



Tekirova (Antalya) Ofiyolit Napı Kayaçlarının Alterasyon Mineralojisi ve Jeokimyası

Alteration Mineralogy and Geochemistry of the rocks from Tekirova (Antalya) Ophiolite Nappe

Hüseyin YALÇIN¹, Ömer BOZKAYA², Canan YILMAZ³

¹Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

²Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 20070 Denizli

³Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 58140 Sivas

(yalcin@cumhuriyet.edu.tr)

ÖZ

Güneybatı Anadolu'da Antalya Birliğinin bir parçası olan Tekirova Ofiyolit Napı; değişik boyutta tektonik dilimlerde okyanusal kabuk bileşenlerini içermektedir. Ofiyolitik kayaçlarda okyanusal kabuk oluşumu, yerleşmesi ve sonrasında birbirini izleyen üç süreç bulunmaktadır. İlk aşama olan pirometamorfizma (pirometasomatizma), skapolit, diyopsit, granat, epidot ve tremolit gibi metamorfik minerallerin oluşumuna neden olmuştur. İkinci aşama hidrotermal metamorfizma (alterasyon), ultramafik kayaçların serpantinleşmesi ile temsil edilmektedir. Üçüncü aşama listvenit oluşumu olup, neoformasyon ve/veya alterasyon ürünleri karbonat (kalsit, dolomit, aragonit, manyezit, hidromanyezit, hidrotalsit), oksit ve hidroksitler (brusit, götit, hematit), fillosilikatlar (smektit, illit, klorit, talk, C-V, C-S, I-S) ve kuvars minerallerini içermektedir. Serpantin minerallerinden antigorit şeritimsi, lizardit levhamsı ve krizotil lifsi morfolojileri ile birbirlerinden ayırt edilebilmektedir. Serpantinler, A- (klinokrizotil- $2M_1$), C- (lizardit- $1T$) ve D- (lizardit- $2H_1$) yapısal grupları içerisinde yer alan üç farklı politipi ile temsil edilmektedir. $1T$ ve $2H_1$ Fe-lizardit, Fe-tremolit ve Ca-hidromanyezit minerallerinin kondrite normalize iz ve nadir toprak element dağılımları; benzer yönelimleri ve ofiyolitik köken kayacı işaret etmekte ve birbirinden farklılaşmaktadır. Serpantinlerin $\delta^{18}O$ ve δD değerleri; yaklaşık 200 °C and 100 °C sıcaklıklarda hipojen okyanusal (lizardit- $1T$) ve süperjen Alpin tipi (klinokrizotil- $2M_1$ ve lizardit- $2H_1$) koşullar altında iki farklı serpantinleşme evresi geçirdiklerini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Ana-iz elementler, duraylı izotoplar, fillosilikat, petrografi

ABSTRACT

The Tekirova Ophiolite Nappe, part of the Antalya Unit in the southwest Anatolia, consists of a dismembered oceanic crust sequence with tectonic slices in different sizes. Three types of subsequent mineralizations are present in the ophiolitic rocks during the oceanic crust formation, emplacement and post-

emplacement, respectively. First stage, pyrometamorphism (pyrometasomatization) caused to occurrence of metamorphic minerals such as scapolite, diopside, garnet, epidote and tremolite. Second stage, hydrothermal metamorphism(alteration)is represented byserpentinization of ultramafic rocks. Third stage is followed by listwaenite formation, and age neof ormation and/or alteration products contain carbonates (calcite, dolomite, aragonite, magnesite, hydromagnesite, hydrotalcite), oxides and hydroxides (brucite, goethite, hematite), phyllosilicates (smectite, illite, chlorite, talc, C-V, C-S, I-S) and quartz. The serpentine minerals can be distinguished from each other by morphology: ribbon-like shapes for antigorite, platy for lizardite and fibrous for chrysotile. Serpentes are represented by three polytypes as structural groups of A- (clinochrysotile-2M₁), C- (lizardite-1T) and D- (lizardite-2H₁). Chondrite-normalized trace and rare earth element patterns of 1T and 2H₁ Fe-lizardites, Fe-tremolite and Ca-hydromagnesite minerals show similar trends indicating similar ophioliticparent rocks and differentiated form each others. The $\delta^{18}O$ and δD values of serpentes indicate two different serpentinization under hypogene conditions as oceanic (lizardite-1T) and supergene as Alpin types (clinochrysotile-2M₁ and lizardite-2H₁) at temperatures of about 200 °C and 100 °C, respectively.

Keywords: Major-trace elements, petrography, phyllosilicate, stable isotops

GİRİŞ

İnceleme alanı, Batı Toroslar'da (GB Anadolu) Antalya, Kemer ve Kumluca boyunca yüzeyleyen Tekirova Ofiyolit Napı'nı da kapsayan Antalya Birliği naplarının yüzeylediği, Antalya O24, O25, P24 ve P25 1:100.000 ölçekli paftalarını kapsamaktadır.

Toros kuşağı boyunca yüzeylenen birimler otokton (Kambriyen-Eosen yaşlı Geyikdağı Birliği) ve allohton (Devoniyen-Alt Tersiyer yaşlı Bolcardağı, Üst Devoniyen-Üst Kretase yaşlı Aladağ, Kambriyen-Üst Kretase yaşlı Antalya, Permian-Üst Kretase yaşlı Bozkır ve Permian-Alt Tersiyer yaşlı Alanya Birlikleri) olmak üzere çeşitli birliklere ayrılmışlardır (Özgül, 1976).

İnceleme alanının yer aldığı Batı Toroslar'da farklı yaş aralığına ve litolojiye sahip tektonostratigrafik birliklerin yüzeylediği alanlar Şekil 1'de sunulmuştur. İncelemenin konusunu oluşturan ofiyolitik kayalar, Antalya batısında ilk kez Lefevre (1967) tarafından Antalya Napları, Özgül (1976) tarafından Antalya Birliği, Woodcock ve Robertson (1977) tarafından

ise Antalya Kompleksi olarak tanımlanmıştır. Antalya Napları Kambriyen-Üst Kretase yaşlı platform, yamaç ve havza ortamlarında çökeltilecek sedimanter birimler ile Kretase döneminde okyanusal kabuk kökenli yapısal ve/veya tektonostratigrafik birimlerden oluşmaktadır (Şenel, 1997). Antalya Napları, Brunn ve diğ. (1971) tarafından Çataltepe Ünitesi (Alt Nap), Alakırçay Ünitesi (Orta Nap) ve Tahtalıdağ Ünitesi (Üst Nap) biçiminde ayrılanmıştır. Robertson ve Woodcock (1980, 1981) ile Yılmaz (1981) tarafından Kumluca Zonu, Gödene Zonu, Kemer Zonu ve Tekirova Zonu olarak tanımlanan Antalya Naplarını, daha sonra Şenel ve diğ. (1992, 1996, 1998) Çataltepe Napı, Alakırçay Napı, Tahtalıdağ Napı ve Tekirova Ofiyolit Napı olarak yeniden bölümlendirmiştir. Araştırmacılara göre; bunlardan Çataltepe Napı platform-yamaç-havza (Noriyen-Üst Maastrichtiyen), Alakırçay Napı platform-havza (Üst Permian-Üst Kretase) ve Tahtalıdağ Napı platform (Kambriyen-Üst Kretase) tipi çökeller, Tekirova Ofiyolit Napı ise ultramafit ve gabrolardan oluşan ofiyolit ve ofiyolitli melanj ile temsil edilmektedir.

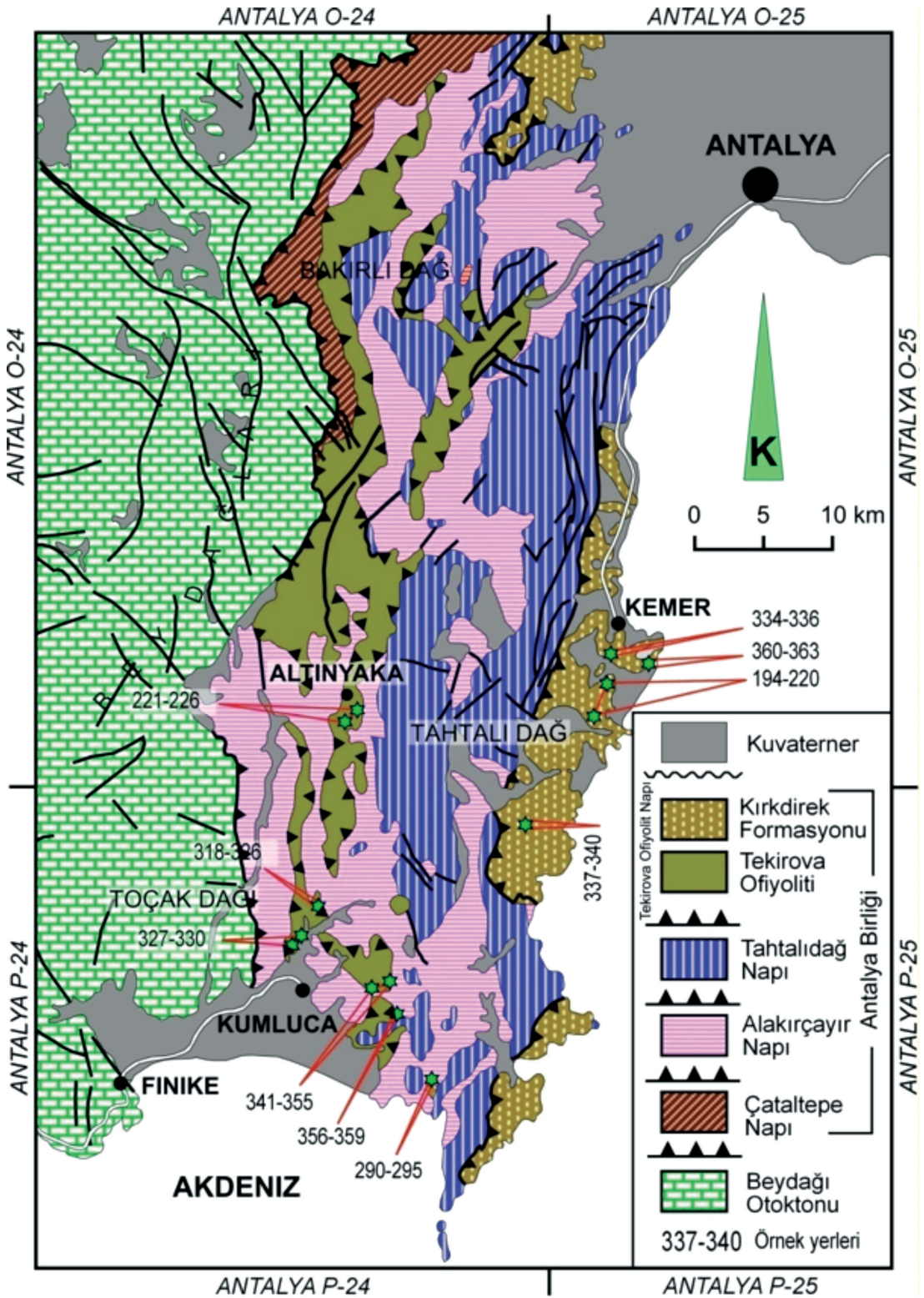
Tekirova Ofiyolit Napı; yapısal olarak Tahtalıdağ Napı'nın üzerinde, bazen de altında, değişik boyutta tektonik dilimler halinde bulunmakta olup, okyanusal kabuk kayaçlarından oluşan Tekirova ofiyoliti (Juteau, 1975; Reuber, 1982) ile ofiyolitli melanj ile temsil edilen Kırkdirek formasyonunu (Şenel ve diğ., 1981) kapsamaktadır. Ofiyolit napı; Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen'de kıtasal kabuğa bindirerek yerleşmiştir. Gerçek kalınlığı kesin olarak ölçülememekle birlikte; 0-6000 m arasında değiştiği belirtilmektedir. Üst manto kökenli olan Tekirova ofiyolitinin, Neotetisin güney koluna ait ve Üst Kretase oluşum yaşlı olduğu kabul edilir (Yılmaz, 1981).

Antalya Birliği'nin (Tahtalıdağ ve Alakırçay Napları) diyajenez/metamorfizma derecesinin incelenmesi Bozkaya ve Yalçın (2009, 2010) tarafından bir bütün olarak gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmanın konusunu oluşturan Tekirova Ofiyolit Napı'nda Bağcı ve diğ. (2006) ve Bağcı ve Parlak (2009) tarafından ofiyolitlerin ilksel kayaçlarında önemli jeokimyasal ve petrolojik çalışmalar gerçekleştirilmiş olup; magma oluşumu ve tektonik ortamına ilişkin veriler üretilmiştir. Ofiyolitik kayaçların alterasyon mineralojisi (özellikle fillosilikat mineralleri) ve jeokimyası ile ilgili ayrıntılı çalışmalar ülkemizde birkaç çalışma dışında bulunmamakta olup, serpantinleşmeye eşlik eden mineral oluşumlarının ofiyolitlerin yerleşme ve sonrası evrimleri hakkında bilgiler sunabilmektedir (Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006; Başbüyük ve diğ., 2009; Yalçın ve diğ., 2009). Bu çalışmada belirtilen bilimsel açığın giderilmesinin yanı sıra, araştırmacılara Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Ofiyolit Kuşakları'ndaki serpantinleşme ve ilişkili mineral oluşumlarının kapsamlı biçimde deneştirilmesi olanağı sağlanmış olacaktır.

LİTOLOJİ

Tekirova Ofiyolit Napı; ilksel magmatik kayaçların yanı sıra, serpantin hamur içinde değişik boyutta halobialı kireçtaşı, bitkili kumtaşı, şeyl, tabakalı çört, radyolarit, bazik volkanit, Jura-Kretase yaşlı neritik kireçtaşı, gabro, diyabaz, amfibolit blokları ve/veya dilimleri içermektedir. Tekirova Ofiyoliti; Juteau (1975) ve Reuber (1982) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş olup, bu yazarlardan Reuber (1982) ofiyolitleri egemen kaya türlerine göre beş grupta (serpantin, harzburjit, dunit, verlit ve gabro) haritalama eğiliminde olmuştur. Bunlardan serpantin; genelde tektonik zonlarda belirgin olup, serpantinleşmiş harzburgit ve serpantinleşmiş dunitlerden oluşur. Az oranda harzburjit, dunit, gabro, diyabaz vb. kaya türleri kapsar. Harzburjit; genelde lerzolitik harzburjit, masif harzburjit ve bantlı harzburjitlerden oluşur. Az oranda serpantin, serpantinleşmiş, harzburjit, dunit, diyabaz ve gabroyu da kapsar. Dunit; genelde harzburjit-dunit bantları ve serpantinleşmiş dunitler olarak görülür ve içlerinde izole diyabaz daykları ve az oranda harzburjit, piroksenit ve verlit de bulunur. Verlit; sınırlı yüzeylemelere sahiptir ve dunit ve piroksenitlerde ardalanma gösterirler. Gabro; kümülat dokulu tabakalı gabro ve izotropik gabrolar ile temsil edilir.

İnceleme alanında ofiyolitik dizilimi oluşturan ultramafik kayaçlar çoğunlukla serpantinleşmiş olup, 1-5 m'lik açık-koyu yeşil siyah renkli oldukça sert ve masif görünümlü çıkıntılar halinde korunmuştur. Bunlardan piroksenitler yer yer dayk şeklinde bozuşmamış seviyeleri oluşturmaktadır. Koyu yeşil-siyah renkli gabro ve diyoritler ile tabakalı diyabaz daykları ultramafitleri keser konumda bulunmaktadır. İstifin üst kesimlerinde çevresi kalsitle doldurulmuş yastık yapılı bazaltlar gözlenmektedir.



Şekil 1. Batı Toroslardaki Antalya Birliği Napılarının jeolojik dağılımı (Şenel, 1997) ve örnekleme haritası.

Figure 1. Geological distribution of Antalya Unit Nappes in the Western Taurus (Şenel, 1997) and sampling map.

Ultramafitler içerisinde 5-10 m'lik mercekler halinde pirometasomatik kayaçlar gözlenmektedir. Bu seviyelere ofikarbonat, ofioksit ve ofisilikatlardan oluşan birbirine paralel ve/veya kesen damarlar (mm-50 cm) eşlik etmektedir. Pirometasomatik kayaçlara yakın kesimlerde kırık ve çatlak düzlemleri boyunca 5-10 cm kalınlıkta birkaç damar halinde tremolit-asbest oluşumlarına rastlanılmaktadır. İpeksi parlaklıkta açık yeşilimsi beyaz renkli, çatlak düzlemlerine dik yönde gelişmiş asbestler lifleri, elle bükülüp birbirinden ayrılacak kadar yumuşaktır.

Serpantinler yeşilimsi siyah renkli, sabunumsu kaygan yüzeyli olup; oldukça bol kırık ve çatlak düzlemleri içermektedir. Serpantinler içerisinde 10-15 cm kalınlığa kadar ulaşan çatlak dolgularında, yabancı asbest (pikrolit) olarak nitelendirilen açık yeşil renkli sert çubuksu mineraller gözlenmektedir.

Serpantinlerin kırıkları beyaz renkli yaklaşık 5-10 cm uzunluğunda aragonit minerallerince doldurulmuştur. 1-5 m'lik mercekler halinde serpantinlerin matriksinde 1-2 cm çapında küresel-elipsoyidal mahidromanyezit yumruları bulunmaktadır. Serpantin çatlaklarında hidrotalsit, brusit ve çok sayıda birbirine paralel çok ince (1-5 mm) krizotil asbest oluşumları da sıklıkla gözlenmektedir.

MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanında ofiyolitik birimlere ait olmak üzere toplam 81 adet mineral ve kayaç örneği alınmıştır. Bunlar, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) ince-kesit, kırma-öğütme-eleme, kil ayırma, X-ışınları difraksiyonu (XRD) ve optik mikroskopi gibi çeşitli örnek hazırlama ve inceleme işlemlerinden geçirilmiştir. 6 örneğin

taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri ise Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Araştırma Merkezi'nde (Ankara) IXRF-EDS sistemine sahip JEOL marka JSM-6490 LV model cihazda yapılmıştır. Aletsel koşullar zaman sabiti TC=32, gerilim V=20kV, çalışma mesafesi WD=22 mm olarak düzenlenmiştir. Bu yöntemlerin ayrıntıları yazarların birçok yayınında (Örneğin, Bozkaya ve Yalçın, 1996; Yalçın ve Bozkaya, 2002) sunulmuştur.

Saf 8 adet serpantin, 2 adet tremolit ve 1 adet hidromanyezit mineralinin tüm-kaya ana, iz ve nadir toprak element (NTE) ile 3 serpantin ve 2 tremolit minerallerinin oksijen-hidrojen izotop analizleri Kanada'daki Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) şirketine yaptırılmıştır. Ana element analizlerinde lityum metaborat/tetraborat füzyonu ile ICP, iz ve NTE analizlerinde ise ICP-MS yöntemi kullanılmıştır. Örneklerin O-H izotop verileri, Termal İyonlaşma Kütle Spektrometresi (TIMS) kullanılarak ölçülmüştür. İzotopik ölçümlerin kesinliği ve doğruluğu 0.2 ‰'dir. Oksijen bağlı olarak Viyana Standart Ortalama Okyanus Suyu'na (V-SMOW) göre ifade edilmiş olup; burada SMOW'un $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sıfır olarak tanımlanır. Duraylı izotop jeokimyası için analiz işlemleri Clayton ve Mayeda (1963), izotopik standartların tanımlanması ise O'Neil (1986) tarafından ayrıntıları ile verilmiştir. Analiz yönteminin ayrıntıları ve aletsel deteksiyon limitleri firmanın web sayfasında sunulmuştur (<http://www.actlabs.com/>).

MİNERALOJİ-PETROGRAFI

Optik Mikroskop İncelemeleri

Ofiyolitik dizinin serpantinleşme-öncesi kayaçlarını ilksel ofiyolitik kayaçlar (ultramafitler, mafitler, volkanitler ve radyolaritler) temsil etmektedir. Bunlardan holokristalin prototanesel

dokulu ultramafik kayalar; peridodit (lerzolit) ve piroksenitlerden (piroksenit, klinopiroksenit) oluşmaktadır. Bukayaçlarkoyurenkli bileşenlerden başlıca piroksen (ojit ve enstatit), olivin ve plajiyoklaz içermektedir. Ojitler; çubuksu olup, bazı klinopiroksenitlerde uralitleşme ile iğnemsli aktinolitlere dönüşmüşlerdir. Enstatitler; yer yer klinopiroksen lamellidir. Olivinler; altı köşeli, ağ dokulu ve kenarlarından itibaren levhamsı serpantinleşme göstermektedir. Plajiyoklazlar; polisentetik ikizlenmeli ve çok ince tanelidir. Bazı örneklerde bol miktarda olmak üzere kahverengi kromit ve Fe-oksit türü opak mineraller ise tali mineralleri oluşturmaktadır. Çatlak ve/veya gözeneklerde ikincil mineraller olarak yeşil renkli klorit ve/veya dolomitlere de rastlanılmaktadır.

Mafik kayaları holokristalin taneseli dokulu gabro, diyorit ve diyabazlar temsil etmektedir. Gabrolarda ojit ve plajiyoklaz ana bileşenlerdir. Bazı örneklerde ise olivin de bulunmaktadır. Ojitler; ortopiroksen lamelli (diyallag) olup; bazı örneklerde çoğunlukla uralitleşme ile iğnemsli aktinolitlere dönüşmüşlerdir. Plajiyoklazlar; polisentetik ikizlenmeli ve ince tanelidir. Olivinler; altı köşeli ve ağ dokulu olup, serpantinleşme ve/veya iddingsitleşme ve/veya opasitleşme türü bozunmalara sahiptir. Bazı örneklerde tali veya ana mineral olarak ince taneli ve özşekilsiz Fe-oksit türü opak mineraller gözlenmektedir. Çatlak ve/veya damarlarda ikincil yeşil renkli kloritlere de rastlanılmaktadır. Holokristalin hipidiyomorf taneseli dokulu diyoritler; hornblend ve plajiyoklaz içermektedir. Hornblendler; yeşil renkli, çoğunlukla çubuksu ve yer yer iğnemslidir. Plajiyoklazlar; çubuksu ve polisentetik ikizlenmeli olup, killeşme göstermektedir. Opak mineraller çok sayıda özşekilsiz tanelerden oluşmaktadır. Tali mineraller zirkon ve titanittir. Çatlak ve/veya gözeneklerde klorit ve yelpaze biçimli manyezitler de bulunmaktadır. Holokristalin hipidiyomorf ofitik dokulu diyabazlar; başlıca ojit, plajiyoklaz

ve opak mineral içermektedir. İnce taneli ojitler iğnemsli aktinolitik uralitleşme göstermektedir. Plajiyoklazlar polisentetik ikizlenmeli ve killeşmiştir. Çatlak ve/veya gözeneklerde klorit ve zeolit minerallerine rastlanılmaktadır.

Volkanik kayalar hipokristalin porfirik dokulu olup; ojit, olivin ve plajiyoklaz fenokristalleri içeren çoğunlukla bozuşmuş bazaltlardan oluşmaktadır. Ojitler; çubuksu ve renksizdir. Bazı örneklerde rastlanılan olivinler; altı köşeli kalıntı halinde izlenmekte ve opasitleşme göstermektedir. Plajiyoklazlar; polisentetik ikizlenmeye ve yaygın killeşmeye sahiptir. Volkanik camda çoğunlukla killeşme, serisitleşme, kloritleşme ve/veya silisileşme türü bozunmalar gözlenmektedir. Çatlak ve/veya gözeneklerde ikincil kuvars, kalsit, klorit ve/veya epidot bulunmaktadır.

Radyolaritler; başlıca yuvarlağımsı polikristalin ve kalsedonik kuvars ile çatlak ve/veya gözeneklerde mikritik-mikrospartitik kalsit içermektedir. Bağlayıcı malzemede opak minerallere ve Fe-oksit sıvamalarına da rastlanılmaktadır.

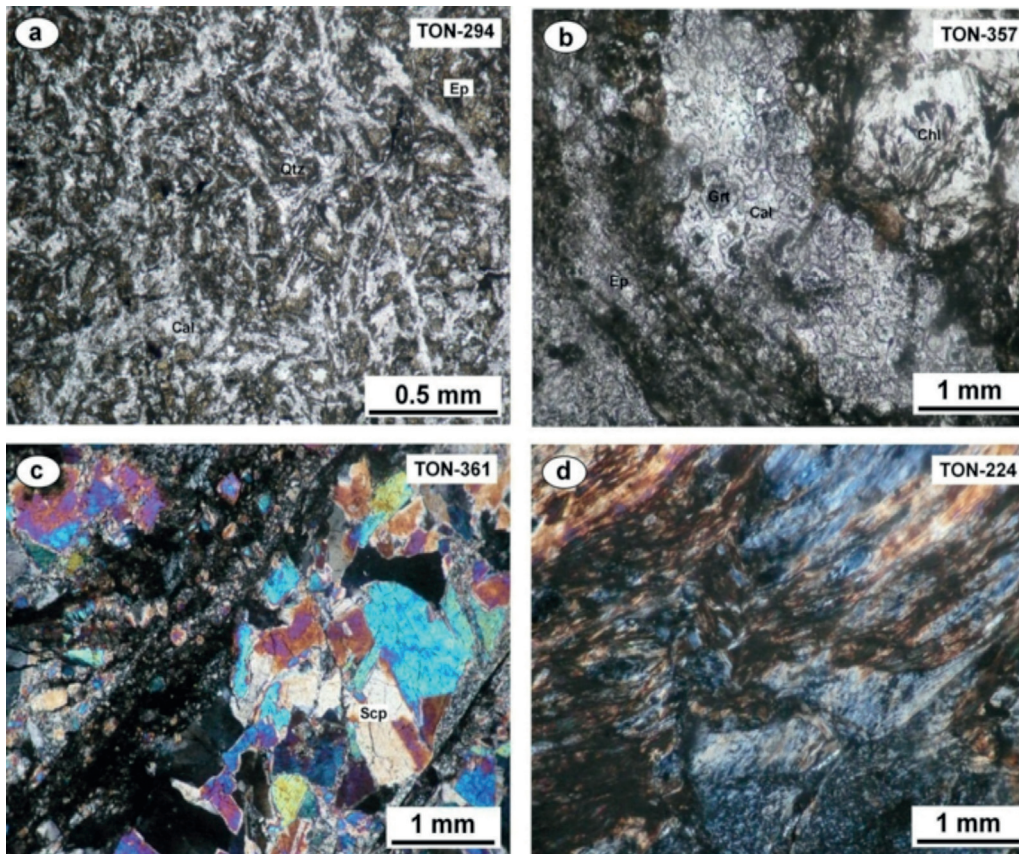
Pirometasomatizma ile ilişkili kayalar; alterasyon sonucu türedikleri ana kayaya göre önemli farklılıklar sunmaktadır. Skapolit, diyopsit, granat, pistazit ve tremolit gibi tipik metamorfik mineraller içeren, kısmen nematoblastik ve çoğunlukla yönlü doku göstermeyen porfiroblastik dokulu kayalar–fels son eki ile adlandırılmıştır. Polisentetik ikizlenmeye ve yaygın killeşmeye sahip plajiyoklaz ile tremolitik uralitleşme gösteren ojitler birincil magmatik mineralleri temsil etmektedir. Pirometasomatik kayaların gözenek ve/veya çatlaklarında ikincil ince taneli kalsit, dolomit, manyezit, kuvars, yeşil renkli klorit ve opak minerallere rastlanılmaktadır.

Epidotlar; çubuksu ve pistazit-klinozoyisit serisi minerallerden oluşmaktadır (Şekil 2a). Granatlar; özşekilli (altı köşeli), çubuksu ve renksiz optik özellikleri ile temsil edilmektedir (Şekil

2b). Skapolitler; yarı özşekilli ve çubuksu olup, gözenek ve damarlarda bulunmaktadır (Şekil 2c). Fibroblastik dokulu tremolit-asbestlerin ana bileşeni lifsi/iğnemsî tremolitler birbirine paralel dizilmiş ve/veya kıvrımlanmış olup, kalıntı serpantin ve hidrotalsitler de gözlenmektedir (Şekil 2d).

Ofiyolitlerin serpantinleşme-sirasında oluşan kayaçları bütünüyle serpantinlerden oluşturmaktadır. İlksel dokunun korunduğu psödomorfik doku (Wicks ve Whittaker, 1977;

Wicks ve Plant, 1979), yaygın serpantinleşmenin geliştiği ultramafitlerde elek/ağ dokusu ile temsil edilmektedir. Enstatitlerde klinopiroksen ayrışım lamelleri bulunmakta ve serpantinleşme (bastit dokusu) göstermektedir. Ayrıca, iğnemsî ve/veya levhamsı biçimlere sahip serpantinlerde cam saati dokusu (Wicks ve O'Hanley, 1988) ve çatlaklarda şeritler halinde gözlenmektedir. Serpantinlerde matriks ve çatlaklarda iğnemsî asbestik krizotil (Şekil 3a) ve çatlaklarda gelişmiş şeritimsi antigorit minerallerine (Şekil 3b) rastlanılmaktadır.

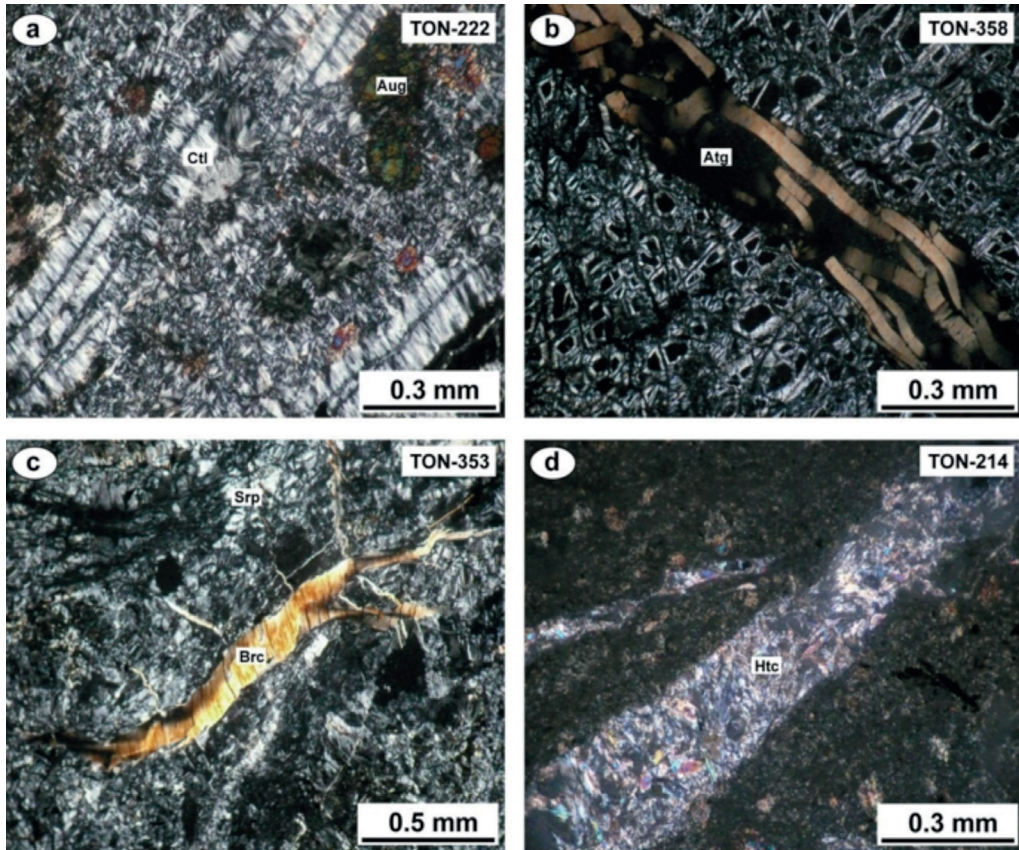


Şekil 2. Pirometasomatik kayaçların mikroskop fotoğrafları (tek nikol=tn, çift nikol=çn), a) Epidotfelslerde çubuksu ve yeşil pistazit-klinozoyisitler ile gözenek ve çatlaklarda kalsit ve kuvarlar (tn), b) Epidot granatfelslerde özşekilli granat ve yeşil pistazit-klinozoyisitler ile gözenek ve çatlaklarda kalsit ve kloritler (tn), c) Tremolit skapolitfelslerde damar ve gözeneklerde kısa çubuksu skapolitler (çn), d) Tremolit-asbestlerde birbirine paralel dizilmiş ve kıvrımlanmış lifsi/iğnemsî tremolitler (çn).

Figure 2. Microphotographs of pyrometamorphic rocks (plane polarized light=ppl, crossed polars=cp), a) Prismatic and green pistasites-clinozoisites, and calcites and quartzes within the cracks in the epidotefels (ppl), b) Euhedral garnets and green pistasites-clinozoisites, and calcites and chlorites within the pores and cracks in the epidotefels (ppl), c) Short prismatic scapolites within the veins and pores in the tremolite scapolitefels (cp), d) Lined up parallel to each other and folded fibrous / acicular tremolites in the tremolite-asbestos (cp).

Serpantinleşme-sonrası kayalardaki neoformasyon mineralleri yüzeysel bozunmadan ziyade, çoğunlukla lisfenitleşme ile ilişkilidir. Lisfenitler; mikrosparitik veya sparitik dokulu olup; yaygın karbonat (kalsit, dolomit, aragonit, manyezit, hidromanyezit ve hidrotalsit, oksit, brusit, götit) ve kalıntı (serpantin başta olmak üzere fillosilikat, plajiyoklaz, piroksen ve amfibol) içermektedir. XRD verileri de kullanılarak ofikarbonatlar içerdikleri karbonat

mineralinin türüne göre; ofikalsit, ofiaragonit, ofimanyezit, ofikalsidolomit, ofikalsiaragonit, ofihidrotalsimanyezit ve ofikalsihidromanyezit olarak adlandırılmıştır. Brusitler; serpantinlerin çatlaklarında gelişmiş olup, çatlakların uzun eksenine dik iğnemi (Şekil 3c); hidrotalsit ise levhamsı mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 3d). Serpantinlerin yanı sıra; diyorit ve epidotfelslerin çatlaklarında manyezit mineralleri gözlenmektedir.



Şekil 3. Serpantinlerde yeni mineral oluşumlarını gösteren mikroskop fotoğrafları (çift nikol), a) Matrisde levhamsı ve lifsi/iğnemi asbestik kriptotiller, b) Çatlaklarda şeritimsi antigoritler, c) Çatlaklarda iğnemi brusitler, d) Çatlaklarda levhamsı hidrotalsitler.

Figure 3. Microphotographs of new mineral formations in the serpentinites (crossed polars), a) Platy and fibrous/ acicular asbestic chrysotiles, c) Ribbon-like antigorites within the cracks, d) Platy hydrotalcites within the cracks.

Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri

Ultramafit ana kayaktan itibaren gelişen serpantinleşme ile öncelikle levhamsı lizardit mineralleri gelişmekte ve bu dönüşüm sonucu kayaç gözenekli bir doku kazanmaktadır (Şekil 4a).

Serpantinlerdeki serpantin mineralleri farklı morfolojileri ile birbirinden ayırt edilebilmektedir. Bunlardan levhamsı serpantin mineralleri (lizardit) üst üste dizilmiş olup, yaklaşık 5 µm uzunluğunda, 3 µm genişliğinde ve 0.5 µm'den az kalınlığa sahiptir. Krizotil türü serpantin mineralleri 10-15 µm uzunluğunda liflerden oluşmaktadır ve çevresinde levhamsı lizarditler bulunmaktadır. Lifler birbirine paralel dizilmiş olup, ortasında daralan uçlara doğru yayılan yaklaşık 5 µm çapında çok sayıda demetler sunmaktadır. Serpantinit çatlaklardaki (50 µm) krizotiller birbirine paralel lifler oluşturmaktadır (Şekil 4b). Matrikste gelişmiş krizotiller birbirine paralel liflerin yanı sıra, karmaşık birbirini kesen liflere (50-70 µm) de sahiptir.

Serpantinit ve pirometasomatik kayaçlarda listfenitleşme ile ilişkili en yaygın oluşumları karbonat mineralleri temsil etmektedir. Bunlardan manyezitler; kayaçların gözeneklerinde trigonal yarı özşekilli kristal toplulukları olarak 2-5 µm uzunluğunda bulunmaktadır. Hidromanyezitler; monoklinik levhamsı prizmatik özşekilli, büyük prizma yüzeyleri birbirine paralel ve yapışık olarak gelişmiş mineralleri (10-20 µm uzunluğunda, 5-10 µm genişliğinde, 1-2 µm kalınlığında) oluşturmaktadır (Şekil 4c). Dolomitler; özşekilli trigonal morfolojileri (10-15 µm) ile ayırt edilmektedir. Kalsitler; yarı özşekilli trigonal (10-15 µm) kristalleri temsil etmektedir. Çoğunlukla çubuksu hidromanyezitlere eşlik eden hidrotalsitler (Şekil 4d); hegzagonal levhamsı tabletler biçiminde gözlenmektedir (Şekil 4e). Hidrotalsitler 2-5 µm uzunluğunda, 1-4 µm genişliğinde ve yaklaşık 1 µm kalınlığındadır. Ofikarbonatlara sıklıkla eşlik eden brusitler, levhamsı ve/veya iğnemsisi

kristallerin oluşturduğu topçuklar/yumaklar ile temsil edilmektedir (Şekil 4f).

X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri

Peridotitler (lerzolit ve vebsterit); başlıca olivin, piroksen, amfibol ve plajiyoklaz içermektedir. Piroksenitler (klinopiroksenit, ortoklinopiroksenit) başlıca piroksen (ojit ve enstatit), tremolit/aktinolit ve plajiyoklaz minerallerinden oluşmaktadır. Ultramafitlerde serpantin yanı sıra, serpantinleşme-sonrası mineralleri dolomit, kalsit, fillosilikat (smektit, klorit, C-V) ve götit temsil etmektedir.

Gabro ve uralitik gabrolarda başlıca plajiyoklaz, olivin, ojit ve hornblend; diyoritlerde başlıca plajiyoklaz ve hornblend; diyabazlarda plajiyoklaz, ojit ve hornblend bulunmaktadır. Mafitlerde bozuşma ürünü mineraller; fillosilikatlar ve hematitdir. Diyabazlarda ender olarak analsime de rastlanılmıştır.

Bazaltlarda plajiyoklaz ve piroksen birincil minerallerdir. Bozuşma ürünü mineraller kalsit, kuvars, hematit, götit, epidot, analsim ve fillosilikatlardır (illit, klorit, smektit, C-S). Radyolaritler; kuvars, kalsit, pirit ve fillosilikat mineralleri içermektedir.

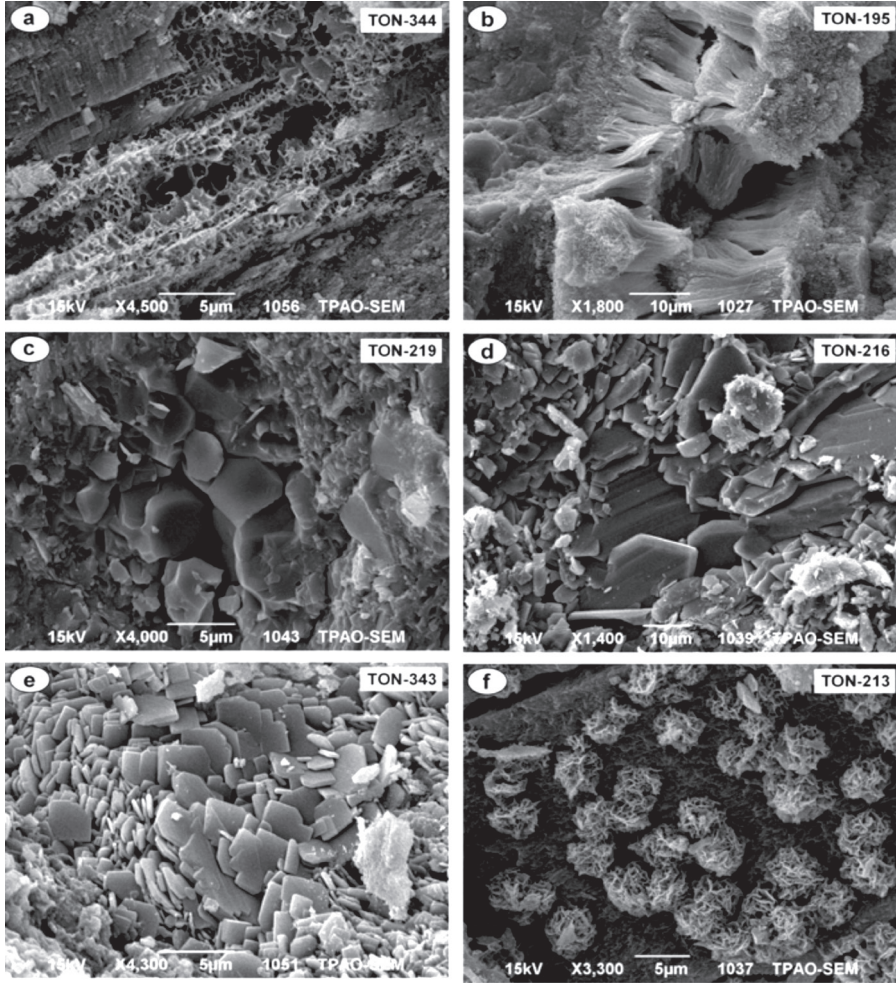
Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlarda belirlenen pirosomatik mineraller; tremolit, diyopsit, epidot, granat ve skapolittir. Ojit ve plajiyoklaz; ultramafitlerden kaynaklanan kalıntı minerallerdir. Serpantinleşme ile ilişkili minerali serpantin, pirometasomatizma ve serpantinleşme-sonrası mineralleri ise kalsit, manyezit, hidrotalsit, kuvars ve fillosilikatlar (klorit, smektit) oluşturmaktadır.

Serpantinlerin ana minerallerini serpantin oluşturmaktadır. Ayrıca türediği ultramafitlerden kalıntı mineral olarak piroksen (ojit ve enstatit), hornblend ve plajiyoklaz; serpantinleşme-sonrası mineral olarak kuvars, karbonat (kalsit, dolomit ve hidrotalsit), oksit

(brusit, hematit, götit) ve fillosilikatlar (illit, klorit, smektit, I-S, talk) temsil etmektedir.

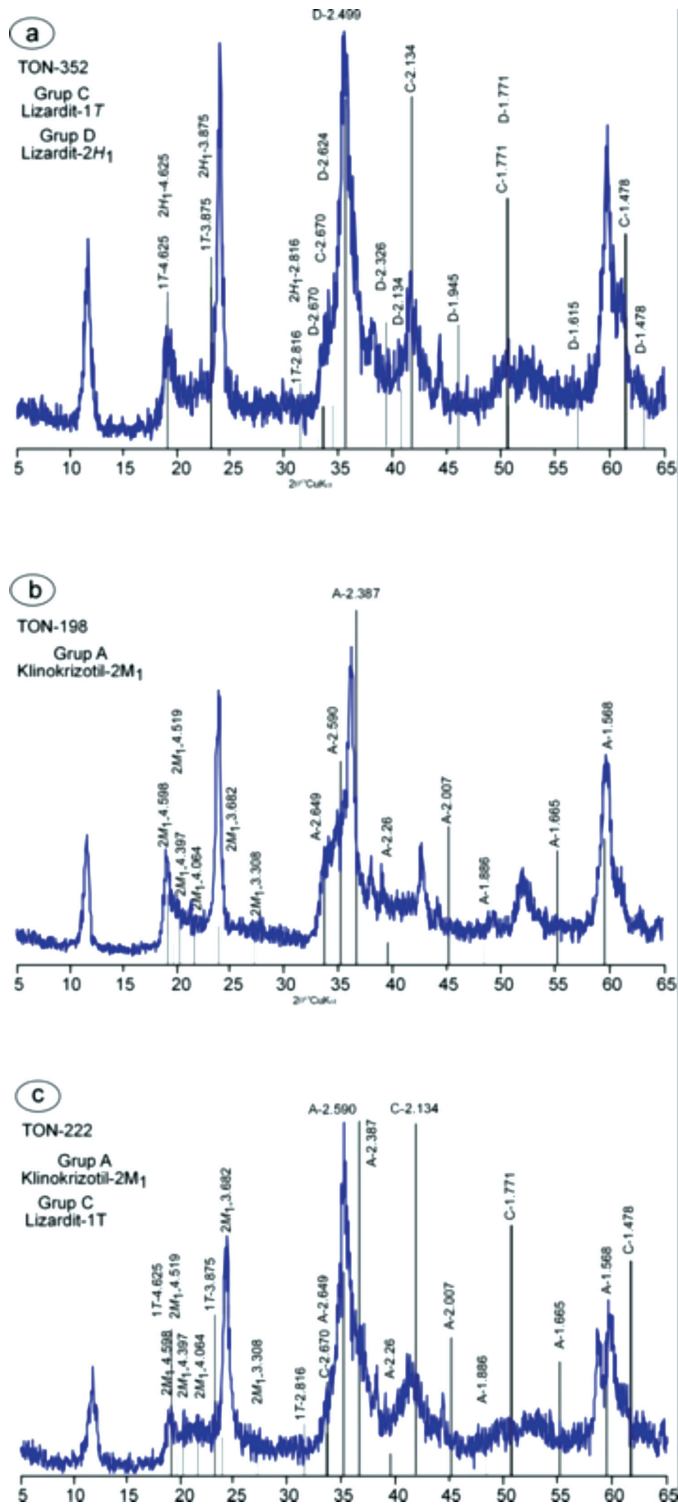
15 adet serpantin olmak üzere üç örnekte politip incelemeleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 5). Bailey (1988) tarafından önerilen pik değerleri ve şiddetleri esas alınarak serpantin mineralleri; A- (klinokrizotil- $2M_1$), C- (lizardit- $1T$) ve D- (lizardit- $2H_1$) yapısal grupları içerisinde yer alan üç farklı politipi yansıtmaktadır.

Serpantinleşme-sonrası kayaçlar büyük ölçüde lisfenitlerden oluşmakta ve başlıca karbonat (kalsit, dolomit, aragonit, manyezit, hidromanyezit ve hidrotalsit), oksit (brusit, götit) ve fillosilikat (illit, klorit, smektit, C-V, C-S ve I-S) mineralleri içermektedir (Şekil 6). Plajiyoklaz, piroksen ve hornblendler; ultramafitlerin kalıntı mineralleridir.



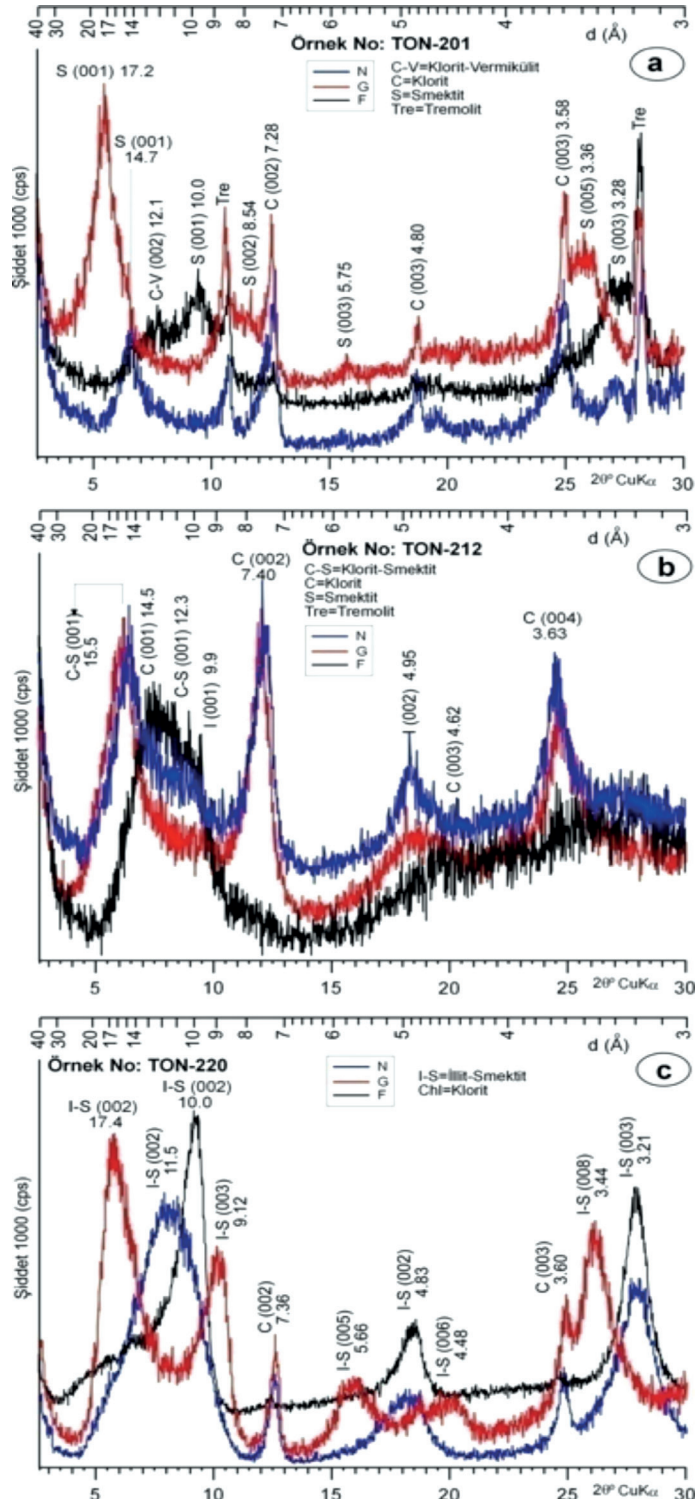
Şekil 4. Serpantinlerde yeni mineral oluşumlarını gösteren SEM fotoğrafları, a) Ultramafit-serpantin dönüşümü ve serpantinleşme sonucu ortaya çıkan gözenekli doku, b) Lifsel demet/buketler biçiminde serpantinler, c) Gözeneklerde trigonal manyezitler, d) Levhamsı prizmatik hidromanyezitler, e) Hekzagonal levhamsı hidrotalsitler, f) Brusit levhalarının oluşturduğu topçuklar.

Figure 4. SEM photographs of new mineral formations in the serpentinites, a) Ultramafite-serpentine transformation and serpentinization resulting the porous texture, b) Serpentine with fibrous bundle/bouquet form, c) Trigonal magnesites in the pores, d) Platy prismatic hydromagnesites, e) Hexagonal platy hydrotalcites, e) Brucite plates forming ball-like forms.



Şekil 5. Serpantin politiplerinin yönlenmemiş XRD toz difraktogramı a) Lizardit, b) Klinokrizotil, c) Lizardit+Klinokrizotil.

Figure 5. Unoriented XRD powder diffractograms of serpentine polytypes, a) Lizardite, b) Clinochrysozile, c) Lizardite+Clinochrysozile.



Şekil 6. Serpantinleşme-sonrası kayalarda belirlenen kil minerallerinin yönlenmiş XRD difraktogramları, a) C-V, b) C-S, c) I-S.

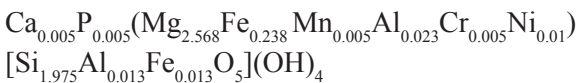
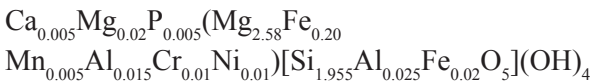
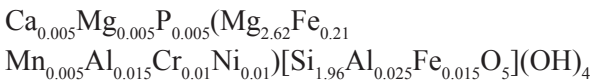
Figure 6. Oriented XRD diffractograms of clay minerals determined in the post-serpentinization rocks, a) C-V, b) C-S, c) I-S.

JEOKİMYA

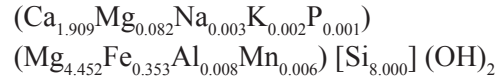
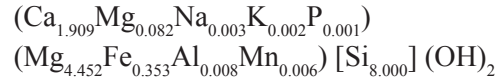
Ana ve İz Element Jeokimyası

Saf minerallerin ayırt edildiği 2 adet serpantin (TON-198 ve TON-211) ve 1 adet hidromanyezit (TON-217) örneği Kemer bölgesindeki ofiyolitik melanj biriminden, 2 adet serpantin (TON-222 ve TON-225) ve 1 adet tremolit (TON-223) örneği Altınyaka bölgesi ofiyolit biriminden, 4 adet serpantin (TON-321, TON-330, TON-345, TON-355) örneği ise Kumluca bölgesi ofiyolit biriminden alınarak jeokimyasal çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin ana oksit içerikleri ile yapısal formülleri Çizelge 1'de sunulmuştur. Hekimhan-Malatya bölgesinden alınan tremolit örneği de (HB-296) karşılaştırma amacıyla verilmiştir. Yapısal formül hesaplamalarında oksijen atom sayıları serpantin için 7 (Weaver ve Pollard, 1973), tremolit için 23 (Leake, 1978), hidromanyezit için 5 (Akao ve diğ., 1974) alınmıştır.

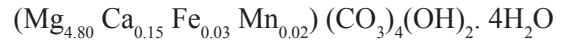
Serpantinlerde tetrahedral substitüsyon son derece düşüktür (Si-Al ve Si-Fe için 0.00-0.05). Oktahedral yer değiştirme Mg için başlıca Fe (0.15-0.28) ve Al (0.03) daha az da Mn, Cr ve Fe (0.01) ile temsil olunmaktadır. Yapraklar arasında yer alan katyonlar (Ca, Mg, P) ihmal edilebilir düzeydedir. Ortalama serpantin bileşimi ofiyolitik melanjı temsil eden Kemer bölgesi ile ofiyoliti temsil eden Altınyaka ve Kumluca bölgeleri için ayrı ayrı aşağıda verilmiş olup, Wicks ve O'Hanley'nin (1988) tanımlamalarına göre Fe-lizardit olarak adlandırılmıştır:



Amfibollerin genel kimyasal formülü $X_2 Y_5 Z_8 O_{22} (\text{OH}, \text{O}, \text{F})_2$ ($X=\text{Ca}^{+2}, \text{Mg}^{+2}, \text{Na}^+, \text{K}^+, \text{P}^{+5}; Y=\text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al}^{+3}, \text{Ti}^{+4}, \text{Mn}^{+2}; Z=\text{Si}^{+4}, \text{Al}^{+3}$) olarak alındığında Kemer (TON-223) ve Hekimhan (HB-296) bölgesi tremolitlerinin yapısal formülleri sırasıyla aşağıdaki gibi hesaplanmıştır:



Hidromanyezitin genel kimyasal formülü $\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ olarak alındığında TON-217 nolu hidromanyezit örneğinin yapısal formülü (SiO_2 içeriği hariç tutularak) aşağıdaki gibi belirlenmiştir:



Serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin iz element içerikleri Çizelge 2 sunulmuştur. Elde edilen verilere göre; toplam eser element konsantrasyonu serpantin-tremolit-hidromanyezit yönünde azalmaktadır. Diğer bir ifadeyle, elementsel substitüsyon serpantinde en çok, hidromanyezitte ise en az düzeyde gerçekleşmiştir. Farklı bölgelere ait serpantinler açısından değerlendirildiğinde; toplam iz element konsantrasyonları Altınyaka-Kemer-Kumluca yönünde azalmaktadır. Tremolitler Altınyaka bölgesinde Hekimhan bölgesine göre daha yüksek iz element konsantrasyonuna sahiptir.

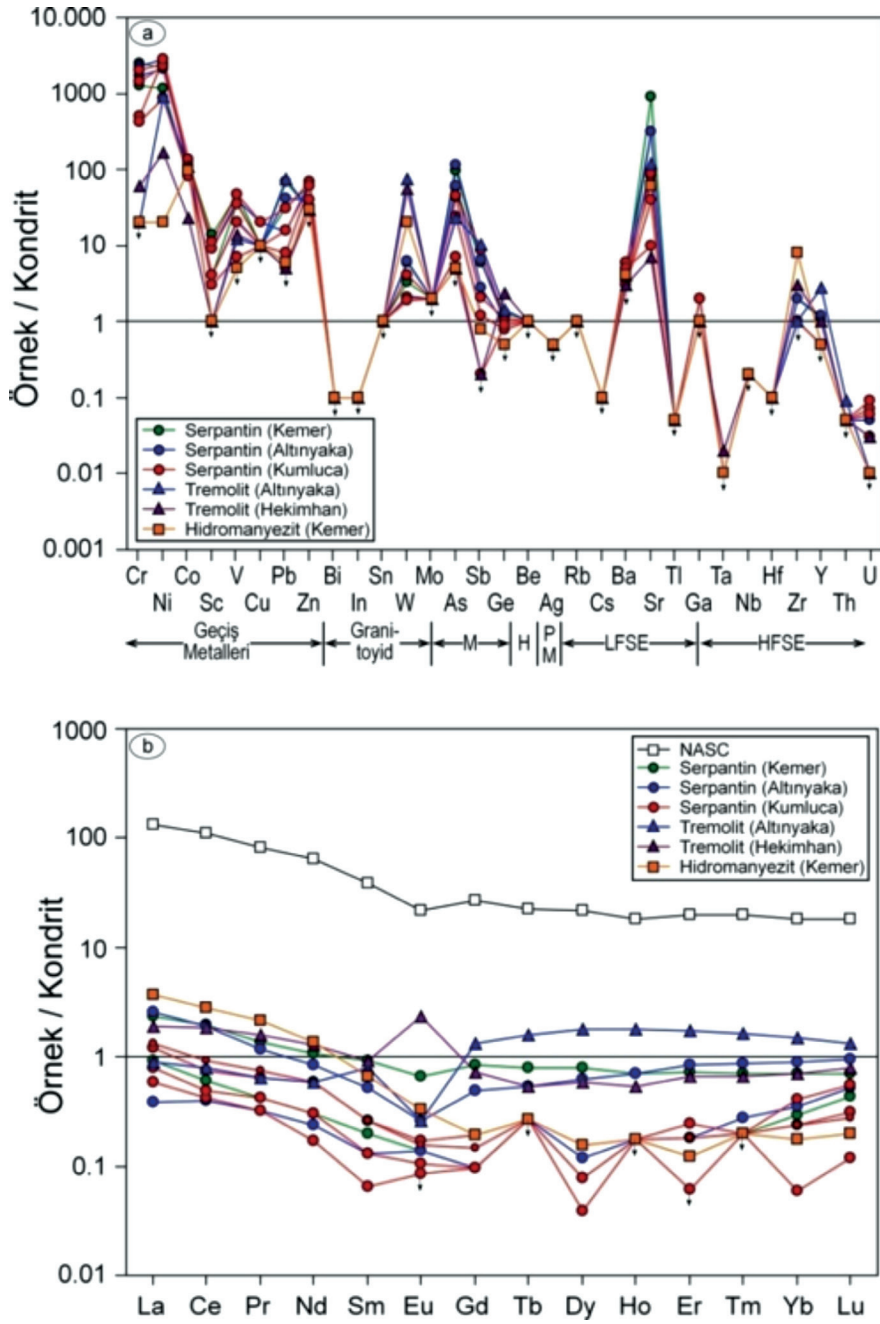
Geçiş metallere Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu ve Zn serpantin, Pb ise tremolit yapısında zenginleşmektedir. Granitoid elementlerinden W, karışık davranışlı elementlerden Sb ve Ge, kalıcılığı yüksek elementlerden Y ve Th tremolitte, karışık davranışlı elementlerden As, kalıcılığı düşük elementlerden Sr ve kalıcılığı

yüksek elementlerden U serpantinlerde en bol bulunmaktadır. Altınyaka bölgesine ait tremolit örneği Hekimhan bölgesine ait tremolit örneğine göre Ni, Co, Pb, W, As, Sb, Ba, Sr, Ta, Y ve Th yüksek; Cr, V, Ge, Zr ve U ise düşüktür. Diğer elementler ise aynıdır. Hidromanyezit serpantin ve tremolit minerallerine göre Zr yüksek, Cr, Ni, V, Ge, Ta ve Y düşük değere sahiptir.

Serpantin, tremolit ve hidromanyezit örneklerinin kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımı Şekil 7a'da verilmiştir. Kuzey Amerika şeyl bileşimi (North American Shale Composite-NASC) için Nb ve Y Condie'den (1993); diğer elementler Gromet ve diğ.'den (1984) alınmıştır. Kondrit değerlerine göre; serpantin, tremolit ve hidromanyezit örneklerinin desenleri birbirinden ve NASC'den ayrılmakta olup; belirgin bir ayrımlaşmayı/farklılaşmayı ifade etmektedir. Tüm minerallerde Rb, K, Nb, P, Sm, Tl, Y ve Yb için fakirleşme/tüketilme, Ba, Th ve U için zenginleşme gözlenmektedir. Diğer elementler ise minerallere göre değişen fakirleşme veya zenginleşme sunmaktadır. Serpantin minerallerinde en yüksek tüketilme Ti (306 kat), en yüksek zenginleşme Sr için (125 kat) gözlenmektedir. Altınyaka ve Hekimhan bölgesindeki tremolitler farklı dağılım sergilemekte olup, Ba, U, Sr, Ti, Tb, Y ve Yb Altınyaka bölgesi tremolitlerinde, diğer elementler ise Hekimhan bölgesi tremolitlerinde daha yüksektir. Tremolitler serpantinlere benzer bileşim sergilemekle birlikte, kondrit normalize ortalama değerler dikkate alındığında; Th, Ta, Sm, Eu, Ti, Tb, Y ve Yb bakımından yüksek, U, K, La, Ce, Sr, P ve Zr bakımından düşük değerler sunmaktadır. Hidromanyezit örneği kondrite göre Ba, Th, U, La, Ce, Sr, Nd, Zr için zenginleşme (La için 4 kat), diğer elementler için tüketilme (Ti için 13 kat) sunmaktadır. Hidromanyezit, serpantin ve tremolit minerallerine kısmen benzer dağılım sergilemekle birlikte; La, Ce, Nd, Zr bakımından

daha yüksek miktarda zenginleşme (La ve Zr için sırasıyla 4 ve 2 kat) göstermesiyle ayırt edilmektedir. Kondrite normalize NASC deseni serpantin, tremolit ve hidromanyezit örneklerine göre P hariç diğer tüm elementler için yüksek miktarda zenginleşmeye (Th için 424 kat) sahiptir.

Serpantin, tremolit ve hidromanyezit örneklerinin NTE içerikleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 7b). Diyagrama NASC değerleri (Ho ve Tm elementleri için Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler için Gromet ve diğ., 1984) de eklenmiştir. Kondrit değerlerine göre; NASC-tremolit-serpantin-hidromanyezit yönünde toplam NTE konsantrasyonlarında belirgin azalma olup, örneklerin desenleri birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşmayı/farklılaşmayı işaret etmektedir. Diğer bir ifadeyle, toplam NTE içerikleri, en fazla tremolitte; en az hidromanyezitte bulunmaktadır. Genel olarak serpantin ve hidromanyezit örnekleri hafif NTE (HNTE; La-Gd) konsantrasyonlarından ağır NTE'e (ANTE; Tb-Lu) göre bir azalma göstermektedir. Tremolitler ise diğer örneklerden farklı biçimde HNTE'den ANTE'e doğru artan bir dağılım sunmaktadır. Serpantinlerde La, Ce, Pr hariç tüketilme gözlenmektedir. Serpantinlerde tüketilme 25 kata kadar çıkmakta; Sm, Dy, Er ve Yb için belirgin negatif; Tb, Ho ve Tm için pozitif anomaliye sahiptir. Serpantin örneği inceleme alanındaki bölgelere göre farklılık sunmakta olup, Kemer ve Altınyaka bölgeleri için benzer ve daha yüksek, Kumluca bölgeleri için daha düşük değerler sunmaktadır. Tremolitlerden Altınyaka ve Hekimhan bölgesindekiler oldukça farklı desene sahiptir. Altınyaka bölgesi tremoliti Hekimhan bölgesine göre Eu hariç LREE değerleri daha düşük, buna karşın HREE değerleri daha yüksektir. Tüm örnekler içerisinde pozitif Eu anomaliisi yalnızca Hekimhan bölgesi tremolitinde gözlenmiştir.



Şekil 7. Serpantin, tremolit ve hidromanyezit örneklerinin kondritnormalize iz ve NTE dağılımları (Oklar deteksiyon limitinin altındaki değerleri göstermektedir; Kondrit: Sun ve McDonough, 1989), a) İz elementler (NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984), b) NTE (NASC için Ho ve Tm: Haskin ve diğ. 1968, diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).

Figure 7. Chondrite-normalized trace and REE patterns of serpentine, tremolite and hydromagnesite samples (Arrows indicate values below the detection limits; Chondrite: Sun ve McDonough, 1989), a) Trace elements (Nb and Y for NASC: Condie, 1993; other elements: Gromet et al., 1984), b) REE (Ho and Tm for NASC: Haskin et al., 1968, other elements: Gromet et al., 1984).

Çizelge 1. Serpantin, tremolit ve hidromanyezit (Hmgs) minerallerinin ana oksit bileşimi ve yapısal formülleri.**Table 1.** Major oxide compositions and structural formula of serpentine, tremolite and hydromagnesite minerals.

% ağırlık	Serpantin								% ağırlık	Tremolit		Hmgs
	TON-198	TON-211	TON-222	TON-225	TON-321	TON-330	TON-345	TON-355		TON-223	HB-296	TON-217
SiO ₂	42.54	39.86	43.03	38.66	41.20	39.98	39.73	43.10	SiO ₂	58.68	58.38	11.24
TiO ₂	0.005	0.009	0.023	0.010	0.020	0.008	0.002	0.004	TiO ₂	0.021	0.012	0.002
Al ₂ O ₃	0.59	0.96	0.49	0.89	1.06	0.87	0.03	0.53	Al ₂ O ₃	0.05	0.34	0.07
Fe ₂ O ₃	4.33	8.39	4.45	7.45	6.40	7.43	8.06	5.49	Fe ₂ O ₃	3.44	2.35	0.99
MnO	0.106	0.133	0.044	0.108	0.088	0.154	0.097	0.142	MnO	0.051	0.068	0.326
Cr ₂ O ₃	0.18	0.36	0.33	0.24	0.30	0.21	0.07	0.06	Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.
NiO	0.15	0.28	0.36	0.27	0.31	0.30	0.35	0.11	NiO	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	38.12	35.85	35.92	35.83	36.11	33.93	35.48	37.13	MgO	22.31	23.25	39.93
CaO	0.07	0.13	0.13	0.08	0.12	0.09	0.06	0.08	CaO	13.07	13.04	1.68
Na ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.04	0.02	0.04	Na ₂ O	0.01	0.03	0.01
K ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	K ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.08	0.12	0.1	0.14	0.11	0.14	0.12	0.09	P ₂ O ₅	0.01	<0.01	<0.01
LOI	14.22	14.29	14.18	14.84	14.17	15.83	14.9	13.03	LOI	3.00	2.96	44.99
Toplam	100.41	100.40	99.09	98.54	99.93	98.98	98.92	99.64	Toplam	100.70	100.45	99.24
Si	2.00	1.92	2.00	1.91	1.97	1.98	1.95	2.00	Si	8.00	7.96	
Al	0.00	0.05	0.00	0.05	0.03	0.02	0.00	0.00	Al	0.00	0.04	
Fe	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	Z yükü	0.00	0.04	
TC	0.00	0.08	0.00	0.09	0.03	0.02	0.05	0.00	Mg	4.45	4.60	4.80
Al	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	Fe ⁺³	0.35	0.24	0.03
Fe	0.15	0.27	0.16	0.24	0.23	0.28	0.25	0.19	Al	0.01	0.02	
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	Mn	0.01	0.01	0.02
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	Y sayısı	4.82	4.97	
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	Y yükü	0.00	0.00	
Mg	2.68	2.56	2.56	2.60	2.57	2.50	2.60	2.60	Ca	1.91	1.90	0.15
TOC	2.88	2.88	2.77	2.92	2.85	2.84	2.86	2.83	Mg	0.08	0.12	
OC	0.05	0.00	0.26	0.01	0.03	0.00	0.03	0.12	Na	0.00	0.01	
Mg	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.00	0.00	
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	P	0.00	0.00	
P	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	X sayısı	1.99	2.03	
ILC	0.00	0.09	0.02	0.13	0.02	0.07	0.05	0.00	X yükü	0.02	0.00	
TLC	0.05	0.08	0.26	0.10	0.06	0.02	0.08	0.12	Y+Z	0.00	0.04	

<: Deteksiyon limitinin altındaki değerleri göstermektedir, Fe₂O₃: Fe₂O₃ cinsinden toplam demir, LOI: 1000 °C'de ateşte kayıp, n.d.: Ölçülemedi, Hmgs: Hidromanyezit, TC: Tetrahedral yük, TOC: Toplam oktahedral katyon, OC: Oktahedral yük, ILC: Tabaka arası yük, TLC: Toplam tabaka yükü.

Çizelge 2. Serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin iz element bileşimleri.**Table 2.** Trace element compositions of serpentine, tremolite and hydromagnesite minerals.

Element (ppm)	Serpantin								Tremolit		Hmgs
	TON-198	TON-211	TON-222	TON-225	TON-321	TON-330	TON-345	TON-355	TON-223	HB-296	TON-217
Cr	1240	2460	2260	1670	2040	1450	490	420	<20	60	<20
Ni	1170	2180	2810	2110	2450	2330	2780	880	920	170	<20
Co	85	126	91	119	132	115	134	81	108	23	95
Sc	4	14	4	9	9	11	3	4	<1	<1	<1
V	36	47	21	39	35	47	7	20	12	14	<5
Cu	<10	10	<10	20	<10	20	<10	<10	<10	<10	<10
Pb	69	32	42	15	16	31	8	<5	74	<5	6
Zn	30	60	40	70	60	70	60	40	<30	<30	<30
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
W	3.3	6.0	6.2	2.2	2.1	4.0	1.9	1.9	73.4	56.2	20.5
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
As	95	57	116	60	43	46	24	7	23	<5	5
Sb	6.1	6	6.6	2.8	2.1	8.6	1.2	0.2	10.5	<0.2	0.8
Ge	1.0	1.3	1.0	0.9	1.1	1.0	0.8	0.9	1.4	2.4	<0.5
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ba	4	<3	5	4	3	6	<3	5	4	3	4
Sr	904	310	318	64	80	89	40	10	121	7	60
Tl	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.69	0.10	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Ga	2	2	2	1	2	1	<1	<1	<1	<1	<1
Ta	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.02	<0.01
Nb	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.2
Hf	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Zr	2	<1	2	<1	<1	<1	1	1	1	3	8
Y	1.1	<0.5	1.2	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.8	1.0	<0.5
Th	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.09	<0.05	<0.05
U	0.06	0.05	0.07	0.05	0.07	0.09	0.03	0.06	<0.01	0.03	<0.01
La	0.55	0.22	0.60	0.09	0.14	0.29	0.19	0.31	0.21	0.45	0.87
Ce	1.18	0.37	1.15	0.24	0.26	0.45	0.30	0.57	0.48	1.14	1.69
Pr	0.13	0.04	0.11	0.03	0.03	0.06	0.04	0.07	0.06	0.15	0.20
Nd	0.50	0.14	0.39	0.11	0.08	0.27	0.14	0.27	0.27	0.60	0.64
Sm	0.14	0.03	0.08	0.02	0.01	0.04	0.02	0.04	0.12	0.14	0.10
Eu	0.038	0.008	0.015	0.008	<0.005	0.010	0.006	0.009	0.015	0.134	0.019
Gd	0.17	0.02	0.10	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.27	0.15	0.04
Tb	0.03	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	0.02	<0.01
Dy	0.20	0.02	0.16	0.03	0.02	0.04	0.01	0.04	0.45	0.15	0.04
Ho	0.04	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.10	0.03	<0.01
Er	0.12	0.03	0.14	0.03	0.02	0.04	<0.01	0.03	0.29	0.11	0.02
Tm	0.018	0.005	0.022	0.007	<0.005	0.007	<0.005	<0.005	0.042	0.017	<0.005
Yb	0.12	0.05	0.15	0.06	0.04	0.07	0.01	0.04	0.25	0.12	0.03
Lu	0.018	0.011	0.024	0.013	0.008	0.014	0.003	0.007	0.034	0.02	0.005
Toplam	3672	5323	5745	4195	4893	4238	3572	1495	1422	401	297

<: Deteksiyon limitinin altındaki değerleri göstermektedir, Hmgs: Hidromanyezit.

Duraylı İzotop Jeokimyası

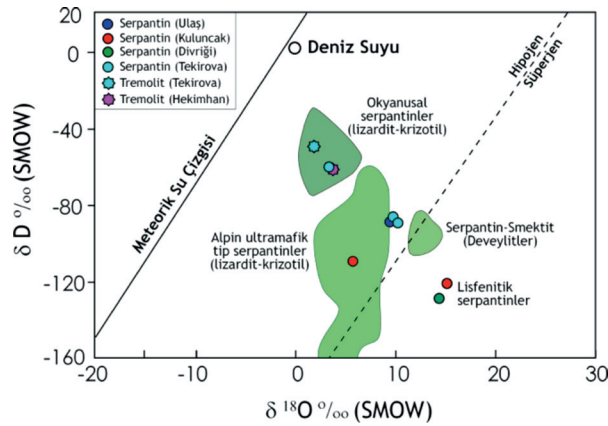
Oksijen ve hidrojen izotop jeokimyası incelemeleri; jeotermometre ve sıvı-kayaç etkileşiminin izlerini saptamak amacıyla genellikle iki alanda uygulanmaktadır. Birincisi, oluşum sıcaklıkları ile ilişkili iki faz arasındaki ayrılaşmayı, ikincisi ise sıvı veya kayaç protolitlerinin kaynağını değerlendirmek için sıvı veya kayacın izotopik bileşimini esas almaktadır.

Oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri 2 adet tremolit ve 3 adet serpantin olmak üzere toplam 5 örnekte gerçekleştirilmiştir (Çizelge3). Serpantinler inceleme alanının Antalya (Kemer, Altınyaka) ve Malatya (Kuluncak) bölgesini temsil edecek şekilde seçilmiştir. Beyaz lifsel topluluklar halindeki asbest oluşumlarına ait tremolitler Antalya (Altınyaka) ve Malatya (Hekimhan) bölgesinden alınmış olup, sırasıyla Güney Anadolu Ofiyolit Kuşağı ve Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nı (Göncüoğlu ve diğ., 1997) temsil etmektedir.

Serpantin ve tremolit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri ile birlikte, birçok araştırmacı (Craig, 1961; Sheppard ve diğ., 1969; Sheppard, 1986;

Sheppard ve Gilg, 1996; Wenner ve Taylor, 1974) tarafından önerilen deniz suyubileşimi, meteorik su ve süperjen-hipojen çizgileri ile okyanusal serpantinit, Alpin Tipi ultramafik kayaçlar ve deveylit bileşimlerini de içerecek biçimde Şekil 8 de verilmiştir. Karşılaştırma amacıyla Sivas (Ulaş ve Divriği) ve Malatya (Kuluncak) bölgesindeki ofiyolitik kayaçlardan alınan serpantin örnekleri de eklenmiştir (Yalçın ve Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın ve diğ., 2009). Bu çalışma kapsamında analiz edilen örneklerin tümü hipojen bölgesinde yer almaktadır. Serpantinlerden Altınyaka bölgesinden alınan TON-222 nolu örnek ile tremolit örnekleri okyanusal serpantinitler alanında, Kemer ve Kumluca bölgesinden alınan diğer serpantin örnekleri ise Alpin tipi ultramafik serpantinler için çizilen alanda konumlanmıştır.

İnceleme alanındaki serpantinler; listfenitleşmeyle ilişkili Kuluncak ve Divriği bölgesini temsil eden ve süperjen alandaki serpantinlerden çok farklı bileşime sahiptir. Bu durum Antalya bölgesine ait serpantinlerin listfenitleşme türü bozuşmaya uğramadıkları biçiminde yorumlanabilir.



Şekil 8. Serpantin ve tremolit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ 'ye karşı δD diyagramı (Deniz suyu bileşimi: Kyser, 1986; süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard ve diğ., 1969; meteorik su çizgisi: Craig, 1961; serpantinit ve ultramafik kayaç alanları: Wenner ve Taylor, 1974; Ulaş, Divriği ve Kuluncak bölgesindeki serpantin örnekleri: Yalçın ve Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın ve diğ., 2009).

Figure 8. $\delta^{18}\text{O}$ versus δD diagram of serpentine and tremolite samples (Sea water composition: Kyser, 1986; supergene-hypogene line: Sheppard et al., 1969; meteoric water line: Craig, 1961; serpentinite and ultramafic rock areas: Wenner and Taylor, 1974; serpentine samples from Ulaş, Divriği and Kuluncak regions: Yalçın and Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın et al., 2009).

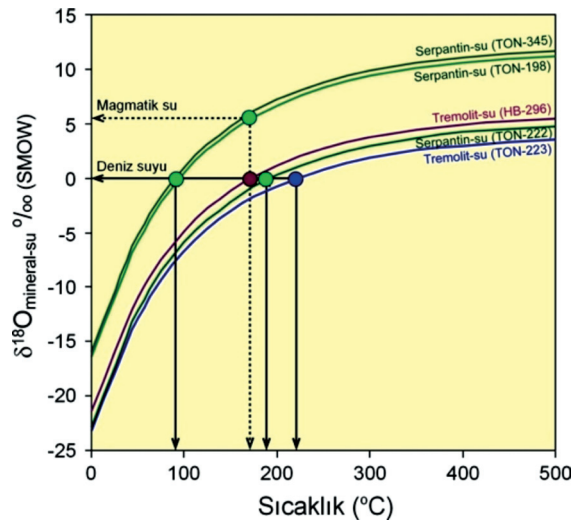
Çizelge 3. Serpantin ve tremolit örneklerinin duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$ ve dD) bileşimleri (Ulaş, Divriği ve Kuluncak bölgesindeki serpantin örnekleri: Yalçın ve Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın ve diğ., 2009).

Table 3. Stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ ve dD) compositions of serpentine and tremolite samples (Serpentine samples from Ulaş, Divriği and Kuluncak regions: Yalçın and Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın et al., 2009).

Örnek No	Mineral	Bölge	% Ürün	% H ₂ O	dD(SMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
TON-198	Serpantin	Kemer	15.6	7.4	-86	9.7
TON-222	Serpantin	Altinyaka	16.2	7.1	-60	3.3
TON-345	Serpantin	Kumluca	13.1	8.2	-89	10.2
ST-26	Serpantin	Ulaş	14.2	13.0	-88	9.4
SDV-55	Serpantin	Divriği	14.4	14.5	-129	14.4
MHK-11	Serpantin	Kuluncak	14.5	14.2	-121	15.2
TON-223	Tremolit	Altinyaka	13.3	1.5	-49	1.8
HB-296	Tremolit	Hekimhan	14.3	1.6	-61	3.7

İnceleme alanındaki serpantin ve tremolit minerallerinin oluşum sıcaklıklarının belirlenmesi için izotopsal ayırılma başlangıç değeri olarak deniz suyu ve ultramafik kayaçlara ait ilksel $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sırasıyla ‰ 0 ve ‰ 5.7 (Kyser, 1986) alınmıştır. Deniz suyu başlangıç bileşimi için, Zheng (1993) tarafından önerilen tremolit-su ve serpantin-su oksijen izotop ayırılma faktörleri esas alınarak oluşturulan eğrilerden itibaren

tremolitler ve okyanusal serpantin örneği (TON-222) için ~200 °C, Alpin tip ultramafik serpantinler (TON-198 ve TON-345) için ise ~100 °C sıcaklık değerleri elde edilmiştir (Şekil 9). Mantonun bileşimi magmatik su başlangıç bileşimi olarak alındığında ise deniz suyununkinden ~100 °C daha yüksek sıcaklıklar söz konusudur. Her iki durumda farklı ofiyolitik birimlerin ~100 °C ye varan farklı sıcaklıklara sahip olduğunu göstermektedir.



Şekil 9. İncelenen serpantin ve tremolitlerdeki suyun Zheng'e (1993) göre hesaplanmış ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişki (Deniz suyu ve manto bileşimi ‰ $\delta^{18}\text{O}$ =5.7; Kyser, 1986)

Figure 9. Relationships between temperatures and ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) values of waters calculated according to Zheng (1993) in the studied serpentine and tremolites (Sea water and mantle compositions ‰ $\delta^{18}\text{O}$ =5.7; Kyser, 1986)

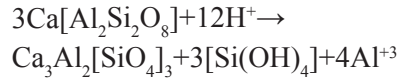
ALTERASYON MİNERALLERİNİN KÖKENİ VE OLUŞUMU

Tekirova Ofiyolit Napı'nda mafik-ultramafik kayalar sınırlarında gelişen pirometamorfizma (ve/veya pirometasomatizma), hidrotermal metamorfizma (alterasyon) ile serpantinleşme ve serpantinleşme-sonrası hidrotermal neoformasyon ile lisfenitleşme olmak üzere farklı zamanlarda gelişmiş üç tür mineral oluşumu bulunmaktadır. Bunlar; yataklanma şekilleri, yapısal özellikleri, mineralojik bileşimleri, yan kayalar ilişkileri ve oluşum süreçleri bakımından birbirinden farklıdır. Ancak mineral oluşumlarının iç içe geçmesi ve sokulumun yan kayalar çeşitliliği (serpantinit, volkanit, karbonat, silisiklastik); bunları birbirinden ayırt etmeyi zorlaştırmaktadır. Bu nedenle bir kayada her iki, hatta üç döneme ait neoformasyon mineralleri birlikte bulunabilmekte; ayırtman olanların dışındaki minerallerin hangi alterasyonun ürünü olduğunu saptamak olanaksızlaşabilmektedir. Bu açmazlar göz önüne alınarak, Tekirova Ofiyoliti kayalarında gelişen neomineralizasyonların oluşumları aşağıda ayrıntıları ile tartışılarak sunulmuştur.

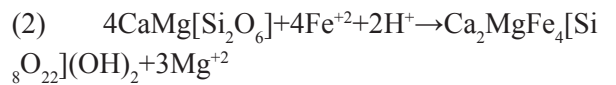
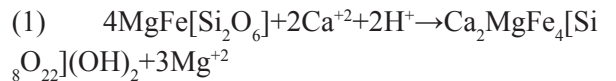
Pirometasomatizma ile ilişkili mineraller ve olası oluşum sırası (süksesyon); grossular, diyopsit, tremolit/aktinolit, pistazit ve skapolitler. Bu minerallerin kökeni ve oluşumu aşağıda açıklanmıştır:

Ofiyolitik serilerdeki granatların oluşumu serpantinleşme sırasındaki yerel metasomatizma (rodingitleşme) ile ilişkilendirilmekte ve Ca'un kaynağının ise peridotitler olduğu belirtilmektedir (Aumento ve Loubat, 1971; Honnorez ve Kirst, 1975; Bideau ve diğ., 1991). Bununla birlikte, Hess Derinliği'nde rodingitlerin oluşumunun serpantinleşme sırasındaki gabroyik kütleler içerisindeki Na ve Ca'un yeniden dağılımına da bağlanmaktadır (Mével ve Stamoudi, 1996). İnceleme alanında

epidot içeren pirometasomatik seviyelerde ortaya çıkan grossular; koyu renkli minerallerin dönüşümünden ziyade, plajiyoklazlardan ve/veya hidrotermal neoformasyon ile oluşmuş gözükmektedir. Granatlara plajiyoklazların eşlik etmemesi bu görüşü desteklemektedir (anortit + iyonlar → grossular + silisik asit + iyonlar):

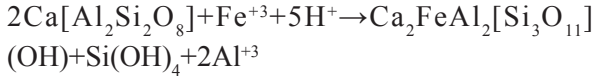


Tremolit/aktinolitler; metamorfik mineraller olup, hem kontak hem de bölgesel metamorfik kayalarda oluşurlar. Birçok bazik kayalarda piroksen kenarlarından itibaren sıklıkla uralitleşme ile soluk yeşil renkli amfibole dönüşür. Bu durumda amfibolün yaygın olarak aktinolitik bileşimde olduğu ve erken kristallenmiş piroksenlerde kalıntı suca zengin magmatik sıvıların pnömatolitik etkisi ile türediği düşünülür (Deer ve diğ., 1992). Tremolitlerin asbestik özellik kazanmasının da bu evrede geliştiği sanılmaktadır (Örneğin; Başbüyük ve diğ., 2009). Optik mikroskopik incelemelerde saptandığı üzere; uralitleşme ile enstatit ve/veya ojitlerden itibaren aktinolit oluşumu için aşağıdaki tepkime önerilmektedir (1) enstatit + iyonlar → aktinolit + iyonlar, (2) ojit + iyonlar → aktinolit + iyonlar:

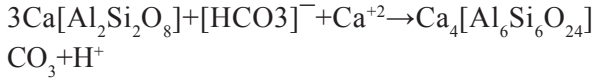


Geniş bir parajenez aralığına sahip epidotlar; tipik olarak bölgesel metamorfizma ürünü olmakla birlikte; kontak metamorfizma koşulları altında ve asidik magmatik kayaların kristallenmesi sırasında; ayrıca plajiyoklazların hidrotermal alterasyonunun (sosuritizasyon) bir ürünü olarak eklem ve çatlaklar boyunca, amigdal

ve boşluklarda da oluşmaktadır (Deer ve diğ., 1992). Pirometasomatik zonlarda yaygın olarak gözlenen ve granatlara eşlik epidotların; açık renkli minerallerin ornatılması (anortitce zengin plajiyoklaz) ve/veya hidrotermal neoformasyon ile ortaya çıkması kuvvetle muhtemeldir (anortit + iyonlar → pistazit + silisik asit + iyonlar):



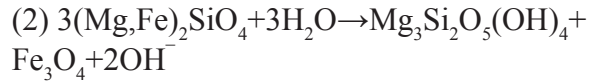
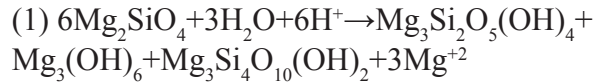
Skapolitlerin oluşumu büyük ölçüde metamorfik ve metasomatik ortamlarla sınırlıdır (Deer ve diğ., 1992). İnceleme alanında epidotlar için önerilen anortitce zengin plajiyoklazların ornatılması (skapolitizasyon) ve/veya hidrotermal neoformasyon mekanizması skapolitler için de geçerli gözükmektedir (anortit + bikarbonat + iyonlar → skapolit):



Serpantinleşme sırasında oluşan mineraller; başlıca serpantin politipleri (lizardit, krizotil ve ender antigorit); ender olarak talk, brusit ve hematitlerden oluşmaktadır. Talk, brusit ve hematitin en yaygın oluşumları ise serpantinleşme-sonrası (epijenetik) oluşumlardır.

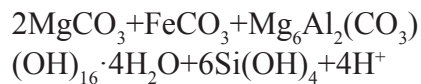
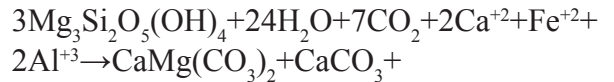
MgO-SiO₂-H₂O sistemine ait denge diyagramına göre (Evans ve Guggenheim, 1988); olivinden türeyen krizotil 260 °C'den daha düşük sıcaklıklarda oluşmakta; termodinamik parametreler (toplam basınç, su basıncı, oksijen fugasitesi, oksitlerin aktivitesi v.b.) bu sıcaklık değerini arttırmakta veya azaltmaktadır. Sinjenetik minerallerin oluşumuna giden alterasyon sürecindeki ilk aşama suyun etkisiyle olivinin serpantinleşmesidir. Forsteritin hidrasyonu ile serpantin minerallerinin (lizardit,

antigorit, krizotil) oluşması, talkın gelişmesi; ayrıca olivinin yer yer fayalitik bileşimde olması nedeniyle manyetit minerallerine rastlanması, olasılıkla aşağıdaki tepkimelerin basınç-sıcaklık koşulları bakımından dengeye ulaştığı şeklinde yorumlanabilir (1) forsterit + su → serpantin + brusit + talk, (2) fayalit + su → serpantin + manyetit:



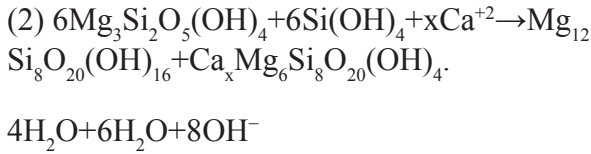
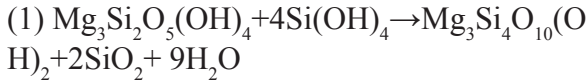
Serpantinleşme sonrası mineral oluşumları; ofikarbonat, ofisilikat ve ofi-Fe-oksitler olup, belirlenen mineral toplulukları ve dokusal özellikler, alterasyonun birkaç aşamada gerçekleştiğini düşündürmektedir. (Örneğin; Yalçın ve diğ., 2006).

Peridotitlerde karbonat minerallerinin bulunuşu CO₂ metasomatizmasını veya karbonatlaşmayı işaret etmekte ve CO₂ eklenmesi 200-300 °C sıcaklıklarda olmaktadır (Schandl ve Wicks, 1993). Ofikarbonatlar için en yaygın oluşumlar aşağıdaki biçimde (serpantin + su + karbon dioksit + iyonlar → dolomit + kalsit/aragonit + manyezit + siderit + hidrotalsit + silisik asit) formülize edilmiştir:



Ofikarbonatlarda birlik oluşturan fillosilikatların; faylanma, bindirme veya makaslama gibi zayıf düzlemleri kullanan

karbondioksitli veya karbonik asitli yeraltı suyu ve/veya meteorik sular ile açık (feldispat) ve koyu renkli minerallerin (başlıca serpantin) ayrışması ve/veya kayaçların çatlak ve gözeneklerinde neoformasyon mekanizması ile oluşması mümkün gözükmektedir (1) serpantin + silisik asit → talk + kuvars + su, (2) serpantin + silisik asit + iyonlar → klorit + smektit + su:



SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Ofiyolitler, oluşum ortamlarına göre (Pearce ve diğ., 1984); Okyanus Ortası Sırtı (MORB) ve Yitim Zonu (SSZ) (ada yayı-önü, ada yayı içi ve ada yayı-gerisi) ofiyolitleri olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Türkiye'deki Neotetis ofiyolitlerinin SSZ-tipi ile karakterize edildiği ve MORB-tipi ofiyolitlerin ise mevcut olmadığı ileri sürülmektedir (Flower ve Dilek, 2003). Ancak Yılmaz ve Yılmaz (2013) ise her iki tipin de bulunduğunu belirtmektedir. Tekirova Ofiyoliti'nin tektonik dilimler halinde dahi olsa, Coleman'nın (1971) tanımladığı ideal bir ofiyolit dizilimine ait tüm seviyelerinin bulunduğu ifade edilmektedir (Örneğin; Bağcı ve diğ., 2006; Bağcı ve Parlak, 2009). Tekirova Ofiyoliti'nde pirometamorfik (pirometasomatik) kayaçların manto peridotitlerine sokulum yapan ultramafik-mafik daykların çevresinde gözlenmesi; okyanusal litosferin oluşumu sırasında sıcak-sıcak kontak ilişkisinin geliştiğini göstermektedir.

Serpantinleşmeye eşlik eden mineral oluşumları ofiyolitlerin yerleşme ve sonrası

evrimleri hakkında bazı bilgiler sunabilmektedir (Yalçın ve diğ., 2006, 2009; Başıbüyük ve diğ., 2009). Serpantinleşme ile ilişkili mineral oluşumları basit olarak üç gruba ayrılmaktadır (Mittweide, 1996): (1) magmatik veya pirojenetik (pre-serpantinizasyon), (2) sinjenetik (doğrudan serpantinizasyon süreci ile ilgili), (3) epijenetik (metamorfizma, bozuşma ve bozunmayı kapsayan post-serpantinizasyon). Bu üç evrenin de gözlemlendiği Tekirova Ofiyoliti'nde ultramafik kayaçların serpantinleşme süreci öncesindeki metalik cevherleşmelerin yanı sıra, serpantinleşme sırasında ve/veya sonrasında kil, karbonat, oksit, sülfür ve silikat olmak üzere farklı endüstriyel hammadde ve/veya mineral oluşumları gelişmiş olup, birçok ofiyolitik seride gözlemlenmiştir (Örneğin; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992; Yalçın ve diğ., 2004; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006, 2011).

Serpantinlerin farklı politiplere sahip olması serpantinleşmenin farklı evrelerine karşılık geldiğini de düşündürmektedir. Ayrıca, serpantinleşme-sonrası kayaçların bağlayıcı malzemesinde, gözeneklerde ve mikro-çatlaklarda karbonat, oksit ve klorit oluşumları, ayrıca bu minerallerin magmatik kalıntı (piroksen ve amfibol) ve serpantin minerallerini keser durumda bulunması ve/veya kemirmesi; lisfenitleşmenin sonraki bir süreci temsil ettiğini göstermektedir. Pirometamorfizmanın (pirometasomatizma) daha düşük sıcaklık evrelerinde, serpantinleşme-sirasında ve sonrasında farklı kil ve/veya fillosilikat minerallerinin gelişmesi mümkün olup; bunların iç içe geçmesi nedeniyle hangi evrede oluştuklarını saptamak olanaksız gözükmektedir.

Tekirova Ofiyoliti'nde özellikle NTE açısından magmatik-hidrotermal süreçlerde serpantin ve hidromanyezitler en fazla, tremolitler ise en az ayrışmayı/farklılaşmayı göstermiş olup; tüm mineraller ofiyolitik benzer bir köken

kayacı işaret etmektedir. İz elementlerin, özellikle de NTE› in içeriği ve dağılımı ana kayaç, yüzeysel bozunma ortamındaki fizikokimyasal koşullar ve sedimanter süreçler konusunda önemli bilgiler sunmaktadır (Fleet, 1984; McLennan, 1989). Deniz suyunda kuvvetli bir şekilde ayrılaşma gösteren Na, Mg, K, Sr, Ca, U ve Rb gibi elementlerin provenans belirlenmesinde kullanılması sınırlıyken, doğal sularda çok düşük çözünürlüğe sahip Fe, Th, Al, Co, Mn, Pb, NTE, Y, Sc, Zr, Ti, Hf, Cr, Ni, Ba, Si ve V provenansın doğası hakkında önemli bilgiler verebilmektedir (McLennan, 1989). Bu çerçevede düşünüldüğünde; özellikle NTE açısından serpantin ve hidromanyezitler magmatik-hidrotermal süreçlerde en fazla, tremolitler ise en az ayrılaşmayı göstermiş olup; tüm mineraller ofiyolitik bir köken kayaçtan itibaren türemiştir.

Mafik-ultramafik kayaçların, ofiyolitlerin kıtalar üzerine yerleşmesinden önce mi yoksa sonra mı serpantinleştiği hala tartışmalıdır (Örneğin; O’Hanley, 1996). Elde edilen O ve H izotop jeokimyası verilerine göre; Tekirova Ofiyoliti serpantin ve tremolit örnekleri hipojen alanda yer almaktadır. Altınyaka bölgesine ait serpantinile tremolit örnekleri okyanusal serpantinler, Kemer ve Kumluca bölgesinden alınan serpantin örnekleri ise Alpin tipi ultramafik serpantinler için çizilen alanda konumlanmıştır. Bu veriler Tekirova Ofiyolit Napı’nın ofiyolit birimine ait serpantinlerin okyanusal (MORB tipi), ofiyolitik melanj olarak tanımlanan birimdeki serpantinlerin ise Alpin tipi ultramafik serpantin (SSZ tipi) olmak üzere iki farklı bileşime sahip olduğunu göstermektedir. Diğer bir ifadeyle, inceleme alanındaki ofiyolitlerin “Ofiyolit” ve “Ofiyolitik melanj” olarak iki farklı birim olarak tanımlanması izotopsal açıdan doğrulanmış gözükmektedir. Serpantinleşme sürecinin okyanus tabanında MORB ortamında başladığı, okyanusal

kabuğun yitimi sırasında SSZ ortamında devam ettiği ileri sürülebilir. Antalya bölgesi serpantinleri; listfenitleşmeyle ilişkili Kuluncak ve Divriği bölgesine ait süperjen serpantinlerden farklı bileşime sahiptir. Bu durum Antalya bölgesi serpantinlerinin yaygın bir listfenitleşmeye uğramadıkları biçiminde yorumlanabilir.

Tremolit-su ve serpantin-su oksijen izotop ayrılaşması verilerinden oluşturulan eğrilerden itibaren tremolitler ve okyanusal serpantin örneği için ~200 °C, Alpin tip ultramafik serpantinler için ise ~100 °C sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Manto bileşimli magmatik su başlangıç bileşimi olarak alındığında ise deniz suyununkinden ~100 °C daha yüksek sıcaklıklar söz konusudur. Her iki durumda da farklı ofiyolitik birimlerin ~100 °C ye varan farklı sıcaklıklara sahip olduğunu göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu Başkanlığı tarafından M-409 numaralı Yüksek Lisans Projesi olarak desteklenmiştir. XRD çalışmalarında ve ince kesitlerin hazırlanmasında C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarları çalışanlarının, SEM incelemelerinin yapılmasında TPAO elemanlarının emekleri geçmiştir. Ayrıca; projenin son şeklini almasındaki bilimsel katkıları için Prof.Dr.Osman KOPTAGEL ve Prof. Dr.Hüseyin YILMAZ’a teşekkür ederiz. Bilimsel hakemler olarak yapıcı eleştiri ve önerileri ile Prof.Dr.Mehmet ARSLAN ve Prof.Dr.Osman PARLAK makaleye değer katmışlardır.

EXTENDED SUMMARY

The study area covers the Tekirova Ophiolite Nappe belonging to Antalya Unit outcropping along Kemer and Kumluca in the Western Taurus region

(SW Anatolia). In this study, the investigation of distribution, origin, evolution, paragenetic relationships, mineralogic-petrographic and geochemical properties from mainly serpentine and the accompanying other mineral formations in the ophiolitic rocks were aimed.

Tekirova Ophiolite Nappe contains continuous ophiolite sequences as tectonic slices of different sizes and pyrometamorphics / pyrometasomatics formed of around igneous rock intrusion, and also alteration products. Three types of mineralization are present in the Tekirova Ophiolite Nappe that are developed in the environments of the ophiolite formation (pyrometamorphism / pyrometasomatism), ocean floor (serpentinization) and surface (listwaenitization) by the neoformation and/or transformation mechanisms at different times.

A total of 81 mineral and rock samples of the ophiolitic units in the study area were taken and these were searched by methods such as optical microscopy (OM), scanning electron microscopy (SEM), X-ray diffraction (XRD) and geochemical analysis.

According to the OM investigations, the primary ophiolitic rocks represent ultramafics (peridotite: lherzolite and pyroxenite: pyroxenite, clinopyroxenite), mafics (gabbro, diorite and diabase), volcanics (basalt), and radiolarites.

Pyrometasomatics have -fels type rocks containing typical metamorphic minerals such as scapolite, diopside, pyrope type of garnet, pistacite type of epidote, and tremolite, such as is typical of rocks that contain minerals. The syn-serpentinization rocks formed of fully serpentinite. The post-serpentinization rocks are of ophi-carbonate, ophi-silicate and ophi-oxides.

The serpentine minerals in the serpentinites can be distinguished from each others by morphologies of ribbon-like of antigorite, platy of lizardite and fibrous of chrysotile on the basis

of the OM and especially SEM investigations. The forms of magnesite, calcite and dolomite as trigonal prismatic, hydromagnesite as monoclinic platy prismatic, hydrotalcite as hexagonal platy tablets, brucite as platy and/or needle-like, tremolite as acicular, of hematite as ditrigonal platy, mixed-layers chlorite-smectite / C-S and illite-smectite / I-S as thin sheets are observed in the post-serpentinization rocks.

The alteration minerals are of carbonate (calcite, dolomite, aragonite, magnesite, hydromagnesite, hydrotalcite), oxide and sulfur (brucite, goethite, hematite, pyrite), phyllosilicate (smectite, illite, chlorite, talc, mixed-layers chlorite-vermiculite / C-V, chlorite-smectite / C-S, illite-smectite / I-S) and other silicates (quartz, epidote, anclime) based on XRD studies. Serpentinites are essential minerals of syn-serpentinization stage and they are represented by three different polytypes within A- (clinocrysotile-2M₁), C- (lizardite-1T) and D- (lizardite-2H₁) structural groups.

According to major and trace element geochemistry; serpentinites, amphibole and hydromagnesite are defined as Fe-lizardite, Fe-tremolite and Ca-hydromagnesite in compositions, respectively. Trace and REE chondrite-normalized values of these minerals indicate a significant differentiation and a rock with similar origin. The stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) values of serpentinites and tremolite, in which they differ according to the formation stage, and is situated in the regions of the hypogene-oceanic (syn-serpentinization-order) and supergene-Alpine type (post-serpentinization). Temperature values of $\sim 200^\circ\text{C}$ for oceanic serpentinites and $\sim 100^\circ\text{C}$ for Alpine-type ones were obtained by means of tremolite-water and serpentine-water oxygen isotope fractionation from data for tremolite. $\sim 100^\circ\text{C}$ higher temperatures than those of the sea water were reached by taking magmatic water with the mantle composition as the starting composition.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abu-Jaber, N.S., Kimberley, M.M., 1992. Origin of ultramafic-hosted vein magnesite deposits. *Ore Geology Review*, 7, 155-191.
- Akao, M., Marumo, H., Iwai, S., 1974. The crystal structure of hydromagnesite. *Acta Crystallography*, B30, 2670-2673.
- Aumento, F., Loubat, H., 1971. The Mid-Atlantic Ridge near 45°N: serpentinized ultramafic intrusions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 631-663.
- Bağcı, U., Parlak, O., 2009. Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan-subduction. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 387-405.
- Bağcı, U., Parlak, O., Höck, V., 2006. Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). *Geological Journal*, 41, 193-219.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Başbüyük, Z., Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2009. Sivas bölgesi ofiyolitleri ile ilişkili asbest yataklarının mineralojisi. 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, Bildiriler Kitabı, s. 11-26.
- Bideau, D., Hébert, R., Hékinian, R., Cannat, M., 1991. Metamorphism of deep seated rocks from the Garrett ultrafast transform (East Pacific Rise near 13°25 S). *Journal of Geophysical Research*, 96, 10079-10099.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1996. Diyajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 49, 1-22.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2009. Antalya Birliği-Alakırçayır Napı Triyas yaşlı volkanik kayaçlarının alterasyon mineralojisi. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 26, 23-42.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2010. Geochemistry of mixed-layer illite-smectites from an extensional basin, Antalya Unit, Southwestern Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 58, 644-666.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1963. The use of brominepentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, 43-52.
- Coleman, R.G., 1977. *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere*. Springer-Verlag, Berlin, 229 p.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*, Longman, Hong Kong, 696 p.
- Evans, B.W., Guggenheim, S., 1988. Talc, pyrophyllite, and related minerals. In: *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*, S.W.Bailey (ed.), Mineralogical Society of America, Washington, *Reviews in Mineralogy*, 19, 225-294.
- Fleet, A.J., 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: *Rare Earth Elements*, P.Henderson (eds.), Elsevier, Amsterdam, *Developments in Geochemistry*, 2, 343-373.
- Flower, M.F.J., Dilek, Y., 2003. Arc-trench rollback and forearc accretion: 1. A collision-induced mantle flow model for Tethyan ophiolites. In: *Ophiolites in Earth*, Y.Dilek and P.T.Robinson (eds.), Geological Society Special Publications, London, 218, 21-41.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997. General Characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey: *Annales Geologique de Pays Hellenique*. Geological Society of Greece, 37, 515-536.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildeman, T.R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: *Origin and Distribution of the Elements*, L.H.Ahrens (ed.). Pergamon Press, p. 889-912.
- Honnorez, J., Kirst, P., 1975. Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49, 233-257.
- Juteau, T., 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *These, Sc., Nancy, Mem., n.32*, 692 p.
- Kyser, T.K., 1986. Stable isotope variations in the mantle, In: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, J.W.Valley, H.P.Jr.Taylor, J.R. O'Neil (eds.), Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, p. 141-164.

- Lambert, S.J., Epstein, S., 1992. Stable-isotope studies of rocks and secondary minerals in a vapor-dominated hydrothermal system at The Geysers, Sonoma County, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 199-226.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Mineralogical Magazine*, 42, 533-563.
- Lefevre, R., 1967. Un nouvel element de la geologie du Taurides Lycien, les nappes d'Antalya (Turquie), C.R.A.S. Paris, 263, 1365-1368.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, B.R.Lipin and G.A.McKay (eds.), Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy, p. 169-200.
- Mével, C., Stamoudi, C., 1996. Hydrothermal alteration of the upper mantle section at Hess Deep. C. Mével, K.Gillis, J.Allan(eds.), *Proceedings of the ODP, Sci. Res.*, College Station, TX, 147, 293-309.
- Mittwede, S.K., 1996. Serpentinite-related mineralization. In: *Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History*, D.S.O'Hanley (ed.), Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 34, 142, 144-148.
- O'Hanley, D.S., 1996. Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 34, 277 p.
- O'Neil, J.R., 1986. Terminology and standards. In: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, J.W.Valley, H.P.Taylor, J.R.O'Neil (eds.), Mineralogical Society of America, Chelsea, 561-570.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 65-67.
- Peabody, C.E., Einaudi, M.T., 1992. Origin of petroleum and mercury in the Culver-Baer cinnabar deposit, Mayacmas district, California. *Economic Geology*, 87, 1078-1103.
- Pearce, J.A., Harris, B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Reuber, I., 1982. Generations successives de filons grenus dans le complexe ophioliteque d'Antalya (Turquie) origine, evolution et mecanismes d'injection des liquides. *These U.E.R. des Sci. De la vie et de la terre Lab. Min. Et Petr.*, Strasbourg, 245 p.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1980. Strike-slip related sedimentation in the Antalya Complex, SW Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 54, 323-345.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1981. Alakırçay Group, Antalya Complex, SW Turkey: A deformed Mesozoic carbonate magrin. *Sedimentary Geology*, 30, 95-131.
- Schandl, E.S., Wicks, F.J., 1993. Carbonates and associated alteration of ultramafic and rhyolitic rocks at the Hemingwat property, Kidd Creek volcanic complex, Timmins, Ontario. *Economic Geology*, 88, 1615-1635.
- Sheppard, S.M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy, 16, 165-183.
- Sheppard, S.M.F., Gilg, H.A., 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals*, 31, 1-24.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., Taylor, H.P. Jr., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64, 755-777.
- Sun, S.S., McDonough, W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basalts*, A.D.Saunders and M.J. Norry (eds.), Geological Society of London, 42, 313-345.
- Şenel, M., 1997. 1:100 000 ölçekli Türkiye jeoloji Haritaları, Antalya-L10, L11, L12 M10, M11 paftaları. MTA, Ankara.
- Şenel, M., Kengil R., Ünverdi M., Serdaroğlu M., Gözler M.Z., 1981. Teke Toroslarının güneydoğusunun jeolojisi. *MTA Dergisi*, 95/96, 13-43.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, A.S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A.Z., Oğuz, M.F., Korucu, M., Özgül, N., 1992. Eğirdir-Yaşarbademli-Gebiz ve Geriş-Köprülü Isparta-Antalya arasında kalan alanların jeolojisi, TPAO Rap. 3132, MTA Rap. 9390, Ankara.
- Şenel, M., Gedik İ., Dalkılıç H., Serdaroğlu M., Bilgin A.Z., Uğuz M.F., Bölükbaşı A.S., Korucu M., Özgül N., 1996. Isparta Büklümü doğusunda, otokton ve allohton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar). *MTA Dergisi*, 118, 111-160.
- Şenel, M., Dalkılıç H., Gedik İ., Serdaroğlu M., Metin S., Esentürk K., Bölükbaşı A.S., Özgül N., 1998. Orta Toroslar'da Güzelsu koridoru ve kuzeyinin stratigrafisi. *Türkiye. MTA Dergisi*, 120 171-198.
- Weaver, C. E., Pollard, L. D., 1973. The Chemistry of Clay Minerals. *Developments in Sedimentology*, 15, 213 p.
- Wenner, D.B., Taylor, H.P.Jr., 1974. D/H and O¹⁸/O¹⁶ studies of serpentinization of ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 1255-1286
- Wicks, F. J., O'Hanley, D. S., 1988. Serpentine minerals: structures and petrology: in *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*.

- S.W. Bailey (ed.), Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy, 19, 91-167.
- Wicks, F.J., Plant, A.G., 1979. Electron-microprobe and X-ray microbeam studies of serpentinite textures. Canadian Mineralogist, 17, 785-830.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W., 1977. Serpentine textures and serpentinization. Canadian Mineralogist, 15, 459-488.
- Woodcock, N.H., Robertson, A.H.F., 1977. Imbricate thrust belt tectonics and sedimentation as a guide to emplacement of part the Antalya Complex, SW Turkey. Int. Sixth Coll. on the Geology of the Aegean Region, E.İzdar, E.Nakoman (eds), İzmir, Piri Reis, 2, 661-670.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: deniz suyu-kayaç etkileşimine bir örnek. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 19, 81-98.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2004. Ultramafic-rock-hosted vein sepiolite occurrences in the Ankara ophiolitic mélange, Central Anatolia, Turkey. Clays and Clay Minerals, 52, 227-239.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2006. Mineralogy and geochemistry of ultramafic- and sedimentary-hosted talc deposits of Paleocene in the southern part of the Sivas basin, Turkey. Clays and Clay Minerals, 54, 333-350.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2011. Sepiolite-Palygorskite Occurrences in Turkey. In: Developments in Palygorskite-Sepiolite Research: A New Outlook on these Nanomaterials. E.Galan and A.Singer, A.(eds.), Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, Developments in Clay Science 3, 520 pp, ISBN-13: 978-0-444-53607-5, pp. 175-200.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2012. Sivas-Divriği demir yatağı üçlü kayaç dokanağında (karbonat-ofiyolit-granitoyid) gelişen flogopit oluşumları. XV. Ulusal Kil Sempozyumu, 19-22 Eylül, Niğde, Niğde Üniversitesi, Bildiriler ve Özetler Kitabı, s. 70-72.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Başbüyük, Z., 2004. Mg-mineral occurrences in the Central Anatolian Neogene Intracratonic basins related to neotectonic regime: An example from Kangal basin, Sivas, Turkey. 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (5th ISEMG), Thessaloniki, Greece, 14-20 April, 2004, p. 1473-1476.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Karayel, A., 2006. Mg-mineral occurrences in the serpentinite- and volcanic-fed lacustrine basins in the İmranlı-Suşehri region, northeastern Turkey. Fourth Mediterranean Clay Meeting, Ankara, Turkey, 05-10 September 2006, Abstracts, p. 137-138.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Hozathoğlu, D., 2009. Malatya-Kuluncak yöresinde serpentin-yan kayaçlı Kretase yaşlı flogopit oluşumları. 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, Bildiriler Kitabı, s. 174-192.
- Yılmaz, P.O., 1981. Geology of the Antalya Complex, SW Turkey, Dissertation, Ph D, Univ. Microfilms Int. Michigan, 268.
- Yılmaz, A., Yılmaz, H., 2013. Ophiolites and ophiolitic mélanges of Turkey: A review. Türkiye Jeoloji Bülteni, 56, 61-114.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth and Planetary Science Letters, 120, 247-263.
-
- Makale Geliş Tarihi : 29 Eylül 2014
Kabul Tarihi : 27 Kasım 2014
- Received : 29 September 2014
Accepted : 27 November 2014