TEKİROVA OFİYOLİT NAPI'NDA (KEMER-ALTINYAKA, GB ANTALYA) SERPANTİNLEŞME İLE İLİŞKİLİ MİNERAL OLUŞUMLARININ İNCELENMESİ

CANAN YILMAZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
2014

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TEKİROVA OFİYOLİT NAPI'NDA (KEMER-ALTINYAKA, GB ANTALYA) SERPANTİNLEŞME İLE İLİŞKİLİ MİNERAL OLUŞUMLARININ İNCELENMESİ

CANAN YILMAZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

TEZ DANIŞMANI
Prof.Dr.HÜSEYİN YALÇIN

SİVAS
2014

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanmış ve jürimiz tarafından Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan (Danışman) : Prof.Dr.Hüseyin YALÇIN

Üye : Prof.Dr.Osman KOPTAGEL

Üye : Doç.Dr.Hüseyin YILMAZ

ONAY

Bu tez çalışması, 07/07/2014 tarihinde Enstitü Yönetim Kurulu tarafından belirlenen ve yukarıda imzaları bulunan jüri üyeleri tarafından kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Mustafa DEĞİRMENCİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
MÜDÜRÜ

ÖZET

TEKİROVA OFİYOLİT NAPI'NDA (KEMER-ALTINYAKA, GB ANTALYA) SERPANTİNLEŞME İLE İLİŞKİLİ MİNERAL OLUŞUMLARININ İNCELENMESİ

Canan YILMAZ

Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr.Hüseyin YALÇIN

2014, 90 sayfa

İnceleme alanı Batı Toroslar (GB Anadolu) bölgesinde Antalya, Kemer ve Kumluca boyunca yüzeyleyen Antalya Birliği'ne ait Tekirova Ofiyolit Napı'nı kapsamaktadır. Bu projede ofiyolitik kayaçlardaki başlıca serpantin ve eşlik eden diğer mineral oluşumlarının dağılımları, kökeni, evrimi, parajenetik ilişkileri, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin araştırılması amaçlanmıştır.

Tekirova Ofiyolit Napı; değişik boyutta tektonik dilimler halinde kesiksiz ofiyolit dizilimi ile bunlara sokulum yapan magmatik kayaçların çevresinde oluşan pirometasomatikler; ayrıca bozuşma ürünlerini içermektedir. Tekirova Ofiyolit Napı'nda farklı zamanlarda neoformasyon ve/veya transformasyon mekanizmaları ile ofiyolit oluşumu (pirometasomatizma), okyanus tabanı (serpantinleşme) ve yüzeysel ortamlarda (lisvenitleşme) gelişmiş üç tür mineralizasyon bulunmaktadır.

İnceleme alanında ofiyolitik birimlere ait olmak üzere toplam 81 adet mineral ve kayaç örneği alınmış olup; bunlar optik mikroskopi (OM), taramalı elektron mikroskobu (SEM), X-ışınları difraksiyonu (XRD) ve jeokimyasal analiz gibi yöntemler ile araştırılmıştır.

OM incelemelerine göre; ilksel ofiyolitik kayaçları; ultramafikler (peridodit: lerzolit ve piroksenit: piroksenit, klinopiroksenit), mafikler (gabro, diyorit ve diyabaz), volkanikler (bazalt) ve radyolaritler temsil etmektedir. Pirometasomatikler; skapolit, diyopsit, pirop türü granat, pistazit türü epidot ve tremolit gibi tipik metamorfik mineraller içeren –fels türü kayaçlara sahiptir.

Serpantinleşme-sırasında oluşan kayaçlar bütünüyle serpantinitlerden oluşmaktadır. Serpantinleşme-sonrası kayaçlar ise ofikarbonat, ofisilikat ve ofioksitlerdir.

OM ve özellikle SEM incelemelerine göre; serpantinitlerdeki serpantin minerallerinden antigorit şeritimsi, lizardit levhamsı ve krizotil lifsi morfolojileri ile birbirlerinden ayırt edilebilmektedir. Serpantinleşme-sonrası kayaçlardaki manyezit, kalsit ve dolomitler trigonal prizmatik, hidromanyezitler monoklinik levhamsı prizmatik, hidrotalsitler hekzagonal levhamsı tabletler, brusitler levhamsı ve/veya iğnemsi, tremolitler iğnemsi, hematitler ditrigonal levhamsı, karışık tabakalı klorit-smektit/C-S ve illit-smektit/I-S ince yaprakcıklar biçiminde gözlenmektedir.

XRD incelemelerine göre; bozuşma ürünü mineraller karbonat (kalsit, dolomit, aragonit, manyezit, hidromanyezit, hidrotalsit), oksit ve sülfür (brusit, götit; hematit, pirit), fillosilikat (smektit, illit, klorit, talk, karışık tabakalılar klorit-vermikülit/C-V, klorit-smektit/C-S, illit-smektit/I-S) ve diğer silikatlardır (kuvars, epidot, anlsim). Serpantinleşme-sırası evresinin başlıca minerali olan serpantinler A- (klinokrizotil-2M_1), C- (lizardit-1T) ve D- (lizardit-2H_1) yapısal grupları içerisinde yer alan üç farklı politipi ile temsil edilmektedir.

Ana ve iz element kimyasına göre; serpantinlerin Fe-lizardit, amfiboller Fe-tremolit ve hidromanyezitler Ca-hidromanyezit bileşimindedir. Bu minerallerin iz ve REE kondrit-normalize değerleri; belirgin bir ayrımlaşmayı ve benzer bir köken kayacı işaret etmektedir. Serpantin ve tremolitlerin duraylı izotop ($\delta^{18}O$ ve δD) değerleri; oluştukları evreye göre değişmekte; hipojen ve okyanusal (serpantinleşme-sırası), süperjen ve Alpin tipi (serpantinleşme-sonrası) bölgelerde yer almaktadır. Tremolit-su ve serpantin-su oksijen izotop ayrımlaşması verilerinden itibaren tremolit ve okyanusal serpantinler için ~ 200 °C, Alpin tipi serpantinler için ~ 100 °C sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Manto bileşimli magmatik su başlangıç bileşimi olarak alındığında ise deniz suyunun sıcaklığına göre ~ 100 °C daha yüksek sıcaklıklara ulaşılmıştır.

Anahtar kelimeler: Fillosilikat, OM, SEM, XRD, ana iz ve izotop jeokimyası

ABSTRACT

INVESTIGATION OF MINERAL FORMATIONS RELATED TO SERPENTINIZATION IN THE TEKİROVA OPHIOLITE NAPPE (KEMER-ALTINYAKA, SW ANTALYA)

Canan YILMZ

Master of Science Thesis, Department of Geological Engineering
Supervisor: Prof.Dr.Hüseyin YALÇIN
2014, 90 pages

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 project, 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 sequence as tectonic slices of different sizes and 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 (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 represents ultramafics (peridodite: 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 ophicarbonate, ophisilicate and ophioxides.

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, magmesite, 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, anlcime) based on XRD studies. Serpentines are essential minerals of syn-serpentinization stage and they are represented by three different polytypes within A- (clinocrysotile-2M_1), C- (lizardite-1T) and D-(lizardite-2H_1) structural groups.

According to major and trace element geochemistry; serpentines, 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 ($\delta^{18}O$ and δD) values of serpentines 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 ~ 200 °C for oceanic serpentines and ~100 °C for Alpine-type ones were obtained by means of tremolite-water and serpentine-water oxygen isotope fractionation from data for tremolite. ~ 100 ° C higher temperatures than those of the sea water were reached by taking magmatic water with the mantle composition as the starting composition.

Key words: Phyllosilicate, OM, SEM, XRD, major trace and isotope geochemistry

TEŞEKKÜR

Yüksek Lisans Tezi kapsamında hazırlanan bu çalışmanın her aşamasında yapıcı ve yönlendirici eleştiri ve katkısından dolayı değerli danışman hocalarım Prof.Dr.Hüseyin YALÇIN ve Prof.Dr.Ömer BOZKAYA'ya,

Ayrıca; Tezin son şeklini almasındaki bilimsel katkıları için jüri üyeleri Prof.Dr.Osman KOPTAGEL ve Doç.Dr.Hüseyin YILMAZ'a, SEM incelemeleri sırasındaki özverileri için TPAO elemanlarına, XRD çalışmalarındaki ve ince kesitlerin hazırlanmasındaki emekleri için sırasıyla Kimya Yüksek Mühendisi Fatma YALÇIN ve teknisyen Ufuk KUŞ'a; eğitimim sırasındaki her türlü desteklerinden dolayı sevgili aileme teşekkür ederim.

Canan YILMAZ

Temmuz 2014

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

		Sayfa
	ÖZET	iv
	ABSTRACT	vi
	TEŞEKKÜR	viii
	İÇİNDEKİLER DİZİNİ	ix
	ŞEKİLLER DİZİNİ	xi
	ÇİZELGELER DİZİNİ	xiv
	KISALTMALAR DİZİNİ	xv
1.	GİRİŞ	1
1.1.	İnceleme Alanının Tanıtımı	1
1.2.	Amaç ve Kapsam	1
1.3.	Önceki Çalışmalar	2
1.4.	Bölgesel Jeoloji	3
2.	STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ	6
2.1.	Tahtalıdağ Napı	9
2.2.	Alakırçay Napı	9
2.3.	Beydağları Otoktonu	10
2.4.	Çataltepe Napı	10
2.5.	Tekirova Ofiyolit Napı	11
3.	MATERYAL VE YÖNTEM	16
3.1.	Optik Mikroskop İncelemeleri	16
3.2.	X-ışını Difraksiyonu İncelemeleri	16
3.3.	Jeokimyasal İncelemeler	22
4.	MİNERALOJİ-PETROGRAFİ	23
4.1.	Optik Mikroskop İncelemeleri	23
4.1.1.	Serpantinleşme-öncesi kayaçlar	29
4.1.1.1.	İlksel ofiyolitik kayaçlar	29
4.1.1.2.	Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar	33
4.1.2.	Serpantinleşme sırası kayaçlar	35
4.1.3.	Serpantinleşme sonrası kayaçlar	37
4.2.	Elektron Mikroskop İncelemeleri	41
4.2.1.	Serpantinleşme sırası kayaçlar	41
4.2.2	Serpantinleşme Sonrası Kayaçlar	42
4.3.	X-ışınları incelemeleri	46
4.3.1.	Serpantinleşme öncesi kayaçlar	48
4.3.1.1.	İlksel ofiyolitik kayaçlar	48
4.3.1.2.	Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar	48
4.3.2.	Serpantinleşme sırası kayaçlar	49
4.3.3	Serpantinleşme sonrası kayaçlar	51
5.	JEOKİMYA	53
5.1.	Ana ve İz Element Jeokimyası	53
5.2.	Duraylı izotop jeokimyası	64
6.	OLUŞUM	67

6.1. Serpantinleşme Öncesi Mineralizasyonlar 68
6.1.1. İlksel ofiyolitik kayaçlar ile ilişkili mineralizasyonlar 68
6.1.2. Pirometasomatizma ile ilişkili mineralizasyonlar 69
6.1.3. Serpantinleşme-sırası mineralizasyonlar 71
6.1.4. Serpantinleşme-sonrası mineralizasyonlar 72
7. SONUÇLAR 75
8. KAYNAKLAR 78
ÖZGEÇMİŞ

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil No.	Açıklamalar	Sayfa
1.1.	Güney Anadolu'nun tektonik birlikleri (Göncüoğlu ve diğ., 1997) ve Toros Kuşağı birliklerinin yayılımı (Özgül, 1976).	5
2.1	Batı Toroslardaki Antalya Birliği Naplarının coğrafik dağılımı (Şenel, 1997) ve örnekleme haritası.	7
2.2.	Batı Toroslardaki Antalya Birliği Naplarının stratigrafi dikme kesiti (Şenel, 1997'den basitleştirilerek).	8
2.3.	a) Yer yer serpantinleşmiş ultramafititler, b) Bütünüyle serpantinleşmiş ultramafititler (serpantinitler).	12
2.4.	a) Tabakalı gabrolar, b) Tabakalı diyabaz daykları.	13
2.5.	a)Yastık yapılı spilitik bazaltlar,b)Yastık yapılı spilitik bazaltları çevreleyen kayaçlar	13
2.6.	a) Beyaz renkli ofikarbonat damarlı açık yeşilimsi pirometasomatitler (epidotfels), b) Beyaz renkli ofisilikat (birbirit) damarlı açık yeşilimsi pirometasomatitler (epidot-granatfels).	14
2.7.	a) Serpantinitlerde asbest seviyeleri, b) Beyaz renkli lifsi tremolitler	14
2.8.	a) Serpantinitlerde beyaz renkli ışınsal aragonitler, b) Serpantinitlerde beyaz renkli hidromanyezit yumruları.	15
2.9	a) Serpantinitlerin çatlaklarında beyaz renkli hidrotalsit dolguları, b) Serpantinitlerde beyaz renkli ince krizotil asbest damarcıkları ve çatlaklarda beyaz renkli brusit oluşumları.	15
3.1	C.Ü.MİPJAL'da uygulanan kil ayırma iş akış şeması.	20
4.1	Piroksenitlerde çubuksu ojit ve enstatit mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.	31
4.2	Olivin gabrolarda ağ dokulu serpantinleşmiş olivin, a) Çift nikol, b) Tek nikol).	31
4.3.	Uralitik gabrolarda iğnemsi aktinolitler, a) Çift nikol, b) Tek nikol.	32
4.4.	Diyabazlarda plajiyoklaz ve uralitik ojit mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.	33
4.5.	Epidotfelslerde çubuksu ve yeşil pistazit-klinozoyisitler ile gözenek ve çatlaklarda kalsit ve kuvars mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.	34
4.6.	Epidot granatfelslerde özşekilli granat ve yeşil pistazit-klinozoyisitler ile gözenek ve çatlaklarda kalsit ve klorit mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.	34
4.7.	Tremolit skapolitfelslerde damar ve gözeneklerde skapolitler, a) Çift nikol, b) Tek nikol.	35
4.8.	Tremolit-asbestlerde birbirine paralel dizilmiş ve/veya kıvrımlanmış lifsi/iğnemsi tremolitler, a) Çift nikol, b) Tek	35

	nikol.	
4.9.	a-b) Serpantinitlerde elek/ağ dokusu, a) Çift nikol, b) Tek nikol.	36
4.10.	Serpantinitlerde lifsi/iğnemsi asbestik krizotiller, a) Çift nikol, a) Tek nikol.	37
4.11.	Serpantinitlerde şeritimsi antigoritler, a) Çift nikol, a) Tek nikol.	37
4.12	Serpantinitlerde çatlaklarda gelişmiş iğnemsi brusit mineralleri, a) çift nikol, b) tek nikol.	38
4.13.	Serpantinitlerde çatlaklarda gelişmiş levhamsı hidrotalsit mineralleri a) çift nikol, b) tek nikol	39
4.14.	Diyoritlerde çubuksu aktinolit ve çatlakta manyezit mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.	40
4.15.	Epidofelstlerde çubuksu pistazit ve çatlakta manyezit mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.	40
4.16	a) Ultramafitit-serpantin dönüşümü, b) Serpantinleşme sonucu ortaya çıkan gözenekli doku.	41
4.17.	Serpantin morfolojileri, a) Levhamsı , b) Lifsel buketler, c) Çatlakta paralel lifsel demetler, d) Matriste karmaşık lifsel demetler.	42
4.18.	a) Gözeneklerde trigonal yarıözşekilli manyezitler, b) Monoklinik levhamsı prizmatik hidromanyezitler, c) Trigonal özşekilli dolomitler, d) Trigonal yarıözşekilli kalsitler.	43
4.19.	a) Levhamsı prizmatik hidromanyezit ve levhamsı hidrotalsitler, b) Hekzagonal levhamsı hidrotalsitler.	44
4.20.	a) Ofikarbonatlarda karbonat ve brusitler, b) Brusit levhalarının oluşturduğu topçuklar.	44
4.21.	a) İğnemsi tremolitler, b) Özşekilli ditrigonal hematitler.	45
4.22.	a) Karışık tabakalı C-S, b) Karışık-tabakalı I-S.	45
4.23.	Serpantinleşme-sırası kayaçlarda belirlenen fillosilikat minerallerinin XRD KF difraktogramları, a) Serpantin+klorit b) Serpantin+talk.	49
4.24.	Serpantin politiplerinin yönlenmemiş X-ışınları toz difraktogramı a) Lizardit, b) Klinokrizotil, c) Lizrdit+Klinokrizotil.	50
4.25.	Serpantinleşme-sonrası kayaçlarda belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramları, a) Brusit, b) Hidromanyezit, c) Hidrotalsit, d) Manyezit.	51
4.26.	Serpantinleşme-sonrası kayaçlarda belirlenen fillosilik minerallerinin XRD KF difraktogramları, a) C-V, b) C-S, c) S.	52
5.1.	Fillosilikat minerallerinin SiO_2-MgO-Al_2O_3+tFe_2O_3 ve MgO-Al_2O_3-tFe_2O_3 üçgen diyagramındaki dağılımları.	57
5.2.	Fillosilikat minerallerinde eser elementlerin içeriklerine	59

göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler).

5.3. 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). 61

5.4. Fillosilikat minerallerinin kondrit-normalize REE bollukları (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ. 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve McDonough, 1989). 63

5.5. Serpantin ve tremolit minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerinin $\delta^{18}O$ ve δD diyagramındaki konumları Süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard ve diğ., 1969; meteorik su çizgisi: Craig, 1961; serpantinit ve ultramafik kayaç alanları: Wenner ve Taylor, 1974; Sivas (Ulaş ve Divriği) ve Malatya (Kuluncak) bölgesindeki serpantin örnekleri: Yalçın ve Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın vd., 2009). 65

5.6. Deniz suyu ve manto bileşimi (‰ $\delta^{18}O$ = 5.7; Kyser, 1986) serpantin ve tremolitlerdeki suyun Zheng'e (1993) göre hesaplanmış ‰ $\delta^{18}O$ (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişki. 66

.

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge No.		Sayfa
3.1.	İnceleme sahasında laboratuvar yöntemlerinin dağılımı.	16
3.2.	XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar.	17
3.3.	Dolomit referans alınarak saptanmış ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002 verilerine ekleme yapılarak).	18
3.4.	Kaolin-EG referans alınarak saptanmış ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002 verilerine ekleme yapılarak).	19
4.1.	Tekirova Ofiyolit Napı kayaçlarının optik mikroskopi inceleme sonuçları.	23
4.2.	Tekirova Ofiyolit Napı kayaçlarının XRD-TK ve KF sonuçları (%).	46
5.1.	Serpantin minerallerinin ana element kimyasal bileşimi ve yapısal formülleri.	54
5.2.	Tremolit minerallerinin ana element kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri.	55
5.3.	Hidromanyezit mineralinin ana element kimyasal bileşimi ve yapısal formülü (SiO_2 içeriği hariç tutularak hesaplanmıştır).	56
5.4.	Serpantin ve tremolit minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri.	58
5.5.	Serpantin ve tremolit minerallerinin duraylı izotop ($\delta^{18}O$ ve δD) bileşimleri.	65

.

KISALTMALAR DİZİNİ

AF=Alkali feldispat
Ap=Apatit
Agt/Ag=Egirinojit/Egirin
Amp=Amfibol
An=Analsim
Ap=Apatit
Arf=Arfvedsonit
Arg=Aragonit
Aug=Ojit
Brc=Brusit
Bt=Biyotit
Cal=Kalsit
Chl=Klorit
C-S=Klorit-Smektit
C-V=Klorit-vermikülit
Dol=Dolomit
DM=Diğer mineraller
En=Enstatit
Ep=Epidot
EG=Etilen glikol
F=Feldispatoyid
Fel=Feldispat
Grt=Granat
Gt=Götit
H=Halojen
Hbl=Hornblend
Hem=Hematit
HFSE= Kalıcılığı yüksek elementler
I=İllit

*İnce kesiti yapılan örnekler
I-S=İllit-Smektit
I-V=İllit-Vermikülit
KF=Kil fraksiyonu
LFSE=Kalıcılığı düşük elementler
M=Mafik Mineral
Mgs=Manyezit
Htc=Hidrotalsit
Hmg=Hidromanyezit
MORB=Okyanus ortası sırtı bazaltı
Mc=Mikroklin
Ms=Muskovit
NASC= Kuzey Amerikan Şeylleri
Ne=Nefelin
OM=Optik mikroskopi
Ol=Olivin
Om=Opak mineraller
Or=Ortoklaz
P=Plajiyoklaz(+Skapolit)
PDB=PeeDee Belemnite
Phl=Flogopit
Ps=Fillosilikat
Pl=Plajiyoklaz
Px=Piroksen
P-V=Flogopit-Vermikülit
Phs=Fillosilikat
Prx=Piroksen
Py=Pirit
REE=Nadir toprak elementleri
Qtz=Kuvars
Scp= Skapolit
Sm=Smektit
Srp=Serpantin
S-V=Smektit-Vermikülit
SMOW=Standart Ortalama Okyanus Suyu
T=Talk
TK=Tümkayaç
Toz=Topaz
Tre/Act=Tremolit/aktinolit
Ttn= Titanit
Xe=Ksenotim

1. GİRİŞ

1.1. İnceleme Alanının Tanıtımı

İnceleme alanı Batı Toroslar (GB Anadolu) bölgesinde Antalya, Kemer ve Kumluca boyunca yüzeyleyen Antalya Birliği naplarının yüzeylendiği, Antalya O24, O25, P24 ve P25 1:100.000 ölçekli paftalarını kapsamaktadır.

Batı Toroslar bölgesinin morfolojisinin oluşmasında yatay ve düşey tektonik hareketler sonucu yan yana veya üst üste gelen farklı yaş aralığına sahip birliklerin litostratigrafik ve yapısal özellikleri ile neotektonik hareketler etkili olmuştur. Bölge deniz seviyesinden 2500-3000 metreye ulaşan yükseltilere sahip kuzey-güney veya kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu dağlık alanlar içermektedir. Jura-Kretase ve Miyosen kireçtaşlarının geniş yer kapladığı bölge aynı zamanda ülkemizin en yaygın karstik bölgesi özelliğini de yansıtmaktadır. Pliyosen ve Pleyistosen başlangıcındaki epirojenik hareketlerle bölgenin yükselmesiyle ilişkili olarak süreklilik sunan karstlaşmalarla topoğrafya derin kanyon ve gömülü vadiler ile boğazlar içinde akan genç akarsularla büyük ölçüde parçalanmıştır.

1.2. Amaç ve Kapsam

Ultramafik kayaçların serpantinleşmesi süreci ile eşzamanlı olarak Fe, Cr, Ni ve platin grubu element (PGE) cevherleşmeleri; serpantinleşme süreci sonrasında silikat (kuvars, piroksenoyid-pektolit, amfiboloyid-ksonotlit, serpantin, flogopit, talk, sepiyolit) ve karbonat (kalsit, aragaonit, dolomit, manyezit, hidromanyezit) türü oluşumlar veya endüstriyel hammaddeler de meydana gelebilmektedir. Serpantinleşmeye eşlik eden bu tür mineral oluşumları ofiyolitlerin yerleşme ve sonrası evrimleri hakkında bazı bilgiler sunabilmektedir (Yalçın ve diğ., 2006, 2009; Başıbüyük ve diğ., 2009). Ofiyolitik diziye ait mafik-ultramafik kayaçların kıtaların üzerine yerleşmesinden önce mi, yoksa sonra mı serpantinleştiği hala tartışmalı olmakla birlikte, serpantinit ile ilişkili mineralizasyonlar basit olarak üç gruba ayrılmaktadır (Mittwede, 1996): (1) magmatik veya pirojenetik (pre-

serpantinizasyon), (2) sinjenetik (doğrudan serpantinizasyon süreci ile ilgili), (3) epijenetik (metamorfizma, bozuşma ve bozunmayı kapsayan post-serpantinizasyon).

Bu projede Antalya Naplarına ait ofiyolitik kayaçlardaki serpantinleşme ve buna eşlik eden diğer mineral oluşumlarının dağılımları, kökeni, evrimi, parajenetik ilişkileri, mineralojik ve kimyasal özelliklerinin araştırılması amaçlanmıştır. Bölgedeki ofiyolitler ilk kez bu açıdan incelenecek olup, kapsamı aşağıdaki gibi planlanmıştır:

-Ofiyolitik dizilimdeki kayaçların hangi tür mineralleri içerdiğinin araştırılması,

-Serpantinleşme öncesi- veya sonrası mineralizasyonların (listfenitleşme, asbestleşme vb.) oluşumunu denetleyen parametrelerin ortaya konularak alterasyon evrimlerinin (oluşum sırası ve mekanizma) belirlenmesi araştırılması,

-Mineral oluşumlarının varsa ekonomik potansiyellerinin ortaya konulması,

-Elde edilen jeolojik-mineralojik verilerin Türkiye'deki bu açıdan incelenmiş diğer ofiyolitik kuşaklardaki benzer oluşumlarla deneştirilmesi.

1.3. Önceki Çalışmalar

Antalya Birliği'ni doğrudan konu alan çalışmalar Batı Toroslarda gerçekleştirilmiş olup; genellikle genel jeoloji-tektonik amaçlıdır (Altınlı, 1944, 1945; Colin 1962; Lefevre, 1967; Gracıansky, 1968; Juteau, 1968, 1970; Brunn ve diğ., 1971, 1973; Baykal ve Kalafatçıoğlu 1973; Kalafatçıoğlu, 1973; Juteau ve diğ. 1977; Marcoux, 1977, 1979; Woodcock ve Robertson, 1977; Önder, 1984; Robertson ve Woodcock, 1980, 1981, 1984; Poisson, 1984; Robertson ve Dixon, 1984; Şenel, 1984; Yılmaz ve diğ., 1981; Yılmaz, 1984a, 1984b; Robertson, 1993, 2000; Şenel, 1997; Önder ve diğ., 1998; Şenel ve diğ., 1998; Kozur, 2000; Şenel ve diğ., 2000, Demirel, 2005). Yukarıda belirtilen incelemeler büyük ölçüde arazi gözlemleri ve ince-kesit petrografisi incelemeleriyle sınırlı kalmakta, Demirtaş-Alanya bölgesinde yüzeylenen kesiminde gerçekleştirilen incelemeler dışında, ayrıntılı mineralojik ve jeokimyasal veriler bulunmamaktadır. Antalya Birliği'nin (Tahtalıdağ ve Alakırçay

Napları) diyajenez/metamorfizma derecesinin incelenmesi ise Bozkaya ve Yalçın (2007) tarafından bir bütün olarak gerçekleştirilmiştir.

Tekirova Ofiyolit Napı'nın üzerinde çalışan Bağcı ve diğ. (2006); Neotetis Okyanusu'nun güney kolunu temsil eden Tekirova (Antalya) ofiyolitine ait mafik-ultramafik kümülatların tüm-kayaç ve mineral kimyasından itibaren optik mikroskopi, XRF ve mikroprob yöntemleri kullanılarak oluşum ve tektonik ortamı ortaya koymuşlardır. Bir diğer önemli çalışmada (Bağcı ve Parlak, 2009); araştırıcılar; optik mikroskopi, XRF ve mikroprob yöntemleri ile elde edilen tüm-kayaç ve mineral kimyası verileri kullanılarak Neotetis-yitimi ile ilişkili Tekirova (Antalya) ofiyolitine ait farklı magma oluşumları ve tektonik ortamına ait kanıtlar ileri sürmüşlerdir. Bu son iki çalışma Tekirova Ofiyolit Napı'nın ilksel kayaçlarında gerçekleştirilmiş olup; ofiyolitik kayaçların alterasyon mineralojisi (özellikle fillosilikat mineralleri) ve jeokimyası ile ilgili ayrıntılı analitik veriler bulunmamaktadır. Bu çalışmada belirtilen bilimsel açığın giderilmasinin yanı sıra, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Ofiyolit Kuşakları'ndaki serpantinleşme ve ilişkili mineral oluşumlarının kapsamlı biçimde deneştirilmesi sağlanacaktır.

1.4. Bölgesel Jeoloji

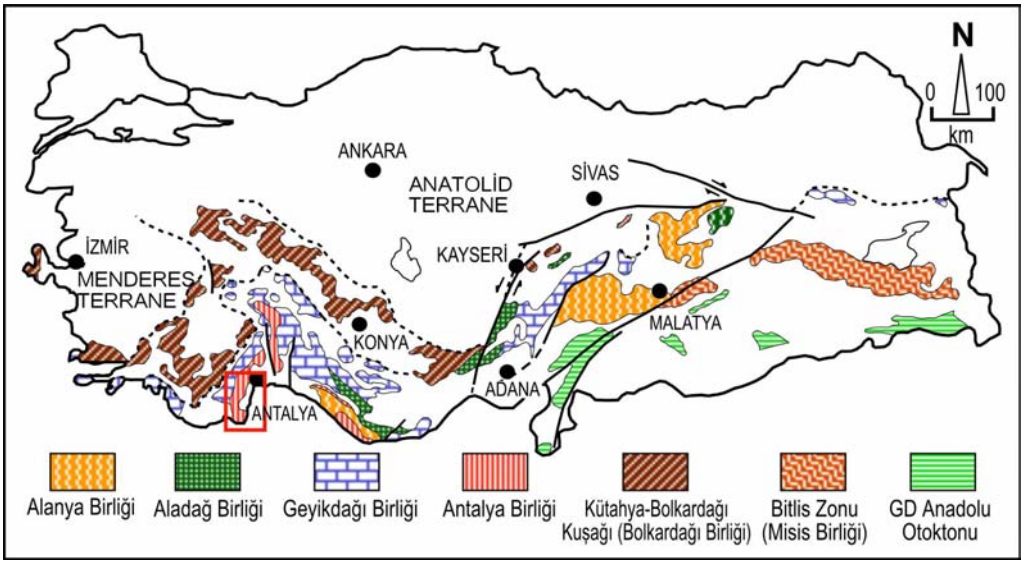
Toros kuşağı boyunca yüzeylenen birimler otokton (Kambriyen-Eosen yaşlı Geyikdağı Birliği) ve allokton (Devoniyen-Alt Tersiyer yaşlı Bolkardağı, Üst Devoniyen-Üst Kretase yaşlı Aladağ, Kambriyen-Üst Kretase yaşlı Antalya, Permiyen-Üst Kretase yaşlı Bozkır ve Permiyen-Alt Tersiyer yaşlı Alanya Birliği) olmak üzere çeşitli birliklere ayrılmışlardır (Özgül, 1976; Şekil 1.1). Projenin konusunu oluşturan Antalya Birliği Toros kuşağının güneyini temsil etmekte ve diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaçlar içermekte olup, Güney Torosların Paleozoyik-Alt Mesozoyik tarihçesinin belirlenmesi için uygun bir birlik konumundadır. Antalya Birliği'nin inceleme alanındaki istifi Demirtaş-Alanya bölgesindeki eşdeğerlerine göre daha düzenli ve eksiksiz olup, Triyas'taki

riftleşmenin mineralojik kayıtlarının daha ayrıntılı biçimde incelenmesine olanak sağlamaktadır.

Dört tektonostratigrafik birime ayrılan Antalya Birliği veya Antalya Napları'ndan Tahtalıdağ Napı ve Alakırçay Napı incelenecektir. Tahtalıdağ Napı Kambriyen-Üst Kretase yaşlı sedimanter-metasedimanter, Alakırçay Napı ise Triyas'taki riftleşmenin izlerini taşımakta olup, Permiyen-Üst Kretase yaşlı sedimanter ve volkanik kayaçları içermektedir.

İncelemenin konusunu oluşturan ofiyolitik kayaçlar, Antalya batısında yüzeylenen Antalya Napları (Lefevre, 1967) veya Antalya Kompleksi (Woodcock ve Robertson, 1977) içerisinde tanımlanmıştır (Şekil 1.1). Bölgedeki Antalya Naplarını oluşturan ve farklı jeotektonik ortamları temsil eden kaya birimleri Şenel ve diğ. (1992, 1996, 1998) tarafından Çataltepe Napı, Alakırçay Napı, Tahtalıdağ Napı ve Tekirova Ofiyolit Napı (TON) biçiminde dört tektonostratigrafik birime ayrılmıştır. Araştırıcılara göre, Çataltepe napı, platform-yamaç-havza (Noriyen-Üst Maastrihtiyen); Alakırçay napı platform-havza (Üst Permiyen-Üst Kretase) ve Tahtalıdağ Napı platform (Kambriyen-Üst Kretase) tipi çökeller; Tekirova ofiyolit Napı ise ultramafifit ve gabrolardan oluşan ofiyolit ve ofiyolitli melanj ile temsil edilmektedir.

TON yapısal olarak Tahtalıdağ Napı'nın üzerinde yer almakta olup, okyanusal kabuk kayaçlarından oluşan Tekirova ofiyoliti (Juteau, 1975; Reuber, 1982) ile ofiyolitli melanj ile temsil edilen Kırkdirek formasyonunu (Şenel ve diğ., 1981) kapsamaktadır.



Şekil 1.1. Güney Anadolu'nun tektonik birlikleri (Göncüoğlu ve diğ., 1997) ve Toros Kuşağı birliklerinin yayılımı (Özgül, 1976).

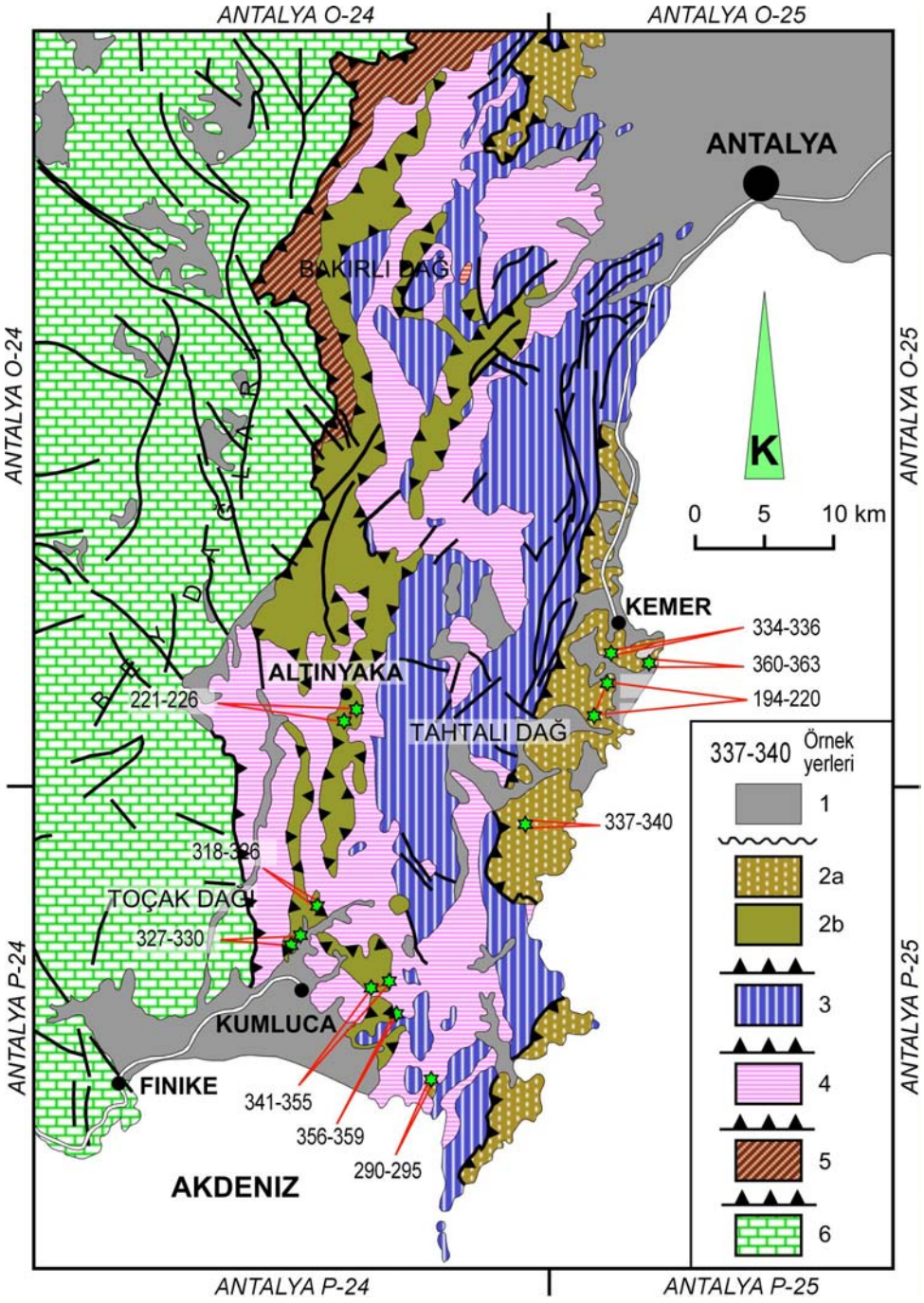
2. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

İnceleme alanının yer aldığı Batı Toroslar bölgesinde farklı yaş aralığına ve litolojiye sahip tektonostratigrafik birlikler (Beydağları Otoktonu ve Antalya Napları) yüzeylediği alanlar Şekil 2.1 ve stratigrafik dikme kesiti ise Şekil 2.2'de sunulmuştur.

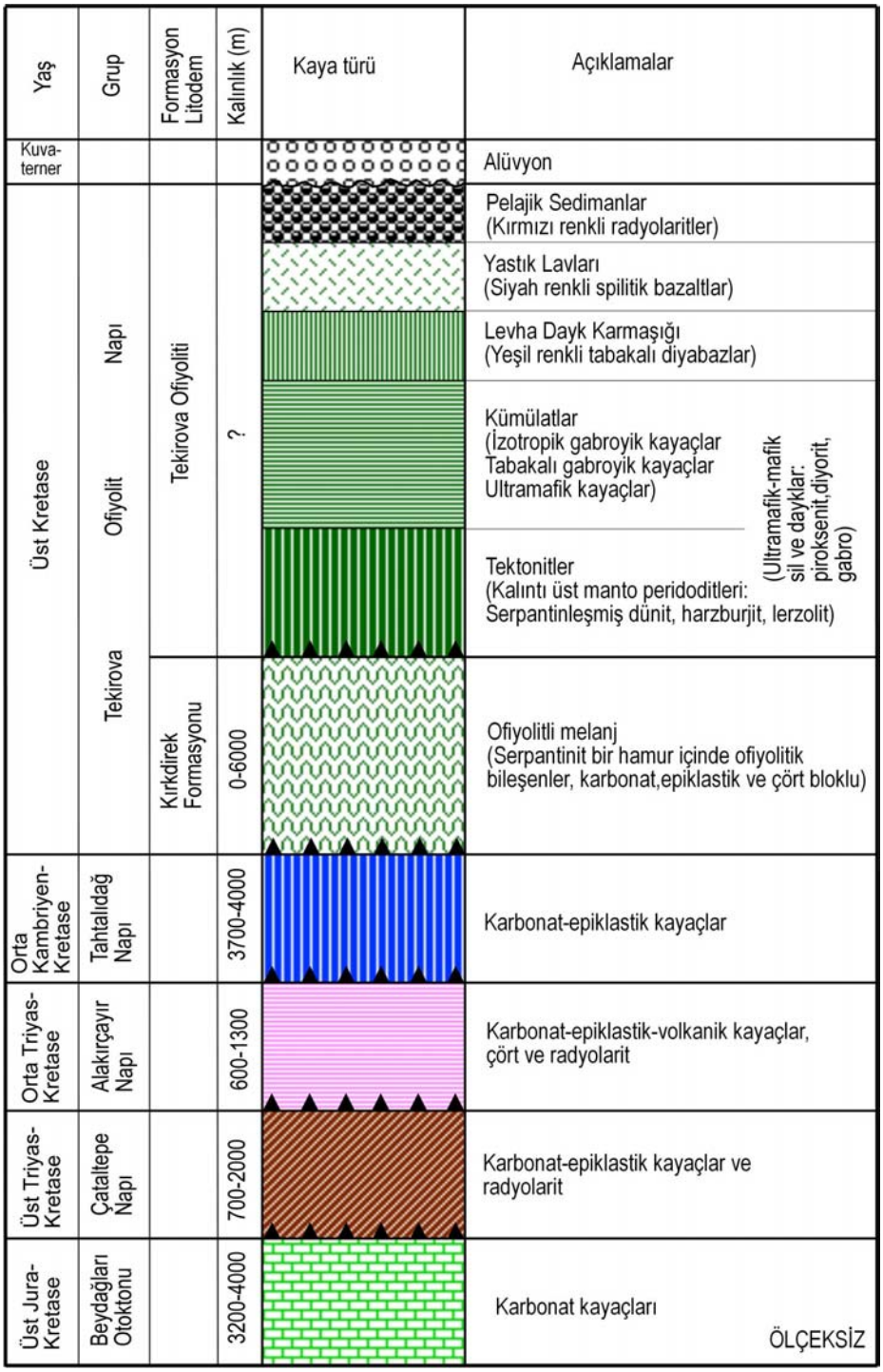
Beydağları Otoktonu olarak tanımlanan (Brunn ve diğ., 1971, 1973; Marcoux, 1977, 1979; Poisson, 1977) birim, Colin (1962) tarafından Beydağları Serisi, Robertson ve Woodcock (1980) tarafından Beydağları Zonu olarak adlandırılmış, Özgül (1976) tarafından Geyikdağı Birliği içerisinde değerlendirilmiştir.

Antalya batısında ilk kez Lefevre (1967) tarafından tanımlanan 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 çökeltilen 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 ayırtlanmıştır. 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.

Çataltepe Napı, platform-yamaç-havza (Noriyen-Üst Maastrihtiyen); Alakırçay Napı platform-havza (Üst Permiyen-Üst Kretase) ve Tahtalıdağ Napı platform (Kambriyen-Üst Kretase) tipi çökeller; Tekirova Ofiyolit Napı ise ultramafitit ve gabrolardan oluşan ofiyolit ve ofiyolitli melanj ile temsil edilmektedir. Bu bölümde proje konusunu oluşturan Tekirova Ofiyolit Napı'nı oluşturan birimler ayrıntılı olarak incelenecek; diğer birimlere ise kısaca değinilmekle yetinilecektir.



Şekil 2.1. Batı Toroslardaki Antalya Birliği Naplarının coğrafik dağılımı (Şenel, 1997) ve örnekleme haritası. 1:Kuvaterner, 2-5 : Antalya : 2: Tekirova Ofiyolit Napı: 2a: Kırkdirek formasyonu (ofiyolitli melanj), 2b: Tekirova ofiyoliti (okyanusal kabuk kayaçları); 3: Tahtalıdağ Napı; 4: Alakırçay Napı; 5: Çataltepe Napı, 6: Beydağları Otoktonu (Geyikdağı Birliği).



Şekil 2.2. Batı Toroslardaki Antalya Birliği Naplarının stratigrafi dikme kesiti (Şenel, 1997'den basitleştirilerek).

2.1. Tahtalıdağ Napı

Genellikle Paleozoyik-Mesozoyik dönemine ait platform tipi çökellerle temsil edilen Tahtalıdağ Napı; Alakırçay Napı üzerinde, Tekirova Ofiyolit Napı altında izlenmekte olup, bazı alanlarda Tekirova Ofiyolit Napı üzerinde de bulunmaktadır (Şenel, 1997). Tahtalıdağ Napı Brunn ve diğ.'nin (1971) Tahtalıdağ Ünitesi'ne, Poisson'un (1977) Kargı Ünitesi ve Koca Dağ Masifi'ne, Marcoux'un (1977, 1979) Kemer, Tahtalıdağ ve Bakırlıdağ ünitelerine, Robertson ve Woodcock'un (1980) Kemer Zonuna karşılık gelmektedir.

Tahtalıdağ Napı Paleozoyik-Alt Mesozoyik kesimi; Orta Kambriyen yaşlı metadolomit, Üst Kambriyen-Alt Ordoviziyen yaşlı sleyt ve metakumtaşı, Üst Ordoviziyen yaşlı sleyt, Silüriyen yaşlı kumtaşı, Devoniyen yaşlı kireçtaşı, dolomit, kumtaşı ve silttaşı, Üst Permiyen yaşlı kömür seviyeleri içeren kumtaşı, silttaşı şeyl, kireçtaşı ve dolomit, Triyas yaşlı alacalı marnlarla temsil edilmektedir.

2.2. Alakırçay Napı

Alakırçay Napı, genelde Çataltepe Napı üzerinde, Tahtalıdağ Napı altında yeralır. Alakırçay Napı Brunn ve diğ.'nin (1971) Alakırçay Ünitesine, Marcoux'un (1977, 1979) Alakırçay ve Karadere Ünitelerine, Poisson'un (1977) Ispartaçay Ünitesine, Robertson ve Woodcock'un (1980, 1981a, 1981b, 1981c) Kumluca ve Gödene Zonları ile Alakırçay Grubuna karşılık gelmektedir. Alakırçay Napı Üst Permiyen ve Alt Triyas döneminde platform, Orta Triyas-Kretase döneminde bazik volkanizmanın da etkin olduğu rift benzeri havza ortamını temsil etmektedir. Orta-Üst Triyas döneminde gelişmiş olan bazik volkanizma, yer yer denizaltı dağlarını (yastık yapılı lavları) oluşturmuştur.

Bölgede birbirinde farklı kaya türü dizilimi sunduğu ve Alakırçay ve Kumluca birimlerinden oluştuğu belirtilen (Şenel, 1997) Alakırçay Napı'na ait "Alakırçay Grubu" olarak adlandırılan (Şenel ve diğ., 1981) istif Üst Permiyen yaşlı neritik kireçtaşları, Skitiyen-Aniziyen yaşlı marnlar, Üst Aniziyen-Noriyen yaşlı

yanal ve düşey geçişli bitkili kumtaşı, silttaşı, kiltaşı, halobialı kireçtaşı, radyolarit, çört, spilit, bazalt, spilitleşmiş bazalt vb. kaya türleri, Resiyen-Kretase yaşlı çört, radyolarit ve şeyller ile temsil edilmektedir.

2.3. Beydağları Otoktonu

Bölgedeki otokton kütle, Colin (1962) tarafından Beydağları serisi, Robertson ve Woodcock (1980) tarafından Beydağları zonu olarak tanımlanmış olup; Özgül(1976) tarafından Geyikdağı Birliği'ne dahil edilmiştir. Birim daha sonra Günay ve diğ. (1982) tarafından Beydağları Birliği olarak yeniden tanımlanmıştır. Genelde ise Beydağları Otoktonu olarak bilinmektedir (Brunn ve diğ., 1971, 1973; Marcoux, 1977, 1979; Poisson, 1977 ve Şenel ve diğ. 1992, 1996)

Mesozoyik boyunca duraylı karbonat platformu niteliğinde olan Beydağları otoktonu, Batı Toroslar'ın otokton kaya birimlerini temsil eder ve bölgenin batı kesiminde yüzeylenir. Bölgede Malm-Senomaniyen yaşlı neritik kireçtaşları ve Senoniyen yaşlı pelajik/yarı pelajik kireçtaşları (Beydağları formasyonu), Paleosen yaşlı kumlu-killi kireçtaşı, kumtaşı, kiltaşı ve silttaşları (Söbütepe formasyonu), Üst Lütesiyen-Priaboniyen yaşlı nummulitli kireçtaşı, kumtaşı, kiltaşı, silttaşı ve marnlar (Küçükköy formasyonu), Alt Miyosen yaşlı algli kireçtaşları (Karabayır formasyonu), kumtaşı, kiltaşı ve silttaşları (Karakuştepe formasyonu) ile konglomera ve kumtaşları (Kasaba formasyonu) ile temsil edilmektedir.

2.4. Çataltepe Napı

Yapısal olarak Antalya naplarının en alt birimini oluşturur. Birim, bu alanda Noriyen yaşlı resifal kireçtaşı blok ve mercekli marnlaran oluşan Tilkideliğitepe formasyonu (Poisson, 1977), Jura-Kretase yaşlı radyolarit, çört, şeyl ve kalsitürbüdütlerden oluşan ve yanal yönde birbirleriyle girik Dereköy radyolariti (Marcoux, 1977) ile kalsitürbidit, çört, radyolarit ve şeyllerden oluşan Yaniceboğazıdere formasyonunu (Poisson, 1977) kapsar (Şenel, 1997). Çataltepe napı üstte, Üst Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşlı bloklu filişle temsil edilen Keçili

formasyonu (Şenel ve diğ., 1981) ile sonlanmaktadır. Keçili formasyonu Antalya naplarını oluşturan tüm yapısal birimlerde bulunur

2.5. Tekirova Ofiyolit Napı

Yapısal konumu tartışmalı olan birim, genelde Tahtalıdağ napı üzerinde, bazen de altında, değişik boyutta tektonik dilimler halinde bulunur. Kırkdirek formasyonu ve Tekirova ofiyolitini kapsamaktadır. Şenel ve diğ. (1981) tarafından adlandırılan Kırkdirek Formasyonu; bir ofiyolitli melanj/karışık olup, Antalya napları içinde Tekirova ofiyoliti ise okyanusal kabuk kayaçlarından oluşur.

Serpantinit bir hamur içinde, değişik boyutta halobialı kireçtaşı, bitkili kumtaşı, şeyl, tabakalı çört, radyolarit, bazik volkanit, Jura-Kretase yaşlı neritik kireçtaşı, gabro, diyabaz, amfibolit bloklar kapsar. Bazen Keçili Formasyonu'na ait dilimler de içerir. Ancak, Keçili Formasyonu, birim üzerinde bazı alanlarda uyumsuz olarak da görülebilir.

Tekirova ofiyoliti, Tahtalıdağ napına bindirmiş olarak bulunur. Ancak küçük bir alanda da Tahtalıdağ napının Tekirova ofiyolitine bindirdiği görülür. Ofiyolit napının Üst Kampaniyen-Maastrihtiyen'de kıtasal kabuğa bindirerek yerleşmiştir. Gerçek kalınlığı kesin olarak ölçülememekle birlikte; 0-600 m arasında değiştiği belirtilmektedir. Üst manto kökenli olan Tekirova ofiyolitinin, Neotetisin güney koluna ait olduğu ve Üst Kretase oluşum yaşlı olduğu kabul edilir. (Yılmaz, 1981).

Serpantinleşmiş ultramafititler (peridodit-dünit, verlit, harzburjit, piroksenit), mafititler (tabakalı ve izotropik gabrolar), diyabaz ve plajiyogranitten oluşan Tekirova Ofiyoliti; Juteau (1975) ve Reuber (1982) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş olup; Reuber (1982) Tekirova ofiyolitini egemen kaya türlerine göre 5 grupta haritalama eğiliminde olmuştur. Bunlardan serpantinit birimi; genelde tektonik zonlarda belirgin olup, serpantinleşmiş harzburgit ve serpantinleşmiş dunitlerden oluşur. Az oranda harzburjit, dunit, gabro, diyabaz vb. kaya türleri kapsar. Harzburjitler; genelde lerzolitik harzburgit, masif harzburgit ve bantlı

harzburgitlerden oluşur. Az oranda serpantinit, serpantinleşmiş, harzburgit, dunit, diyabaz ve gabroyu da kapsar. Dünitler; genelde harzburgit-dünit bantları ve serpantinleşmiş dünitler olarak görülür ve içlerinde izole diyabaz daykları ve az oranda harzburgit, piroksenit ve verlit de bulunur. Verlitler; sınırlı yüzeylemelere sahiptir ve dunit ve piroksenitlerde ardalanma gösterirler. Gabrolar; kümüla dokulu tabakalı gabro ve izotropik gabrolar ile temsil edilir.

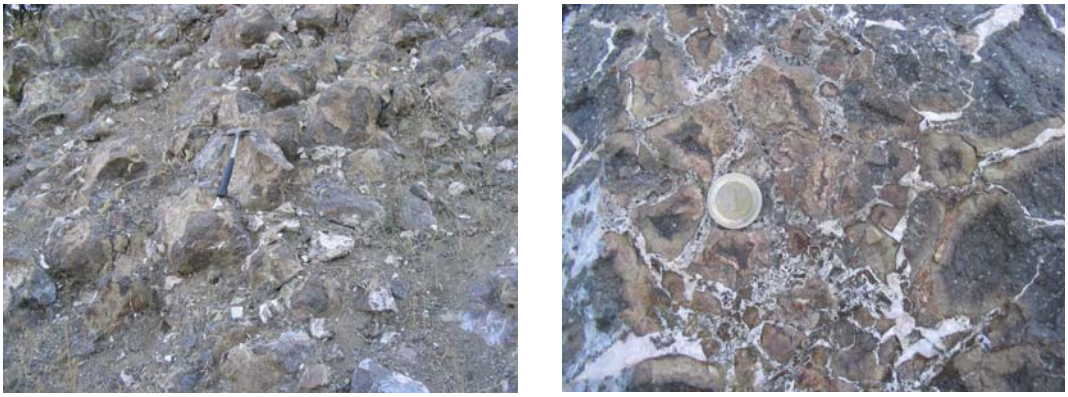
İnceleme alanında ofiyolitik dizilimi oluşturan ultramafik kayaçlar çoğunlukla serpantinleşmiş olup, 1-5 m lik açık-koyu yeşil siyah renkli oldukça sert ve masif görünümlü çıkıntılar halinde korunmuştur (Şekil 2.3). Bunlardan piroksenitler yer yer dayk şeklinde bozuşmamış seviyeleri oluşturmaktadır. Koyu yeşil-siyah renkli gabro ve diyoritler ile tabakalı diyabaz daykları ultramafititleri keser konumda bulunmaktadır (Şekil 2.4). İstifin üst kesimlerinde çevresi kalsitle doldurulmuş yastık yapılı bazaltlar gözlenmektedir (Şekil 2.5).



Şekil 2.3. a) Yer yer serpantinleşmiş ultramafititler, b) Bütünüyle serpantinleşmiş ultramafititler (serpantinitler).



Şekil 2.4. a) Tabakalı gabrolar, b) Tabakalı diyabaz daykları.

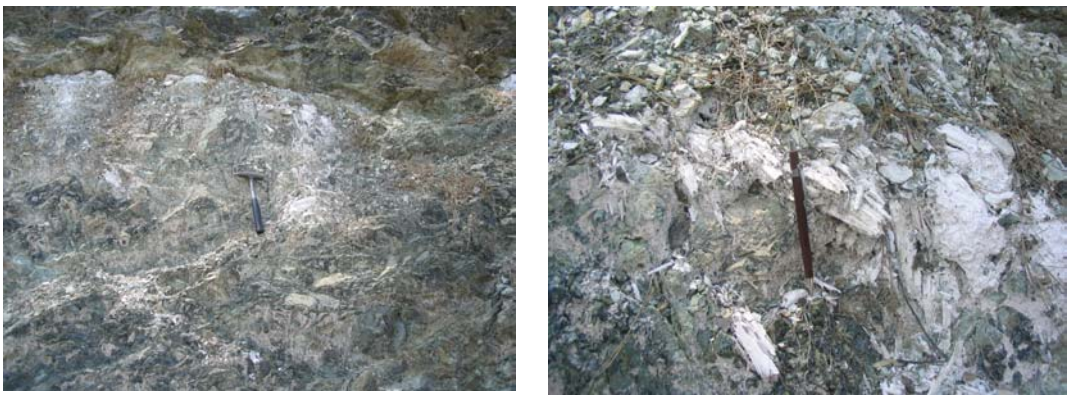


Şekil 2.5. a) Yastık yapılı spilitik bazaltlar, b) Yastık yapılı spilitik bazaltları çevreleyen karbonatlar.

Ultramafititler içerisinde 5-10 m lik mercekler halinde pirometasomatik kayaçlar gözlenmektedir (Şekil 2.6). 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 kalınlıkta birkaç damar halinde tremolit-asbest oluşumlarına rastlanılmaktadır (Şekil 2.7). İpeksi parlaklıkta açık yeşilimsi beyaz renkli, çatlak düzlemlerine dik yönde gelişmiş asbestler lifleri, elle bükülüp birbirinden ayrılacak kadar yumuşaktır.



Şekil 2.6. a) Beyaz renkli ofikarbonat damarlı açık yeşilimsi pirometasomatitler (epidotfels), b) Beyaz renkli ofisilikat (birbirit) damarlı açık yeşilimsi pirometasomatitler (epidot-granatfels).



Şekil 2.7. a) Serpantinitlerde asbest seviyeleri, b) Beyaz renkli lifsi tremolitler.

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

Serpantinitlerin kırıkları beyaz renkli yaklaşık 5-10 cm uzunluğunda aragonit minerallerince doldurulmuştur (Şekil 2.8a). 1-5 m lik mercekler halinde serpantinitlerin matriksinde 1-2 cm çapında küresel-elipsoyidal mahidromanyezit yumruları bulunmaktadır (Şekil 2.8b). Serpantinit çaklarında hidrotalsit, brusit ve çok sayıda birbirine paralel çok ince (1-5 mm) krizotil asbest oluşumları da sıklıkla gözlenmektedir (Şekil 2.9).



Şekil 2.8. a) Serpantinitlerde beyaz renkli ışınsal aragonitler, b) Serpantinitlerde beyaz renkli hidromanyezit yumruları.



Şekil 2.9. a) Serpantinitlerin çatlaklarında beyaz renkli hidrotalsit dolguları, b) Serpantinitlerde beyaz renkli ince krizotil asbest damarcıkları ve çatlaklarda beyaz renkli brusit oluşumları.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanında ofiyolitik birimlere ait olmak üzere toplam 81 adet mineral ve kayaç örneği alınmıştır. Bunlar Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) yıkandıktan sonra ince-kesit, kırma-öğütme-eleme, kil ayırma, X-ışınları difraksiyonu (XRD) ve optik mikroskopi (OM) gibi çeşitli işlemlerden geçirilmiştir. Bunların birimlere göre dağılımı Çizelge 3.1'de verilmiştir.

Çizelge 3.1. İnceleme sahasında laboratuvar yöntemlerinin dağılımı.

Birim/Yöntem	OM	XRD			JEOKİMYA	
		TK	KF	Politipi	Ana-İz	İzotop
Tekirova Ofiyolitli Napı	60	81	55	17	10	4

3.1. Optik Mikroskop İncelemeleri

C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanan lam preparatlar (ince kesit) üzerinde Nikon marka, alttan aydınlatmalı binoküler polarizan mikroskobunda yapılmıştır. Bu yöntem ile kayacı oluşturan bileşenler ve bunların dokusal özellikleri tanımlanarak kayaçların adlandırılmalarının yanı sıra; bozuşma ve bozunma ürünleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

3.2. X-ışını Difraksiyonu İncelemeleri

OM ile incelenemeyecek kadar küçük (submikroskopik) tane boyuna sahip kayaçların tüm kayaç (XRD-TK) mineralojik bileşimlerinin ve kil boyu bileşenlerinin (XRD-KF), ayrıca minerallerdeki polimorfik değişimlerin belirlenmesi amacıyla X-ışınları kırınımı/difraksiyonu en çok kullanılan yöntem olmuştur.

XRD çalışmalarında kullanılacak örnekler önce 3-5cm' lik parçalar halinde çekiçle, daha sonra Fritisch marka çeneli kırıcıda 5mm'den küçük taneler halinde kırılmış ve yine aynı marka silikon karbid çanaklı öğütücüde sertlikleri de dikkate alınarak yaklaşık 10-30 dk süreyle öğütülmüştür. Bu şekilde elde edilen toz malzeme

naylon torbalara konulup etiketlendikten sonra, çözümlemelere hazır konuma getirilmiştir. XRD çözümlemeleri Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde (Anot = Cu (CuK_α=1.541871Å), 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 = 2θ = 5-35°) yapılmıştır (Çizelge 3.2).

XRD çözümlemeleri 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 Çizelge 3.3 ve 3.4'deki 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. Kil minerallerinin tanımlanması çoğunlukla (001) bazal yansımalarına göre yapılmıştır.

Çizelge 3.2. XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar.

Koşullar	Tüm kayaç	Kil fraksiyonu	Kil fraksiyonu d(060)
Dalga boyu (λ)	CuK_α=1.541871Å		
Anot	Cu		
Filtre	Ni		
Gerilim	35 kV		
Akım	15 mA		
Yarıklar	DS=1° SS=1° RS=0.15 mm RS_M=0.30 mm		DS=4°, SS=4°, RS=0.30 mm, RS_M=0.60 mm
Gonyometre / Tarama hızı (SS)	5°/dak.	2°/dak.	0.5°/dak
Adım genişliği (SW)	0.04°	0.02°	0.01°
Kağıt hızı	45 mm/dak.	16 mm/dak.	28 mm/dak.
Zaman sabiti	1 sn.	4 sn.	4 sn.
Kağıt aralığı	2θ = 5-35°	2θ = 2-30°	2θ = 59-63°

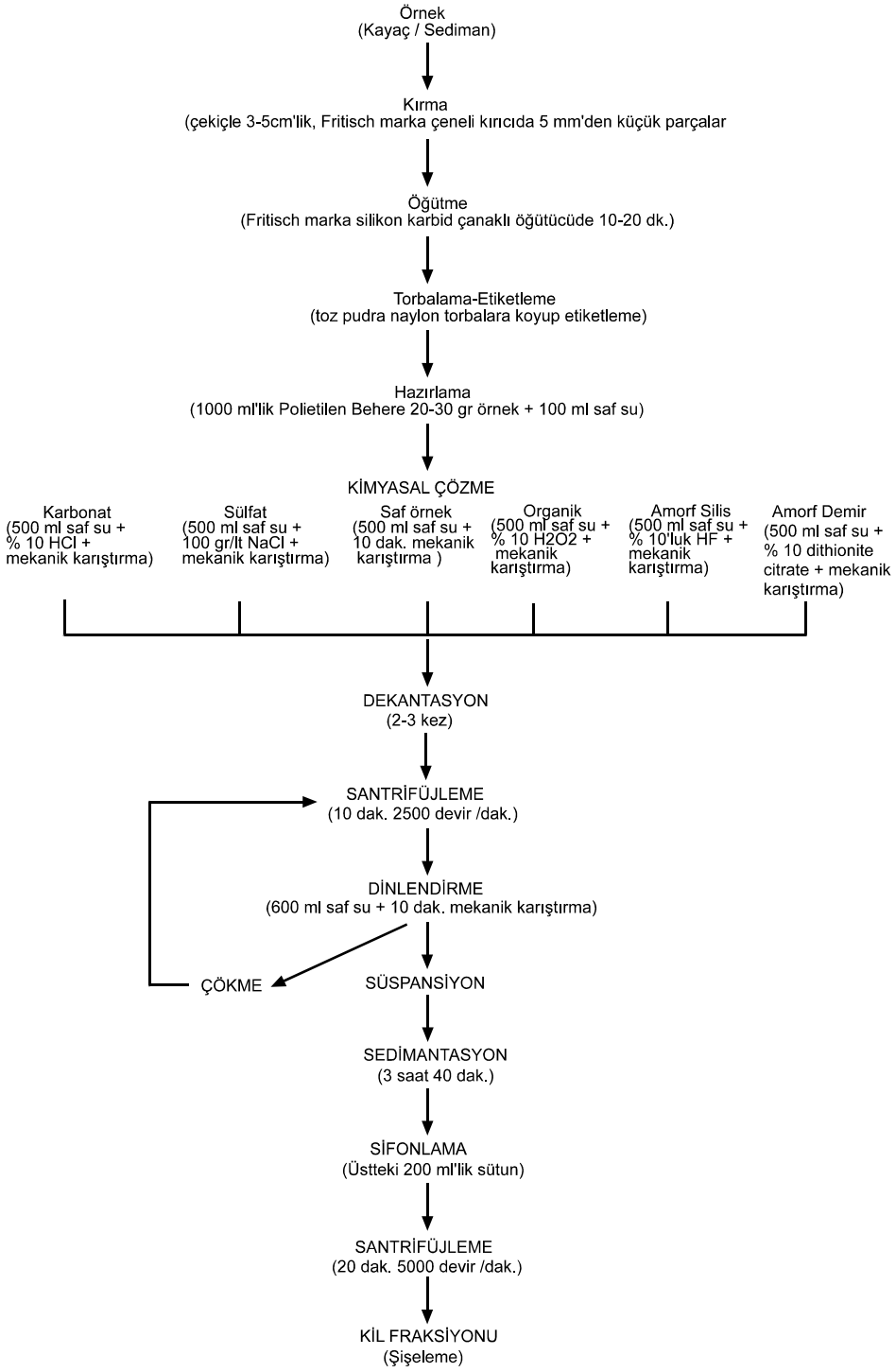
Çizelge 3.3. Dolomit referans alınarak saptanmış ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002 verilerine ekleme yapılarak).

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Karbonat				
Dolomit	(104)	2.886	30.96	1.00
Kalsit	(104)	3.035	29.41	0.86
Aragonit	(111)	3.396	26.22	3.98
Manyezit	(104)	2.742	32.63	1.65
Silika				
Kuvars	(101)	3.34	26.64	0.89
Opal-CT	(101)	4.04	21.98	2.72
Feldispat				
Plajiyoklaz	(040)	3.20	27.86	3.23
Sanidin	(040)	3.20	27.86	3.32
Amfibol				
Hornblend	(110)	8.51	10.39	3.18
Piroksen				
Piroksen	$(\bar{2}\,21)$	2.94	30.38	3.67
Fillosilikatlar				
Biyotit	(001)	10.1	8.75	6.53
Muskovit	(001)	10.0	8.82	4.32
Muskovit	(002)	5.03	17.62	8.12
Muskovit	(003)	3.35	26.58	1.95
Talk	(001)	9.3	9.50	5.72
Talk	(003)	3.12	28.58	4.46
Serpantin	(001)	7.3	12.10	9.13
Serpantin	(002)	3.65	24.36	10.40
Kil				
Kil (Smektit)	(001)	~15	~6	18.98
Kil (İllit)	(001)	10.0	8.84	22.81
Kil (İllit)	(003)	3.35	26.58	13.18
Kil (Klorit)	(001)	14.3	6.16	9.40
Kil (Klorit)	(002)	7.16	12.36	4.20
Kil (Klorit)	(003)	4.72	18.79	5.63
Kil (Klorit)	(004)	3.52	25.26	4.45
Kil (Kaolinit)	(001)	7.20	12.28	7.69
Kil (Kaolinit)	(002)	3.57	24.92	7.63
Kil (Paligorskit)	(110)	10.50	8.42	5.47
Kil (Sepiyolit)	(110)	12.1	7.30	7.15
Sülfat-S				
Jips	(020)	7.56	11.70	1.15
Fe-oksit / hidroksit				
Hematit	(104)	2.69	33.28	3.06
Götit	(011)	4.18	21.24	4.65
Pirit	(200)	2.71	33.02	3.96

Çizelge 3.4. Kaolin-EG referans alınarak saptanmış ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002 verilerine ekleme yapılarak).

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Kaolinit	(002)	3.57	24.92	1.00
İllit	(001)	10.0	8.84	1.52
İllit	(002)	5.03	17.62	2.80
İllit	(003)	3.35	26.58	1.38
Smektit	(001)	~15	~6	1.57
Smektit	(002)	8.6	10.28	13.05
Smektit	(003)	5.7	15.52	9.39
Smektit	(005)	3.4	26.18	5.57
Klorit	(001)	14.3	6.16	3.41
Klorit	(002)	7.16	12.36	0.65
Klorit	(003)	4.72	18.79	2.01
Talk	(001)	9.3	9.50	1.89
Talk	(003)	3.12	28.58	1.44
Serpantin	(001)	7.3	12.10	0.69
Serpantin	(002)	3.65	24.36	3.68
Talk	(001)	9.3	9.50	1.02
Talk	(003)	3.12	28.58	1.07
C-S	(002)	15.5	5.70	7.57
C-S	(004)	7.8	11.34	6.25
C-S	(006)	5.2	17.04	16.18
I-S	(003)	8.2	10.78	6.41
I-S	(005)	5.4	16.40	10.85
I-S	(008)	3.38	26.34	3.21
Paligorskit	(110)	10.50	8.42	1.46
Sepiyolit	(110)	12.1	7.30	2.69

Fillosilikat/kil içeren kayaçlarda, bu minerallerin diğerlerinden ayrılması işlemleri C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kil Ayırma Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. XRD-KF çözümlemeleri 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 (Şekil 3.1). Süspansiyonlama işleminin olmaması durumlarında Calgon eklenerek, bu süreç hızlandırılmaya çalışılmıştır. Santrifüjleme işlemi Heraeus Sepatech marka Varifuge 3.2 S model 5600 devir/dk hıza ve 200 cc kapasiteli metal kodelere sahip santrifüjde yapılmıştır. Ayrılmış her kil çamurundan üzerine sıvama veya kabarıp çatlayanlarda süspansiyon halinde üç adet



Şekil 3.1. C.Ü.MİPJAL'da uygulanan kil ayırma iş akış şeması.

yönlendirilmiş lam preparat hazırlanmış ve bunlar oda sıcaklığında kurutulmuştur. 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 2θ=2-30° (hata miktarı ±0.04°) olarak ayarlanmıştır.

Kil minerali difraktogramlarında karmaşık piklerin çözümlenmesinde; diğer bir ifadeyle, $d_{(001)}$ yansımaları birbirine yakın olan illit ve paligorskit gibi minerallerde piklerin birleşik ve simetrik olmayan bir görünüm sergilemesi, bunların doğrudan difraktogram baskısından itibaren tanımlanması ve ayırt edilmesini güçleştirmektedir. Benzer problem illit, karışık tabakalı illit-smektit (I-S) ve smektit fazlarının tanımlanmasında da yaşanmaktadır. Bu tür durumlarda bazı mineraller gözden kaçabilmekte veya pik çözümlenmesi yapılamadığı için pik şiddetlerinden itibaren yüzde miktarları hesaplanamamaktadır. Diğer taraftan, I-S'lerde farklı tabakalanma tiplerinin (R0 düzensiz, R1 ve R3 düzenli aratabakalanma) birlikte bulunması durumunda, bunların birbirinden, ayrıca illit ve smektit gibi diğer fazlardan ayırtlanması olanaksız duruma gelmektedir. Son on yıl içerisinde özellikle asimetrik piklerin grafiksel değerlendirilmesi ile ilgili bilgisayar programı (WINFIT: Krumm, 1996) bu tür problemlerin çözümünde sıkça kullanılmaktadır. Normal (havada kurutulmuş) ve glikollü çekimlerden elde edilen XRD pik verileri (RAW dosyaları) ilgili programa uygun sayısal formata (ASCII) dönüştürüldükten sonra değişik 2θ aralıklarında (2θ=3-11°, 5-11°, 15-20° ve 22-30°) pik çözümlemesi gerçekleştirilmektedir. Kil fraksiyonundaki fazlar WINFIT pik çözümlemesinin yanı sıra, NEWMOD© (Reynolds, 1985) desenlerinden de doğrulanmıştır.

Sonuçta pik konumlarının belirlenmesiyle her bir kil mineralinin ayrı ayrı 2θ veya $d_{(001)}$ değerleri, yarı yükseklikteki pik genişlikleri (FWHM), pik şiddetleri ve alanları ile kristalit büyüklükleri de saptanabilmektedir. Bu çalışmada; illit, smektit, paligorskit, sepiyolit ve/veya karışık tabakalı kil mineral birliktelikleri kullanılarak,

bunların bilgisayar ortamında sayısal çözümlemeleri yapılarak jeolojik olayların aydınlatılmasında yararlanılmıştır.

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

3.3. Jeokimyasal İncelemeler

Saf 8 adet serpantin, 2 adet tremolit ve 1 adet hidromanyezit minerallerinin ana, iz/eser ve nadir toprak element (REE) çözümlemeleri ile 3 serpantin ve 2 tremolit minerallerinin oksijen-hidrojen izotop jeokimyası Kanada'daki Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) şirketine yaptırılmıştır. Ana element çözümlemelerinde lityum metaborat/tetraborat füzyon ICP, iz/eser ve nadir toprak element çözümlemelerinde ICP-MS kullanılmıştır. Bunlar; geçiş metalleri (Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Zn), granitoyid elementleri (Bi, In, Sn, W, Mo), karışık davranışlı elementler (As, Sb), halojen (Be), değerli metal (Ag), kalıcılığı düşük elementler / LFSE (K, Rb, Cs, Ba, Sr, Tl, Ga), kalıcılığı yüksek elementler / HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, Th, U), nadir toprak elementleri / REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ile diğer elementi (Ge) kapsamaktadır.

ICP ve ICP-MS yöntemlerinde öncelikle numuneler lityum metaborat/tetraborat füzyonu ile eritilmiştir. Elde edilen boncuk zayıf nitrik asit ile çözeltiye alınmıştır. Bu atak işlemi ile SiO_2 'yi de kapsayan ana elementler, REE ve diğer HFSE'ler çözeltiye aktarılmıştır. ICP-MS yönteminde iyonizasyon kaynağı olarak argon plasma ve dörtlü kütle spektrometre kullanılmaktadır. Analiz sırasında çözelti Ar gazından geçerek nebulize edilerek (bulutsu hale getirilerek) plasma ortamına gönderilir. Böylece bir plasmayı oluşturacak biçimde gaz ve elementler uyarılmış iyonize atomlara dönüştürülür. Plasmadaki pozitif iyonlar, dörtlü kütle spektrometresine odaklandırılır. Burada katyonlar ayırt edilerek sayılır ve miktarları belirlenir.

4. MİNERALOJİ-PETROGRAFİ

4.1. Optik Mikroskop İncelemeleri

İnceleme alanında yapılan çalışmalar sonucu alınan kayaç örneklerinin tamamı Tekirova Ofiyolit Napı litolojilerine aittir. Bunlar serpantinleşme (öncesi, sırası ve sonrası) ve pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar olmak üzere iki gruba ayrılarak minerolojik ve petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir (Çizelge 4.1). Magmatik kayaçların adlandırılmasında Streckeisen (1978) sınıflaması esas alınmıştır. Mineral adlarının kısaltılması Kretz'in (1983) önerilerine göre yapılmıştır.

Çizelge 4.1. Tekirova Ofiyolit Napı kayaçlarının optik mikroskopi inceleme sonuçları.

Örnek No	Doku	Mineralojik Bileşim	Özellikler	Kayaç / Mineral
Serpantinleşme-Öncesi Kayaçlar				
İlksel Ofiyolitik Kayaçlar				
TON-200	Holokristalin hipidiyomrf tanesel doku	Act+Plg	Act: Levhamsı, yer yer iğnemsi Plg: Polisentetik ikizlenme Chl: Gözeneklerde Mgs: Çatlaklarda, yelpaze biçimli sönme Om: Çok sayıda ve özşekilsiz	Diyorit
-201	Holokristalin hipidiyomrf tanesel doku	Aug+Plg	Aug: Prizmatik, iğnemsi aktinolitik uralitleşme Plg: İnce taneli Chl: Gözeneklerde, açık yeşil	Uralitik klinopiroksenit
-207	Holokristalin hipidiyomrf tanesel doku, ağ ve saat camı dokusu	Aug+En+ Ol+Plg	En: Klinopiroksen lamelli Ojt: Renksiz Ol: Kenarlarında serpantinleşme Plg: Çok ince taneli Srp: Levhamsı Dol: Gözenek ve çatlaklarda	Serpantinleşmiş lerzolit
-290	Hipokristalin porfirik doku	Plg	Plg: Polisentetik ikizlenme Cal: Gözenek ve çatlaklarda Qtz: Matriks ve gözeneklerde Chl: Matriks ve gözeneklerde Ep: Matriks ve gözeneklerde Om: Matriks ve gözeneklerde M: Kloritleşme, epidotlaşma, silisleşme	Altere bazalt
-295	Hipokristalin porfirik doku	Plg	Plg: Polisentetik ikizlenme Ol: Kalıntı, opasitleşme Cal: Gözenek ve çatlaklarda Qtz: Matriks ve gözeneklerde	Altere bazalt

			Chl: Matriks ve gözeneklerde Om: Matrikste çok ince taneli M: Kloritleşme, serisitleşme, silisleşme	
-318	Hipokristalin porfirik doku	Aug+Plg	Aug: Renksiz Plg: Killeşme Chl: Gözeneklerde, yer yer ışınsal Cal: Çatlaklarda Om: Bol ve ince taneli M: Killeşme	Bazalt
-319	Breşik doku	Qtz+Cal	Qtz: Silişleşmiş radyolarya ve damarlarda küçük taneler Cal: Çatlak dolgusu Om: Bol, özşekilsiz	Radyolarit
-322	Hipokristalin porfirik doku	Aug+Plg	Aug: Küçük taneler Plg: Yaygın killeşme Cal: Çatlak ve gözeneklerde, özşekilsiz Chl: Gözeneklerde, küçük taneli Qtz: Gözeneklerde, dalgalı sönme Om: Küçük taneli, götit M: Killeşme	Bazalt
-325	Tanesel	Qtz+Cal	Qtz: Silişleşmiş radyolarya, polikristalin Cal: Gözenek ve çatlaklarda M: Fe sıvamaları	Radyolarit
-326	Hipokristalin porfirik doku	Aug+Plg	Aug: Küçük taneler halinde Plg: İnce taneli Cal: Gözenek ve çatlaklarda Qtz: Çatlaklarda Chl: Gözeneklerde, yeşil Om: Bol, özşekilsiz	Bazalt
-328	Tanesel	Qtz+Cal+ Om	Cal: Yer yer çatlak dolgusu ve gözeneklerde Qtz: Polikristalin kümeler halinde Om: Küçük taneler halinde	Karbonatlı radyolarit
-329	Tanesel	Qtz+Om	Qtz: İri kalsedonik, çatlaklarda Om: Özşekilsiz küçük taneler, Fe sıvamaları	Radyolarit
-334	Holokristalin hipidiyomorf tanesel doku, ofitik doku	Aug+Plg	Aug: İğnemsi aktinolitik uralitleşme Plg: Killeşme Chl=Gözeneklerde yeşil, Zt: Çatlaklarda, yer yer ışınsal, Om: Bol miktarda	Diyabaz
-335	Holokristalin hipidiyomorf tanesel doku	Aug+En+ Ol+Plg	Aug: İğnemsi aktinolitik uralitleşme En: Kloritleşme Plg: Polisentetik ikizlenme Ol: İddingsitleşme, ağ dokusu Chl: Damarlarda yeşil	Olivin gabro
-336	Holokristalin hipidiyomorf tanesel doku	Aug+Plg	Aug: İğnemsi aktinolitik uralitleşme Plg: Polisentetik ikizlenme Chl: Çatlaklarda açık yeşil	Gabro

-337	Holokristalin hipidiyomorf tanesel doku	Aug+Plg	Aug: İğnemsi aktinolitik uralitleşme Plg: Polisentetik ikizlenme Chl: Çatlaklarda açık yeşil Om: Bol miktarda	Gabro
-338	Holokristalin hipidiyomorf tanesel doku	Aug+Plg	Aug: İğnemsi aktinolitik uralitleşme Amf: Hornblend Plg: Polisentetik ikizlenme Om: Özşekilsiz	Uralitik gabro
-339	Holokristalin hipidiyomorf tanesel doku	Aug+Plg	Aug: İğnemsi aktinolitik uralitleşme Plg: Polisentetik ikizlenme, killeşme Chl: Levhamsı, çatlaklarda Om: Az sayıda özşekilsiz	Uralitik gabro
-340	Holokristalin hipidiyomorf tanesel doku	Aug+Ol+ Plg	Aug: İğnemsi aktinolitik uralitleşme Ol: Ağ dokusu, opasitleşme Plg: Polisentetik ikizlenme Om: Özşekilsiz küçük taneler	Olivin gabro
-346	Holokristalin hipidiyomorf tanesel doku	Px+Hbl	Aug: Renksiz, yer yer uralitleşme En: Renksiz Hbl: Yeşil	Piroksenit
-360	Holokristalin hipidiyomorf tanesel doku	Aug+Ol+ Plg	Aug: Renksiz, diyallag Ol: Serpantinleşme Plg: Polisentetik ikizlenme	Olivin gabro
Pirometasomatizma ile İlişkili Kayaçlar				
-210	Fibroblastik doku	Tr/Act	Tr/Act: İğnemsi Cal: Gözeneklerde küçük taneler Om: İnce taneli ve özşekilsiz	Tremolit asbest
-219	Fels dokusu, Nematoblastik doku,	Ep+Di	Ep: Klinozoyizit, zoyizit Px: Diyopsit Mgs: Çatlaklarda, yer yer levhamsı Dol: Çatlaklarda, ışınsal Qtz: İnce taneli Fel: İnce taneli	Diyopsit epidotfels
-224	Fibroblastik doku	Tr/Act+ Srp	Tr/Act: İğnemsi Srp: Levhamsı Htc: İnce taneli damarlar Om: İnce taneli	Tremolit asbest
-294	Fels dokusu Nematoblastik doku,	Plg+Ep	Plg: Polisentetik ikizlenme Ep: Pistazit, klinozoyizit Qtz: Gözeneklerde Cal: Gözenek ve çatlaklarda Chl: Gözeneklerde Om: Gözeneklerde	Epidotfels
-357	Fels dokusu Nematoblastik doku,	Grt+Ep	Gr: Prizmatik ve altıgen, kahverengi Ep: Pistazit Cal: Çatlak ve gözeneklerde ince taneli Chl: Gözeneklerde yeşil	Epidot granatfels
-361	Fels dokusu, Fibro-nematoblastik doku,	Scp+Plg+ Di+Hbl	Scp: Gözeneklerde ve damarlarda Di: Tremolitik uralitleşme Plg: Polisentetik ikizlenme, yaygın killeşme	Tremolit skapolitfels

			Qtz: Boşluk ve çatlaklarda, dalgalı sönme	
Serpantinleşme-Sırası Kayaçlar				
-194	Holokristalin prototanesel doku, Cam saati dokusu	Srp+Plg	Srp: Levhamsı, çatlaklarda şerit, lifsi Plg: Polisentetik ikizlenme Px: İnce taneli Cal: İnce taneli Om: Özşekilli-yarıözşekilli, dört kenarlı Crm: Kahverengi, yarı özşekilli	Serpantinit
-195	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve cam saati dokusu	Srp+Brc+ Om	Srp: Olivinin psösydomorfu Brc: Çatlaklara dik iğnemsi Om: İnce taneli Qtz: Gözenek ve çatlaklarda	Serpantinit
-196	Holokristalin prototanesel doku, Cam saati dokusu	Srp+Px+ Om	Srp: Levhamsı Px: İnce taneli, yaygın serpantinleşme Om: Az sayıda ve özşekilsiz Crm: Farklı tane boylarında	Serpantinit
-197	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp+Px+ Brc+Chl+ Om	Srp: Levhamsı,yer yer iğnemsi Px: İnce tanei Brc: Çatlaklara dik gelişmiş, iğnemsi Chl: Açık yeşil, iğnemsi yelpaze Om: İnce taneli damarlar Cal: İnce taneli	Serpantinit
-199	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve cam saati dokusu	Srp+Px+ Om	Srp: Levhamsı Px: İnce taneli Crm: Farklı tane boylarında Om: Hematit	Serpantinit
-202	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+Px+ Chl+Om	Srp: Levhamsı-iğnemsi Px: Ojit ve enstatit, çoğunlukla uralitleşme Chl: Gözeneklerde çok hafif yeşil Om: İnce taneli Crm: Özşekilsiz Brc: Çatlaklarda	Serpantinit
-203	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp+Px	Srp: Levhamsı-iğnemsi Px: Ojit ve enstatit, yer yer uralitleşmiş Plg: Killeşme Crm: Özşekilsiz Qtz: Çatlaklarda, dalgalı sönme	Serpantinit
-204	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp	Srp: Levhamsı-iğnemsi En: Serpantinleşme, Ol: Bütünüyle serpantinleşme, opasitleşme Om: İnce taneli Crm: Kahverengi	Serpantinit

-206	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp	Srp: Levhamsı-iğnemsi En: Serpantinleşme, Om: İnce taneli Crm: Kahverengi	Serpantinit
-209	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp+Aug	Srp:İğnemsi Aug: Uralitleşme Plg: Polisentetik ikizlenme Om: İnce taneli Qtz: Çatlak ve gözeneklerde	Serpantinit
-211	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+Om	Srp: Levhamsı En: Renksiz, uralitleşme Om: İnce taneli Crm: Özşekilsiz	Serpantinit
-214	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp+Htc+ Aug+Om	Srp: İğnemsi Aug: Renksiz Om: İnce taneli Htc:Levhamsı, iğnemsi, çatlaklarda	Serpantinit
-215	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+Px+ Htc	Srp: Levhamsı Px: Renksiz Htc: Çatlaklarda serpantin levhalarına paralel Om: İnce taneli Crm: Özşekilsiz	Serpantinit
-221	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+En+O m	Srp: Levhamsı, iğnemsi,çatlaklara dik yönde asbest damarı En: Çoğunlukla serpantinleşmiş Ol: Psöydomorf Om: Bol miktarda Crm: Özşekilsiz	Serpantinit
-222	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+Om	Srp: Levhamsı, iğnemsi asbest damarı Px: Ojit, Enstatit Om: Özşekilsiz, yer yer iğnemsi götitler Brc: Çatlaklarda iğnemsi Crm: Özşekilsiz	Serpantinit
-225	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+Om	Srp: Levahmsı-iğnemsi Om: Çok ince taneli hematit ve götit Crm: Yarıözşekilsiz-özşekilli	Serpantinit
-320	Holokristalin prototanesel doku, Cam saati dokusu	Srp+Cal+ Om	Srp: Yer yer jel şeklinde Cal: Çatlak ve gözeneklerde Om: Yer yer özşekilli Mgs: Çatlaklarda Brc: İğnemsi,çatlaklara dik konumlu	Serpantinit
-321	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp+En+ Brc+Om	Srp: Levhamsı-iğnemsi En: Renksiz Brc: Lifsi, çatlaklarda Om: Yer yer özşekilli, ince taneli Chl: Gözeneklerde	Serpantinit

			Crm: Özşekilsiz	
-330	Holokristalin prototanesel doku, Ağ va cam saati dokusu	Srp+Px+ Om	Srp: Levhamsı,yer yer jel Px: Enstatit, klinopiroksen lamelli Om: Az sayıda ve özşekilli Crm: Özşekilsiz	Serpantinit
-341	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp	Srp: Levhamsı-iğnemsi, yer yer jel dokulu Px: Ojit, Enstatit Ol: Çatlaklı Crm: Özşekilsiz	Serpantinit
-342	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp+En+ Htc	Srp: Levhamsı Htc: İğnemsi, çatlaklarda En: Renksiz Crm: Yarı özşekilli Om: Çok ince taneli	Serpantinit
-345	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp+Aug+ Cal	Srp: Levhamsı Aug: İnce taneli Cal: Çok ince taneli Om: Özşekilsiz	Serpantinit
-347	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve cam saati dokusu	Srp+Px+ Htc	Srp: Levhamsı-iğnemsi Px: Ojit, Enstatit Htc: İğnemsi, çatlaklara dik yönde	Serpantinit
-352	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp	Srp: Levhamsı Aug: İnce taneli Om: İri taneli	Serpatinit
-353	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve cam saati dokusu	Srp+Px+ Brc+Om	Srp: Levhamsı-iğnemsi, yer yer jel dokulu Px: Ojit, Enstatit Brc: İğnemsi, çatlaklarda serpantinlere dik yönde Om: İnce taneler Crm: İnce taneler	Serpantinit
-354	Holokristalin prototanesel doku, Cam saati dokusu	Srp+Px+ Htc	Srp: Levhamsı-iğnemsi Px: Ojit ve Enstatit Htc: Levhamsı, iğnemsi, yer yer çatlaklarda Crm: Kahverengi	Serpantinit
-356	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve cam saati dokusu	Srp+Px+ Tr	Srp: Levhamsı-iğnemsi Px: Ojit, Enstatit, kum saati ikizlenmesi tremolitleşme Crm: Kahverengi	Serpantinit
-358	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve cam saati	Srp+En	Srp: Levhamsı-iğnemsi, şeritler biçiminde kıvrımlı asbest damarı En: Renksiz	Serpantinit

	dokusu			
-359	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve cam saati dokusu	Srp+En	Srp: Levhamsı-iğnemsi, şeritler biçiminde kıvrımlı asbest damarı En: Renksiz	Serpantinit
-362	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Srp+Px	Srp: levhamsı, jel dokulu Px: Ojit, Enstatit Ol: Psöydomorf, serpantinleşmiş Om: Özşekilsiz Crm: Özşekilsiz, kahverengi	Serpantinit
-363	Holokristalin prototanesel doku, Ağ ve cam saati dokusu	Srp+En+Om	Srp: Sektörel zonlanması Px: Enstatit Om: Özşekilsiz, ince taneli Crm: Özşekilsiz, kahverengi	Serpantinit
Serpantinleşme-Sonrası Kayaçlar				
-208	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Cal+Srp+ Aug+Plg	Cal: Bağlayıcı malzeme, yer yer çatlaklarda Srp: Levhamsı Aug: Renksiz Plg: Polisentetik ikizlenme	Ofikalsit
-220	Holokristalin prototanesel doku, Ağ dokusu	Cal+Hmg	Hmg: İnce taneli Cal: İri taneli, yer yer gözenek ve çatlaklarda Om: İnce taneli	Ofikalsihidro manyezit

M:Matriks, Plg=Plajiyoklaz, Crm=Kromit, Srp=Serpantin, Brc=Brusit, Chl=Klorit, Om=Opak mineraller, Hem=Hematit, Tr=Tremolit, Act=Aktinolit, Mgs=Manyezit, Aug=Ojit, Di=Diyopsit, En=Enstatit, Qtz=Kuvars, Fel=Feldispat, Ctl=Krizotil, Ol=Olivin, Cal=Kalsit, Px=Piroksen, Htc=Hidrotalsit, Ep=Epidot, Zt=Zeolit, Grt=Granat, Scp=Skapolit

4.1.1. Serpantinleşme-öncesi kayaçlar

4.1.1.1. İlksel ofiyolitik kayaçlar

Ofiyolitik dizinin serpantinleşme-öncesi kayaçlarını ultramafikler, mafikler, volkanikler ve radyolaritler temsil etmektedir.

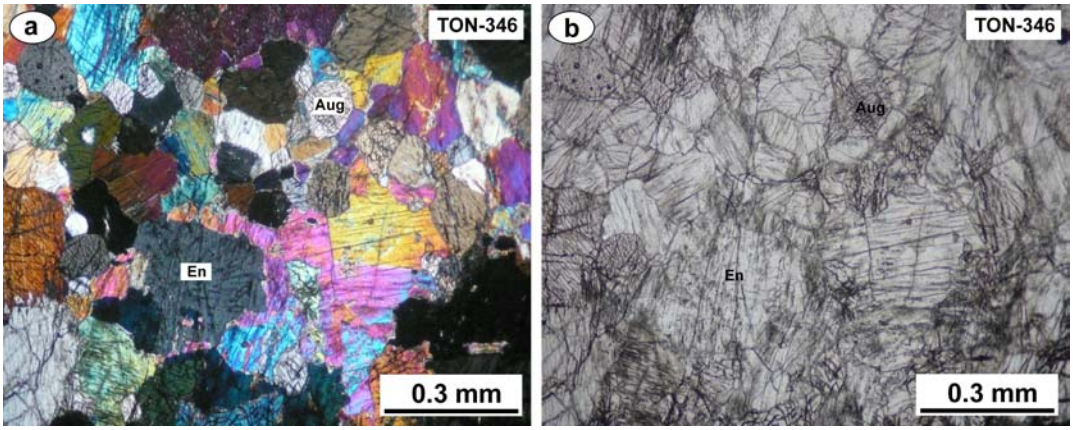
Holokristalin prototanesel dokulu ultramafik kayaçlar; peridodit (lerzolit) ve piroksenitlerden (piroksenit, klinopiroksenit) oluşmaktadır (Şekil 4.1). Bu kayaçlar koyu renkli bileşenlerden başlıca piroksen (ojit ve enstatit), olivin ve plajiyoklaz içermektedir. Ojitler; çubuksu olup, bazı klinopiroksenitlerde uralitleşme ile iğnemsi

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 bileşenleri oluşturmaktadır. Çatlak ve/veya gözeneklerde ikincil mineraller olarak yeşil renkli klorit ve/veya dolomitlere de rastlanılmaktadır.

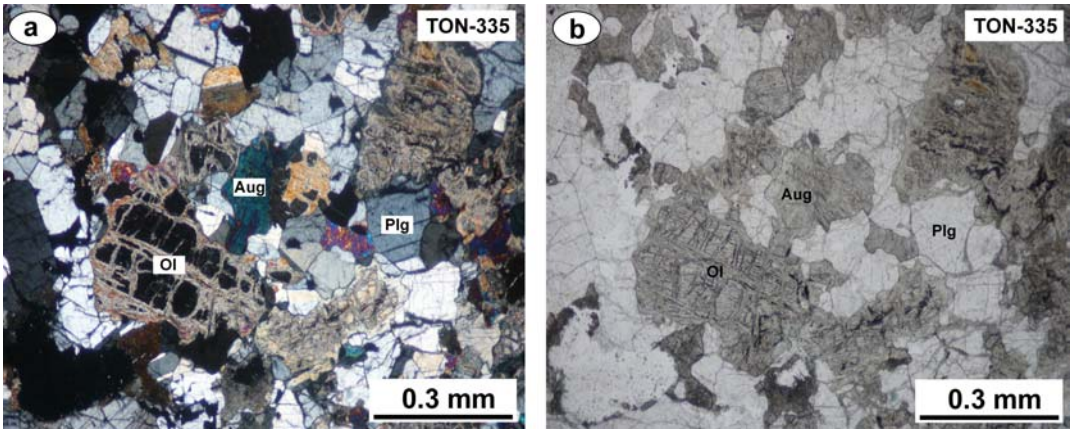
Mafik kayaçları holokristalin tanesel dokulu gabro, diyorit ve diyabazlar temsil etmektedir.

Gabrolarda ojit ve plajiyoklaz ana bileşenlerdir. Bazı örneklerde ise olivin de bulunmaktadır (Şekil 4.2). Ojitler; ortopiroksen lamelli (diyallag) olup; bazı örneklerde çoğunlukla uralitleşme ile iğnemsi 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 bileşen olarak ince taneli ve özşekilsiz Fe-oksit türü opak mineraller gözlenmektedir. Çatlak ve/veya damarlarda ikincil yeşil renkli kloritlere de rastlanılmaktadır.

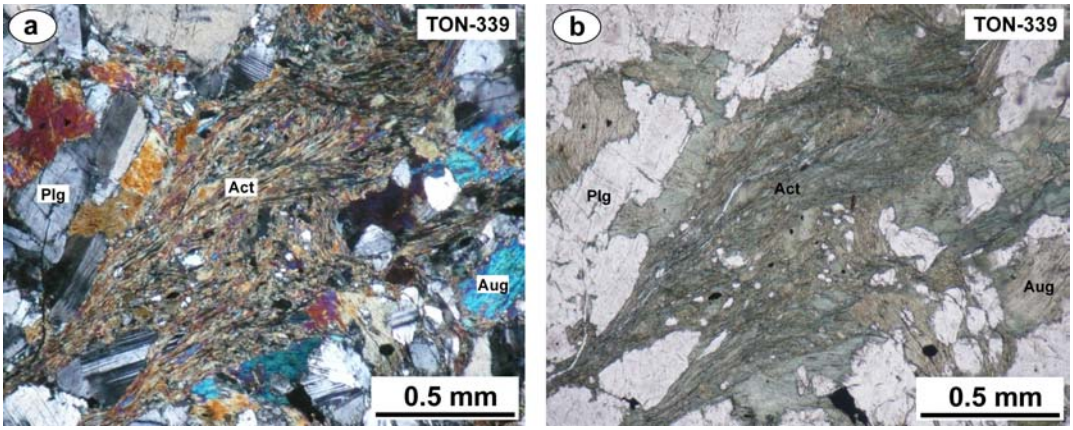
Holokristalin hipidiyomorf tanesel dokulu diyoritler; hornblend ve plajiyoklaz içermektedir (Şekil 4.3). Hornblendler; yeşil renkli, çoğunlukla çubuksu ve yer yer iğnemsidir. Plajiyoklazlar; çubuksu ve polisentetik ikizlenmeli olup, killeşme göstermektedir. Opak mineraller çok sayıda özşekilsiz tanelerden oluşmaktadır. Tali mineraller zirkon ve titanittir. Çatlak ve/veya gözeneklerde klorit ve yelpaze biçimli manyezitler de bulunmaktadır.



Şekil 4.1. Piroksenitlerde çubuksu ojit ve enstatit mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.



Şekil 4.2. Olivin gabrolarda ağ dokulu serpantinleşmiş olivin, a) Çift nikol, b) Tek nikol).

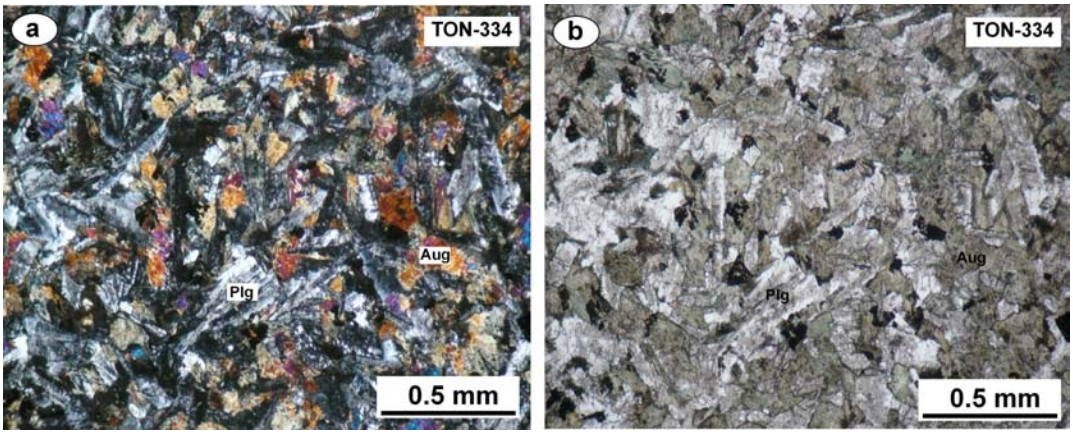


Şekil 4.3. Uralitik gabrolarda iğnemsi aktinolitler, a) Çift nikol, b) Tek nikol.

Holokristalin hipidiyomorf ofitik dokulu diyabazlar; başlıca ojit, plajiyoklaz ve opak mineral içermektedir (Şekil 4.4). İnce taneli ojitler iğnemsi aktinolitik uralitleşme göstermektedir. Plajiyoklazlar polisentetik ikizlenmeli ve killeşmiştir. Çatlak ve/veya gözeneklerde klorit ve zeolit minerallerine rastlanılmaktadır.

Volkanik kayaçlar 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 silisleşme 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-mikrosparitik kalsit içermektedir. Bağlayıcı malzemede opak minerallere ve Fe-oksit sıvamalarına da rastlanılmaktadır.



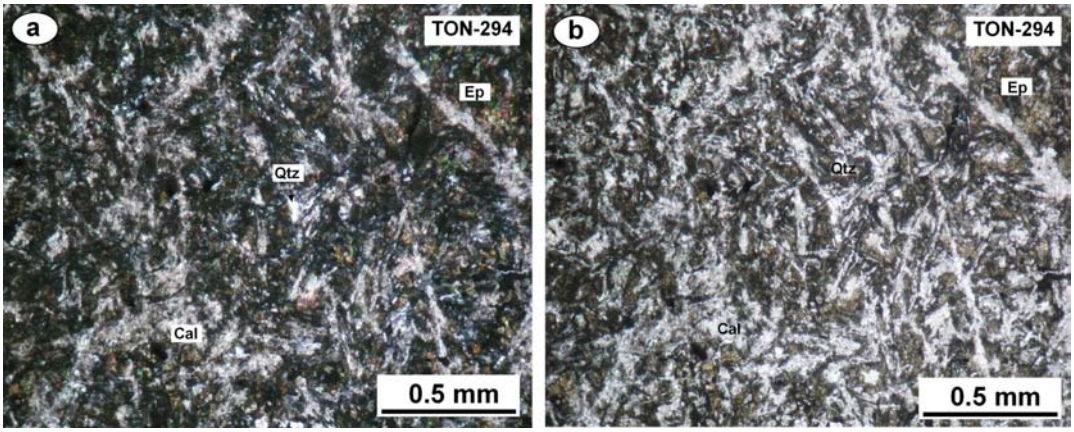
Şekil 4.4. Diyabazlarda plajiyoklaz ve uralitik ojit mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.

4.1.1.2. Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar

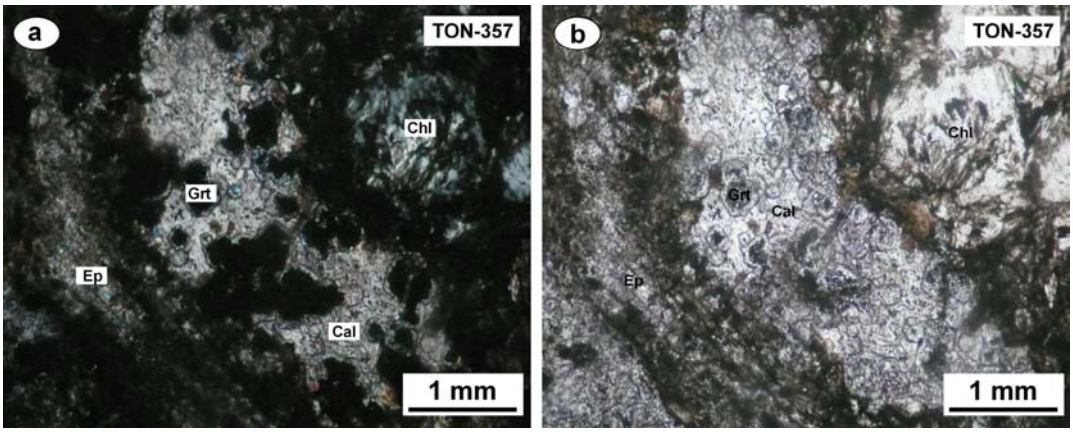
Bu tür alterasyonlara uğramış kayaçların petrografisi türedikleri ana kayaca göre önemli farklılıklar sunmaktadır.

Skapolit, diyopsit, pirop türü granat, pistazit türü epidot ve tremolit gibi tipik metamorfik mineraller içeren, kısmen nematoblastik ve çoğunlukla yönlü doku göstermeyen porfiroblastik dokulu kayaçlar –fels son eki ile adlandırılmıştır. Polisentetik ikizlenmeye ve yaygın killeşmeye sahip plajiyoklaz ile tremolitik uralitleşme gösteren ojitler birincil magmatik mineralleri temsil etmektedir. Pirometasomatik kayaçların 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 4.5). Granatlar; özşekilli (altı köşeli), çubuksu ve renksiz pirop türü ile temsil edilmektedir (Şekil 4.6). Skapolitler; yarı özşekilli ve çubuksu olup, gözenek ve damarlarda bulunmaktadır (Şekil 4.7).

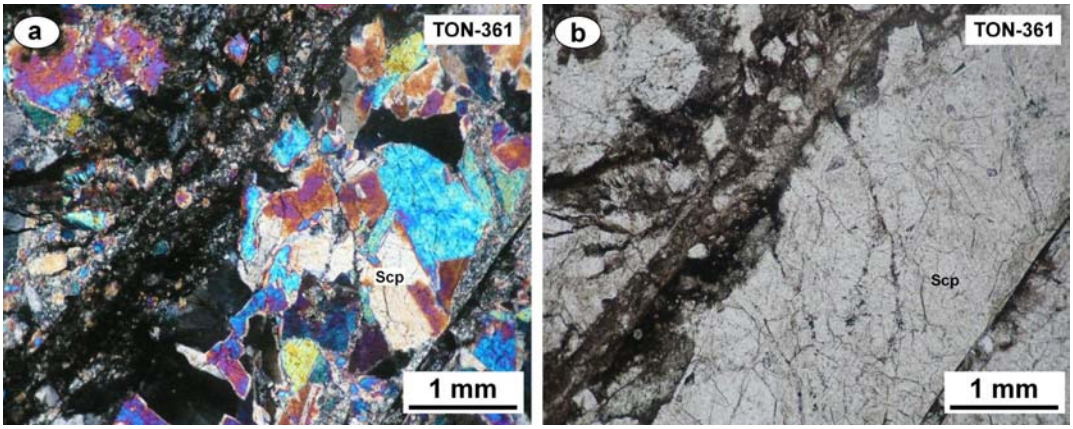
Fibroblastik dokulu tremolit-asbestlerin ana bileşeni lifsi/iğnemsi tremolitler birbirine paralel dizilmiş ve/veya kıvrımlanmış olup, kalıntı serpantin ve hidrotalsitler de gözlenmektedir (Şekil 4.8).



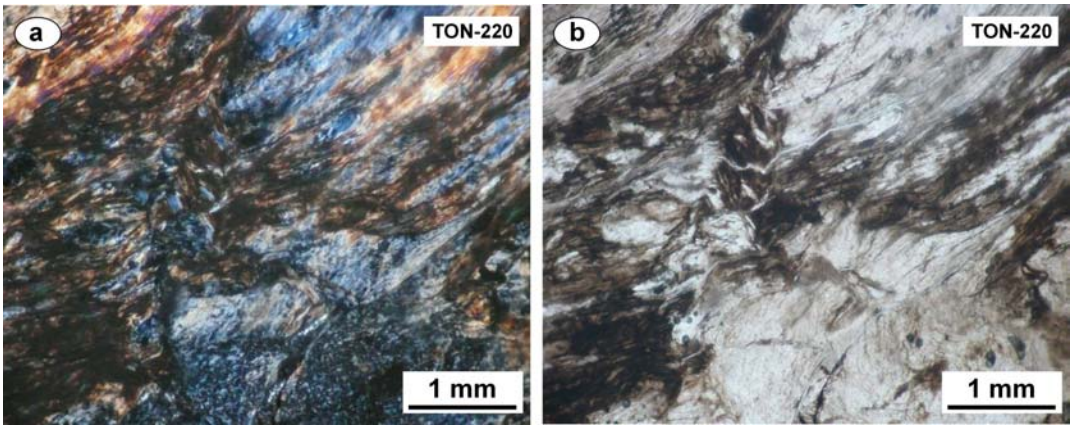
Şekil 4.5. Epidotfelslerde çubuksu ve yeşil pistazit-klinozoyisitler ile gözenek ve çatlaklarda kalsit ve kuvars mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.



Şekil 4.6. Epidot granatfelslerde özşekilli granat ve yeşil pistazit-klinozoyisitler ile gözenek ve çatlaklarda kalsit ve klorit mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.



Şekil 4.7. Tremolit skapolitfelslerde damar ve gözeneklerde skapolitler, a) Çift nikol, b) Tek nikol.



Şekil 4.8. Tremolit-asbestlerde birbirine paralel dizilmiş ve/veya kıvrımlanmış lifsi/iğnemsi tremolitler, a) Çift nikol, b) Tek nikol.

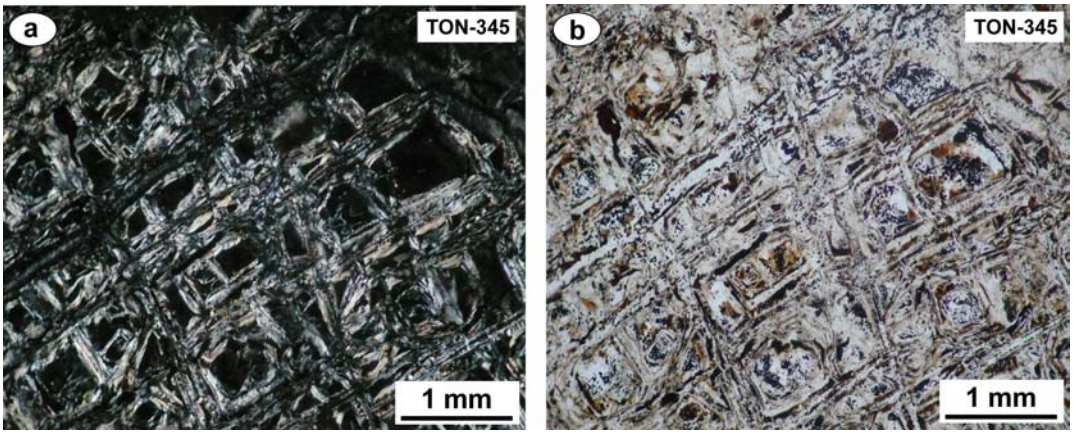
4.1.2. Serpantinleşme-sırası kayaçlar

Bütünüyle serpantinitlerden oluşmaktadır. Wicks ve Whittaker (1977) ve Wicks ve Plant (1979) sınıflamasına göre; üç tip serpantinit dokusu (ilksel dokunun korunduğu psöydomorfik, kısmen korunduğu geçiş dokusu ve bütünüyle kaybolduğu nonpsöydomorfik) tanımlanmıştır.

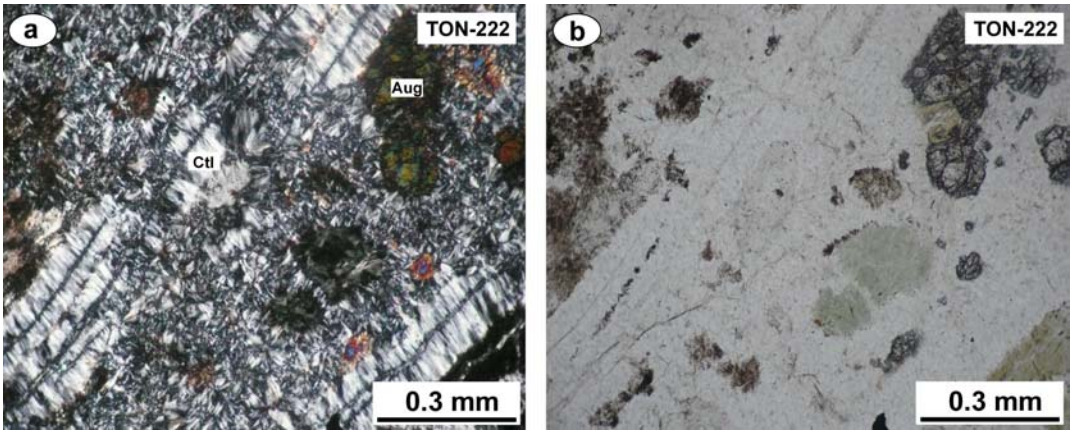
Psöydomorfik doku, yaygın serpantinleşmenin geliştiği ultramafiklerde elek/ağ dokusu ile temsil edilmektedir (Şekil 4.9). Enstatitlerde klinopiroksen ayrışım lamelleri bulunmakta ve serpantinleşme (bastit dokusu) göstermektedir. Ayrıca, iğnemsi ve/veya levhamsı biçimlere sahip serpantinlerde cam saati dokusu (Wicks ve O'Hanley, 1988) ve çatlaklarda şeritler halinde gözlenmektedir.

Serpantinitlerde matriks ve çatlaklarda iğnemsi asbestik krizotil (Şekil 4.10) ve çatlaklarda gelişmiş şeritimsi antigorit minerallerine (Şekil 4.1) rastlanılmaktadır.

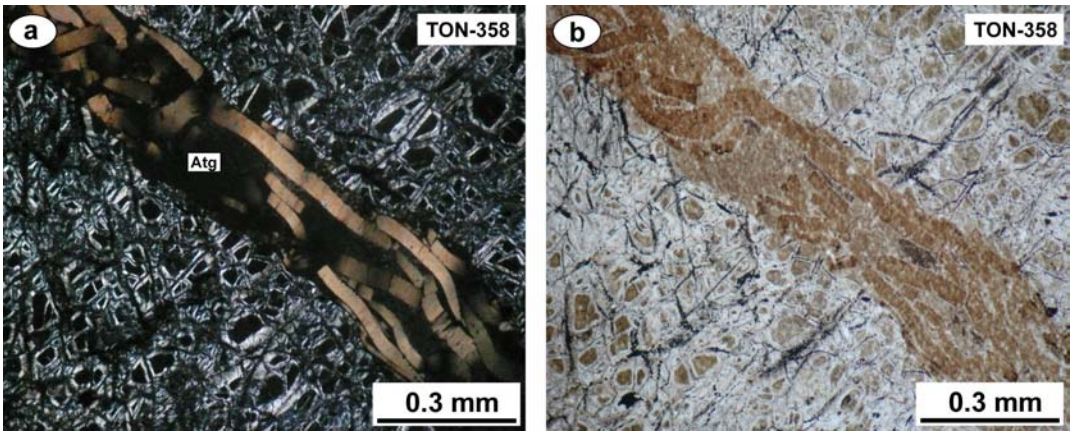
Serpantinitlerde lisfenitleşme ve pirometasomatizma izlerini gösteren lisfenitik ve pirometasomatik minerallere de rastlanılmakta olup; serpantinleşme-sonrası mineraller olarak aşağıda anlatılacaktır.



Şekil 4.9. a-b) Serpantinitlerde elek/ağ dokusu, a) Çift nikol, b) Tek nikol.



Şekil 4.10. Serpantinitlerde lifsi/iğnemsi asbestik krizotiller, a) Çift nikol, a) Tek nikol.



Şekil 4.11. Serpantinitlerde şeritimsi antigoritler, a) Çift nikol, a) Tek nikol.

4.1.1.3. Serpantinleşme-sonrası kayaçlar

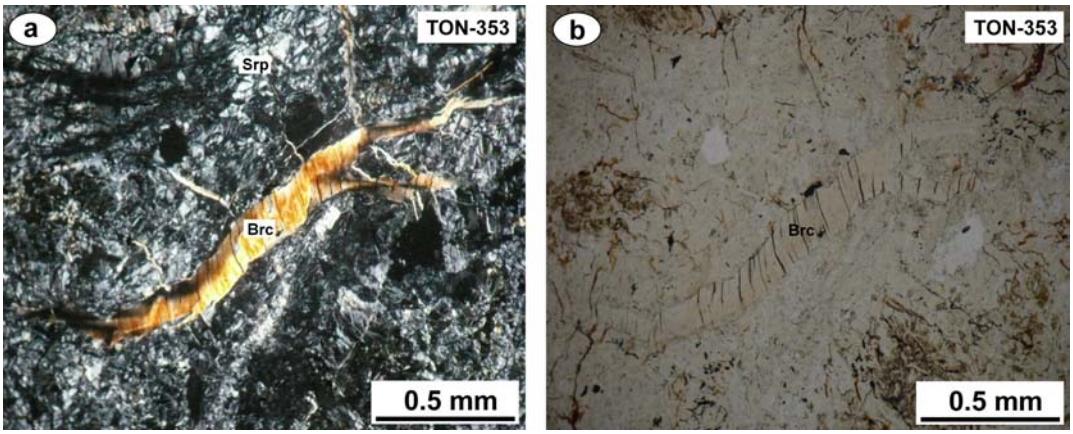
Bu tür kayaçlardaki neoformasyon mineralleri yüzeysel bozunmadan ziyade, çoğunlukla lisfenitleşme ile ilişkilidir. Lisfenitler; mikrosparitik veya saparitik dokulu olup; yaygın karbonat (kalsit, dolomit, aragonit, manyezit, hidromanyezit $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2.4(H_2O)$ ve hidrotalsit $Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_{16}.4(H_2O)$, 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.

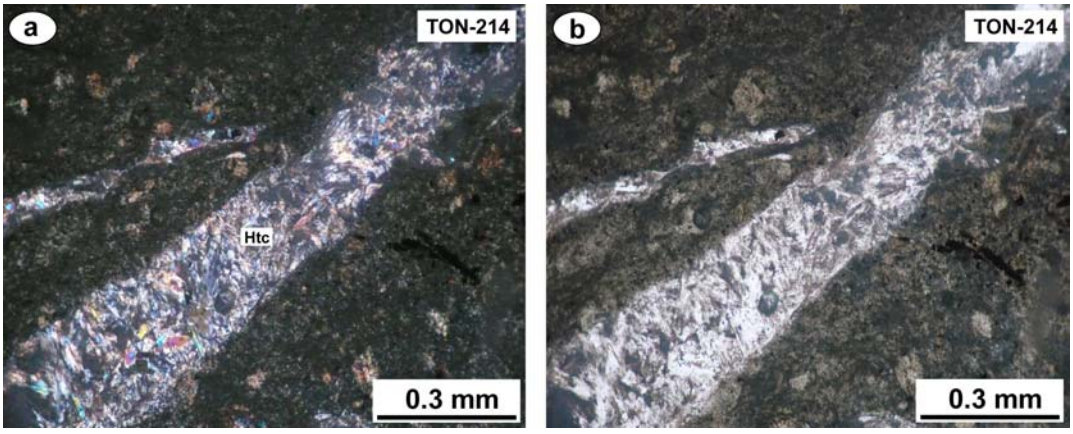
Brusitler; serpantinirlerin çatklarında gelişmiş olup, çatlakların uzun eksenine dik iğnemsi (Şekil 4.12); hidrotalsit ise levhamsı mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 4.13).

Serpantinitlerin yanı sıra; diyorit ve epidotfelslerin çatlaklarında manyezit mineralleri gözlenmektedir (Şekil 4.14 ve 4.15).

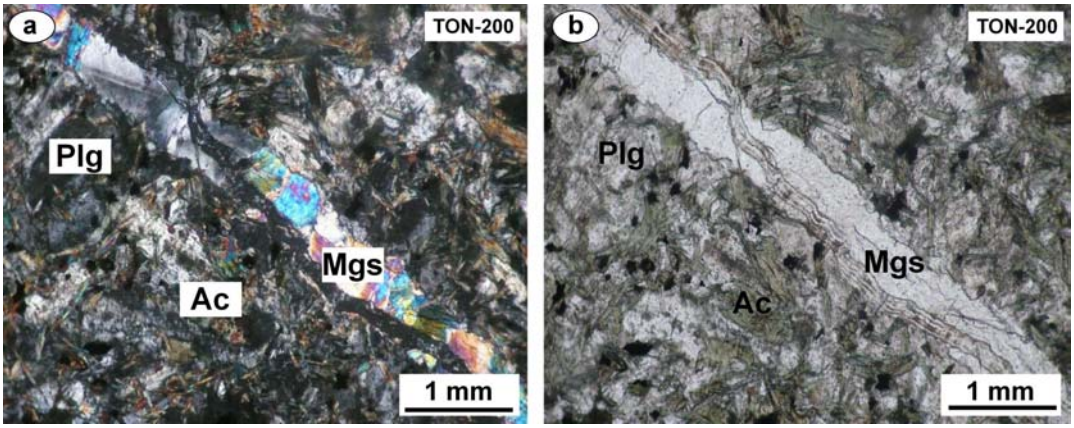
Bağlayıcı malzemede, gözeneklerde ve mikro-çatlaklarda karbonat, oksit ve klorit oluşumları, ayrıca bu minerallerin magmatik kalıntı (piroksen ve amfibol) ve serpantin minerallerini keser ve/veya kemirmesi lisfenitleşmenin sonraki bir süreci temsil ettiğini göstermektedir.



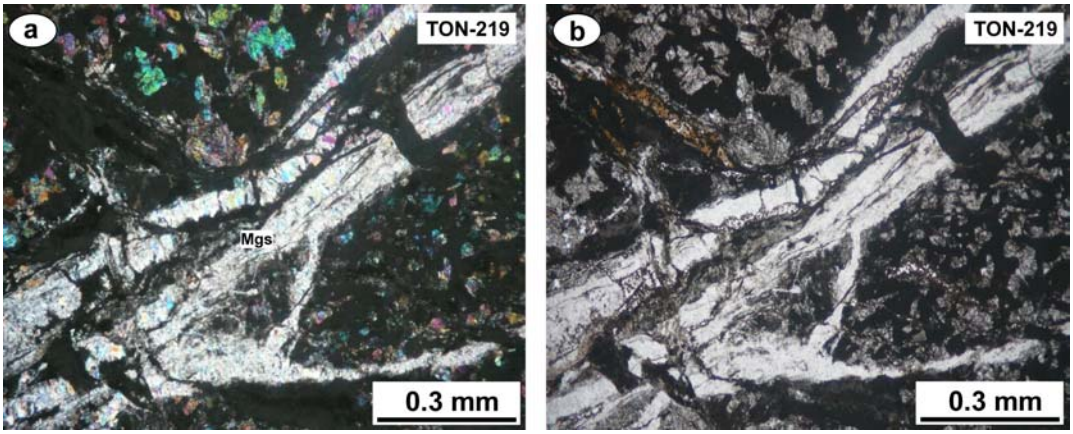
Şekil 4.12. Serpantinitlerde çatlaklarda gelişmiş iğnemsi brusit mineralleri, a) çift nikol, b) tek nikol.



Şekil 4.13. Serpantinitlerde çatlaklarda gelişmiş levhamsı hidrotalsit mineralleri a) çift nikol, b) tek nikol.



Şekil 4.14. Diyoritlerde çubuksu aktinolit ve çatlakta manyezit mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.



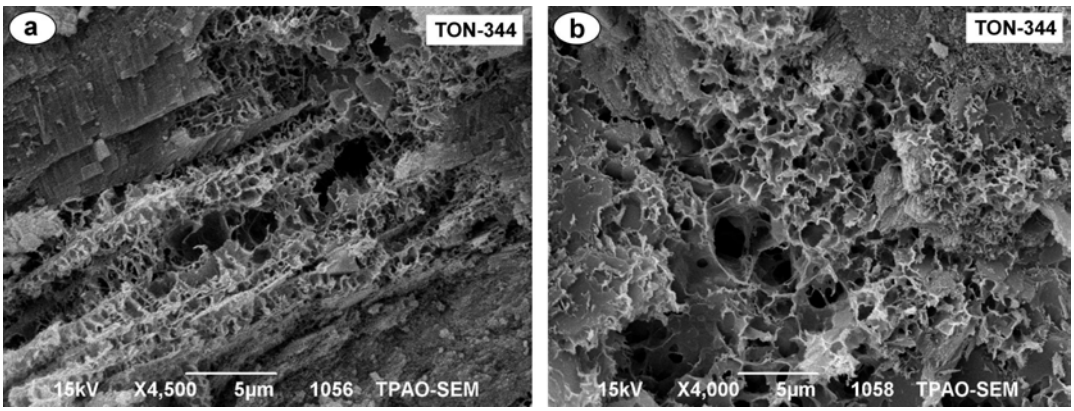
Şekil 4.15. Epidofelstlerde çubuksu pistazit ve çatlakta manyezit mineralleri, a) Çift nikol, b) Tek nikol.

4.2. Elektron Mikroskop İncelemeleri

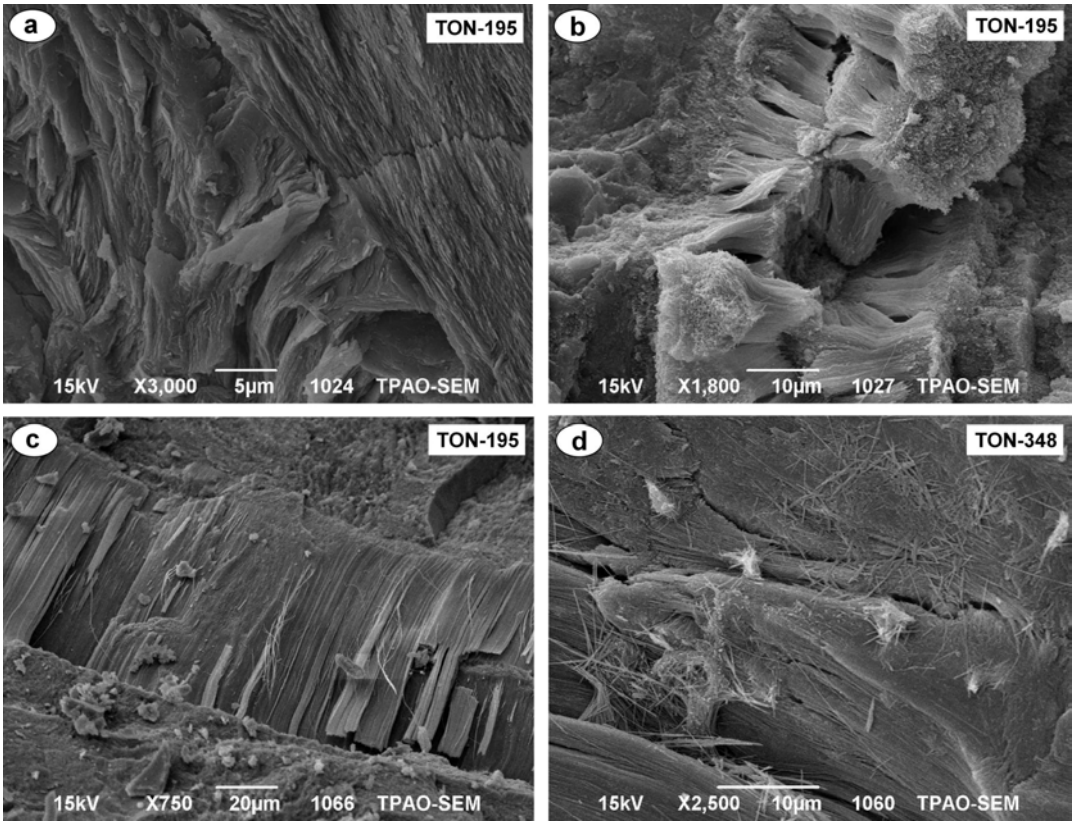
4.2.1. Serpantinleşme-sırası kayaçlar

Ultramafik ana kayaçtan itibaren gelişen serpantinleşme ile öncelikle levhamsı lizardit mineralleri gelişmekte (Şekil 4.16a) ve bu dönüşüm sonucu kayaç gözenekli bir doku kazanmaktadır (Şekil 4.16b).

Serpantinitlerdeki serpantin mineralleri farklı morfolojileri ile birbirinden ayırt edilebilmektedir. Bunlardan levhamsı serpantin mineralleri (lizardit) üst üste dizilmiş olup, yaklaşık 5 nm uzunluğunda, 3 nm genişliğinde ve 0.5 nm den az kalınlığa sahiptir (Şekil 4.17a). Krizotil türü serpantin mineralleri 10-15 nm uzunluğunda liflerden oluşmaktadır ve çevresinde levhamsı lizarditler bulunmaktadır (Şekil Şekil 4.17b). Lifler birbirine paralel dizilmiş olup, ortasında daralan uçlara doğru yayılan yaklaşık 5 nm çapında çok sayıda demetler sunmaktadır. Serpantinit çatlaklardaki (50 μm) krizotiller birbirine paralel lifler oluşturmaktadır (Şekil 4.17c). Matrikste gelişmiş krizotiller birbirine paralel liflerin yanı sıra, karmaşık birbirini kesen liflere (50-70 μm) de sahiptir (Şekil 4.17d).



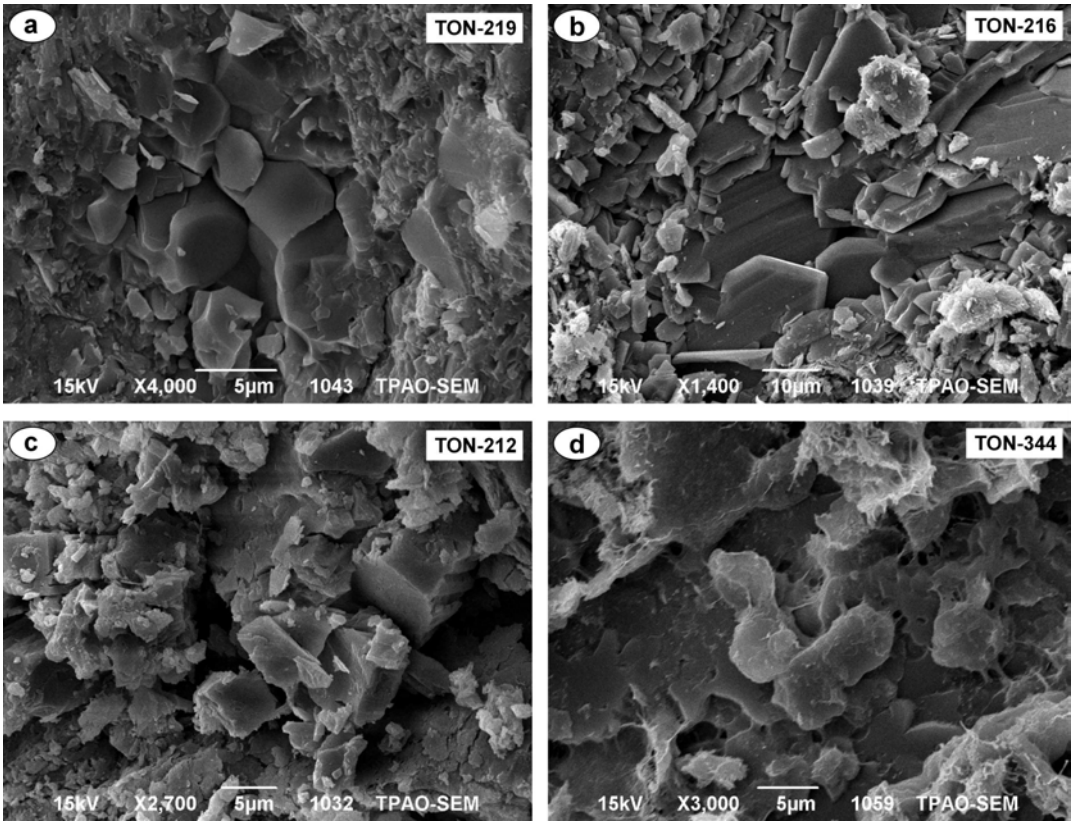
Şekil 4.16. a) Ultramafitit-serpantin dönüşümü, b) Serpantinleşme sonucu ortaya çıkan gözenekli doku.



Şekil 4.17. Serpantin morfolojileri, a) Levhamsı , b) Lifsel buketler, c) Çatlakta paralel lifsel demetler, d) Matriste karmaşık lifsel demetler.

4.2.2. Serpantinleşme-Sonrası Kayaçlar

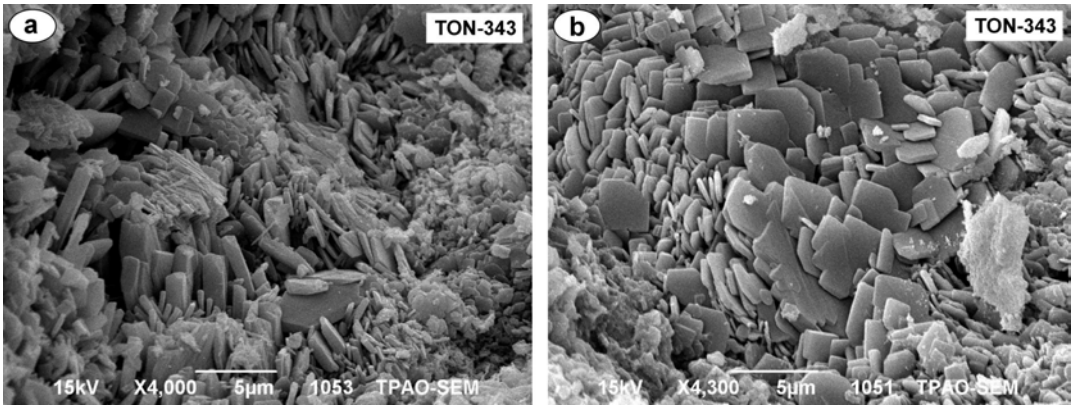
Serpantinit ve pirometasomatik kayaçlarda listfenitleşme ile ilişkili en yaygın oluşumları karbonat mineralleri temsil etmektedir. Bunlardan manyezitler; kayaçların gözeneklerinde trigonal yarıözşekilli kristal toplulukları olarak 2-5 µm uzunluğunda bulunmaktadır (Şekil 4.18a). Hidromanyezitler; monoklinik 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 4.18b). Dolomitler; özşekilli trigonal morfolojileri (10-15 µm) ile ayırt edilmektedir (Şekil 4.18c). Kalsitler; yarıözşekilli trigonal (10-15 µm) kristalleri temsil etmektedir (Şekil 4.18d).



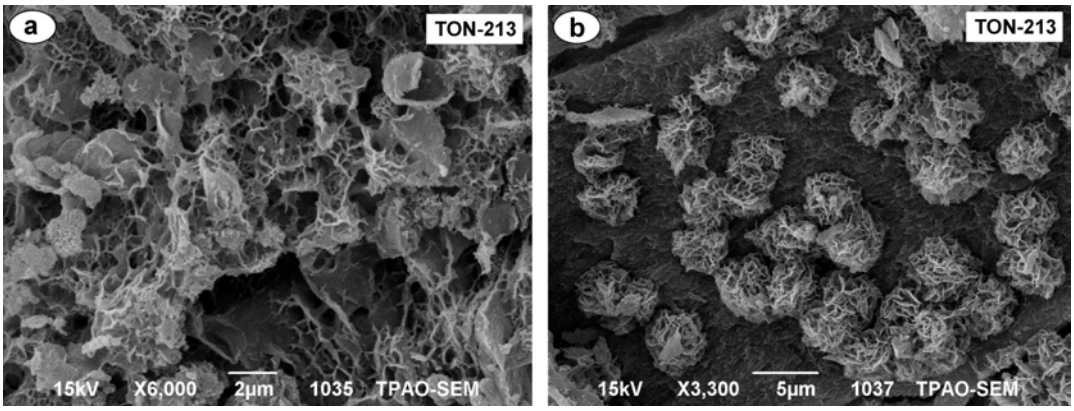
Şekil 4.18. a) Gözeneklerde trigonal yarıözşekilli manyezitler, b) Monoklinik levhamsı prizmatik hidromanyezitler, c) Trigonal özşekilli dolomitler, d) Trigonal yarıözşekilli kalsitler.

Çoğunlukla çubuksu hidromanyezitlere eşlik eden hidrotalsitler (Şekil 5.18a); hekzagonal levhamsı tabletler biçiminde gözlenmektedir (Şekil 5.18b). Hidrotalsitler 2-5 µm uzunluğunda, 1-4 µm genişliğinde ve yaklaşık 1 µm kalınlığındadır.

Ofikarbonatlara sıklıkla eşlik eden brusitler (Şekil 4.19a), levhamsı ve/veya iğnemsi kristallerin oluşturduğu topçuklar/yumaklar ile temsil edilmektedir (Şekil 4.19b).



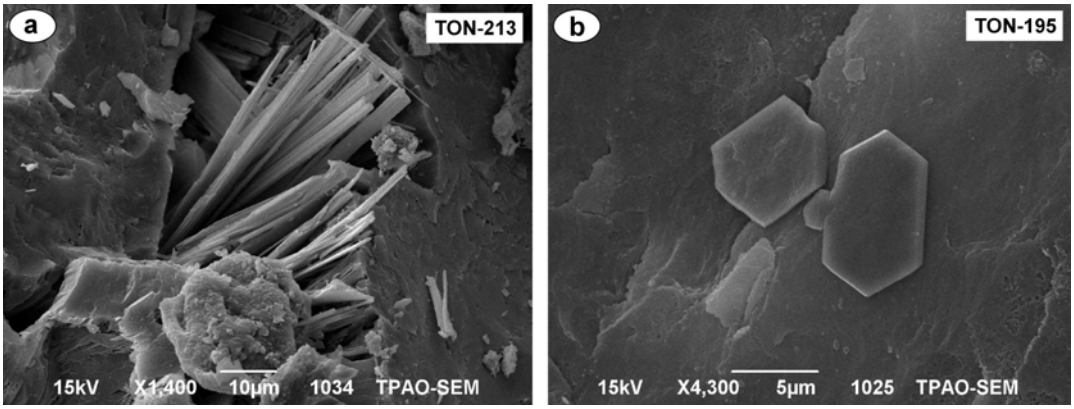
Şekil 4.19. a) Levhamsı prizmatik hidromanyezit ve levhamsı hidrotalsitler, b) Hekzagonal levhamsı hidrotalsitler.



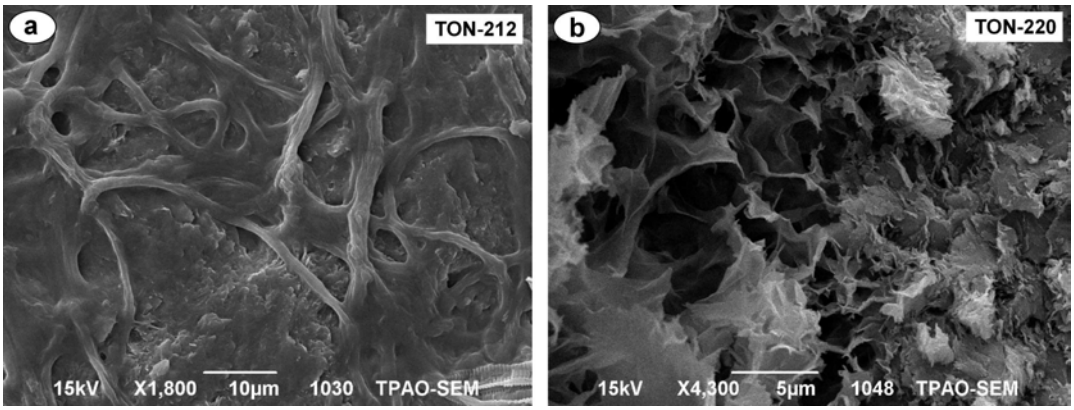
Şekil 4.20. a) Ofikarbonatlarda karbonat ve brusitler, b) Brusit levhalarının oluşturduğu topçuklar.

Ofikarbonatlardaki tremolitler, 20-60 μm uzunluğundaki iğnemsi morfolojileri ile lifsi serpantin minerallerinden ayırt edilmektedir (Şekil 4.20a). Serpantinit ve listfenitlerde gözlenen diğer bir neoformasyon minerali de özşekilli ditrigonal hematitlerdir (Şekil 4.20b).

Ofikarbonatlarda C-S yaprakcıklarının oluşturduğu topluluklara (Şekil 4.21a) ve bal-peteği görünümlü karışık tabakalı I-S minerallerine de rastlanılmaktadır (Şekil 4.21b).



Şekil 4.21. a) İğnemsi tremolitler, b) Özşekilli ditrigonal hematitler.



Şekil 4.22. a) Karışık tabakalı C-S, b) Karışık-tabakalı I-S.

4.3. X-ışınları incelemeleri

Serpantinleşmeyle ilişkili kayaçların X-ışınları kırınımı tüm kayaç ve kil fraksiyonu çözümleme sonuçları; serpantinleşme -öncesi, -sırası ve –sonrası ile ilişkili olarak Çizelge 4.2'de topluca verilmiştir.

Çizelge 4.2. Tekirova Ofiyolit Napı kayaçlarının XRD-TK ve KF sonuçları (%).

Örnek No	Tüm kayaç																Kil fraksiyonu								Kayaç adı
	Cal	Dol	Arg	Mgs	Hmg	Htc	Brc	Qtz	Fel	Ps	Px	Amp	Ep	Hem	Gt	DM	Srp	I	C	S	C-S	C-V	I-S	T	
Serpantinleşme-Öncesi Kayaçlar																									
İlksel Ofiyolitik Kayaçlar																									
TON-200									45	24		31													Diyorit*
-201									26	35	28	11							35	45		20			Uralitik klinopiroksenit*
-207		13							11	52	8					Ol 16	95			5					Serpantinleşmiş lerzolit*
-290	15							8	33	34			10					40	60						Altere bazalt*
-293	24							18	8	38				12				60	40						Altere volkanik
-295	8							11	21	41				17				35	65						Altere bazalt*
-318									30	16	39					An 15		60		40					Bazalt*
-319	7							72						8	5	Py 8									Radyolarit*
-322	14								35	19	33				9										Bazalt*
-323	19							5		58					19				20	80					Altere volkanik
-324	34									48					18		15		10	75					Altere ultramafik
-325	28							64							8										Radyolarit*
-326	11								47	16	26								30		70				Bazalt*
-327	5							62		33															Radyolarit
-328	23							77																	Radyolarit*
-329								100																	Radyolarit*
-334									45		20	30				An 5			100						Diyabaz*
-335									67		20	3				Ol 10			100						Olivin gabro*
-336									77		21	2													Gabro*
-337									58		28	5		10											Gabro*
-338									37	23	17	23													Uralitik gabro*
-339									23	28	22	27													Uralitik gabro*
-340									56	10	20	4				Ol 10									Olivin gabro*
-346										31	63	6													Vebsterit*
-349		10									90														Piroksenit
-360									44		41	10				Ol 5									Olivin gabro*
Pirometasomatizma ile İlişkili Kayaçlar																									
	Cal	Dol	Arg	Mgs	Hmg	Htc	Brc	Qtz	Fel	Ps	Px	Amp	Ep	Hem	Gt	DM	Srp	I	C	S	C-S	C-V	I-S	T	
-210												100													Tremolit asbest*
-219	7			23				2	8		25		35												Diyopsit epidotfels*

-223												100											Tremolit asbest
-224						10				10		80											Tremolit asbest*
-294	8							8	33	38			13					100					Epidotfels*
-357	8									70			8			Grt 14	25		50	25				Epidot granatfels*
-361									52		11	29				Scp 8								Tremolit skapolitfels*
Serpantinleşme-Sırası Kayaçlar																							
	Cal	Dol	Arg	Mgs	Hmg	Htc	Brc	Qtz	Fel	Ps	Px	Amp	Ep	Hem	Gt	DM	Srp	I	C	S	C-S	C-V	I-S	T	
-194	1									94	4				1		100								Serpantinit*
-195							5	6		61					29		100								Serpantinit*
-196										63	17				20		100								Serpantinit*
-197	3									66	8				24		55		45						Serpantinit*
-198										100							100								Serpantinit
-199										68	20			12			100								Serpantinit*
-202										78	6	4			12		70		30						Serpantinit*
-203								2	8	74	5				11		80							20	Serpantinit*
-204										100							100								Serpantinit*
-205										88					12		100								Serpantinit
-206										100							100								Serpantinit*
-209								2		72	12	8			6		100								Serpantinit*
-211										92					8		100								Serpantinit*
-214						4				84	4				8		100								Serpantinit*
-215						10				84	6						100								Serpantinit*
-221										63	11			14	12		100								Serpantinit*
-222										90					10		100								Serpantinit*
-225										75				11	14		100								Serpantinit*
-320	19									69					12		85			15					Serpantinit*
-321							3			84	4				10		85		15						Serpantinit*
-330										85	9				6		100								Serpantinit*
-341										100							100								Serpantinit*
-342						15				80	5						100								Serpantinit*
-343a						20				75	5						100								Serpantinit
-344	5					20				75							100								Serpantinit
-345										76	24						100								Serpantinit*
-347						15				80	5						100								Serpantinit*
-348										81	19														Serpantinit
-352										100							100								Serpantinit*
-353							5			75	7				13		100								Serpantinit*
-354						10				80	10						100								Serpantinit*
-355										100							100								Serpantinit
-356										73	18	9					100								Serpantinit*
-358										86	14						100								Serpantinit*
-359										82	18						100								Serpantinit*
-362		7								90	10						100								Serpantinit*
-363										65	10			25			15	10	55				20		Serpantinit*
Serpantinleşme-Sonrası Kayaçlar																									
	Cal	Dol	Arg	Mgs	Hmg	Htc	Brc	Qtz	Fel	Ps	Px	Amp	Ep	Hem	Gt	DM	Srp	I	C	S	C-S	C-V	I-S	T	
-208	47								8	36	9														Ofikalsit*
-212	10	15		10			5		10	50								5	20		75				Ofi-kalsidolomit
-213					70							30													Ofi-hidromanyezit
-216					40	35				25															Ofi-hidrotalsi-manyezit
-217					50	30				20															Ofihidrotalsimanyezit
-218					40	30	10			20							100								Ofi-hidrotalsi-manyezit
-220	20				20					60									10				90		Ofi-kalsihidro-manyezit*
-226	17		51							22					10				35	65					Ofi-kalsiaragonit

-343b					80	10				10														Ofi-hidromanyezit
-350			36							49	15						100							Ofiaragonit
-351		3	74							23							90			10				Ofiaragonit

*İnce kesiti yapılan örnekler, Cal=Kalsit, Dol=Dolomit, Arg=Aragonit, Mgs=Manyezit, Hmg=Hidromanyezit, Htc=Hidrotalsit, Brc=Brusit, Qtz=Kuvars, Fel=Feldispat, Ps=Fillosilikat, Px=Piroksen, Amp=Amfibol, Ep=Epidot, Hem=Hematit, Gt=Götit, Py=Pirit, Scp=Skapolit, Ol=Olivin, An=Analsim, Grt=Granat, DM=Diğer mineraller, Srp=Serpantin, I=İllit, Chl=Klorit, S=Smektit, T=Talk, C-S=Klorit-Smektit, C-V= Klorit-Vermikülit, I-S=İllit-Smektit

4.3.1. Serpantinleşme-öncesi kayaçlar

4.3.1.1. İlksel ofiyolitik kayaçlar

Peridoditler (lerzolit ve vebsterit); başlıca olivin, piroksen, amfibol ve plajiyoklaz içermektedir. Piroksenitler (klinopiroksenit, ortoklinopiroksenit) başlıca piroksen (ojit ve enstatit), tremolit/aktinolit ve plajiyoklaz minerallerinden oluşmaktadır. Ultramafititlerde serpantinin 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. Mafititlerde 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).

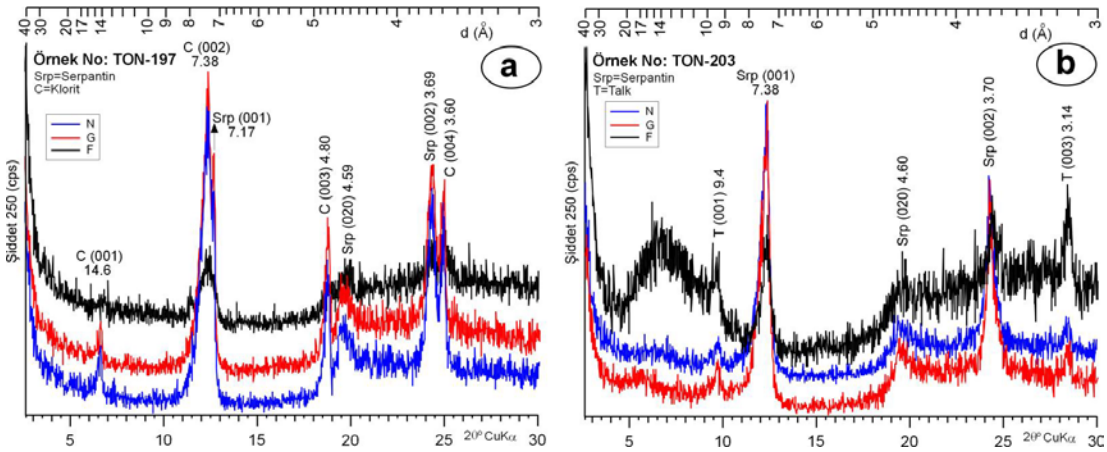
Radyolaritler; kuvars, kalsit, pirit ve fillosilikat mineralleri içermektedir.

4.3.1.2. Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar

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

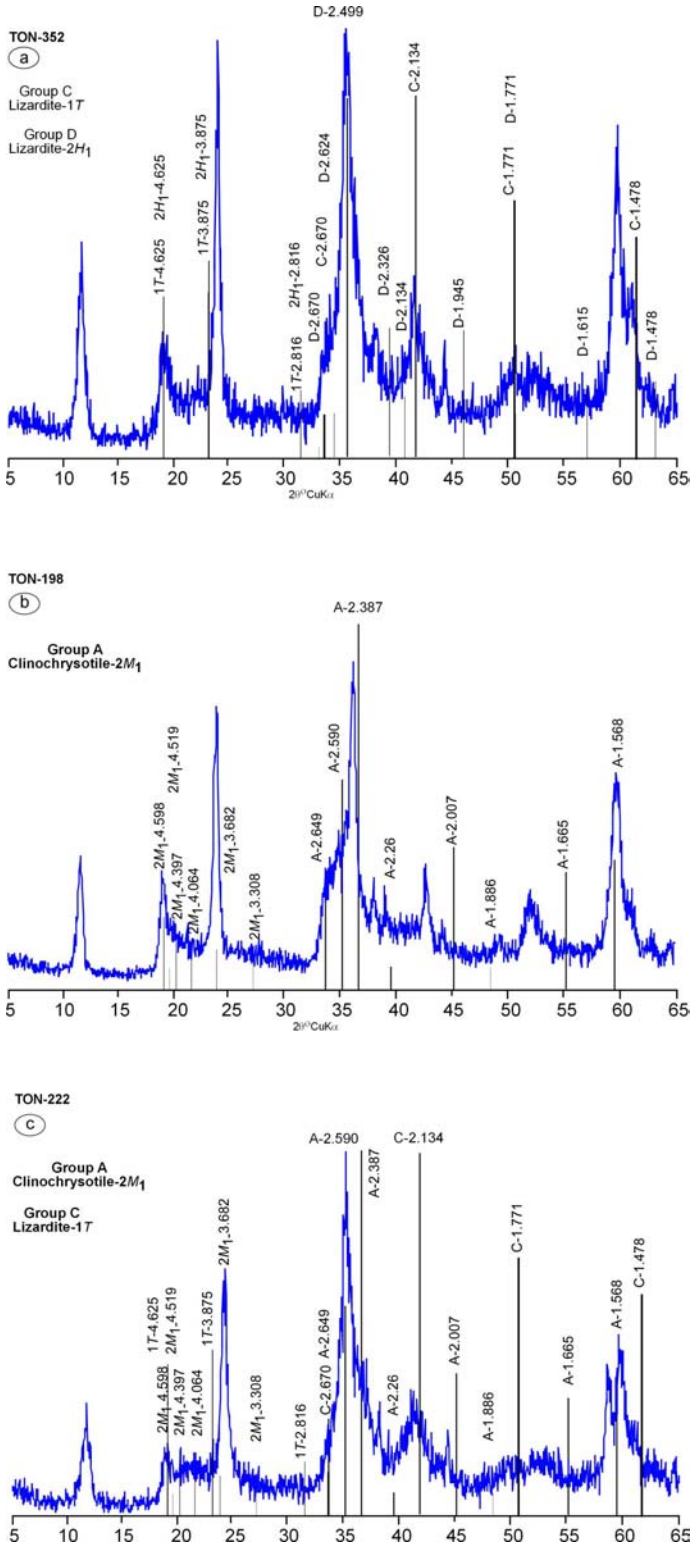
4.3.2. Serpantinleşme-sırası kayaçlar

Serpantinitlerin ana minerallerini serpantin oluşturmaktadır. Ayrıca türediği ultramafititlerden kalıntı mineralleri piroksen (ojit ve enstatit), hornblend ve plajiyoklaz; serpantinleşme-sonrası mineralleri kuvars, karbonat (kalsit, dolomit ve hidrotalsit), oksit (brusit, hematit, götit) ve fillosilikatlar (illit, klorit, smektit, I-S, talk) temsil etmektedir (Şekil 4.23).



Şekil 4.23. Serpantinleşme-sırası kayaçlarda belirlenen fillosilikat minerallerinin XRD-KF difraktogramları, a) Serpantin+klorit, b) Serpantin+talk.

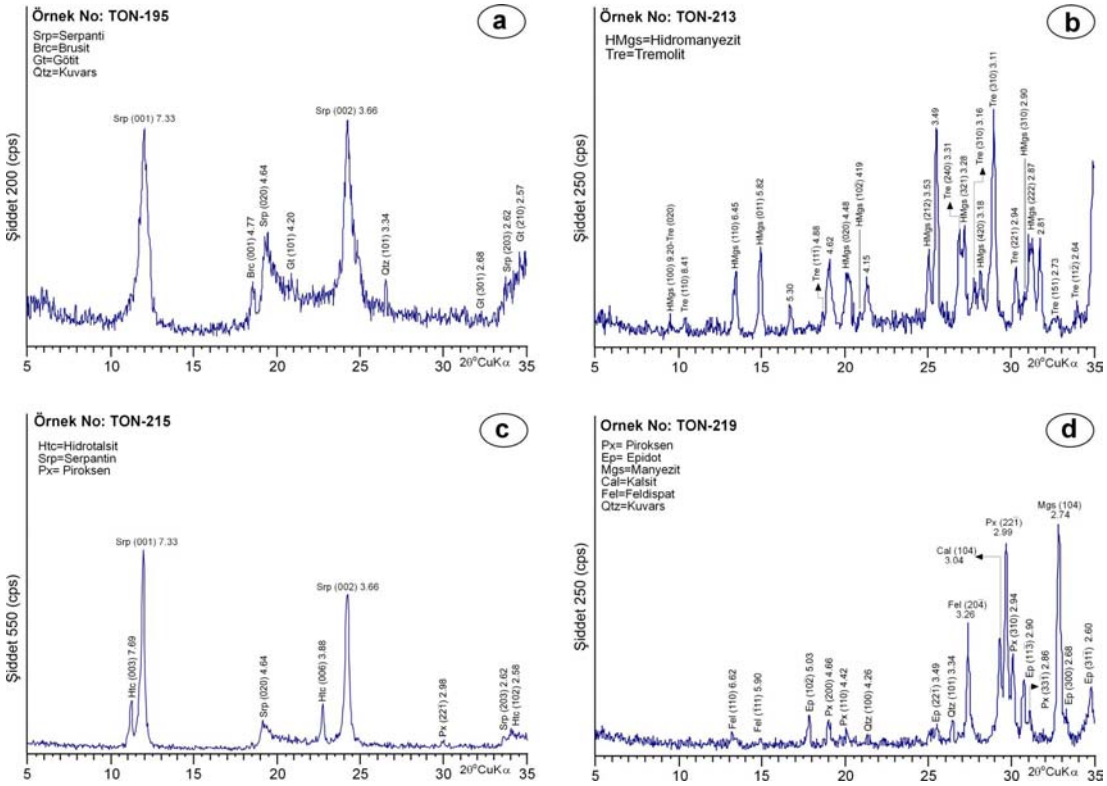
15 adet serpantin olmak üzere üç örnekte politipi incelemeleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 4.24). Bailey (1988) tarafından önerilen pik değerleri ve şiddetlerini esas alan yönteme göre; serpantin mineralleri; A- (klinokrizotil-2M_1), C- (lizardit-1T) ve D- (lizardit-2H_1) yapısal grupları içerisinde yer alan üç farlı politipi yansıtmaktadır.



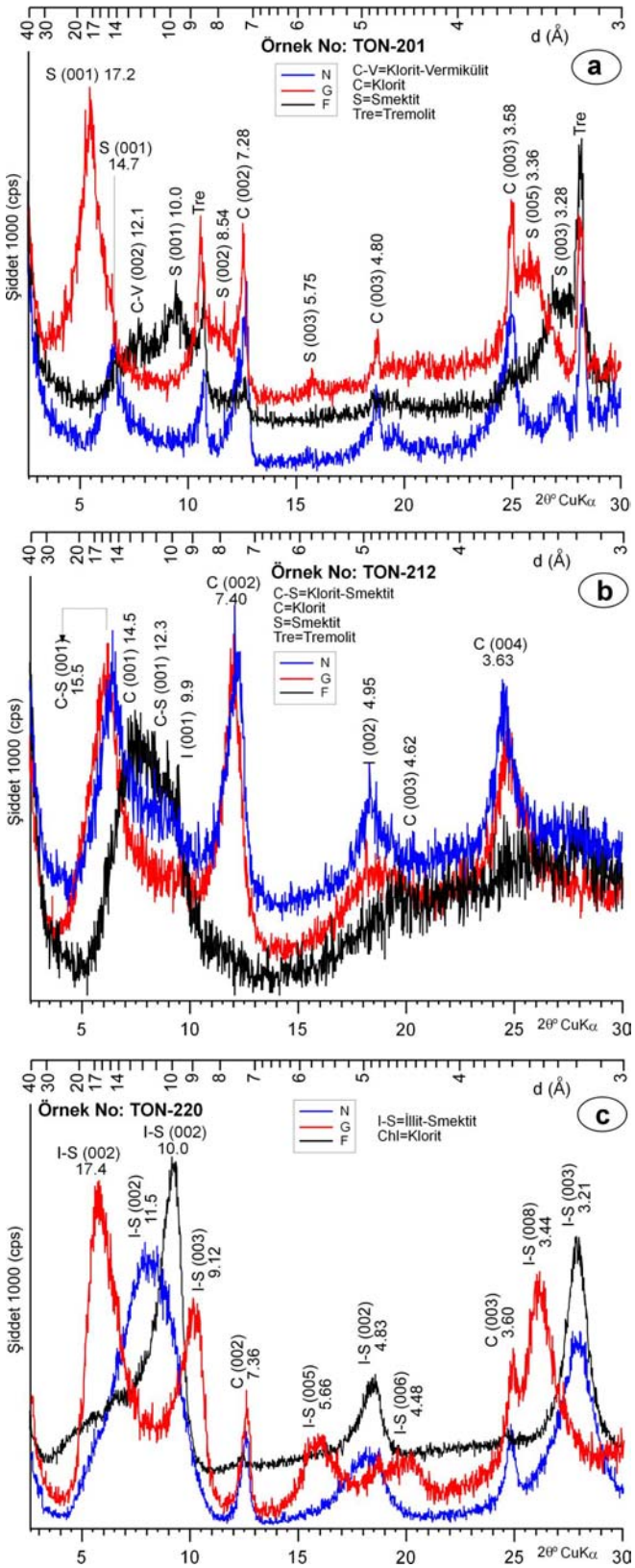
Şekil 4.24. Serpantin politiplerinin yönlenmemiş X-ışınları toz difraktogramı a) Lizardit, b) Klinokrizotil, c) Lizrdit+Klinokrizotil.

4.3.3. Serpantinleşme-sonrası kayaçlar

Büyük ölçüde lisfenitlerden oluşan bu kayaçlar; başlıca karbonat (kalsit, dolomit, aragonit, manyezit, hidromanyezit ve hidrotalsit), oksit (brusit, götit) ve fillosilikat (illit, klorit, smektit, C-S ve I-S) mineralleri içermektedir (Şekil 4.25 ve 4.26). Plajiyoklaz, piroksen ve hornblendler; ultramafititlerin kalıntı mineralleridir.



Şekil 4.25. Serpantinleşme-sonrası kayaçlarda belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramları, a) Brusit, b) Hidromanyezit, c) Hidrotalsit, d) Manyezit.



Şekil 4.26. Serpantinleşme-sonrası kayaçlarda belirlenen fillosilikat minerallerinin XRD-KF difraktogramları, a) C-V, b) C-S, c) I-S.

5. JEOKİMYA

5.1. Ana ve İz Element Jeokimyası

Saf minerallerin ayırt edildiği 2 adet serpantinit (TON-198 ve TON-211) ve 1 adet hidromanyezit (TON-217) örneği Kemer bölgesindeki ofiyolitik melanj biriminden, 2 adet serpantinit (TON-222 ve TON-225) ve 1 adet tremolit (TON-223) örneği Altınyaka bölgesi ofiyolit biriminden, 4 adet serpantinit (TON-321, TON-330, TON-345, TON-355) örneği ise Kumluca bölgesi ofiyolit biriminden alınmıştır. Serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin ana element içerikleri ile yapısal formülleri Çizelge 5.1, 5.2 ve 5.3'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.

Serpantin ve tremolit minerallerinin ana bileşimine katılan oksitlerin üçgen diyagramlardaki dağılımları Şekil 5.1 de sunulmuştur. Bunlardan serpantinler SiO_2-MgO-Al_2O_3+tFe_2O_3 diyagramında SiO_2-MgO çizgisi boyunca her iki oksit değerinin eşit olduğu alanda; MgO-Al_2O_3-tFe_2O_3 diyagramında ise MgO-tFe_2O_3 çizgisi boyunca MgO noktasına yakın alanda dizilmişlerdir. Tremolitler SiO_2-MgO-Al_2O_3+tFe_2O_3 diyagramında serpantinlere göre SiO_2 köşesine daha yakın konumda iken MgO-Al_2O_3-tFe_2O_3 diyagramında serpantinlerle aynı alanda yer almaktadır.

Serpantinlerde tetrahedral sübstitüsyon 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 ofiyolitli 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:

$$Ca_{0.005}Mg_{0.005}P_{0.005}(Mg_{2.62}Fe_{0.21}\,Mn_{0.005}Al_{0.015}Cr_{0.01}Ni_{0.01})[Si_{1.96}Al_{0.025}Fe_{0.015}O_5](OH)_4$$

$$Ca_{0.005}Mg_{0.02}P_{0.005}(Mg_{2.58}Fe_{0.20}\,Mn_{0.005}Al_{0.015}Cr_{0.01}Ni_{0.01})[Si_{1.955}Al_{0.025}Fe_{0.02}O_5](OH)_4$$

$$Ca_{0.005}P_{0.005}(Mg_{2.568}Fe_{0.238}\,Mn_{0.005}Al_{0.023}Cr_{0.005}Ni_{0.01})[Si_{1.975}Al_{0.013}Fe_{0.013}O_5](OH)_4$$

Çizelge 5.1. Serpantin minerallerinin ana element kimyasal bileşimi ve yapısal formülleri.

	Kemer bölgesi		Altınyaka bölgesi		Kumluca Bölgesi			
Oksit %	TON-198	TON-211	TON-222	TON-225	TON-321	TON-330	TON-345	TON-355
SiO_2	42.54	39.86	43.03	38.66	41.20	39.98	39.73	43.10
TiO_2	0.005	0.009	0.023	0.010	0.020	0.008	0.002	0.004
Al_2O_3	0.59	0.96	0.49	0.89	1.06	0.87	0.03	0.53
ΣFe_2O_3	4.33	8.39	4.45	7.45	6.40	7.43	8.06	5.49
MnO	0.106	0.133	0.044	0.108	0.088	0.154	0.097	0.142
Cr_2O_3	0.18	0.36	0.33	0.24	0.30	0.21	0.07	0.06
NiO	0.15	0.28	0.36	0.27	0.31	0.30	0.35	0.11
MgO	38.12	35.85	35.92	35.83	36.11	33.93	35.48	37.13
CaO	0.07	0.13	0.13	0.08	0.12	0.09	0.06	0.08
Na_2O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.04	0.02	0.04
K_2O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P_2O_5	0.08	0.12	0.1	0.14	0.11	0.14	0.12	0.09
LOI	14.22	14.29	14.18	14.84	14.17	15.83	14.9	13.03
Toplam	100.41	100.40	99.09	98.54	99.93	98.98	98.92	99.64
Si	2.00	1.92	2.00	1.91	1.97	1.98	1.95	2.00
Al	0.00	0.05	0.00	0.05	0.03	0.02	0.00	0.00
Fe	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00
TC	0.00	0.08	0.00	0.09	0.03	0.02	0.05	0.00
Al	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03
Fe	0.15	0.27	0.16	0.24	0.23	0.28	0.25	0.19
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	2.68	2.56	2.56	2.60	2.57	2.50	2.60	2.60
TOC	2.88	2.88	2.77	2.92	2.85	2.84	2.86	2.83
OC	0.05	0.00	0.26	0.01	0.03	0.00	0.03	0.12
Mg	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
P	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
ILC	0.00	0.09	0.02	0.13	0.02	0.07	0.05	0.00
TLC	0.05	0.08	0.26	0.10	0.06	0.02	0.08	0.12

ΣFe_2O_3: Toplam demir, LOI: Ateşte kayıp, TC: Tetrahedral yük, TOC: Toplam oktahedral katyon, OC: Oktahedral yük, ILC: Tabaka arası yük, TLC: Toplam tabaka yükü.

Çizelge 5.2. Tremolit minerallerinin ana element kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri.

	Tremolit	Tremolit
Oksit %	TON-223	HB-296
SiO_2	58.68	58.38
TiO_2	0.021	0.012
Al_2O_3	0.05	0.34
ΣFe_2O_3	3.44	2.35
MnO	0.051	0.068
MgO	22.31	23.25
CaO	13.07	13.04
Na_2O	0.01	0.03
K_2O	<0.01	<0.01
P_2O_5	0.01	<0.01
LOI	3.00	2.96
Toplam	100.70	100.45
Si	8.00	7.96
Al	0.00	0.04
Z yükü	0.00	0.04
Mg	4.45	4.60
Fe^{+3}	0.35	0.24
Al	0.01	0.02
Mn	0.01	0.01
Y sayısı	4.82	4.97
Y yükü	0.00	0.00
Ca	1.91	1.90
Mg	0.08	0.12
Na	0.00	0.01
K	0.00	0.00
P	0.00	0.00
X sayısı	1.99	2.03
X yükü	0.02	0.00
Y+Z yükü	0.00	0.04

ΣFe_2O_3: Toplam demir, LOI: Ateşte kayıp

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

TON-223 $(Ca_{1.909}Mg_{0.082}Na_{0.003}K_{0.002}P_{0.001})\ (Mg_{4.452}Fe_{0.353}Al_{0.008}Mn_{0.006})\ [Si_{8.000}]\ (OH)_2$

HB-296 $(Ca_{1.909}Mg_{0.082}Na_{0.003}K_{0.002}P_{0.001})\ (Mg_{4.452}Fe_{0.353}Al_{0.008}Mn_{0.006})\ [Si_{8.000}]\ (OH)_2$

Çizelge 5.3. Hidromanyezit mineralinin ana element kimyasal bileşimi ve yapısal formülü (SiO_2 içeriği hariç tutularak hesaplanmıştır).

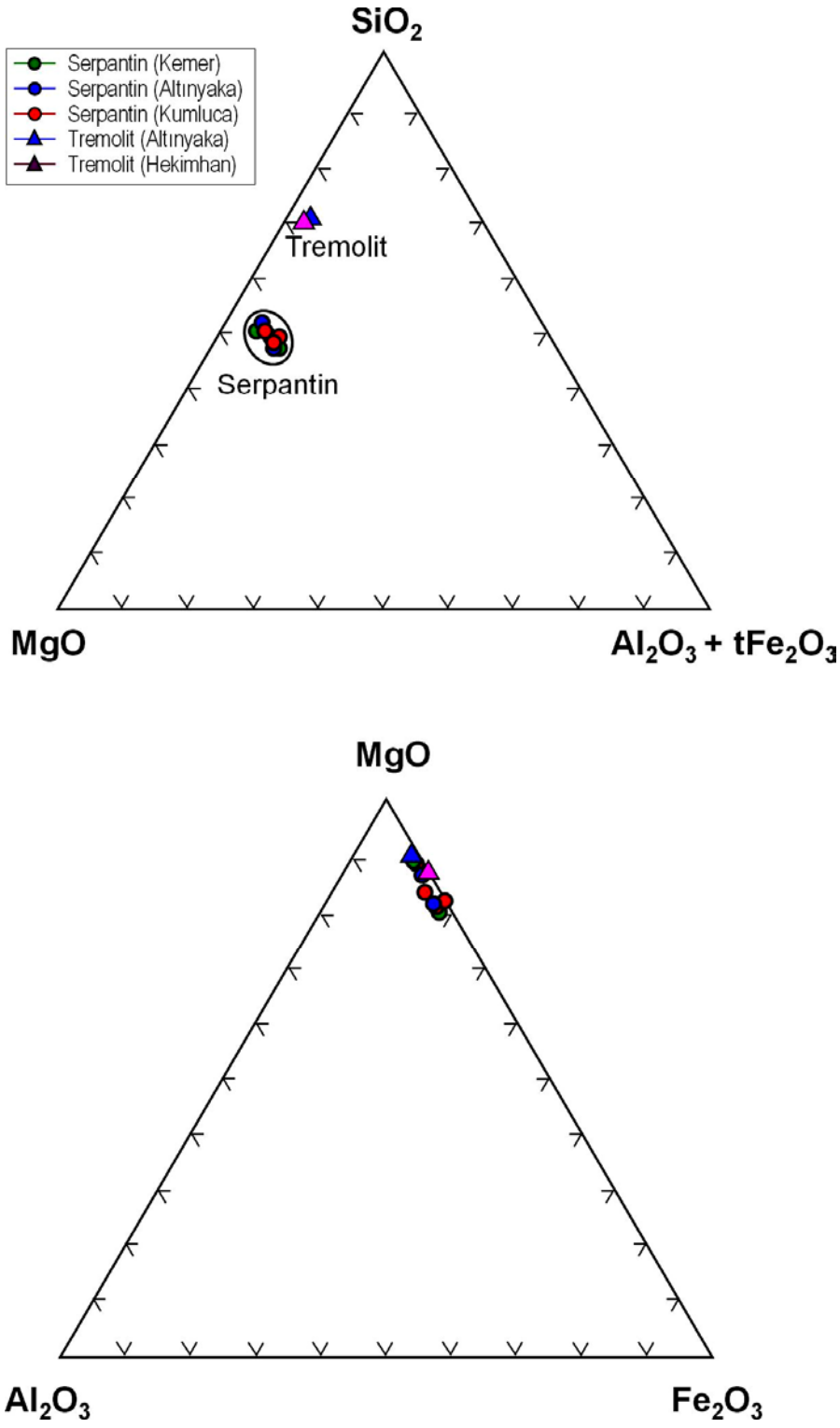
	Hidromanyezit
Oksit %	TON-217
SiO_2	11.24
TiO_2	0.002
Al_2O_3	0.07
ΣFe_2O_3	0.99
MnO	0.326
MgO	39.93
CaO	1.68
Na_2O	0.01
K_2O	<0.01
P_2O_5	<0.01
LOI	44.99
Toplam	99.24
Mg	4.80
Ca	0.15
Fe	0.03
Mn	0.02

ΣFe_2O_3: Toplam demir, LOI: Ateşte kayıp

Hidromanyezitin genel kimyasal formülü $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2.4H_2O$ olarak alındığında TON-217 nolu hidromanyezit örneğinin yapısal formülü aşağıdaki gibi belirlenmiştir:

$$(Mg_{4.80}\ Ca_{0.15}\ Fe_{0.03}\ Mn_{0.02})\ (CO_3)_4\ (OH)_2.\ 4H_2O$$

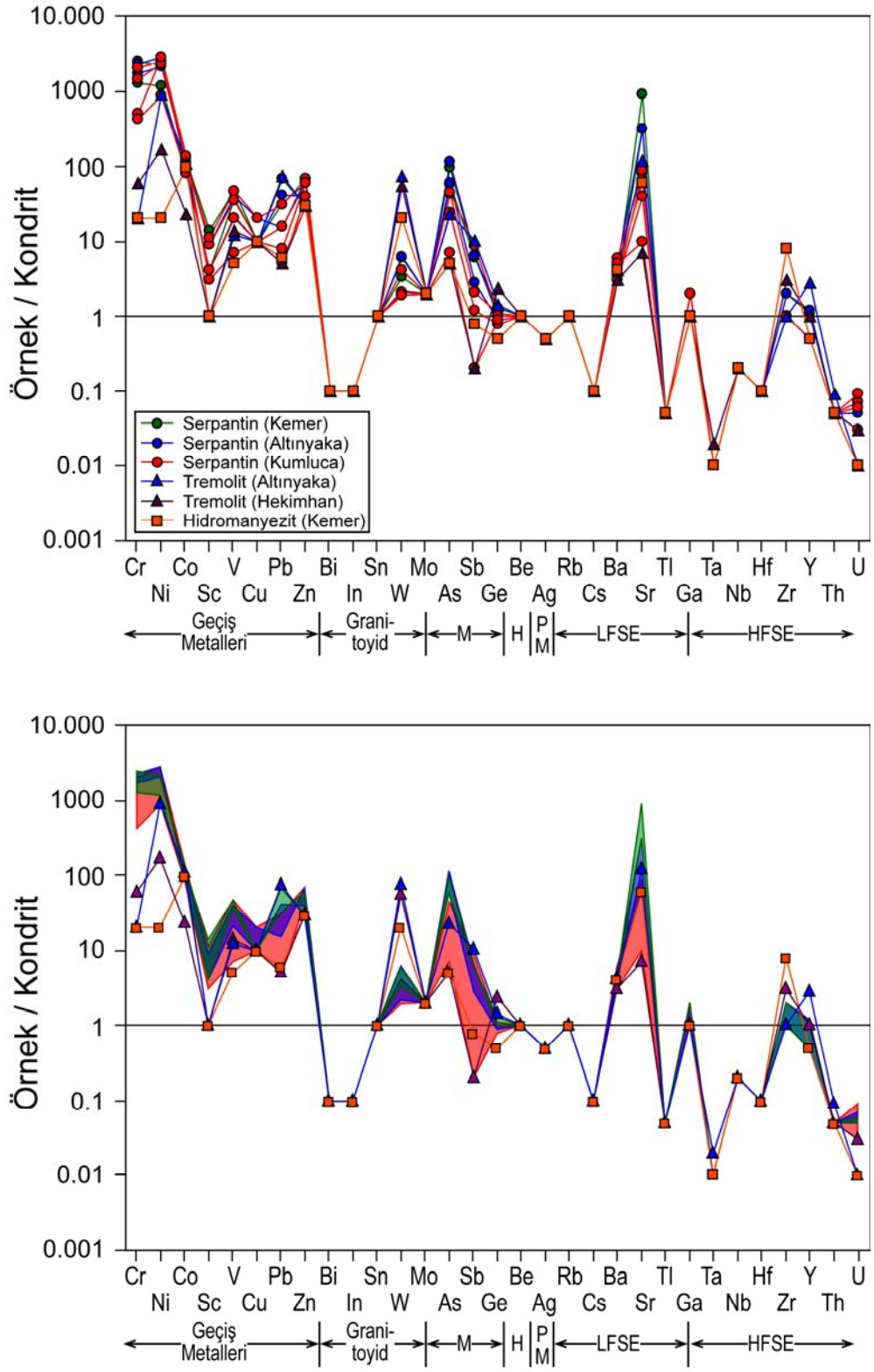
Serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin eser element konsantrasyonları Çizelge 5.4. ve Şekil 5.2 de sunulmuştur. Elde edilen verilere göre; toplam eser element konsantrasyonu serpantin-tremolit-hidromanyezit yönünde azalmaktadır. Diğer bir ifadeyle, elementsel sübstitüsyon serpantinde en çok, hidromanyezitte ise en az düzeyde gerçekleşmiştir. Farklı bölgelere ait serpantinler açısından değerlendirildiğinde; toplam eser element konsantrasyonları Altınyaka-Kemer-Kumluca yönünde azalmaktadır. Tremolitler Altınyaka bölgesinde Hekimhan bölgesine göre daha yüksek eser element konsantrasyonuna sahiptir.



Şekil 5.1. Fillosilikat minerallerinin SiO_2-MgO-Al_2O_3+tFe_2O_3 ve MgO-Al_2O_3-tFe_2O_3 üçgen diyagramındaki dağılımları.

Çizelge 5.4. Serpantin ve tremolit minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri.

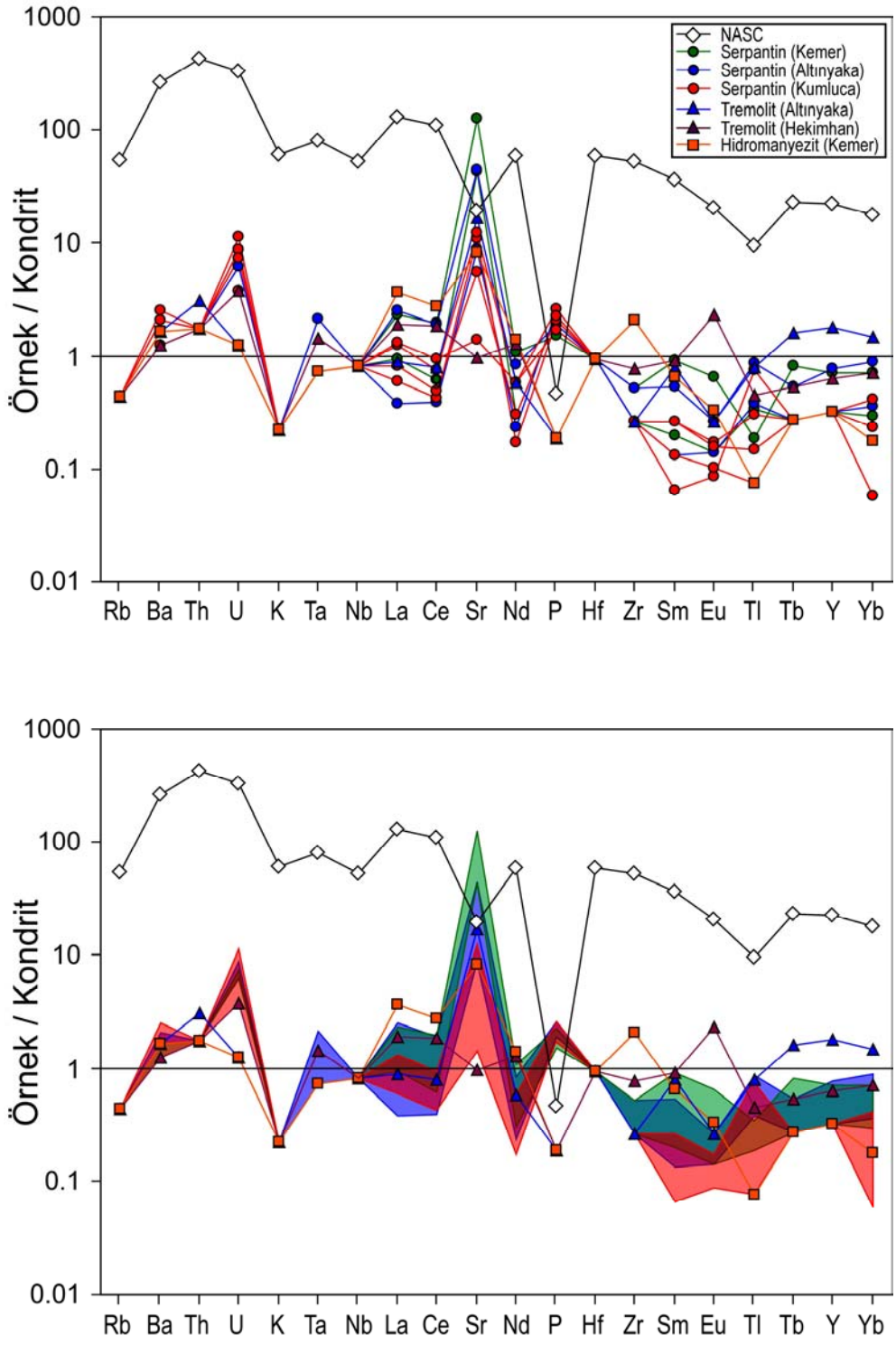
	Serpantin								Tremolit		Hmgs
	Kemer		Altınyaka			Kumluca			Altın-yaka	Hekim-han	Kemer
Element (ppm)	TON-198	TON-211	TON-222	TON-225	TON-321	TON-330	TON-345	TON-355	TON-223	HB-296	TON-217
Cr	1240	2460	2260	1670	2040	1450	490	420	<20	60	<20
Ni	1170	2180	2810	2110	2450	2330	2780	880	920	170	<20
Co	85	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



Şekil 5.2. Fillosilikat minerallerinde eser elementlerin içeriklerine göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler).

Geçiş metallerinden Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu ve Zn serpantin, Pb ise tremolit yapısında zenginleşmektedir. Granitoyid 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.

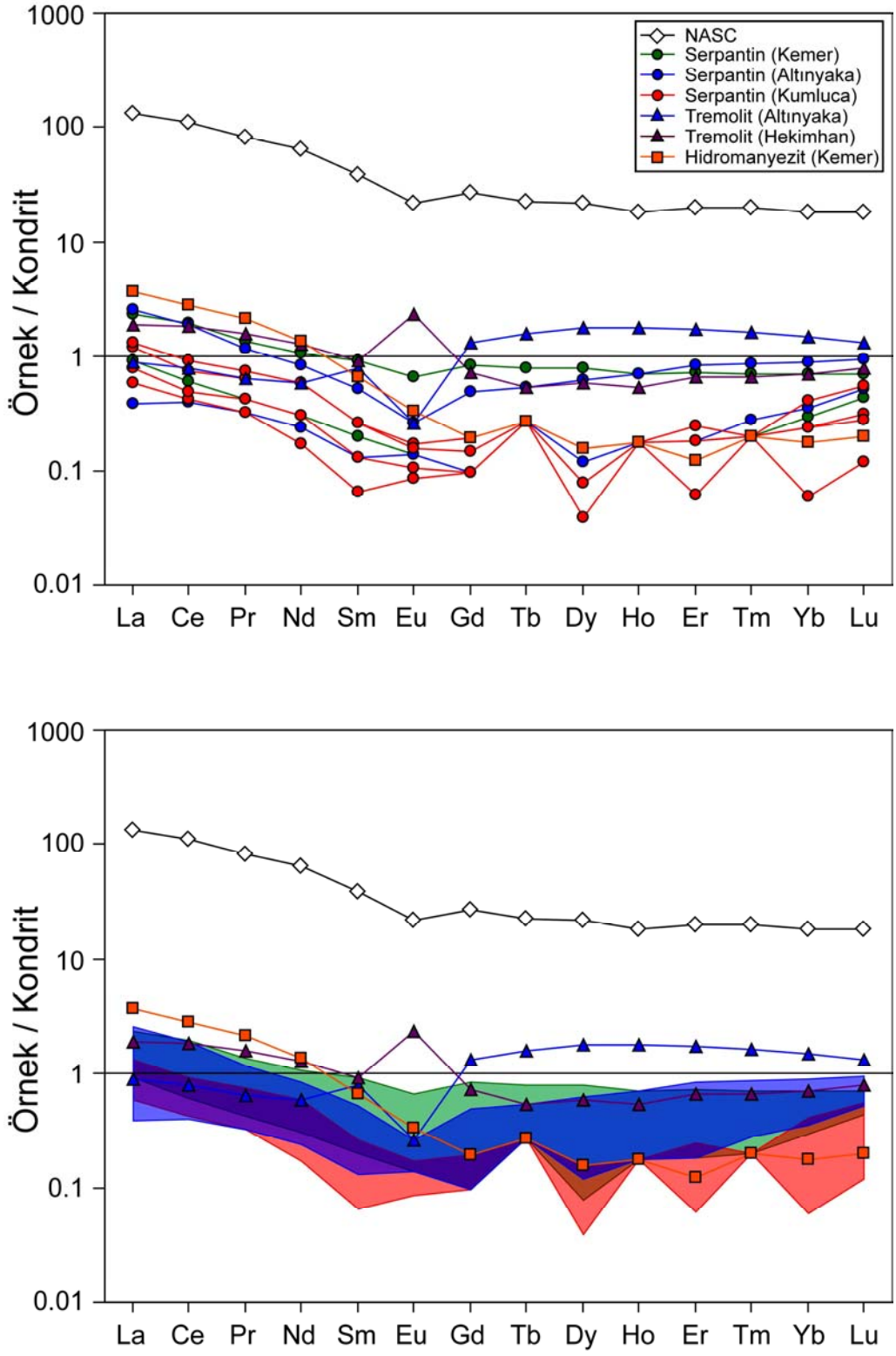
Serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımı Şekil 5.3'de verilmiştir. NASC için Nb ve Y Condie'den (1993); diğer elementler Gromet ve diğ.'den (1984) alınmıştır. Kondrit değerlerine göre; serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin desenleri birbirinden ve NASC' den ayrılmakta olup; belirgin bir ayrımlaşmayı 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. Kondrit normalize NASC deseni serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerine göre P hariç diğer tüm elementler için yüksek miktarda zenginleşmeye (Th için 424 kat) sahiptir.



Şekil 5.3. 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).

Serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin nadir toprak element içerikleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 5.4). Diyagrama Kuzey Amerikan Şeyllerinin (North American Shale Composite-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 REE konsantrasyonlarında belirgin azalma olup, minerallerin desenleri birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşmayı işaret etmektedir. Diğer bir ifadeyle, toplam REE içerikleri, en fazla tremolitte; en az hidromanyezitte bulunmaktadır. Genel olarak serpantin ve hidromanyezit mineralleri Hafif REE (LREE: La-Gd) konsantrasyonlarından ağır REE'e (HREE: Tb-Lu) göre bir azalma göstermektedir. Tremolitler ise diğer minerallerden farklı biçimde LREE den HREE ye 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 mineralleri 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 bölgesindekine göre Eu hariç LREE değerleri daha düşük, buna karşın HREE değerleri daha yüksektir. Tüm mineraller içerisinde pozitif Eu anomalisi yalnızca Hekimhan bölgesi tremolitinde gözlenmiştir.

İz elementlerin, özellikle de REE' 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 ayrımlaşma 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, REE, Y, Sc, Zr, Ti, Hf, Cr, Ni, Ba, Si ve V provenansın doğası hakkında önemli bilgiler verebilmektedir (McLennan, 1989). Bu çerçevede düşünüldüğünde; özellikle REE açısından serpantin ve hidromanyezitler magmatik-hidrotermal süreçlerde en fazla, tremolitler ise en az ayrımlaşmayı göstermiş olup; tüm mineraller benzer bir köken kayacı işaret etmektedir.



Şekil 5.4. Fillosilikat minerallerinin kondrit-normalize REE bollukları (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ. 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve McDonough, 1989).

5.2. Duraylı izotop jeokimyası

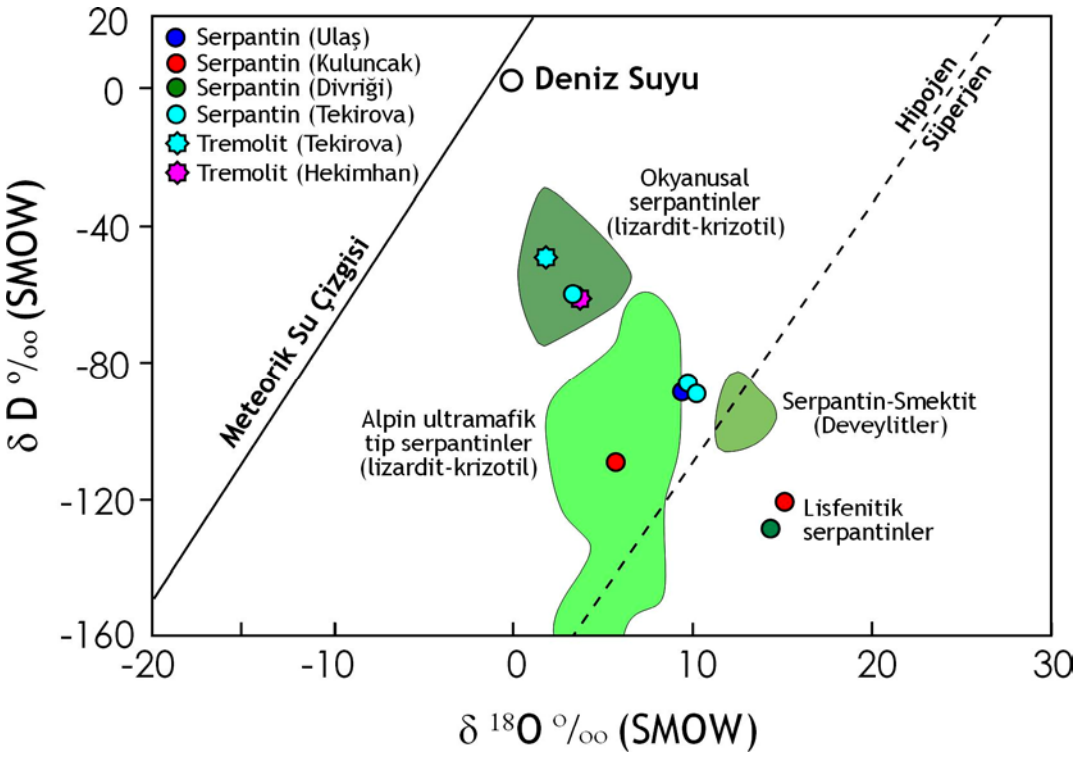
Oksijen ve hidrojen izotop jeokimyasını temsil eden bu incelemeler; jeotermometre ve sıvı-kayaç etkileşiminin izlerini saptamak amacıyla genellikle iki alanda uygulanmaktadır. Birincisi, oluşum sıcaklıkları ile ilişkili iki faz arasındaki ayrımlaşmayı, ikincisi ise sıvı veya kayaç protolitlerinin kaynağını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

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri 2 adet tremolit ve 3 adet serpantin olmak üzere toplam 5 örnekte gerçekleştirilmiştir (Çizelge 5.5). 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 vd., 1997) temsil etmektedir.

Serpantin ve tremolit minerallerinin $\delta^{18}O$ 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 çizgileri ile okyanusal serpantinit, Alpin Tipi ultramafik kayaçlar ve deveylit bölgelerini de içerecek biçimde Şekil 5.5 da topluca verilmiştir. Karşılaştırma amacıyla Sivas (Ulaş ve Divriği) ve Malatya (Kuluncak) bölgesindeki ofiyolitik kayaçlardan alınan serpantin örnekleri de eklenmiştir (Yalçın ve Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın vd., 2009). Bu çalışma kapsamında analiz edilen minerallerin tümü hipojen bölgesinde yeralmaktadır. Serpantinlerden Altınyaka bölgesinden alınan TON-222 nolu örnek ile tremolit örnekleri okyanusal serpantinitler bölgesine, Kemer ve Kumluca bölgesinden alınan diğer serpantin örnekleri ise Alpin tipi ultramafik serpantinler için çizilen bölgede konumlanmıştır. Bu veriler Tekirova Ofiyolit Napı'nın ofiyolit birimine ait serpantinlerin okyanusal serpantin, ofiyolitli melanj olarak tanımlanan birimdeki serpantinlerin ise Alpin tipi ultramafik serpantin olmak üzere iki farklı bileşime sahip olduğunu göstermektedir. Diğer bir ifadeyle inceleme alanındaki ofiyolitlerin "Ofiyolitli melanj" ve "Ofiyolit" olarak iki farklı birim olarak tanımlanmasının izotopsal olarak doğrulanmış gözükmektedir.

Çizelge 5.5. Serpantin ve tremolit minerallerinin duraylı izotop ($\delta^{18}O$ ve δD) bileşimleri.

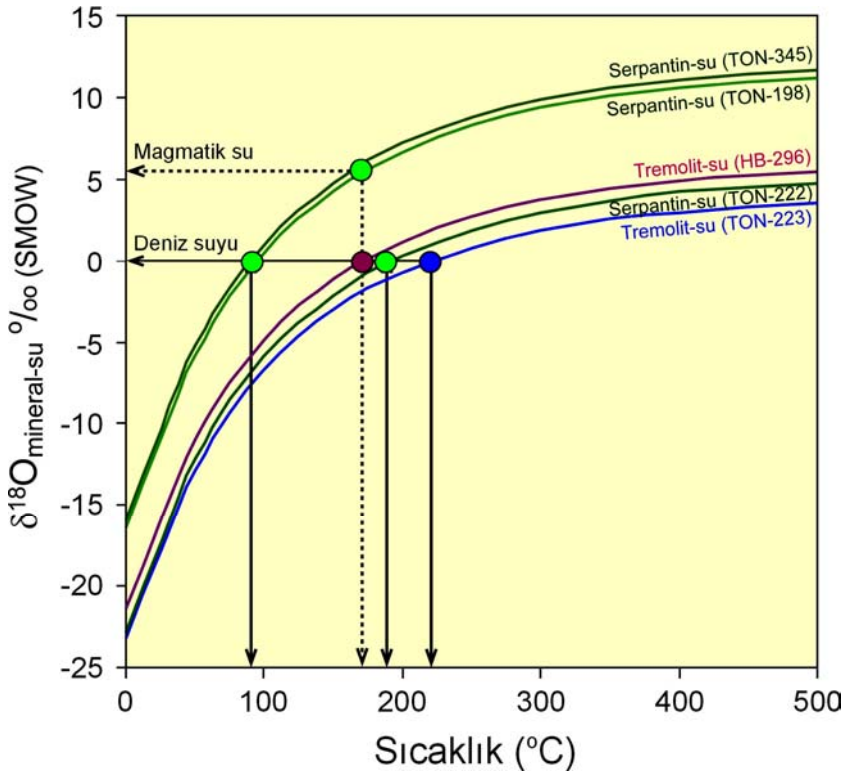
Örnek No	Mineral	Bölge	Yield %	% H_2O	δD(SMOW)	$\delta^{18}O$(SMOW)
TON-198	Serpantin	Kemer	15.6	7.4	–86	9.7
TON-222	Serpantin	Altınyaka	16.2	7.1	–60	3.3
TON-345	Serpantin	Kumluca	13.1	8.2	–89	10.2
TON-223	Tremolit	Altınyaka	13.3	1.5	–49	1.8
HB-296	Tremolit	Hekimhan-Sivas	14.3	1.6	–61	3.7



Şekil 5.5. Serpantin ve tremolit minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerinin $\delta^{18}O$ ve δD diyagramındaki konumları Süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard ve diğ., 1969; meteorik su çizgisi: Craig, 1961; serpantinit ve ultramafik kayaç alanları: Wenner ve Taylor, 1974; Sivas (Ulaş ve Divriği) ve Malatya (Kuluncak) bölgesindeki serpantin örnekleri: Yalçın ve Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın vd., 2009).

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

İnceleme alanındaki serpantin ve tremolit minerallerinin oluşum sıcaklıklarının belirlenmesi için izotopsal ayrımlaşma başlangıç değeri olarak deniz suyu ve ultramafik kayaçlara ait ilksel $\delta^{18}O$ değerleri sırasıyla ‰ 0.0 ve ‰ 5.7 (Kyser, 1986) alınmıştır. Deniz suyu başlangıç bileşimi için, Zheng (1993) tarafından önerilen tremolit-su ve serpantin-su oksijen izotop ayrımlaşması verilerinden itibaren 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 5.6). Mantonun bileşimli magmatik su başlangıç bileşimi olarak alındığında ise deniz suyununkinden ~ 100 °C daha yüksek sıcaklıklar sözkonusudur. Her iki durumda da farklı ofiyolitik birimlerin ~ 100 °C ye varan farklı sıcaklıklara sahip olduğunu göstermektedir.



Şekil 5.6. Deniz suyu ve manto bileşimi (‰ $\delta^{18}O$ = 5.7; Kyser, 1986) serpantin ve tremolitlerdeki suyun Zheng'e (1993) göre hesaplanmış ‰ $\delta^{18}O$ (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişki.

6. OLUŞUM

Klasik ofiyolitik diziliminde alttan üste doğru, tektonit fabriğe sahip ve değişen oranlarda serpantinleşmiş ultramafikler; milonitik fabriğe 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 kayaçların, ofiyolitlerin kıtalar üzerine yerleşmesinden önce mi yoksa sonra mı serpantinleştiği hala tartışmalı olmakla birlikte, serpantinit ile ilişkili mineralizasyonlar basit olarak üç gruba ayrılmaktadır (Mittwede, 1996): (1) magmatik veya pirojenetik (pre-serpantinizasyon), (2) sinjenetik (doğrudan serpantinizasyon süreci ile ilgili), (3) epijenetik (metamorfizma, bozuşma ve bozunmayı kapsayan post-serpantinizasyon). Ultramafik kayaçların serpantinleşmesi süreci öncesindeki cevherleşmelerin (başlıca Fe, Cr, Ni, PGE) yanı sıra, serpantinleşme sırasında ve/veya sonrasında kil (sepiyolit, smektit, klorit, karışık tabakalılar I-S, C-S ve I-V), karbonat (kalsit, aragonit, siderit, dolomit, manyezit, hidromanyezit, hidrotalsit), oksit (brusit, götit, hematit), sülfür (pirit, markasit), silikat (kuvars, opal-CT, flogopit, talk serpantin, tremolit 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 diğ., 2004; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006, 2011).

Tekirova Ofiyolit Napı'nda serpantinleşme, mafik-ultramafik kayaç sınırlarında gelişen pnömatolitik (kontakt hidrotermal alterasyon) ve/veya kontak metasomatizma (pirometasomatizma) ve lisfenitleşme ilişkili olmak üzere farklı zamanlarda gelişmiş üç tür mineralizasyon bulunmaktadır. Bunlar; yataklanma şekilleri, yapısal özellikleri, mineralojik bileşimleri, yan kayaç ilişkileri ve oluşum süreçleri bakımından birbirinden farklıdır. Ancak mineralizasyonların iç içe geçmesi ve plütonik kütlenin sokulum yaptığı yan kayaçların çeşitliliği (serpantinit, volkanit, karbonat, silisiklastik); bunların birbirinden ayırt etmeyi zorlaştırmaktadır. Bu nedenle bir kayaçta her iki döneme ait neoformasyon mineralleri birlikte bulunabilmekte; ayırtman olanların dışındaki minerallerin

hangi alterasyonun ürünü olduğunu saptamak olanaksızlaşabilmektedir.

Yukarıdaki açmazlar göz önüne alınarak, yörede gelişen neomineralizasyonların oluşumları aşağıda ayrıntıları ile tartışılarak sunulmuştur.

6.1. Serpantinleşme-Öncesi Mineralizasyonlar

6.1.1. İlksel ofiyolitik kayaçlar ile ilişkili mineralizasyonlar

Ofiyolitik dizinin serpantinleşme-öncesi kayaçlarını ultramafikler (peridodit-lerzolit ve piroksenit-ortoklinopiroksenit, klinopiroksenit), mafikler (gabro, diyorit ve diyabaz), volkanikler ve radyolaritler temsil etmektedir.

Ultramafik kayaçlar; başlıca piroksen (ojit ve enstatit), olivin ve plajiyoklaz içermektedir. Bazı örneklerde bol miktarda olmak üzere kromit ve Fe-oksit türü opak mineraller ise tali bileşenleri oluşturmaktadır. Çatlak ve/veya gözeneklerde ikincil mineraller olarak yeşil renkli klorit ve/veya dolomitlere de rastlanılmaktadır.

Mafik kayaçlardan gabrolarda ojit ve plajiyoklaz ana bileşenlerdir. Bazı örneklerde ise olivin de bulunmaktadır Bazı örneklerde tali veya ana bileşen olarak Fe-oksit türü opak mineraller gözlenmektedir. Çatlak ve/veya damarlarda ikincil yeşil renkli kloritlere de rastlanılmaktadır. Diyoritler; hornblend ve plajiyoklaz içermektedir. Opak mineraller çok sayıda özşekilsiz tanelerden oluşmaktadır. Tali mineraller zirkon ve titanittir. Çatlak ve/veya gözeneklerde klorit ve yelpaze biçimli manyezitler de bulunmaktadır. Diyabazlar; başlıca ojit, plajiyoklaz ve opak mineral içermektedir. Çatlak ve/veya gözeneklerde klorit ve zeolit minerallerine rastlanılmaktadır.

Volkanik kayaçlar (bazalt); ojit, olivin ve plajiyoklaz fenokristallerinden oluşmaktadır. Volkanik camda çoğunlukla killeşme, serisitleşme, kloritleşme ve/veya silisleşme türü bozunmalar gözlenmektedir. Çatlak ve/veya gözeneklerde ikincil kuvars, kalsit, klorit ve/veya epidot bulunmaktadır.

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

6.1.2. Pirometasomatizma ile ilişkili mineralizasyonlar

Bu evre ile ilişkili mineraller ve olasılıkla oluşum sırası (süksesyon) grossular, diyopsit, tremolit/aktinolit, pistazit ve skapolittir. Bu minerallerin oluşumuna katkıda bulunan elementlerden Ca daha yaşlı karbonat kayaçlarındaki kalsitlerden, Fe ve Mg olivin ve piroksenlerden türemiştir. OM incelemelerine göre; bu minerallere eşlik karbonat, oksit ve fillosilikatlar ise serpantinleşme- ve pirometasomatizma-sonrası evreyi temsil etmektedir.

Pirometasomatik minerallerin kökeni ve oluşumu aşağıda açıklanmıştır:

Grossular türü granatlar; termal ve bölgesel metamorfik saf olmayan kalkerli kayaçların karekteristiği olup, kalsiyum metasomatizması geçirmiş kayaçlarda; bazen granit pegmatitlerde pnömatoliz sonucu diyopsit veya skapolit ile birlikte oluşmaktadır. Granat normal basınçta 785 °C'nin altında daima kararlıdır (Deer vd., 1992). İnceleme alanında epidot içeren pirometasomatik seviyelerde ortaya çıkan grossular; koyu renkli minerallerin alterasyonundan itibaren dönüşümden ziyade, neoformasyon mekanizması ile oluşmuş gözükmektedir.

Birçok metamorfik kayacın tipik minerali olan diyopsit, özellikle kontak metamorfizma geçirmiş Ca'ca zengin sedimanların karekteristiğidir. Diyopsit yaygın olarak tremolit veya forsterit tarafından izlenirse de, silisli dolomitlerin metamorfizması sırasında nispeten erken oluşan bir mineraldir. Diyopsit ve hedenberjit arasındaki ortaç türler, bölgesel metamorfik Ca'ca zengin sedimanlarda ve amfibolit fasiyesinin daha yüksek derecelerindeki bazik magmatik kayaçlarda oluşur (Deer vd., 1992).:

$$Ca_2(Mg,Fe^{+2})3Al_4Si_6O_{22}(OH)_2 + 3CaCO_3 + SiO_2 = 3Ca_2(Mg,Fe^{+2})Si_2O_6 + 2Ca_2Al_2Si_2O_8 + 3CO_3 + H_2O$$

hornblend kalsit kuvars diyopsit anortit

Kontak metamorfizmada hornblend-hornfels fasiyesi diyopsitin oluşumu ile başlar. Bölgesel metamorfizmada da aşağıdaki reaksiyonlar aynen oluşur ve amfibolit fasiyese geçilir:

tremolit + 3kalsit + 2kuvars $\rightarrow$ 5diyopsit + $3CO_2$ + H_2

$$3\text{tremolit} + \text{kalsit} \rightarrow 11\text{diyopsit} + 2\text{forsterit} + 5CO_2 + 3H_2O$$

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 vd., 1992). Treolitlerin asbestik özellik kazanmasının da bu evre geliştiği sanılmaktadır (Örneğin; Başıbüyük ve diğ., 2009). OM incelemelerindede de saptandığı üzere; uralitleşme ile enstatit ve/veya ojitlerden itibaren aktinolitin oluşumu için aşağıdaki tepkime önerilmektedir:

$$\underset{\text{enstatit}}{4MgFe[Si_2O_6]} + 2Ca^{+2} + 2H^{+} \rightarrow \underset{\text{aktinolit}}{Ca_2MgFe_4[Si_8O_{22}](OH)_2} + 3Mg^{+2}$$

$$\underset{\text{ojit}}{4CaMg[Si_2O_6]} + 4Fe^{+2} + 2H^{+} \rightarrow \underset{\text{aktinolit}}{Ca_2MgFe_4[Si_8O_{22}](OH)_2} + 3Mg^{+2}$$

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

$$\underset{\text{anortit}}{2Ca[Al_2Si_2O_8]} + Fe^{+3} + 5H^{+} \rightarrow \underset{\text{pistazit}}{Ca_2FeAl_2[Si_3O_{11}](OH)} + H_4SiO_4 + 2Al^{+3}$$

Skapolitler; oluşumu büyük ölçüde metamorfik ve metasomatik ortamlarla sınırlıdır (Deer vd., 1992). Kalkerli sediman-magmatik kontaklarındaki skarnlarda

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 kayaçlarda 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:

$$3Ca[Al_2Si_2O_8]+Ca^{+2}+HCO3^{-}\rightarrow Ca_4[Al_6Si_6O_{24}]CO_3+H^{+}$$
anortit skapolit

6.1.3. Serpantinleşme-sırası mineralizasyonlar

Bu sinjenetik evre; 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) mineralizasyonlardır.

$MgO\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$ 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 arttırmak veya azaltmakdır.

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 rastlanılması, olasılıkla aşağıdaki tepkimelerin basınç-sıcaklık koşulları bakımından dengeye ulaştığı şeklinde yorumlanabilir:

$$4Mg_2SiO_4+2H_2O\rightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4+2Mg^{+2}$$
forsterit serpantin

$$6Mg_2SiO_4+3H_2O\rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4+Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2+6Mg^{+2}$$
forsterit serpantin talk

$$3Mg_2SiO_4+7H_2O \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4+Mg_3(OH)_6+Si(OH)_4$$
forsterit serpantin brusit

$$6Mg_2SiO_4+3H_2O+6H^+ \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4+Mg_3(OH)_6+Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2+3Mg^{+2}$$
forsterit serpantin brusit talk

$$3(Mg,Fe)_2SiO_4+3H_2O \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4+Fe_3O_4+2OH^-$$
fayalit serpantin manyetit

6.1.4. Serpantinleşme-sonrası mineralizasyonlar

Bu epijenetik evrede Tekirova Ofiyolit Napı'na ait ofikarbonat, ofisilikat ve ofi-Fe-oksitlerde belirlenen mineral toplulukları ve dokusal özellikler, alterasyonun birkaç aşamada gerçekleştiğini düşündürmektedir. (Örneğin; Yalçın ve diğ., 2006).

Peridoditlerde 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 literatürdekilerden (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 serpantinin ayrışmasıdır. Üçüncü aşama ise Mg/(Mg+Ca) (manyezit 1.00, dolomit 0.50, kalsit/aragonit 0.00), H_2O/CO_2 (kalsit/aragonit 4.00, dolomit 0.83, manyezit 0.67), Fe/(Fe+Ca) (Siderit 1.00, dolomit 0.50, kalsit/aragonit 0.00), Fe/(Fe+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 [Mg/H] ve [SiO_2] aktiviteleri (Coleman ve Jove, 1992; Birsoy, 2002), dolayısıyla pH ile ilişkili gözükmektedir.

Ofikarbonatlarda belirlenen mineral toplulukları ve dokusal özellikler, alterasyonun düşük basınçlarda geliştiğine işaret etmektedir. Örneklerde az da olsa gözlenen aragonitin varlığı bu görüşü zayıflatmamaktadır. Mariana yay-önü serpantin diyapirlerinde (Sakai ve diğ., 1991) ve okyanus ortası sırtına yakın yerlerdeki karbonat bozuşmalı peridoditlerde (Bonatti ve diğ., 1974) oksijen izotoplarına göre düşük sıcaklıklarda deniz suyundan itibaren çökelmiş aragonitler saptanmıştır. Bu görüşler ışığında, lisfenit ve/veya serpantinitlerdeki aragonitin bulunuşunun yüksek basınç kristalleşmesine işaret etmediği ileri sürülebilir.

Ofikarbonatlar için en yaygın oluşumlar aşağıdaki biçimde formülize edilmiştir:

$$Mg_3Si_2O_5(OH)_4+5H_2O+6CO_2+3Ca^{+2} \rightarrow 3CaMg(CO_3)_2+2Si(OH)_4+6H^+$$
serpantin — dolomit

$$Mg_3Si_2O_5(OH)_4+CO_2+4H^++Ca^{+2} \rightarrow CaCO_3+2Si(OH)_4+3Mg^{+2}$$
serpantin — kalsit/aragonit

$$Mg_3Si_2O_5(OH)_4+CO_2+2Fe^{+2} \rightarrow FeCO_3+2Si(OH)_4+3Mg^{+2}$$
serpantin — siderit

$$2Mg_3Si_2O_5(OH)_4+19H_2O+CO_2+2Al^{+3} \rightarrow Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_{16}\cdot 4H_2O+4Si(OH)_4+4H^+$$
serpantin — hidrotalsit

$$Mg_3Si_2O_5(OH)_4+6H_2O+7CO_2+4Ca^{+2} \rightarrow 3CaMg(CO_3)_2+CaCO_3+2Si(OH)_4+8H^+$$
serpantin — dolomit — kalsit/aragonit

$$Mg_3Si_2O_5(OH)_4+4H_2O+5CO_2+2Ca^{+2} \rightarrow 2CaMg(CO_3)_2+MgCO_3+2Si(OH)_4+2Fe^{+2}$$
serpantin — dolomit — manyezit

$$Mg_3Si_2O_5(OH)_4+2H_2O+18CO_2+3Ca^{+2}+Fe^{+2} \rightarrow 3CaMg(CO_3)_2+FeCO_3+2Si(OH)_4+4H^+$$
serpantin — dolomit — siderit

$$3Mg_3Si_2O_5(OH)_4+19CO_2+3Ca^{+2}+2Al^{+3}+36H^+ \rightarrow 3CaMg(CO_3)_2+Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_{16}\cdot 4H_2O+6Si(OH)_4$$
serpantin — dolomit — hidrotalsit

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:

$$\underset{\text{serpantin}}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4}+4Si(OH)_4 \rightarrow \underset{\text{talk}}{Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2}+\underset{\text{kuvars}}{2SiO_2}+ 9H_2O$$

$$6\underset{\text{serpantin}}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4}+6Si(OH)_4+xCa^{+2} \rightarrow \underset{\text{Mg-klorit}}{Mg_{12}Si_8O_{20}(OH)_{16}}+\underset{\text{Mg-smektit}}{Ca_xMg_6Si_8O_{20}(OH)_4.4H_2O}+6H_2O+8OH^-$$

Fe-oksit/hidroksit/sülfürler (hematit, götit, pirit) ortaç-asidik ve indirgen koşullarda oluşmuş epijenetik minerallerdir. Denge diyagramlarına göre (Garrels ve Christ, 1965; Brookins, 1988); bu minerallerden hangisinin oluşucağı mikrogözeneklerdeki pH ve Eh koşullarına, suyun ve iyonların (H^+, O^{-2}, OH^-, S^-) aktivitesine bağlı gözükmektedir :

$$2Fe^{+2} + 3H_2O \rightarrow Fe_2O_3 + 6H^+ \quad \text{(Hematit)}$$
$$Fe^{+2} + 3H_2O \rightarrow FeO(OH)_2 + 4H^+ \quad \text{(Götit)}$$
$$Fe^{+2} + 2S^- \rightarrow FeS_2 \quad \text{(Pirit)}$$

7. SONUÇLAR

Tekirova Ofiyoliti; serpantinleşmiş ultramafik tektonitler (piroksenit ve gabro damarları içeren harzburjit ve dünit), serpantinleşmiş ultramafik-mafik (gabro) kümülatlar, levha dayklar (gabro, diyorit, diyabaz ve plajiyogranit), volkanik-sedimanter birimlerden (yastık yapılı bazalt ve radyolarit) oluşmaktadır. Bu litolojiler tektonik dilimler halinde dahi olsa, ideal bir ofiyolit diziliminin tüm seviyelerinin bulunduğunu göstermektedir (Örneğin; Bağcı ve diğ., 2006; Bağcı ve Parlak, 2009). Ayrıca, pirometasomatik kayaçların manto peridoditlerine sokulum yapan ultramafik-mafik dayklarının çevresinde gözlenmesi; okyanusal litosferin oluşumu sırasında sıcak-sıcak kontak ilişkisinin geliştiğine işaret etmektedir.

Tekirova Ofiyolit Napı'na ait ultramafik kayaçlarda belirlenen bozuşma mineralleri serpantinleşme-öncesi, -sırası ve -sonrası olmak üzere üç ana gruba ayrılmıştır: Ofiyolitik dizinin serpantinleşme-öncesi kayaçlarını ultramafikler, mafikler, volkanikler ve radyolaritler temsil etmektedir. Holokristalin prototanesel dokulu ultramafik kayaçlar; peridodit (lerzolit) ve piroksenitlerden (piroksenit, klinopiroksenit) oluşmaktadır. Mafik kayaçları holokristalin tanesel dokulu gabro, diyorit ve diyabazlar temsil etmektedir. Volkanik kayaçlar hipokristalin porfirik dokulu olup; çoğunlukla bozuşmuş bazaltlardan oluşmaktadır. Radyolaritler; başlıca radyolaryaları temsil eden yuvarlağımsı polikristalin ve kalsedonik kuvars içermektedir.

Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar; epidotfels, granatfels, skapolitfels ve tremolitfels ile temsil edilmektedir. OM incelemelerine göre; serpantinleşme-sırası kayaçlar bütünüyle serpantinitlerden oluşmakta ve üç tip serpantinit dokusu (ilksel dokunun korunduğu psöydomorfik, kısmen korunduğu geçiş dokusu ve bütünüyle kaybolduğu nonpsöydomorfik) göstermektedir. Serpantinleşme-sonrası kayaçlar; ofikarbonatlar (ofikalsit, ofiaragonit, ofimanyezit, ofikalsidolomit, ofikalsiaragonit, ofihidrotalsimanyezit ve ofikalsihidromanyezit) olarak tanımlanmıştır. Bağlayıcı malzemede, gözeneklerde ve mikro-çatlaklarda karbonat, oksit ve klorit oluşumları, ayrıca bu minerallerin magmatik kalıntı (piroksen ve amfibol) ve serpantin minerallerini keser ve/veya kemirmesi lisfenitleşmenin sonraki bir süreci temsil ettiğini göstermektedir.

SEM incelemelerine göre; ultramafik ana kayaçtan itibaren gelişen serpantinleşme ile öncelikle levhamsı lizardit mineralleri gelişmekte ve bu dönüşüm sonucu kayaç gözenekli bir doku kazanmaktadır. Serpantinitlerdeki serpantin mineralleri farklı morfolojileri ile birbirinden ayırt edilebilmektedir. Bunlardan levhamsı serpantin mineralleri (lizardit) üst üste dizilmekte, krizotil türü serpantin mineralleri liflerden itibaren demetler oluşmaktadır. Serpantinit ve pirometasomatik kayaçlarda listfenitleşme ile ilişkili manyezitler; kayaçların gözeneklerinde trigonal yarıözşekilli kristal toplulukları; hidromanyezitler monoklinik levhamsı prizmatik özşekilli, büyük prizma yüzeyleri birbirine paralel ve yapışık olarak gelişmiş mineralleri; dolomitler; özşekilli trigonal morfolojileri ve kalsitler yarıözşekilli trigonal kristalleri temsil etmektedir. Çoğunlukla çubuksu hidromanyezitler ile gözlenen hidrotalsitler hekzagonal levhamsı tabletler, brusitler ise levhamsı ve/veya iğnemsi kristallerin oluşturduğu topçuklar/yumaklar ile temsil edilmektedir. Ofikarbonatlarda C-S yaprakcıklarının oluşturduğu topluluklara ve bal-peteği görünümlü I-S eşlik etmektedir.

XRD incelemelerine göre; serpantinleşme-sırasında gelişen bozuşmalar koyu ve açık renkli minerallerin farklı kil ve/veya fillosilikat minerallerine dönüşümü ile temsil edilmektedir. Serpantinleşme-sonrası bozuşma lisfenitleşme olup; başlıca kuvars, karbonat (kalsit, dolomit ve hidrotalsit), oksit (brusit, hematit, götit) ve fillosilikatlar (illit, klorit, smektit, I-S, talk) minerallerinin gelişmesidir. Serpantinleşme-sonrasında, hatta pirometasomatizma ve yüzeysel bozunma ile de farklı kil (smektit, klorit, vermikülit, P-V ve S-T) ve/veya fillosilikat (talk) minerallerinin gelişmesi mümkün olup; bunların iç içe geçmesi nedeniyle hangi evrede oluştuklarını saptamak olanaksız gözükmektedir. 15 adet serpantin olmak üzere üç örnekte politipi incelemeleri; bunların A- (klinokrizotil-$2M_1$), C- (lizardit-1T) ve D- (lizardit-$2H_1$) yapısal grupları içerisinde yer alan üç farlı politipi yansıtmaktadır.

Serpantin minerallerinin ortalama bileşimi ofiyolitli melanjı temsil eden Kemer bölgesi ile ofiyoliti temsil eden Altınyaka ve Kumluca bölgeleri için Fe-lizardite; Kemer ve Hekimhan bölgesi tremolitleri Fe-tremolite, Tekirova hidromanyezitleri Ca-hidromanyezite karşılık gelmektedir. Toplam eser element konsantrasyonu serpantin-tremolit-hidromanyezit, farklı bölgelere ait serpantinler

açısından değerlendirildiğinde Altınyaka-Kemer-Kumluca yönünde azalmaktadır. Tremolitler Altınyaka bölgesinde Hekimhan bölgesine göre daha yüksek eser element konsantrasyonuna sahiptir. Serpantin, tremolit ve hidromanyezitlerin REE içerikleri kondrit-normalize element bolluklarına göre; NASC–tremolit–serpantin–hidromanyezit yönünde toplam REE konsantrasyonları belirgin azalmaktadır. Genel olarak serpantin ve hidromanyezitler Hafif REE konsantrasyonlarından ağır REE'e göre bir azalma göstermektedir. Tremolitler ise diğer minerallerden farklı biçimde LREE'den HREE'ye doğru artan bir dağılım sunmaktadır. Tüm mineraller içerisinde pozitif Eu anomalisi yalnızca Hekimhan bölgesi tremolitinde gözlenmiştir. Özellikle REE açısından serpantin ve hidromanyezitler magmatik-hidrotermal süreçlerde en fazla, tremolitler ise en az ayrımlaşmayı göstermiş olup; tüm mineraller benzer bir köken kayacı işaret etmektedir.

O ve H izotop jeokimyası verilerine göre; serpantin ve tremolitler hipojen bölgede yeralmaktadır. Altınyaka bölgesine ait serpantin ile tremolit okyanusal serpantinitler, Kemer ve Kumluca bölgesinden alınan serpantinler ise Alpin tipi ultramafik serpantinler için çizilen bölgede konumlanmıştır. Bu veriler Tekirova Ofiyolit Napı'nın ofiyolit birimine ait serpantinlerin okyanusal, ofiyolitli melanj olarak tanımlanan birimdeki serpantinlerin ise Alpin tipi ultramafik serpantin olmak üzere iki farklı bileşime sahip olduğunu göstermektedir. Diğer bir ifadeyle inceleme alanındaki ofiyolitlerin "Ofiyolitli melanj" ve "Ofiyolit" olarak iki farklı birim olarak tanımlanmasının izotopsal olarak doğrulanmış gözükmektedir. Tremolit-su ve serpantin-su oksijen izotop ayrımlaşması 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 sözkonusudur. Her iki durumda da farklı ofiyolitik birimlerin ~100 °C ye varan farklı sıcaklıklara sahip olduğunu göstermektedir.

8. KAYNAKLAR

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.

Altınlı, E., 1944. Antalya bölgesinin stratigrafik etüdü, İ.Ü. Fen Fak. Mecmuası, B-C, IX, 3, 227.

Altınlı, E., 1945. Antalya bölgesinin tektonik etüdü, İ.Ü. Fen Fak. Mecmuası, B, X, 1.

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 (sothern Turkey). Geological Journal, 41, 193-219.

Bailey S.W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. American Mineralogist, 65, 1-7.

Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite, Clays and Clay Minerals, 36, 193-213.

Başıbüyük, 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.

Baykal, F., Kalafatçıoğlu, A., 1973. Antalya Körfezi batısında yeni jeoloik müşahedeler, MTA Dergisi, 80, 33-42

Birsoy, R., 2002. Formation of sepiolite-palygorskite and related minerals from solution. Clays and Clay Minerals, 50, 736-745

Bonatti, E., Emiliani, C., Ferrara, G., Honnorez, J., Rydell, H., 1974. Ultramafic carbonate breccias from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. Marine Geology, 16, 83-102.

Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2007. Antalya Birliği'nin (Tahtalıdağ ve Alakırçay Napları) Diyajenez/Metamorfizma Derecesinin İncelenmesi. TÜBİTAK, YDABAG No.17317, 130 s.

Brindley, G.W., 1980. Quantitative x-ray mineral analysis of clays. In: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification (G.W. Brindley, G.Brown, eds.), Mineralogical Society, London, pp. 411-438.

Brookins, D.G., 1988. Eh-pH Diagrams for Geochemistry. Springer-Verlag, New York, 176 p.

Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., 1971. Outline of the Western Taurides. Geology and History of Turkey, Ed: Angus s. Compbelli, Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, pp. 225-255.

Brunn, J.H., Argyriadis, I., Marcoux, J., Poisson, A., Ricou, L.E., 1973. Antalya ofiyolit orijini lehine ve aleyhine kanıtlar, Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, Ankara, 58-69.

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. Revees, eds., Intercept Ltd., Andover, United Kingtom, 1-17.

Colin, H., 1962. Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (Güneybatı Anadolu) bölgesinde yapılan jeolojik etütleri, MTA Dergisi, 59, 19-59.

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 Iintroduction to the Rock-forming Minerals, Longman, Hong Kong, 696 p.

Demirel, İ.H., 2005. Whole-rock, clay mineral contents and matrix effect on the Cenomanian/Turonian petroleum source rocks in the lower Antalya Nappe, Western Taurus Region of Turkey, Petroleum Science and Technology, 23, 1183-1197.

Evans, B.W., Guggenheim, S., 1988. Talc, pyrophyllite, and related minerals. In Hydrous Phyllosilicates (Exlusive 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. (Eds. P. Henderson), Dev. in Geochem.2., EIsevier, Amsterdam, 343-373.

Flower, M.F.J., Dilek, Y., 2003. Arc-trech rollback and forearc accretion: 1. A collision-induced mantle flow model for Tethyan ophiolites. In. Ophiolites in Earth, Y. Dilek and P.T. Robinson (Editors), Geological Society Special Publications, London, 218, 21-41.

Garrels, R.M., Christ, C.L., 1965. Solutios, Minerals and Equilibria. Harper & Row, New York, 435 p.

Göncüoglu, 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, 37, Geol.Soc Greece, 515-536.

Günay, Y., Bölükbaşı, A. S. ve Yoldemir, O., 1982. Beydağlarının stratigrafisi ve yapısı; Türkiye Altıncı Petrol Kong. Tebl., Ankara, 91-101.

Graciansky, P.C., 1968. Teke Yarımadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi Dinaro Toroslar'daki yeri, MTA Dergisi, 71, 73-92, .

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, 889-912 p.

J.C.P.D.S., 1990. Powder Diffraction File. Alphabetical Indexes Inorganic Phases, Swarthmore, U.S.A., 871 pp.

Juteau, T., 1968. Kumluca (Güney Türkiye: Likya Torosları) bölgesinin ofiyolitlerine ait jeolojik haritanın açıklaması: Structural kadro ve yatak şekilleri ve ofiyolitlerin tasviri, MTA Dergisi, 70, 83-103.

Juteau, T., 1970. Petrogenese des ophiolites des Nappes d'Antalya (TaurusIycien oriental, Turquie), Leur liasion avec une phase d'expansion oceanique actıve au Trias superior, Sciences de la Terre, Nancy, 15, 265-268.

Juteau, T., 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). These, Sc., Nancy, Mem., n.32, 692 p.

Juteau, T., Nicolas, A., Dubessy, J., Fruchard, Y.C., Bouchez, J.L., 1977. Structural relationships in the Antalya Ophiolites complex, Turkey, Possible model for an oceanic ridge, Geol. Soc. Ame. Bull., 88, 1740-1748.

Kalafatçıoğlu, A., 1973. Antalya Körfezi batı kısmının jeolojisi, MTA Dergisi, 81, 82-131.

Kozur, H.W., 2000. Northern origin of the Antalya and Alanya nappes (Western Taurus, Turkey) and causes for the end of the Tethyan faunal provincialism during the Middle Carnian. Proceedings 2nd Croatian Geological Congress, Zagreb, pp.275-282.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals: American Mineralogist, 68, 277-279.

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 (Eds: J.W. Valley, H.P.Jr. Taylor, J.R. O'Neil), Reviews in Mineralogy, Chelsea, Mineralogical Society of America, 141-164 p.

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.

Marcoux, J., 1977. Geological sections of the Antalya region. In: T. Güvenç and others (ed), Western Taurus excursion geological quide book, 6th Coll. On the Geology of Aegean Regions, İzmir.

Marcoux, J., 1979. Antalya naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, Ankara, 22, 1-6.

McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements (Eds. B.R. Lipin and G.A.McKay), Rev. İn. Min., Soc. Amer. 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.

Önder, F., 1984. Antalya güneyindeki Trias kayalarının konodont biyostratigrafisi, TJK Bülteni, 27, 81-84.

Önder, F., Şenel, M., Keskin, A., Kılıç, A.M., 1998. Application of conodonts to Triassic stratigraphy of Teke Taurus (SE Antalya Gulf, Turkey), In. H. Szaniawski (ed), Proceedings of the Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI), Paleontologica Polonica, 58, 273-279.

Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri, TJK Bülteni, 19/1, 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.

Poisson, A., Akay, E., Dumont, J.F., Uysal, Ş., 1984. The Isparta Angle: a Mesozoic paleorift in the Western Taurides, Geology of the Taurus belt., ed: Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C., Int. Sym. 26-29 Semp., Ankara, pp.11-26.

Poisson, A., 1977. Recherches geologiques dans les Taurides occidentales (Turquie), These , Univ. Paris-Sud, Orsay, Pp:795.

Poisson, A., 1984. The extension of the Ionian troug intu southwestern Turkey, The Geology Evolution of the Eastren Mediterrenean, ed: J.E. Dixon, A.H.F. Robertson, Geol. Soc. Special Publication, 17, 241-250.

Reuber, I., 1982. Generations successiues 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.

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, N.H.

Robert, C., Goffé, B., 1993. Zeolitization of basalts in subaqueous freshwater settings: Field observations and experimental study, Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 3597-3612.

Robertson, A.H.F., 1993. Mesozoic-Tertiary sedimantary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean asins in the Antalya Complex, of Southwest Turkey, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 20, 415-465.

Robertson, A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey, E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society, London, Special Publications,173 pp.97-138.

Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1980. Strike-slip related sedimantation in the Antalya Complex, SW Turkey, South West, Earth Planet. Sci Lett., 54, 323-345.

Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1981a. Bilalyeri Group, Antalya Complex: deposition on a Mesozoic passive continental margin, SW Turkey, Sedimentology, 28, 382-399.

Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1981b. Alakırçay Group, Antalya Complex, SW Turkey: a deformed Mesozoic carbonat margin, Sedimentary Geology, 30, 95-131.

Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1981c. Gödene zone, Antalya Complex: volcanism and sedimentation along a Mesozoic continental margin, SW Turkey, Geol. Rundschau, 70, 3, 517-562.

Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1984. The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan continental magrin, The geology Evolution of the Eastren Mediterranean, J.E. Dixon, A.H.F. Robertson (eds), Geol. Soc. Special Publ., 17, 251-272.

Sakai, R., Kusakabe, M., Noto, M., Ishii, T., 1991. Origin of waters responsible for serpentinization of the Izu-Ogawawara-Mariana forearc seamounts in view of hydrogene and oxygen isotope ratios. Earth and Planetary Science Letters, 100, 291-303.

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., 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. 313-345 p. in: Magmatism in Ocean Basalts, (A.D. Saunders and M.J. Norry, editors), Geological Society of London, 42, London.

Şenel, M., 1984. Discussion on the Antalya nappes, ed: Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C., Geology of Taurus Belt, Int. Sym., 26-29 sept., Ankara, 41-52.

Şenel, M., 1997. 1:100 000 ölçekli Türkiye jeoloji Haritaları, Antalya-L10, L11, L12 M10, M11 paftaları, MTA, Ankara.

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.

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 allokton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar), MTA Dergisi, 118, 111-160.

Şenel, M., Göncüoğlu, Y., Kozur, H.W., 2000. Conodont-dated rocks from the Tahtalıdağ Nappe (Antalya Nappes) of the Kemer area, Western Taurides (Turkey), In: I. Vlahovic, R. Biondic (eds), Proceedings of 2nd Croatian Geological Congress, 17-20 May, pp.371-377.

Şenel, M., Kengil R., Ünverdi M., Serdaroğlu M., Gözler M.Z., 1981. Teke Toroslarının güneydoğusunun jeolojisi, MTA Dergisi, 95/96, 13-43.

Weaver, C. E., Pollard, L. D., 1973. The Chemistry of C1ay Minerals. Developments in Sedimentology, 15, 213 p.

Wenner, D.B., Taylor, H.P.Jr., 1974. D/H and O^{18}/O^{16} 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 (Exlusive of Micas). S. W. Bai1ey, ed., Mineral. Soc., Am., Rev. Mineral., 19, Washington, 91-167.

Wicks, F.J., Plant, A.G., 1979. Electron-microprobe and X-ray microbeam studies of serpantine 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 quide to emplacement of part the Antalya Complex, SW Turkey, Int. Sixth Coll. on the Geology of the Aegean Region, E. İzdar, E., E. Nakoman (eds), İzmir, Piri Reis Int. Conf. Series Publ., 2, pp.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., 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., Başıbüyük, Z., 2004. Mg-mineral occurrences in the Central Anatolian Neogene Intra-cratonic 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, 1473-1476 p.

Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Karayel, A., 2006. Mg-mineral occurrences in the serpentinite- and volcanic-fed lacustrine basins in the İmranli-Suşehri region, northeastern Turkey. Fourth Mediterranean Clay Meeting, Ankara, Turkey, 05-10 September 2006, Abstracts, p. 137-138.

Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Hozatlıoğlu, D., 2009. Malatya-Kuluncak yöresinde serpantinit-yan kayaçlı Kretase yaşlı flogopit oluşumları. 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, Bildiriler Kitabı, s. 174-192.

Yılmaz, A., Yılmaz, H., 2013. Ophiolites and ophiolitic mélanges of Turkey: A review. Türkiye Jeoloji Bülteni, 56, 61-114.

Yılmaz, P.O., 1981. Geology of the Antalya Complex, SW Turkey, Dissertation, Ph D, Univ. Microfilms Int. Michigan, 268.

Yılmaz, P.O., 1984a. Fossils and K-Ar data fort he Antalya Complex, SW Turkey, The Geological Evolution of the Eastren Mediterranean, ed: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F., Geological Soc. Publ., 17, pp.301-318.

Yılmaz, P.O., 1984b. The Alakırçay unit, Antalya Complex, a tectonic enigma, Geology of the Taurus Belt, O. Tekeli, M.C. Göncüoğlu (eds), Int. Sym. 26-29 Sep., 1983, Ankara, 27-42.

Yılmaz, P.O., Maxvell J.C., Muehlberg W.R., 1981. Antalya kompleksinin yapısal evrimi ve doğu Akdenizdeki yeri. H.Ü. Yerbilimleri, 7, 119-127.

Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth and Planetary Science Letters, 120, 247-263.

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel bilgiler

Adı Soyadı	Canan Yılmaz
Doğum Yeri ve Tarihi	Sivas, 07/06/1985
Medeni Hali	Bekar
Yabancı Dil	İngilizce
İletişim Adresi	Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, JeolojiMühendisliği Bölümü, 58140-Sivas
E-posta Adresi	mozaikler_58@hotmail.com

Eğitim ve Akademik Durumu

Lise	Divriği Lisesi, 2002
Lisans	Cumhuriyet Üniversitesi, 2009
Yüksek Lisans	Cumhuriyet Üniversitesi, 2013

İş Tecrübesi

Çiftay İnş. Tic. Tah. Şti	Jeoloji mühendisi, 2012-

Ödüller, Teşvikler ve Üyelikler