskopik incelemeler ile tespit edilen lerzolitler, olivin-ortopiroksen-klinopiroksen üçgen diyagramında lerzolit alanda yer alır. Çok dar alanda bulunmalarından dolayı haritalanmalarına gerek duyulmamıştır. İçerisinde klinopiroksen oranının % 20-25 aralığında olması ile dünit ve harzburjitten ayrılırlar. Diğer mineralojik özellikleri ile hem dünit hem de harzburjitelere benzerlik gösterirler (Şekil 24).

### 3.3.2.4 Verlit

Parmakdere ultramafik-mafik masifi içinde tıpkı lerzolitler gibi çok dar alanlarda ve mikroskopik incelemeler ile tespit edilen verlitler, olivin-ortopiroksen-klinopiroksen üçgen

diyagramında verlit alanında yer alır. İçerisinde klinopiroksen oranının % 12-20, olivin %62-65, ortopiroksen %2-5 aralığındadır. Ortopiroksen oranının çok düşük olması ile dünit, harzburjit ve lerzolitten ayrılırlar. Diğer mineralojik özellikleri ile hem dünit ve hem de harzburjitelere benzerlik gösterirler (Şekil 26).

### 3.3.2.5. Piroksenit

Tıpkı dünitlerde olduğu gibi piroksenitler de harzburjit içerisinde dar alanlarda gözlemlenmiştir. Ancak onlardan farklı olarak piroksenitler arazide çok kolay olarak tanınırlar. Harzburjit içerisinde 50 ile 200 m<sup>2</sup> lik alanlarda ve genellikle KD-GB doğrultulu olarak uzanan mercek/stoklar şeklinde yüzeyleme verirler. Dolayısı ile haritalamada abartılı olarak işaretlenmişlerdir. Genellikle kromitit içeren dünitik mercekler yakın alanlarda yığışım gösteren bu kayaçların kromititler ile jenetik bağlarının olduğu açıktır. Piroksenitlerin ince kesit incelemeleri sonucunda tespit edilen genel mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;

Olivin, kayaç içinde modal olarak %2 oranında tespit edilmiştir. Kısmen veya tamamen serpantinleşmiştir (Şekil 25 d, e, f, g).

Hipersten, kayaç içinde % 35-67 oranında (Şekil25 a, b) bulunur.

Diyopsitik ojit % 31-63 oranında bulunurlar (Şekil 25 c, ç). Genellikle serpantinleşmeye dayanıklı olarak gözlenen bu minerallerin yer yer krizotile dönüştüğü belirlenmiştir.

Manyetit, genellikle yarı öz şekilli kristaller halinde tespit edilmiştir.

Piroksenit içerisinde kromit kristaline hiç rastlanılmamıştır.

### 3.3.2.6. Gabroyik Kayaçlar

Parmakdere ultramafik-mafik masifinin değişik yerlerinde ve peridotitleri keserek yüzeylenen gabroyik kayaçlar çapı ortalama 10-100 metre arasında değişen küçük orta büyüklükte stoklar şeklinde mostra verir. Yere yer bu tane boyundaki küçülme ile mikrogabrolara geçiş gösterirler. Nispeten açık renkli olmalarıyla peridotitlerden kolayca ayrılırlar. Gabroyik kayaçlardan alınan örneklerle ait incekesitlerin mikroskopta incelenmeleri ile şu ortak bulgular elde edilmiştir;



Doku; gabrolarda genellikle yarı öz şekilli taneli kısmen de poikilitik doku mevcuttur. Mikrogabrolar ise genellikle yarı öz şekilli ince taneli porfirik, doleritik ve entersertal doku sergilerler.

Plajiyoklas; gabrolarda birincil açık renkli minerallerin tamamını oluştururlar. Yarı öz ve kısmen de öz şekilli olan plajiyoklas kristallerinin boyutları 2 ile 15 mm arasında değişir. Yer yer killeşmiş, kalsitleşmiş ve albitleşmişlerdir. 010'a dik kesitlerinde yapılan cins tayininde anortit ( $an_{95}$ ) bileşiminde oldukları belirlenmiştir.

Olivin; gabrolar içinde genellikle plajiyoklaslara nazaran daha öz şekilsiz olup tane boyutları 2 ile 5 mm arasında değişir. Kayaç içerisinde modal olarak % 10-15 oranında bulunurlar. Bol kırıklı ve oldukça fazla serpantinleşmiş olarak görülürler. Yer yer plajiyoklasları çevrelerken yer yer de plajiyoklaslar tarafından çevrenirler (Şekil 27 a, b). Bu durum her ikisinin eş zamanlı ve yaklaşık aynı basınç ve sıcaklık koşullarında oluştuklarını gösterir. Optik özelliklerinden hareketle hartonolit-fayalit arasında bir bileşime sahip oldukları saptanmıştır.

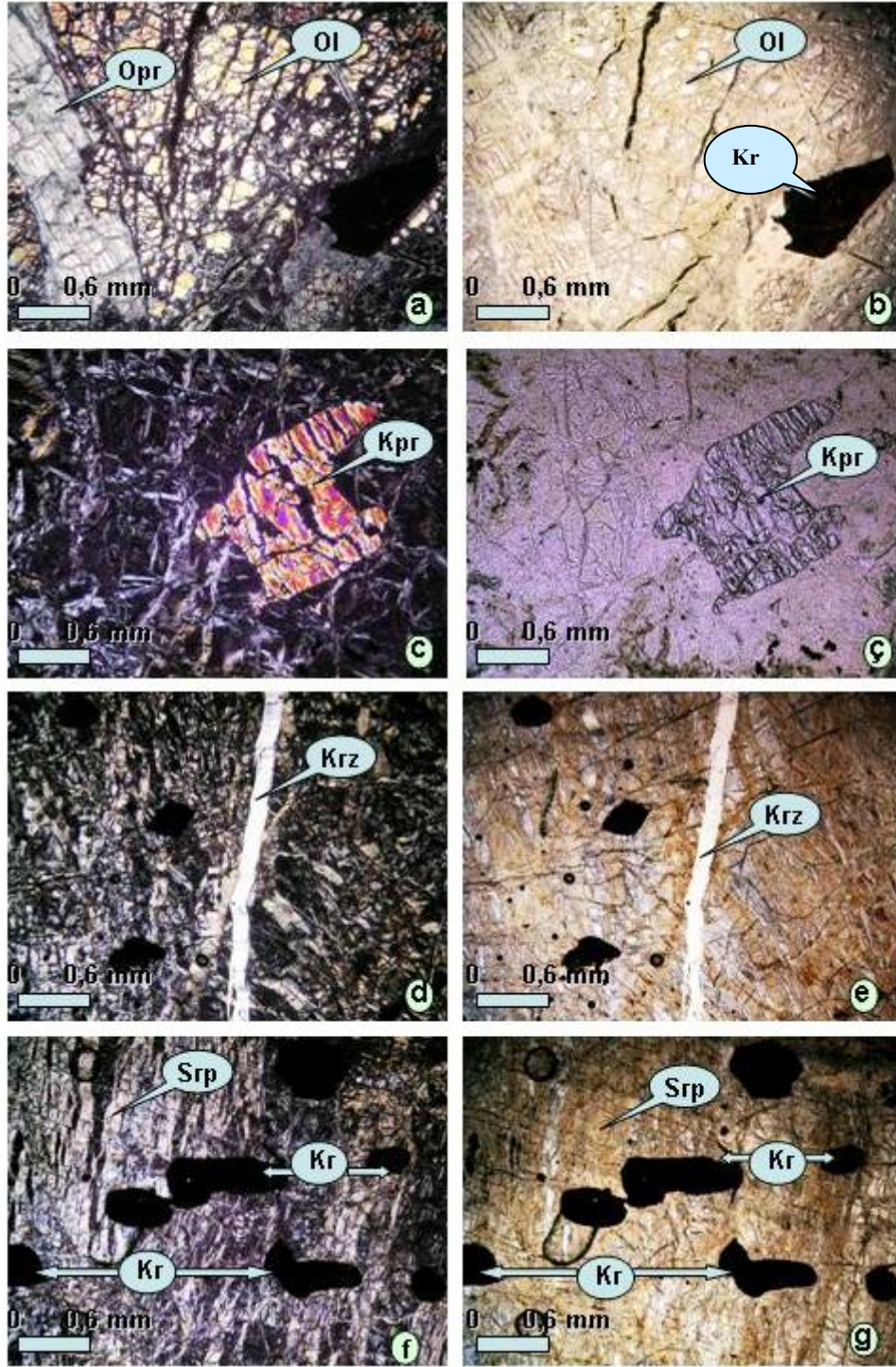
Diyopsitik ojit, modal olarak % 5-35 oranında bulunurlar. Dilinimi hafif yeşilimtrak pleokroizması ile olivinden ayrılırlar. Genellikle öz şekilsiz olup hem plajiyoklas ve hem de olivin kristallerini çevrelerler (Şekil 27 c, ç).

Hipersten, kesitlerde az miktarda tespit edilmiştir (% 2 den az). Yer yer yoğun uralitleşme ile aktinolit türünde ikincil amfibole dönüşmüştür.

Prehmit, ikincil olarak az miktarda ve çatlaklarda gözlenir (Şekil 27 d, e).

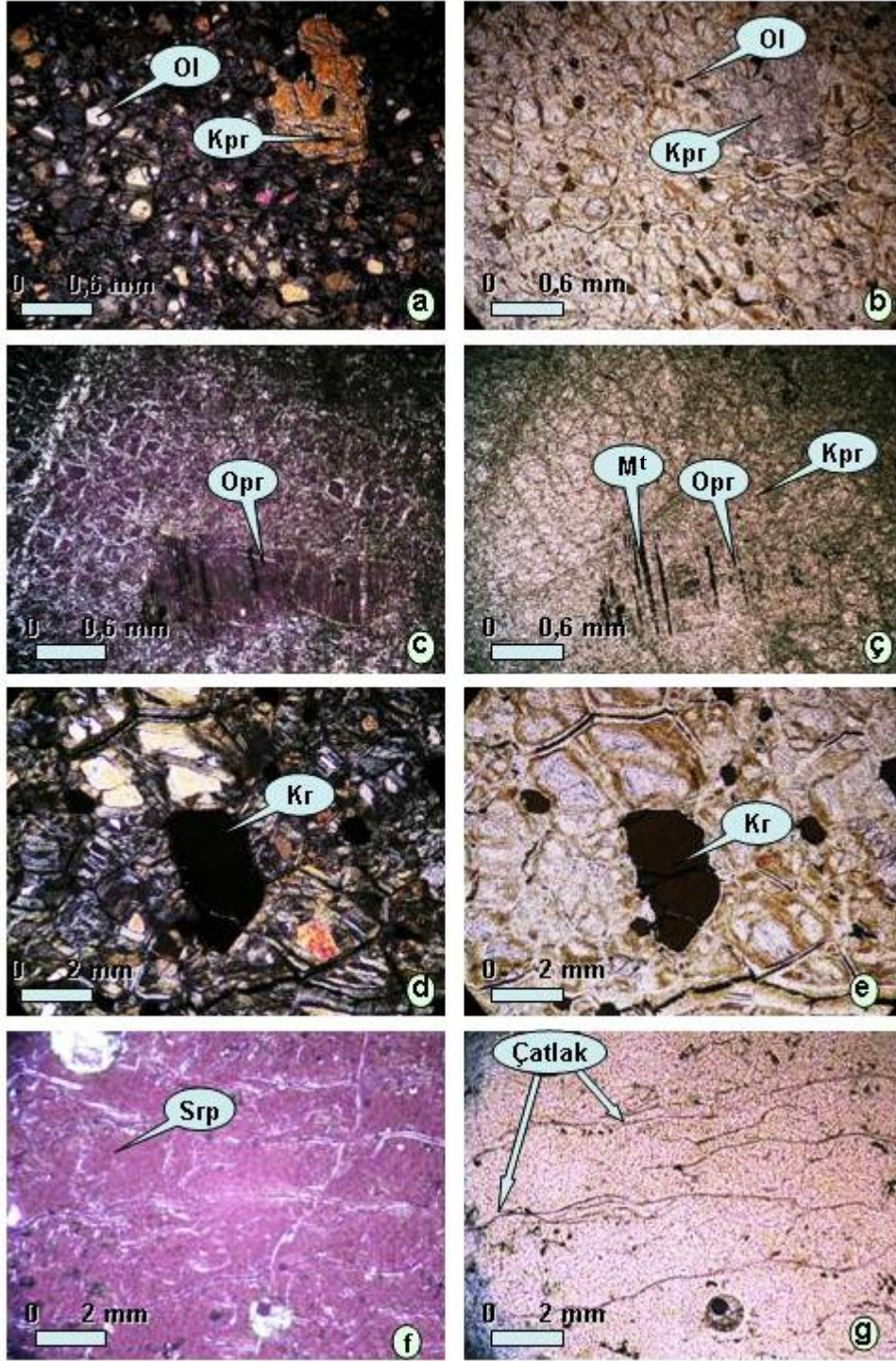
Klorit, ferromagnezyen minerallerin ayrışma ürünü olarak ve az miktarda görülür.

Serpantin, olivin kristallerinin ayrışma ürünü olarak ve az miktarda tespit edilmiştir.



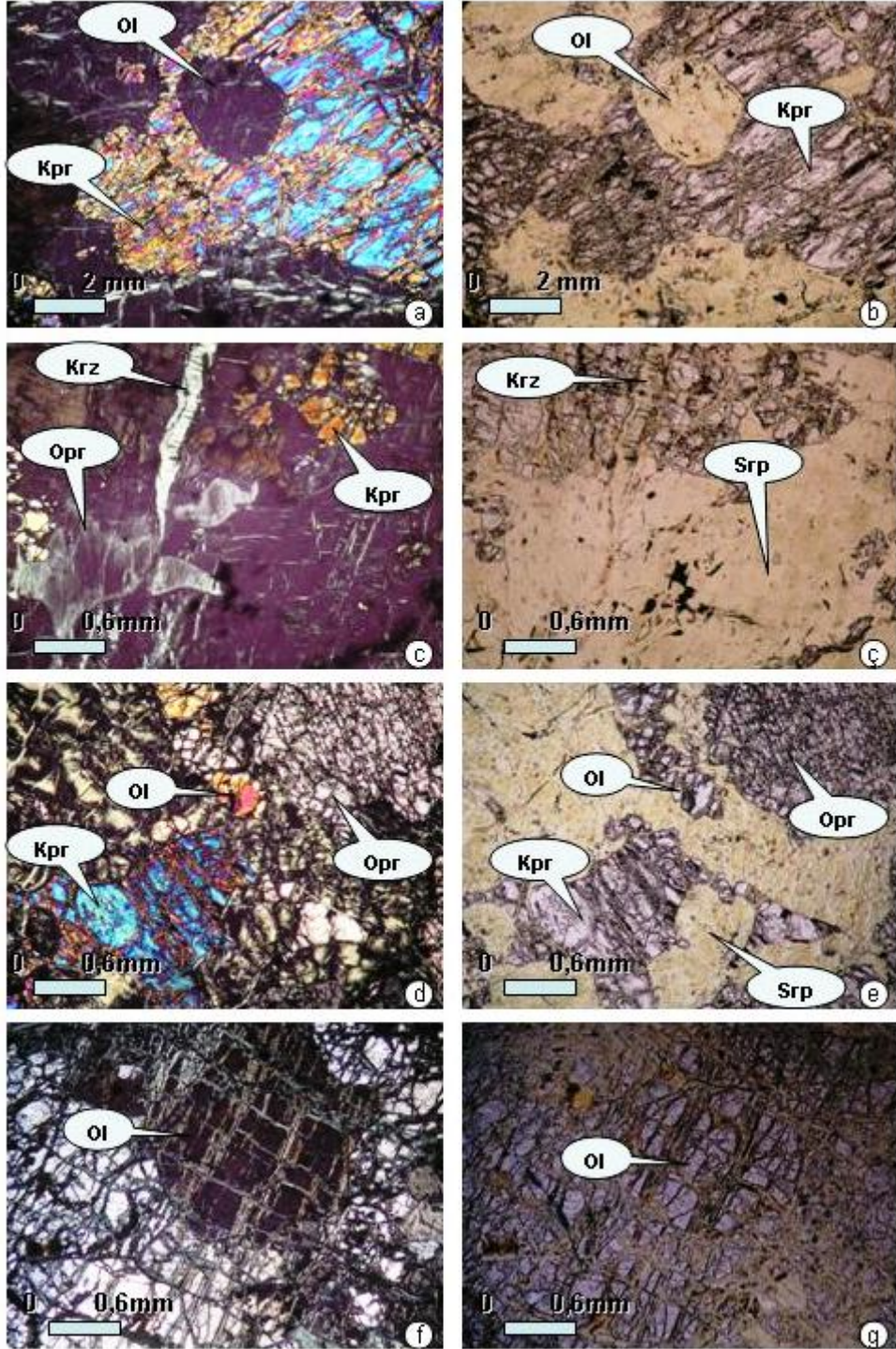
Şekil 22. Parmakdere ultramafik-mafik masifi içindeki harzburjitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b:Özşekilsiz olivin (Ol) ve serpantinleşerek bastite dönüşmüş ortopirosken (Opr); c, ç: Klinopirosken (Kpr); d,e:Lifi krizotil; f, g: Serpantin (Srp) ve uzun eksenleri boyunca paralel uzanmış kromit (Kr) minerallerin görünüşü)





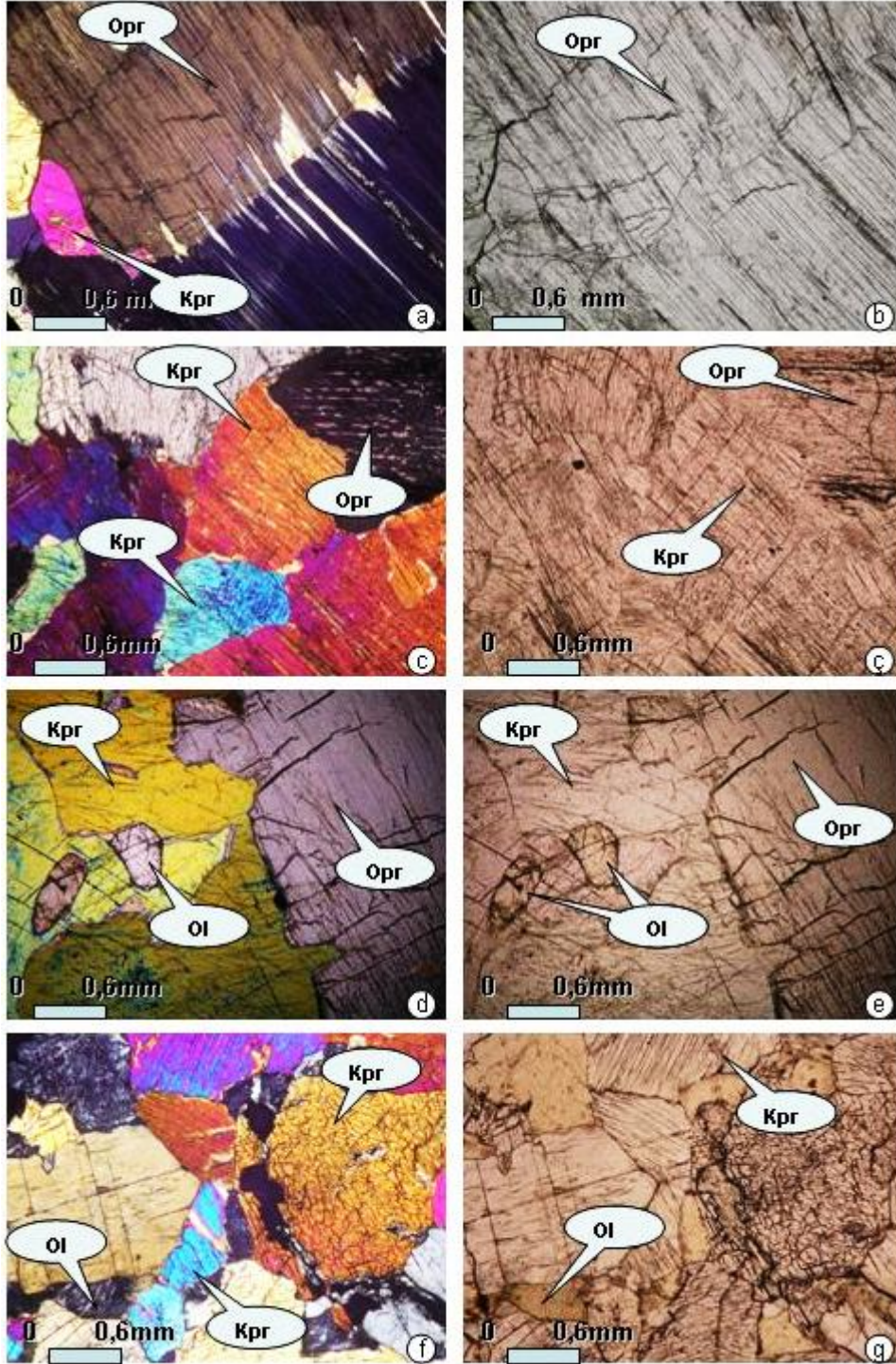
Şekil 23. Parmakdere ultramafik-mafik masifi içindeki dunitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Adacıklar şeklinde görülen kalıntı olivin ve klinopyroksen (Kpr); c, c': Serpantinleşerek bastite dönüşen ortopyroksen (Opr) ve dilinim sistemleri buyunca yerleşmiş manyetit (Mt); d, e: Kromit (Kr); f, g: Serpantin (Srp) ve birbirine paralel olarak uzanmış yoğun çatlak sistemi)





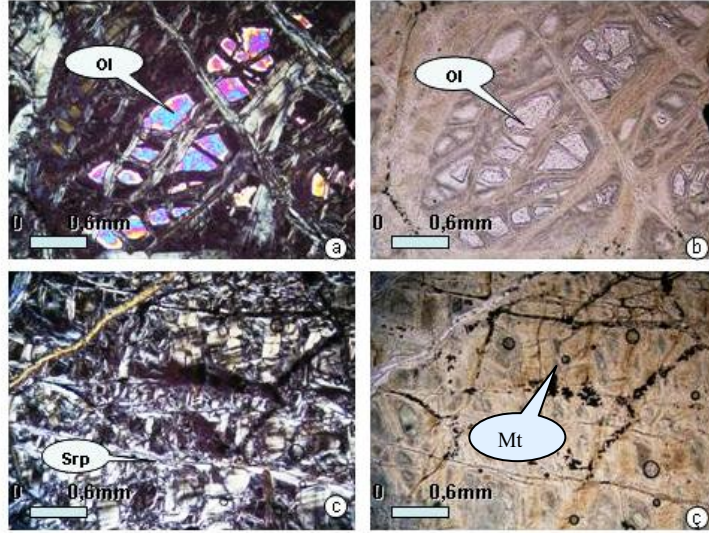
Şekil 24. Parmakdere ultramafik-mafik masifi içindeki lertzolitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Klinopyroksen (Kpr) ve içinde kapanım halinde bulunan serpantinleşmiş olivin (Ol), c,ç: Serpantinleşerek bastite dönüşmüş ortopyroksen (Opr) ve lifli krizotil (Krz), d, e: Kalıntı olivin, ortopyroksen ve klinopyroksen; f, g: Sönmüş halde ve adacıklar şeklindeki olivin minerallerinin görünümü)



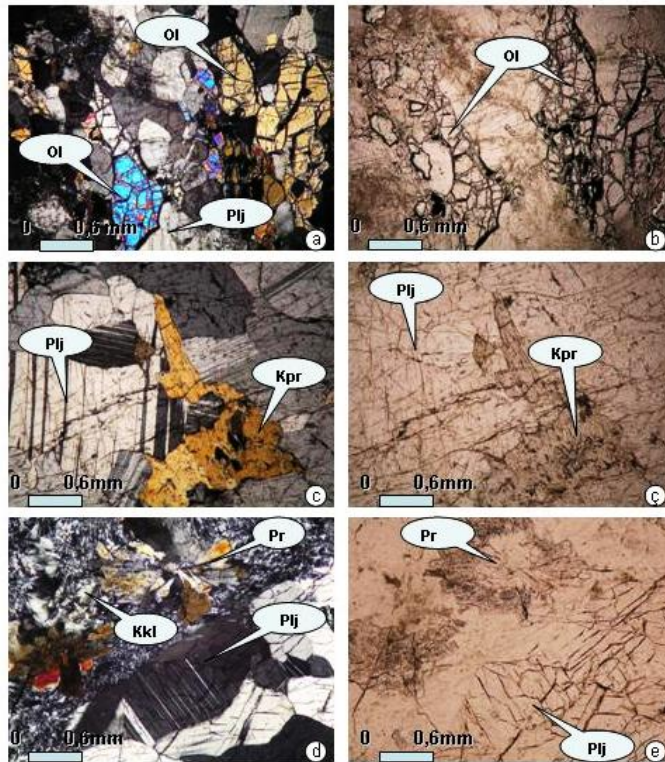


Şekil 25. Parmakdere ultramafik-mafik masifi içindeki piroksenitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Deformasyon sonrası kink-bant yapısı gösteren ortopirosken (Opr); c, ç: Sönmüş halde ortopirosken ve içerisinde ayrışım lamelleri halinde bulunan klinopirosken ve özşekilsiz klinopirosken (Kpr); d, e: Klinopirosken içinde kapanım halinde bulunan serpantinleşmiş olivin (Ol); f, g: Piroksen mineral kontaklarında serpantinleşmiş halde bulunan olivin minerallerinin görünüşü)





Şekil 26. Parmakder ultramafik-mafik masifi içindeki verlitlerin mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Adacıklar şeklinde görülen kalıntı olivin (Ol); c, ç: Serpantin (Srp), köşeli ve yuvarlak şekillerde dizilim gösteren manyetit (Mt) minerallerinin görünümü)



Şekil 27. Parmakdere ultramafik-mafik masifi içindeki gabroyik kayaların mikroskopta çapraz ve tek nikol görünüşleri (a, b: Bol kırıklı ve adacıklar şeklinde olivin (Ol); c, ç: Özşekilsiz klinopiroksen (Kpr), iri taneli plajiyoklas (Plj); d, e: Pirehnit (Pr), Klinoklor (Kkl) minerallerinin görünümü)

### 3.3.3. Podiform Kromitit

He iki masifin ana bileşeni olan harzburjitler içerisinde dünit zarfları ile çevrelenmiş, küçük rezervler halinde bulunurlar. Genellikle kısa galeri işletmeciliği ile işletilen kromititler yumru şeklinde kütleler halinde olup rezervleri birkaç bin tonu geçmez. Genellikle masif yer yer de saçınımlı bir dokuya sahip olup son derece yoğun bir deformasyona uğramıştır.

Lago vd., (1982), kalıntı tektonitler içerisinde magmanın hareket ettiği kanallar boyunca yanlardaki ortopiroksenleri ergiterek bünyesine aldığı ve bu şekilde dünit zarflarının oluştuğunu belirtir. Bu kanallarda konvektif döngüler sonucu kromitlerin tutularak küçük mercek ve damarlar şeklinde kütleler oluşturduğunu açıklamaktadır.

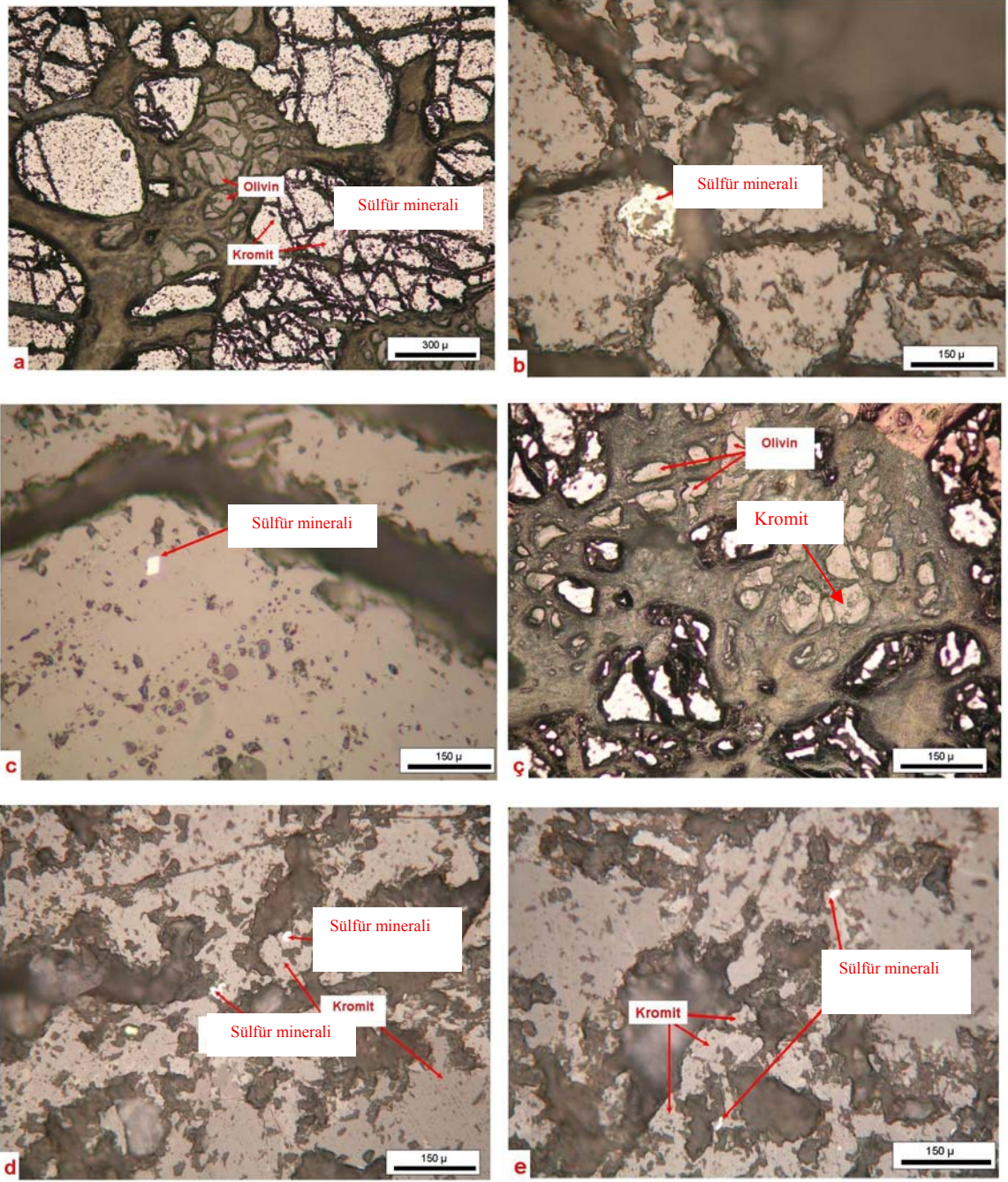
Kromit cevherinin mineralojisini belirlemek amacıyla araziden alınan kromitit numunelerinden parlak ve parlatılmış ince kesitler hazırlanmış ve cevher mikroskobunda incelenmiştir. İncelemeler sonucunda ana mineral kromitin yanı sıra bazı sülfürlü mineraller ile manyetit minerallerine rastlanmıştır (Şekil 28).

Kromitit cevheri içinde kromit kristalleri kromititin dokusuna bağlı olarak % 20 ile 85 oranında bulunur. Masif cevherde kromit kristalleri sıkı paketlenmiş olarak bulunur. Kromit oranı düşük olan kesitlerde kristaller daha öz şekilli, kromit oranının arttığı kesitlerde kromit kristallerinin genellikle yarı öz ve öz şekilsiz olduğu gözlenmiştir. Kristaller çapları masif cevherde ortalama 1 ile 3 mm, saçınımlı cevherde genellikle daha az olup 0.5 ile 2 mm arasındadır. Her iki farklı dokudaki cevherde kromit kristali arasındaki olivin tamamen serpantinleşmiştir.

Saçınımlı cevher ile masif dokudaki cevher aynı bir kromitit kütlesi içinde karmaşık olarak bulunmasına rağmen, saçınımlı cevherin genellikle ana kütlein dış bölümünde, masif cevherin ise genellikle kütlein merkezi kısımlarında yoğunlaştıkları tespit edilmiştir. Kromititlerin mikroskopik incelemelerinde tektonizmanın etkisiyle kataklastik doku gelişmiştir.

Bazı kromitit içerisinde olivin kalıntısından başka bastit veya kafes dokusu izine sahip orto ve klinopiroksen kalıntılarının varlığı, kromiti oluşturan ana magmanın muhtemelen boninitik bir magma olduğunu gösterir (Zhou, 1995).





Şekil 28. Her iki masif içindeki peridotitler içinde yer alan kromitlerin cevher mikroskobundaki görünümüleri



### 3.4. Jeokimya

Çalışma alanlarına ait kayaçların jeokimyasal özelliklerini ve oluştukları jeotektonik ortamları belirlemek amacıyla 23 adet örnek analiz edilmiştir. Analizi yapılacak örneklere ait ince kesitler önce polarizan mikroskopta incelenmiştir. Mikroskopik incelemelerde her iki farklı masife ait kayaç örnekleri ultramafit (dünit, harzburjit, lerzolit, piroksenit) ve mafit (gabro, mikrogabro, diyabaz) olarak iki farklı alt gruba ayrılarak irdelenmiştir. Örnekler seçilirken alterasyondan etkilenmemiş veya en az etkilenmiş örnekler seçilmiştir. Örnekler Kanada ACME Laboratuvarlarında ICP-MS ( Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi ile analiz edilmiştir. Yönteme göre ana, iz ve nadir toprak elementlerinin dedeksiyon limitleri Tablo 3’de verilmektedir.

Tablo 3. Ana, iz ve nadir toprak elementlerinin dedeksiyon limitleri

Element	Det. Limiti	Element	Det. Limiti	Element	Det. Limiti
SiO <sub>2</sub>	0,04%	Hf	0,5ppm	Tb	0,01ppm
TiO <sub>2</sub>	0,01%	Nb	0,5ppm	Dy	0,05ppm
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03%	Rb	0,5ppm	Ho	0,02ppm
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04%	Sn	0,5ppm	Er	0,03ppm
MnO	0,01%	Ta	0,1ppm	Tm	0,01ppm
MgO	0,01%	Th	0,1ppm	Yb	0,05ppm
CaO	0,01%	U	0,1ppm	Lu	0,01ppm
Na <sub>2</sub> O	0,01%	V	5ppm	Mo	0,1ppm
K <sub>2</sub> O	0,04%	W	0,1ppm	Ni	30ppm
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01%	Zr	0,5ppm	As	0,5ppm
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00%	Y	0,1ppm	Cd	0,1ppm
Ateş Kaybı	0,10%	La	0,1ppm	Sb	0,1ppm
Ba	5ppm	Ce	0,1ppm	Bi	0,1ppm
Be	1ppm	Pr	0,02ppm	Ag	0,1ppb
Co	20ppm	Nd	0,3ppm	Au	0,5ppm
Cs	0,1ppm	Sm	0,05ppm	Hg	0,01ppm
Ga	0,5ppm	Eu	0,02ppm	Ti	0,1ppm
		Gd	0,05ppm	Se	0,5ppm

#### 3.4.1. Tüm Kayaç Jeokimyası

##### 3.4.1.1. Ana Oksit Jeokimyası

##### 3.4.1.1.1. Ultramafik ve Mafik Kayaç Ana Oksit Jeokimyası

Çalışmanın amacı gereği her iki masife ait peridotit ve piroksenit ile bunlarla mekansal ilişki içinde olan gabroyik kayaların toplam kayaç analizi yapılmıştır. Her iki masife ait ultramafik ve mafik kayaçlar ile kromitlerin ana oksit, iz ve NTE analiz değerleri Tablo 4, 5 ve 6’da verilmiştir. Ayrıca bu iki masife ait kromitlerden toplam kayaç Platin Grubu Element (PGE) analizleri de Tablo 7’de sunulmuştur.

Toplam kayaç analizi yapılan örneklerinin “ateşte kayıp” oranı % 0.9-17 arasında değişir. Ultramafik kayaçlardaki bu geniş dağılım (Şekil 29) yoğun serpantinleşme derecesiyle ilişkilidir. Bunun sonucu olarak, peridotitlerin piroksenitlere oranla daha yüksek derecede serpantinleşmiş olması, “ateşte kayıp” değerlerinin daha yüksek olmasına neden olmuştur. Gabro ve piroksenitlerdeki “ateşte kayıp” değeri peridotitlere oranla çok düşük olup %5’den küçüktür.

Karadağ peridotitlerine ait toplam kayaç ana oksit (%) ve iz element (ppm) değerleri; SiO<sub>2</sub>; 38.13-38.98, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0.41-0.66, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 7.25-7.84, MgO; 38.50-39.11, CaO; 0.24-0.52, Na<sub>2</sub>O; <0.04, K<sub>2</sub>O; <0.04, TiO<sub>2</sub>; <0.01, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0.337-0.390, Ni; ortalama 2000 ppm, Co; 93.1-105 ppm, Sr; 3.8-13 ppm, V; 38-41 ppm dir.

Karadağ mafik kayaçlarına ait toplam kayaç ana oksit (%) ve iz element (ppm) değerleri; SiO<sub>2</sub>; 43.11-52.36, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 14.56-18.50, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 5.49-17.04, MgO; 6.16-13.14, CaO; 9.56-13.65, Na<sub>2</sub>O; 1.21-4.16, K<sub>2</sub>O; <0.01, TiO<sub>2</sub>; 0.11-1.98, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; <0.01, Ni; 11-107 ppm, Co; 28-63 ppm, Sr; 141-218 ppm, V; 151-1089 ppm aralığında değişir.

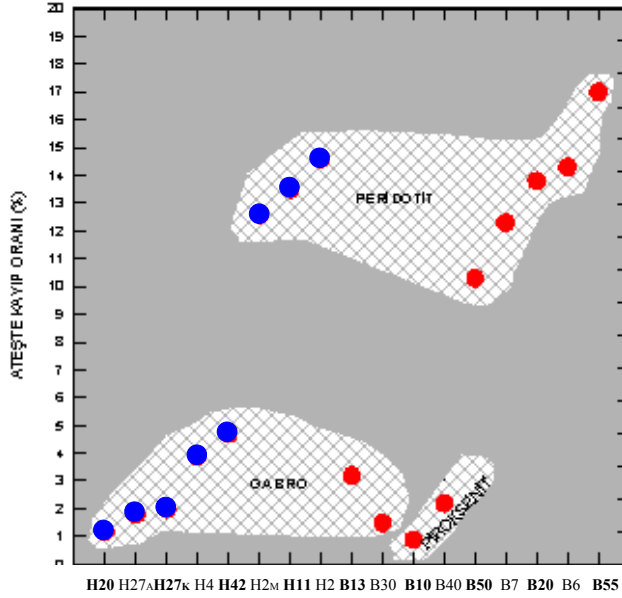
Parmakdere peridotitlerine ait toplam kayaç ana oksit (%) ve iz element (ppm) değerleri ; SiO<sub>2</sub>; 33.04-43.59, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0-0.71, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 6.95-8.79, MgO; 28.30-40.13, CaO; 0.14-7.99, Na<sub>2</sub>O; <0.03, K<sub>2</sub>O; <0.04, TiO<sub>2</sub>; <0.02, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0.344-0.474, Ni; 541-2118 ppm, Co; 90-115 ppm, Sr; 0-3 ppm, V; 11-36 ppm dir.

Parmakdere piroksenitlerine ait toplam kayaç ana oksit (%) ve iz element (ppm) değerleri; SiO<sub>2</sub>; 51.02-55.03, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0.45-0.64, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 5.41-6.91, MgO; 23.04-24.40, CaO; 11.43-16.74, Na<sub>2</sub>O; <0.12, K<sub>2</sub>O; <0.04, TiO<sub>2</sub>; <0.02, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0.466-0.545, Ni; 354-357 ppm, Co; 52-54 ppm, Sr; 4-5 ppm, V; 71-87 ppm dir.

Parmakdere gabroyik kayaçlarına ait toplam kayaç ana oksit (%) ve iz element (ppm) değerleri ; SiO<sub>2</sub>; 42.83-44.43, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 21.95-33.06, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0.74-5.84, MgO; 1.55-13.08, CaO; 11.34-17.23, Na<sub>2</sub>O; 1.42-1.43, K<sub>2</sub>O; <0.04, TiO<sub>2</sub>; <0.03, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; <0.02, Ni; 60-419 ppm, Co; 5-54 ppm, Sr; 205-304 ppm, V; 5-12 ppm dir.

Her iki inceleme alanının peridotitlerinin Mg # değerleri ( Mg # : Mg / (Mg+Fe) yüzde olarak kıyaslandığında Karadağ bölgesindeki peridotitlerin Mg # değerleri 90.70-91.32 ,

Parmakdere bölgesindeki peridotitlerin Mg # değerleri 90.05-91.74 arasında değişir. Aradaki çok az farklılık her iki masife ait peridotitlerin benzer özelliklere sahip olduğunun bir kanıtıdır.



Şekil29. Her iki masife ait mafik ve ultramafik kayaların “ateşte kayıp”oranları (H örnekleri (mavi renkli) Karadağ, B örnekleri Parmakdere (Kırmızı renkli) masiflere aittir)

Karadağ ve Parmakdere ultramafik-mafik masiflerine ait farklı kayaç gruplarının ana oksit dağılımları Şekil 30 ve 31’ de sunulmuştur. Buna göre MgO’ye karşılık SiO<sub>2</sub> diyagramında tüm ultramafitler çizgisel negatif bir dağılım verirken gabrolarda kümelenme gözlenmiştir. Na<sub>2</sub>O’ye karşılık MgO diyagramında çizgisel-negatif bir dağılım tespit edilmiştir. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO diyagramında Karadağ masifindeki gabrolar hariç Parmakdere masifine ait tüm kayaçlar pozitif ilişkilidir. Benzer olarak Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO diyagramında tüm kayaçlar pozitif ve çizgisel bir ilişki içindedirler. Karadağ masifindeki gabroyik kayaçlara ait P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-MgO diyagramında negatif fakat çizgisel bir ilişki vardır.

Peridotitlerde MgO oranındaki artış tüketilme miktarının artışı, dolayısı ile de olivin miktarındaki artış ile ilişkilidir. Başka bir deyişle kayaçtaki forsterit içeriği yüksek modal olivin oranının artışı tüketilme derecesinin de belirtisidir. Her iki inceleme alanının gabroyik ve ultramafik kayaçları birbiriyle yakın değerler sunar. Tüm grafiklerde MgO içeriği, gabroyik kayaçlardan ultramafik kayaçlara doğru bir artış gösterir. Ultramafitlerin MgO içerikleri de kendi aralarında piroksenitlerden peridotitlere doğru artar.

Tablo 4. Karadağ ultramafik-mafik masifine ait ultramafik ve mafik kayaçların toplam kayaç ana oksit, iz ve nadir toprak element (NTE) jeokimyasal analiz değerleri

YER		Karadağ Ultramafik-Mafik Masifi ( Narman-ERZURUM )							
Kayaç Adı		HARZBURJİT			GABRO				
Element/ Örnek		H 2	H 2M	H 11	H 4	H 27 A	H 25	H 42	H 20
SiO <sub>2</sub>	%	38.13	38.98	38.35	47.16	52.36	43.11	44.81	49.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.42	0.41	0.66	18.50	16.75	15.88	16.36	14.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	7.25	7.51	7.84	8.29	6.84	17.04	5.49	13.23
MgO	%	38.50	39.11	38.58	9.97	6.16	7.16	13.14	6.35
CaO	%	0.25	0.52	0.24	9.03	10.88	9.81	13.65	9.56
Na <sub>2</sub> O	%	0.01	0.04	<0.01	1.89	4.16	2.47	1.21	3.27
K <sub>2</sub> O	%	<0.04	<0.04	<0.04	0.64	0.21	0.22	0.37	0.15
TiO <sub>2</sub>	%	<0.01	<0.01	<0.01	0.34	0.66	1.98	0.11	1.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	<0.01	<0.01	0.02	0.01	0.09	0.02	0.03	0.15
MnO	%	0.11	0.10	0.10	0.14	0.12	0.19	0.10	0.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.390	0.337	0.358	0.005	0.018	0.004	0.044	0.012
LOI	%	14.6	12.6	13.5	3.9	1.8	2.0	4.7	1.2
Top/C	%	0.13	0.10	0.09	0.10	0.03	0.01	0.08	0.29
Top/S	%	0.06	0.02	0.01	0.02	0.04	0.06	0.01	0.13
Toplam	%	99.93	99.90	99.91	99.88	100.05	99.89	100.03	99.86
Ni	ppm	2005	2073	2009	45	30	11	107	36
Sc	ppm	9	9	10	30	35	43	43	41
Ba	ppm	4.7	10.5	3.0	27.4	21.3	19.9	67.3	40.4
Be	ppm	1	<1	<1	<1	1	<1	<1	1
Co	ppm	93.1	105.0	101.4	43.5	27.9	62.6	43.4	39.6
Cs	ppm	1.2	2.1	0.6	0.3	0.1	0.2	0.2	<0.1
Ga	ppm	0.7	<0.5	0.6	13.2	16.3	17.2	8.3	16.7
Hf	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.7	0.7	<0.5	3.1
Nb	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.2	0.5	<0.5	2.4
Rb	ppm	1.1	2.0	0.7	15.6	1.2	1.1	4.9	0.8
Sn	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1
Sr	ppm	4.9	3.8	13.0	217.6	141.6	146.8	149.3	155.6
Ta	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	0.2
Th	ppm	<0.1	0.1	0.1	0.1	1.2	0.1	0.1	0.5
U	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.1
V	ppm	38	41	38	161	151	1089	128	337
W	ppm	2.8	0.7	0.6	<0.1	0.1	<0.1	0.4	<0.1
Zr	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	9.6	53.8	21.8	1.6	105.0
Mo	ppm	<0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.2	0.5
Cu	ppm	2.6	18.5	26.5	56.4	17.7	85.4	62.5	62.5
Pb	ppm	0.5	0.7	0.4	0.6	0.5	0.5	0.3	1.0
Zn	ppm	47	23	24	20	11	18	13	24
As	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	4.4	<0.5
Cd	ppm	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.6
Bi	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	ppb	<0.5	<0.5	0.8	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hg	ppm	0.02	0.02	0.01	0.01	0.13	0.04	0.01	0.02
Tl	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Y	ppm	<0.1	<0.1	0.1	5.6	21.7	11.1	3.9	37.2
La	ppm	0.3	0.1	<0.1	0.7	3.6	1.3	0.1	4.4
Ce	ppm	0.1	<0.1	<0.1	1.5	10.0	3.4	0.4	13.2
Pr	ppm	<0.02	<0.02	<0.02	0.22	1.50	0.56	0.09	2.11
Nd	ppm	<0.3	<0.3	<0.3	1.4	7.8	2.8	0.4	11.2
Sm	ppm	0.08	<0.05	<0.05	0.50	2.31	1.03	0.29	3.77
Eu	ppm	<0.02	<0.02	<0.02	0.29	0.73	0.48	0.12	1.40
Gd	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	0.69	3.00	1.52	0.50	5.10
Tb	ppm	0.01	<0.01	<0.01	0.14	0.59	0.32	0.10	1.00
Dy	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	0.87	3.97	2.16	0.70	6.67
Ho	ppm	0.02	0.02	0.02	0.22	0.81	0.41	0.15	1.34
Er	ppm	<0.03	<0.03	0.04	0.65	2.25	1.15	0.41	3.80
Tm	ppm	<0.01	<0.01	0.01	0.11	0.36	0.16	0.08	0.55
Yb	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	0.69	2.18	1.06	0.41	3.71
Lu	ppm	<0.01	<0.01	0.01	0.10	0.31	0.17	0.05	0.54

Tablo 5. Parmakdere ultramafik-mafik masifine ait ultramafik-mafik kayaların toplam kayaç ana oksit, iz ve nadir toprak element (NTE) jeokimyasal analiz değerleri

YER		PARMAKDERE ULTRAMAFİK-MAFİK MASİFİ ( Sarıkamış- KARS)								
Kayaç Adı		DÜNİT	HARZBURJİT			LERZOLİT	VEBSTERİT		GABRO	
Element/ Örnek		B55	B6	B7	B20	B50	B10	B40	B13	B30
SiO <sub>2</sub>	%	33.04	37.93	40.51	38.62	43.59	55.03	51.02	42.83	44.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	<0.03	0.45	0.53	0.41	0.71	0.45	0.64	21.95	33.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	8.79	7.64	7.15	6.95	8.39	6.91	5.41	5.84	0.74
MgO	%	40.13	38.66	38.10	38.97	28.30	24.40	23.04	13.08	1.55
CaO	%	0.14	0.18	0.61	0.45	7.99	11.43	16.74	11.34	17.23
Na <sub>2</sub> O	%	0.03	0.01	<0.01	0.01	0.03	0.12	0.11	1.43	1.42
K <sub>2</sub> O	%	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	0.04
TiO <sub>2</sub>	%	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
MnO	%	0.12	0.11	0.10	0.10	0.14	0.17	0.13	0.08	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.474	0.363	0.366	0.344	0.362	0.466	0.545	0.019	0.012
LOI	%	17.0	14.3	12.3	13.8	10.3	0.9	2.2	3.2	1.5
Top/C	%	0.18	0.14	0.11	0.16	0.07	0.02	0.06	0.03	0.02
Top/S	%	0.09	0.01	0.01	0.03	0.01	<0.01	0.02	0.07	0.01
Toplam	%	99.90	99.93	99.91	99.91	99.91	99.94	99.91	99.87	100.04
Ni	ppm	1351	2118	1855	2035	541	354	357	419	60
Sc	ppm	4	8	10	7	36	31	42	5	1
Ba	ppm	1.2	1.0	<0.5	<0.5	1.8	<0.5	0.7	5.8	8.0
Be	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1
Co	ppm	115.6	103.5	91.7	98.4	86.5	59.3	52.7	54.4	4.7
Cs	ppm	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.2	0.1
Ga	ppm	<0.5	0.6	0.6	<0.5	1.0	0.8	1.0	11.0	10.8
Hf	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Nb	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	ppm	<0.5	0.9	1.6	2.2	3.1	5.3	4.1	304.6	275.6
Ta	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1
U	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
V	ppm	11	30	36	23	73	71	87	12	<5
W	ppm	0.5	0.9	<0.1	0.9	0.4	<0.1	0.9	0.2	1.4
Zr	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7
Mo	ppm	<0.1	0.1	0.1	0.2	0.4	0.4	0.5	0.2	0.4
Cu	ppm	187.0	2.6	5.3	2.1	3.6	3.6	5.4	66.6	14.2
Pb	ppm	0.3	0.3	0.2	0.4	0.1	0.3	0.2	0.4	0.4
Zn	ppm	18	28	22	24	20	2	9	13	1
As	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1
Bi	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	ppb	273.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	0.6
Hg	ppm	0.08	0.01	0.01	<0.01	0.03	0.01	<0.01	0.01	0.01
Tl	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
Se	ppm	1.1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Y	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.5	0.4	0.6	0.5	0.4
La	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Ce	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.2	0.4
Pr	ppm	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	<0.02	0.03	0.06
Nd	ppm	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	0.5
Sm	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.09	<0.05	<0.05	0.07
Eu	ppm	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	0.02	0.15	0.23
Gd	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	0.08	0.12
Tb	ppm	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Dy	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.12	0.08	0.09	0.08	<0.05
Ho	ppm	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Er	ppm	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.06	0.06	0.07	0.05	0.04
Tm	ppm	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01	0.01	<0.01	0.01
Yb	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.07	<0.05	0.09	0.06	<0.05
Lu	ppm	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01

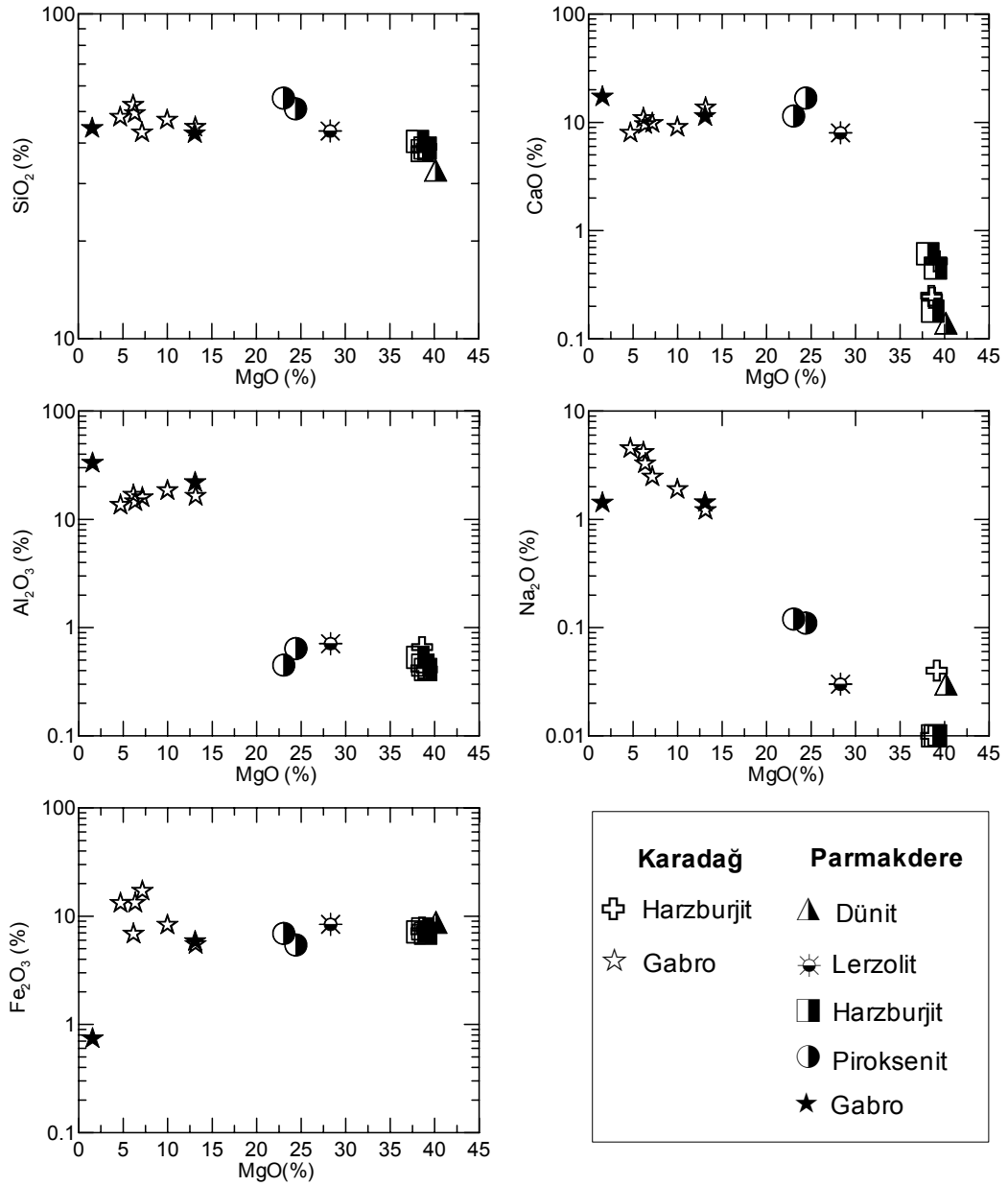
Tablo 6. Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) peridotitleri içinde yer alan kromititlerin toplam kayaç ana oksit, iz ve nadir toprak element (NTE) jeokimyasal analiz değerleri

KAYAÇ ADI		KROMİTİT			
YER		KUMM ( Narman-ERZURUM)		PUMM (Sarıkamış-KARS)	
Element/ Örnek		N 11	N 21	H 3	İST 125
SiO <sub>2</sub>	%	3.61	5.07	14.66	24.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	8.39	16.23	4.21	2.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	15.06	13.99	11.73	9.72
MgO	%	14.39	16.17	24.64	30.68
CaO	%	0.20	0.04	0.01	0.08
Na <sub>2</sub> O	%	<0.01	0.02	<0.01	0.01
K <sub>2</sub> O	%	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04
TiO <sub>2</sub>	%	0.03	0.03	0.02	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
MnO	%	0.07	0.06	0.07	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	57.260	45.985	36.215	16.954
LOI	%	0.8	2.2	8.2	15.6
Top/C	%	0.06	0.03	0.11	0.30
Top/S	%	0.01	<0.01	0.02	0.01
Toplam	%	99.89	99.91	99.91	99.93
Ni	ppm	636	880	1225	1912
Sc	ppm	4	5	3	4
Ba	ppm	2.7	5.7	42.3	2.9
Be	ppm	<1	<1	<1	<1
Co	ppm	52.0	53.9	61.6	77.2
Cs	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ga	ppm	6.8	14.8	3.7	1.7
Hf	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Nb	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	ppm	0.9	0.8	0.6	0.5
Sn	ppm	<1	<1	<1	<1
Sr	ppm	0.7	1.0	1.1	<0.5
Ta	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	ppm	0.1	0.1	<0.1	0.1
U	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
V	ppm	295	651	156	83
W	ppm	0.1	0.3	<0.1	0.1
Zr	ppm	0.6	<0.5	<0.5	<0.5
Mo	ppm	0.3	0.1	0.3	0.1
Cu	ppm	2.9	4.1	5.4	3.6
Pb	ppm	0.2	0.4	1.7	0.3
Zn	ppm	9	1	22	6
As	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	0.5
Cd	ppm	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
Sb	ppm	0.1	0.3	0.9	0.1
Bi	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	ppb	<0.5	<0.5	3.3	0.6
Hg	ppm	0.01	0.01	0.16	0.01
Tl	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	0.6
Y	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
La	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ce	ppm	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Pr	ppm	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Nd	ppm	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
Sm	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Eu	ppm	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Gd	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Tb	ppm	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Dy	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Ho	ppm	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Er	ppm	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03
Tm	ppm	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Yb	ppm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Lu	ppm	<0.01	<0.01	0.01	0.01

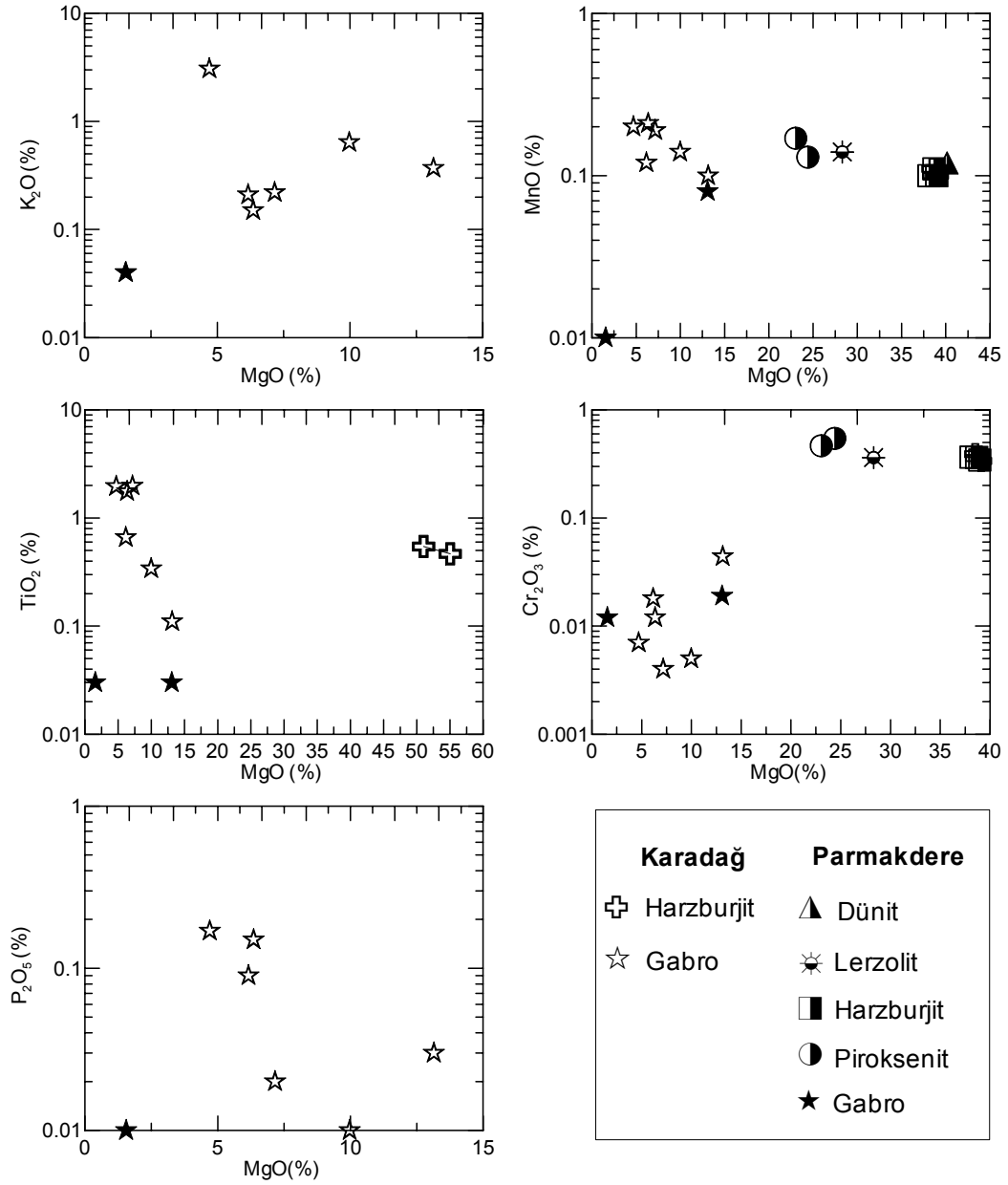
Her iki masifteki peridotit örneklerinin CaO içerikleri % 0.14-7.99, gabroyik kayaçların % 9.03-17.23 aralığındadır. Peridotitlerdeki bu durum genellikle plajiyoklasların yokluğu ile açıklanır. Bunu en iyi Parmakdere'de görmek mümkündür. Parmakdere masifi dünitlerinin CaO içeriği %0.14, harzburjitlerinin %0.18-0.61, lertzolitlerinin % 7.99, piroksenitlerinin % 11.43-16.74, gabrolarının 11.34-17.23'dür. Bu sürekli artan değişim birinci derecede plajiyoklas ve klinopiroksen varlığı ile açıklanır. Dünitlerden gabroyik kayaçlara doğru hem plajiyoklas oranı hem de klinopiroksen oranı artmaktadır. Ayrıca harzburjit ve lertzolitlerde ortopiroksenlerin kalsiyumca fakir oluşu da ayrı bir etken olarak değerlendirilir. Peridotitlerin kendi içerisinde de harzburjitlerden lertzolite doğru CaO içeriğinin artması klinopiroksenlerin varlığının benzer bir ispatıdır. Parmakdere'de CaO nun tersine MgO miktarları % olarak dünite 40.13, harzburjitte 38.10-38.97, lertzolitte 28.30, piroksenitlerde 23.04-24.40 aralığında değişim göstermesi ve genel anlamda toplam  $Fe_2O_3$ 'ün buna paralel bir dağılım sergilemesi, peridotitten piroksenitlere doğru olivin modal oranının azalmasıyla açıklanmıştır. Piroksenitlerden peridotitlere doğru artan MgO ve  $Fe_2O_3$  değeri artan olivin miktarıyla doğru orantılıdır. Diyagramlarda mafik kayaçların  $Fe_2O_3$  açısından geniş bir alanda dağılımı mafik mineral ve özellikle de piroksen içeriği ile ilişkilidir. Benzer özellikler iz elementlerin dağılımında da gözlenmiştir. Ni içeriği Parmakdere peridotitlerinde 541-2035 ppm, piroksenitlerde 354-357 ppm kadardır. Aynı kayaçların Co içerikleri de benzer şekilde dünitlerden piroksenitlere doğru azalır. Co değerleri dünite 115.6 ppm, harzburjitte 91.7-103.5 ppm, lertzolitte 86.5 ppm, piroksenitlerde 52.7-59.3 ppm kadardır. Ni ve Co'nun olivin içindeki ortalama dağılım katsayısı diğer ferromagnezyen minerallere oranla birkaç kat fazladır (Ni için  $K_{d_{ol}}$ ; 6-29,  $K_{d_{opx}}$ ; 5,  $K_{d_{cpx}}$ ; 1,5-14; Co için  $K_{d_{ol}}$ ; 6,6,  $K_{d_{opx}}$ ; 2-4,  $K_{d_{cpx}}$ ; 0,3-2, Rollinson, 1993 ). Bu nedenle Ni ve Co'nun toplam kayaç içindeki dağılımı, kayaç içindeki olivinin dağılımı ile ilişkilendirilmiştir (Olivin, modal olarak dünitte piroksenitlere doğru giderek azalır).

İnceleme alanlarındaki harzburjitlerin MgO içerikleri, ortalama manto peridotit değerleriyle kıyaslandığında ( MgO: % 35, Taylor & McClennan, 1985; MgO: % 37,8; McDonough & Sun, 1985) biraz yüksek değerler sunar. Bu da alterasyonun etkisi (serpantinleşme) ile silisin ve bazı alkalilerin ortamdaki uzaklaşmasına, dolayısıyla MgO'nun kayaçtaki oranının yükselmesine bağlanmıştır.

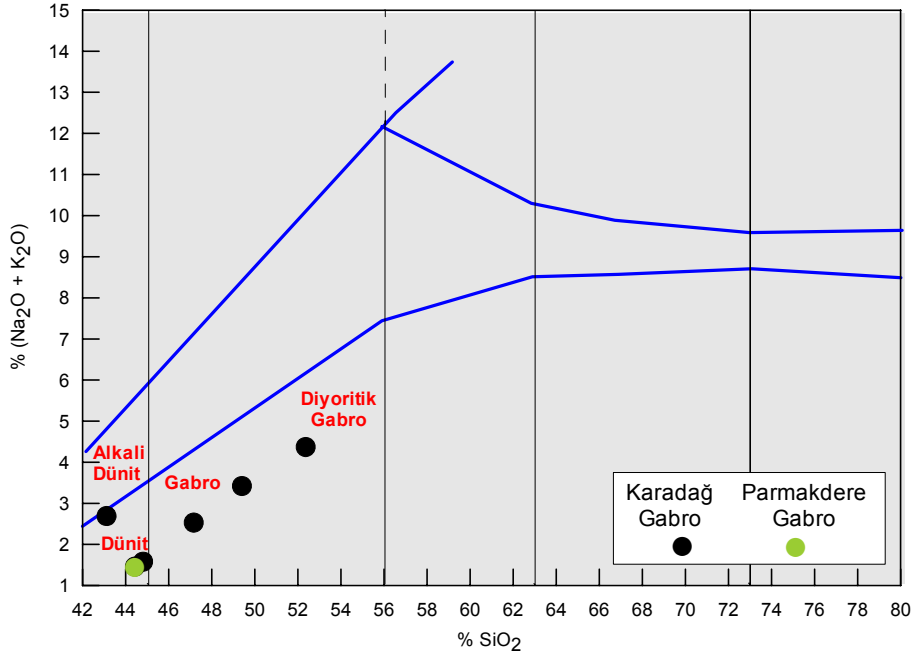




Şekil 30. Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait kayaçların (%) MgO bolluğuna göre SiO<sub>2</sub>, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değişim diyagramları



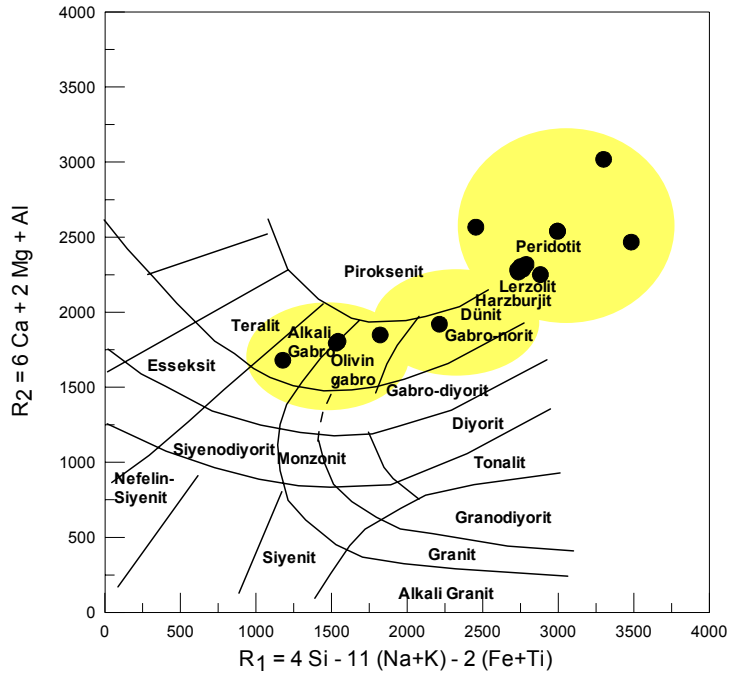
Şekil 31. Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait kayaçların (%) MgO bolluğuna göre K<sub>2</sub>O, MnO, TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> değişim diyagramları



Şekil 32. Her iki masife ait kayaçların Middlemost (1985) tarafından hazırlanan Toplam Alkali-SiO<sub>2</sub> diyagramındaki konumları

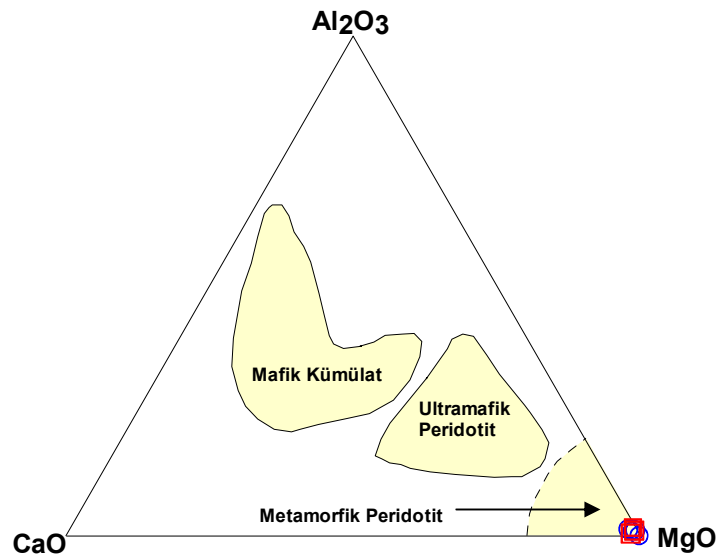
Alterasyon kayacın kimyasal bileşimini önemli ölçüde etkiler. Özellikle alkali değerlerinde bir artma gözlenebilir. Ancak ultramafik kayaçlarda gözlenen alkali değeri düşüktür. Bu da tablodaki analiz değerlerinin orijinal bileşimdeki değerleri yansıttığını gösterir. Middlemost (1985) tarafından hazırlanan toplam Alkali-SiO<sub>2</sub> diyagramında ultramafitler diyagrama düşmezken gabroyik kayaçların toplam alkali değeri beklenildiği gibi ultramafik kayaçların toplam alkali değerinden çok yüksektir (Şekil 32).

Her iki masifi temsil eden peridotit, piroksenit ve gabroyik kayaçların R1 ve R2 (R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) ve R2=6 Ca+2Mg+Al) diyagramında belli bir yönseme gösterdikleri, aynı bir mantonun fakat değişik oranlarda fraksiyonlaşma ürünü oldukları görülmektedir (Şekil 33). Peridotitlerin tüketilip kalıntı kısmı temsil etmeleri yanında, gabroyik kayaçların ayrılan ve yükselen malzemenin en azından bir bölümünü karşıladıkları anlaşılmaktadır (Batchelor ve Bowden, 1985).



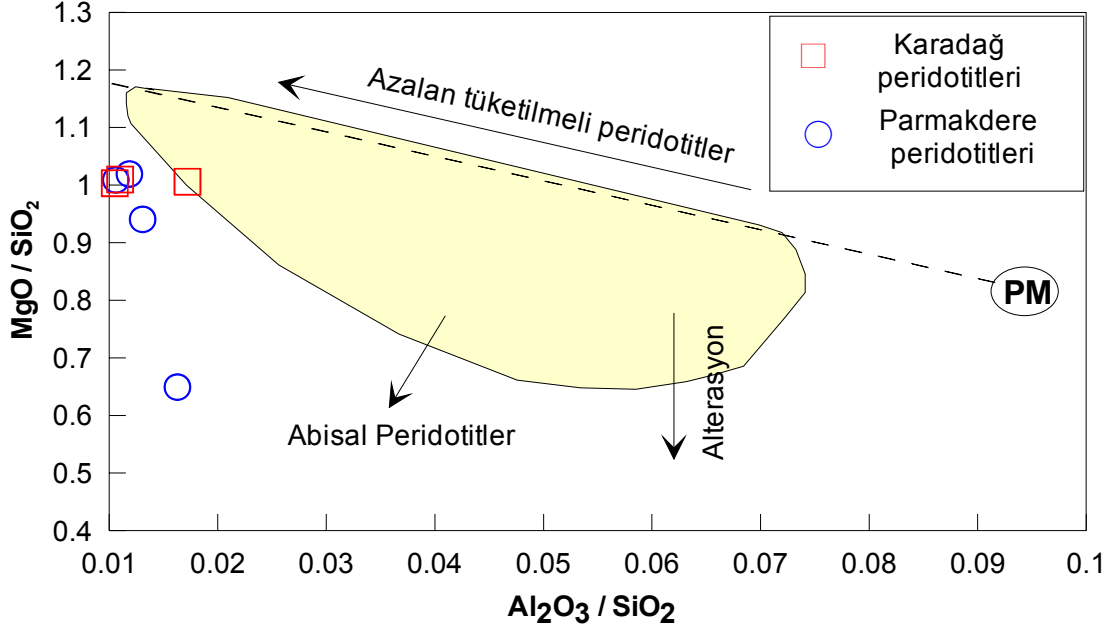
Şekil 33. Batchelor ve Bowden (1985)'e göre tüm ultramafitlerin diyagramdaki konumları

Coleman (1977) ultramafik kayaçları sınıflandırmak için  $Al_2O_3$ - $MgO$ - $CaO$  uç üyelerinden oluşan üçgen diyagramı (Şekil 34) kullanmıştır. Masiflere ait ultramafitler bu diyagram üzerinde tektonit ultramafik (alpin tipi ultramafitler) özelliğinde ve bu özelliğin arazi ve mikroskopik gözlemlerle de uyum içinde olduğu görülmektedir.



Şekil 34. Masiflere ait ultramafik kayaçların  $Al_2O_3$  -  $MgO$  - $CaO$  üçgen diyagramındaki yeri (Coleman 1977)

İnceleme alanlarındaki ultramafitlerin  $Al_2O_3/SiO_2$  ve  $MgO/SiO_2$  oranlarının karşılaştırma diyagramında bunların tüketilmiş olduklarının yanında alterasyondan etkilenmiş oldukları da görülmektedir (Şekil 35). Aynı diyagramda Karadağ ve Parmakdere peridotitlerinin abisal peridotitlere yakın ancak tamamen abisal karakter sunmadıkları, onlara nazaran  $Al_2O_3$  bakımından fakirleştikleri, yani tüketilmiş oldukları görülmektedir.



Şekil 35. İnceleme alanlarındaki peridotitik örneklerin  $Al_2O_3/SiO_2$  ve  $MgO/SiO_2$  oranı değişim diyagramı, abisal peridotit alanı Baker ve Beckett, (1999); Niu, (1997) ve Snow ve Dick, (1995)'den alınmıştır. PM: Primitif Mantol (ilksel manto)

#### 3.4.1.1.2. Kromitit Jeokimyası

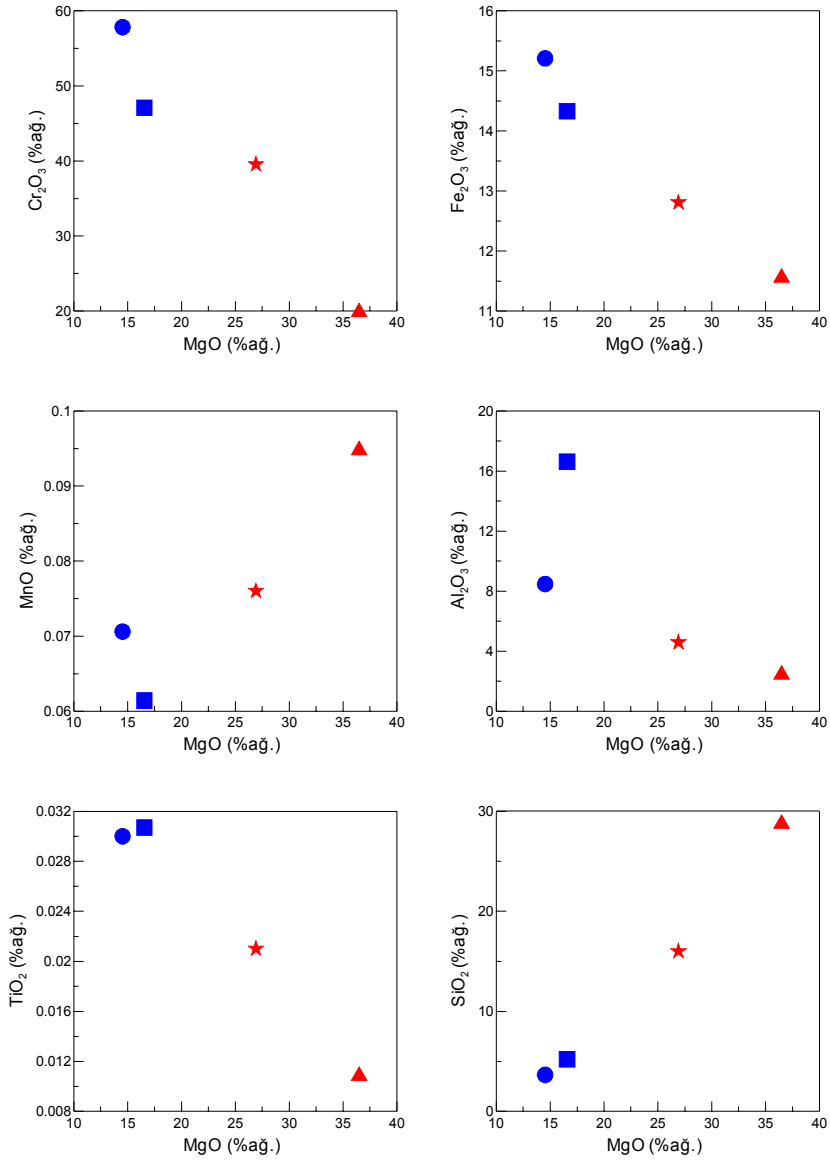
Karadağ ve Parmakdere masiflerinin ultramafik kayaçları içinde küçük stoklar şeklinde bulunan kromitlere ait toplam 4 adet kromitit kayaç örneğinden toplam kayaç, iz element ve NTE analizi yapılmış olup kimyasal veriler Tablo 6'da sunulmuştur.

Karadağ ve Parmakdere kromititlerinin ana oksit diyagramlarındaki dağılımları Şekil 36'da sunulmuştur. Buna göre her iki bölgeye ait örneklerde  $MgO$ 'e karşı  $MnO$ ,  $SiO_2$ ,  $Ni$ ,  $Co$  diyagramlarında pozitif bir değişimin,  $MgO$ 'e karşı  $Cr_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  ve  $V$  arasında da negatif bir ilişkinin olduğu açıkça söylenebilir. Bu her iki pozitif ve negatif çizgisel dağılımın kromit ve olivin kristal kimyasından kaynaklandığı söylenilebilir.  $Cr_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  ve  $V$ , kromitit içerisinde yüksek yoğunluklu olarak bulunmaktadır. Başta  $MgO$

olmak üzere, MnO, SiO<sub>2</sub>, Ni, Co ise olivin içerisinde yoğunlaşmıştır. Kromititin tenörüne bağlı olarak içerisinde olivinin artması ile kromit mineral oranı azalacağından kromitit toplam kayacında bu iki bileşen arasında ters ilişki gözlemlenmiştir.

Her iki masife ait kromititlerin toplam kayaç Mg#’na karşı Cr# jenetik ayırım diyagramında ofiyolitik kromititler alanına düştükleri, ayrıca iki kromitit örneğinin boninitik magma ile ilişkili alanda yer aldıkları görülmüştür (Şekil 37 a )

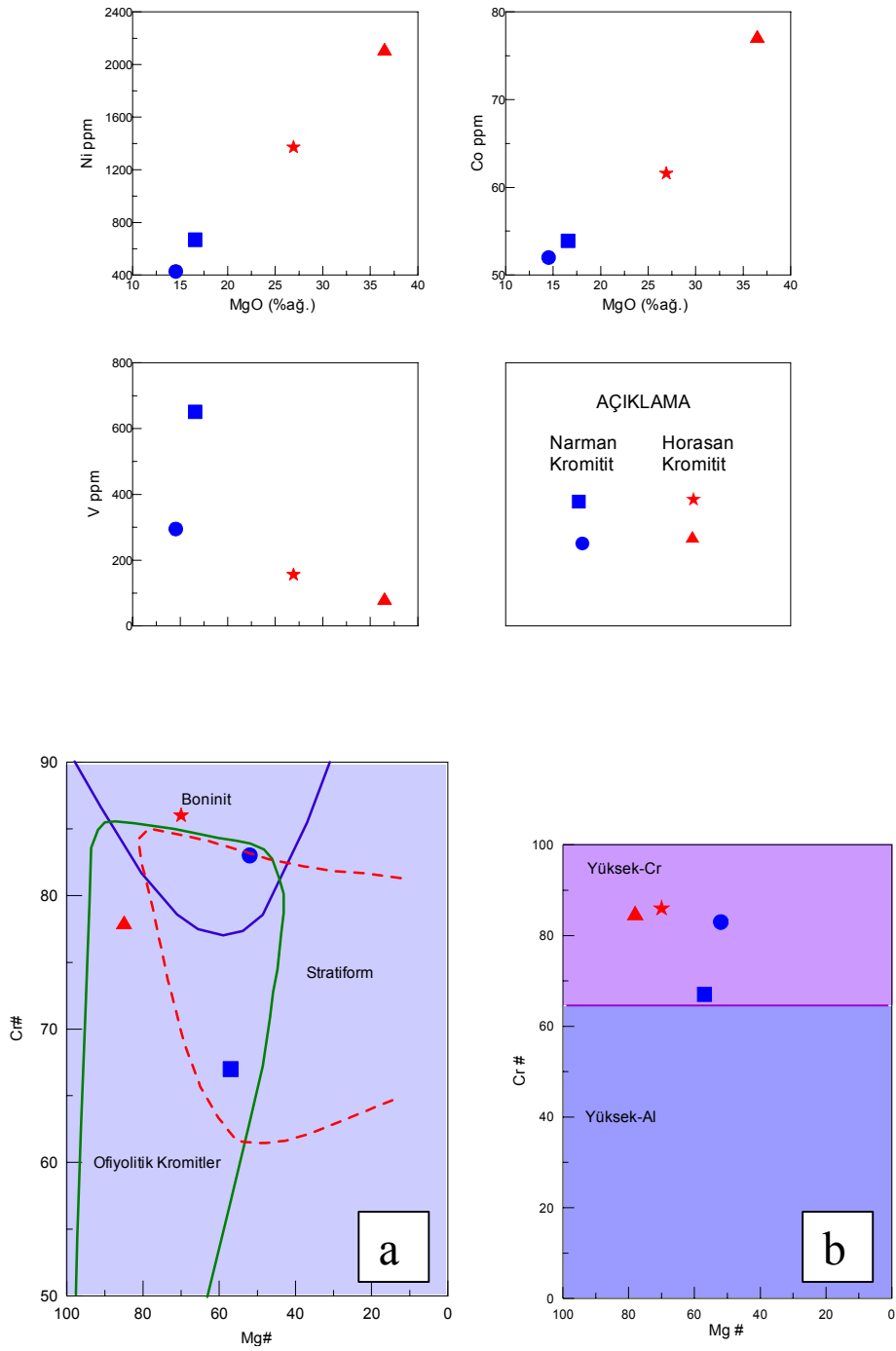
Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait kromititlerin toplam kayaç Mg# ya karşı Cr# sınıflandırma diyagramında yüksek kromlu kromitit oldukları (sınır değer Cr# 65 ) belirlenmiştir (Şekil 37 b).



Şekil 36. Karadağ ve Parmakdere ultramafik-mafik masiflerine ait kromitlerin MgO'e karşı değişim grafikleri



Şekil 36'nin devamı



Şekil 37. Karadağ ve Parmakdere kromititlerinin toplam kayaç Mg#-Cr# jenetik ayırım diyagramları (a: Ofiyolitik Kromit alanı Leblanc (1987), Leblanc ve Nicolas (1982), Boninit alanı Bloomer ve Hawkins (1987); b: Zhou ve Bai (1992))

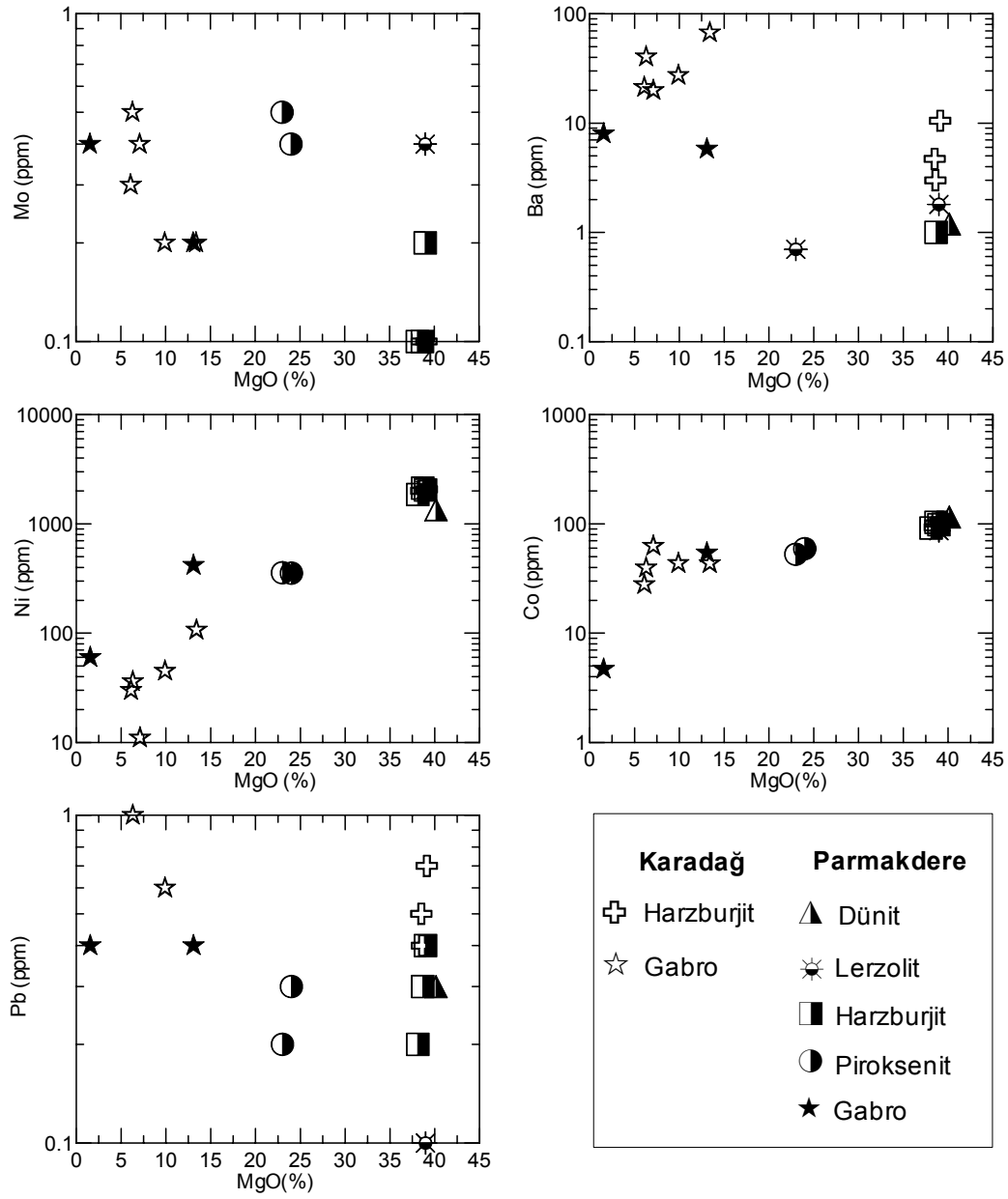
### 3.4.1.2. İz Element ve Nadir Toprak Element (NTE) Jeokimyası

Her iki masife ait kayaçların MgO'e karşı iz ve nadir toprak element değişim grafikleri Şekil 38'de sunulmuştur. MgO ile Ni, Co arasındaki ilişkinin pozitif, MgO'e karşı Th, Cs, Ba, Mo, Pb, Zn, Au, Hg arasında belirsiz bir ilişkinin olduğu gözlenmiştir. Ancak, MgO'e karşılık diğer iz ve özellikle nadir toprak elementler arasında (Th, Ga, La, Ce, Pr, Nd, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Tb, Lu) negatif bir ilişkinin olduğu söylenilebilir. Bu durumun özellikle gabroyik kayaçlardaki plajiyoklas ve klinopiroksenlere bağlamak mantıklı görülmüştür. Nadir toprak elementlerin plajiyoklas içindeki dağılım katsayıları, ferromagnezyen minerallere oranla birkaç kat fazladır (Rollinson, 1993 ).

Nadir toprak elementlerin alterasyon ve metamorfizmadan etkilenmedikleri, bu yüzden jeokimyasal yorumlamalarda sıklıkla kullanıldıkları görülmektedir. Buna rağmen zaman zaman az da olsa özellikle alterasyondan etkilendikleri, az da olsa hareketlendikleri konusunda görüşler vardır. NTE' lerin manto birincil mineralleri olan olivin, otopiroksen, klinopiroksen ve kromit içindeki dağılım katsayıları son derece düşüktür ( $Kd_{ol}$ ; 0,01-0,05  $Kd_{opx}$  ; 0,005-0,02,  $Kd_{cpx}$  ; 0,07-0,7,  $Kd_{cr}$  ;0,006-0,1, Irving, 1978). Bu yüzden, kısmi ergime sırasında NTE' ler kristal fazdan ziyade ergiyik fazı tercih ederler. Ofiyolitik kayaçlara ait peridotitlerde NTE' ler çok düşük değerlere sahip olup konveks dağılım sergilerler. Bununla birlikte yitim ile ilişkili olanlarda (SSZ) dağılım çok değişken olabilmektedir (McDonough ve Frey, 1989).

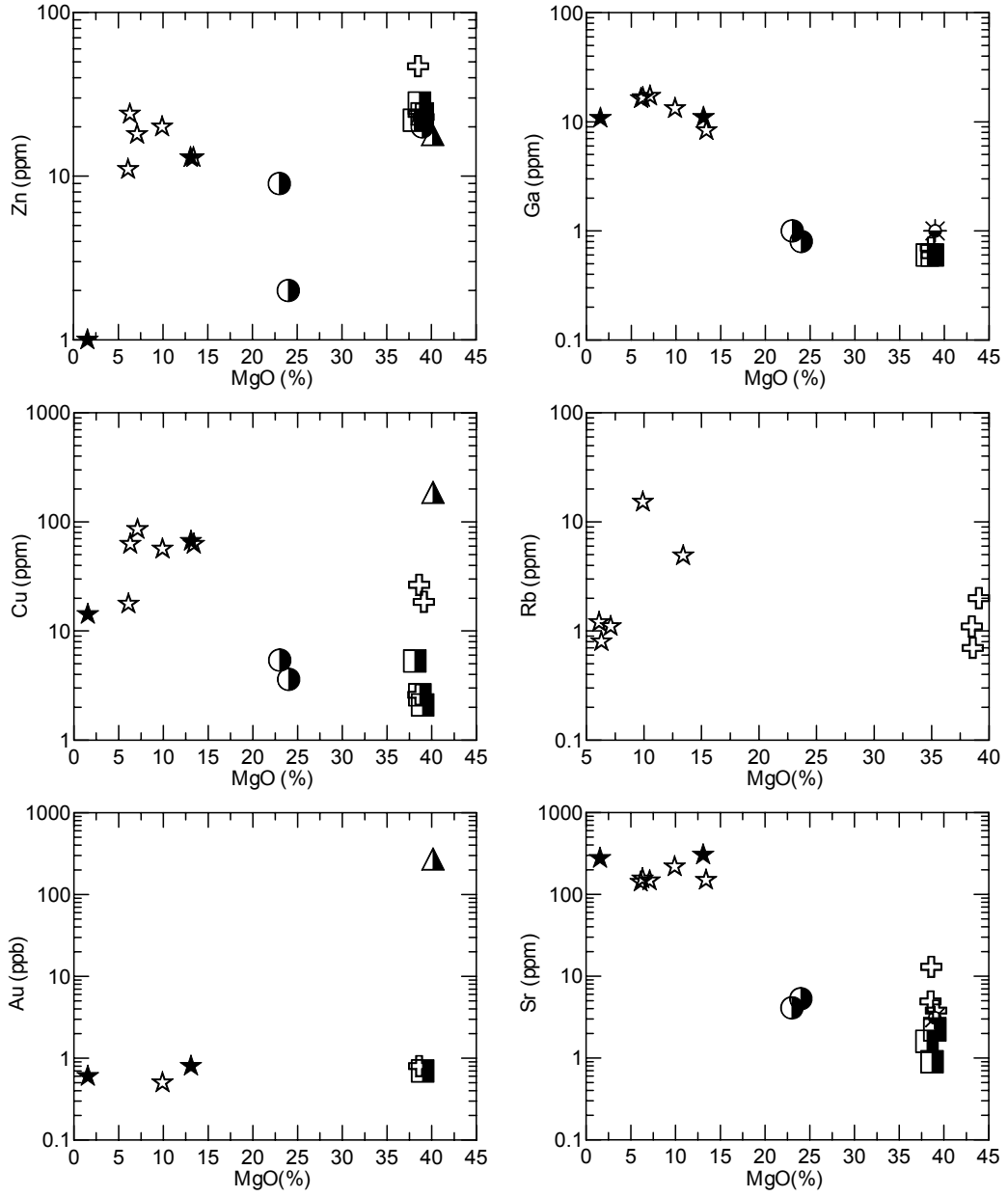
Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait peridotit, piroksenit ve gabroyik kayaçların nadir toprak element (NTE) analiz değerleri Tablo 4 ve 5'de verilmiştir. Gabroyik kayaçların kondrite göre (C1 kondrit verileri-Sun ve McDonough (1981)) normalize edilmiş değerleri Şekil 39 a'da, ilksel mantoya oranlanmış (PM, McDonough vd., 1992) değerleri de Şekil 39 b'de sunulmuştur. Kondrite normalize edilmiş tüm gabroyik kayaçlar 1,0 in altında, geri kalan gabroyik kayaçlar ise 1,0 in üzerinde orana sahiptir.

Parmakdere içerisindeki gabroyik kayaçlar Karadağ'dakilere oranla ferromagnezyen mineral açısından daha zengindir.

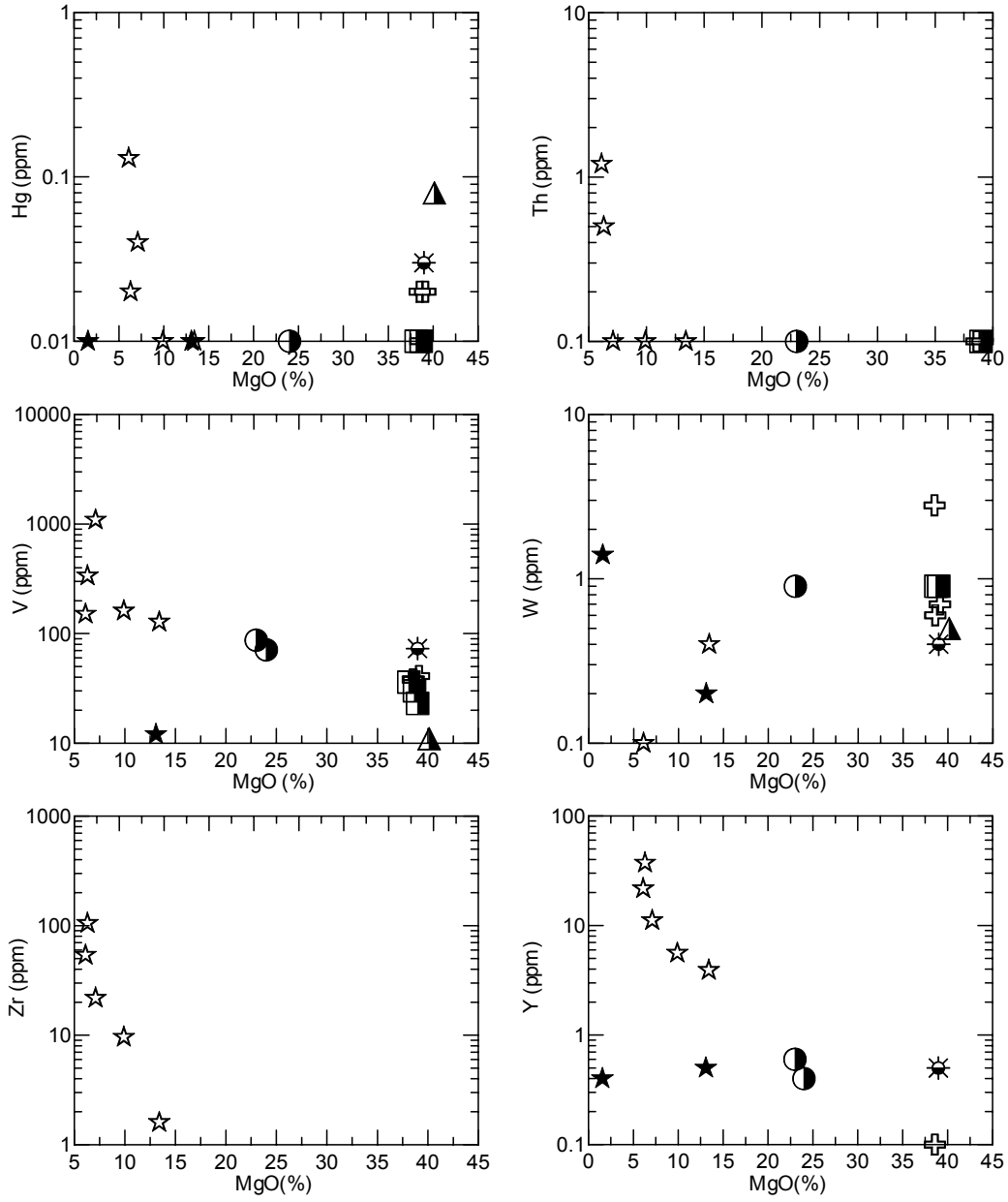


Şekil 38. Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait kayaçların MgO'ye karşı iz ve nadir toprak element değişim grafikleri

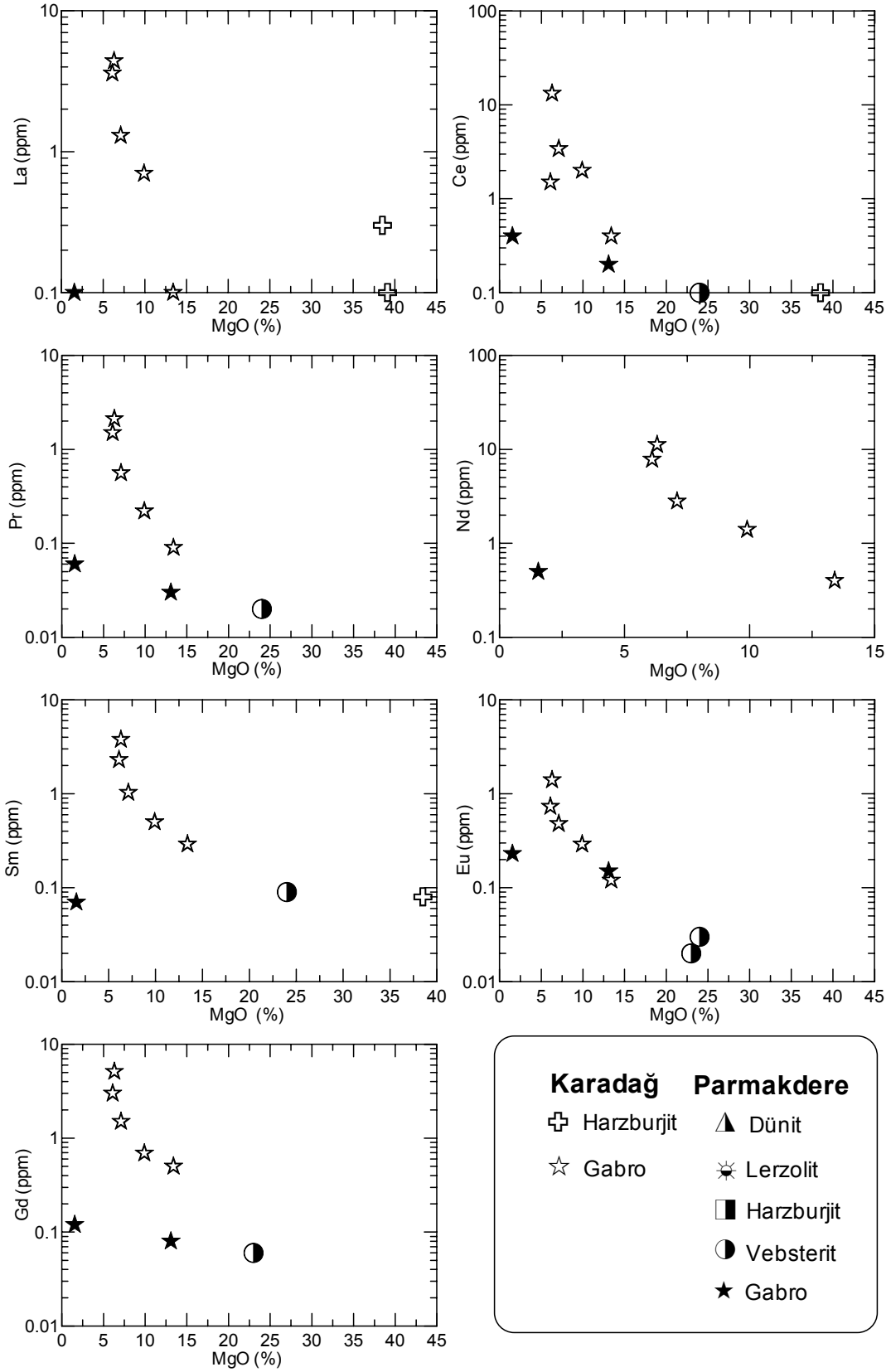
Şekil 38'in devamı



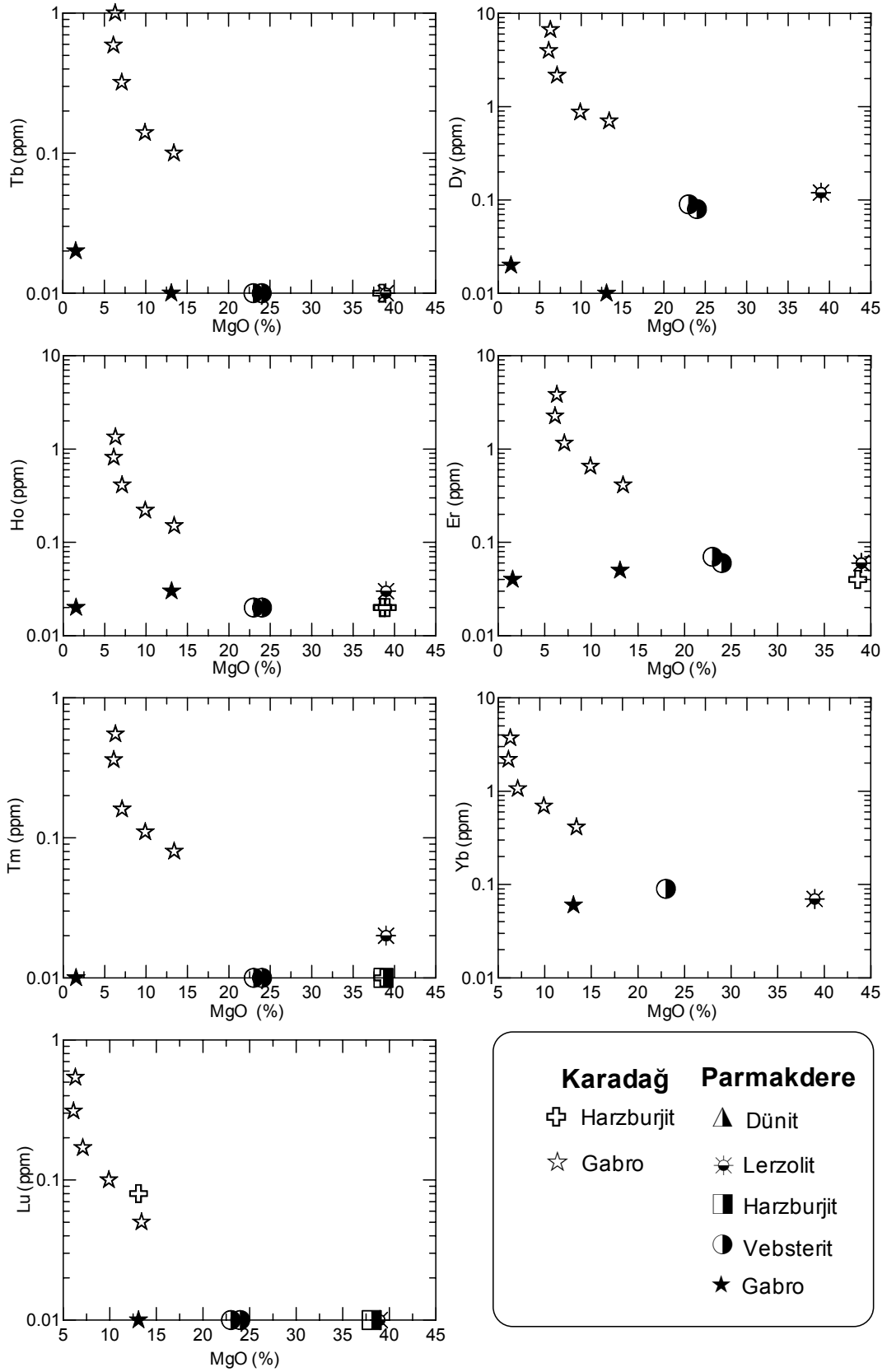
Şekil 38'in devamı



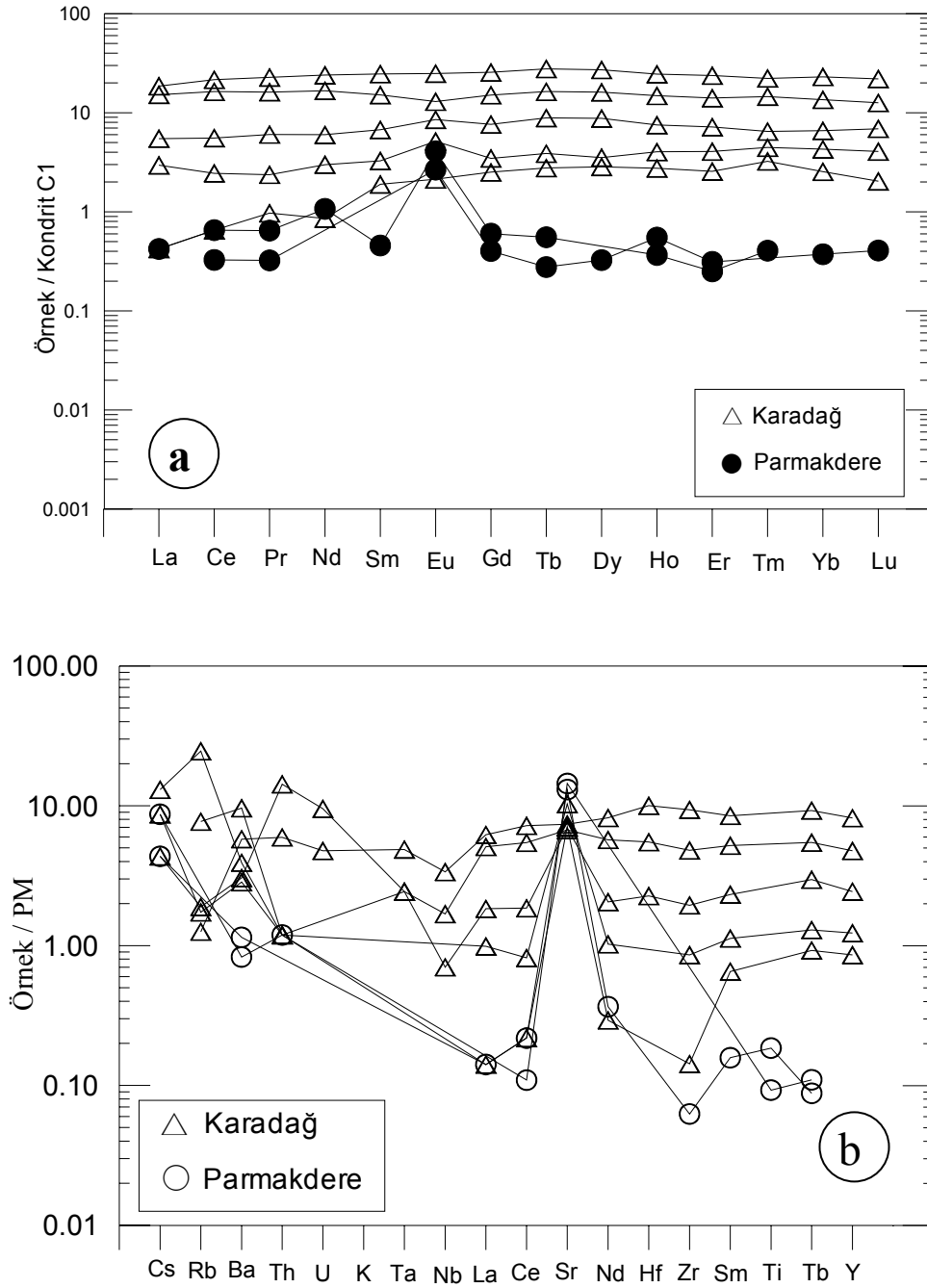
Şekil 38'in devamı



Şekil 38'in devamı







Şekil 39. Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait gabroyik kayaların C1 kondrit (a) ve ilksel mantoya (primitive mantle, PM) (b) oranlanmış iz ve NTE dağılımları

### 3.4.1.3. Platin Grubu Elementlerin (PGE) Genel Jeokimyasal Özellikleri

#### 3.4.1.3.1. Giriş

Elementler, yoğunlaştıkları ve duyarlılık gösterdikleri fazlara göre Norveçli jeokimyacı V.M. Goldschmidt tarafından litofil, siderofil, kalkofil ve atmofil olmak üzere dört gruba ayrılmıştır. Platin grubu elementler (PGE) siderofil grubu element olup, dünyanın ilk oluşumu sırasında çekirdek ve mantoda yoğunlaşmışlardır. PGE'lerin bu özelliğinden dolayı kabuktaki klark (konsantrasyon) değerleri oldukça düşük olup genellikle dedeksiyon limitinin altında görülürler (Garuti vd., 1997). Platin grubu elementlerinin kabuktaki konsantrasyonlarının çok düşük olması nedeniyle, genellikle çeşitli minerallerin yapısında ve diğer elementlerin yerini alarak, kısmen de doğada nabit halde bulunurlar (Gökçe, 1995).

Platin Grubu Elementler platin (Pt), iridyum (Ir), rodyum (Rh), osmiyum (Os), paladyum (Pd) ve rutenyum (Ru)'dan oluşurlar. PGE'lerin tümü geçiş metallere ait olup periyodik cetvelin d blokunda (8, 9 ve 10. grupta, 5 ve 6. periyotlarda) yer alırlar. Hemen hemen aynı fiziksel özelliklere sahiptirler.

PGE'ler bulunma şekillerine göre İridyum grubu-IPGE (Osmiyum, İridyum, Rutenyum) ve Paladyum Grubu-PPGE (Platin, Paladyum, Rodyum) olmak üzere iki ayrı gruba ayrılırlar (Rollinson, 1993). IPGE ve PPGE'ler birbirinden oldukça farklı davranış sergilerler. IPGE'lerin erime sıcaklığı 2310 ile 3045 °C arasında, PPGE'lerinki ise 1552 ile 1966°C arasında değişir (Barnes vd., 1985). Düşük ergime sıcaklığına sahip PPGE'lere göre IPGE'ler daha refrakter ve daha uyumludurlar. PGE'lerin petrolojik işlev sırasındaki bu özgün jeokimyasal davranışları fraksiyonlaşma indeksi olarak bilinen Pd/Ir oranı ile belirtilir (Garuti vd., 1997).

Birçok yazar (Crocket, (1979, 1981); Barnes vd., (1985); Edwards, (1990); Peck vd., (1992); Keays, (1995) kromit içindeki PGE'lerin birincil oluşumları konusunda hemfikir olup IPGE'lerin magmanın ilk kristallenme safhasında ayrıldıklarına, buna karşın PPGE'lerin ise çoğunlukla artık silikat magmada kaldığını savunurlar. IPGE'ler kromit oluşumu sırasında katı fazda kalmalarına karşın, PPGE'ler bu fraksiyonlaşma sırasında uyumsuz olarak davranırlar.

Meteoritlerde PGE içeriklerini belirlemek amacıyla birçok çalışma yapılmış ve içeriklerin 0,1-100 ppm arasında yüksek konsantrasyonlara sahip olduğu belirlenmiştir (Crocket, 1978). Toplam PGE içerdiği olarak demirli meteoritlerin 1-10 ppm, kondritlerin 0,1-2 ppm ve akondritlerin ise 1-100 ppm aralığında konsantrasyona sahip olduğu bilinmektedir (Crocket,

1978). Akondritlerin PGE içerikleri sadece ultramafik kayaların PGE içeriklerine benzerlik gösterir.

### 3.4.1.3.2. Karadağ ve Parmakdere Kromitlerinin Platin Grubu Element Jeokimyası

Bu çalışmada her iki peridotit masifine ait kromitit örneklerinde PGE incelemesi yapılmıştır. 4 adet Karadağ ve 5 adet Parmakdere olmak üzere 9 adet kromitit örneğinin PGE analizi Genalysis Jeokimya laboratuvarında (Avusturalya) yapılmıştır. Analiz sonuçları ve ilişkili değerler Tablo 7’ de verilmiştir. C1 kondrit değerleri Naldrett ve Duke(1980)’den alınmıştır.

Tablo 7. İnceleme alanı kromititlerine ait tüm kayaç PGE bollukları ve ilişkili değerler

YER	Element Birim Kondrit C1	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Pd/Ir	Pt/Ir	Σ IPGE	Σ PPGE	Σ PGE	Σ IPGE/ Σ PPGE	Ru <sub>N</sub> #	Os <sub>N</sub> #	Ir <sub>N</sub> #	Pt/Pt*
		ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb										
SARIKAMIŞ	Sar-11	30	35	84	20	18	14	21	0,40	0,51	149	52	201	2,87	0,50	0,24	0,26	0,35
	Sar-12	37	41	77	16	13	7	29	0,17	0,32	155	36	191	4,31	0,43	0,28	0,29	0,40
	Sar-2	41	41	86	15	8	8	12	0,20	0,20	168	31	199	5,42	0,44	0,28	0,27	0,24
	Sar-3	26	24	69	18	11	6	x	0,25	0,46	119	35	154	3,40	0,51	0,26	0,23	0,34
	Sar-4	29	33	85	21	21	13	13	0,39	0,64	147	55	202	2,67	0,51	0,23	0,25	0,41
NARMAN	Nar-11	7	10	42	8	5	9	17	0,90	0,50	59	22	81	2,68	0,65	0,15	0,20	0,19
	Nar-12	9	11	39	7	6	8	8	0,73	0,55	59	21	80	2,81	0,60	0,19	0,22	0,26
	Nar-21	52	34	62	5	5	7	x	0,21	0,15	148	17	165	8,71	0,35	0,40	0,25	0,27
	Nar-22	73	47	105	4	6	10	x	0,21	0,13	225	20	245	11,25	0,40	0,37	0,23	0,31
Sarikamiş ortalama		32,6	34,8	80,2	18	14,2	9,6	15	0,28	0,42	147,6	41,80	189,4	3,53	0,48	0,26	0,26	0,35
Narman ortalama		35,3	25,5	62	6	5,5	8,5	12,5	0,51	0,33	122,75	20,00	142,75	6,14	0,50	0,28	0,22	0,26
Genel Ortalama		33,8	30,7	72,1	12,7	10,3	9,11	16,7	0,38	0,38	136,56	32,11	168,67	4,90	0,49	0,27	0,24	0,31

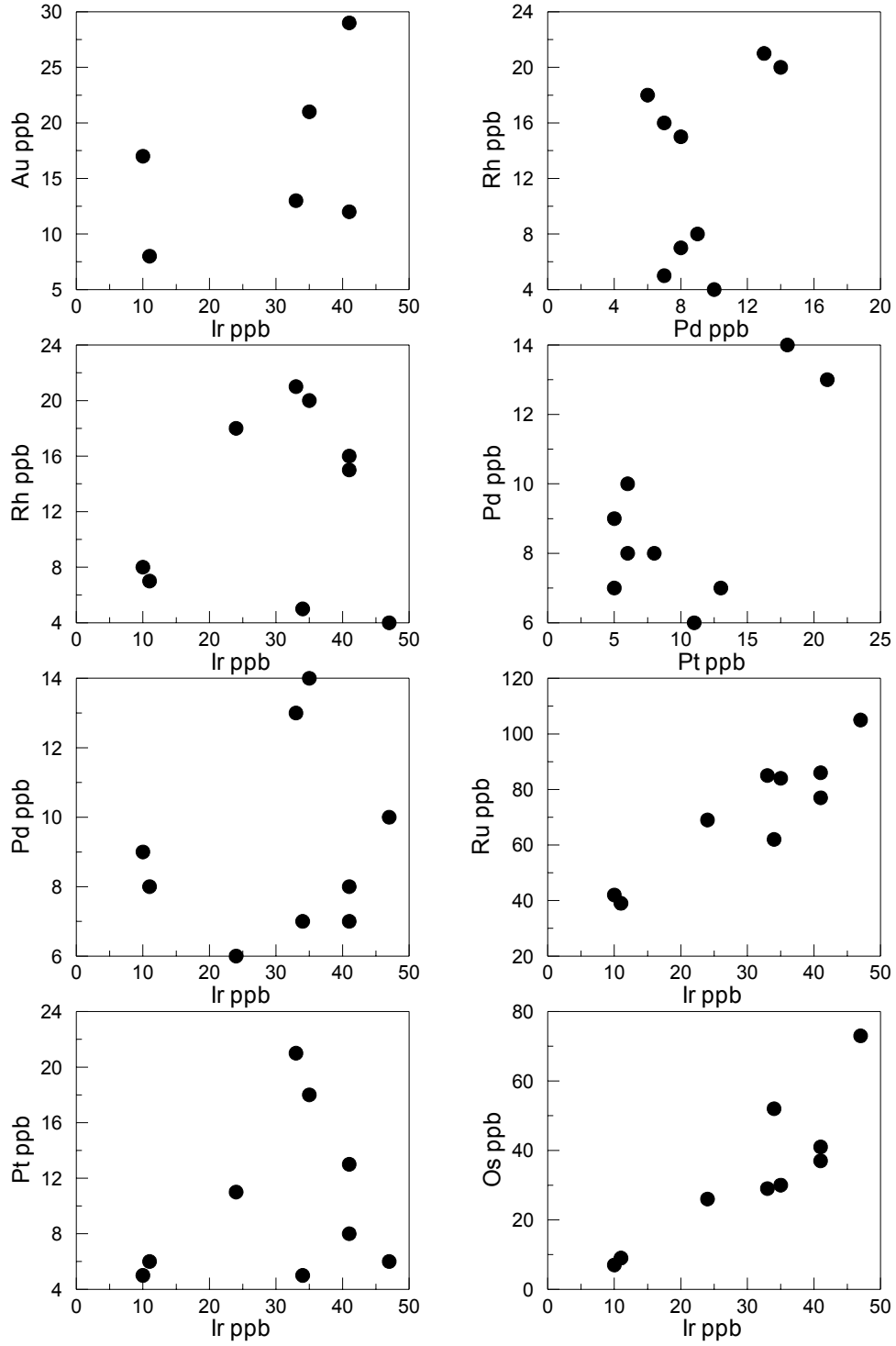
Parmakdere masifindeki kromititlerin PGE içerikleri oldukça üniform bir dağılım sergiler. Kromititlerin PGE içerikleri Os; 26-41 ppb , Ir; 24-41 ppb, Pt; 8-21 ppb, Ru; 69-86 ppb, Rh; 15-21 ppb, Pd; 6-14 ppb dir. Ortalama değer olarak Os,33 ppb, Ir; 35 ppb, Pt; 14 ppb, Ru; 80 ppb, Rh; 18 ppb, Pd; 10 ppb dir. Parmakdere masifindeki kromititlerin toplam PGE (Os+Ir+Ru+Rh+Pt+Pd) içerikleri 154 ila 202 ppb arasında olup, ortalama toplam PGE değeri 189.4 ppb dir.

Karadağ masifindeki kromititlerin PGE içerikleri de Parmakdere’deki gibi kendi içlerinde oldukça üniform bir dağılım sergiler. Kromititlerin PGE içerikleri Os; 7-53 ppb, Ir; 10-47 ppb, Pt; 5-6 ppb, Ru; 39-105 ppb, Rh; 4-8 ppb, Pd; 7-10 ppb dir. Ortalama değer olarak Os,35 ppb, Ir; 26 ppb, Pt; 5,5 ppb, Ru; 62 ppb, Rh; 6 ppb, Pd; 8,5 ppb dir. Karadağ masifindeki

kromititlerin toplam PGE (Os+Ir+Ru+Rh+Pt+Pd) içerikleri 80 ile 245 ppb arasında olup, ortalama toplam PGE değeri 142,75 ppb dir. Her iki bölgeye ait kromititlerin ortalama PGE içerikleri Os: 34 , Ir: 31, Ru: 72, Rh: 13, Pt: 10.3, Pd: 9.1 ppb' dir. Toplam PGE içerikleri ise 168.67 ppb' dir. Kromititlerin ortalama Au içerikleri 17 ppb' dir.

Parmakdere ve Karadağ kromititlerinin IPGE içerikleri birbirine yakın değerler sunar. Parmakdere kromititlerinin ortalama IPGE değeri 148 ppb, Karadağ kromititlerinin ortalama IPGE değeri ise 123 ppb dir. Ancak Sarıkamış ve Narman kromititleri PPGE içeriği açısından birbirinden biraz farklılıklar sunarlar. Parmakdere kromititlerinin ortalama PPGE içerikleri 42 ppb olup, Karadağ kromititlerinin (20 ppb) ortalama iki katıdır. Parmakdere kromititleri özellikle Pt ve Rh açısından Karadağ kromititlerine oranla ortalama 3 kat daha zengindir. Tüm bunlara rağmen Karadağ ve Parmakdere kromititleri Alpin tip kromititlerinin genel jeokimyasal karakterini sergileyip, PGE bakımından zengin Ural-Alaskan tip kromititlerden ayrılırlar.

Her iki masife ait kromititler Os, Ir, Ru'ca zenginleşmişken Rh, Pt ve Pd'ca fakirleşmiştir. Kromititlerdeki PGE'lerin birbirlerine göre olan davranışlarını belirlemek amacıyla aynı grafik üzerinde gösterilmişlerdir (Şekil 40). Bu grafiklere göre özellikle Ir-Os, Ir-Ru, Pt-Pd arasında pozitif iyi ilişki mevcuttur.

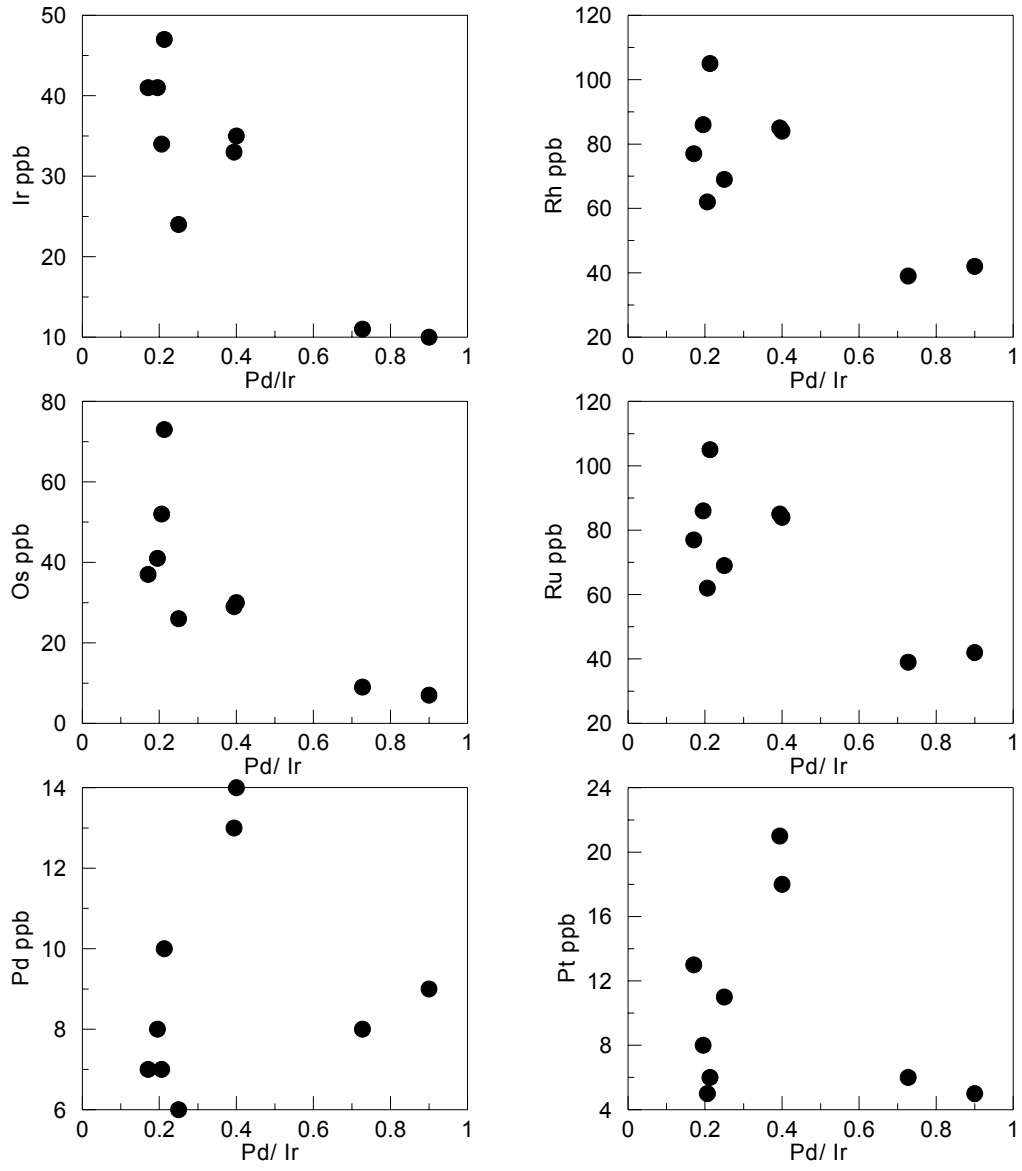


Şekil 40. İnceleme alanlarına ait kromitlerdeki platin grubu elementlerin değişim grafikleri

IPGE ve PPGE'ler birbirinden oldukça farklı davranış sergiler. Düşük ergime sıcaklığına sahip PPGE' lere göre IPGE'ler daha refrakter (kısmi ergime sırasında katı fazı daha fazla tercih edici) ve daha uyumludurlar. PGE'lerin petrolojik süreçler sırasındaki bu özgün jeokimyasal davranışları fraksiyonlaşma indeksi olarak bilinen Pd/Ir oranı ile belirtilir (Garuti vd., 1997). Pd ve Ir elementleri astenosfer ve C1 kondrit içinde aynı ölçüde konsantre olduklarından fraksiyonlaşmamış magmanın Pd/Ir oranının 1 veya 1'e yakın olması gerekir. Pd/Ir fraksiyonlaşma indeksi, magmatik fraksiyonlaşma (ayrışma) süreçlerinde farklılaşmanın derecesine bağlı olarak artar. Dolayısı ile kalıntı manto malzeme içindeki bu oran, kısmi ergimenin artan dereciyle ters bağıntılı olarak azalma gösterir.

İnceleme alanlarına ait kromititlerin ortalama Pd/Ir oranları homojen olmamakla beraber 1,0 in altındadır (0,2-0,9). Parmakdere bölgesi kromititlerinde Pd/Ir oranı 0,17 ila 0,40 arasında (ortalama 0,28) iken, Karadağ bölgesi kromititlerinde bu oran 0,21 ila 0,90 aralığında (ortalama 0,51) değişim gösterir. Dolayısı ile Karadağ peridotitlerinin Parmakdere peridotitlerine oranla biraz daha fazla fraksiyonlaşmış olduğunu söylemek mümkündür.

Kromititlerin PGE değerleri ile Pd/Ir oranları karşılaştırılmıştır. Pd/Ir oranına karşılık Ir , Os ve Ru değerlerinde negatif ancak iyi bir ilişki mevcuttur (Şekil 41). Bu üç elementin (IPGE) birbirleri ile doğrusal fakat negatif ilişkisi kromitit içinde laurit ( $\text{Ru}(\text{OsIr})\text{S}_2$ ) cinsi platin grubu mineralin (PGM) olabileceğini gösterir. Pd/Ir ile diğer PGE'leri arasında ise ilişki belirlenememiştir. Dolayısı ile IPGE grubu elementler ile Pt/Ir arasında doğrusal negatif bir ilişki mevcut iken aynı ilişkiyi PPGE arasında görmek mümkün değildir. Kromititlere ait tüm kayaç iz element değerleri ile PGE'ler arasında da zaman zaman pozitif ilişkinin varlığı gözlenmiştir (Şekil 41). Buna göre PGE grafikleri her iki alan içinde benzerlikler göstermektedir. Çizilen grafiklerde PGE'lerin dizini IPGE'den PPGE'lere, başka bir deyişle PGE içinde yüksek ergime sıcaklığından düşük ergime sıcaklığına doğru bir sıralanmayı ifade etmektedir. İnceleme alanlarına ait kromititlerin  $\Sigma\text{IPGE}$  içerikleri ortalama 136.56 ppb iken  $\Sigma\text{PPGE}$  içerikler 32,11 ppb'dir.  $\Sigma\text{IPGE}/\Sigma\text{PPGE}$  oranı ise 2.67-11.25 arasında değişmektedir. Dolayısıyla her iki grup arasında negatif bir trend gözlenecektir.

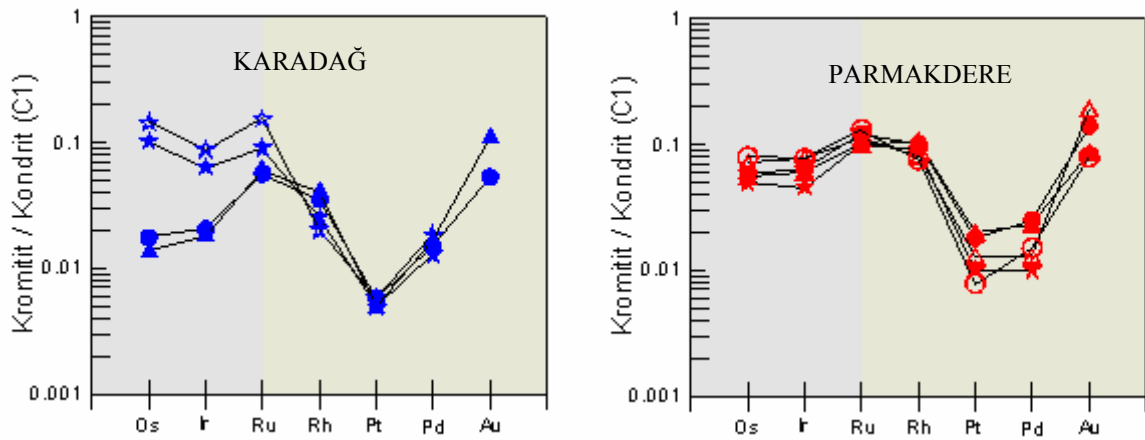


Şekil 41. İnceleme alanlarına ait kromititlerdeki Pd/Ir'a göre çeşitli elementlerin korelasyon grafikleri



IPGE'ler içinde en fazla bulunan element Ru'dur.  $Ru_N \#$  ( $Ru_N\#$ :  $Ru_N / (Ru_N + Os_N + Ir_N)$ ) ortalama değeri 0.49'dur.  $Os_N\#$  ( $Os_N\#$ :  $Os_N / (Ru_N + Os_N + Ir_N)$ ) ortalama değeri 0.27'dir.  $Ir_N\#$  ( $Ir_N\#$ :  $Ir_N / (Ru_N + Os_N + Ir_N)$ ) ortalama değeri 0.24'dür.

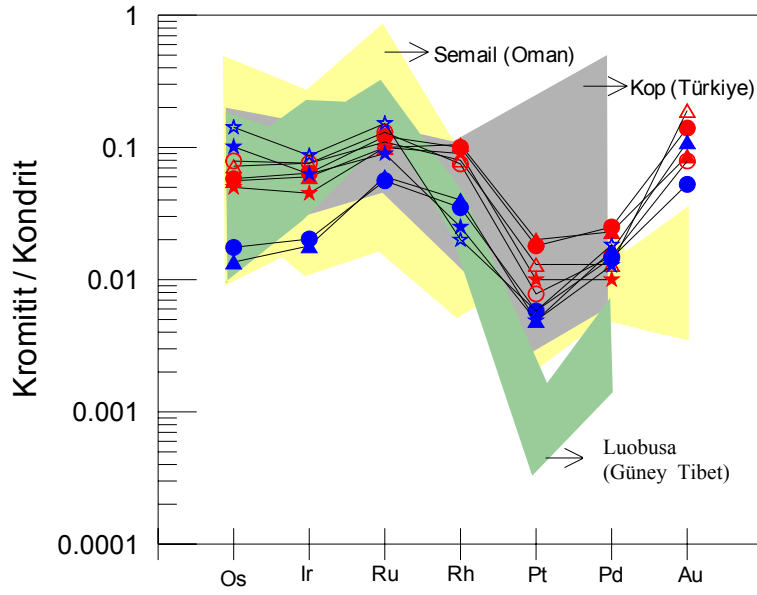
Kromitlerin PGE içeriklerinin C1 kondritine göre normalleştirilmiş değerleri 1' in altındadır (0,2 den küçük). Bu durum manto malzemesinin nispeten farklılaşmamış olduğunu gösterir. Kondrite göre normaleştirilen bu grafiklerde Os'dan Ru'a doğru yatay veya hafif pozitif, Ru'dan Pt'e doğru keskin bir negatif, Pt'den Pd ve Au'a doğru da pozitif bir trend görülmüştür (V şekilli) (Şekil 42). Kromitlerin bu V şekilli trendi podiform kromitler için karakteristik bir durumdur.



Şekil 42. Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait kromitlerin PGE örümcek diyagramları

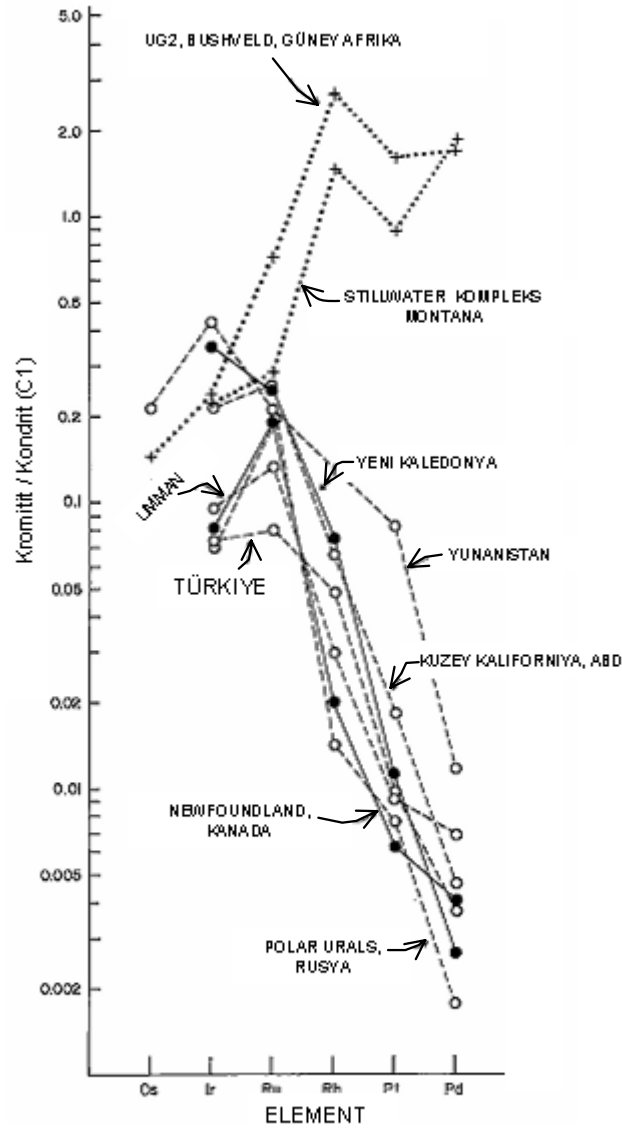
İnceleme alanlarındaki kromitlerin sözkonusu olan dağılımları değişik bölgelerindeki ofiyolitik kayalara ait kromitlerdeki normalize PGE değerleri ile karşılaştırılmış ve benzer V şekilli dağılım trendi gözlenmiştir ( Semail-Umman, Solaiman Al-Aabed (2000); Loubusa-Güney Tibet, Zhou (1995), Kop-Türkiye, Kolaylı vd., 2007) (Şekil 43).

Kromitlerdeki PGE nin varlığı ve IPGE grubunun genellikle birbirlerine paralel ve yataya yakın dağılımları, kromit kristalleri içindeki büyük bir olasılıkla laurit inklüzyonlarının varlığını ve başka türde bir PGM' nin olamayacağını, ancak mineralden ziyade Pd alışımının olabileceğini gösterir.



Şekil 43. Karadağ ve Parmakdere kromitlerinin kondridite normalize edilmiş PGE değerlerinin bazı ofiyolitik kromitler ile karşılaştırılması (Mavi renkli semboller Karadağ ve kırmızı renkli semboller Parmakdere bölgelerine aittir; Semail-Ummam, Solaiman Al-Aabed (2000); Luobusa-Güney Tibet, Zhou, (1996), Kop-Türkiye, Kolaylı vd., 2007).

İncelenen kromitlerinin PGE içerikleri, dünyadaki diğer kromit örnekleriyle karşılaştırıldığında Umman, İran, Yunanistan, Türkiye ve daha bir çok bölgedeki podiform kromitler ile benzerlik gösterdiği, kondrite göre normalleştirilmiş değerlerinde ve özellikle Rh-Pd aralığında negatif yöne eğilim gösterdikleri ve bu değerlerin hiçbir zaman 0,5' in üzerine çıkmadığı belirlenmiştir (Şekil 44). Podiform kromitlerdeki bu tipik anomaliye karşın, Bushveld ve Stillwater masiflerindeki kromitlerde sözkonusu dağılım pozitif bir anomali verirken, normalize PPGE değerlerinin de 1'in üzerinde olduğu belirlenmiştir (Page ve Talkington, 1984).



Şekil 44. Dünyanın çeşitli ofiyolitlerinde kromitit kayaçlarının kondrite normalize edilmiş ortalama PGE oranlarının karşılaştırılması (Ortalama PGE değerleri Yeni Kaledonya için Page vd., 1982'den ; Türkiye için Page vd., 1979a'dan; Yunanistan için Agiorgitis ve Wolf 1977, 1978'den; Umman için Page vd., 1979b'dan ; Polar Urals-Rusya için Page vd., 1983'den; diğer bölgeler için Crocket, 1979'dan alınmıştır) .

Parmakdere ve Karadağ kromitlerinin özellikle Ru' dan Pt' e doğru negatif yönsmeleri, lerzolitik bir manto malzemesinin boninitik bir magma ile etkileşiminden ortaya çıkan kromitit oluşumu ile ilgilidir. Lertzolit içinde klinopiroksenler kromitit oluşumunun ana kaynağını oluştururken IPGE grubu elementler ergiyik fazda birikmekten ziyade katı faz olan kromititi tercih edeceklerdir. Dolayısı ile geri kalan PPGE grubu elementler ayrılan/yükselen ergiyik fazı tercih edeceklerdir. Sonuçta oluşan kromititler PPGE'ye oranla IPGE bakımından nispeten daha zengin olacaklardır. Podiform kromitit karakterli olan Parmakdere ve Karadağ kromititlerinin de benzer olarak toplam IPGE/toplam PPGE oranınının 1'den büyük olması ve PPGE anomalisinin negatif yönseme göstermesi bu durumdan kaynaklanmaktadır. PPGE' lerdeki negatif yönseme Kop kromititlerinde de gözlenmiş olup, PPGE' lerin kısmi ergime ile kromitit oluşumu sırasında ayrımlaşan malzeme içinde birikim gösterdikleri belirlenmiştir (Kolaylı vd, 2007)

### 3.4.2. Mineral Kimyası

#### 3.4.2.1. Kromit kimyası

Karadağ ve Parmakdere ultramafik masiflerindeki kromitlere bağlı kromit ile peridotitlerdeki aksesuar kromit analizleri Tablo 8-11' de verilmiştir.

Karadağ kromitlerine ait kromitlerde  $Al_2O_3$  % 10-25;  $TiO_2$  % 0,02-0,1;  $Cr_2O_3$  % 45-60, toplam FeO %13-20, MgO % 8-16,  $V_2O_3$  % 0,18-0,34 arasında değişir. Parmakdere kromitlerine ait kromitlerde  $Al_2O_3$  % 7-9;  $TiO_2$  % 0,04-0,1;  $Cr_2O_3$  % 61-62, toplam FeO % 17-18, MgO % 12-13,  $V_2O_3$  % 0,07-0.18 arasında değişir.

Parmakdere masifinin harzburjitleri içindeki aksesuar kromitlerde,  $Al_2O_3$  %22-26,  $TiO_2$  % 0,01-0,04,  $Cr_2O_3$  % 41-46, toplam FeO % 18-20, MgO % 12-13,  $V_2O_3$  %0,18-0.27 arasında değişir.

Parmakdere dünitlerine ait kromitlerde  $Al_2O_3$  %35-41,  $TiO_2$  % 0,01-0,07 ,  $Cr_2O_3$  % 23-29, toplam FeO % 20-24, MgO % 12-14,  $V_2O_3$  % 0,1-0.22 arasında değişir.

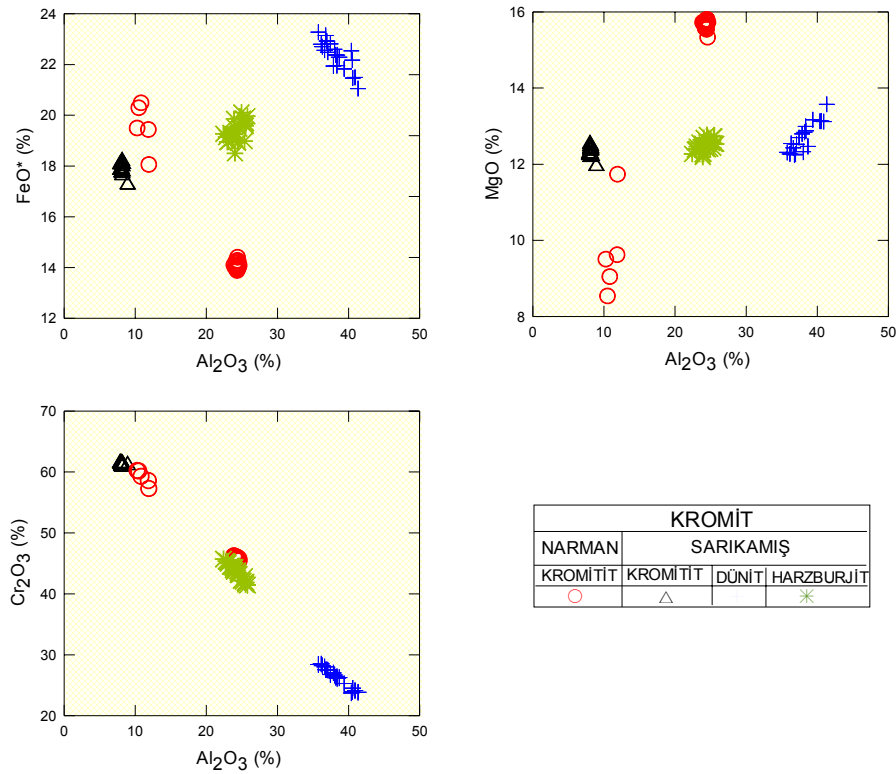
Karadağ kromitlerine ait kromitin Cr # değeri 55.3 ile 79.8 arasında, Parmakdere kromitlerine ait kromitlerin Cr# içeriği 82.2 ile 84.1 aralığında değişir

Parmakdere harzburjitlerine ve dünitlerine bağlı aksesuar kromitlerin Cr# oranı sırasıyla 51,89-57,78 ve 27,90-34,77 arasındadır.

Parmakdere ve Karadağ masiflerindeki kromitit, ve peridotitlerdeki kromitler aynı  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$  diyagramında gösterilmiştir (Şekil 45). Diyagramda kromititlerdeki kromitin,

peridotitlerdeki aksesuar kromitlere oranla Cr açısından daha zengin olduğu, buna karşılık Al bakımından tam tersi bir durum sergiledikleri görülmektedir.  $Al_2O_3$  ' e karşı MgO ve toplam FeO ( $FeO^*$ ) diyagramlarında (Şekil 45) Parmakdere masifine ait kromitit ve peridotitlerindeki kromitler gruplanma göstermektedir.

Modal piroksen oranı azaldıkça Cr# oranı da o ölçüde artar. Bu durum yani Cr# oranının artışı kısmi ergime miktarı ile artar (Dick ve Bullen (1984), Zhou (1996)). Artan Cr# ye karşı azalan Mg#, kromit kimyası içinde Mg ile Cr' un birbirinin yerine geçebilmesinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 45. Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) masifleri içindeki kromitit, harzburjıt ve dünitlerdeki kromitlerde ana oksit ilişkileri

Tablo 8. Karadağ (Narman/Erzurum) kromitleri içindeki kromitlerin mikroprob analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır)

ÖRNEK	Nark1	Nark2	Nark3	Nark4	Nark5	Nark6	Nark7	Nark8	Nark9	Nark10	Nark11	Nark12	Nark13	Nark14	Nark15	Nark16	Nark17	Nark18	Nark19	Nark20	Nark21	Nark22	Nark23	Nark24	Nark25
SiO <sub>2</sub>	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,84	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,61	24,43	24,26	24,46	24,32	11,85	11,91	10,26	10,49	10,82	24,49	23,87	24,36	24,38	24,48	24,17	24,42	24,37	24,32	24,21	24,00	24,37	24,23	24,57	24,07
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,03	0,07	0,08	0,06	0,09	0,07	0,09	0,10	0,10	0,08	0,06	0,04	0,06	0,05	0,06	0,04	0,08	0,06	0,05	0,05	0,05	0,03	0,06	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,47	45,88	46,01	45,66	45,86	58,59	57,29	60,25	60,18	59,29	45,47	46,25	45,54	45,53	45,41	45,83	45,69	45,56	45,70	46,03	46,14	45,91	45,98	45,75	45,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,21	1,96	1,94	2,22	2,21	0,36	2,98	0,48	-0,22	0,62	2,36	2,31	2,54	2,38	2,52	2,36	2,25	2,42	2,27	2,05	2,26	2,01	2,23	1,71	2,31
FeO	11,89	12,14	11,98	11,76	11,68	19,08	15,08	19,02	20,51	19,88	11,77	11,80	11,71	12,03	11,73	11,90	11,79	11,86	11,91	12,04	11,77	12,01	11,72	12,35	11,80
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	15,73	15,54	15,57	15,74	15,77	9,62	11,74	9,51	8,54	9,05	15,80	15,73	15,80	15,61	15,80	15,65	15,76	15,68	15,62	15,59	15,73	15,62	15,75	15,34	15,68
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,19	0,25	0,18	0,19	0,34	0,24	0,33	0,26	0,28	0,25	0,22	0,19	0,21	0,19	0,20	0,24	0,18	0,21	0,21	0,22	0,19	0,18	0,24	0,23
ZnO	0,00	0,00	0,10	0,11	0,12	0,08	0,14	0,06	0,07	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,07	0,06	0,04	0,06	0,13	0,00	0,04	0,00	0,11	0,11	0,08
Total	100,22	100,20	100,19	100,22	100,22	100,04	100,30	100,05	99,98	100,06	100,24	100,23	100,25	100,24	100,25	100,24	100,23	100,24	100,23	100,21	100,23	100,20	100,22	100,17	100,23
Si <sup>4+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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 <sup>3+</sup>	0,87	0,86	0,86	0,86	0,86	0,46	0,45	0,40	0,41	0,42	0,86	0,84	0,86	0,86	0,86	0,85	0,86	0,86	0,86	0,86	0,85	0,86	0,86	0,87	0,85
Ti <sup>4+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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 <sup>3+</sup>	1,08	1,09	1,09	1,08	1,09	1,52	1,46	1,58	1,58	1,55	1,08	1,10	1,08	1,08	1,07	1,09	1,08	1,08	1,08	1,09	1,09	1,09	1,09	1,09	1,09
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,01	0,07	0,01	-0,01	0,02	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,30	0,31	0,30	0,30	0,29	0,53	0,41	0,53	0,57	0,55	0,30	0,30	0,29	0,30	0,29	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,29	0,31	0,30
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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 <sup>2+</sup>	0,70	0,69	0,70	0,70	0,70	0,47	0,56	0,47	0,42	0,45	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,69	0,70
Ca <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V <sup>3+</sup>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Zn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	55,35	55,75	55,99	55,60	55,85	76,84	76,35	79,75	79,37	78,62	55,46	56,52	55,63	55,61	55,44	55,99	55,66	55,64	55,77	56,06	56,32	55,82	56,01	55,54	56,17
Mg #	66,78	66,47	66,80	66,99	67,18	46,80	53,96	46,43	42,71	43,99	66,86	66,78	66,68	66,14	66,67	66,44	66,93	66,45	66,50	66,57	66,90	66,71	67,05	66,20	66,69
Fe <sup>3+</sup> #	2,50	2,23	2,21	2,52	2,50	0,45	3,66	0,61	-0,27	0,78	2,68	2,63	2,88	2,70	2,86	2,68	2,55	2,75	2,58	2,33	2,57	2,29	2,53	1,95	2,63

Tablo 9. Parmakdere (Sarıkaş/Kars) kromititleri içindeki kromitlerin mikroprob analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır)

ÖRNEK	Sark1	Sark2	Sark3	Sark4	Sark5	Sark6	Sark7	Sark8	Sark9	Sark10	Sark11	Sark12	Sark13	Sark14	Sark15
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,04	0,00	0,16	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,18	8,04	8,14	7,87	8,15	8,19	8,06	8,22	8,93	8,04	8,14	7,89	8,10	8,27	8,07
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,06	0,09	0,09	0,08	0,10	0,10	0,09	0,09	0,07	0,09	0,05	0,07	0,07	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	61,63	61,44	61,71	61,79	61,27	61,57	61,76	61,62	61,49	61,56	61,36	61,85	61,77	61,40	61,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,57	3,95	3,53	3,66	3,96	3,51	3,56	3,55	2,44	3,87	3,77	3,58	3,38	3,55	3,94
FeO	14,23	14,21	14,19	14,50	14,33	14,56	14,26	14,33	14,92	14,12	14,39	14,36	14,58	14,63	14,23
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	12,43	12,52	12,54	12,30	12,42	12,29	12,44	12,47	12,01	12,59	12,33	12,33	12,25	12,27	12,47
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,15	0,13	0,12	0,10	0,08	0,09	0,07	0,16	0,12	0,14	0,14	0,12	0,15	0,18
ZnO	0,17	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,14	0,13	0,06	0,01	0,09
Total	100,36	100,40	100,35	100,37	100,40	100,35	100,36	100,36	100,24	100,39	100,38	100,36	100,34	100,36	100,39
Si <sup>4+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>3+</sup>	0,32	0,31	0,31	0,30	0,31	0,32	0,31	0,32	0,34	0,31	0,31	0,30	0,31	0,32	0,31
Ti <sup>4+</sup>	0,00	0,00	0,00	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 <sup>3+</sup>	1,59	1,59	1,59	1,60	1,58	1,59	1,60	1,59	1,59	1,59	1,59	1,60	1,60	1,59	1,59
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,06	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,10
Fe <sup>2+</sup>	0,39	0,39	0,39	0,40	0,39	0,40	0,39	0,39	0,41	0,39	0,40	0,39	0,40	0,40	0,39
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	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 <sup>2+</sup>	0,61	0,61	0,61	0,60	0,60	0,60	0,61	0,61	0,58	0,61	0,60	0,60	0,60	0,60	0,61
Ca <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr #	83,49	83,68	83,57	84,04	83,45	83,45	83,72	83,41	82,21	83,70	83,49	84,02	83,65	83,28	83,62
Mg #	55,82	55,57	56,15	55,08	55,17	55,15	55,81	55,80	55,45	55,91	55,15	55,44	55,20	54,99	55,43
Fe <sup>3+</sup> #	4,42	4,89	4,36	4,54	4,90	4,35	4,41	4,39	3,02	4,79	4,68	4,44	4,20	4,40	4,88

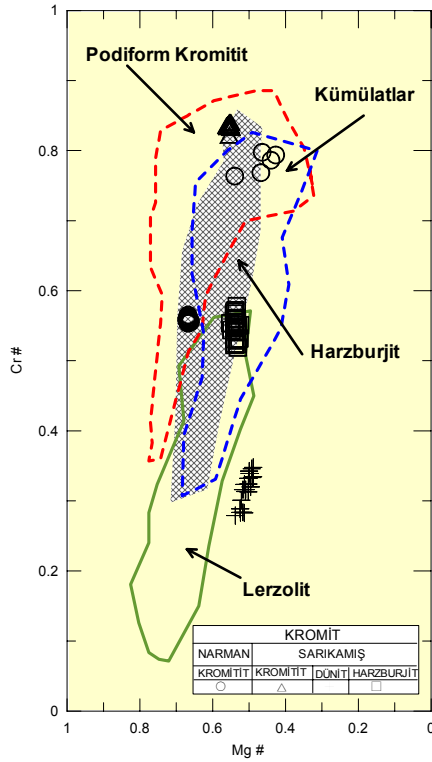
Tablo 10. Parmakdere (Sarıkamış/Kars) harzburjitleti içindeki aksesuar kromitlerin mikropob analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır)

ÖRNEK	hak1	hak2	hak3	hak4	hak5	hak6	hak7	hak8	hak9	hak10	hak11	hak12	hak13	hak14	hak15	hak16	hak17	hak18	hak19	hak20	hak21	hak22	hak23	hak24	hak25	
SiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,04	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02	0,06	0,00	0,06	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,39	22,96	22,40	22,79	23,05	23,89	24,00	25,52	23,94	25,37	25,16	24,94	25,77	25,44	25,58	23,79	24,02	23,58	24,48	24,47	23,44	24,61	23,85	24,39	23,75	
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,04	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44,53	45,26	45,70	45,37	45,02	43,68	43,80	41,59	43,85	42,83	42,10	42,20	41,44	41,87	41,88	43,99	44,34	44,54	43,48	43,18	44,47	43,17	44,34	43,80	44,28	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,93	2,62	2,85	2,72	2,84	3,03	2,84	3,55	2,93	2,23	3,41	3,50	3,33	3,41	3,15	3,11	2,50	2,72	2,88	3,03	3,02	2,84	2,41	2,49	2,79	
FeO	16,37	16,32	16,42	16,42	16,12	16,83	16,69	16,03	16,34	16,75	16,45	16,61	16,63	16,24	16,54	16,15	16,01	16,37	16,05	16,57	16,19	16,63	16,84	16,44	16,32	
MnO	0,18	0,12	0,26	0,18	0,25	0,18	0,19	0,14	0,20	0,14	0,17	0,17	0,18	0,13	0,17	0,27	0,16	0,17	0,17	0,19	0,12	0,12	0,14	0,12	0,23	
MgO	12,40	12,40	12,27	12,38	12,46	12,19	12,27	12,73	12,47	12,43	12,56	12,41	12,53	12,73	12,54	12,54	12,69	12,44	12,77	12,40	12,57	12,39	12,26	12,43	12,47	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,22	0,20	0,23	0,23	0,27	0,23	0,25	0,27	0,24	0,23	0,22	0,22	0,23	0,19	0,18	0,20	0,19	0,24	0,22	0,19	0,22	0,27	0,19	0,21	
ZnO	0,25	0,32	0,17	0,12	0,28	0,20	0,20	0,45	0,25	0,16	0,20	0,26	0,09	0,25	0,18	0,25	0,27	0,22	0,18	0,24	0,25	0,27	0,08	0,33	0,19	
Total	100,29	100,26	100,29	100,27	100,28	100,30	100,28	100,36	100,29	100,22	100,34	100,35	100,33	100,34	100,32	100,31	100,25	100,27	100,29	100,30	100,30	100,28	100,24	100,25	100,28	
Si <sup>4+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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 <sup>3+</sup>	0,85	0,83	0,81	0,83	0,83	0,86	0,87	0,91	0,86	0,91	0,90	0,90	0,92	0,91	0,92	0,86	0,87	0,85	0,88	0,88	0,85	0,89	0,86	0,88	0,86	
Ti <sup>4+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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 <sup>3+</sup>	1,08	1,10	1,11	1,10	1,09	1,06	1,06	1,00	1,06	1,03	1,01	1,02	0,99	1,01	1,01	1,06	1,07	1,08	1,05	1,04	1,08	1,04	1,08	1,06	1,07	
Fe <sup>3+</sup>	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,05	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	
Fe <sup>2+</sup>	0,42	0,42	0,43	0,42	0,42	0,43	0,43	0,41	0,42	0,43	0,42	0,43	0,42	0,41	0,42	0,42	0,41	0,42	0,41	0,43	0,42	0,43	0,43	0,42	0,42	
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Mg <sup>2+</sup>	0,57	0,57	0,56	0,57	0,57	0,56	0,56	0,58	0,57	0,56	0,57	0,56	0,57	0,58	0,57	0,57	0,58	0,57	0,58	0,56	0,57	0,56	0,56	0,57	0,57	
Ca <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
V <sup>3+</sup>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	
Zn <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	
Cr #	56,09	56,95	57,78	57,18	56,71	55,09	55,04	52,23	55,13	53,11	52,89	53,17	51,89	52,48	52,34	55,37	55,33	55,89	54,37	54,21	56,00	54,06	55,50	54,64	55,57	
Mg #	53,64	54,06	53,40	53,79	54,21	52,51	53,08	54,00	53,82	54,03	53,29	52,69	53,10	53,91	53,43	53,99	55,22	53,97	54,85	53,28	54,11	53,39	53,34	54,13	54,02	
Fe <sup>3+</sup> #	3,41	3,06	3,33	3,18	3,30	3,52	3,30	4,09	3,40	2,58	3,94	4,04	3,84	3,93	3,62	3,60	2,89	3,15	3,32	3,51	3,51	3,29	2,81	2,88	3,24	

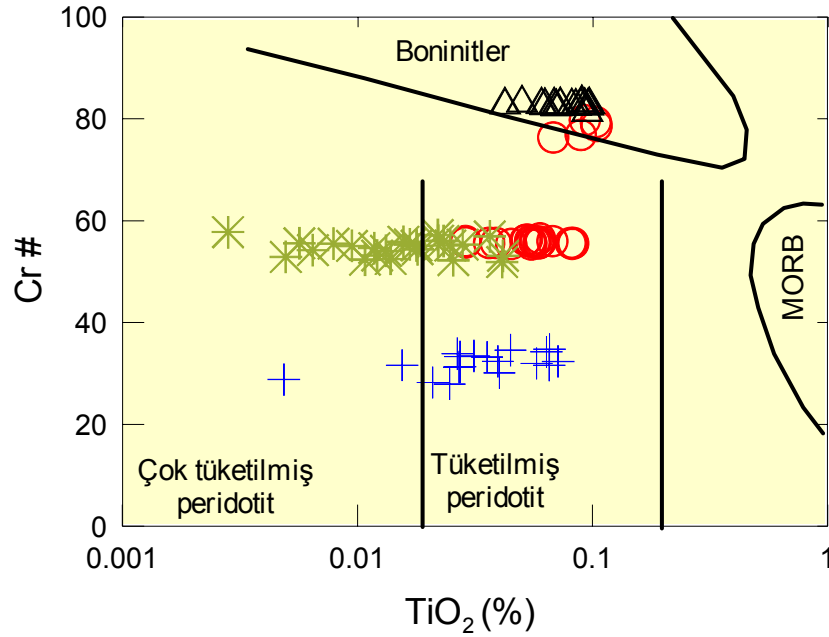


Karadağ ve Parmakdere kromititleri Cr# ve Mg# diyagramında aynı podiform alana düşerler (Şekil 46). Ancak Karadağ kromititlerinin Cr# içeriği Parmakdere kromititlerinden daha düşüktür. Aynı diyagramda Parmakdere harzburjitlerine ait aksesuar kromitlerin Cr# içeriği dünitlerdekilere oranla daha yüksek olup kendi içlerinde daha homojen bir dağılım sergilerler.

Parmakdere kromititlerindeki kromitler dar alanda gruplanırken, Karadağ kromititlerindeki kromitler biraz daha geniş bir alanda dağılım gösterirler. Ancak her ikisi de podiform kromitit alanında yer alırlar. Parmakdere harzburjitleri ile dünitleri içinde yer alan aksesuar kromitler aynı diyagramda farklı alanlara düşmelerine rağmen kendi içlerinde dar alanda yığılım gösterirler. Parmakdere harzburjitlerindeki aksesuar kromitler, aynı masife ait dünitik kromit ile kromitit kromit arasında yer alırlar.



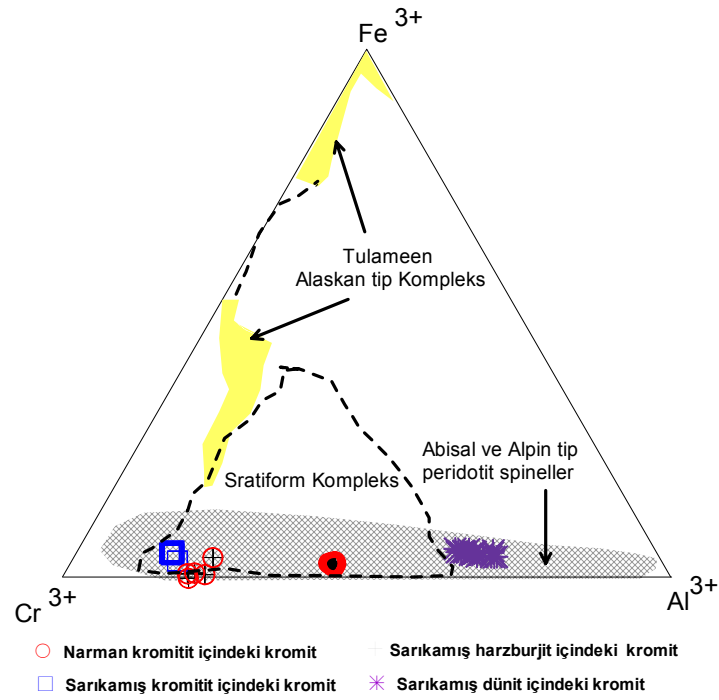
Şekil 46. Parmakdere (Sarıkamış) ve Karadağ (Narman) masiflerindeki kromitit ve peridotitlerine ait kromitlerin Cr#- Mg# diyagramındaki dağılımları



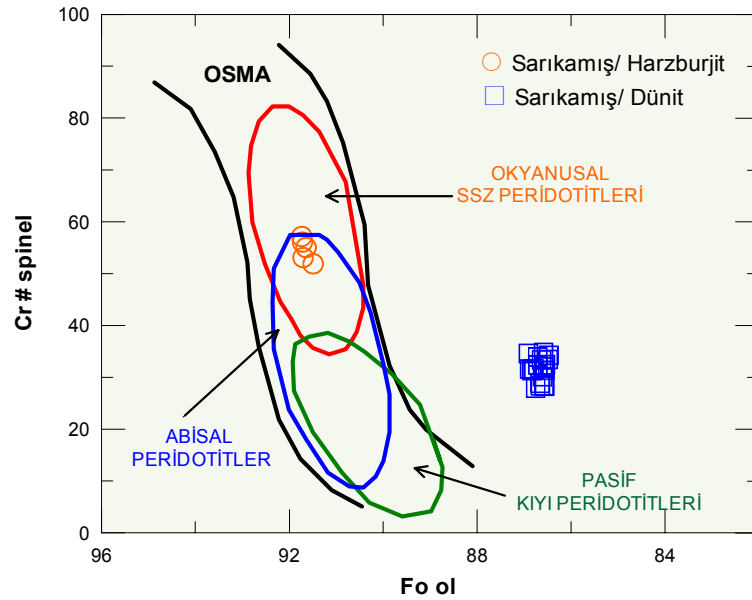
Şekil 47. İncelenen masiflere ait kromitlerin Cr#-TiO<sub>2</sub> diyagramındaki dağılımları (O: Karadağ masifine ait kromitlerdeki kromiti;  $\Delta$ : Parmakdere masifine ait kromitlerdeki kromiti;  $*$ : Parmakdere masifine ait harzburjitlerdeki kromitleri; +: Parmakdere masifine ait dünitlerdeki kromitleri simgeleri)

Cr#-TiO<sub>2</sub> diyagramında (Şekil 47) harzburjitlerin çok tüketilmiş ile tüketilmiş arasında, dünitik kayaçların ise genellikle tüketilmiş alanda yer aldıkları görülmüştür. Aynı diyagramda Parmakdere kromitlerinin tamamen boninitik, Karadağ kromitlerinin ise genelde tüketilmiş peridotit kısmen de boninitik alan içerisinde yer aldıkları görülür.

Her iki bölgeye ait kromitlerdeki kromitler ile peridotitlerdeki aksesuar kromitlerin sınıflandırılması aynı üçgen diyagram üzerinde gösterilmiştir. Değişik kayaç grupları içindeki kromitler Fe<sup>3+</sup> açısından oldukça fakir olup Cr<sup>3+</sup> ile Al<sup>3+</sup> çizgisine yakın alanda kümelenirler. Buna göre bütün kromitler Abisal ve Alpin tip peridotit ortak alanına düşmektedir (Şekil 48). Burada Parmakdere harzburjitleri içindeki aksesuar kromitlerin, aynı bölgedeki kromitlerdeki kromitler ile dünit içindeki aksesuar kromitin arasında kümelenirler. Harzburjit içindeki aksesuar kromitin, kromit içindeki kromite oranla Al bakımından daha zengin fakat dünitlerdeki aksesuar kromite oranla daha fakir olduğu görülmektedir.



Şekil 48. Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) kromitlerinin Cr-Fe<sup>3+</sup>-Al diyagramındaki dağılımlar

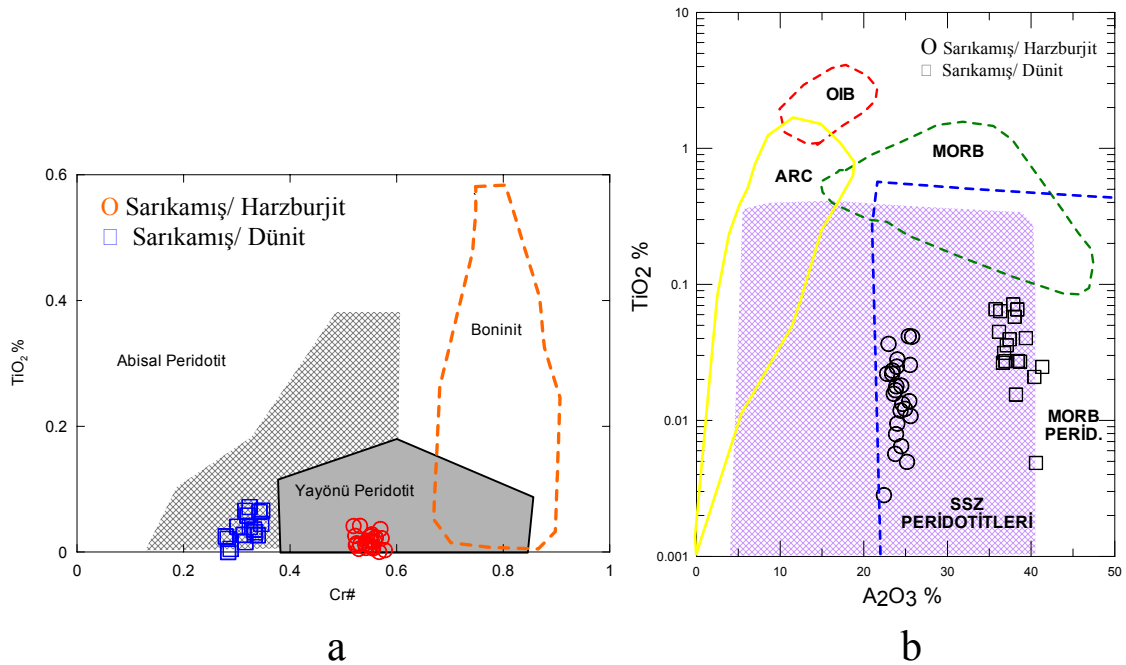


Şekil 49. Parmakdere (Sarıkamış) peridotitlerinde aksesuar kromitin Cr# değerlerine karşılık olivinlerdeki Fo içeriği arasındaki ilişki. (OSMA; Olivin-spinel manto dizini, Arai, 1994, Karipi vd., 2007)

Karadağ ve Parmakdere peridotitlerinde aksesuar kromitin Cr# değerlerine karşılık aynı kayaçlardaki olivinlerin Fo içeriği arasındaki ilişki Şekil 49'da verilmiştir. Karadağ ve Parmakdere harzburjitlerine ait bu iki mineral çifti abisal peridotit alan ile yitimden etkilenmiş okyanusal peridotitin temsil ettiği ortak alana düşmektedir. Fakat dünitik kayaçlardaki bu iki mineralin temsil ettiği alan normal bir manto dizisi içinde yer almamakta, tanımlanmamış alana düşmektedir. Dünitik peridotitlerin manto dizisi üzerinde yer almamaları bunların, harzburjitlerden sonra boninitik bir magma ile etkileşime uğradıklarını belirtir (Bu da yitim zonunda olur).

Bu durum iki aşamayı belirtir. Birincisi, bu her iki peridotit, okyanus ortası sırtlarda normal abisal peridotitler şeklinde gelişmiş, daha sonra yitimin etkisi ile gelişen boninitik magma ile lertzolit bileşimli olduğu düşünülen bu peridotitlerin belli oranda etkileşime uğrayarak dünitik bileşimli peridotitlerin gelişimini sağlamıştır.

$Al_2O_3$ - $TiO_2$  ve Cr#-  $TiO_2$  diyagramlarında (Şekil 50 ) her iki Karadağ ve Parmakdere peridotit masifine ait kayaçların MORB (abisal) ve yitim zonu peridotitlerine (SSZ) ait alana düştükleri, bunların başlangıçta okyanus ortası sırtlarda geliştiklerini ancak daha sonradan yitim zonlarından türeyen ergiyiklerle etkileşime girdikleri görülmektedir.



Şekil.50. Parmakdere (Sarıkamış) peridotitlerindeki aksesuar kromitin (a) Cr#- $TiO_2$ , (b)  $Al_2O_3$ - $TiO_2$  içeriğine göre jeotektonik ayrımı (Tamura ve Arai, 2006)

### 3 4.2.2. Olivin Kimyası

Parmakdere (Sarıkamış) peridotitleri içindeki olivin kristallerine ait mikrokimyasal analiz sonuçları Tablo 12 ve 13' de verilmiştir. Parmakdere harzburjit ve dünitlerinin Fo içeriği sırasıyla 91,4-91,7 ile 86,4-86,9 arasında değişir.

Harzburjitlerde olivinlerin Fo içeriğinin yüksek olması, bunların MORB magmasının oluşumundan arda kalan kalıntı malzeme olduğunu gösterir. Fo içeriğinin abisal peridotitlerdeki olivinin ortalama değerinden yüksek oluşu, bunların abisal peridotitlerden farklı olarak (abisal peridotitlerdeki olivinin Fo içeriği ortalama 90,8dir, ( Dick vd., 1984; Zhou, 1996),) sonradan magmatik bir etkileşime uğradıklarını (belki SSZ ile) gösterir.

Parmakdere harzburjitleri ile dünitlerindeki olivinin NiO içeriği birbirinden farklıdır (Şekil 51). Dünitlerdeki NiO içeriği % 0,18-0,29 aralığında değişirken, harzburjitlerdeki olivinin NiO içeriği yaklaşık 2 kat daha fazla olup % 0,29- 0,42 aralığında değişim gösterir.

Harzburjit içindeki olivinlere ait % NiO değerinin nispeten yüksek oluşu, bunların kalıntı malzeme olduğunun bir göstergesidir.

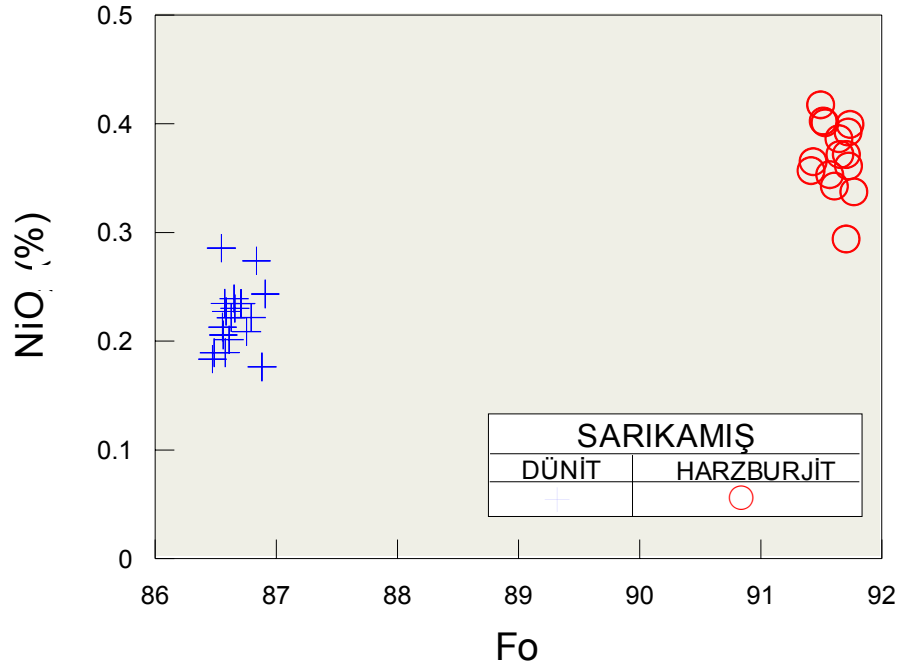
Harzburjit içindeki olivinin NiO bakımından dünitlere oranla daha zengin oluşu, dünitin harzburjitlerden daha sonra oluşmuş olduğunu gösterir. Bu da ilk oluştukları yer olan okyanus ortası sırttan ziyade daha sonraki magmatik faaliyetler ile gelişmiş olabileceğinin bir diğer kanıtıdır.

Tablo 12. Parmakdere (Sarıkamış) harzburjtleri içindeki olivinlerin mikroprob analiz değeri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır)

	hao1-1	hao1-2	hao1-3	hao1-4	hao1-5	hao1-6	hao1-7	hao1-8	hao1-9	hao1-10	hao1-11	hao1-12	hao1-13	hao1-14	hao1-15
ÖRNEK	41,09	41,01	41,01	40,91	41,02	40,92	41,00	41,33	40,83	40,47	41,57	41,06	40,74	41,40	41,10
SiO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,13	8,16	8,34	8,11	8,14	8,05	8,15	8,21	8,40	8,12	8,29	8,22	8,30	8,09	8,40
FeO *	50,59	50,31	50,53	50,56	50,53	50,42	50,21	50,29	50,32	50,44	50,32	50,13	50,11	50,37	50,22
MgO	0,13	0,13	0,15	0,12	0,08	0,10	0,10	0,13	0,17	0,11	0,09	0,11	0,15	0,16	0,15
MnO	0,39	0,37	0,40	0,40	0,29	0,34	0,39	0,34	0,37	0,37	0,40	0,35	0,42	0,36	0,36
NiO	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02
CaO	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	100,38	100,05	100,49	100,14	100,15	99,87	99,88	100,32	100,20	99,58	100,77	99,99	99,76	100,42	100,27
Toplam	1,00	1,00	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00
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	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	0,00	0,00	0,00
Cr	0,16	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17
Fe	1,83	1,82	1,82	1,83	1,83	1,83	1,82	1,82	1,82	1,83	1,81	1,82	1,82	1,82	1,82
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
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	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	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	0,00	0,00	0,00
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fo	91,72	91,65	91,52	91,74	91,70	91,77	91,64	91,61	91,43	91,71	91,53	91,57	91,49	91,72	91,41

Tablo 13. Parmakdere (Sarıkamış) dünitleri içindeki olivinlerin mikropob analiz değeri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır)

ÖRNEK	düo11	düo12	düo13	düo14	düo15	düo16	düo17	düo18	düo19	düo10	düo11	düo12	düo13	düo14	düo15	düo16	düo17	düo18	düo19
SiO <sub>2</sub>	40,57	40,60	40,27	40,36	40,49	40,38	40,30	40,14	40,74	40,24	40,39	40,18	40,25	40,13	40,34	40,24	40,36	40,46	40,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01	0,04	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,00	0,03	0,05	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01
FeO*	12,98	12,82	12,88	12,76	12,61	12,70	12,86	12,83	12,81	12,80	13,02	12,88	12,58	12,98	12,62	12,82	12,78	12,64	12,73
MgO	46,66	46,32	46,67	46,40	47,00	46,71	46,53	46,37	46,52	46,67	46,72	46,66	46,79	47,55	46,74	46,41	46,60	46,64	46,64
MnO	0,21	0,16	0,18	0,21	0,23	0,25	0,24	0,25	0,22	0,26	0,22	0,22	0,25	0,28	0,17	0,19	0,19	0,17	0,21
NiO	0,19	0,29	0,23	0,22	0,24	0,21	0,21	0,21	0,20	0,23	0,18	0,19	0,18	0,23	0,27	0,23	0,24	0,22	0,23
CaO	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
Toplam	100,66	100,25	100,25	100,02	100,70	100,33	100,24	99,90	100,56	100,25	100,59	100,26	100,12	101,27	100,26	99,98	100,25	100,23	100,15
Si	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	0,98	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
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	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,27	0,27	0,27	0,27	0,26	0,26	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,26	0,27	0,26	0,27	0,27	0,26	0,26
Mg	1,72	1,71	1,72	1,72	1,73	1,72	1,72	1,72	1,72	1,72	1,72	1,72	1,73	1,74	1,73	1,72	1,72	1,72	1,72
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
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	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	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fo	86,49	86,55	86,58	86,63	86,91	86,75	86,56	86,56	86,61	86,66	86,47	86,58	86,88	86,71	86,84	86,57	86,65	86,79	86,71



Şekil 51. Parmakdere (Sarıkamış) harzburgitleri ile dünitleri içindeki olivinin NiO-Fo diyagramındaki dağılımları

### 3.4.2.3. Piroksen Kimyası

Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) peridotitleri ve bu peridotitler ile mekansal ilişkili olan gabroyik kayaçların piroksenlerine ait mikrokimyasal analiz sonuçları Tablo .14-18' de sunulmuştur.

Parmakdere (Sarıkamış) harzburgitlerine ait ortopiroksenlerde ana oksit (%) olarak SiO<sub>2</sub>; 41,11-56,9, TiO<sub>2</sub>; <0,06, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 1,47-1,51, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,37-0,54, toplam FeO; 5,1-5,6, MnO; 0,08-0,18, MgO; 34,7-35,3, CaO; 0,53-0,90, Na<sub>2</sub>O; <0,02, K<sub>2</sub>O; <0,02 arasında değişir. Ortopiroksenlerin enstatit (En) oranı 90,4- 92,8 aralığında, Mg# oranı ise 91,7-92,4 aralığında değişim gösterir.

Parmakdere (Sarıkamış) dünitlerine ait klinopiroksenlerde ana oksit (%) olarak SiO<sub>2</sub>; 51,1-54,3, TiO<sub>2</sub>; <0,04, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,87-1,44, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,28-0,66, toplam FeO; 1,47-2,3; MnO; 0,03-0,09, MgO; 17,65-18,18, CaO; 22,4-24,5, Na<sub>2</sub>O; <0,18, K<sub>2</sub>O; <0,02 arasında değişir. Klinopiroksenlerin enstatit (En) oranı 49,02-51,30 aralığında, Mg# oranı ise 93,58- 95,64 aralığında değişim gösterir.



Parmakdere (Sarıkamış) harzburjitlerine ait klinopiroksenlerde ana oksit (%) olarak SiO<sub>2</sub>; 51,8-54,2, TiO<sub>2</sub>; <0,04, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,8-1,4, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,3-0,7, toplam FeO; 1,4-1,8, MnO; 0,03-0,09, MgO; 17,8-18,2, CaO; 22,5-24,5, Na<sub>2</sub>O; <0,13, K<sub>2</sub>O; <0,03 arasında değişir. Klinopiroksenlerin enstatit (En) oranı 48,6-51,3 aralığında, Fo# oranı ise 93,5- 95,6 aralığında değişim gösterir.

Parmakdere (Sarıkamış) gabroyik kayaların ait ortopiroksenlerde ana oksit (%) olarak SiO<sub>2</sub>; 54,5-55,0, TiO<sub>2</sub>; <0,1, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 1,3-1,4, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; <0,05, toplam FeO; 15,5-16,1, MnO; 0,30-0,35, MgO; 26,8-27,2, CaO; 0,72-0,78, Na<sub>2</sub>O; <0,01, K<sub>2</sub>O; <0,01 arasında değişir. Ortopiroksenlerin enstatit (En) oranı 73,2-74,0 aralığında, Fo# oranı ise 74,8-75,5 aralığında değişim gösterir.

Karadağ (Narman) gabroyik kayaların ait ortopiroksenlerde ana oksit (%) olarak SiO<sub>2</sub>; 54,5-55,0, TiO<sub>2</sub>; <0,14, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 1,2-1,5, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; <0,06, toplam FeO; 15,6-16,2, MnO; 0,30-0,40, MgO; 26,8-27,3, CaO; 0,5-0,8, Na<sub>2</sub>O; <0,02, K<sub>2</sub>O; <0,02 arasında değişir. Ortopiroksenlerin enstatit (En) oranı 73,5-74,4 aralığında, Fo# oranı ise 74,7-75,7 aralığında değişim gösterir.

Tablo 14. Parmakdere (Sarıkamış) ve Karadağ (Narman) gabroyik kayalarındaki ortopiroksenlere ait mikrokimyasal analiz değerleri(% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır)

ÖRNEK	NARMAN-ERZURUM																	SARIKAMIŞ-KARS								
	nar1	nar2	nar3	nar4	nar5	nar6	nar7	nar8	nar9	nar10	nar11	nar12	nar13	nar14	nar15	nar16	nar17	sar1	sar2	sar3	sar4	sar5	sar6	sar7	sar8	sar9
SiO <sub>2</sub>	54,49	54,52	54,83	54,61	54,95	54,58	54,52	54,68	54,81	54,60	54,55	54,78	54,65	54,66	54,70	54,81	54,66	55,04	55,02	54,73	54,72	54,77	54,46	54,30	54,39	54,59
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,06	0,03	0,09	0,01	0,10	0,06	0,05	0,08	0,06	0,06	0,06	0,12	0,09	0,08	0,08	0,14	0,09	0,10	0,03	0,09	0,09	0,08	0,00	0,12	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	1,37	1,19	1,29	1,17	1,23	1,36	1,36	1,36	1,31	1,34	1,26	1,30	1,30	1,34	1,33	1,47	1,32	1,32	1,28	1,36	1,39	1,33	1,37	1,25	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,03	0,01	0,05	0,02	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,00	0,04	0,03	0,01	0,03	0,03	0,00	0,02	0,05	0,05	0,10	0,06	0,04
FeO	16,05	16,20	15,94	16,11	15,80	16,17	16,13	15,91	15,77	15,71	15,84	15,78	16,08	15,96	15,74	15,58	15,66	15,51	15,66	15,78	15,70	15,68	16,10	16,35	16,46	16,41
MnO	0,41	0,32	0,36	0,35	0,33	0,34	0,34	0,34	0,34	0,38	0,39	0,34	0,33	0,30	0,31	0,35	0,30	0,33	0,32	0,30	0,32	0,35	0,35	0,36	0,38	0,35
MgO	26,99	26,88	27,06	26,95	27,16	26,96	26,96	26,84	27,09	27,26	27,05	26,88	27,01	27,09	27,22	27,05	26,92	26,83	27,15	27,03	26,90	26,80	26,83	26,55	26,78	
CaO	0,61	0,60	0,58	0,54	0,54	0,57	0,58	0,67	0,75	0,75	0,58	0,61	0,63	0,65	0,68	0,59	0,67	0,73	0,72	0,74	0,76	0,78	0,77	0,71	0,67	0,54
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Toplam	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Si	1,97	1,97	1,98	1,97	1,97	1,97	1,97	1,98	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,98	1,98	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97
AlIV	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
AlVI	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	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>	0,48	0,49	0,48	0,49	0,48	0,47	0,48	0,48	0,48	0,47	0,47	0,48	0,49	0,48	0,48	0,47	0,47	0,47	0,47	0,48	0,47	0,47	0,49	0,48	0,50	0,50
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	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,45	1,45	1,46	1,45	1,46	1,45	1,45	1,44	1,46	1,47	1,45	1,45	1,45	1,45	1,46	1,46	1,45	1,44	1,44	1,46	1,45	1,45	1,44	1,45	1,43	1,44
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
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	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Wo	1,20	1,17	1,14	1,06	1,06	1,13	1,14	1,32	1,47	1,47	1,12	1,23	1,27	1,33	1,15	1,33	1,45	1,42	1,45	1,50	1,53	1,51	1,40	1,33	1,06	
Ens	73,62	73,46	73,89	73,68	74,19	73,57	73,62	73,73	73,67	73,90	74,12	74,03	73,56	73,75	74,02	74,40	74,08	74,02	73,83	73,97	73,88	73,77	73,26	73,11	72,76	73,22
Fs	25,18	25,32	24,98	25,26	24,74	25,29	25,23	24,95	24,86	24,63	24,73	24,77	25,22	24,92	24,62	24,46	24,55	24,75	24,58	24,58	24,71	25,23	25,50	25,89	25,71	
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg#	74,97	74,74	75,15	74,90	75,39	75,47	74,87	75,12	75,18	75,48	75,41	75,32	74,84	75,09	75,40	75,66	75,47	75,52	75,27	75,40	75,43	75,34	74,81	74,55	74,20	74,42

Tablo 15. Parmakdere (Sarıkamış) harzburjitle içindeki ortopiroksenlere ait mikrokimyasal analiz değerleri(% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır)

ÖRNEK	haopr1	haopr2	haopr3	haopr4	haopr5	haopr6	haopr7	haopr8	haopr9	haopr10
SiO <sub>2</sub>	56,19	56,44	56,79	56,69	41,11	56,88	56,65	56,75	56,64	56,59
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,05	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,02	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	1,49	1,47	1,51	0,00	1,48	1,51	1,43	1,50	1,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,37	0,52	0,52	0,01	0,52	0,47	0,46	0,54	0,48
FeO	5,60	5,43	5,38	5,47	7,94	5,53	5,39	5,30	5,16	5,38
MnO	0,13	0,13	0,12	0,16	0,11	0,18	0,17	0,15	0,08	0,13
MgO	35,06	34,79	34,73	35,00	51,01	35,30	34,80	34,94	34,76	34,96
CaO	0,55	0,63	0,79	0,72	0,02	0,53	0,63	0,70	0,81	0,90
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
Toplam	99,45	99,31	99,89	100,08	100,23	100,51	99,64	99,75	99,54	99,93
Si	1,95	1,96	1,96	1,95	1,49	1,95	1,96	1,96	1,96	1,95
Al IV	0,05	0,04	0,04	0,05	0,00	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05
Al VI	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Fe 3+	0,05	0,03	0,02	0,04	1,35	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04
Fe 2+	0,11	0,13	0,14	0,12	0,00	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	1,81	1,80	1,78	1,80	2,76	1,80	1,79	1,80	1,79	1,80
Ca	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
Na	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
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Wo	1,01	1,18	1,48	1,33	0,03	0,03	1,17	1,31	1,53	1,67
En	90,64	90,69	90,43	90,49	92,67	92,67	90,68	90,74	90,73	90,35
Fs	8,28	8,11	8,02	8,14	7,30	7,30	8,11	7,93	7,66	7,97
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg #	91,79	91,97	92,01	91,96	67,27	91,94	91,99	92,20	92,36	92,06

Tablo 16. Parmakdere (Sarıkamış) dünitleri içindeki klinopiroksenlere ait mikrokimyasal analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır)

ÖRNEK	hakpr1	hakpr2	hakpr3	hakpr4	hakpr5	hakpr6	hakpr7	hakpr8	hakpr9	hakpr10
SiO <sub>2</sub>	53,67	53,31	51,79	54,04	53,38	54,22	54,17	54,16	54,22	54,15
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,06	1,44	1,24	0,87	1,29	0,91	0,90	0,88	0,98	0,90
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,66	0,66	0,37	0,56	0,35	0,28	0,30	0,28	0,29
FeO	1,57	1,76	2,29	1,48	1,53	1,55	1,60	1,62	1,47	1,66
MnO	0,08	0,09	0,07	0,03	0,07	0,09	0,07	0,04	0,09	0,07
MgO	18,04	17,79	18,56	18,18	17,65	18,10	18,18	18,10	17,79	18,08
CaO	24,11	23,66	22,46	24,51	24,52	24,27	24,51	24,14	24,38	24,34
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,12	0,13	0,11	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08	0,08
K <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01
Toplam	99,07	98,84	97,24	99,59	99,09	99,59	99,81	99,35	99,34	99,63
Si	1,96	1,96	1,94	1,97	1,96	1,97	1,97	1,98	1,98	1,97
Al IV	0,04	0,04	0,06	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Al VI	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,03	0,02	0,09	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,03	-0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03
Cr	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,99	0,97	1,04	0,99	0,96	0,98	0,99	0,98	0,97	0,98
Ca	0,95	0,93	0,90	0,96	0,96	0,95	0,95	0,94	0,95	0,95
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Wo	47,57	47,25	44,59	47,89	48,59	47,70	47,82	47,51	48,28	47,74
En	49,53	49,42	51,30	49,43	48,67	49,53	49,36	49,60	49,02	49,35
Fs	2,54	2,88	3,64	2,31	2,46	2,51	2,54	2,56	2,41	2,64
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg #	95,35	94,74	93,58	95,64	95,35	95,43	95,35	95,26	95,55	95,15

Tablo 17. Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) gabroyik kayalar için klinik piroskenlere ait mikrokimyasal analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır)

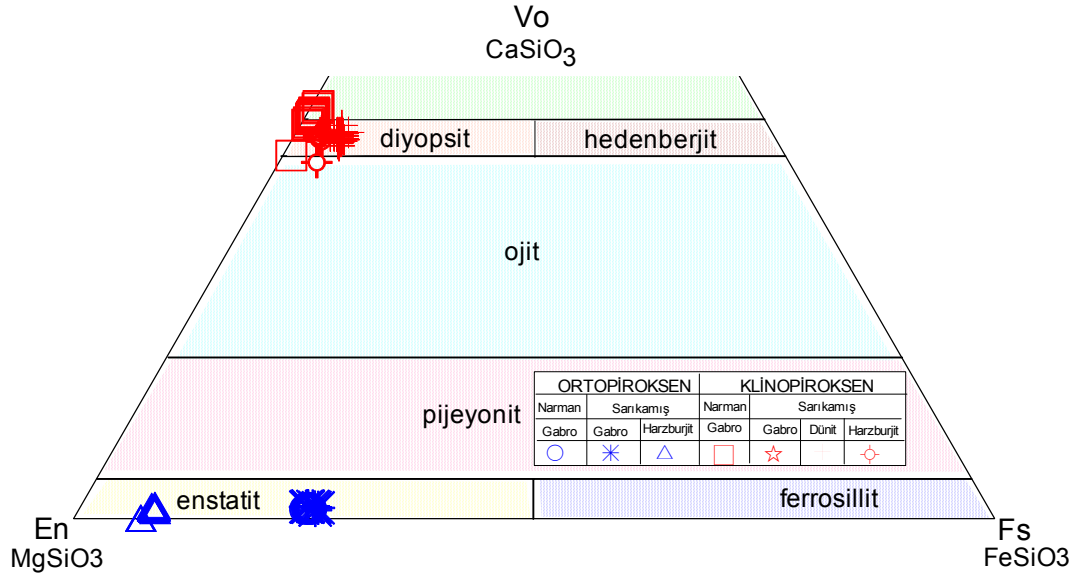
ÖRNEK	NARMAN-ERZURUM																	SARIKAMIŞ-KARS																
	nar1	nar2	nar3	nar4	nar5	nar6	nar7	nar8	nar9	nar10	nar11	nar12	nar13	nar14	nar15	nar16	nar17	sar1	sar2	sar3	sar4	sar5	sar6	sar7	sar8	sar9								
SiO <sub>2</sub>	53,14	53,23	53,04	52,97	53,06	53,55	53,21	53,38	53,54	53,26	53,40	53,37	53,21	53,30	53,18	53,14	53,26	53,30	53,30	53,41	53,31	53,12	53,44	53,56	53,52	53,54								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,79	1,79	1,78	1,84	1,71	1,68	1,76	1,83	1,72	1,72	1,75	1,77	1,95	1,86	1,92	1,87	1,88	1,90	1,89	1,92	1,89	1,92	1,88	1,75	1,72	1,69								
FeO	5,71	7,91	5,82	6,03	5,96	5,80	6,56	6,13	5,88	6,05	6,56	6,49	6,09	5,78	5,93	5,86	5,89	6,28	6,80	6,10	6,11	5,94	7,18	6,27	5,88	5,70								
CaO	23,31	19,80	23,41	22,82	22,89	22,64	22,51	22,53	22,64	21,97	21,96	22,82	22,84	22,84	22,83	22,96	22,80	22,45	21,48	22,59	22,53	23,07	20,66	21,93	22,63	22,83								
MgO	0,20	0,16	0,20	0,19	0,20	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,23	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17								
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02								
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,18	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00								
Si	1,96	1,96	1,96	1,95	1,96	1,97	1,96	1,96	1,97	1,96	1,97	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,97	1,97	1,97	1,97								
Al IV	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03								
Al VI	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04								
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00								
Fe <sup>3+</sup>	0,16	0,24	0,16	0,16	0,15	0,18	0,19	0,19	0,18	0,17	0,20	0,20	0,18	0,17	0,18	0,16	0,18	0,19	0,21	0,19	0,19	0,18	0,22	0,19	0,18	0,18								
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	0,00	0,00	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	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01								
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01								
Mg	0,85	0,91	0,84	0,86	0,87	0,86	0,87	0,86	0,86	0,87	0,87	0,87	0,85	0,86	0,85	0,86	0,85	0,86	0,88	0,85	0,86	0,84	0,89	0,87	0,86	0,86								
Ca	0,92	0,78	0,93	0,90	0,90	0,89	0,88	0,89	0,89	0,89	0,87	0,87	0,90	0,90	0,90	0,91	0,90	0,89	0,85	0,89	0,89	0,91	0,81	0,86	0,89	0,90								
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01								
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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00								
Wo	51,38	45,45	51,67	50,44	50,33	50,16	49,60	50,23	50,00	50,11	49,36	49,20	50,87	50,49	50,64	50,74	50,57	50,18	48,46	50,52	50,23	51,30	47,07	49,12	50,29	50,55								
En	47,24	53,12	46,99	48,17	48,35	48,54	49,10	48,48	48,65	48,63	49,41	49,27	47,88	48,19	47,96	47,93	48,03	48,49	50,38	48,21	48,49	47,44	51,64	49,61	48,49	48,15								
Fs	0,58	0,76	0,54	0,64	0,53	0,61	0,57	0,56	0,62	0,54	0,50	0,60	0,49	0,56	0,64	0,54	0,59	0,52	0,47	0,57	0,56	0,57	0,59	0,58	0,54	0,62								
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00								
Mg#	83,33	79,18	82,45	82,31	82,82	82,74	81,10	81,91	82,66	82,34	81,10	81,26	81,93	82,84	82,34	82,63	82,50	81,51	80,81	81,87	82,01	82,15	80,16	81,88	82,60	83,03								

Tablo 18. Parmakdere (Sarıkamış) harzburjileri içindeki klinopiroksenlerin mikroprob analiz değerleri (% olarak, iyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır)

ÖRNEK	hakpr1	hakpr2	hakpr3	hakpr4	hakpr5	hakpr6	hakpr7	hakpr8	hakpr9	hakpr10
SiO <sub>2</sub>	53,67	53,31	51,79	54,04	53,38	54,22	54,17	54,16	54,22	54,15
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,06	1,44	1,24	0,87	1,29	0,91	0,90	0,88	0,98	0,90
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,66	0,66	0,37	0,56	0,35	0,28	0,30	0,28	0,29
FeO	1,57	1,76	2,29	1,48	1,53	1,55	1,60	1,62	1,47	1,66
MnO	0,08	0,09	0,07	0,03	0,07	0,09	0,07	0,04	0,09	0,07
MgO	18,04	17,79	18,56	18,18	17,65	18,10	18,18	18,10	17,79	18,08
CaO	24,11	23,66	22,46	24,51	24,52	24,27	24,51	24,14	24,38	24,34
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,12	0,13	0,11	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08	0,08
K <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01
Toplam	99,07	98,84	97,24	99,59	99,09	99,59	99,81	99,35	99,34	99,63
Si	1,96	1,96	1,94	1,97	1,96	1,97	1,97	1,98	1,98	1,97
Al IV	0,04	0,04	0,06	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Al VI	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,03	0,02	0,09	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,03	-0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03
Cr	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,99	0,97	1,04	0,99	0,96	0,98	0,99	0,98	0,97	0,98
Ca	0,95	0,93	0,90	0,96	0,96	0,95	0,95	0,94	0,95	0,95
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Wo	47,57	47,25	44,59	47,89	48,59	47,70	47,82	47,51	48,28	47,74
En	49,53	49,42	51,30	49,43	48,67	49,53	49,36	49,60	49,02	49,35
Fs	2,54	2,88	3,64	2,31	2,46	2,51	2,54	2,56	2,41	2,64
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg #	95,35	94,74	93,58	95,64	95,35	95,43	95,35	95,26	95,55	95,15

Vo-En-Fe diyagramında Parmakdere (Sarıkamış) peridotitleri içindeki ortopiroksenlerin En köşesine yakın alanda gruplandıkları görülmektedir. Aynı bölgeye ait gabroyik kayalardaki ortopiroksenlerin yine enstatit bileşimli ancak En oranının biraz daha düşük olduğu belirlenmiştir. Aynı masifeteki harzburjit, dünit ve gabroyik kayalara ait klinopiroksenler dar alanda kümelenip diyopsit bileşim vermektedir.

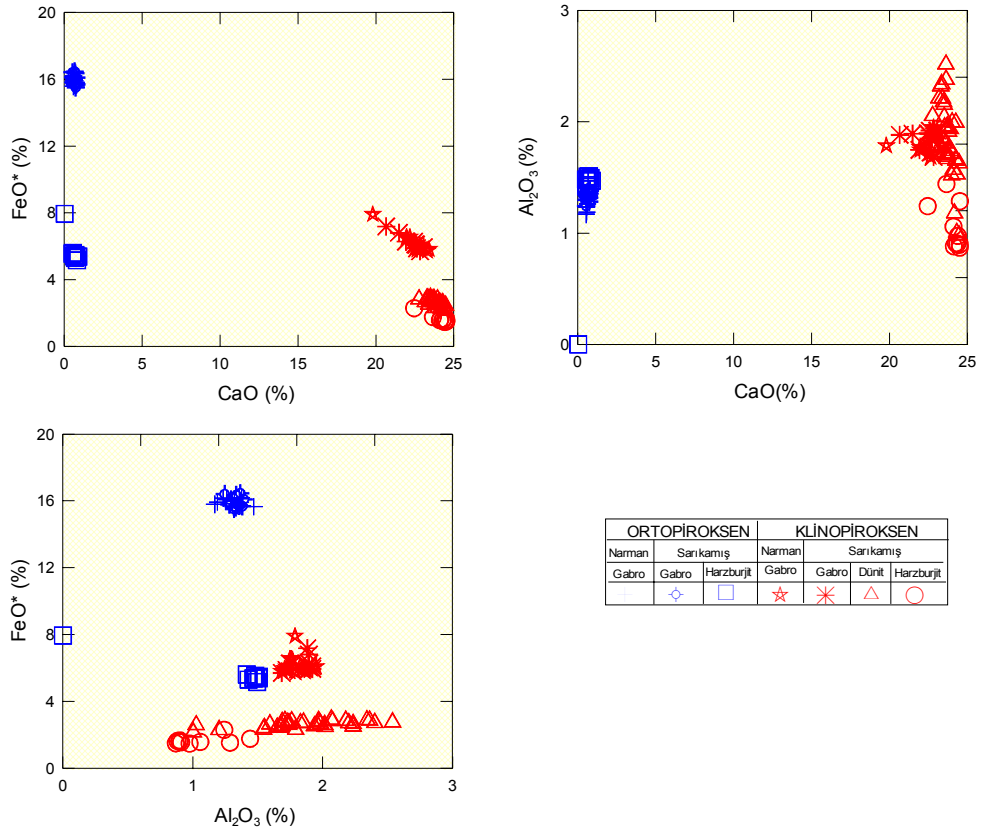
Karadağ (Narman) gabroyik kayalarına ait ortopiroksenler, Parmakdere (Sarıkamış) gabroyik kayalarına ait ortopiroksenler ile aynı alanda kümelenip yine enstatit bileşimi verirler. Karadağ gabroyik kayalarına ait klinopiroksenler, Parmakdere bölgesine ait mafik ve ultramafik kayalara ait klinopiroksenlerin kümelendikleri dar alanda yer alıp diyopsit bileşimi verirler (Şekil 52).



Şekil 52. Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) peridotitleri ve bu peridotitler ile mekansal ilişkili olan gabroyik kayalara ait piroksenlerin sınıflaması (Poldevaart ve Hess, 1951)

Parmakdere bölgesinin dünit ve harzburjitlerine ait ortopiroksenler dünyanın değişik bölgelerindeki ofiyolitik kayaçlardaki ortopiroksenler ile benzer En bileşimi verirler (Coleman, 1977).

Karadağ ve Parmakdere peridotit ve gabroyik kayaçlarına ait tüm piroksenler aynı diyagramlar üzerinde gösterilmiştir (Şekil 53).



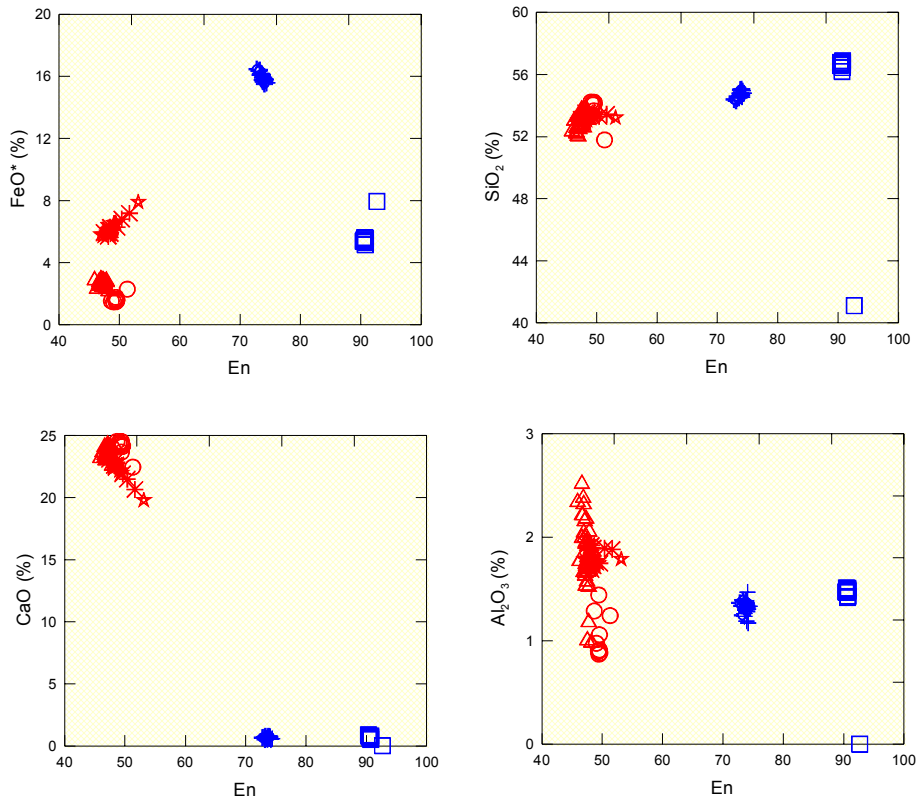
Şekil 53. Parmakdere (Sarıkamış) harzburjit, dünit ve gabroyik kayaçlarındaki piroksenlerin FeO-CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO, FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramlarındaki konumu

Aynı kayaçlara ait klinopiroksenler enstatite (En) karşılık FeO, SiO<sub>2</sub>, CaO ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramlarında da değerlendirilmiştir. Gabroyik kayaçlara ait klinopiroksenlerin En-FeO diyagramında pozitif çizgisel, En-CaO ve En-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramlarında negatif çizgisel bir ilişki sundukları gözlenmiştir. (Şekil 54).



Parmakdere hazburjit, dünit ve gabroyik kayaçlarındaki ortopiroksenler aynı FeO-CaO,  $Al_2O_3$ -CaO, FeO- $Al_2O_3$  diyagramlarında oldukça dar alanlarda yığılım gösterip çizgisellik oluşturmazlar.

Karadağ gabroyik kayaçlarına ait klinopiroksenler de tıpkı ortopiroksenleri gibi dar alanlarda kümelenip kısmen çizgisellik sunarlar. Genellikle Parmakdere gabroyik kayaçları ile uyum içinde dağılım gösterirler.



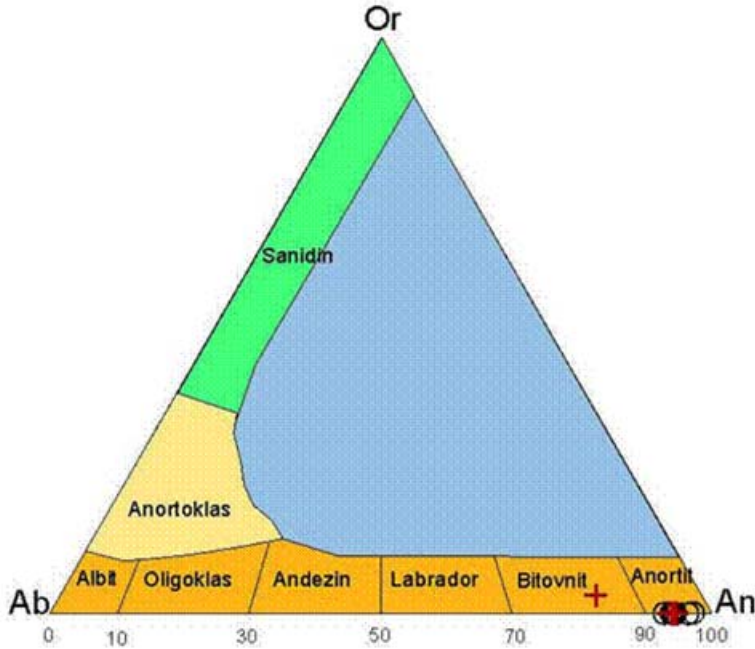
Şekil 54. Parmakdere (Sarıkamış) hazburjit, dünit ve gabroyik kayaçlarındaki piroksenlerin enstatite (En) karşılık FeO, SiO<sub>2</sub>, CaO ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramları

### 3.4.2.4. Plajiyoklas Kristal Kimyası

Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) peridotitleri içinde stoklar şeklinde mostra veren gabroyik kayaçlar makroskobik, mikroskobik benzerlikleri yanında kristal kimyası açısından da birbirlerine benzer değerlere sahiptirler. Her iki bölgeye ait gabroyik kayaçlardaki plajiyoklas mikrokimyasal analiz sonuçları Tablo 19 ve 20’de sunulmuştur.

Karadağ (Narman) bölgesi gabroyik kayaçlarına ait plajiyoklasların ana oksit (%) içeriği  $\text{SiO}_2$ ; 41.3-44.7,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 35,5-36,7,  $\text{CaO}$ ;19,1-19,7  $\text{Na}_2\text{O}$ ; 0,59-0,76,  $\text{K}_2\text{O}$ ; <0,02’ dir. Karadağ gabroyik kayaçlarındaki plajiyoklasların anortit (An) içerikleri oldukça homojen olup 93,3 ile 94,7 arasında değişir.

Parmakdere bölgesi gabroyik kayaçlarına ait plajiyoklaslarındaki ana oksit (%) içeriği de,  $\text{SiO}_2$ ; 43,6-45,1,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 35,3-36,6,  $\text{CaO}$ ;19,1-20,0,  $\text{Na}_2\text{O}$ ; 0,41-0,70,  $\text{K}_2\text{O}$ ; <0,02’dir. Parmakdere gabroyik kayaçlarındaki plajiyoklasların anortit (An) içerikleri de oldukça homojen olup 92,7 ile 96,4 arasında değişim gösterir. Dolayısı ile her iki bölgeye ait gabroyik kayaçlar istisna olmakla birlikte anortit cinsi plajiyoklasa sahiptir (Şekil 55).



Şekil 55. Karadağ (simge: O) ve Parmakdere (simge: +) peridotitleri içindeki gabroyik kayaçlara ait plajiyoklasların Or-Ab-An diyagramındaki dağılımları (Smith ve Brown, 1988).





#### 4. İRDELEME VE TARTIŞMA

Karadağ ve Parmakdere ultramafik-mafik masifleri içinde genellikle harzburjit bileşimli peridotitlerin bulunması ilk bakışta bunların normal bir okyanus ortası sırtında oluşan magmadan arda kalan kalıntı manto malzemesi (abisal) olduklarını düşündürür. Buna rağmen normal bir abisal peridotitten farklı toplam kayaç (ana, iz ve NTE) ve mineral kimyasına sahiptirler. Bu peridotitlerin kromitit oluşumlarına ev sahipliği yapmaları ve kromititlerin içerdiği PGE oran ve dağılımları dikkate alındığında, Karadağ ve Parmakdere peridotitlerinin sonradan ilk oluştuğu ortamdan farklı jeotektonik ortamlara itildikleri ve bunun sonucu olarak da daha farklı magmaların etkisiyle bugünkü mineralojik ve petrokimyasal özelliklerini kazandıkları anlaşılmıştır.

Toplam kayaç açısından değerlendirildiğinde her iki masifi temsil eden peridotit, piroksenit ve gabroyik kayaçların R1 ve R2 diyagramında belli bir yönseme gösterdikleri, bunların tümünün fakat değişik oranlarda manto fraksiyonlaşma ürünü oldukları, bir kısmı kalıntı malzemeyi bir kısmının da manto malzemesinden ayrımlaşan malzemeyi temsil ettiği görülmüştür (Şekil 33). Ultramafik kayaçların  $Al_2O_3$ -MgO-CaO içeriğine bağlı tektonit-kümülat ayrımı diyagramında tümüyle alpin tip peridotitin karşılığı olarak bilinen tektonit alanda yer aldıkları gözlenmiştir (Şekil 34). Buna göre inceleme sahalarındaki peridotitlerin (dünit hariç) tamamının tektonit peridotit (metamorfik) özellikli olduğu belirlenmiştir. Peridotit örneklerinin ( $Al_2O_3/SiO_2$ ) ve ( $MgO/SiO_2$ ) diyagramında, Karadağ ve Parmakdere peridotitlerinin abisal peridotitlerin bazı izlerini taşımakla beraber, onlara oranla daha fazla tüketilmiş oldukları, gelişimlerinde abisal peridotitlerinkinden farklı ikincil bir mekanizmanın etkili olduğu gözlenmiştir (Şekil 35).

Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait gabroyik kayaçların kondrite normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) analiz değerleri incelendiğinde, Parmakdere gabroyik kayaçlarının kondrite oranla tüketildikleri (1,0 in altında) ve yataya yakın bir yönseme gösterdikleri, Karadağ gabroyik kayaçların ise kondrite oranla zenginleştikleri (1,0 in üzerinde) gözlenmiştir.

Her iki masife ait kromititlerin, toplam kayaç Mg#-Cr# jenetik ayırım diyagramında ofiyolitik kromititler alanına düştükleri, stratiform kromititlerden farklı oldukları, ancak iki

kromitit örneğinin boninitik magma ile ilişkili alanda yer almaları bunların yitimle ilişkili bir ortamda geliştiklerini belirtir (Şekil 37 a)

Kromititlerin toplam kayaç PGE içeriklerinin C1 kondritine göre normalleştirilmiş değerleri 1 in altındadır (0,2 den küçük). Bu durum, kromititlerin türemiş oldukları manto malzemesinin PGE açısından nispeten tüketilmiş olduğunu gösterir. Kondrite göre normalize edilen bu grafiklerde Os'dan Ru'a doğru yatay veya hafif pozitif, Ru'dan Pt'e doğru keskin bir negatif, Pt'den Pd ve Au'a doğru da pozitif bir trend mevcuttur (V şekilli). Kromititlerin bu V şekilli trendi podiform kromititlerin karakteristik bir özelliğidir. İnceleme alanlarındaki kromititlerin söz konusu bu dağılımları dünyanın değişik bölgelerindeki ofiyolitik kayaçlara ait kromititlerdeki normalize PGE değerleri ile karşılaştırılmış, alaskan ve stratiform kromititlerden kesinlikle farklı oldukları gözlenmiştir.

Okyanus ortası sırt altında gelişen ve kalıntı peridotitleri oluşturan lertzolitler, oluştukları derinliğe bağlı olarak plajyoklas, garnet ve spinel lertzolit olmak üzere üç farklı gruba ayrılırlar. Alüminyumlu mineraller olan plajiyoklas, garnet ve spinelin varlığı sadece oluştukları derinlikle ilgili olmakla beraber, varlıkları veya yoklukları lertzolitik ana mineral bileşimi etkilemez. Olivin, ortopiroksen ve klinopiroksenin ana bileşen olarak yer aldığı bu peridotitlere nadiren de olsa manyetit ve bazı sülfürlü mineraller eşlik eder. Karadağ ve Parmakdere peridotitlerinin mineralojik bileşim açısından lertzolitlerden farklıdır. Her iki masif genellikle harzburjitik ve yer yer de dünitik bileşimlidir. Masifler alüminyumlu mineral olarak bilinen garnet, plajiyoklas içermezler ve lertzolitlere oranla  $Al_2O_3$  bakımından tüketilmişlerdir. Tüm bu nedenlerle normal bir ofiyolitik (okyanus kabuğu) peridotitlerden farklıdırlar ve bugünkü bileşimlerinden sorumlu olan farklı bir jeotektonik ortamın etkisinde kaldıkları açıktır.

Abisal peridotitlere ait aksesuar kromitlerin Cr# değerleri 0,6' nın altındadır. Atlantik ortası sırtı altında oluşan peridotitler içindeki aksesuar kromitin Cr# değeri 0,37-0,52 (Harvey vd., 2006), Hint okyanus ortası sırtı altında oluşan peridotitler içindeki aksesuar kromitin Cr# değeri 0,2-0,5 dir (Hellebrand vd., 2002). Karadağ ve Parmakdere peridotitleri içinde bulunan aksesuar kromitlerin Cr# değerleri de 0,28-0,34 arasında değişir. Aksesuar kromit kimyası açısından Karadağ ve Parmakdere peridotitleri abisal peridotit karakteri sunar. Bu da peridotitlerin başlangıçta, okyanus ortası sırtta bölümsel ergimeden arda kalan kalıntı peridotitler olduklarını fikrini doğrular. Magmadan ilk

kristallenen minerallerden olan aksesuar kromitlerin (krom spineller) oluşum sıcaklıklarının yüksek olmaları nedeniyle, yeni bir magma etkileşiminden etkilenmeleri klinopiroksen, ortopiroksen ve hatta olivinden daha yüksek sıcaklıkta olmalıdır. Dolayısı ile boninitik magmanın lerzolitik bir manto malzemesi ile olan etkileşiminde aksesuar kromitleri tam olarak bölümsel ergimeye uğratamadıkları anlaşılmaktadır. Dolayısı ile Karadağ ve Parmakdere peridotitlerine ait aksesuar kromitler Cr#-Mg# diyagramında abisal ve yitim ile ilişkili alana (Şekil 46), Cr#-TiO<sub>2</sub> diyagramında çok tüketilmiş ile tüketilmiş alana (Şekil 47), Cr-Al-Fe<sup>+3</sup> diyagramında abisal ve alpin tip alana (Şekil 48), TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramında yitim zonu ve MORB ile ilgili alana (Şekil 50 b), TiO<sub>2</sub>-Cr# diyagramında yay önü ve abisal alana (Şekil 50 a), aksesuar Cr#-% Fo olivin diyagramında da abisal ve yitim ile ilişkili alana (Şekil 49) düştükleri görülmektedir. Dolayısı ile aksesuar kromitlerden hareketle jeotektonik ayırım yapmak oldukça güçleşmektedir.

Karadağ kromitlerinin Cr#-TiO<sub>2</sub> diyagramında tamamen boninitik, Parmakdere kromitlerinin ise genelde tüketilmiş peridotit kısmen de boninitik alan içerisinde yer aldıkları görülür (Şekil 47). Boninitik magma gelişiminin sadece yitim zonlarında olabileceği dikkate alınırsa, Karadağ ve Parmakdere ultramafik masifi içindeki kromitlerin yitim zonu magmatizma ürünü oldukları, dolayısı ile bunlara ev sahipliği yapan ultramafik masifin, ilk oluşumu sırasında sahip olduğu abisal karakter yanında, yitim zonuna ait izler de taşıdığı anlaşılmaktadır.

Karadağ ve Parmakdere harzburjitlerine ait olivin kristal kimyası incelendiğinde hem abisal peridotitlere hem de yitim zonu peridotitlerine ait ortak olivin-spinel magma dizisi içinde yer aldıkları, ayrıca az da olsa Mg açısından zenginleştikleri yani tüketilmiş manto malzemesi oldukları gözlenmiştir. Ancak, Parmakdere dünitlerinde farklı bir durum gözlenmiştir. Olivinlerin, olivin-spinel magma dizisi içinde yer almamaları bunların normal bir magmanın tüketilmesinden arda kalan kalıntı materyal olmadıkları (Mg# azalmış), yersel ve dar alanda ve nispeten daha ortaç bir bileşimde başka bir magma ile etkileşime girmiş olduklarını belirtir ( bu yüzden peridotitik masiflerde dünitik kayaçlar zaman zaman kümülat olarak adlandırılırlar). Bu ortaç bileşimli magmanın boninitik bileşimli bir magma olabileceği görüşü benimsenmiştir (Zhou, 1995).

Karadağ ve Parmakdere harzburjitlerine ait klinopiroksen kristal kimyası ile abisal peridotitlerdeki klinopiroksen kimyası karşılaştırılmıştır. Karadağ ve Parmakdere harzburjitlerine ait klinopiroksenlerde % olarak TiO<sub>2</sub>; <0,04, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,8-1,4, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,3-

0,7 aralığında yer alır. Oysa normal bir abisal peridotitte % olarak  $TiO_2$ ; 0,02-0,2,  $Al_2O_3$ ; 4,0-6,0,  $Cr_2O_3$ ; 1,2-1,5 aralığındadır. Dolayısı ile Karadağ ve Parmakdere harzburjitlerine ait klinopiroksenler normal bir abisal peridotittekilere oranla  $TiO_2$  bakımından 1-10 kat,  $Al_2O_3$  bakımından 4-5 kat,  $Cr_2O_3$  bakımından da 2 ila 4 kat tüketilmiş olarak gözükmetedir.

Sonuçta, inceleme konusu olan Karadağ ve Parmakdere ultramafik-mafik masifleri başlangıçta normal bir okyanus kabuğuna ait manto kalıntı malzemesi oldukları, normal bir okyanus ortası sırt altında oluştukları, bu haliyle hala abisal peridotit izini taşıdıkları anlaşılmıştır. Daha sonra farklı bir jeotektonik ortama itilerek içerdikleri kromitit oluşumuna neden olan magmaların (boninitik) etkisinde kalarak bugünkü mineralojik ve petrokimyasal özelliklerini kazandıkları anlaşılmıştır. Kromitit oluşumlarına neden olan ve peridotitlerin mineral ve petrokimyasal bileşimlerini değiştiren boninitik magmalar, yalnızca yitim zonlarında gelişen bir magma türüdür. Buna göre Karadağ ve Parmakdere ultramafik-mafik masifleri yitimden etkilenen ve yitim zonunda gelişen peridotit masifleridir. Ancak yitimin kuzeyden güneye mi yoksa güneyden kuzeye mi olduğu konusunda henüz bir veri elde edilememiş olmakla birlikte, bu çalışmanın daha sonra yitimin yönü üzerinde yapılabilecek çalışmalara ışık tutabileceği düşünülmektedir.

Peridotit içindeki klinopiroksenin boninitik magma etkileşimi ile kristal yapısının bozularak olivine dönüştüğü, içermiş olduğu yüksek oranda  $Cr_2O_3$  ün uygun birikim alanlarında büyük kromitit kütlelerini oluşturduğu düşüncesi giderek taraftar kazanan yaygın bir görüştür (Zhou, 1995). Milyarlarca tonluk bir kütleyle sahip lertzolitlerin harzburjitelere dönüşümü ile (klinopiroksenin ergiyerek yerini fo içeriği yüksek olivine bırakması) büyük rezervli kromititlerin ortaya çıkması matematiksel bir gerçektir. Abisal karakterli lertzolitik bir peridotit içindeki klinopiroksenin  $Cr_2O_3$  içeriği %1,2 ile 1,5 arasındadır (Hellebrand vd., 2002). Lertzolitik bir malzemenin boninitik bir magma ile etkileşimi sonucu klinopiroksen içindeki  $Cr_2O_3$  oranı azalacak veya tamamen yok olacaktır. Klinopiroksen içindeki bu oranın azalma ölçüsünde, açığa çıkan  $Cr_2O_3$ ' ün de başka herhangi bir mineralin bileşimine fazla oranda girmeden kendi kayaç grubunu (kromititleri) oluşturması gerekir. Karadağ ve Parmakdere ultramafik-mafik masiflerinin harzburjitlerine ait klinopiroksenlerin  $Cr_2O_3$  içerikleri ortalama % 0,43 tür. Benzer şekilde Kop harzburjitlerine ait klinopiroksenlerin ortalama  $Cr_2O_3$  içeriği de % 0,47 dir (Kolaylı, 1996). Bu durum Kop peridotitleri gibi Karadağ ve Parmakdere ultramafik-mafik



masiflerine ait peridotitlerin de lerzolitik bileşimden saptığı ölçüde büyük kromitit kütleleri içerebileceği anlaşılmaktadır.

## 5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Yapılan bu çalışma ile şu sonuçlar elde edilmiştir;

1. Karadağ ve Parmakdere Mafik-Ultramafik masifleri içinde genellikle harzburjit bileşimli peridotitler yer alır.

2. Her iki peridotit içinde dünitler kapanımlı mercer, piroksenit ve gabroyik kayaçlar daykvari küçük stoklar şeklinde yer alır.

3. Masifler içerisinde yer alan kromitler alpin tip karakterlidir.

4. Masifler içerisinde yer alan peridotitler alpin tip peridotit özelliğindedir.

5. Karadağ ve Parmakdere peridotitleri içinde bulunan aksesuar kromitlerin Cr# değerleri 0,28-0,34 arasında değişir.

6. Karadağ ve Parmakdere masiflerine ait kromitlerin toplam kayaç Mg# ya karşı Cr# sınıflandırma diyagramında yüksek kromlu kromit oldukları (sınır değer Cr# 65 ) belirlenmiştir.

7. Toplam kayaç açısından değerlendirildiğinde her iki masifi temsil eden peridotit, piroksenit ve gabroyik kayaçların aynı bir diyagram üzerinde belli bir yönseme gösterdikleri, bunların tümünün fakat değişik oranlarda manto fraksiyonlaşma ürünü oldukları, bir kısmın kalıntı malzemeyi bir kısmının da manto malzemesinden ayrımlaşan bazik malzemeyi temsil ettiği görülmüştür.

8. Kromitlerin toplam kayaç PGE içeriklerinin C1 kondritine göre normalize edilmiş değerleri 1'in altındadır. Bu durum, kromitlerin türemiş oldukları manto malzemesinin PGE açısından nispeten tüketilmiş olduğunu gösterir. Kondrite göre normalize edilen PGE değerlerinin tipik "V" şekilli olmaları bunların yitim zonunda yeniden modifiye olmuş peridotitler oldukları görüşünü desteklemektedir.

9. Karadağ ve Parmakdere peridotitleri mineralojik bileşim açısından lertzolitlerden farklıdır. Masifler genellikle harzburjitik ve yer yer de dünitik bileşimlidir. Masifler, alüminyumlu mineral olarak bilinen garnet, plajiyoklas içermez ve lertzolitlere oranla Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bakımından tüketilmişlerdir. Tüm bu özellikler ile normal bir ofiyolitik (okyanus kabuğu) peridotitlerden farklıdır ve bugünkü bileşimlerinden sorumlu olan farklı bir jeotektonik ortamın etkisindedirler.

10. İnceleme konusu olan masifler başlangıçta normal bir okyanus kabuğuna ait manto kalıntı malzemesi oldukları, normal bir okyanus ortası sırt altında oluştukları, bu haliyle hala abisal peridotit izini taşıdıkları anlaşılmıştır. Daha sonra farklı bir jeotektonik ortama itilerek içerdikleri kromitit oluşumuna neden olan magmaların (boninitik) etkisinde kalarak bugünkü mineralojik ve petrokimyasal özelliklerini kazandıkları anlaşılmıştır. Kromitit oluşumlarına neden olan ve peridotitlerin mineral ve petrokimyasal bileşimlerini değiştiren boninitik magmaların yalnızca yitim zonlarında gelişen bir magma türü olduğu düşünülürse, birbirlerine yakın masiflerin yitimden etkilenen ve yitim zonunda şekillenen peridotit masifleri oldukları belirlenmiştir. Ancak yitimin kuzeyden güneye mi yoksa güneyden kuzeye mi olduğu konusunda henüz bir veri elde edilememiş olmakla birlikte, bu çalışmanın daha sonra yitimin yönü üzerinde yapılabilecek çalışmalara ışık tutabileceği düşünülmektedir.

11. Her iki masif içerisinde yer alan harzburjitlerde tespit edilen kromitit yatakları küçük rezervlidir. Ancak harzburjitelere ait klinopiroksenlerin kristal kimyası dikkate alındığında, Kop peridotitlerinde olduğu gibi büyük rezervli yatakların olabileceği bilimsel bir gerçektir. Ancak, masifin güney ve kuzeyinde bulunan daha genç yaşlı örtü kayaçları ile örtülmüş, hala yüzeye çıkmamış veya çıkıp da erozyona uğramış olma şeklinde üç değişken ile karşı karşıya kalmak mümkündür. Dolayısı ile Parmakdere ultramafik-mafik masifi peridotitleri kromitit açısından önemli bir potansiyele sahiptir.

## 7. KAYNAKLAR

- Abbas, A., Gök., L., Ateş, M., İmik, M., Kılınc, F., Canpolat, M ve Aydın, A., 1991. Horasan (Erzurum ili) Dolayının Jeolojisi Hakkında Rapor, MTA Derg., Ankara, 9341.
- Acar, E. Ç., Altun, Y. ve Özkan, Y. Z., 1983. Karadağ (Erzurum-Narman) Polimetalik Cevherleşmesinin Jeolojik Raporu, MTA Derg., Ankara, 39758, 1.
- Agiorgitis, G., ve Wolf, R., 1977. Zur Platin-Palladium and Goldverteilung in Griechischen Chromiten, Chem. Erde. 36, 349-351.
- Akalın, L., 1978. Balkaya ve Sütküns (Erzurum) Linyit Sahaları Etüdü, MTA Derg., Ankara, 224.
- Alptekin, Ö., 1973. Focal Mechanism of Earthquake in Western Turkey and Their Tectonic Implication, Ph.D. Thesis, New Mexico Inst. of Mining and Tech., Socorro, New Mexico.
- Altınlı, İ. E. 1969. Oltu-Olur-Narman Dolaylarının Jeolojik İncelemesi, TPAO, Ankara, 449.
- Arai, S., 1994. Characterization of Spinel Peridotites by Olivine-Spinel Compositional Relationships, Chem. Geol., 113, 191-204.
- Argand, E., 1924. La Tectonique de l'Asie. C. R. Congres Geol Intern. XIII. Sess. Belgique, Fasc, 1922.
- Arni, P., 1939. Tektonische Grundzuge Ostanatoliens and Benachbarter Gebiete, MTA, Ankara.
- Baker, M. B. ve Beckett, J. R., 1999. The Origin of Abyssal Peridotites: A Reinterpretation of Constraints Based on Primary Bulk Compositions. Earth and Planetary Science Letters, 171, 49-61.
- Batchelor, B. ve Bowden, P., 1985. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters, Chemical Geology, 48, 43-55.
- Bayraktutan, S., 1978. Tekman Havzasının Sedimanter Litofasiyesleri ve Çökeltme Tarihçesi, TJK Bildiri Özleri Kitabı, Anakar, 69-70.
- Bayraktutan, S., 1982. Narman (Erzurum) Havzasının Miyosen'deki Sedimantolojik Evrimi, Doktora Tezi, Atatürk Ün., Fen Bilimleri Enstitüsü, Erzurum.
- Barnes, S. J., Naldrett, A.J. ve Gorton, M. P., 1985. The Origin of the Fractionation of Platinum Group Elements in Terrestrial Magmas, Chem. Geology, 53, 303-323.

- Beard, J. S., 1986. Characteristic Mineralogy of Arc Related of Cumulate Gabbros, Implication for the Tectonic Setting of Gabbroic Plutons and for Andesite Genesis *Geology*, 14, 10, 848-851.
- Bloomer, S. H. ve Hawkins, J. W., 1987. Petrology and Geochemistry of Boninite Series Volcanic Rocks from the Mariana Trench, *Contrib. Mineral. Petr.*, 97, 361-77.
- Blumenthal, M. M., 1946. Die Neue Geologische Karte der Türkei and Einige Ihrer Stratigraphisch-Tektonischen Grundüge, *Eclogae Geol., Helv.*, 39, 2.
- Boray, A., 1975. Bitlis Dolayının Yapısı ve Metamorfizması, *TJK Bült.*, 18, 1, 81-84.
- Bozkuş, C., 1990. Oltu-Narman Tersiyer Havzası Kuzeydoğusunun (Kömürlü) Stratigrafisi, *TJK Bült.*, Ankara, 33, 47-56.
- Cameron, W. E., Nisbet, E.G. ve Dietrich, V.J., 1980. Petrographic Dissimilarities Between Ophiolitic and Ocean Flor Basalts in Ophiolites, Proceedings of the International Ophiolite Symposium, A. Geol. Surv. Dep., Nicosia. Cyprus, 182-192.
- Coleman, R.G., 1971. Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites Along the Continental Edges, *Journal of Geophysical Research*, 76, 1212-1222.
- Coleman, R.G., 1977. Ophiolites Ancient Oceanic Lithosphere, *Springer-Verlag*, New York, 229.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M. ve Yurtsever, A., 1983. Structural setting of Bitlis Masif, Geology of the Taurus Belt da., International Symposium, 245-254.
- Crocket, J. H., 1978. Handbook of Geochmistry (Ed: K. H. Wedepohl) II-5, SpringerVerlog Berlin, Heidelberg, Newyork.
- Crocket, J. H., 1979. Platinum-Group Elements in Mafic and Ultramafic Rocks, a Survey, *Canadian Mineral*, 17, 391-402.
- Crocket J. H., 1981. Geochemistry of the Platinum-Group Elements, In Platinum Elements, *Mineralogy, Geology, Recovery* (ed. L. Cabri), CIM Spec., 23, 47-63.
- Demirtaşlı, E. ve Pisoni, C., 1965. Ahlat-Adilcevaz Bölgesinin Jeolojisi (Van Gölü Kuzeyi), *MTA Derg.*, Ankara, 64, 22-36.
- Dewey, J. F. ve Bird, J.M., 1971. Origin and Emplacement of Ophiolite Suite, Appalachian Ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76, 3179-3206.
- Dewey, J. F. ve Şengör, A. M. C., 1979, Aegean and Surrounding Regions Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone, *Geol. Soc. Am. Bul.*, 90, 84-92.

- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroglu, F. ve Şengör, A. M. C., 1986. Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia – A Young Collision Zone: in Coward, M. P. and Ries, A. C., eds., *Collision Tectonics*, Geol. Soc. London Spec. Pub., 19, R. M. Shackleton , 3-36.
- Dick, H. J. B. ve Bullen, T., 1984. Chromian Spinel as a Petrogenetic Indicator in Abyssal and Alpine-Type Peridotites and Spatially Associated Lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 1, 54-76.
- Dick, H. J. B., 1989. Abyssal Peridotites, Very Slow Spreading Ridges and Ocean Ridge Magmatism, in *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Publ., 142, 71-105.
- Edwards, S. J., 1990. Harzburgites and Refractory Melts in the Lewis Hill Massif, Bay of Islands Ophiolite Complex; the Base- and Precious Metals Story. *Canadian Mineralogist*, 28, 537–552.
- Egeran, N., 1947. *Tectonique de la Turquie et Relations*, G. Thomas, Nancy.
- Engin, O. ve Engin, T., 1964. Hanege (Demirtaş) Köyü (Erzurum-Oltu) ve Civarındaki Linyit İhtiva Eden Sahanın Jeolojisi Hakkında Rapor, *MTA Der.*, Ankara, 3548.
- Engin, T., 1986. Türkiye Maden Yatakları ve MTA'nın Maden Aramacılığındaki Yeri, *MTA. Yay.*, 194, 2.
- Erentöz, C., 1954. Aras Havzasının Jeolojisi, *TJK., Bült.*, 5, Ankara, 1-54.
- Gass, I.G., 1967. *The Ultrabasic Volcanic Assemblages of the Troodos Masif, Ultramafic and Related Rocks*, New York, 121-134.
- Gattinger, T.E., 1954. Türkiye Jeolojisi Haritası (1/100.000 ölçekli), MTA, Ankara.
- Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N., 1983. Geology of the Bitlis Metamorphic Belt, *Geology of the Taurus Belt, International Symposium*, 237-244.
- Garuti, G., Fershtater, G., Bea, F., Montero, P., Pushkarev, E.V. ve Zaccarini, F., 1997. Platinum-Group Elements as Petrological Indicators in Mafic–Ultramafic Complexes of the Central and Southern Urals, *Tectonophysics*, 276, 181-194.
- Gökçe, A., 1995. Maden Yatakları, Cumhuriyet Üniversitesi Yayını, Sivas, 59, 307.
- Harvey, J., Gannoun, A., Burton, K.W., Rogers, N.W., Alard, O. ve Parkinson, I.J., 2006. Ancient Melt Extraction from the Oceanic Upper Mantle Revealed by Re-Os Isotopes in Abyssal Peridotites from the Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 244, 3–4, 606–621.
- Hebert, R. ve Laurent, R., 1990. Mineral Chemistry of the Plutonic Section of the Troodos Ophiolite, New Constraints for Genesis of Arc Related Ophiolites *Proceedings Troodos Ophiolite Symposium, 1987*, 149-163.

- Hellebrand, E., Snow, J.E., Hoppe, P ve Hofmann, A., 2002. Garnet-Field Melting and Late-Stage Refertilization in 'Residual' Abyssal Peridotites from the Central Indian Ridge, *Journal of Petrology*, 43, 2305-2338.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozola, F. ve Villari, L., 1976. Evolution of Volcanism in the Area of Interaction Between Arabian, Anatolian and Iranian Plates (Lake Van, Eastern Turkey), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1,103-112
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G. ve Villari, L., 1982. Anatolia and Northwestern İran. In, Thorpe, R. S. *Andesites*, 327-349.
- Juteau, T., 1980. Ophiolites of Turkey, *Ofiyoliti*, 2, 199-235.
- Kamanlı, A., 1975. Sarıkamış-Pasinler Civarında Perlit İmkanları Hakkında Rapor, MTA Derg., Ankara, 5369.
- Karipi, S., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K. ve Grammatikopoulos T., 2007. Petrogenetic Significance of Spinel-Group minerals from the Ultramafik Rocks of the İti and Kallidromon Ophiolites (Central Greece), *Lithos*, 99, 136-149.
- Keskin, M., 1998. Erzurum-Kars Platosunun Çarpışma Kökenli Volkanizmasının Volkano-Stratigrafisi ve Yeni K/Ar Yaş Bulguları Işığında Evrimi, Kuzeydoğu Anadolu, MTA Der., Ankara, 120.
- Keskin, M., 1994. Genesis of Collision-Related Volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey, Ph. D. Thesis, University of Durham, U.K.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Derg., Ankara, 66, 23-34.
- Ketin, İ., 1977. Van gölü ile İnan Sınırı Arasındaki Bölgede Yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuçları Hakkıda Kısa Bir Açıklama, TJK Bült., 20, 2, 79-85.
- Keays, R. R., 1995. The Role of Komatiitic and Picritic Magmatism and S-Saturation in the Ormation of the Ore Deposits, *Lithos* , 34, 1-18.
- Koçyiğit, A., 1985, Muratbağı-Balaban (Horasan) Arasında Çobandede Fay Kuşağının Jeo-Tektonik Özellikleri ve Horasan-Narman Depremi Yüzey Kırıkları, Cumhuriyet Univ. Müh. Fak., Yerbilimleri Derg., Sivas, 2, 17-33.
- Kolaylı, H., 1996. Kop Dağları (Erzincan-Erzurum-Bayburt) Ultramafik ve Mafik Kayaçlarının Jeolojik, Petrolojik ve Metalojenik İncelemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Kolaylı, H., Arslan, M. ve Çiftçi, E., 2007. Platinum Group Element Contents of the Kop Chromitites and its Possible Sources, (NE Turkey), Goldschmidt Conference, Köln.

- Lago, B., Rabinowicz, M. ve Nicolas, A., 1982. Podiform Chromite Ore Bodies, A Genetic Model, J.Petrol., 23, 103-125.
- Leblanc, M., 1987. Chromite in Oceanic Arc Environments, New Caledonia, In Stowe, C. W. (Ed.), Evolution of Chromium Ore Fields. Van Nostrand-Reinhold, New York, 265–296.
- Leblanc, M. ve Nicolas, A., 1992. Ophiolitic chromites Inr. Geol. Rev. 34, 653- 686.
- McDonough, W. F., McCulloch, M. T. ve Sun, S., 1985. Isotopic and Geochemical Systematics in Tertiary-Recent Basalts from Southeastern Australia and Implications for the Evolution of the Sub-Continental Lithosphere, Geochim. Cosmochim. Acta , 49, 2051-2067.
- McDonough, W. F. ve Frey, F. A., 1989. Rare Earth Elements in Upper Mantle Rocks, In: B. R. Lipin and G. A. McKay (eds.) Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements Reviews in Mineralogy, 21, 99-145.
- McDonough, W. F., Stosch, H. G. ve Ware, N., 1992. Distribution of Titanium and the Rare Earth Elements between Peridotitic minerals, Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, 321-328.
- McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region: Geophys. J. R. Astr. Soc., 30, 109-185.
- McKenzie, D. P., 1978. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins, Earth Planetary Sci. Letters, 40, 25-32.
- Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and Magmatic Rocks, Longman, Londra.
- Moores, E. M., Louise, H. K. ve Dilek, Y., 2000. Tethyan Ophiolites, Mantle Convection, and Tectonic “ Historical Contingency”, A Resolution of the “ Ophiolite Conundrum”, Ophiolites and Oceanic Crust. Geology Society of America Special, 349, 3-20.
- Naldrett, A.J. ve Cabri, L.J., 1976, Ultramafic and Related Rocks, Their Classification and Genesis with Special Reference to the Concentration of Nickel Sulfides and Platinum-Group Elements, Economic Geology, 71, 1131-1158.
- Naldrett, A. ve Duke, J., 1980. Platinum Metals in Magmatic Sulfide Ores, Science, 208, 1417-1424.
- Niu, Y., Langmuir, C. H. ve Kinzler, R. J., 1997. The Origin of Abyssal Peridotites, a New Perspective, Earth and Planetary Science Letters, 152, 251–265.
- Page, N. J., Engin, T. ve Haffty, J. 1979. Palladium, Platinum and Rhodium Concentrations in Mafic and Ultramafic Rocks from the Kızıldağ and Guleman Areas, Turkey and the Faryab and Esfandagheh-Abdasht Areas, Iran, U.S, Geol. Surv. 79-840.



- Page, N.J., Pallister, J.S., Brown, M.A., Smewing, J. ve Haffty, J., 1979. Platinum-Group Metals in Chromite-Rich Rocks from two Traverses Through the Semail Ophiolite, Oman. *Amer. Geophys. Union Trans.* 60, 963.
- Page, N. J., Cassard, D. ve Haffty, J. 1982. Palladium, Platinum, Rhodium, Ruthenium and Iridium in Chromitites from the Masif du Sud and Tiebaghi Masif, New Caledonia, *Econ. Geology*, 77, 1571-1577.
- Page, N. J., Aruscavage, P. J. ve Haffty, J., 1983. Platinum-Group Elements in Rocks from the Voikar-Syninsky Ophiolite Complex, Polar Urals, Rusia, *Mineral Deposita*, 18, 443-455.
- Page, N.J. ve Talkington, R.W., 1984. Palladium, Platinum, Rhodium, Ruthenium and Iridium in Peridotites and Chromitites from Ophiolite Complexes in Newfoundland, *Canadian Mineralogist*, 22, 137-149.
- 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), *Geol. Rundsch*, 85, 647-661.
- Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M., 2000. Suprasubduction Zone Origin of the Pozanti-Karsanti Ophiolite (Southern Turkey) Deduced from Whole-Rock and Mineral Chemistry of the Gabbroic Cumulates. *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publications, 173, 219-234.
- Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M., 2002. The Supra- Subduction Zone Pozanti-Karsanti Ophiolite Southern Turkey, Evidence for High-Pressure Crystal Fractionation of Ultramafic Cumulates, *Lithos*, 65, 205-224.
- Pearce, J. A., 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destuctive Plate Boundaris, New York, 525-548.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. ve Roberts, S., 1984. Characteristics and Tectonic Significance of Suprasubduction Zone Ophiolites, *Marginal Basin Geology*, Geological Society of London. Special Publication, 16, 77-89.
- Peck, D. C., Keays, R. R. ve Ford, R. J., 1992. Direct Crystallization of Refractory Platinum-Group Element Alloys from Primitive Magmas, Evidence from Western Tasmania. *Austr. J. Earth Sci.*, 39, 373-387.
- Perinçek, D., 1980, Bitlis Metamorfitlerinde Volkanitli Triyas, *TJK Bült.*, 23, 2, 201-211.
- Perinçek, D. ve Özkaya, L., 1981. Arabistan Levhası Kuzey Kenar Tektonik Evrimi, *Yerbilimleri*, 8, 91-101.
- Poldevaart, A. ve Hess, H. H., 1951. Pyroxenes in The Crystallization of Basaltic Magmas, *Journal of Geology*, 59, 472-489.

- Rollinson, H.R. 1993. Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman, Singapore, 352.
- Snow, J. ve Dick, H., 1995. Pervasive Mg loss by Marine Weathering of Peridotite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4219-3235.
- Steinmann, G., 1927. Die Ophiolitischen Zonen in der Mediterranean Kettengebirgen, *Geological Congress, 14th, Madrid, 2*, 638-667.
- Streckeisen, A., 1976. To Each Plutonic Rocks its Proper Name, *Earth Sci. Rev.*, 12,1-33.
- Solaiman Al-Aabed, M. S., 2000. Petrogenesis of Chromite and Associated Minerals in the Upper Mantle Peridotite of The Northern Semail Ophiolite (UAE), Doktora Tezi, The Ohio State University, USA.
- Smith, J. V. ve Brown, W. L., 1988. Feldspar Minerals, Second Revised and Extended Edition, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, New York, London.
- Sun, S. S. ve McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotope Systematics of Oceanic Basalts, Implications for Mantle Composition and Processes, In: Saunders, A. D.ve Norry, M. J. *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.
- Şaroğlu, F., Güner, Y., Kidd, W.S.F. ve Şengör, A. M. C., 1980, Neotectonics of Eastern Turkey, New Evidence for Crustal Shortening and Thickening in a Collision Zone, *EOS, Transactions of American Geophysical Union*, 61, 360.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Ögeler, *Jeomorfoloji, Tektonik, Volkanizma İlişkileri, TJK Bült.*, 24, 39-50.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1984, Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve İlgili Magmatizması, *Ketin Sempozyumu Bildirileri*, 149-162.
- Şaroğlu, F., 1985, Doğu Anadolu'nun Neotektonik Dönemde Jeolojik ve Yapısal Evrimi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1986, Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri, *MTA Derg.*, Ankara 107, 73-94.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian Transform Fault, its Age, Offset and Tectonic Significance, *Jour. Geol. Soc.*, London, 136, 269-282.
- Şengör, A. M. C. ve Kidd, W. S. F., 1979. The Post-Collisional Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a Comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A. M. C., White, G. W. ve Dewey, J. F., 1979, Tectonic Evolution of the Bitlis Suture, Southeastern Turkey, Implications for the Tectonics of Eastem Mediterranean, *Rapp. Comm. Int. Mer Medit.*, 25-26, 2, 95-97.

- Şengör, A. M. C., 1980, Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, TJK Bült., Konferans Serisi, 2, 40.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey, A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tamura, A. ve Arai, S., 2006. Harzburgite-Dunite-Orthopyroxenite Suite as a Record of Supra-Subduction Zone Setting for the Oman Ophiolite Mantle, Lithos, 90, 43-56.
- Tüysüz, N., 1991. Geology and Geochemistry of Listwaenites and Gold Occurrences in Kağızman-Kars Region (eastern Türkiye), Doktora tezi, ODTÜ., Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Tüysüz, N., 1993. Ortakale (Sarıkamış-Kars) Kromit Zuhurlarının Özellikleri ve Kökeni, TJK Bült., 36, 151-158.
- URL-1, [www.paleoportal.org/](http://www.paleoportal.org/) Exploring time ve Space. 16 Mayıs 2008.
- URL-2, [www.mta.gov.tr/](http://www.mta.gov.tr/) Jeoloji Haritaları 17 Mayıs 2008.
- URL-3, [www.erkurum.gov.tr/](http://www.erkurum.gov.tr/) Coğrafi yapı 17 Mayıs 2008.
- URL-4, [www.narman.gov.tr/](http://www.narman.gov.tr/) Tarih & Coğrafya 17 Mayıs 2008.
- URL-5, [www.sarikamis.org/sarikamis.html/](http://www.sarikamis.org/sarikamis.html/) Sarıkamış 17 Mayıs 2008.
- URL-6, [www.google.com.tr/](http://www.google.com.tr/) earth 17 Mayıs 2008
- URL-7, [www.geol.lsu.edu/henry/Geology3041/lectures/13MOR/MOR.htm](http://www.geol.lsu.edu/henry/Geology3041/lectures/13MOR/MOR.htm) 17 Mayıs 2008
- URL-8, [earth.s.kanazawa-u.ac.jp/ishiwata/ophiol\\_e.htm](http://earth.s.kanazawa-u.ac.jp/ishiwata/ophiol_e.htm) Ophiolite belts on the earth
- Wilson M., 1989. Igneous petrogenesi, Unwin Hyman, Londra.
- Wood, D. A., 1980. The Application of a Th-Hf-Ta Diagram to Problems of Tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 1, 11-30.
- Yumrul, G.P. ve Balce, G. R., 1994. Supra-Subduction Zone Ophiolites as Favorable Host For Chromitite, Platinum and Massive Sulfide Deposits, Jurnal of Southeast Asian Earth Sciences, 10, 65-79.
- Yılmaz Y., Dilek, Y. ve Işık, H., 1981. Gevaş (Van) Ofiyolitinin Jeolojisi ve Sinkinematik Bir Makaslama Zonu, TJK Bült., 24, 1, 37-44.

- Yılmaz, Y., 1984. Magmatic Activity in the Geological History of Turkey and its Relation to Tectonic Evolution, TJK Bült., Ketin Symposium, Ankara, Turkey, 63-81.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1986. Initiation of Neomagmatism in the Eastern Anatolia .
- Zhou, M. F. ve Bai, W. J., 1992. Chromite Deposits in China and Their Origin, *Min. Deposita*, 27, 192-199.
- Zhou, M., 1995. Petrogenesis of The Podiform Chromitites in The Loubusa Ophiolite, Southern Tibet, Doktora Tezi, Dalhousie University, UK.
- Zhou, M., Robinson, P. T., Malpas, J. ve Li, Z., 1996. Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet), Journal of Petrology, 37, 3-21.

Ek Tablo 1. Karadağ (Narman/ Erzurum) ultramafik-mafik masifine ait kayaç kataloğu

Yer	Örnek No	Kayaç Adı	İncekesit	Ana oksit/ İz element	PGE
				NTE Analiz	Analiz
NARMAN	H 1	Harzburjit			
	H 2	Harzburjit	x	x	
	H 2M	Harzburjit	x	x	
	H 3	Andezit			
	H 4	Gabro	x	x	
	H 5	Diyabaz			
	H 6	Harzburjit			
	H 7	Gabro			
	H 8	Diyabaz			
	H 9	Harzburjit			
	H 10	Gabro	x	x	
	H 11	Harzburjit	x	x	
	H 12	Harzburjit			
	H 13	Diyabaz			
	H 14	Harzburjit			
	H 15	Harzburjit			
	H 20	Gabro	x	x	
	H 25	Gabro	x	x	
	H 27A	Gabro	x	x	
	H 27 K	Gabro	x		
	H42	Gabro	x	x	
	M 1	Gabro			
	M 2	Gabro			
	M 3	Gabro			
	M 4	Gabro	x		
	M 5	Lisvenit	x		
M 6	Bazalt	x			
M 7	Gabro				
M 9	Gabro				

Yer	Örnek No	Kayaç Adı	İncekesit	Ana oksit/ İz element	PGE
				NTE Analiz	Analiz
NARMAN	M 10	Gabro			
	M 40	Diyabaz			
	M 41	Diyabaz	x		
	M 42	Gabro	x		
	M 55	Harzburjit	x		
	M 70	Gabro			
	M 71	Gabro	x		
	M 72	Gabro	x		
	M 77	Bazalt	x		
	N 1	Diyabaz			
	N 2	Diyabaz	x		
	N 2M	Diyabaz	x		
	N 3	Harzburjit	x		
	N 4	Bazalt			
	N5	Bazalt	x		
	N6	Gabro			
	N 7	Gabro	x		
	N 8	Diyabaz	x		
	N 9	Harzburjit	x		
	N 10	Harzburjit			
	N 11	Diyabaz	x		
	N 12	Diyabaz	x		
	N 28	Harzburjit	x		
	P-1	Plajiyogranit			
	P-2	Plajiyogranit			
	Nar 11	Kromitit		x	x
	Nar-12	Kromitit			x
	Nar-21	Kromitit		x	x
	Nar-22	Kromitit			x

Ek Tablo 2. Parmakdere (Sarıkamış-Kars) ultramafik-mafik masifine ait kayaç kataloğu

Yer	Örnek No	Kayaç Adı	İncekesit	Ana oksit/ İz element	PGE	Yer	Örnek No	Kayaç Adı	İncekesit	Ana oksit/ İz element	PGE
				NTE Analiz	Analiz					NTE Analiz	Analiz
SARIKAMIŞ	A 1	Dasit	x			SARIKAMIŞ	C 20	Gabro	x		
	A 2	Dasit	x				C 37	Lerzolit	x		
	B 1	Gabro					C 50	Harzburjit	x		
	B 2	Gabro					C 58	Harzburjit	x		
	B 3	Gabro					C 59	Lerzolit	x		
	B 4	Harzburjit					C 61	Diyabaz	x		
	B 5	Harzburjit					C 71	Andezit	x		
	B 6	Harzburjit	x	x			C 72	Andezit	x		
	B 7	Harzburjit	x	x			C 78	Tüf	x		
	B 8	Gabro					C 79	Tüf	x		
	B 9	Gabro					C 93	Gabro	x		
	B 10	Piroksenit	x	x			C 94	Gabro	x		
	B 11	Gabro					C 95	Gabro	x		
	B 12	Gabro					C 96	Harzburjit	x		
	B 13	Gabro	x	x			C 120	Gabro	x		
	B 14	Gabro					C 178	Gabro	x		
	B 15	Gabro					D 10	Dünit	x		
	B 20	Harzburjit	x	x			D 80	Dünit	x		
	B 21	Lerzolit					D 85	Dünit	x		
	B 22	Lerzolit					D 90	Dünit	x		
	B 30	Gabro	x	x			D 109	Dünit	x		
	B 40	Piroksenit	x	x			D 150	Dünit	x		
	B 50	Lerzolit	x	x			Sar-11	Kromitit			x
	B 55	Dünit	x	x			Sar-12	Kromitit			x
	C3	Verlit	x				Sar -2	Kromitit		x	x
	C 9	Lisvenit	x				Sar- 3	Kromitit		x	x
	C 11	Kireçtaşı	x				Sar-4 (ist)	Kromitit			x
	C 14	Harzburjit	x				Sar-5	Kromitit			
C 19	Kireçtaşı	x			Sar-6	Kromitit					

## ÖZGEÇMİŞ

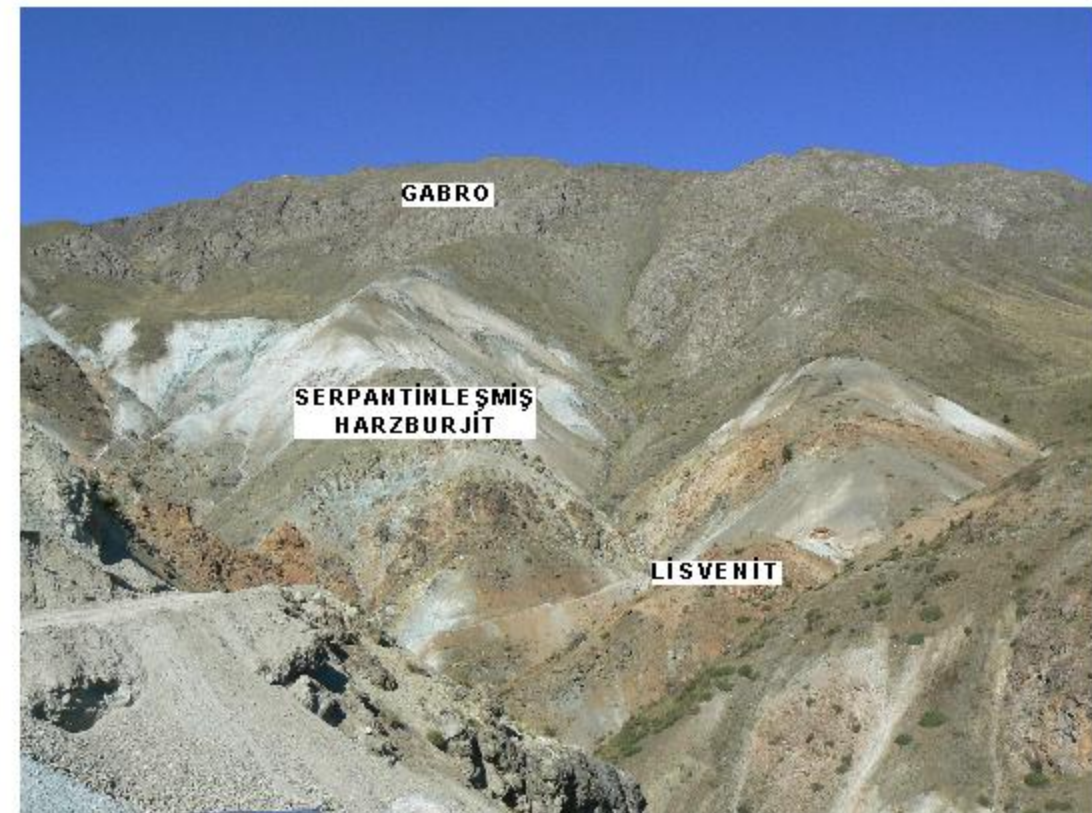
1981 yılında Akçaabat'da (Trabzon) doğdu. 1987 yılında Samsun'da Atatürk İlkokulu'nda ilköğretimine başladı. 1992-1995 yılları arasında Kastamonu Merkez İlköğretim Okulu'nda orta öğretimini, 1995-1999 yılları arasında Trabzon Fatih (Y.D.A.) Lisesi'nde lise öğrenimini tamamladı. 11.02.2005 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi'nin Jeoloji Mühendisliği bölümünden mezun oldu. 2005 yılında aynı üniversitenin Fen Bilimleri Enstitüsü'ne bağlı Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans öğrenimine başladı. Aynı yıl içerisinde üniversitede 50/d kadrolu araştırma görevlisi olarak çalışmaya başladı. Halen görevini yürütmekte olan yazar iyi derecede İngilizce bilmektedir.



JEOLojİ HARİTASI VE JEOLojİK KESİTİ



Nar11-Nar12 kromitit örnek noktası



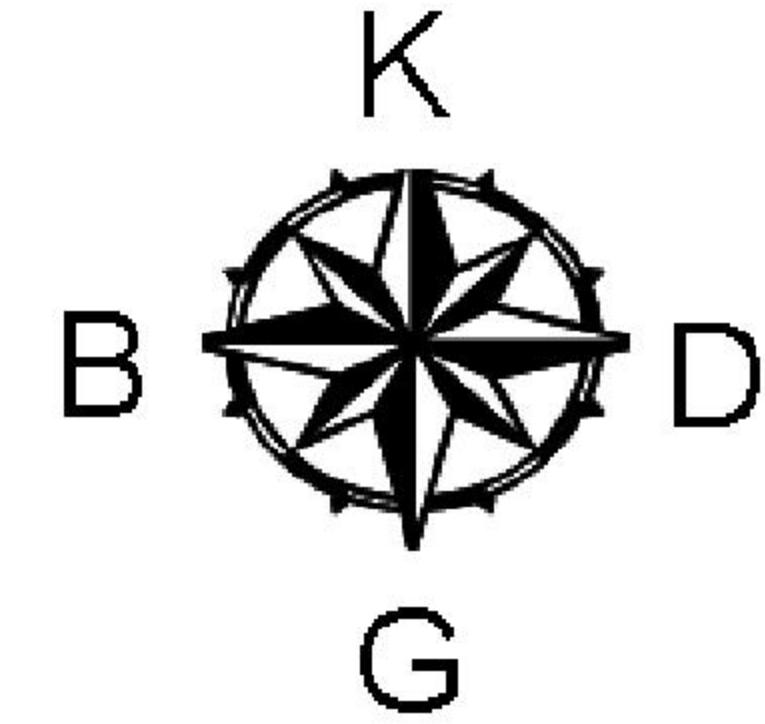
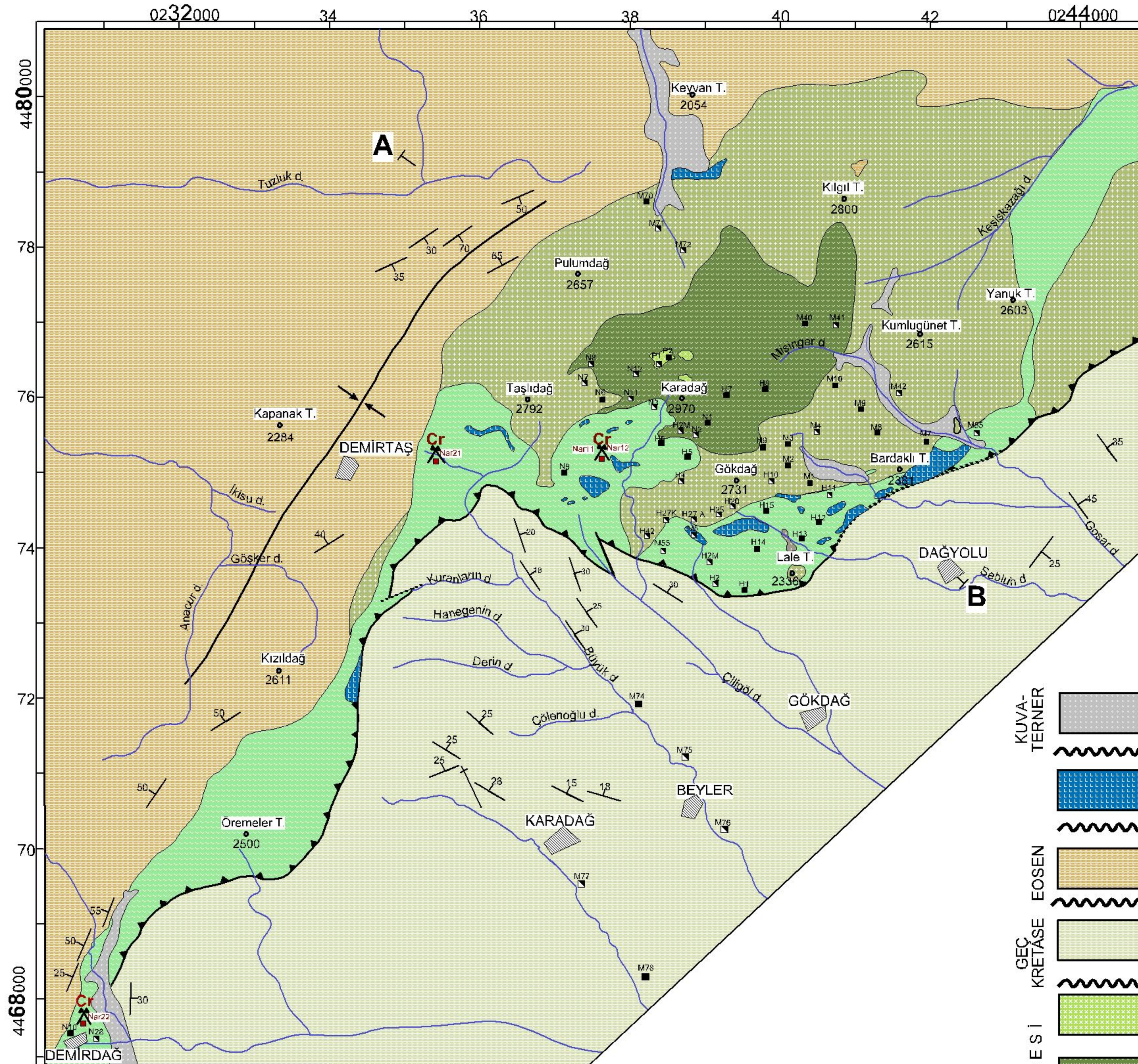
Karadağ ultramafik-mafik masifinin arazi görünümü



Demirtaş'dan serpantinleşmiş harzburgitler

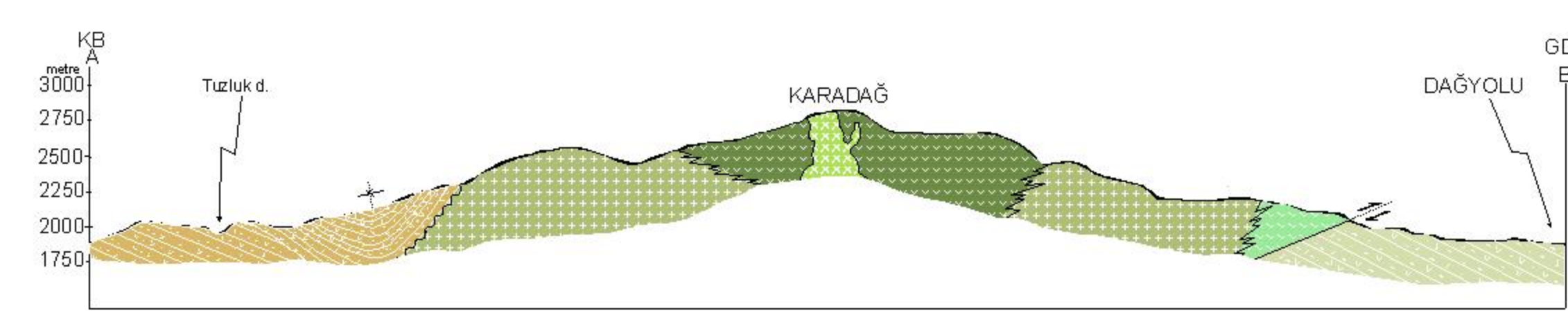


Demirdağ'dan serpantinleşmiş harzburgitler



AÇIKLAMA

	Doğrultu ve eğim
	Faylanmış dokanak
	Yerleşim yeri
	Bindirme
	Senkinal eksenini
	Dere
	Tepe
	Kesit hattı
	Kromitit örnek noktaları
	İncekesit örnek noktaları
	Örnek noktaları



ÖLÇEK  
0 1 km.

Not : Acar vd., 1983'den değiştirilmiştir.



# PARMAKDERE ULTRAMAFİK-MAFİK MASİFİ (SARIKAMIŞ/ KARS) JEOLOJİ HARİTASI VE JEOLOJİK KESİTİ

EK ŞEKİL 2



Parmakdere'de ultramafik-mafik masifin arazi görünümü



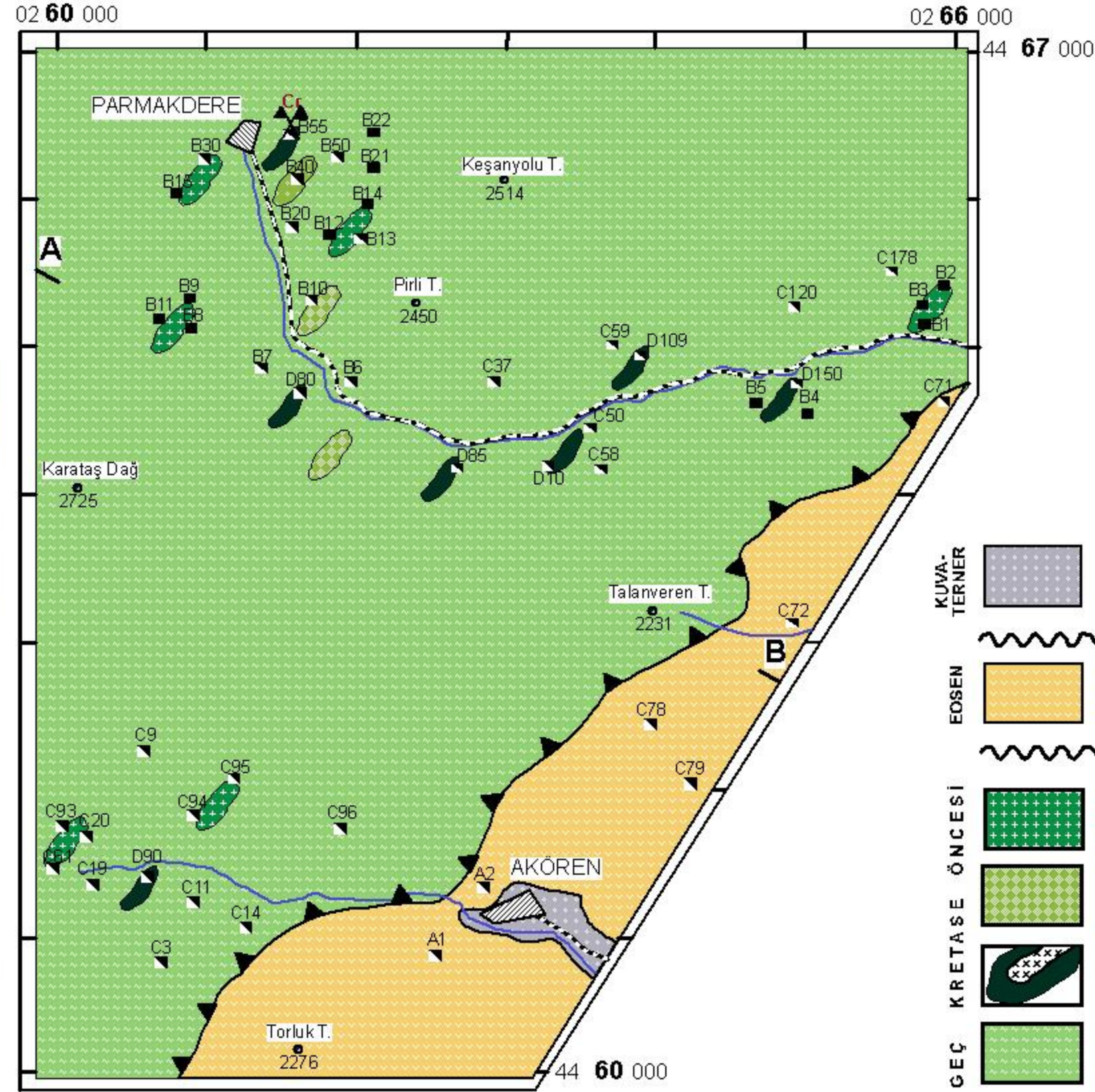
Akören'de serpantinleşmiş ultramafitler



Akören'de tortul kayalar ( C19 örnek noktasından)

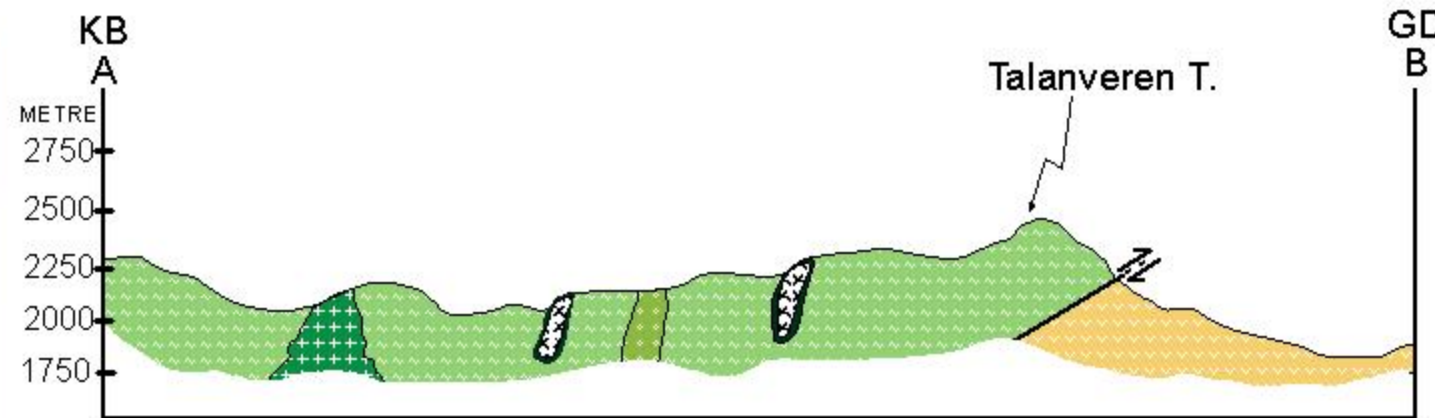


Akören'de aşın serpantinleşmiş ultramafitler



AÇIKLAMA

	Alüvyon		Tepe
	UYUMSUZLUK		İncekesiti yapılan örnekler
	Volkanik Kayaçlar		Örnek noktaları
	UYUMSUZLUK		Bindirme hattı
	Gabro		Dere
	Piroksenit		Karayolu
	Dünitik zarf içinde Kromitit		Formasyon sınırları
	Harzburjit		Yerleşim yeri
	Kromitit örnek noktası		Kromitit örnek noktası



NOT : Abbas vd., 1991'den değiştirilmiştir.