

## Kırdağ ofiyoliti (Erzurum, KD Türkiye) manto bölümü içerisindeki ortopiroksenitlerin petrografisi, mineral kimyası ve tüm kaya jeokimyasal özellikleri

*Petrography, mineral chemistry and whole-rock geochemical properties of orthopyroxenites in the mantle section of the Kırdağ ophiolite (Erzurum, NE Turkey)*

Özgür BİLİCİ\* 

Atatürk Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü, 25240, Erzurum

• Geliş tarihi / Received: 16.10.2024

• Kabul tarihi / Accepted: 17.01.2025

### Öz

Bu çalışmada, Doğu Pontidlerin doğusunda, Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu içerisinde yüzeyleyen Kırdağ ofiyolitinin (Erzurum, KD Türkiye) manto bölümündeki ortopiroksenitlerin oluşum koşulları ve petrojenetik özellikleri, mineral kimyası ve tüm kaya jeokimyasal verileri kullanılarak ilk kez değerlendirilmiştir. Ortopiroksenitlerden alınan örneklerde ana mineralojik bileşimi çoğunlukla ortopiroksenler, daha az oranda klinopiroksenlerle öz ve yarı özşekilli krom spineller oluşturmaktadır. Mineral bileşimlerinde krom spinellerin kısmen yüksek Cr#, düşük TiO<sub>2</sub> içerikleri ve piroksenlerin yüksek Mg# ve düşük Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri oluşum koşullarının tüketilmiş manto kaynağının yeniden ergimesini işaret etmektedir. Ayrıca, yüksek tüm kaya Mg# değerleri ile konkav şekilli nadir toprak element (NTE) desenleri ve büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (BILE) bakımından zenginleşmiş özellikleri, yitim zonundaki ergiyik-peridotit etkileşim süreçlerindeki metasomatik olayları açıklamaktadır. Sonuç itibarıyla, incelenen ortopiroksenitlerin petrografik ve petrolojik özellikleri bir yitim ortamında ana peridotitin yüksek silisli ergiyiklerle reaksiyonu sonucu olivinlerin ortopiroksenlere dönüşümü yoluyla oluştuğu anlaşılmaktadır.

**Anahtar kelimeler:** Kırdağ ofiyoliti, Mineral Kimyası, Ortopiroksenit, Petroloji, Erzurum, Türkiye

### Abstract

*In this study, the formation conditions and petrogenetic characteristics of orthopyroxenites in the mantle section of the Kırdağ ophiolite (Erzurum, NE Turkey), which outcrops within the Erzurum-Kars Ophiolite Zone in the Eastern Pontides, have been evaluated for the first time using mineral chemistry and whole-rock geochemical data. The main mineralogical composition of the samples taken from the orthopyroxenites consists predominantly of orthopyroxenes, with lesser amounts of clinopyroxenes and subhedral to euhedral chromian spinels. The mineral compositions, characterized by partially high Cr# and low TiO<sub>2</sub> contents in chromian spinels, and high Mg# and low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents in pyroxenes, indicate that the formation conditions involve the re-melting of a depleted mantle source. Additionally, high whole-rock Mg# values, concave-shaped rare earth element (REE) patterns, and enrichment in large-ion lithophile elements (LILE) explain metasomatic events during melt-peridotite interaction processes in the subduction zone. As a result, it is understood that the petrographic and petrological characteristics of the studied orthopyroxenites indicate that they formed through the transformation of olivines into orthopyroxenes via the reaction of the parent peridotite with high-silica melts in a subduction zone.*

**Keywords:** Kırdağ ophiolite, Mineral chemistry, Orthopyroxenite, Petrology, Erzurum, Turkey

\*Özgür BİLİCİ; ozgurbilici@atauni.edu.tr

## 1. Giriş

### 1. Introduction

Üst mantonun hacimce oldukça küçük bir kısmını oluşturan piroksenitler, mantodaki en önemli litolojik heterojeniteler arasındadır. Bu kayalar sadece manto heterojenliğini etkilemekle kalmaz, aynı zamanda ada yayı ve okyanus ortası sırtı bazaltlarının kaynak malzemeleri olarak da görülürler (örneğin, [Frets vd., 2012](#); [Lambart vd., 2016](#); [Borghini vd., 2017](#)). Piroksenitlerin Dünya'nın mantosunda önemli bir bileşen olduğu düşünülmektedir, ancak oluşumları halen tartışmalıdır. Bunlar litolojik ve kökensel olarak ortopiroksenit, klinopiroksenit ve vebsterit gibi türleri dâhil olmak üzere çeşitli modal mineralojik bileşimde bulunabilirler. Peridotitler içerisinde çoğunlukla damar ve/veya dayklar halinde gözlenen bu piroksenitler, tektonik ortamları ve oluşum mekanizmaları bakımından birçok araştırmacı tarafından incelenmişlerdir. Bunlar arasında; ofiyolitik peridotitlerle ilişkili (örneğin, [Berly vd., 2006](#); [Tamura & Arai, 2006](#); [Borghini vd., 2013](#); [Kaczmarek vd., 2015](#); [Rogkala vd., 2017](#); [Bilici & Kolaylı, 2018](#); [Roux & Liang, 2019](#); [Karimov vd., 2020](#); [Xu vd., 2023](#); [Zhang vd., 2023](#)), abisal ve orojenik peridotitlerle ilişkili (örneğin, [Garrido & Bodinier, 1999](#); [Dantas vd., 2007](#); [Downes, 2007](#); [Bodinier vd., 2008](#); [Laukert vd., 2014](#); [Xiong vd., 2014](#)) ve çeşitli tektonik ortamlarda manto ksenolitleri olarak (örneğin, [Chen & Zhou, 2005](#); [Arai vd., 2006](#); [Dantas vd., 2009](#)) birçok örnek yer almaktadır. Özellikle ofiyolitik zonlar, peridotitler yoluyla litosferik mantoya ulaşabilen ergiyiklerin bileşimini incelemek için ideal alanlardır. Bu çalışmada da, ofiyolitik peridotitlerle ilişkili olanlara örnek olacak şekilde, Kırdag ofiyolitinin (Erzurum, KD Türkiye) manto bölümündeki ortopiroksenitlere ait mineral kimyası ve tüm kaya jeokimyasal verileri kullanılarak, yitim zonlarındaki yay mantosunu etkileyen çeşitli petrolojik olaylarının doğasının anlaşılması amaçlanmıştır.

Farklı türlerdeki piroksenit oluşumları için birçok petrolojik süreç önerilmiştir. Saha gözlemleriyle birlikte jeokimyasal ve deneysel çalışmalar, özellikle klinopiroksen minerallerinin çeşitli bazik magma türlerinde sıvılaşma fazı olabileceğini ve ilksel magmalardan yüksek basınçlı mineral ayrışmasının masif piroksenit oluşumuyla sonuçlanabileceğini göstermiştir ([Pearson vd., 1993](#); [Santos vd., 2002](#)). Öte yandan, dalan okyanusal litosferin konvektif manto yoluyla geri dönüşümünün de (roll-back) piroksenit oluşumuna neden olabileceği belirtilmiştir (örneğin, [Kerr vd., 1995](#)). Ancak, bu iki süreç piroksenitler için geniş bir oluşum yelpazesini gösterse de manto peridotitlerindeki piroksenit damar ve/veya dayklarının kesişen ağsal yapılarını tam anlamıyla açıklayamamaktadır ([Berly vd., 2006](#)).

Manto piroksenitlerinin ağırlıklı olarak bir dalma-batma zonu ortamından kaynaklandığı düşünülmektedir. Hâkim teori, bu kayaların, kristal parçalanması ve birikmesi (örneğin, [Downes, 2007](#); [Tribuzio vd., 2008](#)), ergiyiklerin ve/veya sıvıların peridotitler ile etkileşimlerini içeren magmatik faaliyetler (örneğin, [Berly vd., 2006](#); [Tamura & Arai, 2006](#); [Bilici & Kolaylı, 2018](#); [Basch vd., 2019](#); [Karimov vd., 2020](#); [Belousov vd., 2021](#); [Xu vd., 2023](#); [Zhang vd., 2023](#)) nedeniyle oluştuğunu öne sürmektedir. Bu piroksenitlerin modal mineralojisi ve birincil mineral bileşimleri, eriyik sızdırılması sonrası kısmi ergime, sıvı faz zenginleşmesi ve manto-ergiyik etkileşim süreçlerinin kapsamını sınırlamak ve yorumlamak için önemli rol oynamaktadır. Bununla birlikte, piroksenitlerin bir türü olan ve bu çalışmanın da odak noktasını oluşturan ortopiroksenitler ise dünyanın çeşitli bölgelerindeki ofiyolitlerin üst mantoyu temsil eden manto bölümleri içerisindeki peridotit masiflerinde dayklar halinde gözlenmiş ve birçok çalışmada iridenlenmiştir ([Varfalvy vd., 1997](#); [Phyton vd., 2003](#); [Tamura & Arai, 2006](#); [Kaczmarek vd., 2015](#); [Wang vd., 2016](#)). Saha çalışmaları ve petrolojik yorumlamalarda hem peridotit masiflerinde damar ve/veya dayklar şeklinde hem de ksenolitler olarak gelişmiş olan ortopiroksenitlerin oluşumunu açıklamak için ergiyik/sıvı-peridotit etkileşimine başvurulur, ancak reaksiyona giren ergiyiğin, peridotitlerle olan ayrıntılı ergiyik-kaya reaksiyon rejiminin doğası tamamen anlaşılabilir değildir.

İnceleme alanında, Kırdag ofiyolitinin (Erzurum, KD Türkiye) manto bölümünde harzburjitik peridotitler içerisinde ortopiroksenit dayklarına rastlanmıştır. Bu ortopiroksenitlerin ana kayaları olan peridotitlerin bir yitim zonunda dalma-batmanın ilk aşamalarında, manto kamasında çeşitli petrolojik süreçler sonucunda oluştukları ve yay önü peridotitleri ile benzer özellik gösterdikleri daha önceki çalışmalarda ortaya konulmuştur ([Bilici, 2022](#)). Bu çalışmada, Kırdag ofiyolitinin manto bölümünden toplanan ortopiroksenit örneklerinin petrografisi, mineral kimyası, tüm kaya ana, iz ve nadir toprak element (NTE) jeokimyasal verileri ilk kez rapor edilmiş ve petrolojik açıdan değerlendirilmiştir. Detaylı mineralojik ve petrokimyasal çalışmalar, Kırdag ofiyolitinin jeodinamik ortamıyla ilişkili olarak bu kayaçların magmatik evrimini aydınlatmak için kullanılmıştır. Bulgular, bir yitim ortamındaki manto kaması içinde ortopiroksenitlerin oluşumundan sorumlu petrolojik süreçleri daha iyi anlamak ve yorumlamak için önemli katkılar sunmaktadır.

## 2. Jeolojik geçmiş

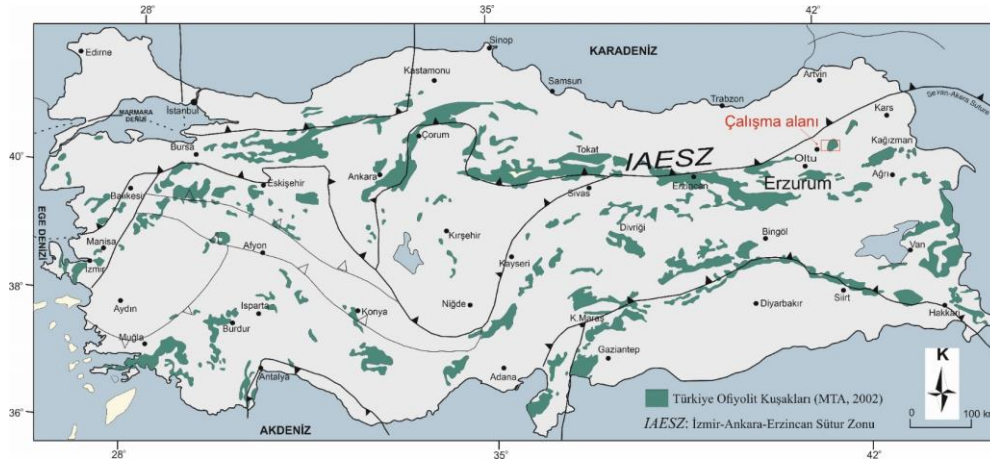
### 2. Geological background

#### 2.1. Bölgesel jeoloji

##### 2.1. Regional geology

Kuzeydoğu Anadolu Bölgesi, genel olarak Jura-Geç Kretase dönem aralığında meydana gelen açılma ile günümüze kadar süren aktif sıkışma süreçleri sonucunda meydana gelen jeotektonik ortamlardaki birimleri kapsamaktadır (örneğin, Şengör, 1980). Jura dönemindeki açılma ile meydana gelen ve Neotetis'in kuzey kolunu oluşturan okyanusal kabuk, Geç Kretase dönemindeki yitimle Eosen sonuna kadar kapanmış, bunun sonucunda da Pontidler ve Anatolidler bir araya gelmişlerdir (Şengör & Yılmaz, 1981). Bu bölge, Doğu Pontidler ve Doğu Toridler olmak üzere iki önemli tektonik kuşağı temsil etmektedir (Şengör & Yılmaz, 1981). Doğu Pontid Orojenik Kuşağı, Avrasya'nın aktif kıta kenarının bir bölümünü oluşturan Sakarya Zonu'nun bir parçası olarak kabul edilmiştir (Şengör & Yılmaz, 1981; Okay & Şahintürk, 1997). Bu kenar, Geç Kretase sırasında Neotetis'in kuzeye doğru dalması nedeniyle gelişmiştir (Şengör & Yılmaz, 1981; Okay & Şahintürk, 1997; Şengör vd., 2003; Ustaömer & Robertson, 2010; Aydınçakır, 2016). Bilimsel görüşler bölgedeki jeodinamik evrim konusunda farklılık gösterse de, bazıları Paleozoik'ten Eosen döneminin sonuna kadar güneye doğru dalma olduğunu öne sürmektedir (örneğin, Dewey vd., 1973).

Doğu Akdeniz Mesozoik ofiyolit kuşakları içerisindeki Türkiye ofiyolit serileri, neredeyse doğu-batı yönlü eğrisel suture bölgeleri boyunca Gondwana'dan türetilmiş bir dizi kıtasal bloğu ayırır ve bu mikro kıtalar arasında gelişen farklı alanlardaki Tetis okyanus litosferinin kalıntıları olarak temsil edilir (Şekil 1). Pontid ve Torid tektonik birimleri, Geç Kretase ofiyolitleri ve ofiyolitik melanjlari barındıran İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zonu (IAESZ) ile sınırlandırılmıştır (örneğin, Şengör & Yılmaz, 1981; Robertson & Dixon, 1984; Okay & Şahintürk, 1997; Sarıfakıoğlu vd., 2009; Parlak vd., 2013; Robertson vd., 2013) (Şekil 1). Bu zon içerisindeki birçok ofiyolitik kaya topluluğu, oluşum yaşları, kabuksal kaya jeokimyasaları ve üst manto peridotit bileşimleri açısından detaylı bir şekilde incelenmiştir. Genel olarak, bu kenet zonu içinde yer alan ofiyolitik kabuksal kayalar ve üst manto peridotitleri üzerine yapılan son yıllardaki sistematik petrolojik ve jeokimyasal çalışmalar, bu ofiyolitlerin tektonik oluşum ortamları için yitim zonlarını (SSZ) işaret etmektedir (örneğin, Parlak vd., 2013; Robertson vd., 2013; Çelik vd., 2013; Uysal vd., 2015, 2017; Bilici, 2022).

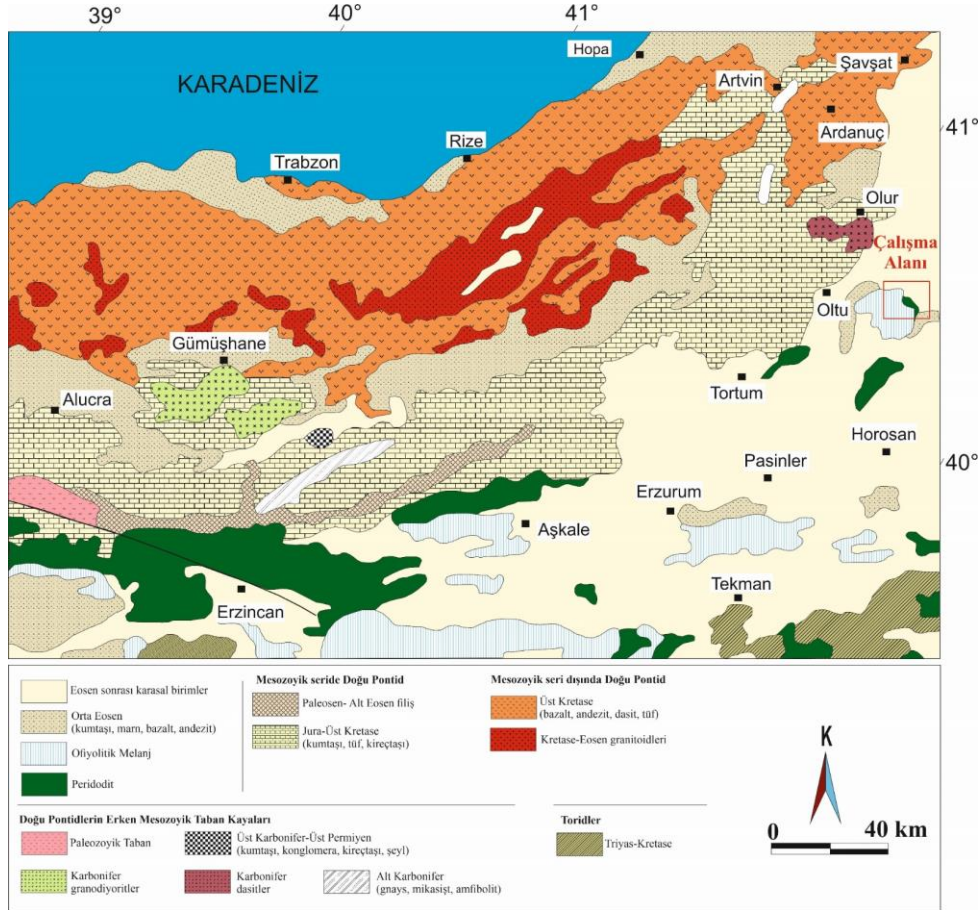


**Şekil 1.** Türkiye ofiyolit kuşakları (MTA, 2002) ve kenet zonları (Okay & Tüysüz, 1999) üzerinde çalışma alanını gösteren yer buldurma haritası

**Figure 1.** Location map showing the study area on Turkey's ophiolite belts (MTA, 2002) and suture zones (Okay & Tüysüz, 1999).

Doğu Pontidler Geç Mesozoyik-Senozoyik jeodinamik evrimini değerlendirmek için önemli bir alandır. Pontidler ile Anatolid-Torid levhaları arasındaki yitim ve çarpışma süreçleri başlı başına bir tartışma konusunu oluşturmaktadır (örneğin, Okay & Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997; Okay & Tüysüz, 1999; Dilek vd., 2010; Kaygusuz vd., 2022; Aydınçakır vd., 2024). Birçok araştırmacı tarafından Permian'den Liyas öncesi olaylara kadar tümü Paleotetis'in kapanması şeklinde tanımlanmış, ultramafik masiflerin üzerlemesinin ise Senomaniyen ortalarından başlayarak, ilaveten Kretase'den Eosen'e kadar olan magmatik olayların gelişmesi ve Neotetis' in kuzey kolunun Geç Paleosen'den Erken Eosen dönemi arasında kuzeye doğru yitimin devam

etmesiyle geliştiği ileri sürülmüştür (Okay & Şahintürk, 1997; Yılmaz vd., 1997). Bununla birlikte farklı araştırmacılar tarafından Doğu Anadolu Bölgesi'nde ortaya çıkmış ultramafik kayaların, Geç Kretase-Orta Eosen arasında Mesozoyik ve Paleozoik kayaları üzerine bindirmeli olarak yerleşmiş olabilecekleri belirtilmiştir (örneğin, Buket & Ataman, 1982). Doğu Pontid güney zonu, volkanik kayalarla ve Geç Kretase yaşlı sedimanter kayalarla kaplıdır ve ayrı metamorfik masifler ile granitoyitik kayalarla karakterizedir. Ultramafik kayalar, gabro ve diyorit ile ilişkili derin pelajik sedimanlar ise Anatolid-Torid platformu ile Pontidler arasındaki sınır bölgesini temsil etmektedir (Okay & Şahintürk, 1997) (Şekil 2). Doğu Pontidler'in doğu kısmı ise dört litolojik alt gruptan oluşmaktadır; Doğu Pontidler'in otokton birimleri, alt karışık dilim, üst karışık dilim ve Geç Kretase ofiyolitleridir (Ustaömer & Robertson, 2010). Çalışma alanını kapsayan ve bölgede Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu olarak da adlandırılan bu Geç Kretase ofiyolitleri, ofiyolitik melanj, metamorfik seriler ve sedimanter formasyonlardan oluşmaktadır (Konak vd., 2001).



**Şekil 2.** Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin kuzeydoğusunu temsil eden genelleştirilmiş jeolojik haritası (Okay & Şahintürk, 1997' den alınmıştır).

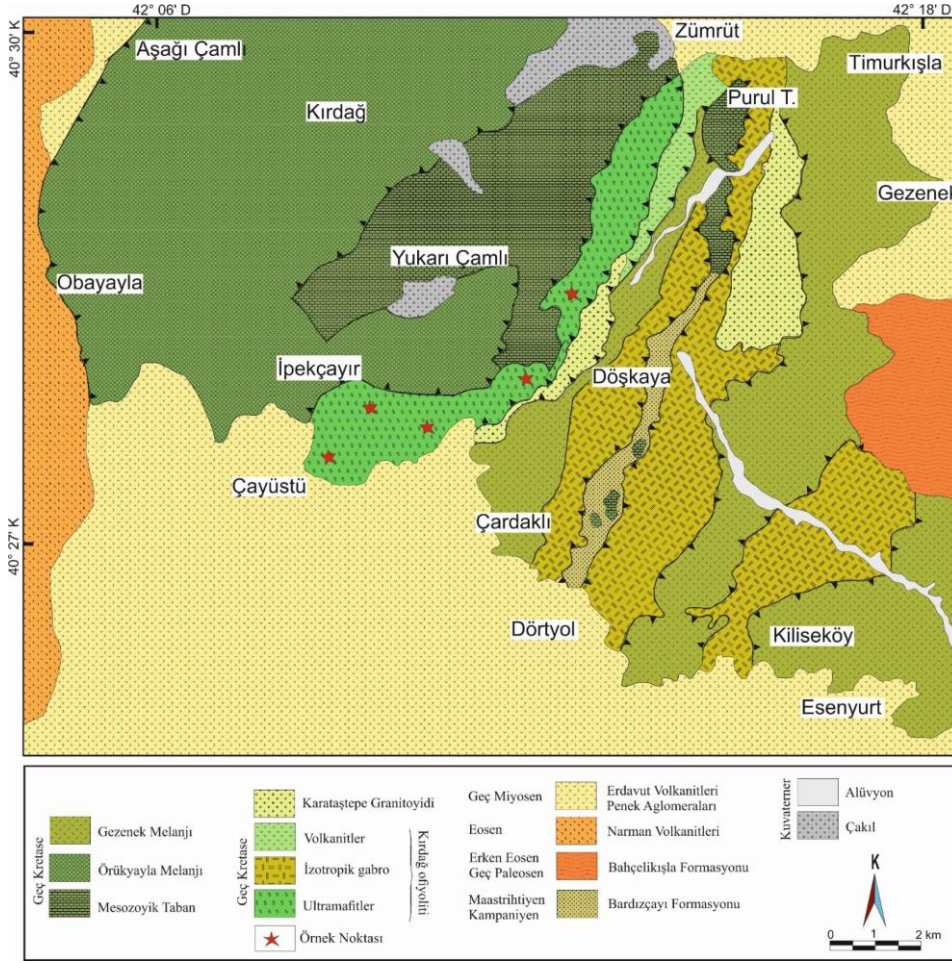
**Figure 2.** Generalized geological map representing the northeast of the Eastern Pontid Tectonic Union (taken from Okay & Şahintürk, 1997).

## 2.2. Çalışma alanı ve çevresinin jeolojisi

### 2.2. Geology of the study area and vicinity

Çalışma alanını kapsayan Kırdag ofiyolit dizisi, tabanda gabroik kayalarla başlar ve yaklaşık 50 cm kalınlığında bazal konglomeralar ile örtülür. Bu birimi üzerleyen Bardızçayı Formasyonu kumtaşı, çamurtaşı, şeyl, siltaşı ve radyolaritten oluşmaktadır (Konak vd., 2001). Kireçtaşı blokları ve ofiyolitik parçalar dizinin üst kısmında gözlenir ve bunu serpantin, gabro, diyabaz, volkanik birimler, granitoid, kireçtaşı, çört, kumtaşı, tüf ve siltaşı karışımı ile karakterize edilen Gezenek melanj birimi izler (Konak vd., 2001). Ultramafik kayalar ağırlıklı olarak kısmen serpantinleşmiş harzburgitlerden oluşmakta olup, daha az oranda verlit, dünit, kromitit ve piroksenit içermektedir (Konak vd., 2001; Bilici, 2022). Bu ultramafitler yapısal olarak çeşitli litolojileri barındıran tektonik bir birim olan Gezenek melanjı üzerinde konumlanmaktadır. Harzburgitik peridotitleri kesen piroksenitlerin yanı sıra, bölgede diyabaz ve gabroyik damar kayalar da bulunmaktadır (Konak vd., 2001; Konak & Sümengen, 2009). Ayrıca, Erken Jura yaşlı (Robertson vd., 2013) Karataştepe

Granitoyidi bölgede yüzeyleyen bazik volkanitler, volkanoklastik ve sedimanter kayalardan oluşan düşük dereceli metamorfik kayaların gelişmesine yol açmıştır (Konak vd., 2001; Konak & Hakyemez, 2008; Konak & Sümengen, 2009). Bunların dışında, çalışma alanı çevresinde Erken Eosen-Geç Paleosen yaşlı Bahçekışla Formasyonu, Eosen yaşlı (Aydınçakır vd., 2024) Narman Volkanitleri ve Geç Miyosen yaşlı Erdavut Volkanitleri-Penek Aglomeraları yer almaktadır (Şekil 3).



**Şekil 3.** Kırdağ ofiyoliti ve çevresinin jeoloji haritası [Konak vd. (2001)'den değiştirilerek].  
**Figure 3.** Geological map of the Kırdağ ophiolite and vicinity [modified from Konak et al. (2001)].

### 3. Analitik Yöntemler

#### 3. Analytical methods

Arazi çalışmaları sırasında sistematik olarak derlenen ortopiroksenit örneklerinin ince kesitleri hazırlanarak detaylı petrografik analizleri polarizan mikroskobu altında gerçekleştirilmiştir. Ortopiroksenit örneklerinde gözlenen, ortopiroksen, klinopiroksen ve krom spinellerin mikroprob analizleri, Ifremer Brest (Fransa) laboratuvarlarında seçilmiş parlak ince kesitler üzerinde uygulanmıştır. Analizler, Cameca SX 100 taramalı elektron mikroskobuna bağlı enerji dağılımlı X-ışını spektroskopisi (EDX), EDS ve WDS dedektörleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Seçilen mineraller daha sonra 200 nA ışın akımı, 20 kV voltaj, 180 ms alım süresi ve 5 Numm adım uzunluğu kullanılarak analiz edilmiştir. Gerilim 15 kV'a ve 0,6 m'lik ışın akımının çapı 3,3 nA'ya ayarlanarak, tespit limitleri % 0,01 ve kesinlik % 5'ten daha iyi olarak belirlenmiştir. Analiz verilerine göre, piroksen ve krom spinel stokiyo-metrisleri sırasıyla 6 ve 32 oksijen atomuna göre hesaplanmıştır.

İncelenen örneklerdeki ana ve iz elementlerin tüm kaya jeokimyasal analizleri Acme Analitik Laboratuvarlarında (Kanada) gerçekleştirilmiştir. Ana element analizi, bir XRF spektrometresi ve bir dizi spektrometresi (ICP-ES) kullanılarak yapılmıştır. İz ve nadir toprak elementleri, tamamen sindirilmiş numunelerde indüktif olarak eşleşmiş plazma kütle spektrometresi (ICP-MS) ile belirlenmiştir. Ana elementler için algılama limitleri ağırlıkça % 0,01 ila % 0,04 arasında, iz elementler için 0,01 ppm ila 10 ppm arasındadır. Tekrarlanan analizlerden hesaplanan analitik hassasiyet genellikle çoğu ana element için %3'ten, eser elementler için ise %5'ten daha iyi olarak tespit edilmiştir.

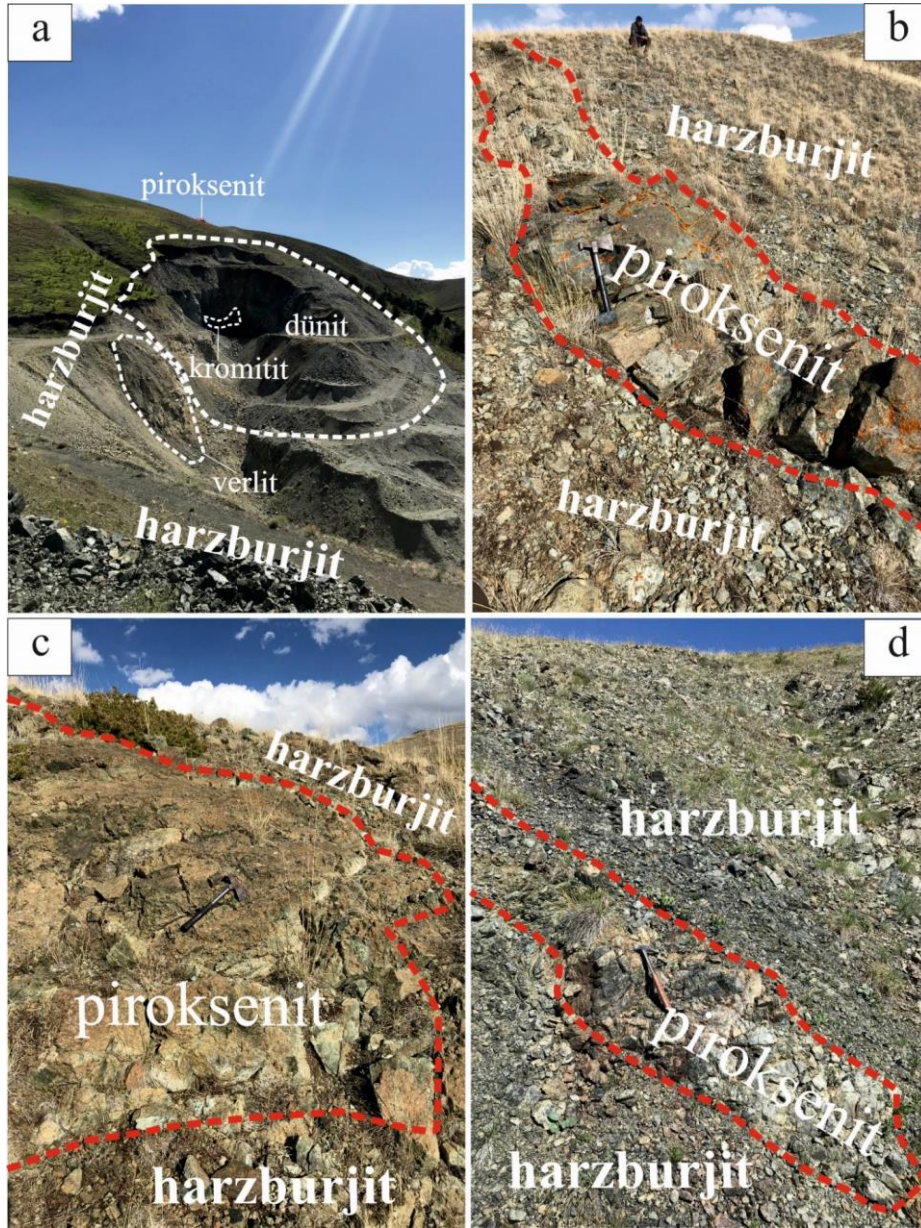
## 4. Bulgular

### 4. Results

#### 4.1. Saha gözlemleri ve petrografi

#### 4.1. Field observations and petrography

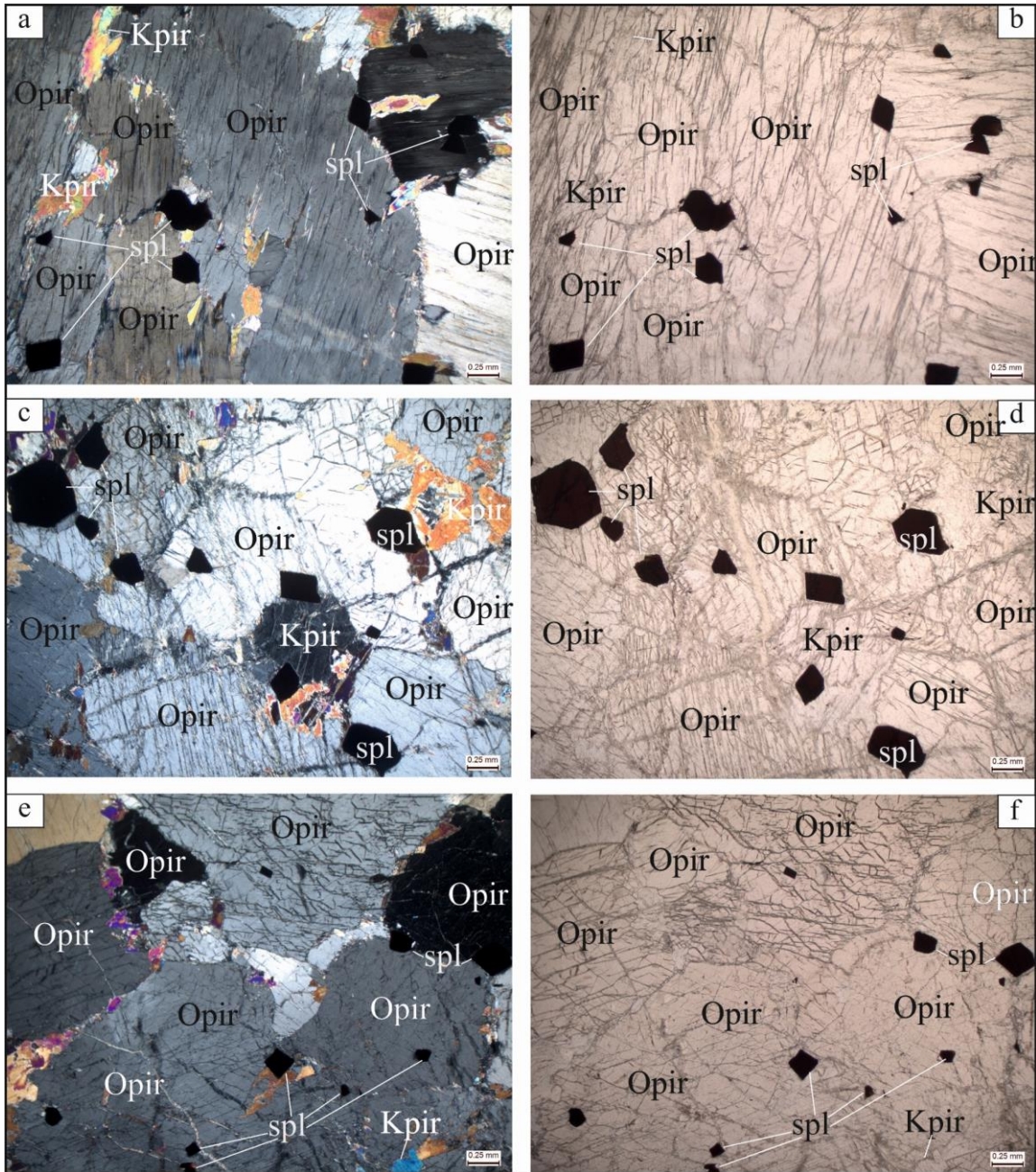
Doğu Pontidlerin kuzeydoğusunda, Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu içerisinde yer alan Kırdağ ofiyolitinin manto kesitini oluşturan litolojik birimlerden peridotitler, çoğunlukla harzburjit, daha az oranda dünit ve verlitlerden oluşmaktadır (Şekil 4a). Çalışma alanındaki en yaygın litolojiyi oluşturan harzburjitler içerisinde farklı boyutlarda dayklar halinde piroksenitler gözlenmiştir (Şekil 4b-d). Bu piroksenitler, harzburjitlerle olan keskin dokanakları sayesinde arazi çalışmaları sırasında kolayca ayırt edilmişlerdir. Ayrıca, piroksen minerallerinin modal bollukları sayesinde peridotitlerden daha farklı renk ve yapılarında oldukları, alterasyon süreçlerinden de daha az oranda etkilendikleri anlaşılmaktadır (Şekil 4b-d). Kırdağ ofiyoliti manto kesiti içerisinde gözlenen bu piroksenitlerin genel olarak çoklu kuşak ağ şeklinde harzburjitleri kesen yapıda ve yer yer birkaç metreyi geçen boyutlarda oldukları görülmüştür.



**Şekil 4.** (a) Kırdağ ofiyoliti manto kesitini oluşturan birimlerin arazi görünümü, (b-d) harzburjitik peridotit içerisindeki ortopiropksenitlere ait yakın görünümler.

**Figure 4.** (a) Field view of the units forming the mantle section of the Kırdağ ophiolite, (b-d) close-up images of orthopyroxenites in the harzburgitic peridotite.

Çalışma alanından alınan piroksenit örneklerine ait ince kesitler üzerinde yapılan incelemeler sonucunda genel mineralojik ve petrografik özellikleri tanımlanmıştır. Genel olarak holokristalen dokuda olan piroksenitlerin modal mineralojik bileşimlerine göre çoğunlukla ortopiroksen kristallerinden oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 5). İncelenen kesitlerde krom spinellerin özşekli ve yarı özşekli kristaller halinde ortopiroksen kristalleri arasında ve yer yer inklüzyon olarak yoğunlaştıkları görülmektedir (Şekil 5a-f). Örneklerde ortopiroksen mineralleri, kayacın % 85-90'ını oluşturmaktadır. Boyutları 0.5-5mm arasında değişen ve genellikle serpantinleşmeye dayanıklı oldukları gözlenen ortopiroksenlerin bazı örneklerde yer yer alterasyona izlerine rastlanmıştır. Klinopiroksenler ise ortopiroksenler arasında daha küçük boyutlarda gözlenmiş olup, kayacın içerisinde modal olarak % 1-5 arasında değişmektedirler (Şekil 5a-f). Krom spinel kristalleri, incelenen tüm örneklerde oldukça yüksek modal mineralojik bileşimde ve kayacın yaklaşık % 3-5'ini oluşturacak hacimde görülmüştür (Şekil 5b, d). Olivin mineraline ise incelenen örneklerin hiçbirinde rastlanmamıştır. Bütün bu gözlemler ve incelemeler doğrultusunda çalışma alanından derlenen piroksenit örneklerinin tümünün "ortopiroksenit" oldukları tespit edilmiştir.



**Şekil 5.** Kırdag ofiyoliti ortopiroksenit örneklerine ait mikro fotoğraflar (a,c ve e ÇN, b,d ve f ise TN görünümleridir). Kısaltmalar; Opir: ortopiroksen, Kpir: klinopiroksen, spl: krom spinel

**Figure 5.** Microphotographs of orthopyroxenite samples (a, c, e are CPL and b, d, f are PLL views). Abbreviations; Opir: orthopyroxene, Kpir: clinopyroxene, spl: chromian spinel.

## 4.2. Mineral kimyası

### 4.2. Mineral chemistry

Kırdağ ofiyoliti manto kesitindeki ortopiroksenitlerde bulunan krom spinel, ortopiroksen ve klinopiroksen minerallerine ait kimyasal analiz sonuçları ve hesaplanan değerler bu bölümde farklı başlıklar halinde özetlenmiş olup, Tablo 1, Tablo 2 ve Tablo 3' te sırasıyla verilmiştir.

### 4.2.1. Krom spinel

#### 4.2.1. Chromian spinel

Kırdağ ofiyoliti manto bölümü içerisindeki ortopiroksenit örneklerinden seçilen ve analizleri yapılan krom spinel kristallerinin genel olarak homojen kimyasal bileşimde oldukları söylenebilir. Krom spinellerin  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (% ağı.) içerikleri oldukça yüksek olup, 47.87-51.80 arasında değişirken,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (% ağı.) içerikleri 16.05-18.69 arasında değişmektedir.  $\text{MgO}$  ve  $\text{FeO}$  (% ağı.) içerikleri ise sırasıyla 8.39-9.21 ve 21.56-23.23 arasında değişim göstermektedir. Ayrıca, spineller çok düşük  $\text{TiO}_2$  (% ağı.) içerikleri (0.00-0.12) ile de karakteristiktirler. Bunlara ilaveten, krom spinel minerallerinden elde edilen mikroprop analiz sonuçlarının stikiyometrik hesaplamalarına göre  $\text{Cr}\#$  [ $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ ] değerleri 0.63-0.68 arasında,  $\text{Mg}\#$  [ $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ] değerleri 0.42-0.45 arasında değişim göstermişlerdir. Bunlara ilave olarak, hesaplanan  $\text{Fe}^{3+\#}$  [ $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ ] değerleri de oldukça düşük olup, 0.02-0.03 arasında değişim gösterir.

**Tablo 1.** Ortopiroksenitlerden seçilen krom spinellere ait mikroprob analiz sonuçları (% ağı.) ve hesaplanan kation değerleri.

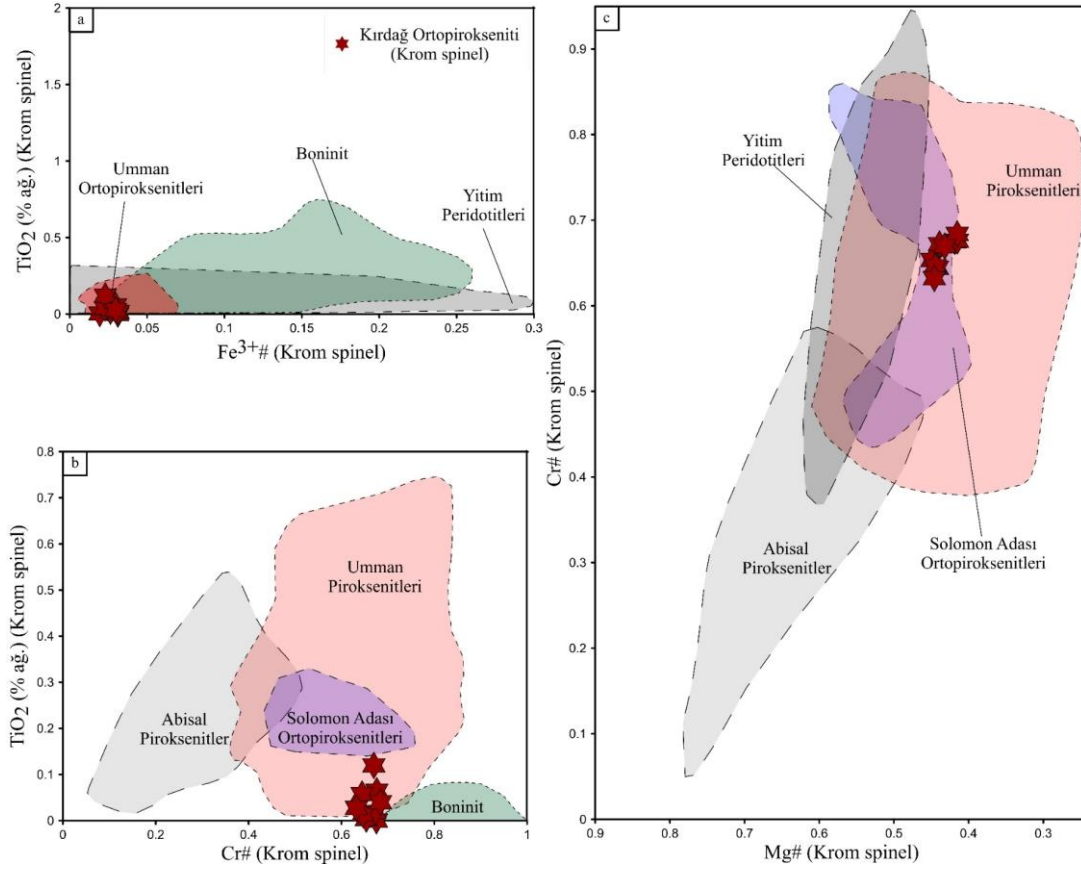
**Table 1.** Microprobe analysis results (% wt.) of chromian spinels selected from orthopyroxenites and calculated cation values.

Örnek	P-11	P-11	P-11	P-11	P-11	P-11	PX-9	PX-9	PX-9
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0.04	0.02	0.05	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.06	0.00	0.06	0.02	0.01	0.04	0.12	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16.25	16.42	17.73	17.99	16.61	17.81	16.05	16.65	18.69
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	50.39	51.07	49.84	48.60	50.75	48.52	51.80	50.33	47.87
<b>FeO*</b>	23.23	23.05	21.56	22.52	22.30	22.43	22.74	22.26	22.47
<b>MnO</b>	0.34	0.32	0.26	0.29	0.29	0.32	0.36	0.29	0.31
<b>MgO</b>	8.46	8.46	9.21	9.03	8.94	9.04	8.39	8.78	9.15
<b>CaO</b>	0.01	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00	0.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
<b>NiO</b>	0.07	0.05	0.07	0.08	0.04	0.03	0.09	0.09	0.08
<b>Toplam</b>	<b>98.81</b>	<b>99.50</b>	<b>98.75</b>	<b>98.60</b>	<b>99.00</b>	<b>98.23</b>	<b>99.54</b>	<b>98.52</b>	<b>98.60</b>
<b>Si</b>	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ti</b>	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
<b>Al</b>	5.07	5.08	5.45	5.55	5.14	5.52	4.97	5.18	5.75
<b>Cr</b>	10.54	10.59	10.28	10.06	10.53	10.09	10.76	10.50	9.88
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	4.64	4.67	4.39	4.46	4.47	4.43	4.63	4.54	4.42
<b>Fe<sup>+3</sup></b>	0.50	0.39	0.31	0.48	0.42	0.51	0.37	0.37	0.48
<b>Mn</b>	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.06	0.07
<b>Mg</b>	3.34	3.31	3.58	3.53	3.50	3.54	3.28	3.45	3.56
<b>Ca</b>	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ni</b>	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
<b>Cr#</b>	0.68	0.68	0.65	0.64	0.67	0.65	0.68	0.67	0.63
<b>Mg#</b>	0.42	0.42	0.45	0.44	0.44	0.44	0.42	0.43	0.45
<b>Fe<sup>3+#</sup></b>	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03

FeO\* = toplam demir içeriği. Cr#, Mg# ve Fe<sup>3+#</sup> değerleri atomik oranlara göre hesaplanmıştır.



Krom spinellerin  $TiO_2$  içeriklerine göre  $Fe^{3+}$  ve  $Cr\#$  değerlerinin gösterildiği diyagramlarda herhangi bir yönseme görülmemekte, ancak farklı çalışmalardaki benzer ortopiroksenit oluşumlarıyla karşılaştırılabilir düzeydedir (Şekil 6a, b). Bununla birlikte, krom spinellerin  $Mg\#$  değerlerindeki artışa bağlı olarak  $Cr\#$  değerlerinde negatif yönseme belirgindir (Şekil 6c). Spinel kimyası verilerine göre, Kırdag ortopiroksenitlerinin boninit alanlarına yakın dağılım gösterdikleri ve hem Umman hem de Solomon Adası ortopiroksenitleriyle benzer oldukları görülmektedir (Şekil 6a-c)



**Şekil 6.** Kırdag ortopiroksenitleri içerisindeki krom spinel kimyalarına göre gösterilen değişim diyagramları. (a)  $TiO_2$  içeriklerine karşı  $Fe^{3+}$  oranları, (b)  $Cr\#$  ve  $Mg\#$  değerleri arasındaki ilişki, (c)  $TiO_2$  içeriklerine karşı  $Cr\#$  değerleri. Karşılaştırma amacıyla yitim peridotit alanı [Ishii vd. \(1992\)](#)'den, abisal piroksenit alanı [Dantas vd. \(2007\)](#)'den, Umman piroksenit alanı [Tamura & Arai \(2006\)](#)'dan, Umman ortopiroksenit alanı [Python vd. \(2003\)](#)'ten, boninit alanı [Barnes & Roeder \(2001\)](#)'den ve Solomon Adası ortopiroksenitleri ise [Berly vd. \(2006\)](#)'dan alınmıştır.

**Figure 6.** Variation diagrams according to the chromium spinel chemistry in the Kırdağ orthopyroxenites. (a)  $TiO_2$  contents versus  $Fe^{3+}$  values, (b) relationship between  $Cr\#$  and  $Mg\#$  values, (c)  $TiO_2$  contents versus  $Cr\#$  values. For comparison, the subduction peridotite field is taken from [Ishii et al. \(1998\)](#), the abyssal pyroxenite field from [Dantas et al. \(2007\)](#), the Oman pyroxenite field from [Tamura & Arai \(2006\)](#), the Oman orthopyroxenite field from [Python et al. \(2003\)](#), the boninite field from [Barnes & Roeder \(2001\)](#), and the Solomon Island orthopyroxenites from [Berly et al. \(2006\)](#).

#### 4.2.2. Ortopyroksen

##### 4.2.2. Orthopyroxene

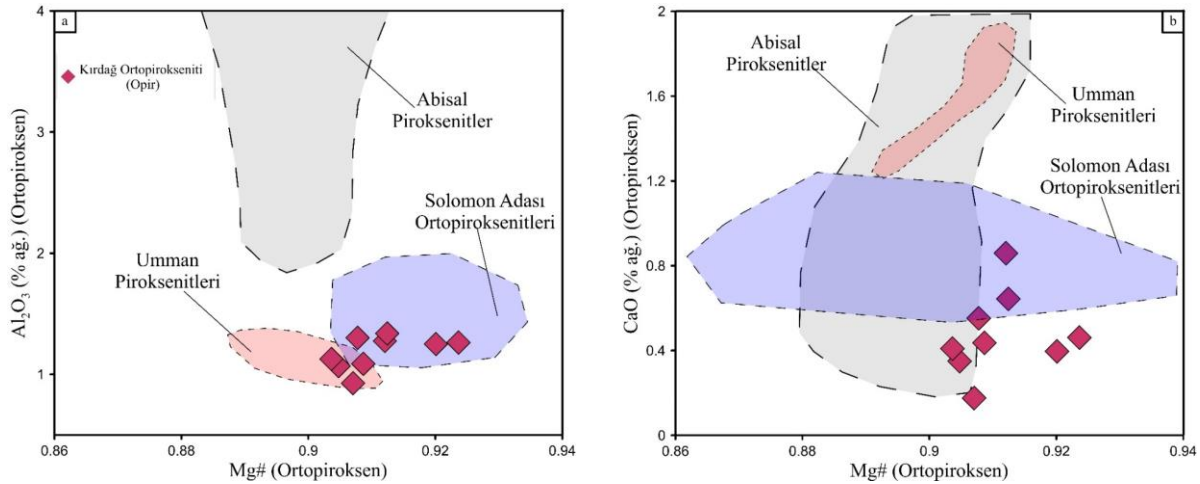
Kırdağ ofiyoliti manto kesiminde yer alan ortopyroksenit örneklerinden seçilen ve modal mineralojik bakımdan en fazla bulunan ortopyroksenlerin mineral kimyası analiz sonuçlarına göre ortopyroksenlerin  $Al_2O_3$  (% ağırlık) içerikleri düşük olup 0.93-1.30 arasında değişmektedir.  $CaO$  ve  $FeO$  (% ağırlık) içerikleri ise sırasıyla 0.18-0.86 ve 6.22-6.55 arasında değişim göstermektedirler. Ayrıca, ortopyroksenler 0.38-0.52 (% ağırlık) arasında değişen düşük  $Cr_2O_3$  içeriklerine sahiptirler. Mikroprop analiz sonuçlarının stikiyometrik hesaplamalarında ortopyroksenlerin  $Mg\#$  [ $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ] değerleri 0.90-0.92 arasında değişmektedir. Ayrıca, hesaplanan  $Wo$  (0.33-1.61),  $En$  (89.16-90.10) ve  $Fs$  (9.05-9.63) değerlerine göre Kırdag ortopyroksenitlerini oluşturan ortopyroksen minerallerinin enstatit bileşimde oldukları anlaşılmaktadır.

**Tablo 2.** Ortopiroskenitlerden seçilen ortopiroskenlerin mikroprop analiz sonuçları (% ağı.) ve hesaplanan kation değerleri.**Table 2.** Microprobe analysis results (% wt.) of orthopyroxenes selected from orthopyroxenites and calculated cation values.

Örnek	P-11	P-11	P-11	P-11	P-11	P-11	PX-9	PX-9	PX-9
SiO <sub>2</sub>	56.99	57.15	57.07	56.90	57.17	57.33	56.99	57.16	57.50
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.26	1.30	1.28	1.07	1.13	0.93	1.34	1.25	1.09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.48	0.45	0.39	0.42	0.42	0.42	0.52	0.46	0.38
FeO*	6.25	6.22	6.31	6.55	6.51	6.48	6.34	6.39	6.35
MnO	0.17	0.13	0.20	0.17	0.18	0.14	0.16	0.15	0.16
MgO	34.92	34.32	34.20	34.22	34.23	34.68	34.37	34.92	34.68
CaO	0.46	0.55	0.86	0.35	0.41	0.18	0.64	0.40	0.44
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
<b>Toplam</b>	<b>100.53</b>	<b>100.13</b>	<b>100.37</b>	<b>99.68</b>	<b>100.07</b>	<b>100.17</b>	<b>100.36</b>	<b>100.74</b>	<b>100.60</b>
Si	1.95	1.97	1.96	1.97	1.97	1.97	1.96	1.95	1.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.15	0.18	0.17	0.19	0.19	0.18	0.17	0.15	0.18
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.78	1.76	1.75	1.77	1.76	1.78	1.76	1.78	1.77
Ca	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.85	1.04	1.61	0.66	0.77	0.33	1.20	0.73	0.81
En	90.10	89.83	89.16	89.71	89.67	90.21	89.53	90.03	89.95
Fs	9.05	9.13	9.23	9.63	9.56	9.46	9.27	9.24	9.24
Mg#	0.92	0.91	0.91	0.90	0.90	0.91	0.91	0.92	0.91

FeO\*= toplam demir. Wo, En, Fs ve Mg# değerleri atomik oranlara göre hesaplanmıştır.

Hesaplanan Mg# değerlerine göre çizilen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve CaO içeriklerinin gösterildiği diyagramlarda Mg# oranındaki artışa bağlı olarak Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriklerinde hafif, CaO içeriklerinde ise belirgin olmak üzere pozitif bir yönsmeden söz etmek mümkündür (Şekil 7a, b). Bununla birlikte, sonuçlar farklı bölgelerdeki ortopiroskenitlerle karşılaştırılabilir kimyasal bileşimleri yansıtmaktadır. Özellikle Kırdag ortopiroskenitleri içerisindeki ortopiroskenlerin Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriklerine göre Umman ve Solomon Adası ortopiroskenitleriyle benzer oldukları (Şekil 7a), ancak CaO içeriklerinin kısmen daha düşük olduğu görülmektedir (Şekil 7b).



**Şekil 7.** Kırdag ortopiroskenitleri içerisindeki ortopiroskenlerin Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (a) ve CaO (b) içeriklerine karşı Mg# değerlerini gösteren değişim diyagramları. Karşılaştırılan alanlar Şekil 6' daki gibidir.

► **Figure 7.** Change diagrams showing in Mg# values against Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (a) and CaO (b) contents of the orthopyroxenes in the Kırdag orthopyroxenites. The comparison areas are same as in Figure 6.

### 4.2.3. Klinopiroksen

#### 4.2.3. Clinopyroxene

Klinopiroksenler, Kırdag ofiyoliti peridotitleri içerisindeki ortopiroksenitlerde düşük modal mineralojik bileşimde olsalar da petrografik çalışmalar sırasında tespit edilmiş ve analizlenmişlerdir. Klinopiroksenlerin mineral kimyası analiz sonuçlarına göre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% ağı.) içerikleri düşük olup 0.95-1.14 arasında değişmektedir. TiO<sub>2</sub> (% ağı.) içerikleri 0.00-0.02 arasında, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% ağı.) içerikleri ise 0.18-0.42 arasında değişim göstermektedirler. FeO ve Na<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% ağı.) içerikleri ise sırasıyla 1.88-1.98 ve 0.34-0.41 arasındadır. Mikroprop analiz sonuçlarının stikiyometrik hesaplamaları ile klinopiroksenlerin Mg# [Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)] değerlerinin yüksek ve 0.95-0.96 arasında değiştikleri tespit edilmiştir. Wo (26.01-27.22), En (69.50-70.83) ve Fs (3.09-3.28) değerlerine göre çoğunlukla ojit bileşimde oldukları belirlenmiştir.

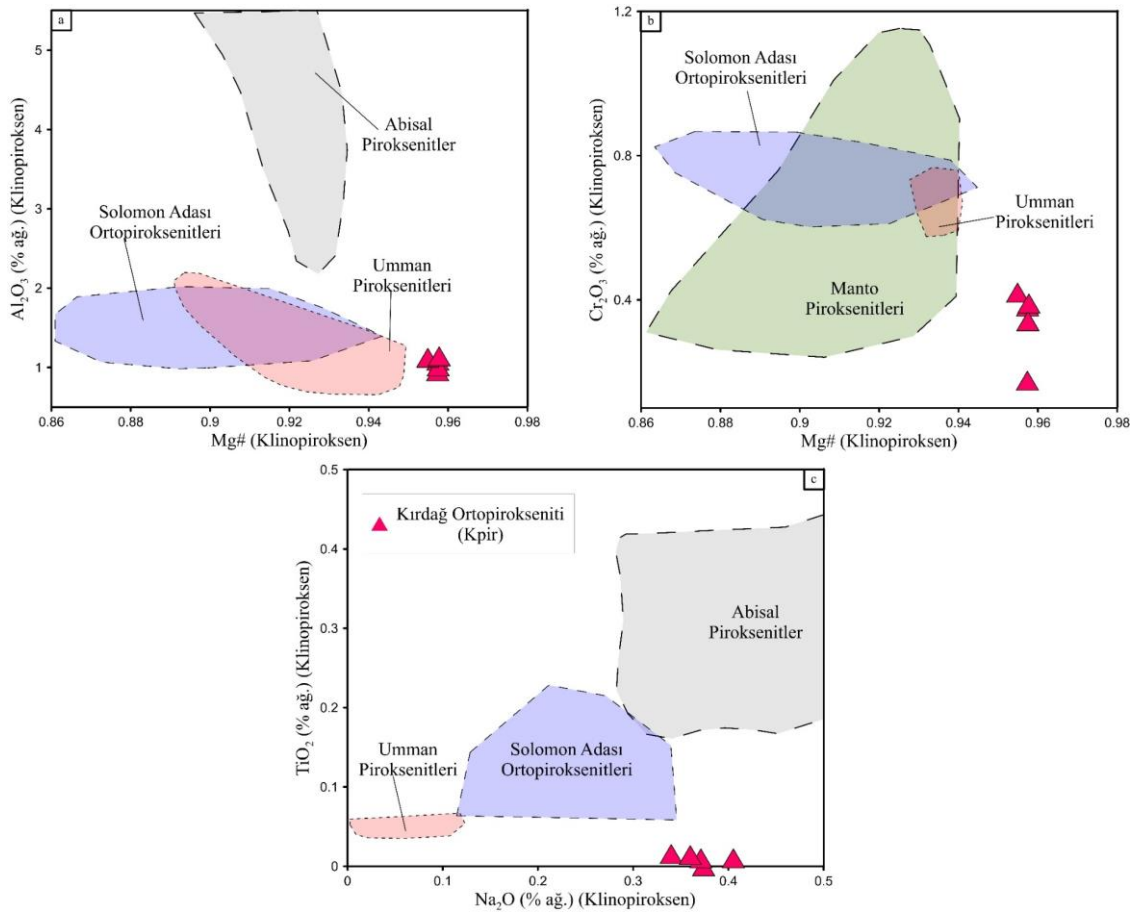
**Tablo 3.** Ortopiroksenitlerden seçilen seçilen klinopiroksenlere ait mikroprop analiz sonuçları (% ağı.) ve hesaplanan katyon değerleri.

**Table 3.** Microprobe analysis results (% wt.) of clinopyroxenes selected from orthopyroxenites and calculated cation values.

Örnek	P-11	P-11	P-11	PX-9	PX-9	Örnek	P-11	P-11	P-11	PX-9	PX-9
SiO <sub>2</sub>	57.04	56.95	57.00	57.84	58.02	Al	0.05	0.04	0.04	0.05	0.048
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.011
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.09	0.95	1.01	1.12	1.14	Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	0.18	0.34	0.42	0.39	Fe <sup>2+</sup>	0.06	0.06	0.06	0.06	0.057
FeO*	1.92	1.90	1.88	1.98	1.89	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.004
MnO	0.10	0.11	0.04	0.09	0.12	Mg	1.31	1.30	1.29	1.27	1.283
MgO	24.18	23.91	23.81	23.51	24.02	Ca	0.48	0.48	0.50	0.50	0.493
CaO	12.35	12.36	12.73	12.81	12.84	Na	0.03	0.03	0.03	0.02	0.025
Na <sub>2</sub> O	0.41	0.37	0.37	0.34	0.36	Wo	26.01	26.24	26.89	27.22	26.90
<b>Toplam</b>	<b>97.47</b>	<b>96.72</b>	<b>97.19</b>	<b>98.13</b>	<b>98.79</b>	En	70.83	70.62	70.00	69.50	70.01
Si	2.07	2.08	2.07	2.09	2.079	Fs	3.15	3.15	3.11	3.28	3.09
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	Mg#	0.96	0.96	0.96	0.95	0.96

FeO\* toplam demir. Wo, En, Fs ve Mg# değerleri atomik oranlara göre hesaplanmıştır.

Hesaplanan Mg# değerlerine karşı çizilen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriklerinde belirgin bir değişim görülmemektedir (Fig 8a, b). Na<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriklerine karşı TiO<sub>2</sub> içeriklerinde de benzer durum söz konusudur (Şekil 8c). Kırdag ortopiroksenitleri içerisindeki klinopiroksenlerin mineral kimyası sonuçları farklı bölgelerdeki (Solomon Adası) ortopiroksenitlerle karşılaştırıldığında, özellikle Mg# değerlerinin daha yüksek, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriklerinin benzer, TiO<sub>2</sub> ve Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriklerinin ise daha düşük olduğu görülmektedir (Şekil 8a, b).



**Şekil 8.** Kırdag ortopyroksenitleri içerisindeki klinopiroksenlere ait değişim diyagramları. (a) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriğine karşı Mg# değeri, (b) TiO<sub>2</sub> içeriğine karşı Na<sub>2</sub>O dağılımı, (c) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriğine karşı Mg# değeri. Karşılaştırma alanları Şekil 6'daki gibidir. Manto piroksenit alanı için Berly vd. (2006) ve ordaki referanslar dikkate alınmıştır.

**Figure 8.** Variation diagrams of the clinopyroxenes in the Kırdag orthopyroxenites. (a) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content versus Mg# value, (b) TiO<sub>2</sub> content versus Na<sub>2</sub>O distribution, (c) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content versus Mg# value. The comparison areas are same as in Figure 6. For the mantle pyroxenite field, Berly et al. (2006) and references therein were taken into consideration.

### 4.3. Tüm kaya jeokimyası

#### 4.3. Whole-rock geochemistry

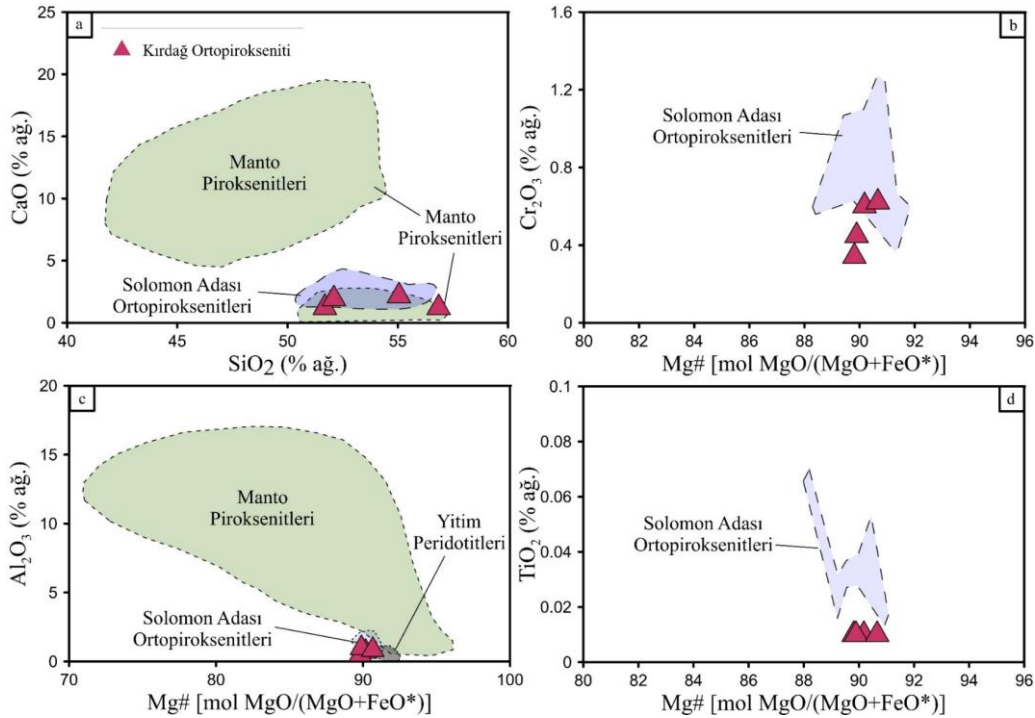
Kırdag ofiyoliti manto kesiti içerisinde bulunan ortopyroksenitlerin tüm kayaç ana, iz ve nadir toprak element (NTE) analiz sonuçları Tablo 4'te verilmiştir. Bu bölümde, analiz edilen ortopyroksenit örneklerinden elde edilen sonuçlar farklı diyagramlar kullanılarak değerlendirilmiştir. Petrografik çalışmalar sırasında taze örneklerin seçilmesine dikkat edilmesine rağmen, ateşte kayıp (% A.K.) değerleri 1.00-8.70 arasında değişmektedir. Bu durum bazı örneklerin serpantinleşmeden daha fazla etkilendiklerini yansıtmaktadır. Modal mineralojik bileşimleriyle uyumlu olarak, ortopyroksenitlerin SiO<sub>2</sub> (% a.g.) içerikleri 51.69-56.85 arasında, MgO (% a.g.) içerikleri 30.39-32.55 arasında değişmektedir. 0.50-0.97 arasında değişen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% a.g.) içeriklerine sahip olan bu ortopyroksenitlerin Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% a.g.) içerikleri ise 6.64-7.11 arasındadır. TiO<sub>2</sub> (% a.g.) içerikleri 0.01 seviyesinde kalan ortopyroksenitler, sırasıyla 1.21-2.16 ve 0.34-0.62 arasında değişim gösteren CaO ve Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% a.g.) içeriklerine sahiptir.

Örneklerin SiO<sub>2</sub> içeriklerine göre CaO içerikleri modal mineralojileriyle uyumlu dağılım segilemektedirler (Şekil 9a). Bunlara ilave olarak, ortopyroksenitlerin tüm kayaç Mg# [mol MgO/(MgO+FeO\*)] değerleri hesaplanmış ve 89.81-90.66 arasında değişen oranlarda oldukları belirlenmiştir. Mg# değerlerine göre Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri pozitif yönsme gösterirken (Şekil 9b), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve TiO<sub>2</sub> içeriklerinde ise belirgin bir yönsme görülmemektedir (Şekil 9c, d). Bu veriler ışığında genel olarak Kırdag ortopyroksenitlerinin Solomon Adası ortopyroksenitleriyle benzer oldukları görülmektedir.

**Tablo 4.** Ortopyroksenit örneklerine ait tüm kayaç ana oksit (% ağı.), iz ve nadir toprak element (ppm) analiz sonuçları.**Table 4.** Whole-rock major (% wt.), trace, and rare earth element (ppm) analysis results of orthopyroxenite samples.

Örnek	P-11	PX-6	PX-7	PX-9	Örnek	P-11	PX-6	PX-7	PX-9
SiO <sub>2</sub>	55.05	51.69	52.10	56.85	Nb	0.20	0.10	0.10	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.70	0.50	0.97	0.84	Rb	1.30	1.30	1.20	0.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6.84	6.83	7.11	6.64	Sr	9.90	11.30	8.10	6.00
MgO	31.70	30.39	31.90	32.55	V	31.00	33.00	47.00	34.00
CaO	2.16	1.22	1.92	1.21	Zr	1.00	0.20	0.80	0.40
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.03	0.03	0.02	Y	1.12	0.94	0.61	0.44
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.01	La	0.20	0.10	0.20	0.40
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	Ce	0.18	0.16	bdl	bdl
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.02	0.02	0.01	Pr	0.03	0.04	0.02	bdl
MnO	0.14	0.13	0.13	0.14	Nd	bdl	bdl	bdl	bdl
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.60	0.34	0.45	0.62	Sm	bdl	bdl	bdl	bdl
A.K (%)	2.70	8.70	5.20	1.00	Eu	bdl	bdl	bdl	bdl
Toplam	99.94	99.87	99.85	99.90	Gd	bdl	bdl	bdl	bdl
Ba	3.00	12.00	6.00	3.00	Tb	0.04	0.04	0.01	0.02
Ni	619.00	827.00	851.00	507.00	Dy	bdl	bdl	bdl	bdl
Sc	10.00	12.00	15.00	9.00	Ho	0.02	bdl	0.02	bdl
Be	1.00	1.00	1.00	1.00	Er	bdl	bdl	bdl	bdl
Co	69.50	70.00	78.10	68.20	Tm	bdl	bdl	bdl	bdl
Cs	0.50	1.20	0.50	0.20	Yb	0.05	0.05	0.05	0.05
Hf	bdl	bdl	bdl	bdl	Lu	0.25	0.23	bdl	0.02

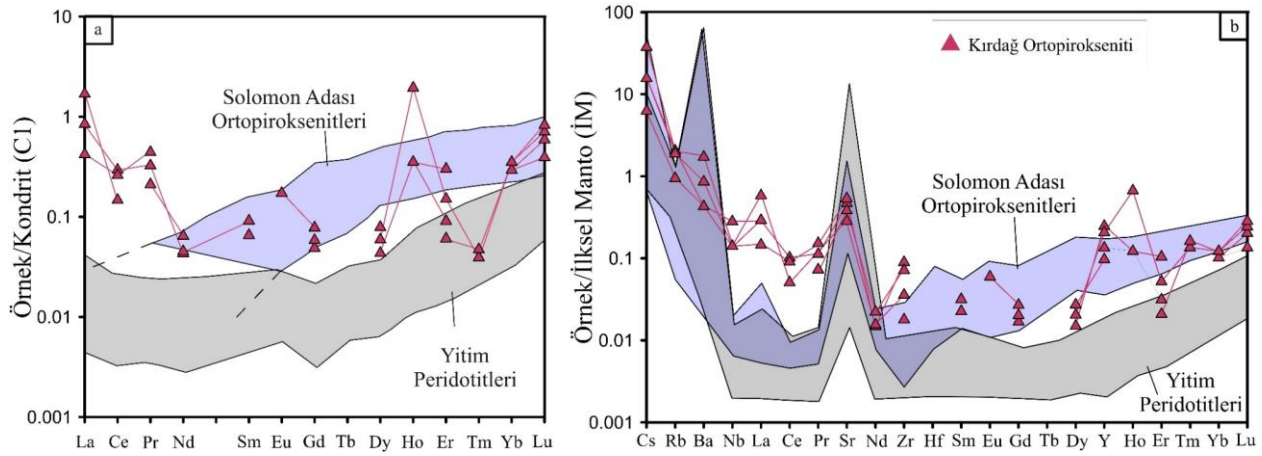
Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* =Toplam demir. A.K (%)= Ateşte kayıp oranları. bdl= Algılama limiti altı



**Şekil 9.** Kırdağ ortopyroksenitlerinin tüm kayaç değişim diyagramları. (a) CaO içeriğine karşı SiO<sub>2</sub>, (b) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriğine karşı Mg# değeri, (c) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriğine karşı Mg# ve (d) TiO<sub>2</sub> içeriğine karşı Mg# değişimleri. Karşılaştırma alanları: manto piroksenit ve Solomon Adası ortopyroksenit alanları [Berly vd. \(2006\)](#)' dan, yitim peridotitleri alanı [Parkinson ve Pearce \(1998\)](#)' den alınmıştır.

► **Figure 9.** Whole rock binary diagrams of Kırdag orthopyroxenites. (a) CaO content versus SiO<sub>2</sub>, (b) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content versus Mg# value, (c) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content versus Mg#, (d) TiO<sub>2</sub> content versus Mg# value. Comparison areas: mantle pyroxenite, Solomon Island orthopyroxenite from Berly et al. (2006), and subduction peridotite from Parkinson and Pearce (1998).

Kırdag ortopirosenit örneklerinin tüm kayaç iz ve nadir toprak element (NTE) içerikleri bakımından genel olarak tüketilmiş karakterde oldukları söylenebilir. Analizlerde bazı NTE'lerin ise tespit limiti altında kaldıkları görülmektedir (Tablo 4). Bu durum düşük klinopirosen modal bolluklarıyla ilişkili olarak değerlendirilebilir. Kondrit normalize edilmiş NTE diyagramında (Şekil 10a), analiz edilen örneklerin hemen hemen hepsinin tüketilmiş NTE desenleri sergilediği görülmektedir. Ancak, La, Ce ve Pr gibi hafif NTE'lerde orta ve ağır NTE içeriklerine göre belirgin bir zenginleşme görülmektedir (Şekil 10a). İlksel mantoya göre normalleştirilmiş çoklu iz element örümcek diyagramında (Şekil 10b), ortopirosenitler büyük iyonlu litofil elementlerden (BİLE) akışkan-hareketli olanlar (örneğin, Cs, Rb, Ba ve Sr) bakımından belirgin zenginleşmeler göstermektedir. Özellikle, yüksek çekim alanlı elementler (YÇAE) açısından hafif negatif Nb yönsemesi gösterirken, Zr bakımından pozitif bir yönseme söz konusudur (Şekil 10b). Kırdag ortopirosenitlerinin kondrit ve ilksel mantoya normalize edilmiş NTE ve çoklu element dağılımlarının yitim peridotitlerine göre zenginleşme gösterdikleri, Solomon Adası ortopirosenitleriyle de hemen hemen benzer dağılım sergiledikleri söylenebilir. Ancak, hafif NTE içerikleri bakımından daha yüksek bileşime sahip oldukları görülmektedir (Fig 10a, b).



**Şekil 10.** Kırdag ortopirosenitlerinin (a) kondrit normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) ve (b) ilksel mantoya normalize edilmiş çoklu element dağılımları. Normalize değerler Sun & McDonough (1989)'dan alınmıştır. Karşılaştırma alanları; yitim peridotitleri Parkinson & Pearce (1998)'den, Solomon Adası ortopirosenitleri Berly vd. (2006)'dan alınmıştır.

**Figure 10.** (a) Chondrite normalized rare earth element (REE) and (b) primitive mantle normalized multi-element patterns of the Kırdag orthopyroxenites. Normalized values are from Sun & McDonough (1989). Comparison areas: subduction peridotites from Parkinson & Pearce (1998), Solomon Island orthopyroxenites from Berly et al. (2006).

## 5. Tartışma

### 5. Discussion

#### 5.1. Petrojenez ve metasomatik süreçler

#### 5.1. Petrogenesis and metasomatic processes

Yitim zonlarında gelişen ofiyolitlerin manto kesiminde çeşitli piroksenit damar veya dayklarına rastlamak mümkündür. Bu piroksenitlerin, yitim ortamlarında oluşan boninit tipi ergiyiklerin erken kümülat kayalarını temsil ettiğine dair görüşler vardır (örneğin, Varfalvy, 1997). Bununla birlikte, farklı yay ortamlarındaki piroksenitlerle ilgili çalışmalarda, piroksenit bileşimlerinin üst mafik kabukla eş kökenli olmadığı ileri sürülmüştür (örneğin, Bouilhol vd., 2009). Bu tür piroksenitler için de yay ergiyiklerinin yay altı manto peridotitleriyle reaksiyonu önerilmiştir. Bu nedenle, kristal birikimiyle oluşan piroksenitler için bile bir dereceye kadar eriyik-peridotit etkileşimi söz konusudur (örneğin, Belousov vd., 2021). Doğal olarak oluşan piroksenitlerin belirli bir silis içeriğinde deneysel olarak üretilen piroksenitlere göre piroksen minerallerinde

daha yüksek Mg# değerleri görülmekte ve bu da muhtemelen birleşik fraksiyonel kristalleşmeyi ve onları çevreleyen peridotitlerle reaksiyonlarını yansıtmaktadır (Belousov vd., 2021). Ayrıca, yitim zonu ofiyolitlerindeki harzburjıt-dünit-kromitit-ortopiroksenit birlikteliği, mantonun çeşitli ergiyik etkileşim süreçleri (boninitik, toleyitik) tarafından meydana gelen magmatik modifikasyonun bir göstergesi olarak kabul edilmektedir (örneğin, Tamura & Arai, 2006; Page vd., 2008). Benzer litolojik birliktelik Kırdag ofiyoliti manto kesimi için de büyük olasılıkla geçerli olduğu düşünülmektedir (Şekil 4a) (Bilici, 2022).

Kırdag ofiyoliti manto kayalarından en yaygın litolojiyi oluşturan harzburjitler içerisinde çeşitli boyutlarda ortopiroksenitler dayklar halinde bulunmaktadır (Şekil 4b, c, d). Petrografik incelemeler sırasında ortopiroksen mineralleri arasında gözlenen küçük boyutlu klinopiroksenlerin varlığı ve yine ortopiroksen kristalleri içerisinde eksolusyon lamelleri şeklinde gözlenen klinopiroksen oluşumları (Şekil 5a-f), tipik kümülat doku ve köken ile birebir örtüşmemektedir. Bu özellikler daha çok peridotit ile metasomatik bir madde (sıvı ve/veya ergiyik) arasındaki reaksiyonlar yoluyla ortaya çıkan kökenlerle ilişkilendirilebilir.

Son yıllarda yapılan araştırmalarda, ergiyik-kaya reaksiyon süreci piroksenit oluşumları için aktif olarak tartışılan modeldir. Buna göre başlangıçta peridotit ana kayaların olivinleri silis bakımından zengin ergiyik ile etkileşime girerek çözünmekte ve daha sonra piroksen mineralleri kristalleşmektedir (örneğin, Kelemen vd., 1992; Morishita vd., 2003; Python vd., 2003; Berly vd., 2006; Bodinier vd., 2008; Laukert vd., 2014; Bilici & Kolaylı, 2018; Basch vd., 2019; Karimov vd., 2020; Belousov vd., 2021; Xu vd., 2023; Zhang vd., 2023). Piroksenitlerin kökeni peridotitlerle ilişkili olduğundan genel olarak yüksek piroksen Mg# değerlerine sahiptirler ve modal mineralojilerinde olivinler oldukça azdır veya hiç yoktur. Peridotitlerin doğrudan ergimesi silisce zengin ergiyikler üretmez, ancak yiten okyanus kabuğunun kısmi ergimesinden sonra silisce zengin ergiyikler üretebilir ve ortaya çıkan ergiyikler Na<sub>2</sub>O ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri bakımından nispeten zengin olabilir (örneğin, Borghini vd., 2017). Manto peridotitlerinde silisce zengin sıvı/ergiyik etkileşimi meydana gelmişse piroksenit oluşabilir. Yiten okyanusal kabuk ve tortullar önce daha yüksek basınç altında ergimeye başlar ve bunun sonucunda silis bakımından zengin ergiyik, peridotitler içerisinde olivin içermeyen ortopiroksenit oluşumunu gerçekleştirebilir (örneğin, Xu vd., 2023). Ayrıca, deneysel çalışmalarda ortopiroksenit oluşumlarının peridotit-piroksenit sınırları boyunca silisce zengin ergiyikler ile peridotit arasındaki reaksiyonlarda da gözlemlenen rapor edilmiş (örneğin, Lambart vd., 2012; Wang vd., 2013; Borghini vd., 2017) ve Si-ergiyik+olivin → ortopiroksen±klinopiroksen reaksiyonuyla açıklanmıştır.

Bu çalışmada, Kırdag ofiyoliti manto bölümünde bulunan ortopiroksenitlerdeki krom spineller göreceli olarak yüksek modal bollukta ve genellikle yarı özşekilli ve özşekilli kristaller halinde gözlenmektedir (Şekil 5). Değişik boyutlu yarı özşekilli ve özşekilli bu krom spinellerin varlığı harzburjitlerden kalıntı olmadıklarını, ergiyik etkileşimi sonucunda kristalleştiklerinin bir göstergesi olarak kabul edilebilir (örneğin, Karimov vd., 2020). Tüketilmiş karakter segileyen piroksen bileşimleri (Opir Mg# 0.90-0.92 ve Kpir Mg# 0.95-0.96) ve boninitik alana yakın olan krom spinel bileşimleri (Cr# 0.63-0.68) ile daha çok refrakter özellikler sergilemektedirler (Şekil 6, Şekil 7 ve Şekil 8). Bu tükenmiş bileşim ve klinopiroksenlerin modal mineralojik azlığı, çalışılan ortopiroksenitlerin silis ve krom bakımından nispeten zengin, alüminyum ve kalsiyum bakımından ise oldukça fakir olan tükenmiş bir ergiyikten kristalleştiklerini düşündürmektedir. Bu durum, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri bakımından kısmen zengin ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri bakımından fakir olan piroksenlerin kimyasal bileşimi ile desteklenmektedir (Şekil 7a ve Şekil 8a-c). Ayrıca, ortopiroksenitlerdeki krom spinellerin ve piroksenlerin kimyasal bileşimleri nispeten dar aralıkta değişen konsantrasyon dağılımı gösterir (Şekil 6, Şekil 7 ve Şekil 8) ve bu da homojen bir kaynağa işaret etmektedir (örneğin, Python vd., 2003). Özellikle ortopiroksenlerin oldukça yüksek Mg# değerleri, ergiyik-kayaç reaksiyon sürecinin ortopiroksenitlerin oluşumunda büyük bir rol oynadığının önemli bir kanıtı olarak değerlendirilebilir.

Kırdag ofiyoliti ortopiroksenitleri modal mineralojik bileşimleriyle de ilişkili olarak oldukça yüksek tüm kaya Mg# değerlerine sahiptir ve SiO<sub>2</sub>, CaO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve TiO<sub>2</sub> içeriklerine göre manto piroksenitlerine ve Solomon Adası ortopiroksenitlerine benzer oldukları görülmektedir (Şekil 9). Yüksek modal piroksen bileşiminin, piroksenitler ve peridotit arasındaki reaksiyon doğası ile birlikte, ana ergiyiğin silis bakımından zengin bileşimini yansıtmaktadır. Ayrıca, jeokimyasal olarak bu kayaların hafif NTE dağılımlarının orta ve ağır NTE'lere göre zenginleşmesi (Şekil 10a), boninitik ergiyiklere benzer şekilde yüksek sıvı bileşen içeriğini yansıtmaktadır. Kayaçlardaki klinopiroksenlerin düşük Na<sub>2</sub>O ve düşük Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri de bu durumu destekler niteliktedir (Şekil 8a, c), çünkü bu içeriklerin örneğin artan sıvı içeriği ile azalması beklenir (örneğin, Green vd., 2014). Ekileşime giren ergiyik veya sıvılar, özellikle BİLE gibi önemli miktarlarda sıvı-hareketli elementler içermesi gerekir ve bu elementlerin normal harzburjitik mantoya göre zenginleşmesine neden olur

(örneğin, Berly vd., 2006). Kırdag ofiyoliti ortopiroksenitlerinde bu zenginleşmeler açıkça görülmektedir (Şekil 10b). Çalışılan ortopiroksenit örneklerinin kondrite normalize NTE ve ilksel mantoya normalize çoklu element dağılımlarının Solomon Adası ortopiroksenitlerine (Berly vd., 2006) benzer oldukları görülmektedir (Şekil 10a, b). Buna ilave olarak, çalışılan ortopiroksenitlerin ana kayaları olan harzburjitler için de ergiyik/sıvı-kaya etkileşimini yansıtan bu element zenginleşmeleri daha önce belirlenmiş ve reaktif bir köken ile ilişkilendirilmiştir (Bilici 2022).

## 5.2. Tektonik etkiler

### 5.2. Tectonic implications

Bu çalışmada, Kırdag ofiyoliti ortopiroksenitlerinin tektonik kökeni mineral kompozisyonları ve tüm kayaç jeokimyasal bileşimleriyle desteklenmiştir. Krom spinel kimyalarına göre, incelenen ortopiroksenitlerin yüksek Cr#, düşük Mg# ve Fe<sup>3+</sup># değerleri ile düşük TiO<sub>2</sub> içeriklerinin (Şekil 6), birçok araştırmacı tarafından da önerildiği gibi (örneğin, Python vd., 2003; Berly vd., 2006; Tamura & Arai 2006; Kaczmarek vd., 2015; Uysal vd., 2016) dünyanın çeşitli bölgelerindeki ofiyolit kuşaklarındaki yitim zonu ortamını yansıtan krom spinellerin karakteristik özellikleriyle benzer oldukları görülmektedir. Ortopiroksen ve klinopiroksen bileşimleri yitim zonunda gelişen piroksenitlerin piroksen kimyalarıyla benzerdir (Şekil 7 ve Şekil 8). Ayrıca, tüm kaya iz element jeokimyasal bileşimleri kondrite göre hafif ve ağır NTE bakımından zenginleşme (Şekil 10a) ve ilksel mantoya göre BİLE bakımından zenginleşme göstermektedirler (Şekil 10b). Bu elementlerin yitim zonu ortamlarında hareketli oldukları bilinmektedir (Brenan vd., 1995; Ayers vd., 1997). Elde edilen bu veriler, Kırdag ofiyoliti manto bölümündeki ortopiroksenitlerin yitim zonu bölgesi petrolojik süreçleriyle ilişkili olduğunu ortaya koymaktadır. Ayrıca, ortopiroksenitlerin peridotitler içerisinde dayklar şeklinde gözlenmiş olmaları da bunların bir ada yayı kabuğunun tabanında gelişen kümülatlardan ziyade, bir yitim zonu üzerindeki manto kaması içinde oluştuklarını kanıtlar niteliktedir.

## 6. Sonuçlar

### 6. Conclusions

Bu çalışmada, Kırdag ofiyolitinin (Erzurum, NE, Türkiye) manto kesitindeki ortopiroksenitlerin petrografisi, mineral kimyası ve tüm kaya jeokimyasal verilerine göre bir yitim zonu üzerindeki manto kamasında meydana gelen ergiyik-kaya etkileşim süreci irdelenerek açıklanmaya çalışılmıştır. Petrografik incelemelerde ortopiroksenit örneklerinde gözlenen klinopiroksen eksolüsyon lamelleri ile öz ve yarı öz şekilli krom spinel kristallerin varlığı, tipik kümülat dokuya nazaran ergiyik etkileşim sürecini yansıtan özellikler sunmaktadır. Özellikle, krom spinellerin karakteristik şekilleri bunların peridotitlerden kalıntı olmadıklarını, ortopiroksenitlerin oluşumu sırasında ergiyik etkileşimine bağlı olarak kristalleştiklerini kanıtlamaktadır. Ortopiroksenit örneklerinin mineral kimyası analizleri, hem krom spinellerin hem de piroksenlerin yitim zonunda gelişen köken kayaçlarla ilişkili olduklarını göstermektedir. Ayrıca, kondrite normalize tüm kaya NTE dağılımları ve ilksel mantoya normalize çoklu element dağılımlarındaki tüketilme ve zenginleşme oranları yitim zonu manto kamasında uçucularca zengin ergiyiklerle etkileşim süreçlerinin etkisini açıklamaktadır. Yani, ana harzburjitlerin bu ergiyiklerle etkileşimi sonucu peridotiti reaktif bir çözünmeye uğratarak yoğun ortopiroksen kristalleşmesini, dolayısıyla ortopiroksenit oluşumunu sağlamıştır. Böylelikle, çalışılan ortopiroksenitlerin yitim ortamındaki manto kamasında Si açısından zengin boninit benzeri ergiyikle etkileşimi nedeniyle harzburgitlerdeki olivinlerin ortopiroksenlerle yer değiştirmesi sonucunda geliştikleri söylenebilir.

## Katkı belirtme

### Acknowledgement

Bu çalışma, Atatürk Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından FBA-2018-6828 numaralı proje ile maddi olarak desteklenmiştir. Mineral kimyası analizlerinin yapımında Prof. Dr. Emre AYDINÇAKIR ve Prof. Dr. Cem YÜCEL'in katkıları çok kıymetlidir. Ayrıca yazar, editöryal yönetim için Doç Dr. Mehmet Ali GÜCER'e ve yapmış oldukları eleştirilerden dolayı üç hakeme teşekkürlerini sunar.

## Etik beyanı

### Declaration of ethical code

Bu çalışmada kullanılan materyal ve yöntemler etik kurul izni ve / veya yasal-özel izin gerektirmemektedir.



**Çıkar çatışması beyanı***Conflicts of interest*

Yazar bu çalışmada herhangi bir çıkar çatışması olmadığını beyan eder.

**Kaynaklar***References*

- Arai, S., Shimizu, Y., Ismail, S.A. & Ahmed, A.H. (2006). Low-T formation of high-Cr spinel with apparently primary chemical characteristics within podiform chromitite from Rayat, northeastern Iraq. *Mineralogical Magazine*, 70, 499–508.
- Aydınçakır, E. (2016). Subduction-related Late Cretaceous high K volcanism in the Central Pontides orogenic belt: Constraints on geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 28 (4), 379–411.
- Aydınçakır, E., Yücel, C., Kaygusuz, A., Bilici, Ö. & Yılmaz, S. (2024). Eocene magmatism related to postcollisional extension in the Eastern Pontides (NE Türkiye): 40Ar-39Ar geochronology, geochemistry, and whole-rock Sr-Nd-Pb-Hf isotopes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 33, 530-556. doi:10.55730/1300-0985.1928
- Ayers, J. C., Dittmer, S. K. & Layne, G. D. (1997). Partitioning of elements between peridotite and H<sub>2</sub>O at 2.0–3.0 GPa and 900–1100 °C, and application to models of subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 381–398.
- Barnes, S.J. & Roeder, P.L. (2001). The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42 (12), 2279–2302.
- Basch, V., Rampone, E., Crispini, L., Ferrando, C., Ildefonse, B. & Godard, M. (2019) Multi-stage reactive formation of troctolites in slowspreading oceanic lithosphere (Erro-Tobbio, Italy): a combined field and petrochemical study. *Journal of Petrology*, 60 (5), 873-906. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz019>
- Belousov, I., Batanova, V., Sobolev, A., Savelieva, G., Danyushevsky, L. & Draayers, E. (2021) Pyroxenites from mantle section of Voykar Ophiolite–Melt/peridotite reaction and crystallization in SSZ mantle. *Lithos*, 388:106063
- Berly, T.J., Hermann, J., Arculus, R.J. & Lapierre, H. (2006). Supra-subduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). *Journal of Petrology*, 47(8), 1531–1555.
- Bilici, Ö. (2022). Reactive harzburgite and ultimate dunite formation as a result of boninite-like melt interaction: Petrological evidence from the Kırdağ ophiolite (Erzurum, NE Turkey). *Journal of African Earth Science*, 193, 104601. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104601>
- Bilici, Ö., & Kolaylı, H. (2018). Mineral records of the pyroxenites formed within harzburgites (Ulaş, Sivas, Turkey): implications on petrogenesis and tectonic setting. *Turkish Journal of Earth Science*, 27(5), 384-404. doi:10.3906/yer-1802-13
- Bodinier, J.L., Garrido, C.J., Chanefo, I., Bruguier, O. & Gervilla, F. (2008). Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: Evidence from the Ronda peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 49(5), 999–1025. doi: 10.1093/petrology/egn014.
- Bouilhol, P., Burg, J.P., Bodinier, J.L., Schmidt, M.W., Dawood, H. & Hussain, S. (2009). Magma and fluid percolation in arc to forearc mantle: evidence from Sapat (Kohistan, Northern Pakistan). *Lithos*, 107 (1–2), 17–37.
- Borghini, G., Fumagalli, P. & Rampone, E. (2017). Partial melting of secondary pyroxenite at 1 and 1.5 GPa and its role in upwelling heterogeneous mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172, 70–93.
- Borghini, G., Rampone, E., Zanetti, A., Class, C., Cipriani, A., Hofmann, A.W. & Goldstein, S.L. (2013). Meter-scale Nd isotopic heterogeneity in pyroxenite-bearing Ligurian peridotites encompasses global-scale upper mantle variability. *Geology*, 41(10), 1055–1058. doi: 10.1130/G34438.1.
- Bodinier, J.L., Garrido, C.J., Chanefo, I., Bruguier, O. & Gervilla, F. (2008) Origin of pyroxenite–peridotite veined mantle by refertilization reactions: evidence from the Ronda peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 49,999–1025.

- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. & Phinney, D.L. (1995). Mineral–aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3331–3350.
- Buket, E. & Ataman, G. (1982). Erzincan – Refahiye ultramafik ve mafik kayaçlarının petrografik ve petrolojik özellikleri. *Yerbilimleri*, 91, 5-17.
- Chen, L.H. & Zhou, X.H. (2005) Subduction-related metasomatism in the thinning lithosphere: Evidence from a composite dünite orthopyroxenite xenolith entrained in Mesozoic Laiwu high-Mg diorite, North China Craton. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, Q06008. <https://doi.org/10.1029/2005GC000938>
- Çelik, O.F., Chiaradia, M., Marzoli, A., Billor, Z. & Marschik, R. (2013). The Eldivan ophiolite and volcanic rocks in the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone, northern Turkey: geochemistry, whole-rock geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic characteristics. *Lithos* 172–173, 31–46.
- Dantas, C., Ceuleneer, G., Gregoire, M., Python, M., Freydier, R., Warren, J. & Dick, H.J.B. (2007) Pyroxenites from the Southwest Indian Ridge, 9°–16°E: cumulates from incremental melt fraction produced at the top of a cold melting regime. *Journal of Petrology*, 48:647–660.
- Dantas, C., Gregoire, M., Koester, E., Conceicao, R.D. & Rieck, N. (2009) The Iherzolite–websterite xenolith suite from Northern Patagonia (Argentina): evidence of mantle–melt reaction processes. *Lithos*, 107:107–120.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. & Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and evolution of the Alpine system. *Geological Society of American Bulletin*, 84, 3137–3180.
- Dilek Y, Imamverdiyev N & Altunkaynak Ş (2010). Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: Collisioninduced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review*, 52 (4-6), 536-578. <https://doi.org/10.1080/00206810903360422>
- Downes, H. (2007). Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: Ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa. *Lithos*, 99(1–2), 1–24. doi: 10.1016/j.lithos.2007.05.006.
- Frets, E., Tommasi, A., Garrido, C.J., Padron-Navarta, J.A., Amri, I. & Targuisti, K. (2012). Deformation processes and rheology of pyroxenites under lithospheric mantle conditions. *Journal of Structural Geology*, 39, 138-157. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.02.019>
- Garrido, C.J. & Bodinier, J.L. (1999). Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: Evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *Journal of Petrology*, 40(5), 729–754.
- Green, D.H., Hibberson, W.O., Rosenthal, A., Kovacs, I., Yaxley, G.M., Falloon, T.J. & Brink, F. (2014). Experimental study of the influence of water on melting and phase assemblages in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 55 (10), 2067–2096.
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. & Fiske, R. (1992). Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawra–Mariana forearc, Leg 125. In: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 125 of Izu- Bonin–Mariana Region* (ss. 445-485). Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Kaczmarek, M.A., Jonda, L. & Davies, H.L. (2015) Evidence of melting, melt percolation and deformation in a supra-subduction zone (Marum ophiolite complex, Papua New Guinea). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 170(2), 19. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1174-z>
- Karimov, A.A., Gornova, M.A., Belyaev, V.A., Medvedev, A.Y. & Bryanskiy, N.V. (2020). Genesis of pyroxenite veins in supra-subduction zone peridotites: Evidence from petrography and mineral composition of Egingol massif (Northern Mongolia). *China Geology*, 3(2), 299-313.
- Kaygusuz A, Yücel C, Aydınçakır E, Gücer MA & Ruffet G (2022). 40Ar-39Ar dating, whole-rock and Sr-Nd isotope geochemistry of the Middle Eocene calc-alkaline volcanic rocks in the Bayburt area Eastern Pontides (NE Turkey): implications for magma evolution in extension-related setting. *Mineralogy and Petrology*, 116, 379-399. <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00788-w>

- Kelemen, P.B., Dick, H.J.B. & Quick, J.E. (1992). Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358, 635–641.
- Kerr, A.C., Saunders, A.D., Tarney, A.D., Berry, N.H. & Hards, V.L. (1995). Depleted mantle-plume geochemical signatures: no paradox for plume theories. *Geology*, 23, 843–846.
- Konak, N. & Hakyemez, H.Y. (2008). 1/100.000 Scale Turkish Geology Map Series, Tortum- H47 Sheet, vol. 95. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Geology Department, Ankara, p. 46.
- Konak, N., Hakyemez, H.Y., Bilgic, T., Bilgin, R., Hepşen, N. & Ercan, T. (2001). Geology of Northeast Pontides (Olu-Olur-Şenkaya-Narman-Uzundere-Yusufeli). General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Ankara. Report 10489.
- Konak, N. & Sumengen, M. (2009). 1/100.000 Scale Turkish Geology Map Series, Kars-H48 Sheet, vol. 106. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Geology Department, Ankara, p. 23.
- Lambart S, Laporte D, Provost A, Schiano P (2012) Fate of pyroxenite-derived melts in the peridotitic mantle. Thermodynamic and experimental constraints. *Journal of Petrology*, 53, 451–476.
- Lambart, S., Baker, M.B., Stolper, E.M., 2016. The role of pyroxenite in basalt genesis: Melt-PX, a melting parameterization for mantle pyroxenites between 0.9 and 5GPa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121 (8), 5708–5735. <https://doi.org/10.1002/2015JB012762>
- Laukert, G., Von der Handt, A., Hellebrand, E., Snow, J., Hoppe, P. & Klugel, A. (2014) High-pressure reactive melt stagnation recorded in abyssal pyroxenites from the ultraslow-spreading Lena Trough, Arctic Ocean. *Journal of Petrology*, 55, 427–458. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt073>
- Le Roux, V. & Liang, Y. (2019). Ophiolitic pyroxenites record boninite percolation in subduction zone mantle. *Minerals*, 9 (9), 22.
- Morishita, T., Arai, S. & Green, D.H. (2003). Evolution of low-Al orthopyroxene in the Horoman Peridotite, Japan: an unusual indicator of metasomatizing fluids. *Journal of Petrology*, 44, 1237–1246.
- Okay, A. & Sahintürk, Ö. (1997). Geology of the eastern Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, vol. 68. AAPG Memoir, pp. 291–311.
- Okay, I.A. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Journal of Geological Society*, 156, 475–515. London Special Publication.
- Page, P., Bedard, J.H., Schroetter, J.M. & Tremblay, A. (2008). Mantle petrology and mineralogy of the Thetford Mines ophiolite complex. *Lithos*, 100, 255–292.
- Parkinson, I.J. & Pearce, J.A. (1998). Peridotites from the Izu – Bonin – Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt- mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, 1577–1618.
- Parlak, O., Çolakoğlu, A., Dönmez, C., Sayak, H., Yıldırım, N., Türkel, A. & Odabaşı, I. (2013). Geochemistry and tectonic setting of ophiolites along the Izmir–Ankara–Erzincan suture zone in northeastern Anatolia. *Geological Society*, 372, 75–106. Special Publications.
- Pearson, D.G., Davies, G.R. & Nixon, P.H. (1993). Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif. *Journal of Petrology*, 34, 125–172.
- Python, M. & Ceuleneer, G. (2003). Nature and distribution of dykes and related melt migration structures in the mantle section of the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (7), 8612.
- Robertson, A., Parlak, O., Ustaomer, T., Taslı, K., Inan, N., Dumitrica, P. & Karaoglan, F. (2013). Subduction, ophiolite genesis and collision history of Tethys adjacent to the Eurasian continental margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta*, 26, 230–293.
- Robertson, A.H.F. & Dixon, J.E. (1984). Introduction: Aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. Geological Society, London, 17, 1–74. Special Publications.

- Rogkala, A., Petrounias, P., Tsikouras, B. & Hatzipanagiotou, K. (2017). New occurrence of pyroxenites in the Veria-Naousa Ophiolite (North Greece): Implications on their origin and petrogenetic evolution. *Geosciences*, 7(4), 92. doi: 10.3390/geosciences7040092.
- Santos, J.F., Scharer, U., Ibaguchi, J.I.G. & Girardeau, J. (2002). Genesis of pyroxenite-rich peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): geochemical and Pb–Sr–Nd isotope data. *Journal of Petrology*, 43, 17–43.
- Sarifakioğlu, E., Özen, H. & Winchester, J.A. (2009). Petrogenesis of Refahiye ophiolite and its tectonic significance for Neotethyan ophiolites along the Izmir–Ankara–Erzincan suture zone. *Turkish Journal of Earth Science*, 18, 187–207.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, London, 42, 313–345. Special Publications.
- Şengör, A. M. C. (1980). Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları [Fundamentals of the neotectonics of Turkey]. *Publication of Geological Society of Turkey*, 1–40.
- Şengör, A.M.C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 81–241.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T. & Zor, E. (2003). Anatolian high plateau as a mantle supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letter*, 30, 8045.
- Tamura, A. & Arai, S. (2006). Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra- subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos*, 90, 43–56.
- Tribuzio, R., Tiepolo, M. & Fiameni, S. (2008). A maficultramafic cumulate sequence derived from boninite-type melts (Niagara Icefalls, northern Victoria Land, Antarctica). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(5): 619–633.
- Ustaömer, T. & Robertson, H.F.A. (2010). Late Paleozoic–early Cenozoic development of the eastern Pontides (Artvin area), Turkey: stages of closure of Tethys along the southern margin of Eurasia. *Geological Society*, London 340, 281–327. Special Publications.
- Uysal, I., Ersoy, E.Y., Dilek, Y., Kapsiotis, A. & Sarfakioğlu, E. (2016). Multiple episodes of partial melting, depletion, metasomatism and enrichment processes recorded in the heterogeneous upper mantle sequence of the Neotethyan Eldivan ophiolite, Turkey. *Lithos*, 246–247, 228–245.
- Uysal, I., Ersoy, E.Y., Dilek, Y., Escayola, M., Sarfakioğlu, E., Saka, S. & Hirata, T. (2015). Depletion and refertilization of the Tethyan oceanic upper mantle as revealed by the early Jurassic Refahiye ophiolite, NE Anatolia, Turkey. *Gondwana Research*, 27, 594–611.
- Uysal, I., Dokuz A., Kapsiotis, A., Saka, S., Karlı, O., Kaliwoda, M. & Müller, D. (2017). Petrogenesis of ultramafic rocks from the eastern Orhaneli ophiolite, NW Turkey: Hints on the initiation and evolution of melt-peridotite interaction processes within a heterogeneously depleted mantle section. *Journal of Asian Earth Sciences*, 148, 51–64.
- Varfalvy, V. (1997). Petrology and geochemistry of pyroxenite dykes in upper mantle peridotites of the North Arm Mountain Massif, Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland: Implications for the genesis of boninitic and related magmas. *The Canadian Mineralogist*, 35(2), 543–570.
- Wang, J.G., Hu, X.M., Garzanti, E. & Wu, F.Y. (2013). Upper Oligocene–Lower Miocene gangrinboche conglomerate in the Xigaze area, Southern Tibet: Implications for Himalayan uplift and paleo-Yarlung–Zangbo Initiation. *The Journal of Geology*, 121, 425–444.
- Wang, C., Liang, Y., Dygert, N. & Xu, W. (2016). Formation of orthopyroxenite by reaction between peridotite and hydrous basaltic melt: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(8), 77. <https://doi.org/10.1007/s004100161287z>

- Xiong, Q., Zheng, J.P., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. & Pearson, N.J. (2014). Pyroxenite Dykes in Orogenic Peridotite from North Qaidam (NE Tibet, China) Track Metasomatism and Segregation in the Mantle Wedge. *Journal of Petrology*, 55(12), 2347–2376.
- Xu, X.Z., Xiong, F.H., Zoheir, B., Yan, J.Y., Zhang, B.Y., Gao, J. & Yang, J.S. (2023). Genesis of pyroxenite veins in the Zedang ophiolite, southern Tibetan Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 97(3), 707–726. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14989>
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, S.C. & Şengör, A.M.C. (1997). Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Regions*, (68, 183-226). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, Memoirs.
- Zhang, Z.Y., Liu, C.Z., Liang, Y., Liu, T., Zhang, C., Liu, B.D., Lin, Y.Z., Zhang, W.Q. & Ji, W.B. (2023). Pyroxenite–harzburgite sequences in the Dazhuqu ophiolite (Southern Tibet) formed through hydrous melt infiltration and melt–peridotite reaction. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 178, 92.