



Sivas-Divriği Demir Yatağı Kireçtaşı-Ofiyolit-Granitoyid Üçlü Dokanağında Flogopit Oluşumları

*Phlogopite Occurrences within Limestone-Ophiolite-Granitoid
Triple Contact from Sivas-Divriği Iron Deposit*

Hüseyin YALÇIN¹, Ömer BOZKAYA²

¹ Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

² Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 20070 Denizli

yalcin@cumhuriyet.edu.tr

ÖZ

Güneş Ofiyoliti'ne ait ultramafik kayalarda belirlenen bozuşma mineralleri serpantinleşme-öncesi, -sırası ve -sonrası olmak üzere üç ana gruba ayrılmıştır. Bunlardan serpantinleşme-öncesi minerallerden flogopit; ofiyolitik dizilimin oluşumu ile eşzamanlı mika-peridoditlerin ana bileşenlerinden birisidir. Sonraki bozuşmalardan lisfenitleşme ve pirometasomatizma, flogopitlerin tane boyunun artmasına ve belirli zonlarda birikmesine; yer yer karışık tabakalı flogopit-vermikülit (P-V) ve vermikülit dönüşümlerine neden olmuştur. Serpantinleşme-sırasında gelişen bozuşmalar koyu ve açık renkli minerallerin farklı kil ve/veya fillosilikat minerallerine dönüşümüdür. Serpantinleşme-sonrası bozuşma lisfenitleşme olup; başlıca ofikarbonat (yaygın kalsit ve dolomit; ender siderit ve hidrotalsit), ofioksit-hidroksit (hematit, götit, pirit, markasit, brusit) ve yer yer ofisilikat (kuvars) minerallerinin oluşumunu kapsamaktadır. Pirometasomatik kayalarda metasomatizma ürünlerini flogopit, aktinolit, epidot, yohansenit, skapolit, şörl ve Fe-mineralleri (manyetit, hematit, pirit, markasit); kalıntı birincil magmatik fazları ise piroksen ve feldispatlar oluşturmaktadır. Divriği flogopitleri; teorik flogopit-biyotit serisi uç üyelerinin oksit bileşimlerinden kısmen farklılık göstermektedir. Flogopitlerin biyotit bileşeni düşük (% 8-14) olup, ortalama birim hücre bileşimine göre; Fe-Al flogopit olarak adlandırılmıştır. Ultramafik-ana kayaçlı P-V'in ana bileşeni Mg olup; kısmen Fe'ce zengin ve Al'ca fakirdir. Tetrahedral ve oktahedral Fe süstitüsyonlara sahip serpantinler Fe-lizarditi işaret etmektedir. Divriği yöresindeki fillosilikat minerallerinin toplam eser element derişimi serpantin-flogopit-P-V yönünde azalmakta, buna karşın nadir toprak element içerikleri artmaktadır. $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri (SMOW) flogopitler için ‰ +10.6-11.8 ve ‰ -64 - -102, P-V için ‰ +14.2 ve ‰ -121, serpantin için ‰ +14.4 ve ‰ -129 olarak belirlenmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerlerine göre; flogopitler hipojen ve süperjen alanda; buna karşın P-V ve serpantin ise kaolinit yüzeysel bozunma

çizgisinin altında yer almaktadır. Granitik su minimum izotopik değerine göre flogopit için ~ 130-150 °C ve P-V için ~ 100 °C oluşum sıcaklıkları elde edilmiştir. Ayrıca, duraylı izotop verileri, serpantinleşme, flogopitleşme ve vermikülitleşmenin birbirini izleyen farklı süreçler ile oluştuğuna işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Ana-iz ve izotop jeokimyası, fillosilikat, XRD

ABSTRACT

Alteration minerals determined in the ultramafic rocks of Güneş Ophiolite were divided into three main groups as pre-, syn- and post-serpentinization. Of these, phlogopite from pre-serpentinization minerals is one of the main components of mica-peridotites and is contemporaneous with the formation of the ophiolitic sequence. Listwaenitization and pyrometasomatism from later alterations caused an increase in grain size and accumulation of phlogopites in certain zones and also mixed-layer phlogopite-vermiculite (P-V) and vermiculite transformations in local. Syn-serpentinization alterations cover the conversions from felsic and mafic minerals to various clay and/or phyllosilicates. Post-serpentinization alteration covers the occurrences of ophicarbonates (commonly calcite and dolomite, rarely siderite and hydrotalcite), ophioxides-hydroxides (hematite, goethite, pyrite, marcasite and brucite) and locally ophisilicates (quartz) that refers to listwaenitization. Phlogopite, actinolite, epidote, johannsenite, scapolite, schorl and Fe-minerals (magnetite, hematite, pyrite, marcasite) form of the products of metasomatism in the pyrometamorphic rocks, and pyroxene and feldspar are residual primary magmatic phases. Divriği phlogopites differ partly in respect to end-member of theoretical oxide compositions of phlogopite-biotite series. Biotite component of phlogopites is low (8-14 %) and they are called as Fe-Al phlogopite according to their average unit-cell composition. The main cation of P-V in the ultramafic-hosted rocks is Mg and this mineral is partially rich in Fe and poor in Al. Serpentine has tetrahedral and octahedral Fe substitutions which indicate Fe-lizardite. The concentrations of total trace element in the phyllosilicate minerals decrease from serpentine–phlogopite to P-V, whereas their rare earth element contents increase in the same direction in the Divriği area. $\delta^{18}\text{O}$ and δD values (SMOW) are determined as ‰ +10.6-11.8 and ‰ -64 - -102 for phlogopites, ‰ +14.2 and ‰ -121 for P-V, and ‰ +14.4 and ‰ -129 for serpentine. Phlogopites are plot hypogene and supergene fields, but P-V and serpentine are found under kaolinite weathering line on the basis of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values. Formation temperatures as ~ 130-150 °C for phlogopite and ~ 100 °C for P-V are obtained on the comparison of minimum isotopic value of granitic water. Additionally, stable isotopic values showed that serpentinization, phlogopitization and vermiculitization formed with different subsequent processes.

Key Words: Major-trace and isotope geochemistry, phyllosilicate, XRD

GİRİŞ

Biyotit-flogopit serisi mika minerallerinden flogopitler; ısıtıldıklarında ayrılma (eksfolyasyon) ve/veya fiziksel genleşebilme kapasitesine sahip olması nedeniyle diğer bazı killer gibi yaygın biçimde ziraat ve sanayi (ısı ve ses yalıtımı, boya vb.) alanlarında kullanılmakta ve endüstriyel anlamda vermikülit grubu kil mineralleri içerisinde değerlendirilmektedir.

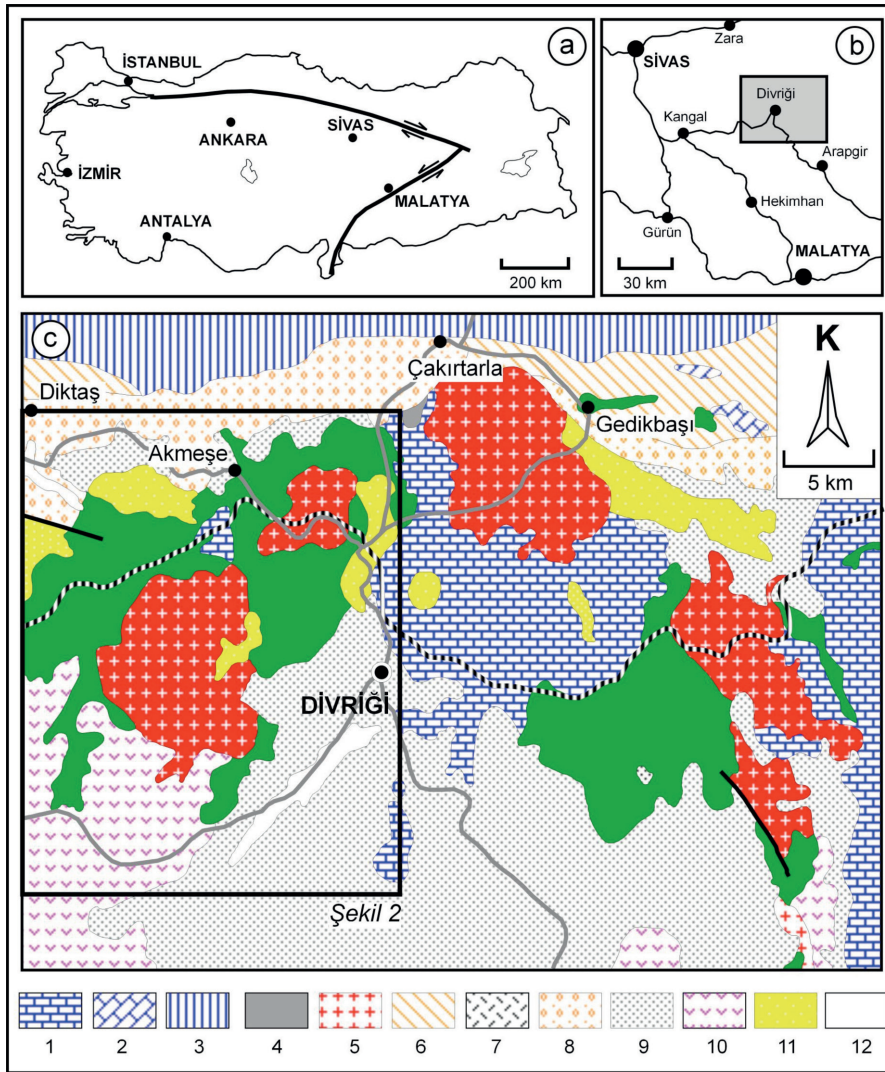
Mika grubu, özellikle flogopit farklı jeotektonik ortamlarda, değişik yaşlara sahip yan ve ana kayalar içinde zenginleşebilmektedir. Flogopitler ultramafik/mafik plütonik ve volkanik türü magmatik (Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992; Feldstein ve diğ., 1996; Toksoy-Köksal ve diğ., 2001; Mader ve diğ., 2001; Gupta ve diğ., 2002) ve metamorfik ana-kayalarında (Murakami ve diğ., 2002; Schreyer ve diğ., 1980) sinjenetik ve epijenetik olarak neoformasyon (yeni oluşum) ve transformasyon (dönüşüm) mekanizmalarıyla (Krasnova, 2001; Rizzo ve diğ., 2001) oluşabilmektedir.

Ofiyolit ve/veya mafik-ultramafik magmatik kayalarla ilişkili flogopit oluşumları incelemenin konusunu oluşturan Divriği bölgesinin yanı sıra, Kuluncak (Yalçın ve diğ., 2009), Yıldızeli (Yalçın ve Yeşildağ., 2009; Otlu ve diğ., 2010) ve Kuraçalı (Toksoy-Köksal ve diğ., 2001) yörelerinde de gözlenmiştir. İnceleme alanının yer aldığı Divriği-Sincan-Kangal arasındaki bölgedeki birimler tektonik ilişkilerine göre (Şekil 1 ve 2); Görelî Otokton, Allohton ve Örtü Birimleri olarak ayrırtlanmıştır (MTA, 2002; Yılmaz ve Yılmaz, 2004). Devoniyen-Karbonifer yaşlı Kangal Metamorfitleri'ne ait metaklastik ve metakarbonat kayaları (Yalçın ve Bozkaya, 1997) ve Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı Munzur

Formasyonu'na ait platform karbonat kayaları (Özgül ve diğ., 1981) Görelî Otokton topluluğu; Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı ofiyolitik karışık (Yeşiltaşayla Karışığı: Yılmaz ve diğ., 2001) ve Jura yaşlı ofiyolitik dizi (Güneş Ofiyoliti: Bayhan ve Baysal, 1982) Allohton Birimleri oluşturmaktadır. Görelî Otokton ve Allohton Birimlerin üzerinde çarpışma sonrası bir dönemde oluşan Örtü Birimleri'nin Maastrichtiyen-Alt Pliyosen yaşlı kesimi Paleotektonik ile Neotektonik arasındaki geçiş dönemini, Üst Pliyosen-Kuvaterner yaşlı kesimi ise Neotektonik evreyi temsil etmektedir.

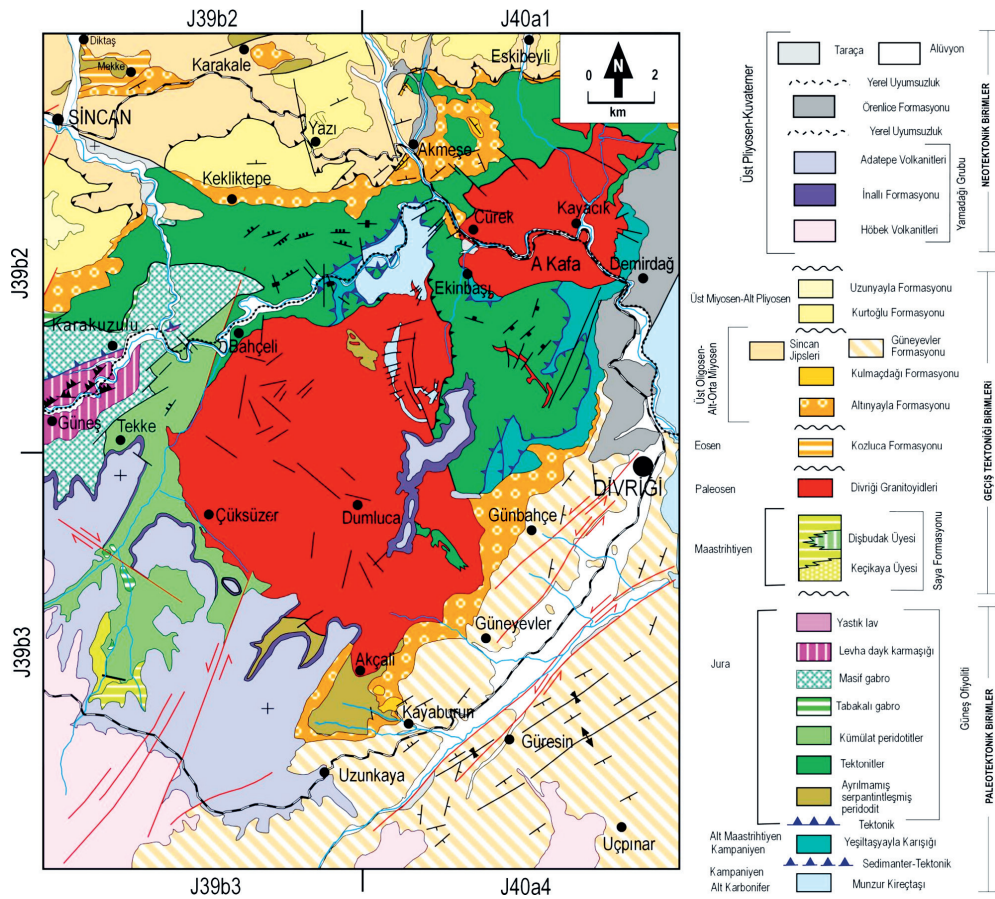
Flogopitlerin doğrudan ilişkili olduğu tektono-stratigrafik birimlerden, Kuzey Anadolu Ofiyolitleri, Neo-Tetis okyanusunun kuzey koluna ait allohton topluluklarını temsil etmekte olup, Üst Kretase-Paleosen'de (Yılmaz, 1985) veya Üst Kretase'de (Göncüoğlu ve diğ., 1997) güneye doğru Torid-Anatolid Platformu üzerine yerleşmiştir. Neo-Tetis'in Eosen'de kapanmasından sonra çarpışma ile ilişkili magmatiklerden Paleosen'de Orta Anadolu Granitoidleri (Boztaş, 2000) ile Orta-Üst Eosen'de Orta Anadolu Siyenitoidleri (Boztaş ve diğ., 1994) ve Orta Anadolu Volkanikleri (Ercan, 1987) gelişmiştir.

Bu çalışmada, Divriği yöresinde plütonizma ve flogopit mineralizasyonu arasındaki etkileşimler; flogopite eşlik eden diğer minerallerin (özellikle fillosilikatlar) düşey ve yanal dağılımları; ana kayac, köken, oluşum sırası ve mekanizması; diğer alterasyonlar arasındaki ilişkilerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Flogopit oluşumlarının magmatik dizilim içindeki konumunun saptanması aynı ve/veya benzer plütonik kuşaklardaki olası flogopit seviyelerinin belirlenmesini sağlayabilecektir.



Şekil 1. a) İnceleme alanının da yer aldığı Türkiye'nin ana tektonik hatlarını gösterir basitleştirilmiş harita (Bozkurt, 2001), b) İnceleme alanının yer bulduru haritası, c) Bölgesel jeoloji haritası (MTA, 2002'den düzenlemiştir); 1-Torid Kuşağı (Karbonat kayalar-Triyas-Kretase), 2-Torid Kuşağı (Karbonat kayalar-Jura-Kretase), 3-Torid Kuşağı (Kırıntılı-karbonatlı kayalar-Üst Kretase), 4-Kuzey Anadolu Ofiyolitleri (Üst Kretase), 5-Orta Anadolu Plütonikleri (Paleosen), 6-Sivas Baseni (Kırıntılı-karbonatlı kayalar-Eosen), 7-Orta Anadolu Volkanikleri (Eosen), 8-Sivas Baseni (Kırıntılı kayalar-Oligosen), 9-Sivas Baseni (Kırıntılı-karbonatlı kayalar-Miyosen), 10-Yamadağı (Volkanik-volkanoklastik kayalar-Miyosen-Kuvaterner), 11-Kangal / Kızılırmak Havzaları (Kırıntılı kayalar-Üst Miyosen-Pliyosen) 12-Alüvyon (Kuvaterner).

Figure 1. a) Simplified map of the study area and surroundings showing main tectonic zones of Turkey (Bozkurt, 2001), b) Location map of the study area, c) Regional geology map; 1-Tauride Belt (Carbonate rocks-Triassic to Cretaceous), 2-Tauride Belt (Carbonate rocks-Jurassic to Cretaceous), 3-Tauride Belt (Clastic-carbonate rocks-Upper Cretaceous), 4-North Anatolian Ophiolites (Upper Cretaceous), 5-Central Anatolian Plutonics (Paleocene), 6-Sivas Basin (Clastic-carbonate rocks-Eocene), 7-Central Anatolian Volcanics (Eocene), 8-Sivas Basin (Clastic rocks-Oligocene), 9-Sivas Basin (Clastic-carbonate rocks-Miocene), 10-Yamadağı (Volcanic-volcanoklastik rocks-Miocene-Quaternary), 11-Kangal / Kızılırmak Basins (Clastic rocks-Upper Miocene-Pliocene) 12-Alluvium (Quaternary).



Şekil 2. Divriği ve civarında yüzeylenen birimlerin jeoloji haritası (Yılmaz ve Yılmaz, 2004).
Figure 2. Geology map of units outcropped in Divriği and its surrounding (Yılmaz and Yılmaz, 2004).

MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanından çoğunluğu ultramafik birimlere ait olmak üzere toplam 61 adet mineral ve kayaç örneği alınmıştır. Bunlar Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) yüzeysel tozlardan arındırıldıktan sonra ince-kesit (optik mikroskop-OM), kırma-öğütme-eleme, kil ayırma, X-ışınları kırınımı (XRD) işlemlerinden geçirilmiştir. OM incelemeleri ile kayacı oluşturan bileşenler ve bunların dokusal özellikleri tanımlanarak kayaçların adlandırılmalarının yanı sıra; bozuşma ve bozunma ürünleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

XRD çözümlenmeleri Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde (Anot=Cu ($CuK_{\alpha}=1.541871\text{\AA}$), Filtre=Ni, Gerilim=35 kV, Akım=15 mA, Gonyometre hızı=2°/dak., Kağıt hızı=2cm/dak., Zaman sabiti=1 sn, Yarıklar=1° 0.15 mm 1° 0.30 mm, Kağıt aralığı=20 5-35°) yapılmıştır.

XRD çözümlenmeleri sonucunda örneklerin tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri (< 2 μm) tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında mineral şiddet faktörleri kullanılmış olup, yansımalar mm cinsinden

ölçülmüştür. Bu yöntemde tüm kayaç için dolomit, kil fraksiyonu için glikollü çekimlerden itibaren kaolinit referans olarak alınmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 2002). d-mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır.

XRD-KF çözümlenmeleri için gerekli kil ayırma işlemi esas itibarıyla kimyasal çözme (kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme – dekantasyon / dinlendirme ve yıkama, süspansiyonlama – sedimantasyon – sifonlama – santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır. Kil fraksiyonu difraktogramları normal-N (havada kurutulmuş), glikolleme-EG (60 °C de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama-F (490 °C de 4 saat fırında ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir. Çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı $2\theta=2-30^\circ$ (hata miktarı $\pm 0.04^\circ$) olarak ayarlanmıştır. XRD desenlerinden itibaren belirlenen kil mineral pikleri ihtiyaç duyulduğunda WINFIT (Krumm, 1996) çözümlenmesinin yanı sıra, NEWMOD® (Reynolds, 1985) hesaplanmış desenleri ile karşılaştırılmıştır.

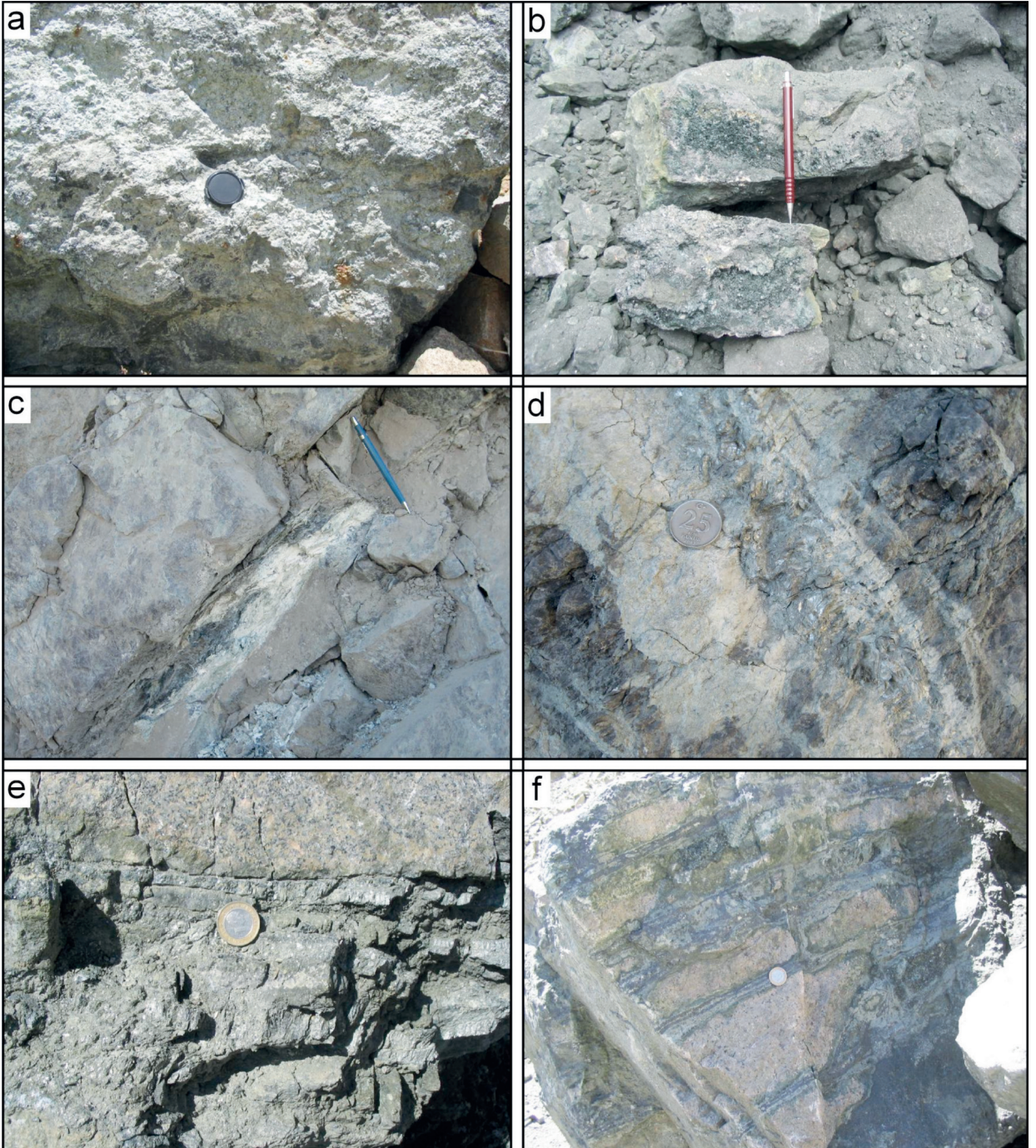
Saf veya safa yakın fillosilikat minerallerinin (flogopit) politipi belirlenmelerinde Bailey (1980, 1988) ve J.C.P.D.S. (1990) tarafından önerilen ayırtman pikler kullanılmıştır. Politiplerin belirlenmesinde $2\theta = 2-65^\circ$ kayıt aralığı ve 2°/dak. gonyometre hızı kullanılmıştır.

Saf 6 adet mineralin ana, iz/eser ve nadir toprak element (NTE) çözümlenmeleri ile oksijen-hidrojen izotop jeokimyası Kanada'daki Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) şirketine yaptırılmıştır. Ana element çözümlenmelerinde lityum metaborat/tetraborat füzyon indüktif eşeleşmiş plazma (ICP), iz/eser ve nadir toprak element çözümlenmelerinde indüktif eşeleşmiş plazma-kütle spektrometresi (ICP-MS) kullanılmıştır. Kimyasal çözümlenmelerin ayrıntıları (çözme yöntemi, aletsel tesbit sınırı) firmanın web sayfasında sunulmuştur (<http://www.actlabs.com/>).

FLOGOPİT OLUŞUMLARININ JEOLJİSİ

Divriği yöresindeki “Ofiyolit-Karbonat-Granitoid Üçlü Kontağı”nda gelişen mineral oluşumları; fillosilikatlar (başlıca flogopit ve serpantin, kısmen talk, smektit, klorit, karışık tabakalılar I-S, C-S ve I-V), diğer silikatlar (tremolit/aktinolit, yohansenit, epidot, turmalin, skapolit, kuvars), Fe-oksit/oksihidroksitler (manyetit, hematit, götit, pirit, markasit), Al-oksitler (brusit), karbonatlar (kalsit, dolomit, siderit, hidrotalsit) olup; birincil magmatik fazlar ile iç içe geçmiş serpantinleşme, lisfenitleşme ve pirometasomatik ürünler ile temsil edilmektedir.

Serpantinleşmiş ultramafikler içerisinde gelişen flogopitler; yataklanma biçimlerine göre saçınımlar, yumrular, merccekler ve tabakalar/bantlar halinde bulunmaktadır (Şekil 3 a-d). Saçınımlı tiplerde flogopitler serpantinler içerisinde tek ve çoklu yapraklar halinde dağılmışlardır. Yumru tip flogopit seviyeleri 1-20 cm kalınlıkta olup; koyu yeşil tremolit/aktinolit ve/veya limon sarısı epidotlar ile çevrelenmiştir. Mercceksi tiplerde (5-200 cm) flogopitlere karbonat oluşumları eşlik etmektedir. Tabakalı/bantlı tiplerdeki flogopit seviyeleri 5-50 cm arasında değişen kalınlığa sahip olup, serpantinlerde onlarca ardalanma göstermektedir. Yeşil-siyah renkli, yer yer zonlu dokulu, camsı ve/veya inci parlaklığında, iri, yarı şeffaf ve dilinim düzlemleri boyunca birbirinden zorlukla ayrılabilen, kırılğan, çok ince (< 0.5 mm), flogopit levhaları/pulları üst üste dizilerek 1-5 cm kalınlıkta gülbenzeri paketler oluşturmaktadır. Ağsı yapılı serpantinlerde flogopitlere ek olarak genellikle tabakalanmaya paralel, çoğunlukla karbonat, ender olarak brusitlerden oluşan seviyelere (1-50 cm) de sıklıkla rastlanılmaktadır. Serpantin jeodlarının (20-50 cm) merkezinde yumuşak, kolayca bükülebilen pamuksu lifsi aktinolit-benzeri güncel oluşumlar ve çevresinde iri kristalli kalsit ve kuvars oluşumları bulunmaktadır. Kahverengi ofikarbonatlarda yumrumsu (5-50 cm) ve breşik yapılı Fe oksit-flogopit oluşumları gözlenmektedir.



Şekil 3. Serpantinit (a-e) ve granitoyid (f) ana ve yan kayaçlı flogopit oluşumları; (a) Saçınımlı tip, (b) Yumru tipi, (c) Mercek tipi, (d) Tabaka tipi, (e) Flogopitli serpantinit ve granitoyid arasındaki sınır ilişkisi, (f) Granitoyidlerin soğuma çatlaklarında ardalanmalı flogopit seviyeleri.

Figure 3. Phlogopite occurrences within the serpentinite (a-e) and granitoid (f) types of host- and wall-rocks; a) Lenticular type, b) Nodular type, c) Layered type, d) Boundary relation between serpentinite with phlogopite and granitoid, e) Alternation of phlogopite levels within the cooling cracks of granitoid.

Flogopitli serpantinler sıklıkla granitoidik kayalar ile sınır oluşturmaktadır (Şekil 3e). Granitoidlerin soğuma çatlaklarında kalın (5-30 cm) ve ince (1-10 cm) ardalanmalar biçiminde Fe-oksitlerin eşlik ettiği flogopit oluşumları yaygındır (Şekil 3f). Granitoidlere yakın pirometasomatik zonlarda flogopitlere eşlik eden beyazımsı yohansenit oluşumları da gözlenmektedir. 5-10 cm uzunluğundaki yohansenit iğneleri ışınal yumrular (20-50 cm) oluşturmakta ve açık yeşil-sarı epidotlar ile sarılmaktadır.

İNCE-KESİT PETROGRAFİSİ

Ultramafik Plütonik Kayalar

Güneş Ofiyoliti'ne ait ultramafik plütonik kayalar; holokristalin-hipidiyomorf taneler dokuya sahip bu kayaların ana bileşenlerini olivin, klino- ve ortopiroksen (ojit, enstatit), bazı kesitlerde ise flogopit ve plajiyoklaz oluşturmaktadır. Tali mineralleri zirkon, titanit, apatit ve opak mineraller temsil etmektedir. Bozuşma (alterasyon) ürünleri olarak klinoamfibol (aktinolit), fillosilikat (kil, serpantin ve klorit) ve epidot mineralleri bulunmaktadır. Kalsit ise gözenek ve çatlakları doldurmakta, bazı kesitlerde kuvars eşlik etmektedir. Dokusal özellikleri, mineral türleri ve bollukları verilen bu kayalar vebsterit (orto-klinopiroksenit), klinopiroksenit, dünit (olivin peridotit) ve verlit (klinopiroksen-olivin peridotit) biçiminde adlandırılmıştır. Flogopit ve/veya uralit ve/veya serpantin içeren bu kayalarda ilgili mineraller kayaç adlandırma ön ek olarak kullanılmıştır.

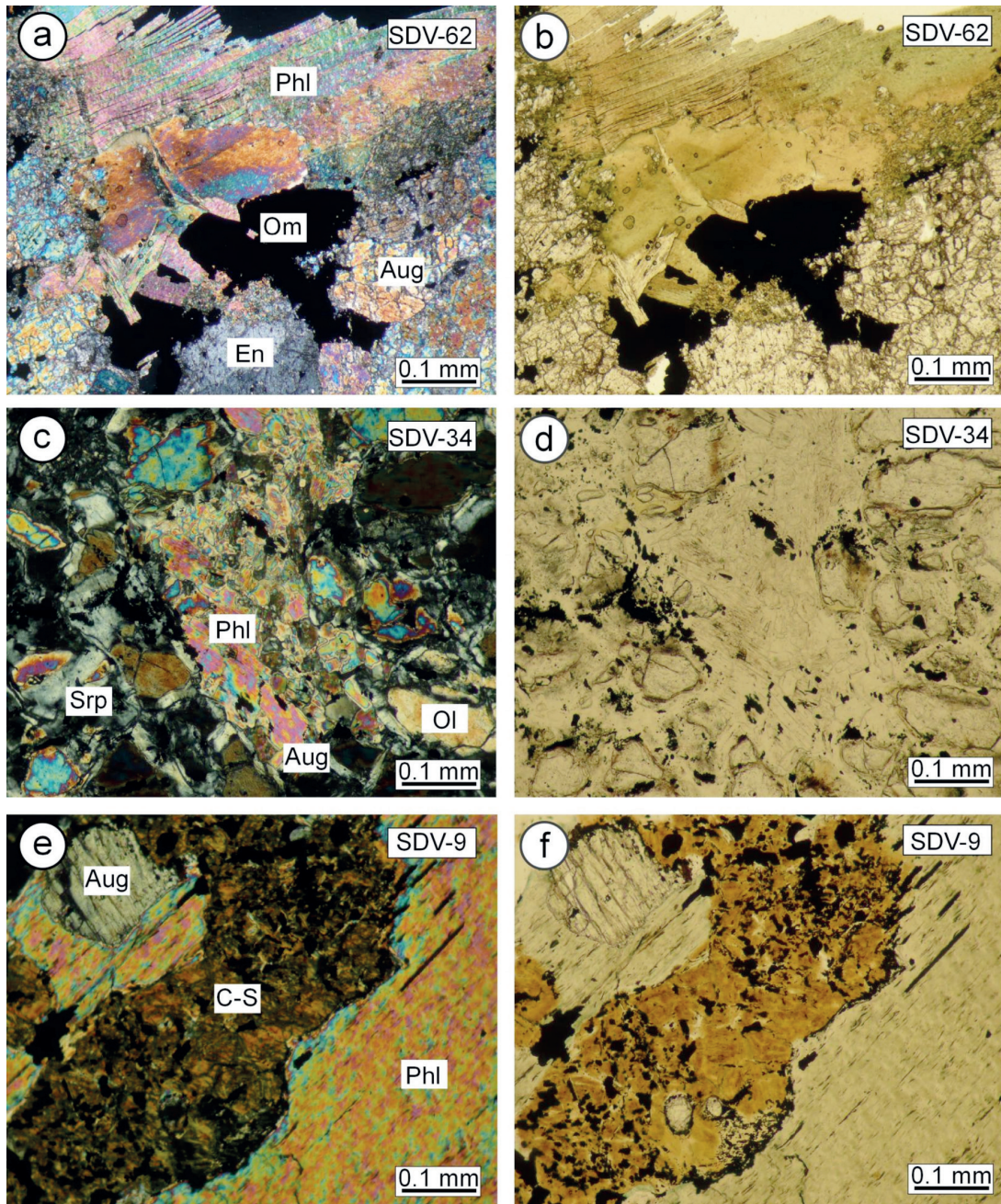
Olivinler; renksiz-hafif kahverengi, ağ dokulu olup, bazı kesitlerde yaygın serpantinleşme,

iddingsitleşme, opasitleşme ve kloritleşme göstermektedir. Ojitler; yarı özşekilli-özşekilsiz, bölünmeli (diyallag), renksiz-yer yer çok açık yeşil renkli olup; bazı kesitlerde yer yer uralitleşme (hornblend ve/veya tremolit/aktinolit), kloritleşme ve epidotlaşma göstermektedir. Enstatitler; ojitlere göre daha düşük girişim renklerine ve çatlaklara sahiptir. Plajiyoklazlar; yarı özşekilli, polisentetik ikizlenmeli ve yer yer anortit içeriği (% 77: bitovnit) yüksektir. Post-magmatik oluşumları gözenek ve çatlakları dolduran kalsit, kuvars ve yer yer optik izotrop görünümlü ve açık yeşil renkli klorit temsil etmektedir.

Flogopit mineralleri; pulsu sönme gösteren, levhamsı, renksiz-çok açık yeşil renkli, çoğunlukla iri-yer yer ince taneli mikalar olup (Şekil 4 a,b); serpantinleşmelere eşlik etmektedir (Şekil 4 c,d). Ayrıca flogopitlerde yer yer kahverengi, çok küçük yaprakçıklar biçimindeki C-S ve/veya dilinim izleri boyunca gelişmiş açık yeşil renkli klorit dönüşümlerine rastlanılmaktadır (Şekil 4 e,f).

Serpantinleşme ile İlişkili Kayalar

Serpantinler ve Lisfenitler serpantinleşmeyle ilişkili iki kayaç grubunu temsil etmektedir. Serpantinler holokristalin prototaneler dokulu ultramafiklerden (piroksenit, klinopiroksenit, dünit, verlit) türemiş olup, Wicks ve Whittaker (1977) ve Wicks ve Plant (1979) sınıflamasına göre; üç tip serpantin dokusu sergilemektedirler. Bunlar ilksel dokunun korunduğu psödomorfik (1), bütünüyle kaybolduğu nonpsödomorfik (2) ve kısmen korunduğu geçiş dokusu (3) olarak sıralanabilir.



Şekil 4. a-b) Vebsteritlerde levhamsı/yapraksı flogopitler ve çubuksu piroksenler ile flogopitleri kesen opak mineraller, c-d) Elek dokulu verlitlerde serpantinlerce kemirilmiş flogopit oluşumları, e-f) Flogopitli piroksenitlerde flogopit-C-S dönüşümleri (a-c-e: çift nikol, b-d-f: tek nikol, Ol=Olivin, Aug=Ojit, En=Enstatit, Phl=Flogopit, Srp=Serpantin, C-S=Karışık tabakalı klorit-smektit, Om=Opak mineral).

Figure 4. a-b) Platy/flaky phlogopites and prismatic pyroxenes in the websterites and phlogopites cutting the opaque minerals, c-d) Phlogopite occurrences corroded by serpentines in the websterites with mesh texture, e-f) Phlogopite-C-S transformations in the pyroxenites (a-c-e: crossed polarized light/crossed polars, b-d-f: plane polarized light, Ol=Olivine, Aug=Augite, En=Enstatite, Phl=Phlogopite, Srp=Serpentine, C-S=Mixed-layered chlorite-smectite, Om=Opaque mineral).

Bunlardan psödomorfik doku, yaygın serpantinleşmenin geliştiği ultramafiklerde elek/ağ dokusu ile temsil edilmektedir. Serpantinler; iğnemsî ve/veya levhamsı biçimlerde, cam saati dokusunda (Wicks ve O'Hanley, 1988) ve çatlaklarda şeritler halinde gözlenmektedir. Çoğu serpantinlerde tipik ağ dokusu korunmuş ve sıklıkla olivin kalıntılarına, karbonat, kuvars ve Fe-minerallerine rastlanılmıştır. Enstatitler; çubuksu, renksiz, klinopiroksen ayrışım lamelleri içermekte ve bastitleşme (bastit dokusu) göstermektedir. Az sayıdaki örnekte belirlenen hidrotalsit ve brusitler çatlak dolgusu olarak gözlenmekte olup, sırasıyla birbirine paralel iğne/ince levhalar ve levhamsı ve yer yer çatlak dolgusunda lifsi (nemalit) biçimlere sahiptir.

Lisfenitler; ofikarbonat ve birbiritler ile temsil edilmektedir. Lisfenitler; holokristalin prototanesel ve yer yer breşik ve/veya jel dokulu, mikrosparitik veya spartitik bileşenli olup, başlıca ince-iri taneli yarı özşekilli karbonat (kalsit, dolomit, siderit), kuvars, Fe-oksitler (götüt ve/veya hematit) içermektedir. Ultramafiklerden kalıntı mineraller olarak flogopit, piroksen, serpantin ve kromit ayırt edilebilmektedir. Matrikste killeşme yer yer killeşme, gözeneklerde iri taneli karbonat, gözenek ve çatlaklarda kalsedonik kuvars ve Fe-oksitler gözlenmektedir. Ofikarbonatlardaki karbonat mineralleri yer yer iri taneli, özşekilli, zonlu ve jel dokulu olup, içerdikleri karbonat mineralinin türüne göre; ofikalsidolomit ve ofidolomit olarak adlandırılmıştır. Ayrıca, bazı ince kesitlerde yaygın kayaca ön ek verecek miktarda (> % 10) flogopit, brusit ve hidrotalsit bulunmaktadır. Fe-oksit mineralleri yer yer ofidemirtaşı olarak adlandırılacak miktarlara (> % 50) da ulaşmaktadır. Birbiritler mikrosparitik

dolomitlerin yanı sıra, yaygın ince-iri taneli, özşekilsiz kalsedonik kuvars içermektedir.

Pirometasomatik Kayaçlar

Felsik plütoniklerin sokulum yaptığı karbonat-ultramafik kayaç kontaklarında, diğer bir ifadeyle üçlü skarn zonlarında ortaya çıkan pirometasomatik kayaçları, holokristalin-hipidiyomorf taneli dokuya sahip flogopitit, yohansenitit ve epidozit temsil etmektedir. Kayaçtan kayaca bollukları değişmekle birlikte; ana pirometasomatik mineralleri flogopit, aktinolit, yohansenit, epidot, skapolit ve turmalin; tali mineralleri titanit, apatit ve Fe-oksitler; kalıntı ultramafik ve felsik magmatik mineralleri plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars ve ojit; post-magmatik mineralleri ise karbonatlar oluşturmaktadır.

Pirometasomatik kayaçlardaki flogopitler; pulsü sönme gösteren, levhamsı, renksiz-çok açık yeşil renkli, çoğunlukla iri-yer yer ince taneli mikalar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 5 a,b). Bazı ince-kesitlerde zonlu dokulu altıgen flogopitlere de rastlanılmıştır (Şekil 5 c,d). Flogopitlerin dilinim izleri boyunca ve gözeneklerde açık yeşil renkli kloritleşmeler gözlenmektedir (Şekil 5 e,f). Aktinolit mineralleri; yer yer kloritleşme ve epidotlaşma göstermekte, çoğunlukla iğnemsî, daha az çubuğumsu-prizmatik biçimlidir. Skapolit mineralleri; yer yer killeşme ve epidotlaşma sergilemekte, özşekilsiz ve mineralleri çevreler şeklinde gözlenmektedir. Epidot mineralleri; özşekilsiz, genellikle pistazit (canlı girişim renkli, sarımsı renkli) olmak üzere klinozoyisit (eğik sönme, gri-anormal mavi girişim renkli, renksiz) ve ender olarak da zoyisit (paralel sönme, gri-anormal mavi girişim renkli, renksiz) türleri ile

temsil etmektedir. Yohansenit mineralleri; renksiz, ince-iri taneli, ışınal-çubuksu biçime sahiptir. Granitoid kontaklarında gelişmiş çubuksu, mavi-yeşil şörl türü turmalinler bulunmaktadır. Demiroksit (manyetit, hematit) oluşumlarını temsil eden opak mineraller; özşekilli-yarı özşekilli, siyah renkli, yer yer flogopitlerin dilinim düzlemlerinde gelişmiştir.

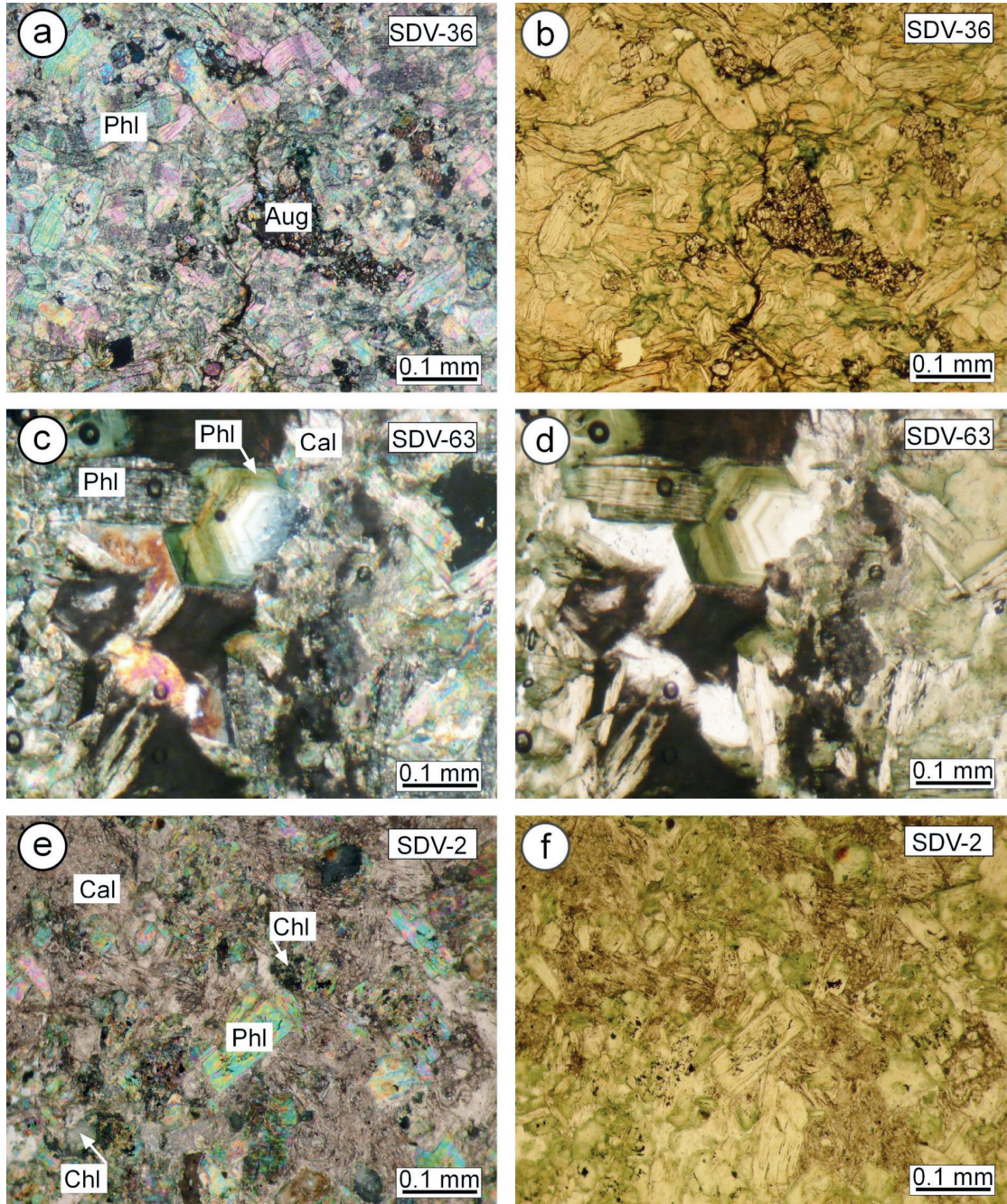
X-IŞINI MİNERALOGİSİ

Serpantinleşme ile ilişkili kayaçların (serpantinit ve lisfenit) bozuşma ürünlerini temsil eden karbonat (kalsit, dolomit, siderit, hidrotalsit), kuvars, Fe-oksitler (götit, hematit, pirit, markasit), brusit ve fillosilikat mineralleri XRD yöntemiyle tanımlanmıştır. Fillosilikat mineralleri; serpantin, illit/flogopit, smektit, klorit, talk, karışık tabakalılar (I-S, C-S ve I-V) ile temsil edilmektedir. En yaygın fillosilikat birlikteliğini serpantinitlerde serpantin + flogopit ve/veya smektit ve/veya klorit oluşturmaktadır. Pirometasomatik kayaçların (flogopitler) metasomatizma ile ilişkili minerallerini flogopit, aktinolit, epidot, yohansenit, skapolit, şörl ve Fe-oksitler (manyetit, hematit, pirit, markasit); kalıntı magmatik fazı ise piroksen ve feldispatlar oluşturmaktadır. Post-pirometasomatik ürünler ise karbonat (kalsit,

dolomit) ve kuvars mineralleridir. Pirosomatik ve/veya post-pirosomatik fillosilikatlar; illit/flogopit, smektit, klorit, serpantin ve karışık tabakalılar (I-S, C-S ve I-V) içermektedir.

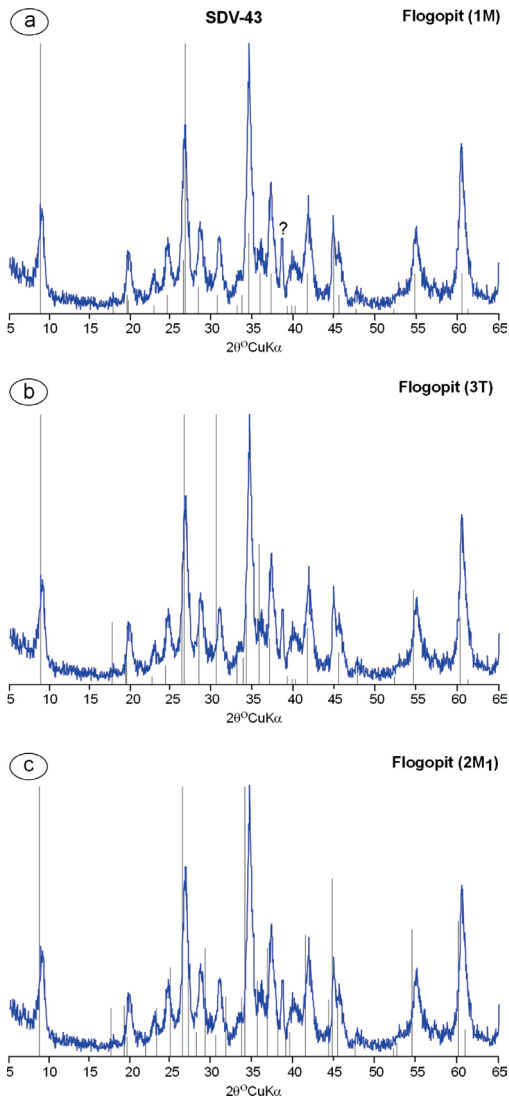
Fillosilikat minerallerinin d_{060} ölçümleri; flogopit, serpantin ve smektitlerin trioktahedral, karışık tabakalı I-S minerallerinin dioktahedral bileşime sahip olduklarını göstermiştir. Flogopitce zengin örneklerde karışık tabakalı illit-smektit (I-S) mineralleri de bulunmaktadır. I-S piklerinin NEWMOD ve WINFIT programları yardımıyla çözümlenmesi ile bu mineralin flogopitlerde % 30, serpantinitlerde % 50 illit bileşeni içerdiği saptanmıştır.

Saf flogopit, flogopit-vermikülit (P-V) ve serpantin içeren 7 örnekte politipi incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Flogopitler Bailey (1980) tarafından verilen ayırtman pik değerleri ve şiddetlerine göre; $2M_1$ ve $3T$ politiplerine ait zayıf pikler bulunmasına karşın, çoğunlukla $1M$ (bir tabakalı monoklinik) politipini temsil etmektedir (Şekil 6). $1M$ politipini karakterize eden ayırtman pikler 4.59, 4.55, 3.92, 3.65, 3.39, 3.144 ve 2.513 Å olarak sıralanabilir.



Şekil 5. a-b) Flogopitlerde levhamsı/yapraksı flogopit ve çubuksu ojitler, c-d) Flogopitlerde levhamsı/yapraksı ve c-kristalografik eksenine dik özşekilli ve zonlu flogopitler, e-f) Flogopitlerde levhamsı/yapraksı flogopit, özşekilsiz kalsit ve gözeneklerde kloritler (a-c-e: çift nikol, b-d-f: tek nikol). Phl=Flogopit, Aug=Ojit Cal=Kalsit, Chl=Klorit).

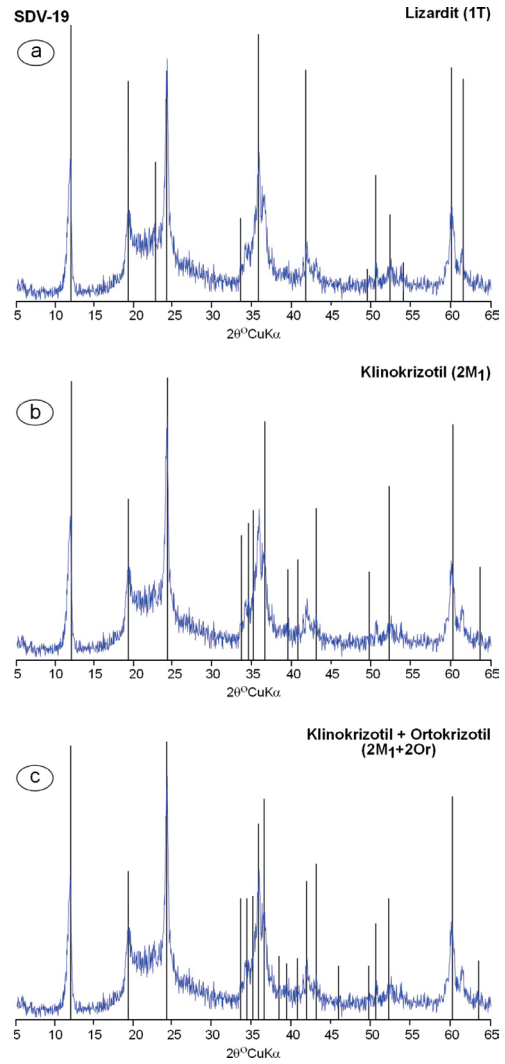
Figure 5. a-b) Platy/flaky phlogopite and prismatic augites in the phlogopitites, c-d) Platy/flaky, zoned and euhedral with perpendicular to c-crystallographic axis phlogopites in the phlogopitites, e-f) Platy/flaky phlogopite, unehedral calcite and chlorites in the pores of the phlogopitites (a-c-e: crossed polarized light/crossed polars, b-d-f: plane polarized light, Phl=Phlogopite, Aug=Augite, Cal=Calcite, Chl=Chlorite).



Şekil 6. Flogopit politiplerinin karşılaştırılmalı yönlenmemiş X-ışınları toz desenleri; a) 1M, b) 3T, c) 2M₁.

Figure 6. Comparative unoriented X-rays powder patterns of phlogopite polytypes; a) 1M, b) 3T, c) 2M₁.

Serpantin mineralleri, Bailey (1988) tarafından önerilen ayırtman pikler (2.50, 2.15 ve 1.80 Å) ve göreceli şiddetlerine göre C-yapısal grubunu; 1.74 ve 1.80 Å ayırtman piklerinin varlığı ve 2.15, 2.66, 3.67 ve 3.91 ve 4.60 Å'daki piklerinin daha şiddetli olması nedeniyle 1M politipini (lizardit) yansıtmaktadır (Şekil 7).



Şekil 7. Serpantin politiplerinin karşılaştırılmalı yönlenmemiş X-ışınları toz desenleri; a) Lizardit (1T), b) Klinokrizotil (2M₁), c) Klino-+Orto-krizotil (2M₁+2Or).

Figure 7. Comparative unoriented X-rays powder patterns of serpentine polytypes; a) Lizardite (1T), b) Clinochrysotile (2M₁), c) Clino-+Ortho-chrysotile (2M₁+2Or).

FİLLOSİLİKAT JEOKİMYASI

Ana ve İz Element Jeokimyası

Fillosilikat minerallerinin (flogopit, flogopit-vermikülit/P-V, serpantin) ana element içerikleri ve minerallerin birim-hücre bileşimleri Çizelge 1,

iz element içerikleri ise Çizelge 2’ de sunulmuştur. Kuluncak yöresine ait serpantinit-ana kayaçlı flogopit ve P-V (Yalçın ve diğ., 2009); ayrıca Kuraçalı yöresine ait mafik/ultramafik plütonik-ana kayaçlı flogopit (Toksoy-Köksal ve diğ., 2001) ve Yıldızeli yöresine ait mafik/ultramafik plütonik-ana kayaçlı flogopit ve P-V örnekleri (Yalçın ve Yeşildağ., 2009; Oflu ve diğ., 2010) de karşılaştırma amacıyla eklenmiştir.

Divriği flogopitlerinin oksit bileşimleri, teorik flogopit ($K_2Mg_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$)-biyotit ($K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$) serisi uç üyelerinin oksit bileşimlerinden kısmen farklılık göstermektedir:

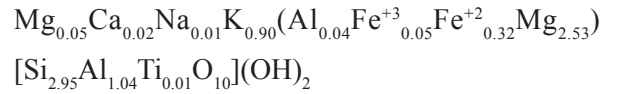
İdeal flogopit ($K_2O=11.29$ $MgO=28.98$
 $SiO_2=43.19$ $Al_2O_3=12.22$ $H_2O=4.32$)

İdeal biyotit ($K_2O=9.20$ $FeO=42.11$
 $SiO_2=35.21$ $Al_2O_3=9.96$ $H_2O=3.52$)

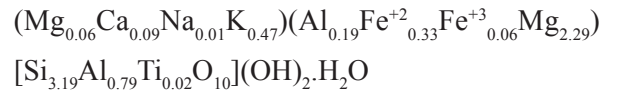
Divriği flogopiti ($K_2O=9.40-9.73$ $MgO=24.04-25.45$
 $SiO_2=40.68-40.88$ $Al_2O_3=12.49-12.77$
 $H_2O=2.36-6.87$)

Kil minerallerinin ana bileşimine katılan oksitlerin üçgen diyagramdaki dağılımları Şekil 8’de sunulmuştur. SiO_2 - MgO - $Al_2O_3+tFe_2O_3$ diyagramında flogopit ve P-V üçgenin yaklaşık ortasında SiO_2 - $Al_2O_3+tFe_2O_3$ çizgisine daha yakın yer almaktadır. MgO - $Al_2O_3-tFe_2O_3$ üçgen diyagramında ise orta-üst kesiminde ve MgO - Al_2O_3 çizgisine yakın dağılım göstermektedir. Her iki üçgen diyagramında Yıldızeli ve Kuraçalı plütonik-ana kayaçlı flogopitler birbirine benzer; buna karşın Divriği ve Kuluncak serpantinit-ana kayaçlı olanlardan belirgin bir biçimde ayrılmaktadır.

Yapısal formül hesaplamaları smektit ve I-S mineralleri için 11, serpantin için 7 oksijen atomuna göre yapılmıştır (Weaver ve Pollard, 1973). Tipik trioktahedral bileşimdeki Divriği flogopitleri; tetrahedralde Si-Al, oktahedralde bolluk sırasına göre Mg-Fe-Al substitüsyonlarına sahiptir. Toplam oktahedral katyon miktarı 2.94-2.96 ve $Mg/(Mg+Fe)$ oranı 0.86-0.92 olup, yapraklar arasında bulunan ana katyon K ve tali katyon Mg’dur. Diğer bir ifadeyle, flogopitlerin biyotit bileşeni düşüktür (% 8-14). Kuluncak yöresine ait serpantinit-ana kayaçlı flogopitlere oldukça benzer; Yıldızeli mafik/ultramafik-ana kayaçlı ve mafik-ana kayaçlı Kuraçalı flogopitlerine göre Al ve Fe’ce fakir, buna karşın Mg’ca daha zengindir. Ortalama birim hücre bileşimine göre; Fe-Al flogopit olarak adlandırılabilir:



Divriği ultramafik-ana kayaçlı P-V; Kuluncak serpantinit-ana kayaçlı P-V’e göre Fe’ce zengin ve Al’ca fakir; Yıldızeli mafik/ultramafik-ana kayaçlı P-V’e göre hem Fe hem de Al’ca fakir, buna karşın Mg’ca zengin olup; birim-hücre bileşimi aşağıda verilmiştir:



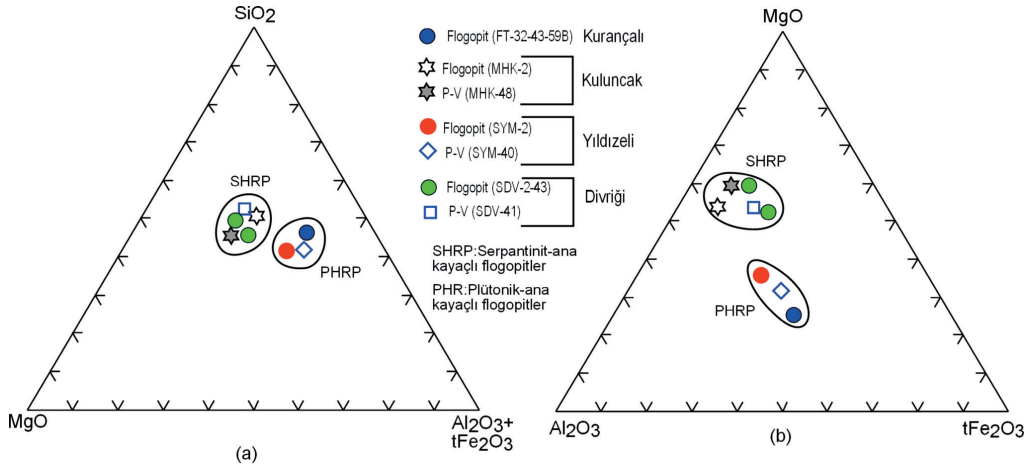
Çizelge 1. Fillosilikat minerallerinin ana element kimyasal ve birim-hücre bileşimleri.**Table 1.** Major element chemical and unit-cell compositions of phyllosilicate minerals.

Yöre	Divriği				Yıldızeli		Kuluncak		Kuraçalı
Örnek/ Element	Flogopit		P-V	Serpantin	Flogopit	P-V	Flogopit	P-V	Flogopit
Oksit %	SDV-2	SDV-43	SDV-41	SDV-55	SYM-2	SYM-40	MHK-2	MHK-48	FT-32- 43-59B
SiO ₂	40.68	40.88	43.50	37.99	34.89	33.98	43.18	38.46	39.52
TiO ₂	0.245	0.151	0.336	0.014	2.699	2.801	0.122	0.365	2.77
Al ₂ O ₃	12.77	12.49	11.31	0.86	16.99	15.43	15.04	13.87	15.21
SFe ₂ O ₃	8.92	5.00	6.99	7.30	12.69	15.21	3.59	4.06	17.79
MnO	0.035	0.041	0.055	0.107	0.121	0.130	0.040	0.033	
MgO	24.04	25.45	21.50	39.29	16.92	14.20	21.59	26.30	12.22
Cr ₂ O ₃				0.27					
NiO				0.15					
CaO	0.27	0.50	1.18	0.07	0.53	1.71	0.10	0.10	0.29
Na ₂ O	0.09	0.15	0.08	<0.01	0.43	0.31	0.30	0.27	0.25
K ₂ O	9.73	9.40	5.02	0.02	8.73	4.89	8.96	6.52	8.69
P ₂ O ₅	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	0.03	0.01	<0.01	
LOI	2.36	6.87	10.83	15.16	4.69	10.89	6.84	11.03	2.71
Total	99.15	100.90	100.80	101.25	98.75	99.58	99.77	101.02	99.45
Si	2.91	2.99	3.19	1.83	2.61	2.68	3.07	2.83	2.88
Ti	0.01	0.01	0.02		0.15	0.17	0.01	0.02	0.15
Al ^{IV}	1.08	1.00	0.79	0.05	1.50	1.43	1.26	1.20	1.31
Fe ^{IV}				0.12					
TC	1.08	1.00	0.79	0.17	1.50	1.43	1.26	1.20	1.31
Al ^{VI}		0.08	0.19						
Fe ⁺³	0.07	0.04	0.06	0.15	0.11	0.17	0.03	0.03	0.33
Fe ⁺²	0.41	0.23	0.33		0.68	0.81	0.18	0.21	0.72
Mn					0.01	0.01	0.00	0.00	
Cr				0.01					
Ni				0.01					
Mg	2.48	2.59	2.29	2.75	1.89	1.67	2.29	2.89	1.33
TOC	2.96	2.94	2.87	2.92					
OC	0.01	0.00	0.01						
Mg	0.08	0.03	0.06	0.08					
Ca	0.02	0.02	0.09		0.04	0.14	0.01	0.01	0.02
Na	0.01	0.01	0.01		0.06	0.05	0.30	0.04	0.04
K	0.89	0.91	0.47		0.83	0.49	0.81	0.61	0.81
ILC	1.10	1.02	0.78	0.16	7.89	7.64	7.96	7.84	7.59
TLC	1.09	1.00	0.80	0.15					
Mg/Fe	6.05	11.26	6.94		2.78	2.06	12.72	13.76	1.85
Mg/(Mg+Fe)	0.86	0.92	0.87		0.74	0.67	0.93	0.93	0.65

SFe₂O₃:Toplam Fe, LOI (Loss in Ignition):Ateşte Kayıp, <:Tesbit sınırının altındaki değerler, TOC:Toplam oktahedral katyon, OC:Oktahedral yük, ILC:Yapraklararası yük, TLC:Toplam yaprak yükü

Çizelge 2. Fillosilikat minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri.**Table 2.** Trace element chemical compositions of phyllosilicate minerals.

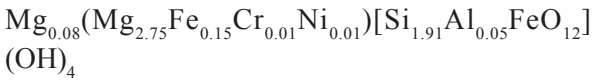
Yöre Örnek/ Element ppm	Divriği				Yıldızeli		Kuluncak	
	Flogopit		P-V	Serpantin	Flogopit	P-V	Flogopit	P-V
	SDV-2	SDV-43	SDV-41	SDV-55	SYM-2	SYM-40	MHK-2	MHK-48
Cr	50	<20	<20	1840	40	<20	<20	70
Ni	110	90	140	1960	160	120	144	340
Co	29	38	59	108	93	69	77	25
Sc	2	<1	<1	8	10	9	6	3
V	31	19	47	30	385	331	30	51
Cu	<10	<10	<10	<10	50	40	<10	<10
Pb	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5
Zn	30	40	50	40	160	120	63	90
Bi	<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
Sn	5	10	14	<1	1	3	4	4
W	2.0	7.4	56.1	0.8	236	18.2	1.7	69.9
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	<2
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sb	0.4	1.9	1.8	1.1	1.5	<0.2	<0.2	<0.2
Ge	1.0	0.8	2.1	1.2	0.7	0.7	0.6	0.5
Be	<1	<1	2	<1	1	1	<1	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	993	988	499	2	482	278	565	377
Cs	35.3	28.5	17.9	0.4	14.3	10.7	11.2	7.2
Ba	399	101	64	<3	8320	3722	4660	1240
Sr	30	4	10	<2	125	127	18	26
Tl	1.29	1.16	0.58	<0.05	2.80	1.52	0.59	0.30
Ga	11	13	14	1	15	15	5	15
Ta	0.69	0.48	0.82	<0.01	0.48	0.75	1.65	0.68
Nb	10.1	9.6	13.1	<0.2	6.5	9.3	41.3	14.1
Hf	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	0.5	0.7	0.3	<0.1
Zr	20	3	2	1	20	24	4	3
Y	1.0	<0.5	0.5	<0.5	0.8	1.3	<0.5	<0.5
Th	1.11	3.73	0.11	0.05	0.69	0.25	0.14	0.07
U	2.06	0.66	2.26	0.08	0.24	0.10	0.25	0.08
La	1.70	0.94	0.90	0.08	2.76	2.00	0.35	<0.05
Ce	3.58	1.96	1.39	0.19	4.70	1.92	0.48	0.44
Pr	0.38	0.2	0.13	0.02	0.57	0.53	0.04	0.04
Nd	1.48	0.72	0.49	0.17	1.78	2.03	0.13	0.20
Sm	0.29	0.15	0.10	0.07	0.34	0.45	0.02	0.07
Eu	0.029	0.034	0.028	0.020	<0.005	0.039	<0.005	<0.005
Gd	0.23	0.13	0.12	0.09	0.23	0.41	0.03	0.05
Tb	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.05	<0.01	<0.01
Dy	0.18	0.08	0.09	0.06	0.13	0.23	0.01	0.04
Ho	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	<0.01	<0.01
Er	0.10	0.04	0.06	0.05	0.06	0.11	0.01	0.03
Tm	0.021	0.009	0.013	0.013	<0.005	0.020	<0.005	<0.005
Yb	0.14	0.07	0.10	0.11	0.05	0.10	0.02	0.03
Lu	0.018	0.008	0.014	0.019	0.009	0.019	<0.002	0.006



Şekil 8. Fillosilikat minerallerinin üçgen diyagramlarda ana element oksit dağılımları; a) $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{+tFe}_2\text{O}_3$, b) $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-tFe}_2\text{O}_3$.

Figure 8. The distributions of major element oxides in the phyllosilicate minerals in the triangular diagrams; a) $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{+tFe}_2\text{O}_3$, b) $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-tFe}_2\text{O}_3$.

Serpantinlerde Si-Al-Fe tetrahedral süstitüsüyonu derece düşüktür. Oktahedral yer değıştirme Mg-Fe biçimindedir. Yapraklar arasında yer alan katyon olan Mg ihmal edilebilir düzeydedir. Ortalama serpantin bileşimi aşağıda verilmiş olup; Wicks ve O’Hanley’in (1988) tanımlamalarına göre Fe-lizardit olarak adlandırılmıştır:

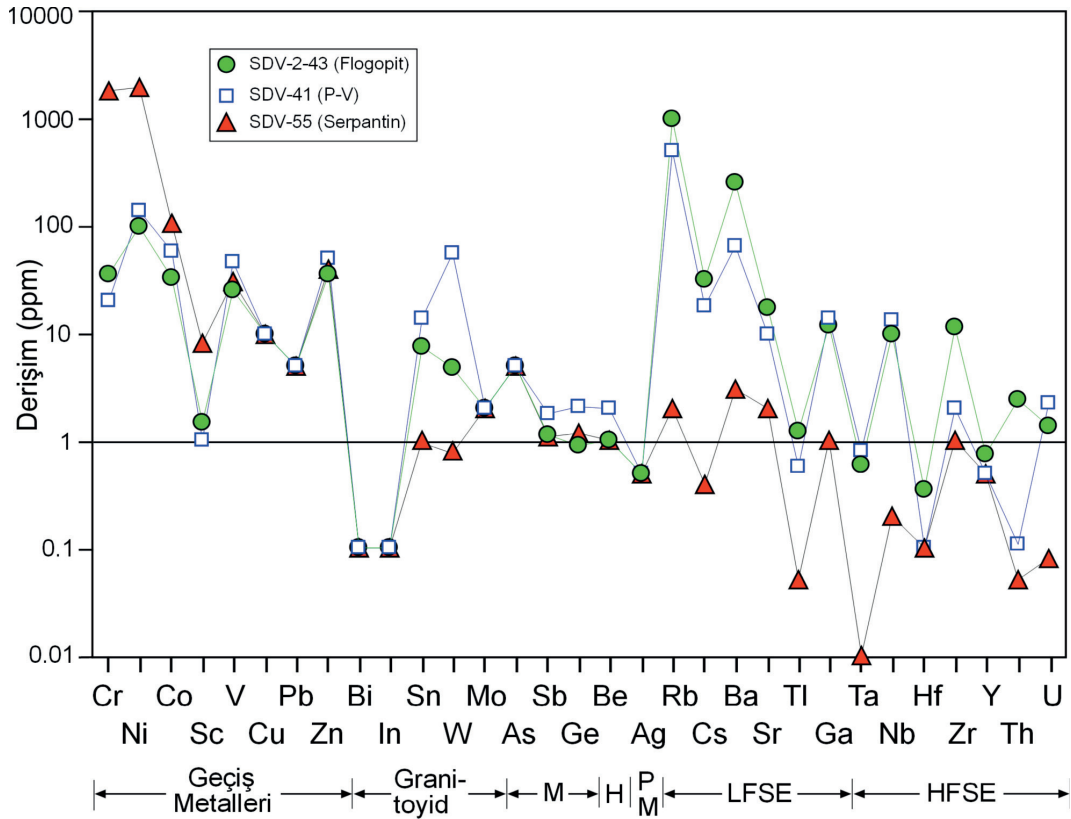


FillosilikatminerallerininNTEhariç, diğere eser element içerikleri normalleştirme bileşeni 1 ppm alınarak karşılaştırmalı olarak Şekil 9 da sunulmuştur. Toplam eser element konsantrasyonu serpantin (4024 ppm) - flogopit (1597)- P-V (1040 ppm) yönünde azalmaktadır. Diğere bir ifadeyle, elementsel süstitüsüyon serpantinde en çok, P-V de en az düzeyde gerçekleşmektedir. Ancak, flogopit ve P-V yapısında K’u izleyen oldukça yüksek Ba ve Rb; serpantin de ise Cr ve Ni derişimleri hariç tutulduğunda; diğereilerinin miktarı genellikle düşük kalmaktadır.

Geçiş metallereinden Cr, Ni, Co ve Sc serpantin; granitoid ve karışık davranışlı elementler P-V, kalıcılığı düşük (düşük çekim

alanlı) ve kalıcılığı yüksek (yüksek çekim alanlı) elementler ise flogopit yapısında zenginleşmektedir. Bazı fillosilikatlarda artmakla birlikte en az derişime sahip elementler Pb, Bi, In, Mo, As, Sb ve Ag dir.

Divriği ultramafik-ana kayaçlı flogopit, P-V ve serpantinlerin yanı sıra, Kuluncak yöresine ait serpantin-ana kayaçlı flogopit ve P-V (Yalçın ve diğ., 2009) ile Yıldızeli yöresine ait mafik/ultramafik plütonik-ana kayaçlı flogopitlerin kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımı Şekil 10’da verilmiştir. Ayrıca, diyagrama karşılaştırma amacıyla Kuzey Amerikan Şeyl bileşimi (North American Shale Composite-NASC: Nb ve Y Condie, 1993; diğere elementler Gromet ve diğ., 1984) de eklenmiştir. Kondrit değıerlerine göre; genellikle minerallerin desenleri birbirinden ve NASC’den ayrılmakta olup; belirgin bir ayrılma / farklılaşma sunmaktadır. Divriği flogopitlerinde P, Eu, Tb, Y ve Yb; P-V’de P, Hf, Zr, Sm, Eu, Tb, Y ve Yb için fakirleşme / tüketilme (28 kat P), diğere elementler için zenginleşme (170-283 kat U) gözlenmektedir. Th, P ve Eu tüm mineral fraksiyonlarında belirgin negatif, Ba ve Ti pozitif anomali oluşturmaktadır.

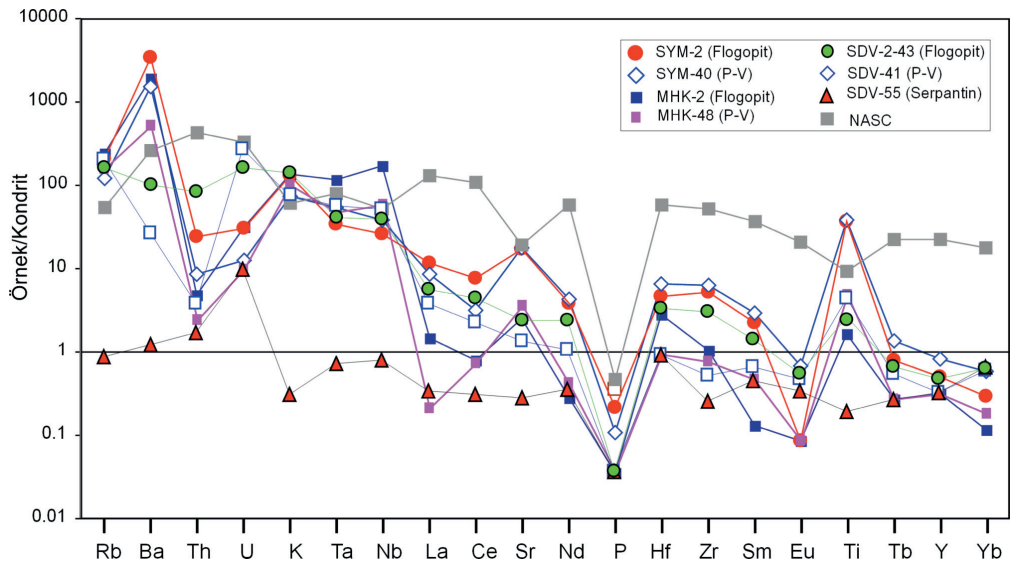


Şekil 9. Fillosilikat minerallerinin eser element içeriklerine göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler).

Figure 9. The distributions of trace element contents in the phyllosilicate minerals (M=Miscellaneous elements, H=Halogen elements, PM=Precious metals, LFSE=Low field strength elements, HFSE=High field strength elements).

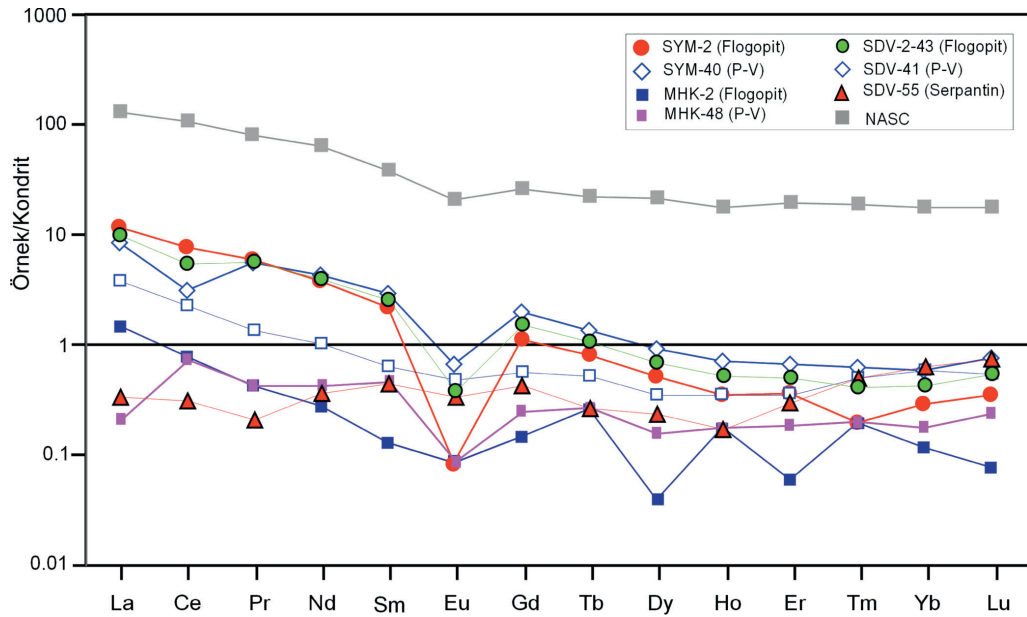
Divriği ultramafik-ana kayaçlı flogopit, P-V ve serpantinlerin yanı sıra, Kuluncak yöresine ait serpantin-ana kayaçlı flogopit ve P-V (Yalçın ve diğ., 2009) ile Yıldızeli yöresine ait mafik/ultramafik plütonik-ana kayaçlı flogopitlerin NTE içerikleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 11). Diyagrama NASC değerleri (Ho ve Tm için Haskin ve diğ., 1968, diğerleri için Gromet ve diğ. (1984) de eklenmiştir. Kondrite göre; flogopit-P-V-serpantin yönünde

Σ NTE derişimlerinde belirgin artma olup, minerallerin desenleri birbirinden ayrılmakta ve ayrımlaşmayı işaret etmektedir. Ayrıca Divriği flogopit ve P-V için genellikle ağır NTE (ANTE) derişimleri; hafif NTE'ye (HNTE) göre bir artma göstermekte (La için 4-10 kat zenginleşme); flogopitte HNTE, P-V'de orta NTE (ONTE)-HNTE için bir fakirleşme (Eu için 2-3 kat) gözlenmektedir. Tüm mineral fazlarında Eu için belirgin negatif; Gd için pozitif anomali tipiktir.



Şekil 10. Fillosilikat minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).

Figure 10. The chondrite-normalized trace element patterns of the phyllosilicate minerals (Chondrite: Sun and McDonough, 1989; Nb and Y for NASC: Condie, 1993; other elements: Gromet et al., 1984).



Şekil 11. Fillosilikat minerallerinin kondrit-normalize NTE bollukları (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC için Ho ve Tm: Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).

Figure 11. The chondrite-normalized REE patterns of the phyllosilicate minerals (Chondrite: Sun and McDonough, 1989; Ho and Tm for NASC: Haskin et al., 1968, other elements: Gromet et al., 1984).

İz elementlerin, özellikle de NTE'nin içeriği ve dağılımı ana kayaç, yüzeysel bozunma ortamındaki fizikokimyasal koşullar ve sedimanter süreçler konusunda önemli bilgiler sunduğu bilinmektedir (Fleet, 1984; McLennan, 1989). Deniz suyunda kuvvetli bir şekilde ayrımlaşma gösteren Na, Mg, K, Sr, Ca, U ve Rb gibi elementler sedimanter süreçler sırasında hareketli olduklarından provenansın anlaşılmasında 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 elementleri sedimanlar içerisine taşınmaları sırasındaki bileşimlerine benzerdir ve provenansın doğası hakkında önemli bilgiler verirler (McLennan, 1989). Bu çerçevede düşünüldüğünde; özellikle NTE açısından Divriği flogopit ve P-V'leri; Kuluncak ve P-V'lerine göre daha fazla ayrımlaşma göstermekte, diğer bir ifadeyle farklı bir köken kayacı ve/veya oluşum sürecini işaret etmektedir. Buna karşın Yıldızeli flogopit ve P-V'lerine oldukça benzerdir.

Duraylı İzotop Jeokimyası

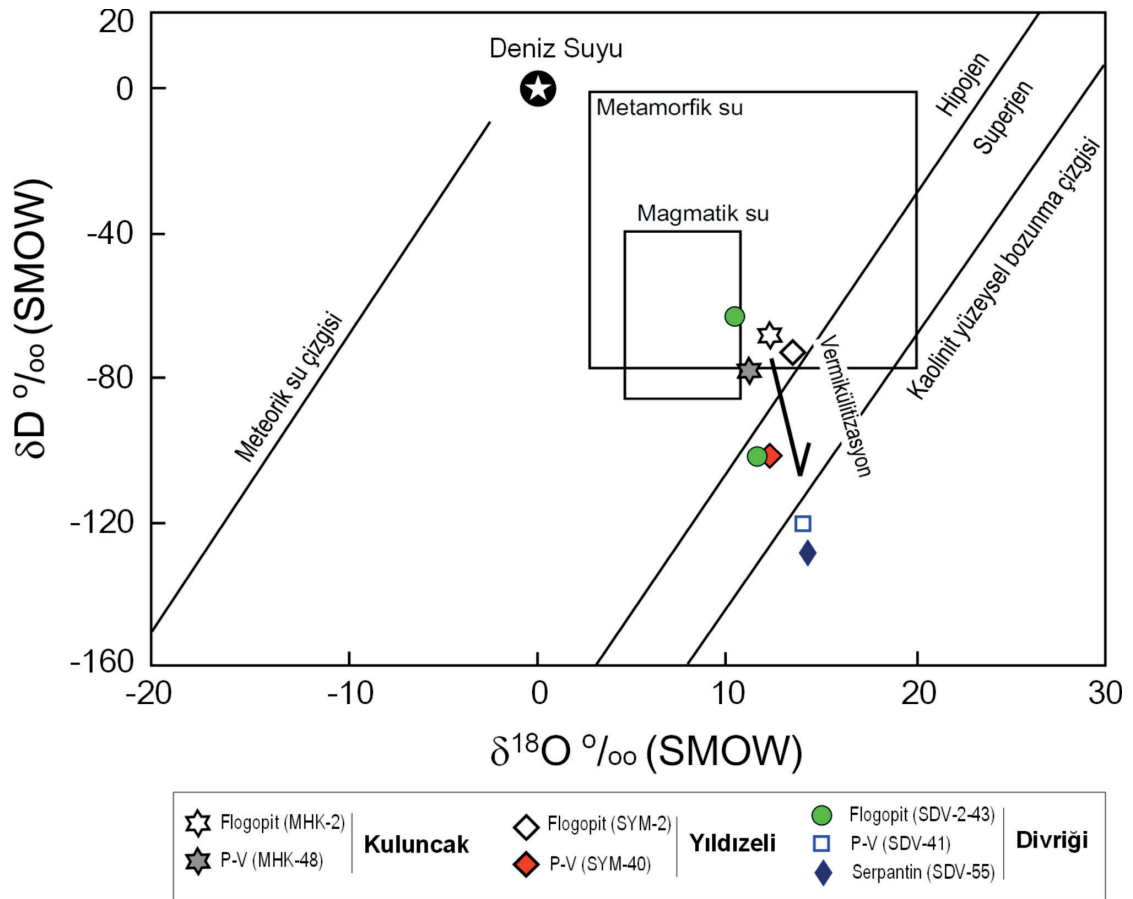
Bu incelemeler; jeotermometre ve sıvı-kayaç etkileşiminin izlerini saptamak amacıyla genellikle iki alanda uygulanmaktadır. Birincisi, oluşum sıcaklıkları ile ilişkili iki faz arasındaki ayrımlaşmayı, ikincisi ise sıvı veya kayaç protolitlerinin kaynağını değerlendirmek için sıvı veya kayacın izotopik bileşimini esas almaktadır.

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri 2 adet flogopit (SDV-2 ve SDV-43), 1 adet P-V (SDV-41) ve 1 adet serpantin (SDV-55) olmak üzere 4 saf kil fraksiyonu üzerinde gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3). Flogopitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ +10.6-11.8 (SMOW), δD değerleri ‰ -64 - -102 (SMOW), P-V'in değeri ise sırasıyla

$\delta^{18}\text{O} = \text{‰} +14.2$ (SMOW) ile $\delta\text{D} = \text{‰} -121$ olarak belirlenmiştir. Bu değerler, Kuluncak ve Yıldızeli yörelerine ait serpantinit- ve ultramafik-ana kayaçlı sırasıyla flogopit ve P-V'e göre bir örnekte düşük ve diğer örnekte yüksek olmakla birlikte, kısmen benzerdir. Divriği yöresi flogopit ve P-V için $\delta^{18}\text{O}$ değerleri manto ($\sim \text{‰} 5.7$: Kyser, 1986), MORB ($\text{‰} 5.2-6.4$: Eiler ve diğ., 2000) değerlerine göre daha yüksek; buna karşın kıtasal kökenli granitlere ($> \text{‰} 10$: Taylor, 1968) benzerdir. Diğer bir ifadeyle; magmatik kayaçların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri artan silisyumla veya kıtasal kabuk etkileşimiyle birlikte artmaktadır.

Fillosilikat minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ 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 suyu noktası, meteorik su, süperjen-hipojen, kaolinit alterasyon çizgileri, ayrıca Kuluncak (Yalçın ve diğ., 2009) ve Yıldızeli (Yalçın ve Yeşildağ, 2009) flogopit ve P-V verilerini de içerecek biçimde Şekil 12 de topluca verilmiştir.

İncelenen örneklerden flogopitler hipojen ve süperjen; buna karşın P-V ve serpantin ise kaolinit yüzeysel bozunma çizgisinin altında yer almaktadır. Kuluncak yöresinden elde edilen veriler ile artan δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri flogopitleşme; buna karşın Yıldızeli ve Divriği yöresinden elde edilen veriler ile azalan δD ve kısmen artan $\delta^{18}\text{O}$ değerleri vermikülitleşme yönelimini vermektedir. Ayrıca, Divriği yöresi flogopit ve P-V ile serpantin minerallerinin farklı δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri; flogopitleşme, vermikülitleşme ile serpantinleşmenin farklı zaman ve mekanizmalar ile oluştuğuna işaret etmektedir.



Şekil 12. Flogopit minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD diyagramındaki dağılımları (Ok: Flogopit-P-V yönündeki izotopsal farklılaşmayı göstermekte, Kaolinit çizgisi: Sheppard ve Gilg, 1996; süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard ve diğ., 1969; Meteorik su çizgisi: Craig, 1961; Magmatik ve metamorfik su alanları: Sheppard, 1986; Kuluncak flogopit ve P-V: Yalçın ve diğ., 2009; Yıldızeli flogopit ve P-V: Yalçın ve diğ., 2009).

Figure 12. The distributions of oxygen and hydrogen compositions of phyllosilicate minerals in the $\delta^{18}\text{O}$ and δD diagram (Arrow shows isotopic differentiation in the direction of phlogopite-P-V, Kaolinite line: Sheppard and Gilg, 1996; supergene-hypogene line: Sheppard et al., 1969; Meteoric water line: Craig, 1961; Magmatic and metamorphic water fields: Sheppard, 1986; Kuluncak phlogopite and P-V: Yalçın et al., 2009; Yıldızeli phlogopite and P-V: Yalçın et al., 2009).

Çizelge 3. Fillosilikat minerallerinin duraylı izotop (d^{18}O ve dD) bileşimleri.

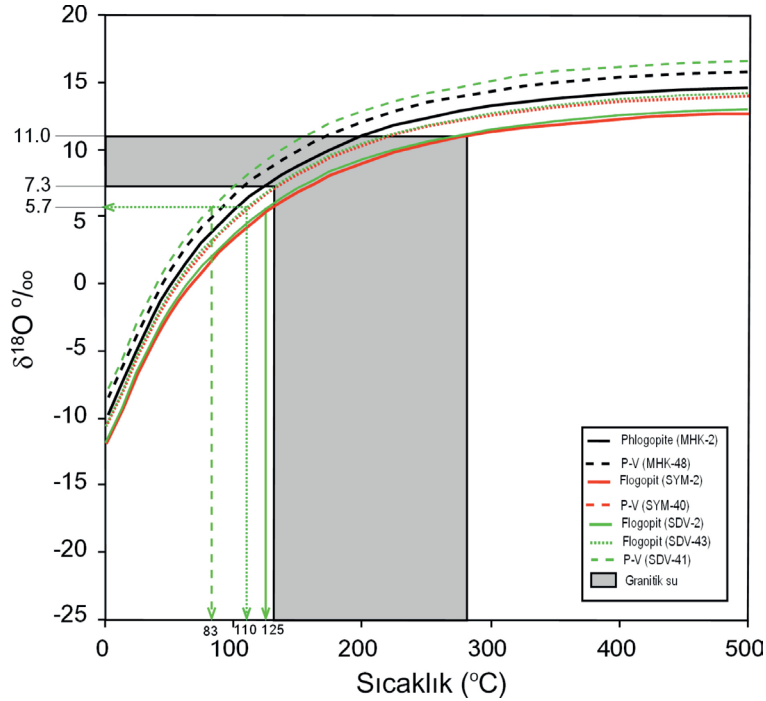
Table 3. Stable isotope compositions (d^{18}O and dD) of the phyllosilicate minerals.

Yöre	Örnek No	Ana Kayaç	Mineral	% H ₂ O	dD(SMOW)	d ¹⁸ O(SMOW)
Kuluncak	MHK-2	Ultramafik	Flogopit	5.9	-68	12.3
	MHK-48	Ultramafik	P-V	9.9	-73	13.6
Yıldızeli	SYM-2	Plütönik	Flogopit	4.8	-79	10.4
	SYM-40	Plütönik	P-V	7.4	-105	11.7
Divriği	SDV-2	Serpantinit	Flogopit	3.8	-64	10.6
	SDV-43	Serpantinit	Flogopit	5.6	-102	11.8
	SDV-41	Serpantinit	P-V	7.7	-121	14.2
	SDV-55	Serpantinit	Serpantin	14.5	-129	14.4

İnceleme alanındaki flogopit, P-V ve serpantin minerallerinin oluşum sıcaklıklarının belirlenmesi için izotopsal ayırılma başlangıç değeri olarak granitoid kayalara ait ilksel $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin (I-tipi 6-10‰, S-tipi 10-15‰: Harris ve diğ., 1997; A-tipi 6-8‰: Whalen ve diğ., 1996) ortalama alt ve üst sınırları (7.3-11 ‰) alınmıştır. Buna göre, Zheng (1993) tarafından önerilen flogopit-su oksijen izotop ayırılma verilerinden itibaren oluşturulan eğrilerden flogopit için $\sim 110-125$ °C ve P-V için ~ 83 °C sıcaklık değerleri elde edilmiştir (Şekil 13). Diğer bir ifadeyle vermikülitleşme daha düşük sıcaklıklarda gelişmiştir. Ayrıca bu değerler; Kuluncak ve Yıldızeli flogopit ve P-V için bulunanlardan oldukça düşüktür. Bu veriler üç yöreye ait flogopit oluşumunun farklılıklarını göstermektedir.

TARTIŞMALAR

Klasik ofiyolitik diziliminde alttan üste doğru, tektonit fabrike sahip ve değişen oranlarda serpantinleşmiş ultramafikler; milonitik fabrike sahip ve magmatik dokulu gabroyidler; mafik levha-dayk kompleksi, yastık yapılı lavlar içeren mafik volkanikler ve bunları üsteleyen sedimanter bir örtü bulunmaktadır (Coleman, 1977). Mafik-ultramafik kayaların, ofiyolitlerin kıtalar üzerine yerleşmesinden önce mi yoksa sonra mı serpantinleştiği hala tartışmalı olmakla birlikte, serpantin ile ilişkili mineralizasyonlar 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).



Şekil 13. Fillosilikat minerallerindeki suyun $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişkiler (Zheng, 1993; $\delta^{18}\text{O}$ değerleri: manto için 5.7 ‰ (Kyser, 1986) ve granitik su için 7.3-11 ‰ (Harris ve diğ., 1997; Whalen ve diğ., 1996).

Figure 13. Relationships between the $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) values of water and temperature in the phyllosilicate minerals (Zheng, 1993; $\delta^{18}\text{O}$ values: 5.7 ‰ for mantle (Kyser, 1986) and 7.3-11 ‰ for granitic water (Harris et al., 1997; Whalen et al., 1996).

Ultramafik kayaların serpantinleşmesi süreci ile eşzamanlı ve/veya öncesinde ve/veya sonrasında cevherleşmelerin (başlıca Fe, Cr, Ni) yanı sıra, kil (sepiyolit), karbonat (kalsit, aragonit, dolomit, manyezit, hidromanyezit), oksit (brusit), silikat (kuvars, opal-CT, flogopit, talk ve/veya serpantin-asbest, pektolit, ksonotlit) olmak üzere farklı endüstriyel hammadde ve/veya mineralizasyonlar gelişebilmektedir (Örneğin; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006, Yalçın ve diğ., 2004).

Divriği yöresinde “Ofiyolit-Karbonat-Granitoid Üçlü Kontakı”nda gelişen mineralizasyonlar; serpantinleşme-sırası (sinjenetik), serpantinleşme-sonrası (epijenetik) ve pirometasomatizma olmak üzere üç gruba ayrılarak incelenmiştir. Bunlar; yataklanma şekilleri, yapısal özellikleri, mineralojik bileşimleri, yan kayaç ilişkileri ve oluşum süreçleri bakımından birbirinden farklıdır. Ancak mineralizasyonların iç içe geçmesi ve plütonik kütlelerin sokulum yaptığı yan kayaların çeşitliliği (ultramafitit, serpantin, volkanit, karbonat); bunları birbirinden ayırt etmeyi zorlaştırmaktadır. Bu nedenle bir kayada her iki döneme ait neoformasyon mineralleri birliktelik oluşturabilmekte; ayırtman olanların dışındaki minerallerin hangi alterasyonun ürünü olduğunu saptamak olanaksız olabilmektedir.

Serpantinleşme-Öncesi Mineralizasyonlar

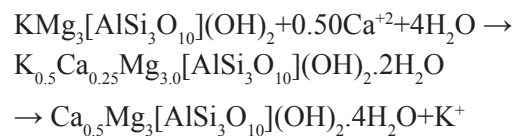
Sinjenetik flogopitler; ultramafik/mafik magmatik kayaların ana bileşenlerinden birisi olarak manto peridotitlerinin kısmi ergimesi, kabuksal kirlenme ve fraksiyonel kristallenme süreçlerini kapsayan potasik-magneziyen magmalardan itibaren (Örneğin; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992) ve metamorfik kayalarda

K-Mg-zengin kil minerallerinin metamorfizması sonucu oluşabilmektedir. Epijenetik flogopitler ise ultramafik/mafik magmatik ve metamorfik kayaların hidrotermal alterasyonuna bağlı neoformasyonu veya koyu renkli minerallerin dönüşümünü kapsamaktadır.

KAlSiO₄-Mg₂SiO₄-SiO₂-H₂O sistemindeki sıcaklık-basınç denge diyagramına göre (Luth, 1967); flogopitin oluşum sıcaklığı yaklaşık 1000 °C dir. Sıcaklık-log aSiO₂ aktivite diyagramında (Wones ve Gilbert, 1982) flogopitin kararlılık alanı 850-910 °C arasında değişmektedir. Bu termodinamik veriler; Divriği flogopitleri için bulunan düşük sıcaklık değerinin (~ 110-125 °C); bu mineralin oluşum sıcaklığını değil, lisfenitleşme sırasındaki hidrotermal çözeltilerin neden olduğu yeniden kristallenmeye, dolayısıyla tane boyunun da artmasına karşılık geldiğini düşündürmektedir.

Divriği yöresinde serpantinleşmeden önce oluşan flogopitler sinjenetik tek oluşumdur. Diğer bir ifadeyle, flogopit ofiyolitik dizideki mika-peridotitlerin ana bileşenlerinden birisidir. Metasomatik zonlardan uzaklardaki flogopitlerde herhangi bir bozuşma gözlenmezken; pirometasomatizmadan etkilenenlerde tane boyunun artmasına ve yer yer de önce I-V ara fazından geçerek, vermikülit türü negatif dönüşümlere neden olmuştur:

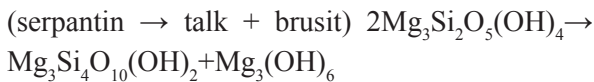
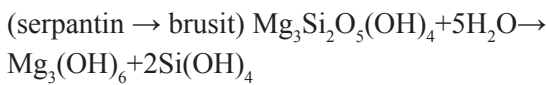
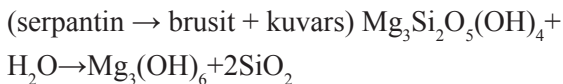
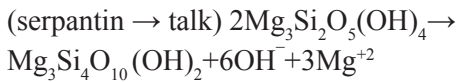
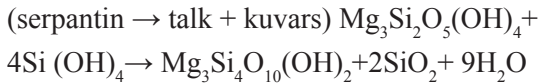
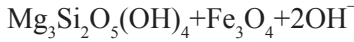
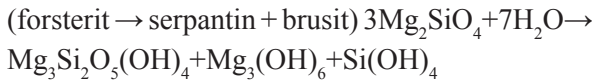
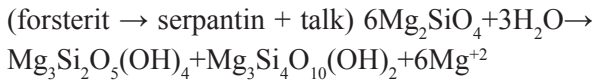
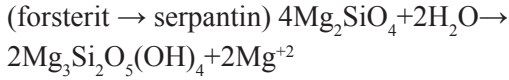
Flogopit → Vermikülit → I-V



Serpantinleşme ile Eş Zamanlı (Sinjenetik) Mineralizasyonlar

MgO-SiO₂-H₂O sistemine ait denge diyagramına göre (Evans ve Guggenheim, 1988); olivinden türeyen krizotil 260 °C'den daha düşük

sıcaklıklarda oluşmaktadır. Termodinamik parametreler (toplam basınç, su basıncı, oksijen fugasitesi, oksitlerin aktivitesi v.b.) bu sıcaklık değerini arttırmak veya azaltmakla birlikte, Divriği yöresindeki ultramafik kayalarda koyu renkli minerallerden itibaren gelişen ve serpantinleşmeye eşlik eden diğer minerallerin de aynı evrede geliştikleri düşünülmektedir (Örneğin; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006). Bunlar; olivinden itibaren serpantin, talk, brusit ve/veya manyetit veya serpantinden itibaren talk ve/veya brusitin oluşumudur:



Serpantinleşme-Sonrası (Epijenetik)

Mineralizasyonlar

Divriği Ofiyolitli Karışığı'nda ait ofisilikat ve ofikarbonatlarda belirlenen mineral toplulukları

ve dokusal özellikler, alterasyonun iki aşamada gerçekleştiğini düşündürmektedir. Birinci aşama serpantinleşmeden önce var olan ve serpantinleşme sürecinde rekristalizasyona uğrayan flogopit; ikinci aşama ise ofisilikat, ofikarbonat ve ofi-Fe-oksitlerin epijenetik oluşumlarıdır.

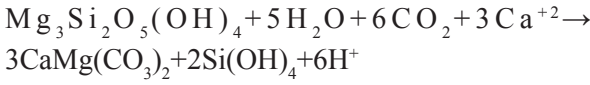
Peridotitlerde karbonat minerallerinin bulunuşu CO_2 metasomatizmasını veya karbonatlaşmayı işaret etmekte ve CO_2 eklenmesi 200-300 °C sıcaklıklarda olmaktadır (Schandl ve Wicks, 1993). Ofiyolitik dizilimde serpantinleşmiş ultramafiklere eşlik eden bozunma/bozuşma ürünleri (ofikarbonat, ofisilikat) oluşum ortamları ve mekanizmaları ile mineralojik özellikleri bakımından literatür verilerinden (Singer ve Galan, 1984) bazı farklılıklar göstermekte olup, bu çalışmada ayrıntıları ile sunulmaktadır.

Epijenetik minerallerin oluşumuna giden alterasyon sürecindeki ilk aşama suyun etkisiyle olivinin serpantinleşmesidir.

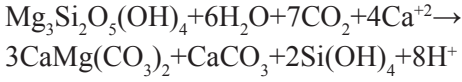
Alterasyon sürecindeki ikinci aşama melanj oluşumu sırasında veya sonrasında gelişen bindirme veya makaslama gibi zayıf düzlemleri kullanan karbondioksitli veya karbonik asitli yeraltı suyu ve/veya meteorik sular ile serpantin ayrışmasıdır.

Üçüncü aşama ise $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Ca})$ (manyezit 1.00, dolomit 0.50, kalsit/aragonit 0.00), $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ (kalsit/aragonit 4.00, dolomit 0.83, manyezit 0.67), $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Ca})$ (Siderit 1.00, dolomit 0.50, kalsit/aragonit 0.00), $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (Siderit 1.00, dolomit 0.50, manyezit 0.00) ve MgO/SiO_2 (serpantin 1.50, talk 0.75, sepiyolit 0.67 ve kuvars 0.00) oranına bağlı olarak değişik karbonat ve/veya silikat birlikteliklerinin oluşmasıdır. Diğer bir ifade ile oluşacak silikat minerallerinin türü $[\text{Mg}/\text{H}]$ ve $[\text{SiO}_2]$ aktiviteleri (Coleman ve Jove, 1992; Birsoy, 2002), dolayısıyla pH ile ilişkili gözükmektedir. Divriği ofikarbonatlarında belirlenen mineral toplulukları ve dokusal özellikler, alterasyonun düşük basınçlarda geliştiğine işaret etmektedir:

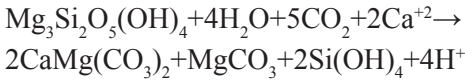
(serpantin → dolomit)



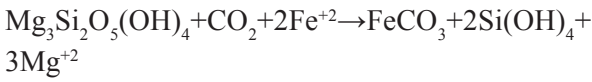
(serpantin → dolomit + kalsit)



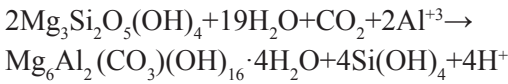
(serpantin → dolomit + manyezit)



(serpantin → siderit)

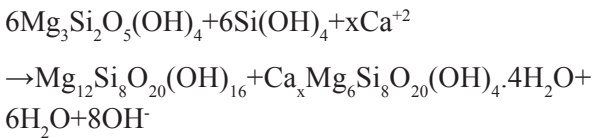


(serpantin → hidrotalsit)



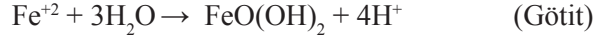
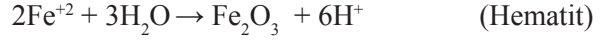
Divriği üçlü kontakta flogopitleşme-sonrası gelişen epijenetik mineraller ise smektit, klorit, C-S, I-S, I-V ve S-V olup; faylanma, bindirme veya makaslama gibi zayıf düzlemleri kullanankarbondioksitli veya karbonik asitli yeraltı suyu ve/veya meteorik sular ile açık/koyu renkli minerallerin ayrışması ve/veya kayaçların çatlak ve gözeneklerinde neoformasyon mekanizması ile oluşmuştur. Diğer taraftan, ofikarbonatlarda birlik oluşturan klorit ve smektitin serpantinden itibaren oluşması mümkün gözükmektedir:

(Serpantin → Mg-klorit + Mg-smektit)



Fe-oksit/hihroksit/sülfürler (hematit, götit, pirit) ortaç-asidik ve indirgen koşullarda oluşmuş epijenetik minerallerdir. Denge diyagramlarına göre (Garrels ve Christ, 1965;

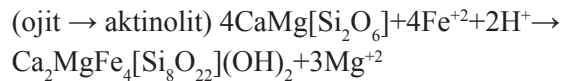
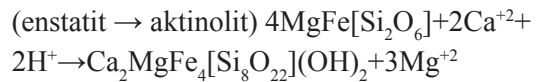
Brookins, 1988); bu minerallerden hangisinin oluşacağı mikrogözeneklerdeki pH ve Eh koşullarına, suyun ve iyonların (H^+ , O^{2-} , OH^- , S^-) aktivitesine bağlı gözükmektedir:



Pirometasomatizma ile İlişkili Mineralizasyonlar

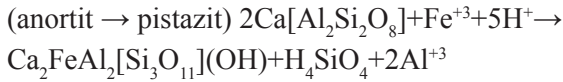
Kontak metasomatik bozuşma ile ilişkili mineraller ve olasılıkla oluşum sırası (süksesyon) aktinolit, pistazit, skapolit, yohansenit ve şörlitdir. Kalsitler (Munzur Formasyonu) Ca'un, olivin ve piroksenler (Güneş Ofiyoliti) Fe, Mg ve Mn'ın kaynağını oluşturmaktadır. Bu minerallerin kökeni ve oluşumu aşağıda açıklanmıştır:

Tremolit/aktinolitler; esasen metamorfik minerallerdir ve hem kontak hem de bölgesel metamorfik kayaçlarda oluşurlar. Birçok bazik kayaçlarda piroksen kenarlardan itibaren sıklıkla uralit adı verilen soluk yeşil renkli amfibole dönüşür. Bu amfibolün yaygın olarak aktinolitik bileşimde olduğu ve erken kristallenmiş piroksenlerde kalıntı suca zengin magmatik sıvıların pnömatolitik etkisi ile türediği düşünülür (Deer ve diğ., 1992). OM incelemelerinde de saptandığı üzere; uralitleşme ile enstatit ve/veya ojitlerden itibaren aktinolit oluşumu için aşağıdaki tepkime önerilmektedir:

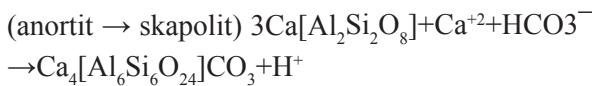


Epidotlar; Divriği yöresinde pirometasomatik zonlarda yaygın olarak gözlenen ve aktinolitlere eşlik eden diğer minerallerdir.

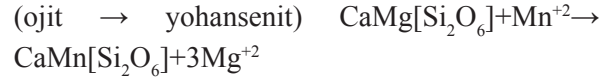
Geniş bir parajenez aralığına sahip bu mineraller; tipik olarak bölgesel metamorfizma ürünü olmakla birlikte; kontak metamorfizma koşulları altında ve asidik magmatik kayaların kristallenmesi sırasında; ayrıca plajiyoklazların hidrotermal alterasyonunun (sosuritizasyon) bir ürünü olarak eklem ve çatlaklar boyunca, amigdal ve boşluklarda da oluşmaktadır (Deer ve diğ., 1992). İnceleme alanında flogopitli pirometasomatik zonlarda saptanan epidotların; açık renkli minerallerin ornatılması (anortitce zengin plajiyoklaz) ve/veya hidrotermal neoformasyon ile ortaya çıkması kuvvetle muhtemeldir:



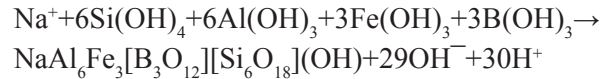
Skapolitler; oluşumu büyük ölçüde metamorfik ve metasomatik ortamlarla sınırlıdır (Deer ve diğ., 1992). Kalkerli sediman-magmatik kontaklarındaki skarlarda yaygın bir bileşendir. Skapolit magmatik parajenezlerde yaygın değildir, bazı volkanik ve pegmatitlerde fenokristal olarak oluşur ve bazaltik bir magmadan çökelen birincil kümülat bir faz olarak yorumlanır. Pnömatolitik ve hidrotermal olarak altere olmuş bazik magmatik kayalarda plajiyoklazın yaygın bir şekilde ornatılması veya çatlak dolgusu ve damarlar biçiminde de oluşur. İnceleme alanında epidotlar için önerilen anortitce zengin plajiyoklazların ornatılması (skapolitizasyon) ve/veya hidrotermal neoformasyon mekanizması skapolitler için de geçerli gözükmektedir:



Yohansenitler; Cu, Zn ve Pb cevher oluşumlarının da eşlik ettiği meta-kireçtaşlarında bir skarn minerali olarak oluşur (Deer ve diğ., 1992). Üçlü kontakta ortaya çıkan yohansenitin ojitlerin ornatılması ve/veya hidrotermal neoformasyon ile oluştuğu düşünülmektedir.



Turmalin, granit pegmatitlerin, pnömatolitik damarların ve bazı granitlerin tipik bir mineralidir (Deer ve diğ., 1992). Metamorfik kayalarda, bor metasomatizmasının bir ürünü veya orjinal sedimandaki detritik tanelerin rekristalizasyonunun bir sonucu olarak yaygın biçimde bulunur. Pnömatolitik evre alterasyonunda, turmalinizasyon (şörlit) normal granitik malzemeye bor elementinin girişi ile oluşabilir:



SONUÇLAR

Güneş Ofiyoliti'ne ait ultramafik kayalarda serpantinleşme-öncesi bileşenlerden flogopit ofiyolitik dizilimin oluşumu ile eşzamanlı mika-peridoditlerin ana bileşenlerinden birisi olarak düşünülmelidir. Sonraki bozuşmalardan lisfenitleşme ve pirometasomatizma flogopitin tane boyunun artmasına ve belirli zonlarda birikmesine; yer yer P-V ve vermikülit biçiminde değişimine neden olmuştur. Serpantinleşme-sırasında gelişen bozuşmalar koyu ve açık renkli minerallerin farklı kil ve/veya fillosilikat minerallerine dönüşümüdür. Serpantinleşme-sonrası bozuşma lisfenitleşme olup; başlıca ofikarbonat, ofoksit-hidroksit ve yer yer de ofisilikat minerallerinin gelişmesidir. Serpantinleşme-sonrasında, hatta pirometasomatizma ve yüzeysel bozunma ile de farklı fillosilikat/kil ve/veya fillosilikat minerallerinin gelişmesi mümkün olup; bunların iç içe geçmesi nedeniyle hangi evrede oluştuklarını saptamak olanaksız gözükmektedir. Pirometasomatik kayalarda ise flogopit, aktinolit, epidot, yohansenit, skapolit, şörl ve Fe-oksitler;

kalıntı magmatik fazı ise piroksen ve feldispatlar oluşturmaktadır.

d_{060} ölçümleri; flogopit, serpantin ve smektitlerin trioktahedral, karışık tabakalı I-S minerallerinin dioktahedral bileşime sahip oldukları; I-S minerallerinin e % 30-50 illit bileşeni içerdiği saptanmıştır. Flogopitler; $2M_1$ ve $3T$ politiplerine ait zayıf pikler bulunmasına karşın, çoğunlukla $1M$ (bir tabakalı monoklinik); serpantinler $1M$ (lizardit) politipini temsil etmektedir. Divriği flogopitlerinin biyotit bileşeni düşük olup; Fe-Al flogopit bileşimindedir. Divriği ultramafik-ana kayaçlı P-V mineralinin ana bileşenlerini Mg ile kısmen Fe ve az Al oluşturmaktadır. Serpantinlerde tetrahedral ve oktahedral süstitüsyon Fe olup; Fe-lizardit bileşimine karşılık gelmektedir.

Fillosilikat minerallerinin NTE hariç, toplam eser element konsantrasyonu serpantin-flogopit-P-V yönünde azalmaktadır. Ancak, flogopit ve P-V yapısında K'u izleyen oldukça yüksek Ba ve Rb; serpantin de ise Cr ve Ni derişimleri hariç tutulduğunda; diğerlerinin miktarı genellikle düşük kalmaktadır. Geçiş metallere Cr, Ni, Co ve Sc serpantin; granitoid ve karışık davranışlı elementler P-V, kalıcılığı düşük ve yüksek elementler ise flogopit yapısında zenginleşmektedir.

Ultramafik-ana kayaçlı flogopit, P-V ve serpantinlerinin NTE hariç, eser element içerikleri kondrit değerlerine göre; genellikle minerallerin desenleri birbirinden ayrılmakta olup; belirgin bir ayrılaşmayı/farklılaşmayı ifade etmektedir. Flogopitlerde P, Eu, Tb, Y ve Yb; P-V'de P, Hf, Zr, Sm, Eu, Tb, Y ve Yb için fakirleşme / tüketilme, diğer elementler için zenginleşme gözlenmektedir. Th, P ve Eu tüm mineral fraksiyonlarında belirgin negatif, Ba ve Ti pozitif anomali oluşturmaktadır.

Ultramafik-ana kayaçlı flogopit, P-V ve serpantinlerinin NTE içerikleri

kondrite göre flogopit-P-V-serpantin yönünde Σ NTE derişimlerinde belirgin artma olup, minerallerin desenleri birbirinden ayrılmakta ve farklılaşmaktadır. Ayrıca flogopit ve P-V için genellikle ANTE'nin derişimleri; HNTE'ye göre bir artma göstermekte; flogopitte HNTE, P-V'de ONTE-HNTE için bir fakirleşme gözlenmektedir. Tüm mineral fazlarında Eu için belirgin negatif; Gd için pozitif anomali tipiktir.

Özellikle NTE açısından Divriği flogopit ve P-V'leri; Kuluncak ve P-V'lerine göre daha fazla ayrılaşma göstermekte, diğer bir ifadeyle farklı bir köken kayacı ve/veya oluşum sürecini işaret etmektedir. Buna karşın Yıldızeli flogopit ve P-V'lerine oldukça benzerdir.

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası değerleri, Kuluncak ve Yıldızeli yörelerine ait serpantinit- ve ultramafik-ana kayaçlı sırasıyla flogopit ve P-V'e göre bir örnekte düşük ve diğer örnekte yüksek olmakla birlikte, kısmen benzerdir. Divriği yöresi flogopit ve P-V için $\delta^{18}O$ verileri manto değerlerine göre daha yüksek, kıtasal kökenli granitlere ise benzerdir.

Divriği yöresi flogopitleri hipojen ve süperjen; buna karşın P-V ve serpantin ise kaolinit yüzeysel bozunma çizgisinin altında yer almaktadır. Kuluncak yöresinden elde edilen veriler ile artan δD ve $\delta^{18}O$ değerleri flogopitleşme; buna karşın Yıldızeli ve Divriği yöresinden elde edilen veriler ile azalan δD ve kısmen artan $\delta^{18}O$ değerleri vermikülitleşme yönelimini vermektedir. Ayrıca, Divriği yöresi flogopit ve P-V ile serpantin minerallerinin farklı δD ve $\delta^{18}O$ değerleri; flogopitleşme, vermikülitleşme ile serpantinleşmenin farklı zaman ve mekanizmalar ile oluştuğuna işaret etmektedir. Flogopit-su oksijen izotop ayrılaşması verilerinden itibaren oluşturulan eğrilerden flogopit ve P-V için elde edilen sıcaklık değerleri; vermikülitleşmenin daha düşük sıcaklıklarda geliştiğini göstermektedir.

Divriği yöresindeki Fe'in kaynağını ultramafik kayalar oluşturmaktadır. Fe-cevherleşmesinin yatak oluşturması; ultramafiklerin serpantinleşmesi ile Fe'in açığa çıkması, isfenitleşme ve ardından metasomatizma sürecinde üçlü kontakta flogopitler ile birlikte damar ve/veya mercek biçiminde yoğunlaşması ve tane boyunun artması biçiminde gerçekleşmiş gözükmektedir. Divriği cevher yatağı Fe-cevheri olarak işletilmesine karşın, belirli zonlardaki flogopitlerin de yatay ve dikey işletme sırasında ve Fe-cevheri zenginleştirme aşamasında alınarak boş bir alanda depolanması; böylece ileriye dönük değerlendirilmek üzere bu kaynağın koruma altına alınması yararlı olacaktır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyon Başkanlığı tarafından CÜBAP M-348 nolu proje kapsamında desteklenmiştir. Yazarlar ince kesitlerin hazırlanması ve XRD çalışmalarındaki katkılarından dolayı C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarları çalışanlarına teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

The products of respectively serpentinization – listwaenitization – pyrometasomatism were occurred within the triple contact of Jurassic-Cretaceous Munzur Limestone-Upper Cretaceous Güneş Ophiolite-Paleocene Divriği Granitoids. In this study, we aimed to investigate phlogopites in terms of origin and the formation mechanism. In this context, optical microscopy, X-ray diffraction (whole-rock and clay fraction) and geochemical (major, trace and stable isotope) examinations were carried out on the samples taken from the field. Alteration minerals determined in the ultramafic rocks of Güneş Ophiolite were divided into three main groups as pre-, syn-

and post-serpentinization. Of these, phlogopite from pre-serpentinization minerals is one of the main components of mica-peridotites and is contemporaneous with the formation of the ophiolitic sequence. Listwaenitization and pyrometasomatism from later alterations caused an increase in grain size and accumulation of phlogopites in certain zones and also mixed-layer phlogopite-vermiculite (P-V) and vermiculite transformations in local. Syn-serpentinization alterations cover the conversions from felsic and mafic minerals to various clay and/or phyllosilicates. Post-serpentinization alteration covers the occurrences of ophicarbonates (commonly calcite and dolomite, rarely siderite and hydrotalcite), ophioxide-hydroxide (hematite, goethite, pyrite, marcasite and brucite) and locally ophisilicate (quartz) that refers to listwaenitization. Different phyllosilicate/clay minerals (talca, smectite, illite, chlorite, vermiculite, mixed-layer I-S, C-S and I-V) are developed during the post-serpentinization, in fact pyrometasomatism and weathering, which are telescoped. Phyllosilicates have trioctahedral for phlogopite, serpentine and smectite and dioctahedral in composition for mixed-layer I-S minerals (30-50 % I) based on d_{060} measurements. Phlogopites are often represented by 1M (one layered monoclinic) although additional weak peaks belonging to $2M_1$ (two layered monoclinic) and 3T (three layered trigonal) also exist, and serpentines have completely 1M (lizardite) polytypes. Phlogopite, actinolite, epidote, johannsenite, scapolite, schorl and Fe-minerals (magnetite, hematite, pyrite, marcasite) form of the products of metasomatism in the pyrometamorphic rocks, and pyroxene and feldspar are residual primary magmatic phases. Divriği phlogopites differ partly in respect to end-member of theoretical oxide compositions of phlogopite-biotite series. Biotite component of phlogopites is low (8-14 %) and they are called as Fe-Al phlogopite according to their average unit-

cell composition. The main cation of P-V in the ultramafic-hosted rocks is Mg and this mineral is partially rich in Fe and poor in Al. Serpentine have tetrahedral and octahedral Fe substitutions which indicate Fe-lizardite. The concentrations of total trace element in the phyllosilicate minerals decrease from serpentine-phlogopite to P-V, whereas their REE contents increase in the same direction in the Divriği area. The anomalies of significantly positive for Eu and negative for Gd are typical in all mineral phases. $\delta^{18}O$ and δD values (SMOW) are determined as ‰ +10.6-11.8 and ‰ -64 - -102 for phlogopites, ‰ +14.2 and ‰ -121 for P-V, and ‰ +14.4 and ‰ -129 for serpentine. $\delta^{18}O$ values for phlogopite and P-V are higher than that of mantle; however they are similar to those of granites of continental origin. Phlogopites are plot hypogene and supergene fields, but P-V and serpentine are found under kaolinite weathering line on the basis of $\delta^{18}O$ and δD values. Formation temperatures as ~ 130-150 °C for phlogopite and ~ 100 °C for P-V are obtained on the comparison of minimum isotopic value of granitic water. Additionally, stable isotopic values showed that serpentinization, phlogopitization and vermiculitization formed with different subsequent processes. The main source of iron in the region is ultramafic rocks. The formation of ore deposit of Fe-mineralization together with phlogopites seem to be the release of iron by serpentinization of ultramafics, listwaenitization and then enrichment as shapes and veins and/or lenses and increasing of grain size by metasomatism processes in the triple contact.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abu-Jaber, N.S., Kimberley, M.M., 1992. Origin of ultramafic-hosted vein magnesite deposits. *Ore Geology Review*, 7, 155-191.
- Bailey, S.W., 1980. Structure of layer silicates. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 1-123.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Bayhan, H., Baysal, O., 1982. Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin petrografik-mineralojik incelenmesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 25, 1-14.
- Birsoy, R., 2002. Formation of sepiolite-palygorskite and related minerals from solution. *Clays and Clay Minerals*, 50, 736-745.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Boztuğ, D., 2000. S-I-A- type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in Central Anatolia, Turkey. In: *Tectonics and Magmatism and the Surrounding area*, E. Bozkurt, J. A. Winchester and J.D.A. Piper (eds.), Geological Society, London, Special Publications, 173, 441-458.
- Brookins, D.G., 1988. Eh-pH Diagrams for Geochemistry. Springer-Verlag, New York, 176 p.
- Coleman, R.G., 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere. Springer-Verlag, Berlin, 229 p.
- Coleman, R.G., Jove, C., 1992. Geological origin of serpentinites. In: *The vegetation of Ultramafic (Serpentine) Soils*, First International Conference on Serpentine Ecology, Proceedings, A.J.M. Baker, J. Proctor and R.D. Reeves (eds.), Intercept Ltd., Andover, United Kingdom, 1-17.
- 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.

- Eiler, J.M., Schiano, P., Kitchen, N., Stolper, E., 2000. Oxygen isotope evidence for recycled crust in the sources of mid-ocean ridge basalts. *Nature*, 403, 530-534.
- Ercan, T., 1987. Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 107, 119-140.
- 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.
- Feldstein, S.N., Lange, R.A., Vennemann, T., O'Neil, J.R., 1996. Ferric-ferrous ratios, H₂O contents and D/H ratios of phlogopite and biotite from lavas of different tectonic regimes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 51-66.
- Fleet, A.J., 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: *Rare Earth Elements*, P. Henderson (ed.), Elsevier, Amsterdam, *Developments in Geochemistry* 2, 343-373.
- Garrels, R.M., Christ, C.L., 1965. *Solutions, Minerals and Equilibria*. Harper and Row, New York, 435 p.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997. Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the Terrane Map of Turkey, D. Papanikolaou and F.P.Sassi(eds.), IGCP Project No:276 Final Volume, *Terrane Maps and Terrane Descriptions Annales, Geologique Pays Helléniques*, 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.
- Gupta, A.K., Chattopadhyay, B., Fyfe, W.S., Powell, M., 2002. Experimental studies on three potassium-rich ultramafic rocks from Damodar Valley, East India. *Mineralogy and Petrology*, 74, 343-360.
- Harris, C., Faure, K., Diamond, R.E., Scheepers, R., 1997. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa. *Chemical Geology*, 143, 95-114.
- 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, 889-912
- J.C.P.D.S., 1990. *Powder Diffraction File, Alphabetical Indexes Inorganic Phases*, Swarthmore, United States of America, 871 p.
- Krasnova, N.I., 2001. The Kovdor phlogopite deposit, Kola Peninsula, Russia. *The Canadian Mineralogist*, 39, 33-44.
- Krumm, S., 1996. WINFIT 1.2: version of November 1996 (The Erlangen geological and mineralogical software collection) of WINFIT 1.0: a public domain program for interactive profile-analysis under WINDOWS. XIII Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Praha, 1994, *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 38, 253-261.
- 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 and J.R. O'Neil (eds.), Mineralogical Society of America, Chelsea, *Reviews in Mineralogy*, 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.
- Luth, W.C., 1967. Studies in the systems KAlSi₃O₈-Mg₂SiO₄-SiO₂-H₂O: I. Inferred phase relations and petrologic applications. *Journal of Petrology*, 8, 372-416.
- Mader, D., Montanari, A., Gattacceca, J., Koeberl, C., Handler, R., Coccioni, R., 2001. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of a biotite-rich clay in the pelagic sequence of the Conero Riviera, Ancona, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 194, 111-126.

- 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, *Reviews in Mineralogy*, 169-200.
- 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.
- MTA., 2002. 1:500 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Sivas Paftası. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Murakami, T., Kasama, T., Sato, M., 2002. Biotitization of vermiculite under hydrothermal condition. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 97, 263-268.
- Otlu, N., Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Şakar, İ., Yeşiladağ, H., 2010. Yıldızeli (Sivas) yöresi Karakoç mafik/ultramafik plütoniklerinin mineraloji-petrografi ve jeokimyası. *C.Ü.Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 27, 31-54.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ., Uysal, Ş., 1981. Munzur dağlarının jeolojisi. MTA Rapor No: 6995 Ankara, (yayımlanmamış).
- 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.
- Reynolds, R.C., Jr. (1985). NEWMOD® A Computer Program for the calculation of One-Dimensional Diffraction Patterns of Mixed-Layered Clays, R.C. Reynolds, Jr., 8 Brook Rd., Hanover, NH.
- Rizzo, G., Piluso, E., Morten, L., 2001. Phlogopite from the ultramafic rocks, Central Calabria, Southern Italy. *European Journal of Mineralogy*, 13, 1139-1151.
- 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.
- Schreyer, W., Abraham, K., Kulke, H., 1980. Natural sodium phlogopite coexisting with potassium phlogopite and sodian aluminian talc in a metamorphic evaporite sequence from Derrag, Tell Atlas, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 223-233.
- Sheppard, S.M.F. (1986). Characterization and isotopic variations in natural waters. In: *Stable Isotopes in High-temperature Geological Processes*, J.W. Valley, Jr H.P. Taylor and J. O'Neil (eds.), Mineralogical Society of America, Washington DC, *Reviews in Mineralogy* 16, 165-184.
- 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.
- Singer, A., Galan, E., 1984. Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses. Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, 37, 352 p.
- Sun, S.S., McDonough, W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.), Geological Society of London, London, 42, 313-345.
- Taylor, H.P., Jr., 1968. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 19, 1-71.
- Toksoy-Köksal, F., Türkmenoglu, A.G., Göncüoğlu, M.C., 2001. Vermiculitization of phlogopite in metagabbro, central Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 49, 81-91.
- 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.
- Whalen, J.B., Jenner, G.A., Longstaffe, F.J., Robert, F., Garipey, C., 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology*, 376, 7-60.
- 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 serpentine textures. *Canadian Mineralogist*, 17, 785-830.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W., 1977. Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 15, 459-488.
- Wones, D.R., Gilbert, M.C., 1982. Amphiboles in the igneous environment. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 9B, 355-390.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1997. Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayalarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40, 1-16.
- 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., Yeşildağ, H., 2009. Yıldızeli (Sivas) Flogopit Oluşumlarının Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi. *Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi*, No: M-333, 107 s.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Başibüyük, Z., 2004. Kangal Havzası (Sivas Tecer Dağı güneyi) Mg-kil ve Mg-karbonat oluşumlarının incelenmesi. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 21, 1-30.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Hozathoğlu, D., 2009. Malatya-Kuluncak yöresinde serpantin-yan kayaçlı Kretase yaşlı flogopit oluşumları. 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, *Bildiriler Kitabı*, s. 174-192.
- Yılmaz, A. (1985). Yukarı Kelkit çayı ve Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 79-92.
- Yılmaz, A. (1998). Sivas havzasının jeodinamik evrimi. Ofiyolit-Granitoid İlişkisi ile Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu, 10-13 Eylül, Sivas, *Bildiriler Kitabı*, 66-82.
- Yılmaz, H., Yılmaz, A., 2004. Divriği (Sivas) yöresinin jeolojisi ve yapısal evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 47, 13-45.
- Yılmaz, H., Arıkal, T., Yılmaz, A., 2001. Güneş Ofiyoliti'nin (Divriği-Sivas) jeolojisi. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı *Bildiriler CD si*, 54-65.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates, *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 247-263.
-
- Makale Geliş Tarihi : 1 Kasım 2015
Kabul Tarihi : 8 Ocak 2016
- Received* : 1 November 2015
Accepted : 8 January 2016