

**KULUNCAK (MALATYA) YÖRESİ FLOGOPİT  
OLUŞUMLARININ MİNERALOGİSİ**

**Deniz HOZATLIOĞLU  
YÜKSEK LİSANS TEZİ  
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI  
2007**

**Danışman: Prof.Dr. Hüseyin YALÇIN**

## İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	<b>ÖZET</b>	i
	<b>SUMMARY</b>	iv
	<b>TEŞEKKÜR</b>	vii
	<b>ŞEKİLLER DİZİNİ</b>	viii
	<b>ÇİZELGELER DİZİNİ</b>	xii
	<b>KISALTMALAR DİZİNİ</b>	xiii
<b>1.</b>	<b>GİRİŞ</b>	1
	1.1 İnceleme Alanının Tanıtımı	1
	1.2. Amaç ve Kapsam	1
	1.3. Önceki Çalışmalar	2
	1.4. Bölgesel Jeoloji	3
<b>2.</b>	<b>STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ</b>	6
	2.1. Munzur Kireçtaşı	6
	2.2. Divriği ofiyolitli karışığı	9
	2.3. Deveci volkanitleri	13
	2.4. Güzelyurt formasyonu	14
	2.5. Boyalıkdere formasyonu	15
	2.6. Kösehasan formasyonu	16
	2.7. Zorbehan Formasyonu	17
	2.8. Hasançelebi siyeniti	18
	2.9. Yağca formasyonu	19
	2.10. Kızılyatak formasyonu	20
	2.11. Kocaözü formasyonu	21
	2.12. Uğurlu formasyonu	22
	2.13. Yamadağ volkanitleri	22
	2.14 Hamamınsırtı formasyonu	25
	2.15. Kuvaterner oluşukları	25
<b>3.</b>	<b>FLOGOPİT MİNERALİZASYONUNUN JEOLJİSİ</b>	26
<b>4.</b>	<b>MATERYAL VE YÖNTEM</b>	35
	4.1. Optik Mikroskop İncelemeleri	35
	4.2. X-ışını Difraksiyonu İncelemeleri	35
	4.3. İnfrared Spektroskopisi İncelemeleri	41
	4.4. Jeokimyasal İncelemeler	41
<b>5.</b>	<b>MİNERALOGİ-PETROGRAFİ</b>	43
	5.1. Optik Mikroskop İncelemeleri	43
	5.1.1. Serpantinleşme ile ilişkili kayaçlar	43
	5.1.2. Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar	52
	5.2. X-ışınları incelemeleri	57
	5.1.1. Serpantinleşme ile ilişkili kayaçlar	57
	5.2.2. Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar	69
	5.3. İnfrared Spektroskopisi İncelemeleri	75
<b>6.</b>	<b>JEOKİMYA</b>	78
	6.1. Ana ve İz Element Jeokimyası	78
	6.2. Duraylı izotop jeokimyası	85

7.	<b>OLUŞUM</b>	89
	7.1. Serpantinitleşme İle İlişkili Mineralizasyonlar	89
	7.1.1. Serpantinitleşme-öncesi mineraller	90
	7.1.2. Serpantinitleşme ile eşzamanlı (sinjenetik) mineraller	93
	7.1.3. Serpantinitleşme sonrası (epijenetik) mineraller	93
	7.2. Pirometasomatizma İle İlişkili Mineralizasyonlar	95
8.	<b>SONUÇLAR</b>	97
9.	<b>KAYNAKLAR</b>	99
	<b>ÖZGEÇMİŞ</b>	

## ŞEKİLLER DİZİNİ

<b>Şekil 1.1.</b>	a) Bölgesel jeolojide Hekimhan havzasının konumu (Göncüoğlu ve diğ.'nin 1997 tektonik sınıflaması esas alınarak ve kısmen değiştirilerek), b) İnceleme alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (MTA, 2002'den basitleştirilerek).	5
<b>Şekil 2.1.</b>	Kuluncak yöresinin jeoloji haritası (Leo ve diğ., 1978'den düzenlenerek).	7
<b>Şekil 2.2.</b>	Kuluncak yöresinin genelleştirilmiş stratigrafi dikme kesiti (Yılmaz ve diğ., 1991 ile Bozkaya ve Yalçın, 1992'dan düzenlenerek).	8
<b>Şekil 3.1.</b>	Darılı çevresi flogopit oluşumlarının ayrıntılı jeoloji haritası (Özer ve Kuşcu, 1986).	28
<b>Şekil 3.2.</b>	Yunnuk çevresi flogopit oluşumlarının ayrıntılı jeoloji haritası (Özer ve Kuşcu, 1986).	29
<b>Şekil 3.3.</b>	Kuluncak çevresi flogopit oluşumlarının ayrıntılı jeoloji haritası (Özer ve Kuşcu, 1986).	30
<b>Şekil 3.4.</b>	Çatlakları silis ve/veya karbonat ile doldurulmuş ağ yapılı serpantinitler (Darılı yöresi).	31
<b>Şekil 3.5.</b>	Serpantinitleri kesen gabro ve diyorit düzeyleri (Darılı yöresi).	31
<b>Şekil 3.6.</b>	Bordo renkli demirli seviyeler (3 cm) içeren lisfenitler.	32
<b>Şekil 3.7.</b>	Biriritik seviyeler içeren serpantinitler (Darılı yöresi).	32
<b>Şekil 3.8.</b>	Serpantinitler içerisinde gelişmiş manyezit yumruları (Darılı yöresi).	33
<b>Şekil 3.9.</b>	Serpantinitler içerisinde gelişmiş asbest oluşumları (Kuluncak güneyi).	33
<b>Şekil 3.10.</b>	Lisfenitler arasında gelişmiş flogopit zonu (Darılı yöresi).	34
<b>Şekil 3.11.</b>	Serpantinitler içerisinde flogopit levhaları (Kuluncak yöresi).	34
<b>Şekil 4.1.</b>	C.Ü.MİPJAL'da uygulanan kil ayırma iş akış şeması.	39
<b>Şekil 5.1.</b>	Serpantinit örneğinde (MHK-26) kalıntı olivinler ve serpantin mineralleriyle oluşturulan saat camı ve ağ dokusu, a) çift nikol, b) tek nikol (Ol: Olivin, Srp: Serpantin).	47
<b>Şekil 5.2.</b>	Serpantinit örneğinde (MHK-23) ince taneli serpantin ve kısmen serpantinleşmiş yarı özşekilli prizmatik enstatit mineralleri a) çift nikol, b) tek nikol (Srp: Serpantin, En: Enstatit).	47
<b>Şekil 5.3.</b>	Serpantinit örneğinde (MHK-46) ağ dokusu ve lifsel krizotil dolgulu damarlar, a) çift nikol, b) tek nikol (Ctl: Krizotil, Srp: Serpantin).	47
<b>Şekil 5.4.</b>	Lisfenitik serpantinit örneğinde (MHK-11) levhamsı ve şerit dokulu serpantin ve sparitik dolomit mineralleri, a) çift nikol, b) tek nikol (Srp: Serpantin, Dol: Dolomit).	48
<b>Şekil 5.5.</b>	Lisfenit örneğinde (MHK-14) serpantinitlere özgü korunmuş ağ dokusu ve küçük kristalli kuvars ile mikritik-mikrosparitik dolomit oluşumları, a) çift nikol, b) tek nikol.	48
<b>Şekil 5.6.</b>	Ofimanyezitlerde mikritik dokulu manyezitler ve lifsel serpantin kalıntıları a) MHK-31, çift nikol, b) MHK-25, çift nikol (Mgs: Manyezit, Srp: Serpantinit).	48

- Şekil 5.7.** Flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-3) yarı özşekilli levhamsı flogopit, özşekilsiz dolomit ve özşekilli opak mineraller, a) çift nikol, b) tek nikol. Flogopitleri keser ve kemirmiş konumda oluşmuş sparitik dolomit mineralleri, c) çift nikol, tek nikol. 49  
(Phl: Flogopit, Dol: Dolomit, Om: Opak mineral).
- Şekil 5.8.** Flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-9) yarı özşekilli-özşekilli yer yer altıgen kesitler sunan levhamsı flogopitler ve bunların arasını dolduran ince taneli kuvars ve dolomit oluşumları, a) çift nikol, b) tek nikol (Phl: Flogopit, Qtz: Kuvars, Dol: Dolomit). 50
- Şekil 5.9.** Flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-37) levhamsı flogopitleri kesen ince taneli kalsedonik kuvars ve sparitik dolomit kristalleri ile flogopitlerin dilinim düzlemleri içerisine doğru gelişen opak mineraller, a) çift nikol b) tek nikol (Phl: Flogopit, Dol: Dolomit, Qtz: Kuvars, Om: Opak mineral). 50
- Şekil 5.10.** Flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-42) sparitik dolomitlerce kemirilmiş görünümlü flogopitlerde renksiz ve açık yeşil renkli lameller, a) çift nikol b) tek nikol. 51
- Şekil 5.11.** Lisfenit örneğinde (MHK-63) levhamsı serpantin ve biyotit ile kalsedonik kuvars mineralleri, a) çift nikol, b) tek nikol (Srp: Serpantinit, Bt: Biyotit) 51
- Şekil 5.12.** Lisfenit örneğinde (MHK-62) yarı özşekilli-özşekilli ve zonlu dokulu epidot mineralleri, a) çift nikol, b) tek nikol. 51
- Şekil 5.13.** Diyabaz örneğinde (MHK-32) holokristalin porfirik doku, yarı özşekilli kısa ve çubuksu prizmatik ojit ve serizitleşmiş çubuksu prizmatik plajiyoklaz kristalleri, a) çift nikol b) tek nikol (Aug: Ojit, Pl: Plajiyoklaz). 54
- Şekil 5.14.** Bozmuş gabro örneğinde (MHK-51) holokristalin taneseli doku, serizitleşmiş plajiyoklaz, çubuksu prizmatik ojit, kalsedonik kuvars ve mikrosparitik-sparitik kalsit kristalleri a) çift nikol b) tek nikol (Aug: Ojit, Pl: Plajiyoklaz, Cal: Kalsit). 54
- Şekil 5.15.** Siyenit porfir örneğinde (MHK-59) yarı özşekilli prizmatik ortoklaz ve plajiyoklaz, özşekilsiz kalsit ve ince taneli biyotit mineralleri a) çift nikol b) tek nikol (Or: Ortoklaz, Pl: Plajiyoklaz, Dol: Dolomit, Bi: Biyotit). 55
- Şekil 5.16.** Epidot-skapolit fels örneğinde (MHK-55) yarı özşekilli çubuksu prizmatik ve özşekilsiz skapolit ve küçük kristalli epidot mineralleri a) çift nikol b) tek nikol (Scp: Skapolit, Ep: Epidot). 55
- Şekil 5.17.** Biyotit-granat-skapolit fels örneğinde (MHK-57) özşekilsiz yer yer kahverenkli granat, yarı özşekilli çubuksu prizmatik skapolit, sparitik kalsit ve ince taneli biyotit mineralleri a) çift nikol b) tek nikol (Scp: Skapolit, Grt: Granat, Cal: Kalsit, Bi: Biyotit). 56
- Şekil 5.18.** Biyotit-granat fels örneğinde (MHK-66) özşekilsiz iri kristalli granat, yeşil renkli serizitik görünümlü biyotit ve/veya illit-vermikülit, kalsedonik kuvars ve sparitik görünümlü kalsit mineralleri, a) çift nikol b) tek nikol (Grt: Granat, Bt: Biyotit, 56

	Qtz: Kuvars, Cal: Kalsit).	
<b>Şekil 5.19.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan ofikarbonat örneğinde (MHK-22) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.	60
<b>Şekil 5.20.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan lisfenit örneğinde (MHK-28) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.	60
<b>Şekil 5.21.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan lisfenit örneğinde (MHK-45) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.	61
<b>Şekil 5.22.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan demir cevheri örneğinde (MHK-39) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.	61
<b>Şekil 5.23.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan ofikarbonat örneğinde (MHK-41) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.	62
<b>Şekil 5.24.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopit örneğinde (MHK-2) belirlenen flogopit mineralinin XRD-TK difraktogramı.	62
<b>Şekil 5.25.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-3) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.	63
<b>Şekil 5.26.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-37) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.	63
<b>Şekil 5.27.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan serpantinit örneğinde (MHK-23) belirlenen serpantin XRD-KF difraktogramı.	64
<b>Şekil 5.28.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopit örneğinde (MHK-2) belirlenen flogopitin XRD-KF difraktogramı.	64
<b>Şekil 5.29.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-15) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.	65
<b>Şekil 5.30.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan lisfenit örneğinde (MHK-45) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.	65
<b>Şekil 5.31.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan serpantinit örneğinde (MHK-26) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.	66
<b>Şekil 5.32.</b>	Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopit örneğinde (MHK-48) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.	66
<b>Şekil 5.33.</b>	Flogopit örneğindeki (MHK-2) 1M flogopitlerin yönlenmemiş X-ışınları toz difraktogramı.	67
<b>Şekil 5.34.</b>	Serpantinit örneğindeki (MHK-23) 1M serpantinlerin yönlenmemiş X-ışınları toz difraktogramı.	67
<b>Şekil 5.35.</b>	Pirometasomatizmayla ilişkili kayaçlardan alınan epidot-skapolit fels örneğinde (MHK-55) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.	71
<b>Şekil 5.36.</b>	Pirometasomatizmayla ilişkili kayaçlardan alınan granat-epidot-skapolit fels örneğinde (MHK-56) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.	71
<b>Şekil 5.37.</b>	Pirometasomatizmayla ilişkili kayaçlardan alınan siyenit porfir örneğinde (MHK-60) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.	72
<b>Şekil 5.38.</b>	Pirometasomatizmayla ilişkili kayaçlardan alınan biyotit-granat fels örneğinde (MHK-66) belirlenen minerallerin XRD-	72

	TK difraktogramı.	
<b>Şekil 5.39.</b>	Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan bozuşmuş gabro örneğinde (MHK-36) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.	73
<b>Şekil 5.40.</b>	Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan granat-epidot-skapolit fels örneğinde (MHK-56) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.	74
<b>Şekil 5.41.</b>	Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan biyotit-epidot-skapolit fels örneğinde (MHK-62) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.	74
<b>Şekil 5.42.</b>	Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan biyotit-granat fels örneğinde (MHK-66) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.	75
<b>Şekil 5.43.</b>	Flogopitin FTIR spektroskopisi.	77
<b>Şekil 5.44.</b>	Serpantin FTIR spektroskopisi.	77
<b>Şekil 6.1.</b>	Fillosilikat minerallerinin $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{+tFe}_2\text{O}_3$ ve $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-tFe}_2\text{O}_3$ üçgen diyagramındaki dağılımları.	81
<b>Şekil 6.2.</b>	Fillosilikat minerallerinde eser elementlerin içeriklerine göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler).	82
<b>Şekil 6.3.</b>	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).	83
<b>Şekil 6.4.</b>	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).	84
<b>Şekil 6.5.</b>	Serpantin, flogopit ve talk minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta\text{D}$ diyagramındaki konumları (Ok yönü serpantinden flogopit ve talka doğru izotopsal farklılaşma yönünü göstermektedir. Kaolinit çizgisi: Sheppard ve Gülg, 1996; süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard ve diğ., 1969; Meteorik su çizgisi: Craig, 1961; Magmatik ve metamorfik su alanları: Sheppard, 1986; serpantin ve ultramafik kayaç alanları: Wenner ve Taylor, 1974; Talk: Yalçın ve Bozkaya, 2006).	86
<b>Şekil 6.6.</b>	Manto bileşimi $\% \delta^{18}\text{O} = 5.7$ varsayılarak (Kyser, 1986), flogopit ve serpantinlerdeki suyun Zheng'e (1993) göre hesaplanmış $\% \delta^{18}\text{O}$ (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişki.	87

## ÇİZELGELER DİZİNİ

<b>Çizelge 4.1.</b>	İnceleme sahasında laboratuvar yöntemlerinin dağılımı.	35
<b>Çizelge 4.2.</b>	XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar.	36
<b>Çizelge 4.3.</b>	Dolomit referans alınarak saptanmış ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002 verilerine eklenmiş olarak).	37
<b>Çizelge 4.4.</b>	Kaolin-EG referans alınarak saptanmış ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002 verilerine eklenmiş olarak).	38
<b>Çizelge 5.1.</b>	Serpantinleşme ile ilişkili kayaç örneklerinin optik mikroskopi inceleme sonuçları.	44
<b>Çizelge 5.2.</b>	Pirometasomatizma ile ilişkili kayaç örneklerinin optik mikroskopi inceleme sonuçları.	53
<b>Çizelge 5.3.</b>	Serpantinleşme ile ilişkili kayaçların XRD-TK ve KF çözümü sonuçları (%).	58
<b>Çizelge 5.4.</b>	Serpantinleşme ile ilişkili kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	59
<b>Çizelge 5.5.</b>	Serpantinleşme ile ilişkili kayaçlardaki fillosilikat minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	59
<b>Çizelge 5.6.</b>	Serpantinleşme ile ilişkili karbonat minerallerinin $d_{104}$ ve % mol $MgCO_3$ içeriklerine göre adlandırılması.	68
<b>Çizelge 5.7.</b>	Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçların XRD-TK ve KF çözümü sonuçları (%).	69
<b>Çizelge 5.8.</b>	Pirometasomatizma ile ilişkili kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	70
<b>Çizelge 5.9.</b>	Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlardaki fillosilikat minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	73
<b>Çizelge 5.10.</b>	Pirometasomatizma ile ilişkili karbonat minerallerinin $d_{104}$ ve % mol $MgCO_3$ içeriklerine göre adlandırılması.	75
<b>Çizelge 6.1.</b>	Fillosilikat minerallerinin ana element kimyasal bileşimi ve yapısal formülleri.	79
<b>Çizelge 6.2.</b>	Fillosilikat minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri.	80
<b>Çizelge 6.3.</b>	Fillosilikat minerallerinin duraylı izotop ( $\delta^{18}O$ ve $\delta D$ ) bileşimleri.	86
<b>Çizelge 7.1.</b>	Farklı ana ve yan kayaç, yaş ve jeolojik ortamları temsil eden biyotit-flogopitlerin karşılaştırılması.	90



**KISALTMALAR DİZİNİ**

**Ap**=Apatit  
**Arg**=Aragonit  
**Aug**=Ojit  
**Bt**=Biyotit  
**Cal**=Kalsit  
**Chl**=Klorit  
**C-S**=Klorit-Smektit  
**Ctl**=Krizotil  
**Dol**=Dolomit  
**DM**=Diğer mineraller  
**En**=Enstatit  
**Ep**=Epidot  
**Fel**=Feldispat  
**Grt**=Granat  
**Gt**=Götit  
**Hbl**=Hornblend  
**Hem**=Hematit  
**Ill**=İllit  
**I-S**=İllit-Smektit  
**I-V**=İllit-Vermikülit  
**Jrs**=Jarosit  
**KF**=Kil fraksiyonu  
**Kln**=Kaolinit  
**Mgs**=Manyezit  
**Ml**=Malahit  
**Ol**=Olivin  
**Om**=Opak mineraller  
**Or**=Ortoklaz  
**Phs**=Fillo silikat mineralleri  
**Phl**=Flogopit  
**Pl**=Plajiyoklaz  
**P-V**=Flogopit-Vermikülit  
**Px**=Piroksen  
**Qtz**=Kuvars  
**Scp**=Skapolit  
**Sd**=Siderit  
**Sm**=Smektit  
**Srp**=Serpantin  
**S-T**=Serpantin-Talk  
**TK**=Tüm kayaç  
**Tlc**=Talk  
**Tt**=Titanit  
**Vrm**=Vermikülit  
**XRD**=X-ışını kırınımı

## **1. GİRİŞ**

### **1.1. İnceleme Alanının Tanıtımı**

İnceleme alanı, Malatya'nın yaklaşık 80 km, Hekimhan'ın yaklaşık 25 km kuzeybatısında olup; Kuluncak'ın kuzey-kuzeybatısını kapsamakta ve 1:25.000 ölçekli Malatya K39-a1 ve a2 paftalarının yaklaşık 140 km<sup>2</sup> lik bir kesimi ile sınırlandırılmıştır.

### **1.2. Amaç ve Kapsam**

Ofiyolitik diziye ait mafik-ultramafik kayaların 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). Ultramafik kayaların serpantinleşme süreci ile eşzamanlı ve/veya sonrasında gelişen mineralizasyonlar silikat (flogopit, sepiyolit, talk, pektolit, ksonotlit, silika) ve karbonat (kalsit, dolomit, manyezit) olmak üzere iki tür endüstriyel hammaddeyi içermektedir.

Bu tez projesi Malatya iline bağlı Kuluncak ilçesi çevresinde yer alan ofiyolitik kayalar içerisindeki flogopit oluşumlarını kapsamaktadır. İncelemenin konusunu oluşturan flogopitler ısıtıldıklarında ayrılma (eksfoliasyon) ve/veya fiziksel genleşebilme kapasitesine sahip olması nedeniyle endüstriyel anlamda vermikülit grubu içerisinde değerlendirilmektedir. Flogopitler, genleşebilen diğer killer gibi yaygın biçimde ziraat ve sanayi (ısı ve ses yalıtımı, boya vb.) alanlarında kullanılmaktadır.

Bu çalışmada bölgedeki flogopit oluşumlarının ayrıntılı mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi, bu çerçevede serpantinleşme, flogopitleşme ve lisfenitleşme arasındaki ilişkiler, oluşum sırası ve mekanizmasının belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu proje çalışması ile bölgedeki flogopit oluşumlarının yankayaç ve/veya köken ilişkisi ile ofiyolitik dizilim içindeki konumu saptanacaktır. Bu veriler de aynı ofiyolit kuşağındaki olası

flogopit seviyelerinin belirlenebilmesi için bir ölçüt oluşturabilecektir. Diğer taraftan, flogopite eşlik eden diğer karbonat ve fillosilikat mineralleri de saptanarak bölgedeki düşey ve yanal mineralojik dağılımları ortaya konulacaktır.

### 1.3. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanı ve yakın çevresindeki en eski çalışmalar, 19.yüzyıla dayanmakta olup; Hekimhan yöresinde yüzeylenen Hippuritesli birimler üzerinde gerçekleştirilmiştir (Woodward, 1855; Berg, 1910). Ayrıca, Bağdat demiryolu yapımı ile ilgili çalışmalar kapsamında Frech (1912-1916) tarafından Sivas-Malatya arasındaki bölgede yürütülen jeolojik çalışma da göze çarpmaktadır.

20. yüzyılın başından itibaren Hekimhan yöresindeki demir madenlerine ilişkin ilk çalışmalar, MTA tarafından yabancı uyruklu jeologlara yaptırılan çalışmalar (Poldini, 1936; Blumenthal, 1938; Kovenko, 1938, 1940; Zimmer, 1952; Mohr, 1961) olup; yayınlanmamış raporları kapsamaktadır. Bu yataklar üzerinde Yılmaz (1960), Bolcan (1961), İzdar (1963), Jacobson ve Boğaz (1970), Jacobson ve diğ. (1970) ve Özer ve Kuşçu (1982) tarafından da benzer içerikli çalışmalar gerçekleştirilmiştir.

Bölgenin genel jeolojisine ilişkin olarak Ayan (1961) Hekimhan; Kurtman (1961) Sivas-Divriği arası; İzdar (1963) Hekimhan-Kuluncak; Ayan ve Bulut (1964) Balaban, Yazıhan, Kurşunlu ve Levent; Baykal (1965) Malatya-Darende-Gürün; Akkuş (1971) Darende-Balaban; Yoldaş (1972) Malatya kuzeyi; Leo ve diğ. (1974, 1978) Kuluncak, İzdar ve Ünlü (1977) Hekimhan- Hasançelebi-Kuluncak, Kurtman (1978) Gürün; Yılmaz ve Yılmaz (2004) Divriği; Bozkaya ve Yalçın (1992) Hekimhan; Yılmaz ve diğ. (1991) Hasançelebi-Hekimhan bölgesinde çalışmalar yürütmüştür.

Hasançelebi ve Deveci yöresindeki demir cevherleşmelerine (Çağatay ve Arda, 1979; Ünlü, 1984, 1985, 1986; Öztürk ve diğ., 1996; Uçurum ve diğ., 1996) ve Hekimhan çevresindeki volkanik ve sedimanterlere (Yalçın, 1991; Yalçın ve Bozkaya, 1991; Bozkaya ve Yalçın, 1991, Yalçın ve Bozkaya, 1995, 2002; Yalçın ve diğ., 1998; Yılmaz ve diğ., 1993); Hekimhan-Hasançelebi arasındaki granitlerle ilişkili metasomatik oluşumlara (Boztuğ ve diğ., 1992; Boztuğ ve

Yılmaz, 1992); serpantinitle ilişkili lisfenitlere (Alacahan: Boztuğ ve diğ., 1994; Hekimhan-Divriği: Uçurum ve Larson, 1999; Uçurum, 1998, 2000a, 2000b) yönelik mineralojik-jeokimyasal çalışmalar da bilinmektedir.

Doğrudan flogopitlere yönelik olarak vermikülit ve demir oluşumları adı altında gerçekleştirilen prospeksiyon ağırlıklı çalışmalar (Ergün, 1970; Aras, 1982, 1984; Özer ve Kuşçu, 1986;) raporlar biçiminde olup, flogopit oluşumlarının mineralojisi-petrografisi ile köken ve oluşumu hakkında Kuru ve diğ.'nin (2006) çalışması hariç önemli bir bilgi yer almamaktadır. Bu çalışma ile sadece Türkiye literatüründe değil, Dünya'da da çok az sayıda gerçekleştirilen (Zanetti ve diğ., 1999; Krasnova, 2001; Rizzo ve diğ., 2001; Grégoire ve diğ., 2002) flogopit araştırmalarındaki bilimsel boşluğa bir katkı sağlayacaktır.

#### **1.4. Bölgesel Jeoloji**

İnceleme alanının yakın çevresinde farklı yaş, jeotektonik konum ve kayaç türlerine sahip birimler bulunmaktadır (Şekil 1.1a).

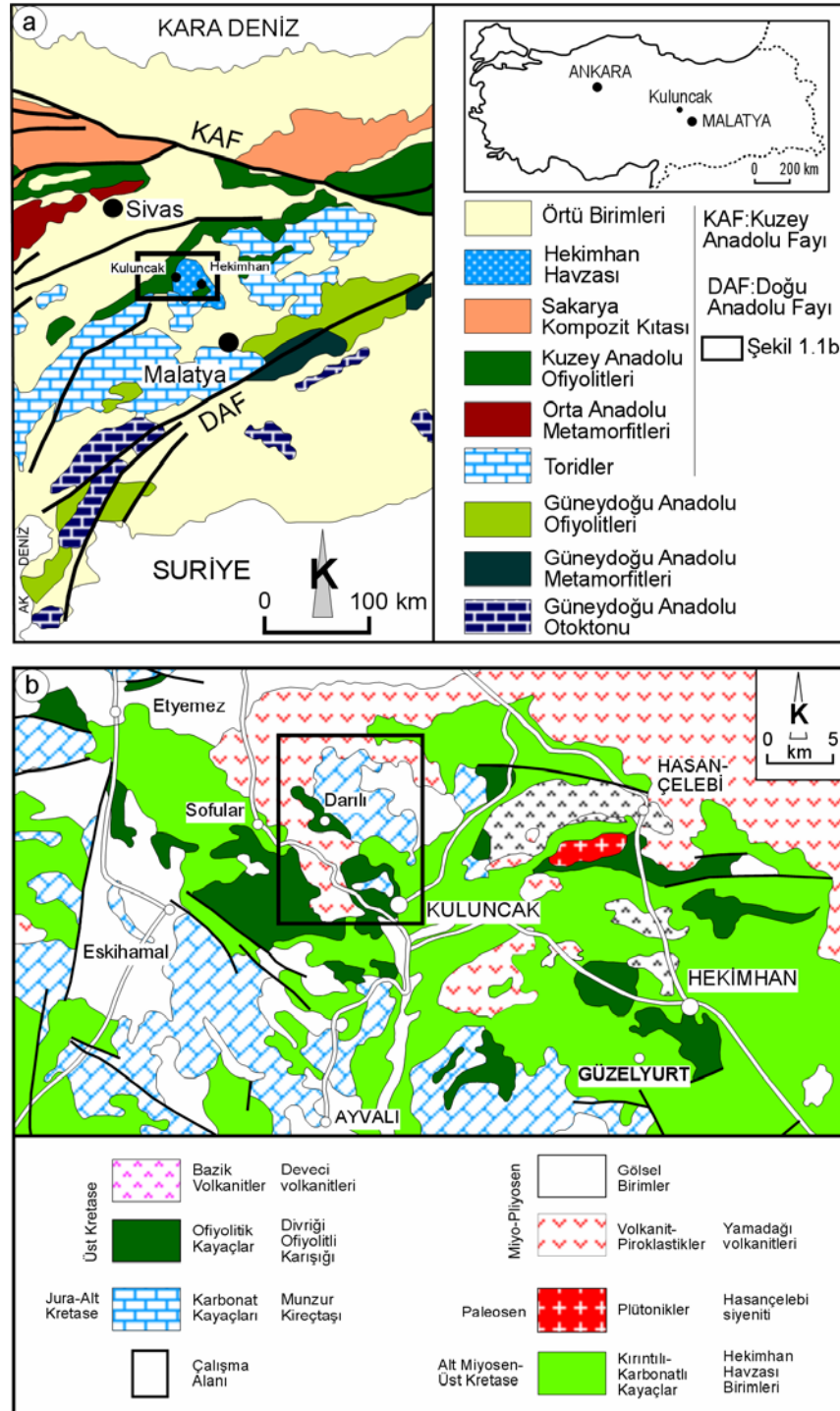
Bu birimlerden, Divriği Ofiyolitli Karışığı'nı (Öztürk ve diğ., 1988) da kapsayan Kuzey Anadolu Ofiyolitleri, Neo-Tetis okyanusunun kuzey koluna ait allohton toplulukları temsil etmekte ve bu toplulukların Üst Kretase-Paleosen'de (Yılmaz, 1985) ya da Üst Kretase'de (Göncüoğlu ve diğ., 1997) güneye doğru Torid-Anatolid Platformu üzerine yerleştiği ileri sürülmektedir.

Sakarya Kompozit Kıtası ve Orta Anadolu Metamorfitleri'nin içinde bulunduğu Kırşehir Bloku'nun Geç Kretase'den itibaren Neo-Tetis'in kapanmaya başlamasıyla, bu iki kıtasal birim üzerinde (Şengör ve Yılmaz, 1981), Hekimhan Basenini de kapsayan Orta Anadolu Havzaları (Koçyiğit, 1991; Poisson ve diğ., 1996; Görür ve diğ., 1998; Yılmaz ve Yılmaz, 2006) oluşmaya başlamış ve Orta Miyosen'de Anadolu ve Arap levhalarının çarpışması ile bu havzalar evrimini tamamlamıştır.

Neo-Tetis'in kapanma sürecine koşut olarak çarpışma ile ilişkili magmatiklerden Üst Kretase'de Yay Volkanikleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002), Paleosen'de Orta Anadolu Granitoidleri (Boztuğ, 2000), Orta-Üst Eosen'de Orta Anadolu Siyenitoidleri (Boztuğ ve diğ., 1994) ve Orta Anadolu Volkanikleri

gelişmiştir. Orta Miyosen'den itibaren ise neotektonik "Ova" rejimi (Şengör, 1979) altında intrakratonik ve/veya intrakontinental havzalar gelişmiş olup (Görür ve diğ., 1998; Yılmaz ve Yılmaz, 2006), bu rejim Geç Pliyosen'e kadar (Koçyiğit, 1991) devam etmiştir. Bu havzalar Üst Miyosen-Geç Pliyosen yaşlı akarsu, göl ve/veya playa çökellerinden oluşmakta ve farklı fasiyeslere karşılık gelen mineralojik değişimler ile temsil edilmektedir (Yalçın ve Bozkaya, 2003, 2006; Yalçın ve diğ., 2000, 2004, 2006).

MTA (2002) tarafından düzenlenen inceleme alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritasına göre (Şekil 1.1b); bölgedeki en yaşlı birimi Jura-Kretase yaşlı karbonat kayaçları oluşturmaktadır. Üst Kretase yaşlı birimler başlıca ofiyolitik, volkanik ve sedimanter kayaçlar ile temsil olunmaktadır. Tersiyer ise Paleosen yaşlı siyenit, Paleosen-Miyosen yaş aralığındaki sedimanter kayaçlar ve bunları uyumsuzlukla örten Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanikler, karbonat ve silisiklastikler ile temsil edilen gölsel-akarsu çökellerinden oluşmaktadır.



Şekil 1.1 a) Bölgesel jeolojide Hekimhan havzasının konumu (Göncüoğlu ve diğ.'nin 1997 tektonik sınıflaması esas alınarak ve kısmen değiştirilerek), b) İnceleme alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (MTA, 2002'den basitleştirilerek).

## 2. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

Hekimhan Baseni'nin Kuluncak kesimindeki temelini kuzey kenarında Toros kuşağına ait Jura-Alt Kretase yaşlı platform karbonat kayaçları, güney kenarını Kuzey Anadolu Ofiyolitleri'ne ait Neotetis'in okyanusal kabuk kalıntılarını içeren allokton dizilimler ile yay volkanikleri oluşturmaktadır (Şekil 2.1).

Hekimhan Baseni'nin Kuluncak kesimindeki Üst Kretase-Pliyosen yaşlı formasyonların dizilimi, Yılmaz ve diğ. (1991) ile Bozkaya ve Yalçın'ın (1992) çalışmaları temel alınarak oluşturulmuştur (Şekil 2.2). Bunlardan Üst Kretase-Eosen yaşlı birimler denizel, Pliyosen yaşlı birim ise karasal fasiyesi temsil etmektedir. Bu dizilim içinde projenin ana konusunu ise Divriği Ofiyolitli Karmaşığı'na ait ultramafik kayaçlarda gelişen flogopit oluşumları oluşturmaktadır.

### 2.1. Munzur Kireçtaşı

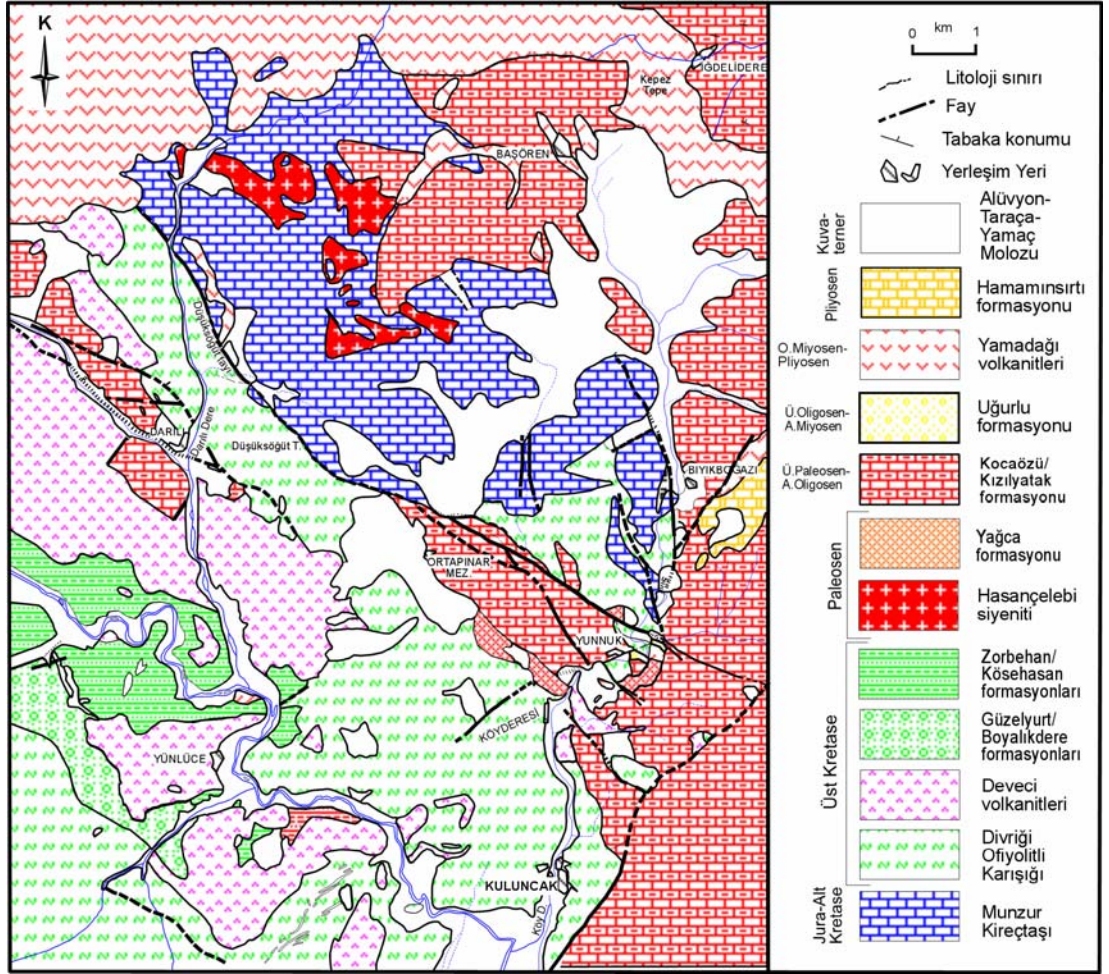
Çalışma alanının orta-kuzeyinde yüzeylemekte olup; en yaşlı birimi temsil etmektedir.

Birim taze kırık yüzeylerinde mavimsi-bej ve grimsi, ayrışmış yüzeylerinde ise mavimsi-grimsi ve grimsi-beyaz renkler sergileyen ve kısmen rekristalize olmuş kireçtaşlarından oluşmaktadır. Yer yer desimetrik kalınlıklarda iyi korunmuş tabakalanma göstermektedir.

Hekimhan-Kuluncak çevresinde 500 m görünür kalınlığa sahiptir (Bozkaya ve Yalçın, 1992). İnan ve diğ. (1993) tarafından, Ulaş-Sincan yöresinde, kalınlığı 2000 m olarak belirlenmiştir.

İnceleme alanında tabanı gözlenmemekte ve Maestrihtiyen öncesi yerleşim yaşına sahip Divriği ofiyolitli karışığı'na ait birimler tarafından tektonik dokanaklı olarak üstlenmektedir. İnan ve diğ. (1993) kireçtaşında buldukları fosillere dayanarak, birime Üst Jura-Alt Kretase yaşını vermiştir.

Birim, Bozkaya ve Yalçın (1992) tarafından tanımlanan Selimiye formasyonuna, İnan ve diğ. (1993) tarafından tanımlanan Çataldağ kireçtaşı'na;



Şekil 2.1. Kuluncak yöresinin jeoloji haritası (Leo ve diğ., 1978'den düzenlenerek).

bölgesel jeolojik konumda, Divriği ilçesinin doğu ve batısında yüzeyleyen, araştırmacılarca değişik yaşlarda tanımlanan Munzur kireçtaşının (Triyas-Üst Kretase, Özgül ve Tuşucu, 1983; Üst Karbonifer-Üst Jura, Tunç ve diğ., 1991) Üst Jura-Alt Kretase bölümüne karşılık gelmektedir. Yer yer dolomitik kireçtaşı arakatıklarına da rastlanılması (Bozkaya ve Yalçın, 1991); birimin Munzur formasyonu olarak yeniden tanımlanmasını gerektirmektedir.



ÜST SİSTEM		SİSTEM	SERİ	FORMASYON	LİTOLOJİK SİMGE	LİTOLOJİK AÇIKLAMALAR	
S E N O Z O Y I K		KUVATERNER				Alüvyon, yamaç molozu	
		NEOJEN	PLİ.	H.SIRTI		Gösel kireçtaşı	
			MIYOSEN	YAMADAĞI VOLKANİTLERİ		Olivin bazalt Aglomera, breş, tuf Andezit Riyolit, riyolitik breş	
		PALEOJEN	OLİG.	UĞURLU FM.		Konglomera, kumtaşı	
			EÖSEN	KOÇAOZU FORMASYONU		Killi kireçtaşı, kireçtaşı	
		PALEOSEN	EÖSEN	KIZILYATAK FORMASYONU		Fosilli kireçtaşı	
				HÇ.ŞİVENİTİ YAGÇA FM.		Kumtaşı ve kiltası ar dalanması Siyenit	
			ÜST	DEVECİ VOLK. KÖŞEHASAN FM.		Bazalt, bazaltik spilit, aglomera ve tuf Kumtaşı, kiltası, marn ve kireçtaşı ar dalanması	
		M E S O Z O Y I K	K R E T A S E	ÜST	B.DERE FM. G.YURT FM.		Konglomera ve kumtaşı Resifal kireçtaşı
					DİVRİĞİ OFİYOLİTLİ KARIŞIĞI		Serpantinleşmiş ultramafik kayalar (peridotit ve piroksenitler)
ALT	MUNZUR KİREÇTAŞI				Silisleşmiş-karbonatlaşmış ultramafik kayalar (lisfenit)		
					Demirli seviyeler içeren flogopit mineralizasyonu		
					Gabro intrüzyonları		
ÜST	MUNZUR KİREÇTAŞI		Kristalize kireçtaşı				

Şekil 2.2. Kuluncak yöresinin geliştirilmiş stratigrafi dikme kesiti (Yılmaz ve diğ., 1991 ile Bozkaya ve Yalçın, 1992'dan düzenlenerek).

## 2.2. Divriği ofiyolitli karışığı

Öncelikle, Divriği ofiyolitli karışığı olarak adlandırılan (Öztürk ve diğ., 1988) birimin provenansta yer alan en önemli kaynak kayacı oluşturması ve flogopit oluşumları içermesi nedeniyle tanımlanma tarihçesinin sunulmasında yarar görülmektedir.

Ulaş-Divriği arasında yüzeyleyen ve genelde peridotit, lertzolit, serpantinit, harzburjit ve dünit türü ultramafik kayaların yanı sıra, az miktarda kireçtaşı ve radyolarit gibi sedimanter kayalardan oluşan ve bu kayaların genellikle serpantinleşmiş peridotitik bir matris içinde tektonik dokanaklı olarak bir araya gelmeleriyle oluşan alloktan birimler, ilk kez Bayhan ve Baysal (1981, 1982) tarafından Güneş ofiyoliti olarak tanımlanmıştır. Ancak, daha sonra bu birimin en geniş yayılımının Divriği yöresinde görülmesinden dolayı, ofiyolitli karışık Öztürk ve diğ. (1988) tarafından Divriği ofiyolitli karışığı olarak tanımlanmıştır. Sivas ve yakın çevresinde yüzeyleyen ofiyolitli karışıklar önceki çalışmalarda "Mof" olarak tanımlanmakta ve serpantinit, gabro ve diyabaz türü bazik kayaların karışımından oluştuğu ileri sürülmektedir (Kurtman, 1963, 1973; Artan ve Sestini, 1971). Ayrıca, Sivas baseni ve yakın çevresindeki ofiyolitli karışıkların bir bölümünün Üst Jura'dan önce, bir bölümünün ise Üst Kretase'den önce yerleştiği belirtilmektedir (Bayhan ve Baysal, 1981, 1982; Özgül, 1981; Yılmaz, 1981; Yılmaz ve Özer, 1984; Görür ve diğ., 1983). Diğer taraftan, Kurtman (1963, 1973) Sivas basenindeki ofiyolitik kayaların Üst Kretase yaşlı kireçtaşları ve radyolarit mercikleri içerdiğini ve Paleosen yaşlı kireçtaşlarının da ofiyolitik kayaları uyumsuzlukla örttüğünü belirterek, bu kayaların, en azından Üst Kretase yaşında olabileceğini savunmaktadır.

Sivas çevresinde, Ulaş-Sincan yöresinde yapılan çalışmalarda, Divriği ofiyolitli karışığının, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Çataldağ kireçtaşı üzerinde tektonik dokanaklı olarak yer aldığı ve Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşlı Tecer formasyonu tarafından aşıl uyumsuzlukla örtüldüğü (İnan ve diğ., 1993), ayrıca Hekimhan yöresinde de benzer ofiyolitli karışığın Maestrihtiyen yaşlı Buldudere formasyonu ile uyumsuz olarak örtüldüğü göz önüne alınarak (Yılmaz ve diğ., 1993); Öztürk ve diğ. (1996) tarafından Divriği ofiyolitli karışığı'nın yerleşim

yaşının Maesrihtiyen öncesi olduğu kabullenilmiştir.

Genelde tüm Kuzey Anadolu ve özellikle Sivas çevresindeki Üst Kretase yaşlı ofiyolitli karışıkların, Pontidler ve Anatolidler arasında Triyas-Liyas'ta açılmaya başlayan ve Üst Kretase-Paleosen sonunda kapanan bir okyanus kabuğunun (Neotetis okyanusunun kuzey kolunun) dilimlenmesiyle oluştuğu çeşitli yazarlar tarafından ileri sürülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür ve diğ., 1983). Çalışma alanında yüzeyleyen Divriği ofiyolitli karışığı'na ait birimlerin de İzmir-Ankara-Erzincan zonu olarak tanımlanan bu suture zonundan türemiş alloktan dilimler olduğu ve okyanusun kapanma yaşının da Maesrihtiyen öncesi olduğu sonucuna varılmıştır (Öztürk ve diğ., 1996).

Tanımlanma tarihçesi yukarıda kısaca verilen Divriği ofiyolitli karışığı, Öztürk ve diğ.'nin (1996) çalışmasına kadar litolojik birimlere göre ayırtılmadan bir tek sembolle gösterilen karışık olarak tanımlanmıştır. Ancak, ilgili çalışmada, Divriği ofiyolitli karışığı, birbirleriyle tektonik dokanaklı olarak yüzeyleyen Karadere ultramafiti, Körburun volkaniti, Güvenç lisfeniti ve Gündeğcik radyolariti ile bunların bazılarında intrüzif olarak yerleşmiş Maltepe gabrosu olmak üzere haritalanabilir beş birime ayrılmıştır.

Karadere Ultramafiti: İlk kez Yılmaz (1991) tarafından Hekimhan yöresinde Karadere köyü çevresinde tanımlanan birim, Alacahan batısı kesimlerinde de geniş yüzleklere sahiptir. Çoğunlukla serpantin ve serpantinleşmiş ultramafit olmak üzere, özellikle vadi tabanlarında korunmuş piroksenit ve serpantinleşmiş piroksenit türü kayaçlardan oluşmaktadır. Ultramafik kayaçlarda serpantin ve piroksen minerallerinin yanı sıra, tipik olarak yuvarlağımsı 1 mm'den daha küçük tane boyuna sahip kromit minerallerinin varlığı göze çarpmaktadır. Ultramafikler birkaç santimetre iriliğinde prizmatik biçimli piroksen ve plajiyoklazlardan oluşan desimetrik kalınlıklı gabro-pegmatit türü damarlarca kesilmektedir.

Maltepe Gabrosu: Hekimhan yöresinde tanımlanan birim (Yılmaz, 1991), Değirmençayır köyünün yaklaşık 2 km güneyinde kuzey-güney doğrultusunda uzanım gösteren bir yüzlek halinde bulunmaktadır. Grimsi-yeşilimsi renkli ve orta taneli gabro bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır. Haritalanamayacak ölçeklerde

pegmatitik dokulu gabroyik damarlar da yüzeylenmektedir. Bu gabro-pegmatit damarlarında, tane boyları yer yer 7-8 cm'ye ulaşan yeşilimsi renkli piroksen ve gri-beyaz renkli plajiyoklaz mineralleri bulunmaktadır.

Körburun Volkaniti: Yılmaz (1991) tarafından Hekimhan yöresinde tanımlanan birim, Yeşildere (Büyükzağl) köyünde gözlenmektedir. Mostra düzeyinde birkaç desimetreden metreye kadar değişen ölçeklerde çaplara sahip mafik yastık lavlar ve bunların içerisinde arakatlı olarak görülen karbonatlı-silisli sedimenter kayalardan oluşmaktadır. Ancak, karbonatlı-silisli kayalar geç tektonik olaylarla ilksel konumlarını kaybedip, tektonik dokanıklara sahip olarak yüzeylenmektedir. Ayrışma yüzeyleri kırmızı-sarımsı yeşilimsi, taze yüzeyleri ise yeşil renkli olan bu yastık yapıları mafik volkanitler, el örneği düzeyinde kloritleşmiş bir hamur içerisinde plajiyoklaz ve piroksen fenokristalleri içeren bazaltik kayaç bileşimi göstermektedir.

Güvenç Lisfeniti: Hekimhan yöresinde tanımlanan birim (Yılmaz, 1991), Alacahan çevresinde ve Yeşildere köyü kuzeybatı ve kuzeydoğu kesimlerinde oldukça geniş alanlarda yüzeylenir. Ofiyolitik komplekslerdeki ultramafik kayaçların karbonatlaşma ve silisleşme şeklindeki bozuşmaları sonucu oluşan ve ilk kez bazı Sovyet araştırmacılar (Bok, 1956; Ploshko, 1963) tarafından lisfenit olarak tanımlanan silisli-karbonatlı kayaçların çalışma alanındaki varlığı ilk kez Öztürk ve diğ. (1996) tarafından belirlenmiştir. Kangal'ın güneyinde ve Hekimhan yöresinde yaygın şekilde yüzeylenen bu kayaçlar, daha önceki araştırmacılar tarafından, ultrabazik magmatizmanın kontakt metamorfizması sonucu muhtemelen Triyas yaşlı kireçtaşlarından itibaren gelişmiş dolomitleşmiş metamorf (?) kireçtaşı birimi olarak tanımlanmıştır (İzdar ve Ünlü, 1977).

Ultramafik kayaçlar içerisinde yaklaşık 50-100 m kalınlığa sahip makaslama zonlarına bağlı olarak gelişen lisfenitler olmakla birlikte, ultramafik kayaçların üzerinde bir örtü şeklinde yüzeylenenler daha yaygındır. Ultramafikler içerisindeki kırık zonları boyunca gelen çözeltilerin, ultramafik kayaçlarda meydana getirdiği silisleşme-karbonatlaşma türü bozuşma, ilgili kırık zonunu da örttüğünden dolayı, güncel mostrada kırık zonu gözlenmemekte, ancak ultramafik kayaçların içerisinde ve onların üzerinde yüksek tepelikleri oluşturur durumda

bulunmaktadırlar. Bu görünümlelerinden dolayı, ilk bakışta, ultramafik kayaların lateritik bozuşma ürünü gibi değerlendirilmektedir. Ancak, bu lisfenitleşme zonlarının yapısal unsurlara karşılık gelebilecek belirli bir uzun eksene sahip olmalarından ve ayrıca silisleşme-karbonatlaşmanın yanı sıra pirit, galenit ve sfalerit gibi sülfürlü mineral içermelerinden dolayı, lateritleşmeden ziyade, kırık zonlarından gelen hidrotermal çözeltiler nedeniyle geliştikleri kabullenilmektedir. Diğer taraftan, Alacahan-Kalkım köyü arasında, yol yarmasının batısında K-G doğrultulu bir zon boyunca yüzeylenen ve kalınlığı yer yer 40-50 m'ye ulaşabilen lisfenit yüzleği ise çok yaygın breşik bir yapı göstermektedir. Bu breşik yapı içerisinde birbirlerini kesen ve bu yüzden daha sonraki silis getirimini işaret eden veriler olarak değerlendirilen mm-cm kalınlıklı çok çeşitli kuvars damarları da gözlenmektedir.

Divriği ofiyolitli karışığındaki ultramafik kayaların ilksel olarak Triyas-Liyas sırasında açılan Neo-Tetis'in kuzey koluna ait okyanusal kabuk içerisinde oluştukları, Kretase sırasında Avrasya levhası altına dalarak Pontid yayını oluşturarak Maestrihtiyen öncesinde İzmir-Ankara-Erzincan suture zonu boyunca kıtasal topluluk üzerine yerleştikleri ve yine Maestrihtiyen öncesinde bugünkü konumlarına gelerek, Maestrihtiyen sırasında oluşmaya başlayan çarpışma sonrası basenlerde (Sivas ve Hekimhan basenleri) Maestrihtiyen yaşlı sedimanlarla uyumsuz olarak örtüldükleri, Öztürk ve diğ. (1996) tarafından belirlenmiş verilerdir.

Hüyüklüdağ Jasperiti: İlk kez Öztürk ve diğ. (1996) tarafından Hüyüklüdağ jasperiti olarak tanımlanan birim, Hekimhan çevresinde, Munzur kireçtaşı içerisindeki metasomatik bozuşma zonları şeklinde görülmektedir. Kireçtaşlarının, fay zonları boyunca etkin olan hidrotermal çözeltilerin etkisiyle silisleşme ve demir oksitleşme türü metasomatizması sonucu gelişmiş olan bu oluşumlar, kahve-kırmızımsı renkli silisli ve Fe-oksitli kayalardan oluşmaktadır. Hüyüklüdağ'daki radyolink istasyonunun yanında yaklaşık 2 m'lik kalınlıklara sahip manyetit-hematit cevherleşmesinden oluşan damarlar mevcuttur. Munzur kireçtaşı içerisinde, çapları 250-500 m'den birkaç km'ye kadar değişen ovalimsi biçimli alterasyon zonları yüzeylenmektedir.

### 2.3. Deveci volkanitleri

Üst Kretase yaşlı volkanik ürünler denizaltı lav akıntıları ve volkanoklastikler ile temsil edilmektedir (Bozkaya ve Yalçın, 1992; Öztürk ve diğ., 1996; Yalçın ve Bozkaya, 2002). Lav türü ürünler Deveci volkanikleri olarak tanımlanmış, volkanoklastikler ise Kösehasan formasyonu içinde değerlendirilmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 1992). Volkanoklastikler fliş fasiyesindeki silisiklastik-karbonat kayaçlarının en üst kesimlerinde kılavuz seviye (10-17 m) niteliğinde yer almaktadır (Yalçın ve Bozkaya, 1991).

Yoğun bir bozuşma gösteren volkaniklerde başlıca üç farklı fasiyes ayırt edilmiştir: (1) Yeşil renkli amigdaloyidal volkanikler, (2) Bordo renkli masif volkanitler, (3) Gri renkli porfiritik volkanikler. Birinci fasiyesi temsil eden volkanitlerde yeşil renkli mineraller vesikülleri doldurduğu gibi, kayacın matriksinde yeşil renkli benekler de oluşturmuş ve kayaca breşik bir görünüm kazandırmıştır. İkinci fasiyesteki volkanikler ince taneli ve masiftir. Buna karşın, porfiritik volkaniklerdeki feldispat fenokristalleri kolaylıkla seçilebilmektedir. Tüm fasiyesteki volkanikler gri-kahverengi ve iri fenokristalli porfiritik dayklarla (0.5-1.5 m) kesilmektedir. Ayrıca volkaniklerin gözenek, yüzey ve kırık zonlarında siyah renkli ve parlak Fe-sıvılarına (çoğunlukla spekülür hematit) ve saçılımlarına rastlanılmaktadır. Volanik kayaçkar traki-andezitten ve trakite kadar giden geniş bir bileşimsel aralık sergilemektedir (Yalçın ve Bozkaya, 1991).

Leo ve diğ. (1974) tarafından Kuluncak yöresinde alkali diyabaz örneğinde yapılan K/Ar yöntemi  $75.5 \pm 2.1$  Ma yaş (Üst Kretase) saptanmış olup; stratigrafik ilişkiler ile uyumludur.

Üst Kretase yaşlı volkaniklerin yay (Yılmaz ve diğ., 1993) veya çarpışma sonrası gelişen basen içi volkanizmasını (Öztürk ve diğ. 1996) temsil ettiği belirtilmektedir.

### 2.4. Güzelyurt formasyonu

İnceleme alanının güneybatısında haritalanamayacak ölçekte, transgresif olarak Boyalıkdere formasyonu ve Divriği ofiyolitli karışığı üzerinde sarplıklar oluşturmaktadır.

Formasyon tümüyle kireçtaşı litolojisinde olup, kalınlıkları 10-150 m, yanal devamlılığı ise yer yer 40-50 m arasında değişen otokton resiflerden oluşmaktadır (İzdar ve Ünlü, 1977; Bozkaya ve Yalçın, 1992). Beyaz-sarı renkli resifal kireçtaşı karakterinde, yer yer grimsi renkli ve bitüm kokulu olup, büyüklükleri 5-40 cm arasında değişen Hippurites fosilleri içermektedir.

Bu kireçtaşları Divriği ofiyolitli karışığı'nın serpantinitle ve Boyalıkdere formasyonunun çakıltaşları üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır. Formasyonun üst sınırı da Kösehasan formasyonu ile uyumludur.

Bölgede yer alan hippurites'ler Loftus (1855; İzdar ve Ünlü, 1977'den) tarafından tip yeri olarak değerlendirilmiş ve daha sonra Douville (1890,1894,1897; İzdar ve Ünlü, 1977'den) tarafından Turoniyen, Kampaniyen ve Maestrihtiyen gibi değişik yaşlar verilmiştir. İzdar ve Ünlü (1977) de benzer yaşlar elde etmiştir. Bozkaya ve Yalçın (1992) bentik foramiferler ile Maestrihtiyen yaşını vermiştir.

Formasyon; Akkuş 'un (1971) Üst Kretase yaşlı Tohma resifleri olarak adlandırdığı resifal kireçtaşlarına karşılık gelmektedir. Ayrıca, Yoldaş'ın (1972) Maestrihtiyen yaşlı konglomera-kumtaşı-şeyl-killi kireçtaşı serisi içerisinde tanımladığı mercek şeklindeki resifal kireçtaşlarıyla; Sirel'in (1976) tanımladığı Orbitoides'li ve Siderolites'li kireçtaşlarıyla eşdeğer gibi gözükmektedir. Son olarak İzdar ve Ünlü'nün (1977) yapmış oldukları çalışmalarında Orta Seri içerisinde belirttikleri, taban konglomeraları üzerinde yer alan resif kireçtaşlarıyla eşdeğer olarak kabul edilmiştir. Özçelik ve diğ. (1990) ise resifal kireçtaşlarını Ulupınar formasyonu olarak tanımladıkları detritik seri içinde mercekler biçiminde değerlendirmişlerdir. Birim; içerdiği fosillere göre sığ neritik ve tektonik açıdan duraysız ortam koşullarında biyokimyasal çökmeyle oluşmuştur. Resifler gösterdiği jeomorfolojiye göre (Selley, 1976); kıyıya yakın-yapışık olanlar saçak/yama, ofiyolitik kayalar ile konglomeralar üzerinde bir set oluşturacak şekilde gelişenler ise "set resifi" biçiminde değerlendirilmiştir. Ayrıca resifal kireçtaşlarının yapısal özellikleri bunların biyostrom (tabakalı) kısmen de biyoherm (düzensiz yığılımlı), dokusal özellikleri bakımından da biyolitit tanımına (Folk, 1962) uydukları belirtilebilir.

## 2.5. Boyalıkdere formasyonu

Birim; inceleme alanının ve Yünlüce köyünün güneybatısında yüzlek vermektedir. Formasyon aşınmaya uygun bir litoloji gösterdiğinden sarp topografya oluşturamamakta ve daha çok derelerde ve sırtlar boyunca yer almaktadır.

Formasyon; Hekimhan-Kuluncak yöresindeki tip kesitinde 50-150 m arasında değişen kalınlıklara sahiptir (İzdar ve Ünlü, 1977; Bozkaya ve Yalçın, 1992).

Birim; 5-10 cm kalınlığında yeşil-kırmızı renkli yer yer 2-3m 'lik bazen çapraz tabakalanmalı olarak gözlenen kumtaşı ve 15-20 cm'lik çakıllı-kumlu-kireçtaşı arakatkılı, kırmızı-bordo renkli iyi yuvarlaklaşmış, bol miktarda ofiyolitik kayaç parçaları ve yer yer de Hippurites fosilleri ve Üst Kretase yaşlı fosilli, yer yer de kristalize kireçtaşı çakılları içeren konglomera ile başlamaktadır. Çakıl boyutları 1 mm-20 cm arasında değişmekte olup orta-iyi yuvarlaklaşmıştır. Birim 5-6 cm kalınlığında mikrokonglomera bantları içeren 3 m kalınlığındaki kalem ve disk yapılı kumtaşları, kırmızı renkli kumlu marn-kumtaşı-çakıltaşı ardalanması ve 3 m kalınlığında kırmızı renkli çakıltaşı seviyesiyle devam etmektedir. Yer yer disk yapılı, ripilmarklı ve fosilli yeşilimsi-gri renkli çakıltaşı-çakıllı kumtaşları ile son bulmaktadır.

Formasyon ofiyolitik birim üzerine uyumsuzlukla gelmekte olup, üst sınırı Kösehasan formasyonu ile güneydoğuda ise resifal mercek şeklinde üzerinde bulunan Güzelyurt formasyonu ile uyumludur. Formasyonun üst kesimlerinde yer alan fosilli kumtaşlarında saptanan bentik foraminiferler ile Maestrihtiyen yaşı verilmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 1992).

Formasyon, Yoldaş'ın (1972) Malatya kuzeyinde yapmış olduğu çalışmasında Üst Kretase birimlerinin alt seviyesinde yer alan konglomera-kumtaşı birimine karşılık gelmektedir. Aynı şekilde İzdar ve Ünlü'nün (1977) Hekimhan-Hasançelebi-Kuluncak yöresinde yaptıkları çalışmalarında Orta Seri içerisinde tanımladıkları Üst Kretase yaşlı taban konglomeralarıyla, Özçelik ve diğ.'nin (1990) tanımladıkları Uludere formasyonunun tabanındaki konglomeralarla eşdeğerdir.



Bozkaya ve Yalçın'ın (1992) saptamalarına göre; taban konglomerası özelliğindeki bu birim transgresif bir serinin başlangıcını temsil etmektedir. Flüviyatil taşınmanın da etken olduğu, ayrıca sığ olması nedeniyle dalga hareketlerinden de etkilenen aşırı hareketli bir sığ deniz ortamında oluşmuş litolojiler olarak değerlendirilmiştir. Birimin önce kütle-tane akışı (resedimanter konglomeralar) çöktüğünü, daha sonra yoğunluk-yüksek enerjili türbid akıntılara (proksimal türbiditler) geçtiğini düşündürmektedir. Diğer bir ifadeyle, birim flaksotürbidit fasiyesinde çöktürülmüştür.

## 2.6. Kösehasan formasyonu

İnceleme alanındaki en az yüzey alanını kaplayan birimlerden birisi olup, bölgenin en güney kesiminde yüzlekler vermektedir. Formasyon ismini Hekimhan bölgesindeki Kösehasan mahallesi'nden almaktadır (Bozkaya ve Yalçın, 1992). Aşınmaya elverişli litolojilerden oluştuğu için sarplıklar oluşturamamakta ve daha çok düşük topografik katlarda yer almaktadır. Genellikle vadilerde üstteki daha genç birimlerin aşınması sonucu yüzeylenmekte olup, birbirine yakın birçok derelerin gelişmesine neden olmuştur. Derelerin oluşturduğu yamaçlar boyunca aşınma fazla olduğundan sert litolojiler çıkıntı yaparak basamak tipi görünümler oluşturmaktadır.

14-440 m kalınlığa sahip formasyonun egemen litolojisini flišik sedimantasyonun ürünü yeşil renkli kumtaşı-marn seviyeleriyle kimyasal sedimantasyon ürünü kireçtaşları oluşturmaktadır. Üste doğru karbonat miktarının artmasına bağlı olarak kumtaşlarının yerini killi kireçtaşları almaktadır. Birimde yer yer piroklastik sedimantasyon ürünü zeolitli tuf seviyeleri de yer almaktadır. Yanal yönde karbonat oranında bir artma gözlenmektedir. Bunun nedeni güneye doğru kimyasal sedimantasyonun klastik sedimantasyona göre daha baskın olduğu, diğer bir deyişle güneye doğru derinliğin artmasına bağlı olarak detritik getirimde bir azalma olduğu şeklinde yorumlanabilir. Buna bağlı olarak özellikle kumtaşı düzeyleri gözlenmemekte ve yerini litoklastlı biyomikrit ve biyosparit olarak isimlendirilen kireçtaşları almaktadır. Klinoptilolit içeren tüflü seviyeler kılavuz

seviye oluşturmakta ve üstteki birimlerden ayırt edilmesini kolaylaştırmaktadır (Yalçın ve Bozkaya, 1991).

### **2.7. Zorbehan Formasyonu**

Formasyon, inceleme alanının batı kesimlerinde, Yünlüce Köyü'nün kuzeyinde yayılım göstermektedir.

Birim, topografik olarak yüksek kesimlerde ve vadi yamaçlarında gözlenmekte ve sarplıklar oluşturmaktadır.

Birimin kalınlığı Hekimhan doğusunda 74-87 m olarak saptanmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1992). Formasyon alt kesimlerde killi kireçtaşı özelliğinde, üste doğru kireçtaşı litolojisinde olup, tümüyle karbonat sedimantasyonunun ürünüdür. Sarımsı renkli, yer yer mavimsi renkli kireçtaşı yamacıkları içeren orta (30-40 cm) ve kalın (1-2 m) tabakalanmalı bol konkoyidal kırılmaya uğramış killi kireçtaşı-kireçtaşı litolojisinde olup, özellikle killi kireçtaşları bu görünümüleriyle marn izlenimi vermektedir. Birim içerisinde çatlaklar boyunca gelişmiş 15-20 cm kalınlığında limonitleşmiş zonlar ve 25-30 cm kalınlığında breşik, yer yer yumru ve kalem yapıllı kireçtaşı seviyeleri de gözlenmektedir.

Formasyonun alt sınırı Kösehasan formasyonu ile uyumlu olduğu gibi üst sınırı da Paleosen yaşlı Yağca formasyonu ile tedrici geçişlidir.

Birim çoğunlukla derin deniz (pelajik), kısmen allokton neritik fosilleri içermekte olup; Üst Maestrihtiyen yaşlı verilmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 1992).

Formasyon, Yoldaş'ın (1972) Üst Kretase yaşlı olarak tanımladığı altta konglomera-kumtaşı üste doğru kireçtaşı-şeyl ve en üstte de killi kireçtaşı birimlerinden olası olarak en üstte yer alan killi kireçtaşına karşılık gelmektedir. Diğer taraftan İzdar ve Ünlü'nün (1977) Orta Seri içerisinde tanımladıkları Üst Kretase-Paleosen yaşlı formasyonun üst kesiminde yer alan kireçtaşı birimine eşdeğerdır.

Birim içerdiği bentik fosillere ve radyolaryalara göre derin denizel ortamda çökelmiştir.

## 2.8. Hasançelebi siyeniti

İlk kez Yılmaz (1991) tarafından tanımlanan birim, çalışma alanının kuzeyinde arazinin yüksek kesimlerinde yüzeylenmektedir.

Birim el rneği düzeyinde orta taneli, holokristalin-tanesel dokulu, yeşilimsi-grimsi ve yeşilimsi-pembemsi renkli kayaçlar şeklinindedir. Kayaç oluşturucu ana bileşenler olarak ortoklaz, plajiyoklaz, amfibol, piroksen ve biyotitlerin yanı sıra bazı kayaç rneklelerinde kuvars mineralleri de tanınabilmektedir.

Siyenitler; Divriği ofiyolitli karışığı ile Deveci volkanitlerini sıcak dokanakla keserek, özellikle Hekimhan-Hasançelebi arasında, dokanakları boyunca çok geniş bir yayılıma sahip kontakt metasomatik bir zon oluşturmuştur. Hasançelebi siyeniti'nin sokulumu ile ilişkili olarak dokanaklarda gelişen ve 15 m'ye kadar kalınlığa sahip olabilen metasomatik dönüşümlerin rnleri, Hekimhan-Hasançelebi arasında Yılmaz (1991) tarafından Konukdere metasomatiti olarak tanımlanmıştır. Bu birim pembemsi, yeşilimsi ve grimsi renklerdeki skapolit-felslerden başka, damar kayaçları kompleksi halinde siyenit-porfir, mikrosiyenit, piroksen-skapolit fels ve lamprofir türü mafik damar kayaçlarından oluşmaktadır. Skapolit-felslerde 15-20 cm uzunluğunda 0.2-1 cm kalınlığındaki skapolit çubukları ışınsal bir dizilim göstermektedir. Metasomatik zonlarda 40- kırmızımsı bordo renkli özşekilli 3-10 mm çapında granat minerallerinden oluşan 50 cm kalınlığında granat-fels damarlarına da rastlanılmaktadır.

Hasançelebi siyenitinin sokulum yaşı; stratigrafik ilişkilerine göre Maestrihtiyen sonrası, Leo ve diğ. (1974) tarafından Kuluncak-Sofular yöresindeki siyenit stoğu üzerinde gerçekleştirilen K-Ar radyometrik yaş tayini çalışmasına göre (65.2±1.6 Ma) Paleosen olması gerektiği düşünülmektedir.

Bölgesel jeolojik konumda, Neo-Tetis'in kuzey kolunun Avrasya levhası altına ve kuzeye doğru İzmir-Ankara-Erzincan sütur zonu boyunca dalarak yok olmasını izleyen çarpışma sonrası magmatizmaya bağlı olarak meydana gelen İç Anadolu arpışma sonrası alkali magmatizmasının (Boztuğ, 1995) bir yesi olarak değerlendirilmektedir.

## 2.9. Yağca formasyonu

Hekimhan kuzeyinde geniş yayılım gösteren birim; inceleme alanında ancak Yunnuk Köyü'nün batısında iki ayrı küçük yüzlek olarak gözlenmektedir. Topografyanın düşük kesimlerinde yer alan formasyon genelde sarplıklar oluşturmamasına rağmen dolomitli ve çörtlü seviyeler yer yer çıkıntılar yapmaktadır.

Hekimhan çevresindeki tip kesitinde 118-153 m arasında değişen kalınlıklar ölçülmüştür (Bozkaya ve Yalçın, 1992). Birim, jips matrisli intraklastik ve yer yer çört çakılları da içeren dolomitler ile başlamakta ve üste doğru kırmızı renkli marn-jips aralanmasına geçmektedir. Tabakalı, yer yer lifsi jipslerle devam etmekte ve bunu çört tabakaları ile kırmızı renkli marn-çörtlü kireçtaşı izlemektedir. En üstte ise intraklastik kireçtaşı seviyesi yer almaktadır. Birim yanal fasiyes değişimleri göstermekte olup; kalınlıklarda azalma olduğu gibi, kayaç türlerinin bolluğu ve cinsi de değişebilmektedir.

Birim, Zorbehan formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelmekte ancak bazı bölgelerde aşınma döneminin işareti olan taban konglomerası ile geldiği için küçük yerel uyumsuzluklar söz konusudur. Formasyonun üzerine Kızılyatak formasyonu uyumlu olarak gelmektedir. Birime Yalçın ve Bozkaya (1992) tarafından stratigrafik ilişkilere dayanılarak Paleosen yaşı verilmiştir.

Formasyon Akkuş'un (1971) Darende-Balaban yöresinde yapmış olduğu çalışmasında Darende formasyonu olarak tanımladığı jipsli birime karşılık geliyor gibi gözükmesine rağmen yaş farklılığı problem olmaktadır. Yazarın tanımladığı formasyonun yaşı Bartoniye (Üst Eosen) yaşlı olmasına karşın burada tanımlanan formasyon Paleosen yaşlıdır. Yoldaş'ın (1972) Malatya kuzeyinde yaptığı çalışmasında İpresiyen (Alt Eosen) yaşlı olarak tanımladığı jipsli birime eşdeğer olarak düşünülmektedir. İzdar ve Ünlü ise (1977); formasyon için, kırmızı kil ve marn, yersel dolomitleşme ve jips oluşumları şeklinde bir tanımlama yapmıştır.

Birim aşırı alkalın sığ evaporitik bir ortamın ürünlerini yansıtmaktadır.

### 2.10. Kızılyatak formasyonu

İnceleme alanının doğusunda geniş yüzlekler vermektedir. Formasyon aşınmaya karşı dayanıklı, sert litolojiden oluştuğu için yer yer sarplıklar ve yüksek topografyalar oluşturmaktadır.

Formasyonun tip lokalitesinde 42-75 m arasında değişen kalınlıklar saptanmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1992). Hekimhan kuzeydoğusunda birimin kalınlığının arttığı bilinmektedir.

Birim tümüyle kireçtaşı ve nadiren de killi kireçtaşlarını kapsamaktadır. Hekimhan çevresinde çörtlü dolomit ve oolitik/pizolitik kireçtaşlarına da rastlanılmaktadır (Bozkaya ve Yalçın, 1992).

Birim Yağca formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunmakta ve Kocaözü formasyonu da bu birimin üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Birime Bozkaya ve Yalçın (1992) fosillere göre, Üst Paleosen-Orta Eosen yaşını vermişlerdir.

Formasyon, litoloji ve fosil içeriği açısından diğer araştırmacıların tanımladıkları formasyonlara karşılık geliyor gibi gözüküyorsa da, yaş problemi ortaya çıkmaktadır. Örneğin; Yoldaş'ın (1972) jipsli seri üzerinde yer aldığını belirttiği Orta Eosen yaşlı formasyon, İzdar ve Ünlü'nün (1977) yine jipsli serinin üzerinde tanımladıkları Alveolina'lı ve Nummulites'li kireçtaşları, Özçelik ve diğ.'nin (1990) Lütésiye (Orta Eosen) yaşlı Tohma formasyonu, Kızılyatak formasyonunun ancak belirli bir kesimini kapsamaktadır.

Birim, derin denizel fosiller içeren kireçtaşlarıyla başlamakta ve üste doğru sığ denizel ortam fosilleri içeren kireçtaşlarına geçmektedir (Bozkaya ve Yalçın, 1992). Bu duruma göre başlangıçta derin deniz karbonat sedimantasyonu sürerken, daha sonra sığlaşma sonucu daha sığ derinlikteki deniz ortamına geçiş söz konusudur. Ancak, bu birimlerin hemen altında jips olduğunu düşünürsek sığ-derin, tekrar sığ deniz ortamı gibi değişik geçiş evreleri gelişmiştir. Diğer bir ifadeyle; yerel derinleşmelerin dışında, neritik bir ortamı karakterize etmektedir.

### 2.11. Kocaözü formasyonu

Kızılyatak formasyonu ile birlikte inceleme alanında en çok yüzey alanına sahip birimdir. Genelde beyaz renkli karbonat kayaçlarına sahip formasyon çok

sert litolojilerden oluşmadığı için birçok dere ve küçük sırtların gelişimine elverişlidir. Genellikle topografyanın yüksek kesimlerinde yer almasına rağmen, sarplıklar oluşturmamaktadır.

Formasyon Hekimhan çevresindeki tip kesitlerinde 100-240 m arasında kalınlıklara sahiptir. Tümüyle beyaz renkli olup, alt seviyeleri killi kireçtaşı, üste doğru yer yer bol fosilli ve resifal özellikteki kireçtaşlarına geçen, yer yer marn da içeren bir formasyondur. Yersel olarak dolomit seviyeleri ve turba oluşumları da gözlenmektedir.

Birim, Kızılyatak formasyonunun üzerinde uyumlu olarak bulunmaktadır. Üzerine ise Yamadağı volkanitleri uyumsuzlukla gelmektedir. Neritik ortama ait mikrofosil tanımlamaları ile Üst Eosen-Alt Oligosen yaşı verilmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 1992).

İnceleme alanının çevresinde ve yakın bölgelerde yapılan önceki çalışmalarda litolojik ve yaş açısından benzer bir formasyon tanımlaması bulunamamıştır. Yalnızca Ayan ve Bulut (1964), Balaban-Yazıhan-Kurşunlu ve Levent çevresinde yapmış oldukları çalışmalarında Üst Eosen ve Oligosen yaşlı litolojik tanımlamalar yapmışlardır. Formasyon, içerdiği fosillere göre derin ve daha sonra sığılaşan denizel bir ortamda çökelmiştir.

## 2.12. Uğurlu formasyonu

İlk kez Bozkaya ve Yalçın (1992) tarafından tanımlanan birim, Yunnuk köyü'nün batısında küçük yüzlekler vermektedir.

Formasyon, çakıltaşı-kumtaşı-kiltaşı-marn ardalanması ile başlamaktadır. Koyu veya kırmızımsı kahve renkli çakıltaşlarının bileşenlerinin boyutları 1-3 cm olup, başlıca Divriği ofiyolitli karışığı ve Deveci volkanitleri, kısmen de diğer birimlerden türemiştir. Çakıltaşları ile ardalanmalı olarak görülen kilttaşları yeşil veya yeşilimsi kahve renkli ve tabaka kalınlıkları 3-10 cm arasında değişmektedir. Kumtaşları ise çoğunlukla gri ve yeşilimsi gri renkli, karbonat çimentolu ve tabaka kalınlıkları 5-50 cm arasında değişmektedir. Birim içerisinde beyaz, kirli sarı veya mavimsi gri renkli kireçtaşı ara bantları ile kalınlıkları 50 cm ye kadar ulaşabilen kömür mercekleri de bulunmaktadır.

İnceleme alanında 100 m kalınlığında gözlenen birim, Hasançelebi çevresinde 725 m ye ulaşan kalınlıklara ulaşmaktadır (Uçurum, 1992).

Birim, diğer yaşlı birimler üzerine uyumsuzlukla gelmekte, Yamadağı volkanitleri çeşitli litolojileri tarafından yine uyumsuzlukla örtülmektedir. Birimin yaşı fosillere dayanılarak Üst Oligosen-Alt Miyosen olarak belirlenmiştir (Öztürk ve diğ., 1996).

Formasyon; geçiş ortamını karakterize etmektedir. İzdar ve Ünlü (1977) tarafından tanımlanan Üst Seri içerisindeki alacalı detritik seriye karşılık gelmektedir.

### **2.13. Yamadağ volkanitleri**

Yamadağ volkanikleri kendi arasında dört alt birime ayrılmıştır (Yılmaz, 1991; Uçurum, 1992; Öztürk ve diğ., 1996; Yalçın ve diğ., 1998). Bunlar alttan üste doğru Obuz volkaniti, Başkınık piroklastiti, Leylekdağ volkaniti ve Susuzdağ volkaniti'dir.

Obuz Volkaniti: İlk kez Uçurum (1992) tarafından Hasançelebi'nin kuzeyinde tanımlanmıştır. Tamamen beyaz renkli riyolitlerden, beyaz-gri renkli riyolitik ve ender olarak da trakitik kayalardan oluşmaktadır. Bu kayalarda yaygın bir şekilde kaolinleşme türü alterasyon gözlenmektedir. Yaklaşık 2 m kalınlığı olan, parça ve bağlayıcısının riyolit olduğu bir akma breşi bulunmaktadır. Riyolitlerde yaygın olarak görülen kaolinleşme türü alterasyonun yanı sıra, aynı zamanda, yaygın bir demir oksitli getirimi de gözlenmektedir. Yer yer mm-cm boyutlarında, yuvarlağımsı biçimli ve saçınımlı türde, yer yer de tabakalı-laminalanmalı (mm-cm) türde kahverengimsi ve kırmızımsı demir-oksit oluşum zonları yaygın bir şekilde izlenebilmektedir.

Başkınık Piroklastiti: Uçurum (1992) tarafından Hasançelebi kuzeyinde tanımlanan birim, kayaç türü bakımından oldukça değişiklik sunmaktadır. Taban seviyelerinde kırmızı renkli tüfit bulunmaktadır. Bunların üzerinde ise piroklastik breşler yer almaktadır. Bu breşler içerisinde çapları dm-m aralığında değişen ve çoğunlukla bazaltik, kısmen de andezitik bileşimli bloklar yer almaktadır. Özellikle bazaltik blokların boyutları bazen 8-10 m'den 15-20 m'ye kadar

ulaşabilen aralıklarda değişmektedir. Başkınık piroklastitindeki diğer kayaç türleri ise andezitik kristal kül tuf, litik kül tuf ve kömürlü pirojenik killi tufittir. Piroklastiklerle arakatkılı bazaltik lav akıntıları gözlenmekte olup, ayrıca bu lokasyonlardaki piroklastiklerin çok muntazam tabakalanma gösterdikleri de gözlenmektedir. Başkınık piroklastitinin görünür kalınlığının 50-250 m arasında değişmektedir.

Leylekdağ Volkaniti: Yılmaz (1991) tarafından Hekimhan-Hasançelebi arasında tanımlanan birimin en yaygın kayaç türü andezitik kayaçlardır. Daha az miktarlarda dasit ve riyodasit türü kayaçlar da bulunmaktadır. Çoğunlukla grimsi ve bazen da yeşilimsi grimsi renkli ve afanitik dokulu bir hamur içerisinde tanınabilen bileşenler beyazımsı renkli plajiyoklaz, yeşilimsi-siyahımsı renkli hornblend ve piroksenler ile siyahımsı-kahverenkli pulcuklar şeklindeki biyotit fenokristallerinden oluşmaktadır. Leylekdağı volkaniti andezitik kayaçları zaman zaman sütun yapısı şeklinde gelişmiş soğuma düzlemleri ile soğan kabuğu şeklinde gelişmiş bozunma yüzeyleri de göstermektedir. Ender olarak silis bantları da içermektedir.

Susuzdağ Volkaniti: Uçurum (1992) tarafından Hasançelebi kuzeyinde tanımlanan birim, Yamadağ volkanikleri içerisinde en geniş yayılım gösteren bir üyedir. Susuzdağ volkanitinin en yaygın kayaç türü bazaltik kayaçlar olup, zaman zaman andezitik kayaçlar da görülmektedir. Susuzdağ volkaniti kayaçları, arazide yüzlek düzeyinde, düşey yönde mineralojik-petrografik bileşim ve dokusal özellik bakımından farklılıklar sergilemektedir. En alt kesimde gri ve mavimsi gri renkli, hipokristalin-porfirik dokulu bazaltik andezit ve andezit bileşiminde kayaçlar yer almakta olup, bu kayaçların tanınabilir fenokristalleri 1 -5 mm boyutlarındaki piroksen, hornblend ve plajiyoklazlardan oluşmaktadır. Susuzdağ volkaniti içerisinde en yaygın kayaç türünü oluşturan bu kayaçlar, aynı zamanda, tabakalı yapı şeklinde gelişmiş (5-15 cm kalınlıklarda) soğuma yüzeylerine de sahiptir. Bu kayaçlar üzerine, afanitik dokulu ve hiç fenokristal içermeyen, grimsi renkli ve akma yapı (10-20 cm) bazaltlar gelmektedir. Bu kayaçların üzerinde ise siyah ve grimsi siyah renkli, hipokristalin-porfirik dokulu, hamur içerisinde plajiyoklaz, piroksen ve olivin fenokristallerinin tanınabildiği olivin-bazaltlar yer almaktadır.



Bunlar, K-G ve D-B doğrultulu ve birbirlerini dik konumda kesen soğuma çatlakları ile geliş güzel bloklara ayrılmışlardır.

Susuzdağ volkaniti, Yamadağ volkanikleri içerisindeki en genç üyedir. Bu özelliği nedeniyle, gerek Kangal yöresindeki Balıklı çermik ve gerekse Yıldızeli yöresindeki Sıcak çermik gibi jeotermal sistemlerin ısıtıcı kaynağı olarak sığ derinliklerde asılı kalmış Susuzdağ volkaniti magma odaları düşünülmektedir. Ayrıca, Susuzdağ volkaniti içerisinde bulunan göllerin parazit kraterlerde meydana gelmiş oldukları da sanılmaktadır.

Hekimhan yöresindeki Yamadağı volkanitleri için K-Ar radyometrik yaş tayini çalışmalarında, Leo ve diğ. (1974)  $14.1 \pm 0.4$  ve  $18.7 \pm 0.5$  MY; Platzman ve diğ. (1998)  $18.3 \pm 0.6$ ,  $14.5 \pm 1.7$  MY yaşlar elde etmiştir. Platzman ve diğ. (1998) Sarkışla çevresindeki volkanitlerde  $13.1 \pm 1.2$  MY, Kangal güneybatısındaki Karaseki Düzü'deki volkanitlerinde ise  $5.55 \pm 0.77$  MY yaşlar saptamıştır. Yamadağ volkaniklerinin yaşı hakkındaki en önemli veri, Kangal yöresinde yer alan Akgedik istasyonu yakınlarında stratigrafik ilişkilerine göre Üst Miyosen-Pliyosen yaşı verilen Deliktaş formasyonu Örencik üyesinin içerisinde, yaklaşık 10 m kalınlığında ve sütun yapısı şeklinde soğuma yüzeyleri gösteren bazaltik-andezitik lav akıntısının gözlenmesidir. K/Ar ve stratigrafik veriler, Yamadağı volkaniklerinin Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı olabileceklerini göstermektedir.

#### **2.14. Hamamınsırtı formasyonu**

İnceleme alanında Bıyıkboğazı Köyü'nün doğusunda küçük bir yüzlek vermektedir. Çoğunlukla yatay konumlu karbonatlardan oluşan birimin görünür kalınlığı 50 m dir. Tamamıyla karbonatlı kayalardan oluşan formasyon, gri, sarı ve kahverengi killi kireçtaşları ile başlamakta, grimsi beyaz renkli çört yumrulu kireçtaşları ile devam etmekte ve yaklaşık 10 m kalınlıkta traverten ile sonlanmaktadır. Formasyon uyumsuz olarak Yamadağı volkanitlerini üzerlemekte ve yine uyumsuz olarak Kuvarterner oluşukları altında bulunmaktadır. Stratigrafik ilişkilere göre olası yaşının Pliyosen olabileceği görüşü kabul edilmektedir. İzdar

ve Ünlü (1977) tarafından küçük göllerde gelişen gösel kireçtaşları olduğunu belirtmektedir.

### **2.15. Kuvaterner oluşukları**

Küçük ölçekli nehir yataklarında depolanmış güncel alüvyon, taraça ile yamaç molozlarından oluşmaktadır. Vadi tabanında depolanan ve daha çok kumçakıl yığılması şeklinde özellik gösteren alüvyonun kalınlığı ise yer yer 20 m'ye kadar ulaşmaktadır.

## **3. FLOGOPİT MİNERALİZASYONUNUN JEOLJİSİ**

Flogopit oluşumları Divriği ofiyolitli karışığı olarak tanımlanan birim içerisinde; kuzeybatı-güneydoğu yönünde Darılı, Yunnuk ve Kuluncak olmak üzere üç yörede bulunmaktadır (Şekil 3.1, 3.2, 3.3).

Üç yörede de flogopit oluşumları serpantinleşmiş ultramafiklere, lisfenitlere ve bazik vokanitlere eşlik etmektedir.

Ultramafik kayalar; aşırı kataklaz etkisi gösteren serpantinler (serpantinleşmiş peridotitler) ile temsil edilmektedir (Şekil 3.4). Dünit, peridotit ve piroksenit türü ultramafikler ile grimsi-yeşilimsi renkli ve orta taneli gabro ve diyorit türü derinlik kayaları serpantinler içinde 10-50 cm boyutlu yumrular ve/veya bloklar halinde korunmuştur (Şekil 3.5). Magmatikler serpantinleşmiş peridotitler içinde dayk (5-10 m) ve 5-8 cm büyüklüğünde prizmatik biçimli yeşilimsi renkli piroksen ve gri-beyaz renkli plajiyoklazlardan oluşan desimetrik kalınlıklı gabro-pegmatit damarlar biçiminde de bulunmaktadır. Ultramafik kayalarda serpantin ve piroksen minerallerinin yanı sıra, tipik olarak yuvarlağımsı 1 mm'den daha küçük tane boyuna sahip kromit, ayrıca manyetit, hematit ve götit türü Fe-oksit minerallerinin varlığı da saptanmıştır.

Ultramafik kayalar çoğunlukla bozuşmuş (serpantinleşme, kloritleşme, karbonatlaşma ve silisleşme) olup, yeşilin değişik tonlarında renklere sahiptir. Bunlardan karbonatlaşmış ultramafik kayalar listvenit, silisleşmiş olanlar ise birbirit olarak adlandırılmaktadır (O'Hanley, 1996). Lisfenitler serpantinlerde ilksel tabakalanmalarına uygun ve/veya keser durumda yaklaşık 50-100 m

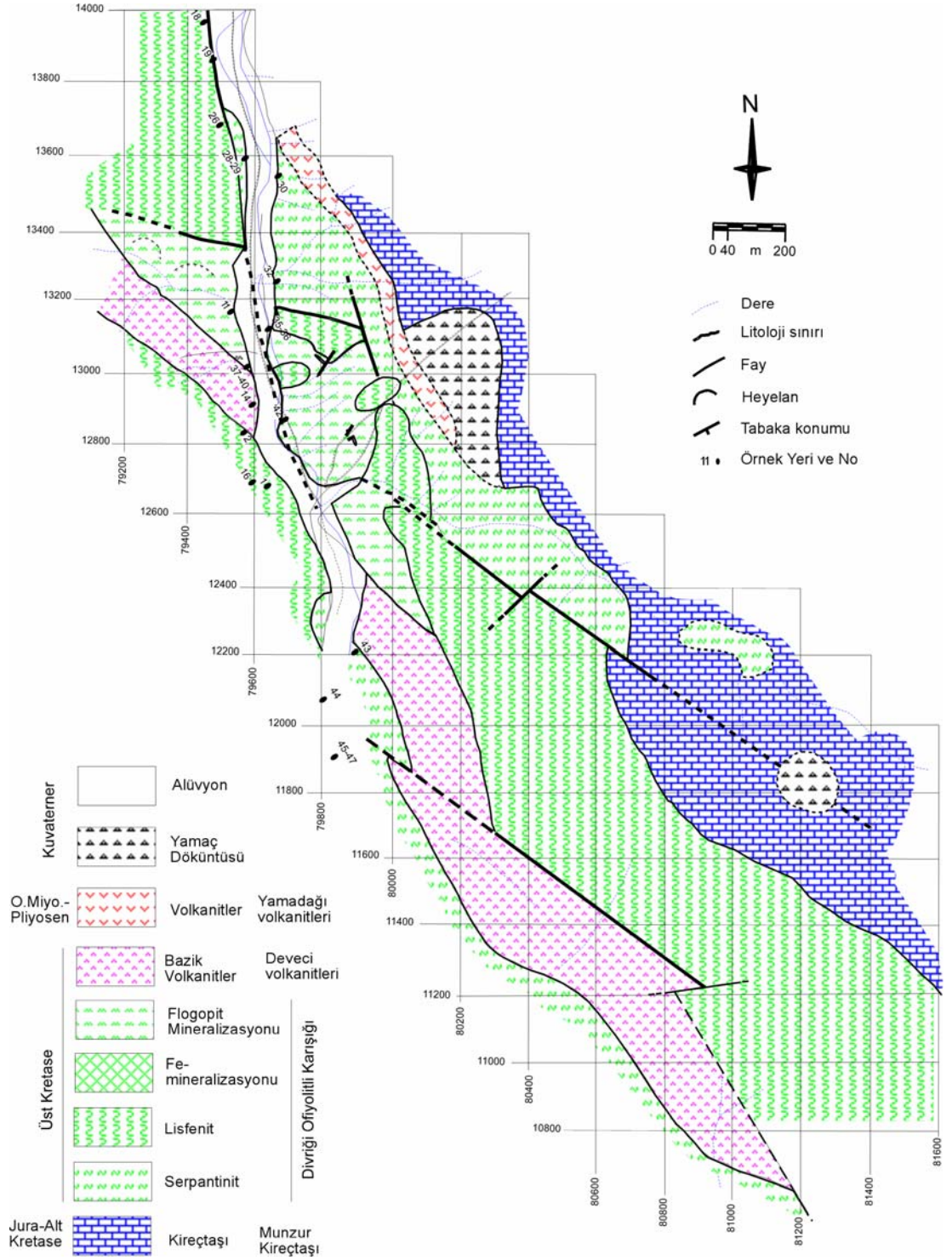
kalınlığa sahip makaslama zonlarına bağlı olarak gelişmiştir (şekil 3.6). Diğer taraftan, bazı lisfenit yzlekleri ise çok yaygın breşik bir yapı göstermekte ve bu yapı içerisinde silis getirimini işaret eden birbirlerini kesen mm-cm kalınlıklı beyaz renkli, sert silis damarları (birbirit) da gözlenmektedir (şekil 3.7).

Çoğunlukla beyaz-sarı-kahve renkli lisfenitler buldukları köken kayaca (ofiyolit) ve mineralojik bileşimlerine göre ofikarbonat (ofidolomit, ofikalsit, ofikalsidolomit, ofimanyezit) ve ofisilikat (ofisilika, ofitalk, ofiasbest) olarak adlandırılmıştır. Ofimanyezitler beyaz renkli 5-20 cm byklğinde yumrular biçiminde bulunmaktadır (şekil 3.8). Ofiasbestler açık yeşilimsi beyaz 10-20 cm lik lifsi serpantin minerallerinden oluşmaktadır (şekil 3.9).

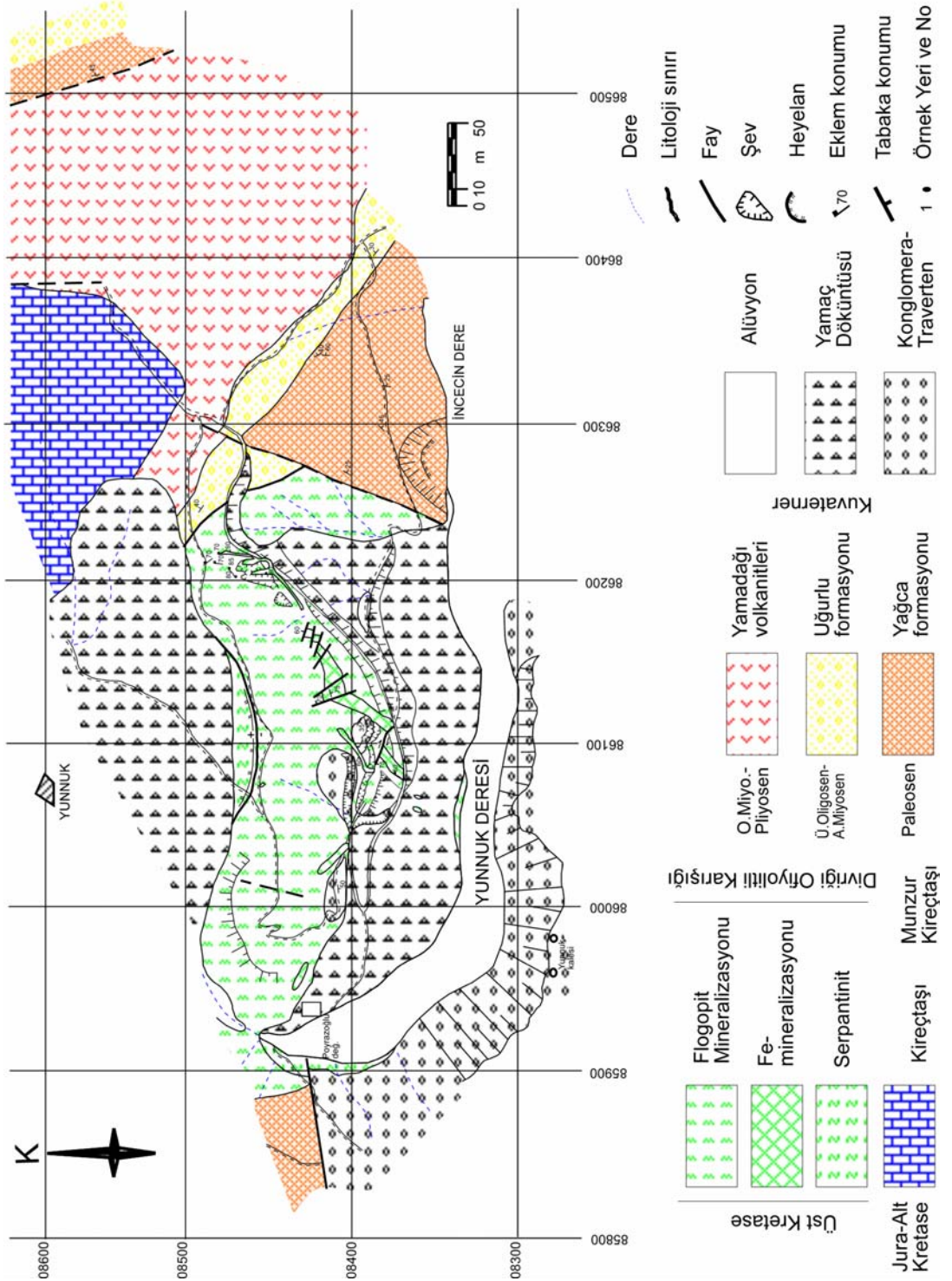
Darılı yöresinde ultramafiklerin tabanında Munzur Kireçtaşı, üzerinde ise Yamadağı volkanitleri bulunmaktadır. Flogopit içeren zon KB-GD yönünde yaklaşık 1500 m uzunluğunda ve 50-250 m genişliğinde yayılım göstermektedir. Görünür kalınlığı ise 5-50 m arasında değişmektedir. Yunnuk yöresinde ofiyolitli karmaşığın temelinde kireçtaşları, üzerinde Tersiyer yaşlı sedimanter kayalar ile Yamadağı volkanitleri yer almaktadır. Flogopit içeren zon D-B yönlü olup, yaklaşık 370 m uzunluğunda, 25-100 m genişliğinde ve kalınlığı ise 2-25 m arasındadır. Kuluncak yöresinde D-B uzanımlı flogopit zonu yaklaşık 1400 m uzunluğuna, 100-600 m genişliğine ve 3-40 m kalınlığına sahiptir.

Her üç yörede de flogopit zonları ardalanmalı olarak 1-5 m lik seviyelerde yoğunlaşmaktadır (şekil 3.10). Yeşil renkli, camsı ve/veya inci parlaklığında, yarı şeffaf ve dilinim düzlemleri boyunca birbirinden kolayca ayrılabilen ve bükülebilen çok ince (< 0.5 mm) flogopit pulları 1-3 cm çapında olup, st üste dizilerek iri levha toplulukları (2-5 cm) oluşurmaktadır (şekil 3.10).

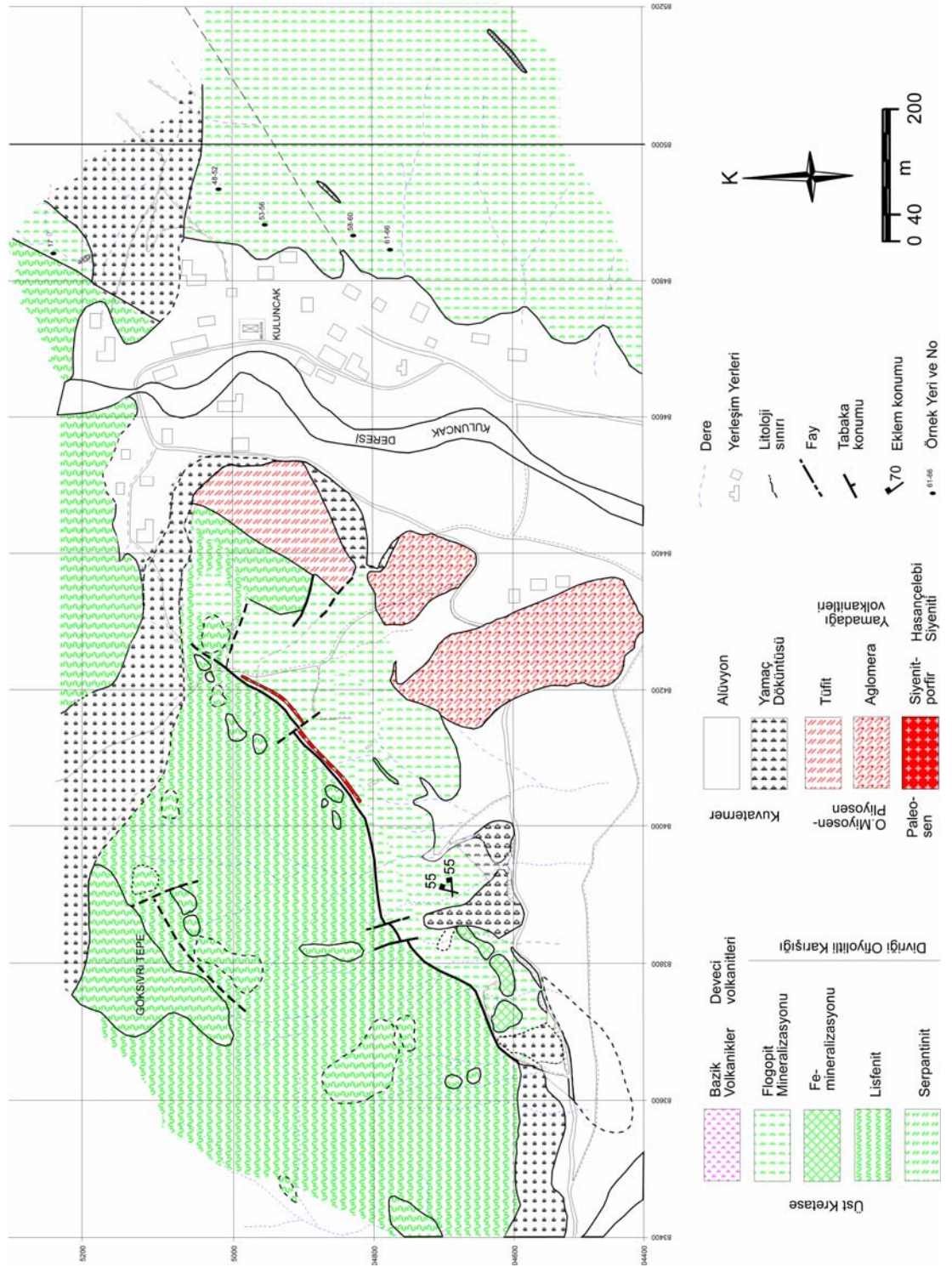
Darılı yöresinde serpantinler içerisinde KB-GD doğrultulu 9-40 m uzunluğunda, 3-8 m genişliğinde yaklaşık 5-10 m kalınlığında Fe-mineralizasyonları bulunmaktadır. Yunnuk yresindekiler KB-GD yönlü 20-80 m uzunluğunda, 4-14 m genişliğinde yaklaşık 5-15 m kalınlığa sahiptir. Kuluncak yöresinde ise KD-GB uzanımlı Fe-zonunun boyutları 60-70 m uzunluk, 6-30 genişlik ve ortalama 5-50 m kalınlık biçimindedir.



Şekil 3.1. Darılı çevresi flogopit oluşumlarının ayrıntılı jeoloji haritası (Özer ve Kuşcu, 1986).



Şekil 3.2. Yunnuuk çevresi flogopit oluşumlarının ayrıntılı jeoloji haritası (Özer ve Kuşcu, 1986).



Şekil 3.3. Kuluncak çevresi flogopit oluşumlarının ayrıntılı jeoloji haritası (Özer ve Kuşcu, 1986).



Şekil 3.4. Çatlakları silis ve/veya karbonat ile doldurulmuş ağ yapılı serpantinitleler (Darılı yöresi).



Şekil 3.5. Serpantinitleleri kesen gabro ve diyorit düzeyleri (Darılı yöresi).



Şekil 3.6. Bordo renkli demirli seviyeler (3 cm) içeren lisfenitler.



Şekil 3.7. Birbiritik seviyeler içeren serpantinitleler (Darılı yöresi).





Şekil 3.8. Serpantinitler içerisinde gelişmiş manyezit yumruları (Darılı yöresi).



Şekil 3.9. Serpantinitler içerisinde gelişmiş asbest oluşumları (Kuluncak güneyi).



Şekil 3.10. Lisfenitler arasında gelişmiş flogopit zonu (Darlı yöresi).



Şekil 3.11. Serpantinitler içerisinde flogopit levhaları (Kuluncak yöresi).

#### 4. MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanında çoğunluğu karasal birimlere ait olmak üzere toplam 426 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 4.1'de verilmiştir.

Çizelge 4.1. İnceleme sahasında laboratuvar yöntemlerinin dağılımı.

Birim/Yöntem	OM	XRD			FTIR	JEOKİMYA		
		TK	KF	Politipi		Ana-İz	İzotop	K/Ar
Divriği Ofiyolitli Karışığı	52	63	55	6	2	3	3	1

##### 4.1. 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.

##### 4.2. 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 Fritsch 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, çözümlenmelere hazır konuma getirilmiştir. XRD çözümlenmeleri Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde (Anot = Cu ( $\text{CuK}_{\alpha}=1.541871\text{\AA}$ ), Filtre = Ni, Gerilim = 35 kV, Akım = 15 mA, Gonyometre hızı =  $2^{\circ}/\text{dak.}$ , Kağıt hızı =  $2\text{cm}/\text{dak.}$ , Zaman sabiti = 1 sn, Yarıklar =  $1^{\circ} 0.15\text{ mm } 1^{\circ} 0.30\text{ mm}$ , Kağıt aralığı =  $2\theta = 5-35^{\circ}$ ) yapılmıştır (Çizelge 4.2).

XRD çözümlenmeleri sonucunda örneklerin tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri ( $< 2\ \mu\text{m}$ ) tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında Çizelge 4.3 ve 4.4'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 4.2. XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar.

Koşullar	Tüm kayaç	Kil fraksiyonu	Kil fraksiyonu d(060)
Dalga boyu ( $\lambda$ )	$\text{CuK}_{\alpha}=1.541871\text{\AA}$		
Anot	Cu		
Filtre	Ni		
Gerilim	35 kV		
Akım	15 mA		
Yarıklar	DS= $1^{\circ}$ SS= $1^{\circ}$ RS=0.15 mm RS <sub>M</sub> =0.30 mm	DS= $4^{\circ}$ , SS= $4^{\circ}$ , RS=0.30 RS <sub>M</sub> =0.60 mm	mm,
Gonyometre / Tarama hızı (SS)	$5^{\circ}/\text{dak.}$	$2^{\circ}/\text{dak.}$	$0.5^{\circ}/\text{dak}$
Adım genişliği (SW)	$0.04^{\circ}$	$0.02^{\circ}$	$0.01^{\circ}$
Kağıt hızı	45 mm/dak.	16 mm/dak.	28 mm/dak.
Zaman sabiti	1 sn.	4 sn.	4 sn.
Kağıt aralığı	$2\theta = 5-35^{\circ}$	$2\theta = 2-30^{\circ}$	$2\theta = 59-63^{\circ}$

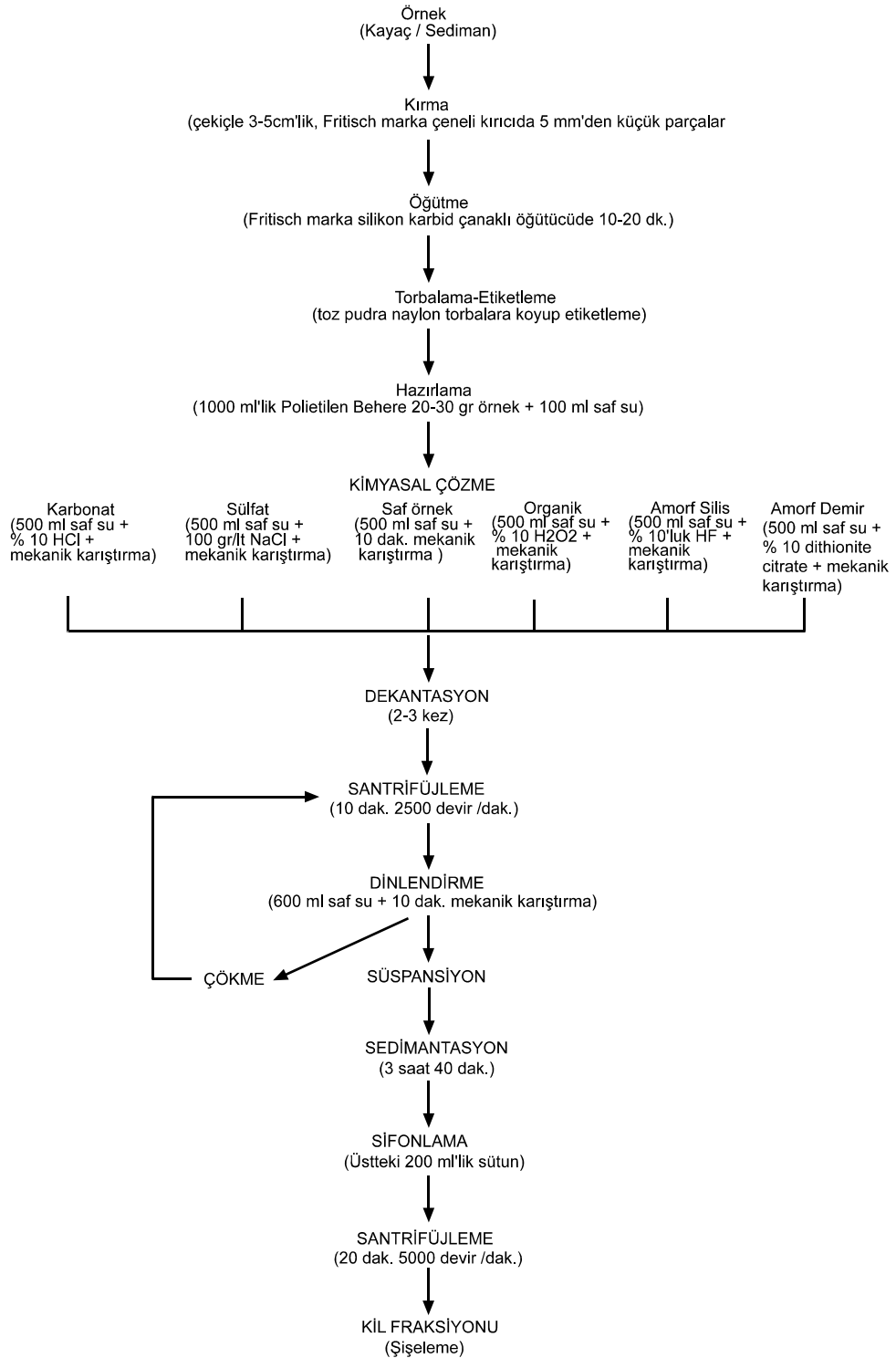
Çizelge 4.3. Dolomit referans alınarak saptanmış ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002 verilerine ekleme yapılarak).

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
<b>Karbonat</b>				
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
<b>Silika</b>				
Kuvars	(101)	3.34	26.64	0.89
Opal-CT	(101)	4.04	21.98	2.72
<b>Feldispat</b>				
Plajiyoklaz	(040)	3.20	27.86	3.23
Sanidin	(040)	3.20	27.86	3.32
<b>Amfibol</b>				
Hornblend	(110)	8.51	10.39	3.18
<b>Piroksen</b>				
Piroksen	( $\bar{2}$ 21)	2.94	30.38	3.67
<b>Fillosilikatlar</b>				
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
<b>Kil</b>				
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
<b>Sülfat-S</b>				
Jips	(020)	7.56	11.70	1.15
<b>Fe-oksit / hidroksit</b>				
Hematit	(104)	2.69	33.28	3.06
Götüt	(011)	4.18	21.24	4.65
Pirit	(200)	2.71	33.02	3.96

Çizelge 4.4. 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 kayalarda, bu minerallerin diğerlerinden ayrılması işlemleri C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kil Ayırma Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. XRD-KF çözümlenmeleri için gerekli kil ayırma işlemi esas itibarıyla kimyasal çözme (kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme – dekantasyon / dinlendirme ve yıkama, süspansiyonlama - sedimantasyon – sifonlama - santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır (Şekil 4.1). 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 yönlendirilmiş lam preparat hazırlanmış ve bunlar oda sıcaklığında kurutulmuştur.



Şekil 4.1. C.Ü.MİPJAL’da uygulanan kil ayırma iş akış şeması.

Kil fraksiyonu difraktogramları normal-N (havada kurutulmuş), glikolleme-EG (60 °C de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama-F (490 °C de 4 saat fırında ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir. Çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı  $2\theta=2-30^\circ$  (hata miktarı  $\pm 0.04^\circ$ ) olarak ayarlanmıştır.

Kil minerali difraktogramlarında karmaşık piklerin çözülmesinde; diğer bir ifadeyle,  $d_{(00l)}$  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 çözülmesi 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  $2\theta$  aralıklarında ( $2\theta=3-11^\circ$ ,  $5-11^\circ$ ,  $15-20^\circ$  ve  $22-30^\circ$ ) pik çözümü gerçekleştirilmektedir. Kil fraksiyonundaki fazlar WINFIT pik çözümlemesinin yanı sıra, NEWMOD<sup>®</sup> (Reynolds, 1985) desenlerinden de doğrulanmıştır.

Sonuçta pik konumlarının belirlenmesiyle her bir kil mineralinin ayrı ayrı  $2\theta$  veya  $d_{(00l)}$  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 çözümlenmeleri 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  $2\theta = 2-65^\circ$  kayıt aralığı ve  $2^\circ/\text{dak.}$  gonyometre hızı kullanılmıştır.

Karbonat d(104) yansıması ( $3.036 \text{ \AA}$ ,  $2\theta = 29.396^\circ$ ) yardımıyla % mol  $\text{MgCO}_3$  içerikleri Goldsmith ve Grafın (1958) geliştirdiği deneştirme diyagramından itibaren ortaya çıkarılan, % mol  $\text{MgCO}_3 = [3.036 - d_{104}(\text{A}^\circ)] / 0.003$  biçimindeki regresyon eşitliği ile hesaplanmıştır. Bu ölçümde kuvarsın (101) yansıması ( $3.343 \text{ A}^\circ$ ,  $2\theta = 26.64^\circ$ ) standart alınmıştır.

### 4.3. İnfrared Spektroskopisi İncelemeleri

İnfrared Spektroskopisi (IR) incelemeleri Cumhuriyet Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi Kimya Bölümü'nde MATTSON 1000 model (Fourier Transform Infrared) FTIR Spektrometresinde gerçekleştirilmiştir. 1 adet flogopit ve 1 adet serpantin olmak üzere 2 örnekte uygulanan IR spektroskopisi, çok-dalga boylu infrared demetlerin ince taneli örnekten geçmesiyle elde edilmiştir. 1 mg'dan daha az miktardaki kil örneği birkaç yüz miligram KBr içerisinde karıştırılmış ve daha sonra bu karışıma çok yüksek basınç uygulanarak KBr camlaştırılmıştır. KBr fazı camlaşmasına karşın buna karşın fillosilikatlar kristalin materyal olarak kalmaktadır.

### 4.4. Jeokimyasal İncelemeler

Saf 3 adet fillosilikat minerallerinin ana, iz/eser ve nadir toprak element (REE) çözümlenmeleri ile oksijen-hidrojen izotop jeokimyası Kanada'daki Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) şirketine yaptırılmıştır. Ana element çözümlenmelerinde lityum metaborat/tetraborat füzyon ICP, iz/eser ve nadir toprak element çözümlenmelerinde 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 diğerk 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<sub>2</sub> 'yi de kapsayan ana elementler, REE ve diğerk 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.

Karbonat minerallerinin O-H izotop verileri, Termal İyonlaşma Kütle Spektrometresi (TIMS) kullanılarak ölçülmüştür. İzotopik ölçümlerin kesinliği ve doğruluğu 0.2 ‰' dir. Oksijen bağıl olarak standart ortalama okyanus suyu'na (SMOW-Standard Mean Ocean Water) göre ifade edilmiş olup; burada SMOW'un  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri sıfır olarak tanımlanır. Karbon bağıl olarak Belemnite'e (PDB-PeeDee Belemnite) göre ifade edilmiş olup; burada PDB'nin  $\delta^{13}\text{C}$  değeri sıfırdır. Oksijen, bağıl olarak PDB'e göre de ifade edilir, buradaki ilişki aşağıdaki gibidir:  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}=1.03091(\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})+30.91$ . Duraylı izotop jeokimyası için izotopik standartların tanımlanması O'Neil (1986) tarafından ayrıntıları ile sunulmuştur.

## 5. MİNERALOGİ-PETROGRAFI

İnceleme alanında yapılan çalışmalar sonucu alınan kayaç örneklerinin büyük bir çoğunluğu Divriği Ofiyolitli Karışığı'na ve Hasançelebi siyeniti ile ilişkili Konukdere Metasomatiti'ne aittir. Bunlar serpantinleşme (öncesi, sırası ve sonrası) ve pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar olmak üzere iki gruba ayrılarak mineralojik ve petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir. Magmatik kayaçların

adlandırılmasında Streckeisen (1978) sınıflaması esas alınmıştır. Mineral adlarının kısaltılması Kretz'in (1983) önerilerine göre yapılmıştır.

## 5.1. Optik Mikroskop İncelemeleri

### 5.1.1. Serpantinleşme ile ilişkili kayalar

Çoğunluğu ultramafik kayalar ve bunların bozuşma ürünleri olmak üzere, kayaların optik petrografik inceleme sonuçları Çizelge 5.1 de sunulmuştur.

Holokristalin prototanesel dokulu ultramafik kayalar; koyu renkli bileşenlerden başlıca piroksen (ojit ve enstatit) ve serpantinleşmiş olivin içermektedir. Bazı örneklerde bol miktarda olmak üzere kahverengi kromit ve Fe-oksit türü opak mineraller ise tali bileşenleri oluşturmaktadır. Wicks ve Whittaker (1977) ve Wicks ve Plant (1979) sınıflamasına göre; üç tip serpantinit dokusu (ilksel dokunun korunduğu psödomorfik, bütünüyle kayb olduğu nonpsödomorfik ve kısmen korunduğu geçiş dokusu) tanımlanmıştır. Bunlardan psödomorfik doku, yaygın serpantinleşmenin geliştiği ultramafiklerde elek/ağ dokusu ile temsil edilmektedir (Şekil 5.1). Enstatitlerde klinopiroksen ayrışım lamelleri bulunmakta ve serpantinleşme (bastit dokusu) göstermektedir (Şekil 5.2). Ayrıca, iğnemsî ve/veya levhamsî biçimlere sahip serpantinlerde cam saati dokusu (Wicks ve O'Hanley, 1988) ve çatlaklarda şeritler halinde gözlenmektedir (Şekil 5.3). Çoğu serpantinitlerde tipik ağ dokusu korunmuş olmakla birlikte, olivin kalıntılarına rastlanılmamış olup; sık sık karbonat mineralleri bulunmaktadır (Şekil 5.4). Bu dokusal gözlemler, serpantinitlerin dunitlerden ve/veya piroksen peridotit (Ierzolit ve harzburjit) türediğini işaret etmektedir.

Çizelge 5.1. Serpantinleşme ile ilişkili kayaç örneklerinin optik mikroskopi inceleme sonuçları.

Örnek No	Doku	Mineralojik bileşim	Özellikler	Kayaç/ Mineral
MHK-3	Holokristalin prototanesel	Phl+Dol±Qtz±Ap ±Om	Phl: iri taneli, açık yeşil renkli, yer yer 6 köşeli Dol: İnce taneli Ap: Yer yer iri taneli Qtz: İri taneli, gözeneklerde Om: Yarı özşekilli -Yer yer Fe-oksidasyonu	Flogopitli lisfenit
-4	Holokristalin prototanesel	Phl+Dol+Qtz+Om	Phl: İri taneli (100-125µm'den 1.00mm kadar) Dol: Mikrospirik, çatlaklarda iri taneli, damarları içerisinde ince taneli Phl ve Fe-oksidasyonu Qtz: İnce taneli	Flogopitli lisfenit

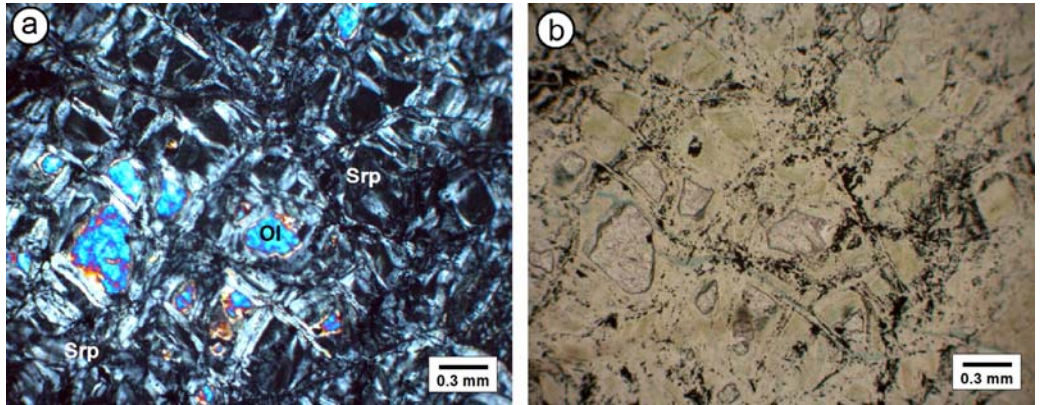
-6	Holokristalin prototanesel	Phl+Dol+Om+Qtz ±Srp±Ap	Phl: İri taneli (2mm kadar) Dol: İnce taneli Srp: İnce taneli levhamsı Om: Bol miktarda Ap: Çubuksu	Flogopitli lisfenit
-9	Holokristalin prototanesel	Phl+Dol+Srp+Om ±Qtz	Phl: İnce-iri taneli, altıgen Dol: İnce taneli ve az çatlak dolgusu Srp: Levhamsı Qtz: Phl'lerin arasını doldurmakta -Demir oksidasyonu çatlak ve gözenek dolgusu şeklinde ve karbonat mineralleriyle birliktelikle	Flogopitli lisfenit
-10	Holokristalin prototanesel	Om+Phl	Phl: Az miktarda Demir oksit içerisinde ince taneli Phl oluşumları	Flogopitli Götit
-11	Holokristalin prototanesel, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+Dol+Gt	Srp: Levhamsı Dol: Çatlaklarda iri taneli Gt: Yumrular halinde çatlaklar içerisinde Dol eşlik etmekte	Lisfenitik serpantinit
-12	Holokristalin prototanesel, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+Dol+Cal+Gt±Pl	Srp: Levhamsı ve iğnemsli-lifsi Pl: İri ve polisentetik ikizlenmeli Gt: İnce taneli saçınım-yumrular halinde, yaygın birbirini keser çatlaklar halinde karbonat + Fe-oksit mineralleri	Lisfenitik serpantinit
-13	Holokristalin prototanesel	Qtz+Cal+Dol+Om	Qtz: İnce taneli kalsedonik, çatlak ve gözenek dolgusu şeklinde Cal-Dol -Çatlaklarda Fe-oksidasyonu	Lisfenit
-14	Holokristalin prototanesel	Dol+Gt+Qtz	Dol: Çok ince taneli, çatlaklarda orta-iri taneli Qtz: Çok ince taneli kalsedonik	Lisfenit
-15	Holokristalin prototanesel	Dol+Gt+Qtz+Phl	Dol: Orta-iri taneli Qtz: İnce taneli kalsedonik Phl: Az miktarda, ince taneli, lifsi görümlü -Yer yer özşekilli Gt yaygın	Flogopitli lisfenit
-18	Holokristalin prototanesel	Cal+Qtz	Cal: Mikrospartitik, çatlaklar orta-iri taneli ve Fe-dolgulu Qtz: çok az miktarda	Ofikalsit
-19	Holokristalin prototanesel	Mgs	-Mikrospartitik Mgs'ler yer yer jel dokulu -Çok az miktarda gözenek-çatlaklarda ince taneli Srp	Ofimanyezit
-20	Holokristalin prototanesel	Mgs+Srp	-Yer yer yumrular biçiminde mikrospartitik Mgs kristalleri -Kalıntı Srp levhaları	Ofimanyezit
-21	Holokristalin prototanesel, Ağ ve saat camı dokusu	Srp±Om	Srp: İri levhamsı ve şeritler halinde Om: Çatlak dolgusu şeklinde	Serpantinit
-23	Holokristalin prototanesel, Ağ ve saat camı dokusu	Srp±Px±Om	Srp: Kısmen iri taneli Om: Çatlak dolgusu – saçınımlı yumrular Ojit ve En: serpantinitleşmiş	Serpantinit
-24	Holokristalin prototanesel, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+Dol	Srp: Levhamsı, çatlaklarda iğnemsli-lifsi Dol: İnce taneli	Serpantinit
-25	Holokristalin prototanesel	Mgs±Srp	Mgs: Mikrospartitik, gözenek-çatlaklarda iri taneli, -Srp kalıntıları, ender	Ofimanyezit
-26	Holokristalin prototanesel, Ağ ve saat camı dokusu	Srp±Px±Ol±Om	Srp: Şerit ve levha Px (Ojit, Enstatit) Ol: Kalıntı halinde -İnce taneli çatlaklarda Fe-oksitler	Serpantinit
-29	Holokristalin prototanesel,	Srp+Dol+Mgs+En +Ol+Om	Srp: Lifsi ve levhamsı Dol+Mgs: çatlak-gözenek dolgusu şeklinde	Serpantinit

	Ağ ve saat camı dokusu		Ol: Kalıntı biçiminde -Çatlaklar demir oksit dolgulu	
-30	Holokristali prototanesel	Mgs+Srp	Mgs:Mikrosparitik Srp:Ender ince taneli, kalıntı şeklinde	Ofimanyezit
-31	Holokristalin prototanesel	Mgs+Srp	Mgs: Mikrosparitik, gözeneklerde yer yer ince taneli Srp, sparitik tane boylu Mgs Srp: Ender	Ofimanyezit
-33	Holokristalin prptotanesel, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+Om	Yeşil-siyah Srp'leşme Mikro çatlaklar iğnemsiz Srp dolgulu Om: Özşekilli-yarıözşekilli	Serpantinit
-35	Holokristalin prototanesel, Ağ ve saat camı dokusu	Srp+Om	Çatlaklarda iğnemsiz Srp minerallerine eşlik eder şekilde gözlenen Phl mineralleri Çatlak dolgusu şeklinde demir oksit mineralleri İri levhamsı antigorit	Serpantinit
-37	Holokristalin prototanesel	Phl+Cal+Qtz+Om	-Qtz: Yer yer ince taneli kalsedonik	Flogopitli lisfenit
-38	Holokristalin prototanesel	Phl+Cal+Qtz+Om	Phl: İri taneli Qtz: İri taneli Om: öz şekilli-yarıözşekilli	Flogopitli lisfenit
-40	Holokristalin prototanesel	Dol+Phl+Srp+Qtz+Om	Dol: İnce mikritik taneli ve yer yer iri taneli Phl: İnce taneli Srp: Ender, lifsi-iğnemsiz Qtz: Kalsedonik Om: Özşekilli	Flogopitli lisfenit
-41	Holokristalin prototanesel	Dol+Sd+Qtz+Om	Dol: Mikritik Om: Kırmızımsı-kahve renkli, özşekilli-yarı özşekilli, yer yer saçınımlar halinde Qtz: İnce taneli kalsedonik, çatlaklarda	Ofikarbonat
-42	Holokristalin prototanesel	Dol+Phl+Qtz+Om	Dol: İnce taneli Phl: Lifsi Om: Özşekilsiz, yer yer özşekilli, iri taneli yaygın, Phl ve Cal kapanımları	Flogopitli lisfenit
-43	Holokristalin prototanesel	Qtz+Cal+Om	Qtz: İnce-orta taneli kalsedonik Cal: İnce-orta taneli - Cal+Qtz dolgulu çatlaklar -Srp'lere özgü ilksel elek dokusu korunmuş Om: Yaygın, ince taneli	Ofikalsit
-44	Holokristalin prototanesel, Ağ/Elek Doku	Srp+Om	Srp: mineralleri yer yer iri taneli adacıklar halinde kalmış araları ince taneli karbonat içermektedir. Om: Yumrular halinde	Serpantinit
-46	Ağ/Elek doku	Srp	-Demir oksit dolgulu çatlaklar	Serpantinit
-47	Holokristalin prototanesel	Dol+Qtz+Om	Qtz: İnce taneli kalsedonik Dol: Sparitik -Demir oksit dolgulu çatlaklar -Elek/ağ dokusu korunmuş	Ofidolomit
-49	Holokristalin prototanesel	Phl+Qtz+Dol+Om	Dol: Mikrosparitik Phl: İri taneli, Qtz: İnce taneli	Flogopitli lisfenit
-50	Holokristalin prototanesel	Cal+Dol+Qtz	Qtz: yer yer iri taneli Cal: yer yer ışınal görümlü -Karbonat mineralleri iri yer yer ince taneli	Ofidolomit
-52	Holokristalin prototanesel	Pl+Dol+Qtz+Phl+Om±Cal	Dol: Çubuksu-prizmatik, yer yer özşekilli Qtz: İnce-yer yer iri taneli gözenek dolgulu Pl: Yarıözşekilli Om: Özşekilli	Flogopitli lisfenit
-53	Holokristalin prototanesel	Phl+Om+Qtz+Dol	Phl: İri taneli Qtz: ince taneli ,Demir oksit mineralleri ince	Flogopitli lisfenit

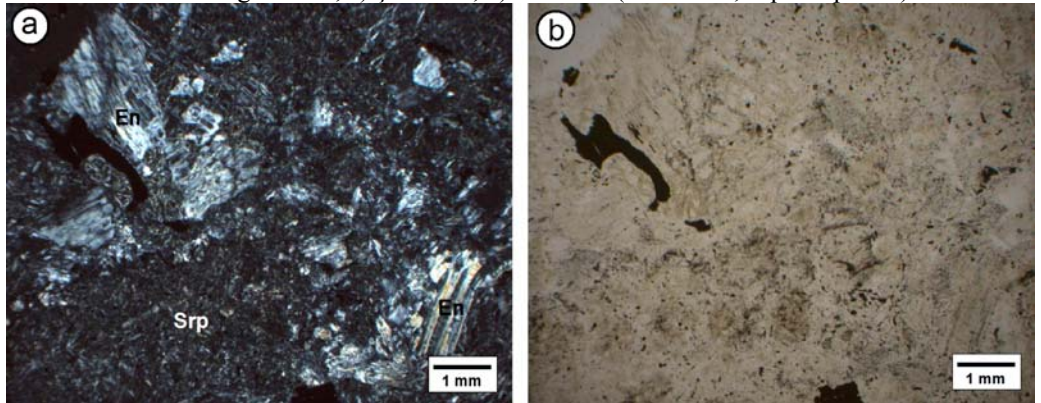
			taneli, yer yer damar-çatlak dolgulu yığılımlar halinde	
-63	Holokristalin prototanesel	Cal+Qtz+Bt	Cal: İri taneli Qtz :İnce taneli kalsedonik kuvarslar mikro kırık- gözenek dolgusu şeklinde Bt: Yeşil renkli	Lisfenit
-65	Holokristalin prototanesel	Dol+Qtz±Om±Fel	Qtz: İnce taneli -Kalıntı Fel serizitleşmiş	Flogopitli lisfenit

Cal=Kalsit, Arg=Aragonit, Dol=Dolomit, Mgs=Manyezit, Sd=Siderit, Qtz=Kuvars, Fel=Feldispat, Pl=Plajiyoklaz, Phl=Flogopit, Srp=Serpantin, Gt=Götit, Ap=Apatit, Ol=Olivin, En=Enstatit, Bt=Biyotit, Px=Piroksen, Ep=Epidot, Om=Opak mineraller

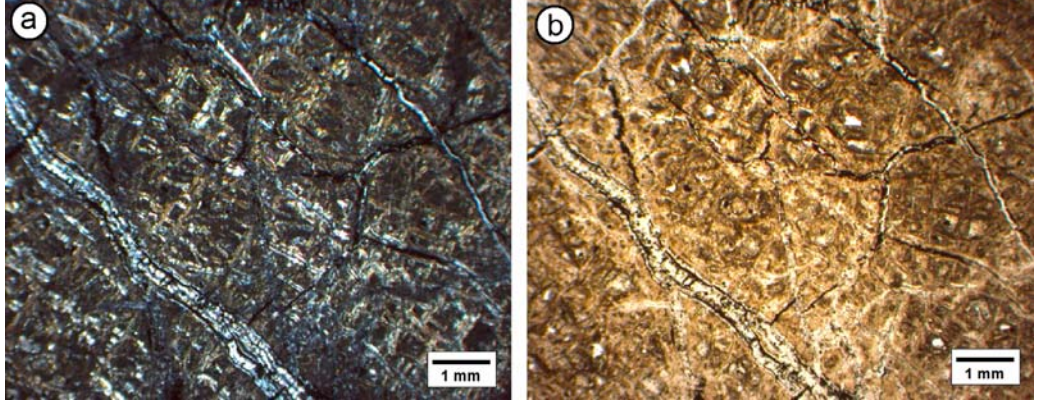
Flogopit içermeyen lisfenitler; mikrosparitik veya saparitik dokulu olup, kalsit, dolomit, manyezit, kuvars, Fe-oksitler ve kalıntı serpantin içermektedir (Şekil 5.5, 5.6). Matrikste killeşme yer yer killeşme, gözeneklerde iri taneli karbonat, gözenek ve çatlaklarda kalsedonik kuvars gözlenmektedir. Ofikarbonatlar içerdikleri karbonat mineralinin türüne göre; ofikalsidolomit, ofidolomit ve ofimanyezit olarak adlandırılmıştır.



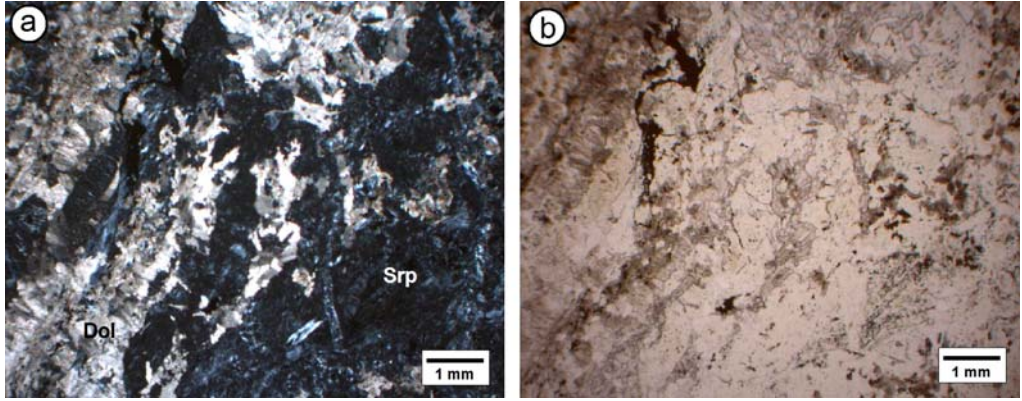
Şekil 5.1. Serpantinite örneğinde (MHK-26) kalıntı olivinler ve serpantin mineralleriyle oluşturulan saat camı ve ağ dokusu, a) çift nikol, b) tek nikol (Ol: Olivin, Srp: Serpantin).



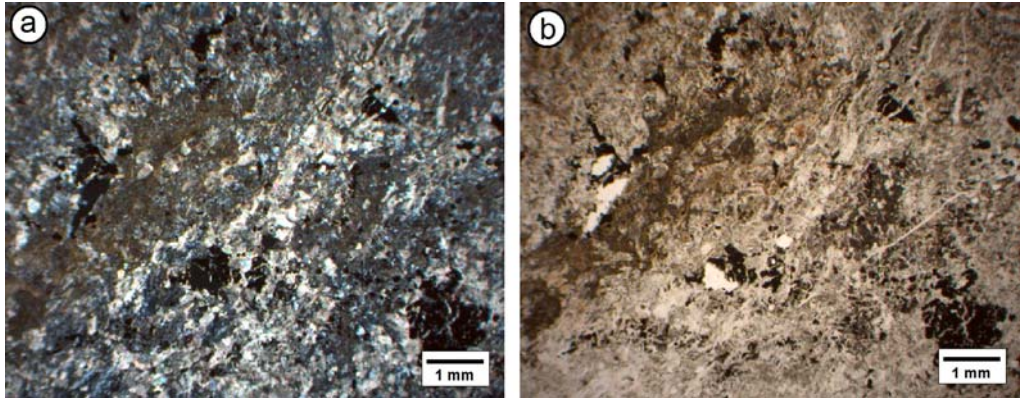
Şekil 5.2. Serpantinite örneğinde (MHK-23) ince taneli serpantin ve kısmen serpantinleşmiş yarı özşekilli prizmatik enstatit mineralleri a) çift nikol, b) tek nikol (Srp: Serpantin, En: Enstatit).



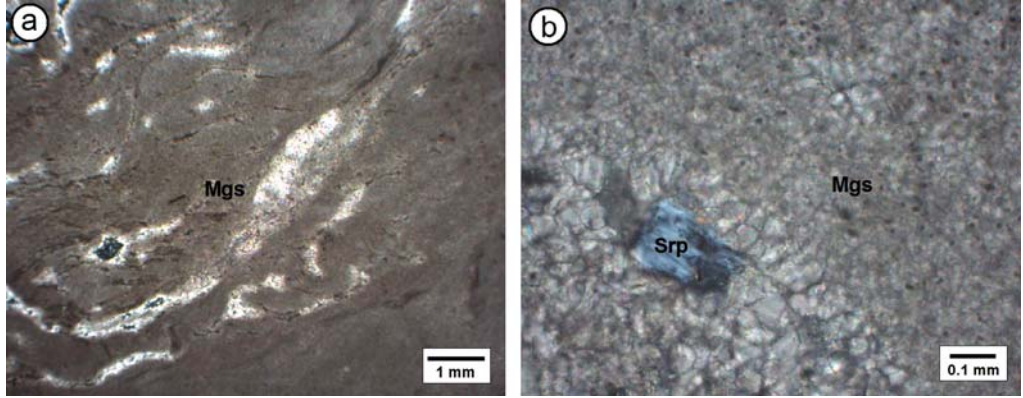
Şekil 5.3. Serpantinit örneğinde (MHK-46) ağ dokusu ve lifsel krizotil dolgulu damarlar, a) çift nikol, b) tek nikol (Ctl: Krizotil, Srp: Serpantin).



Şekil 5.4. Lisfenitik serpentinit örneğinde (MHK-11) levhamsı ve şerit dokulu serpentinit ve spartitik dolomit mineralleri, a) çift nikol, b) tek nikol (Srp: Serpantin, Dol: Dolomit).



Şekil 5.5. Lisfenit örneğinde (MHK-14) serpentinitlere özgü korunmuş ağ dokusu ve küçük kristalli kuvars ile mikritik-mikrosparitik dolomit oluşumları, a) çift nikol, b) tek nikol.

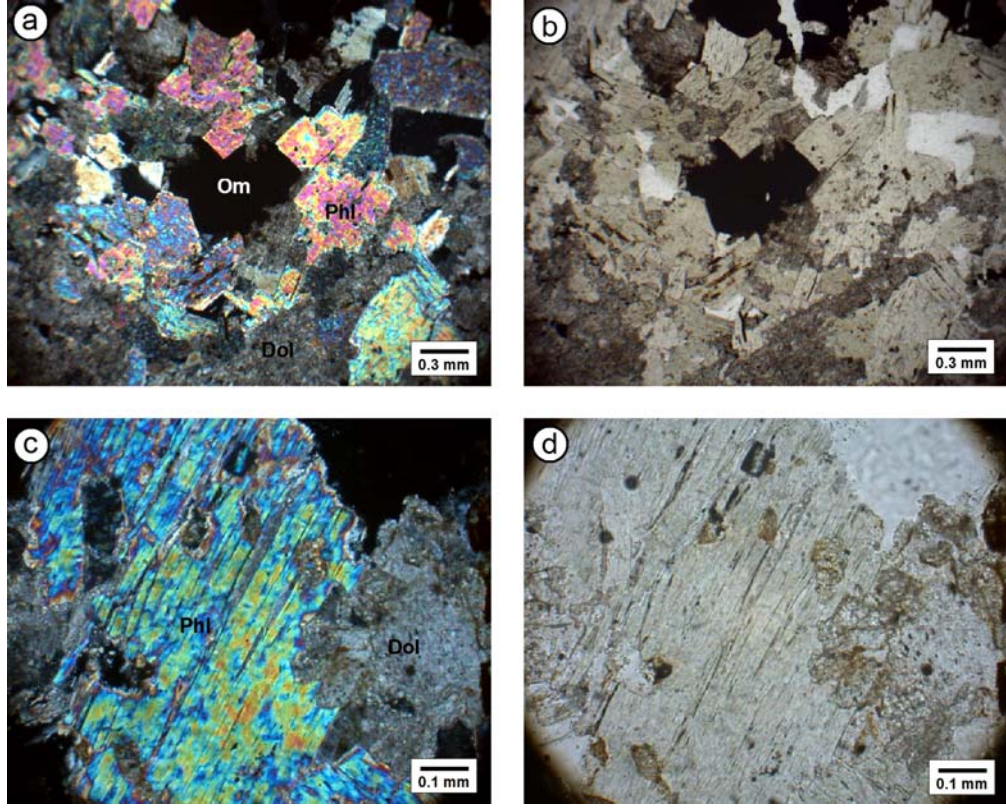


Şekil 5.6. Ofimanyezitlerde mikritik dokulu manyezitler ve lifsel serpantin kalıntıları a) MHK-31, çift nikol, b) MHK-25, çift nikol (Mgs: Manyezit, Srp: Serpantinit).

Flogopit içeren lifenitlerde ince-iri taneli yarı özşekilli karbonat (kalsit ve/veya dolomit) ve özşekilli Fe-oksit mineralleri (Götit ve/veya hematit) yaygın, serpantin kalıntıları ise çok az olarak gözlenmektedir. İri taneli öz şekilli-yarı özşekilli c-eksenine paralel flogopit mineralleri karbonat mineralleri çevrenmiş (Şekil 5.7a-b) ve/veya keser konumdadır (Şekil 5.7c-d). c-eksenine dik kesitler de sunan flogopitlerin arasını karbonatların yanı sıra, ince taneli kuvarslarda doldurabilmektedir (Şekil 5.8). Kalsedonik kuvarslar flogopit levhalarını kesebilmekte, ayrıca opak mineraller dilinim düzlemlerinde çökelebilmektedir (Şekil 5.9). Renksiz flogopitlerde yer yer dilinim düzlemlerine paralel gelişmiş yeşil renkli lameller biçiminde mineral dönüşümleri (karışık tabakalı flogopit-talk?) izlenmektedir (Şekil 5.10).

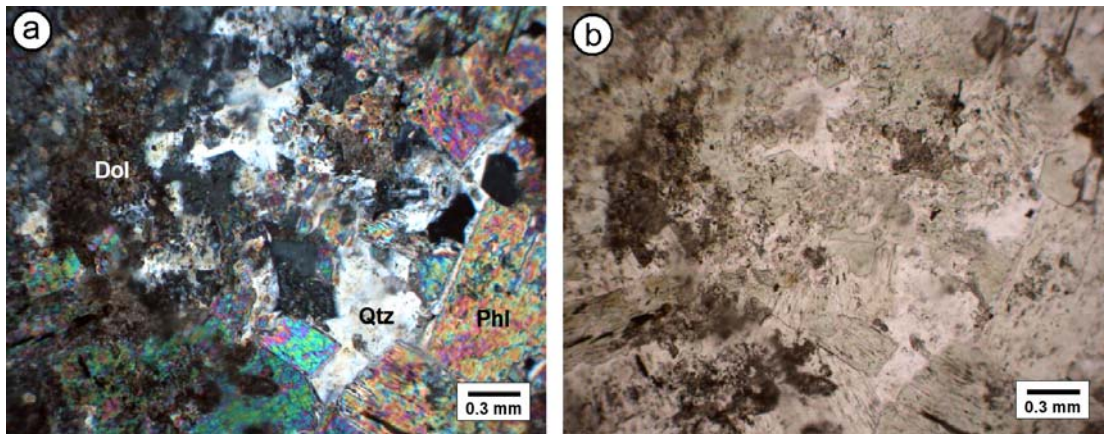
Gözeneklere karbonat, silis ve demir oluşumları, bu minerallerin flogopitleri keser ve/veya kemirmesi lisfenitleşmenin sonraki bir süreci temsil ettiğini göstermektedir.



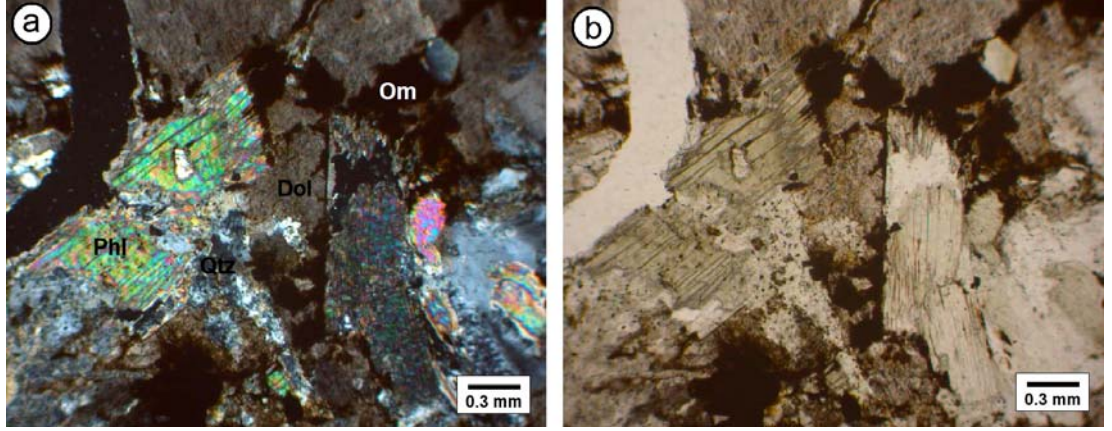


Şekil 5.7. Flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-3) yarı özşekilli levhamsı flogopit, özşekilsiz dolomit ve özşekilli opak mineraller, a) çift nikol, b) tek nikol. Flogopitleri keser ve kemirmiş konumda oluşmuş sparitik dolomit mineralleri, c) çift nikol, tek nikol. (Phl: Flogopit, Dol: Dolomit, Om: Opak mineral).

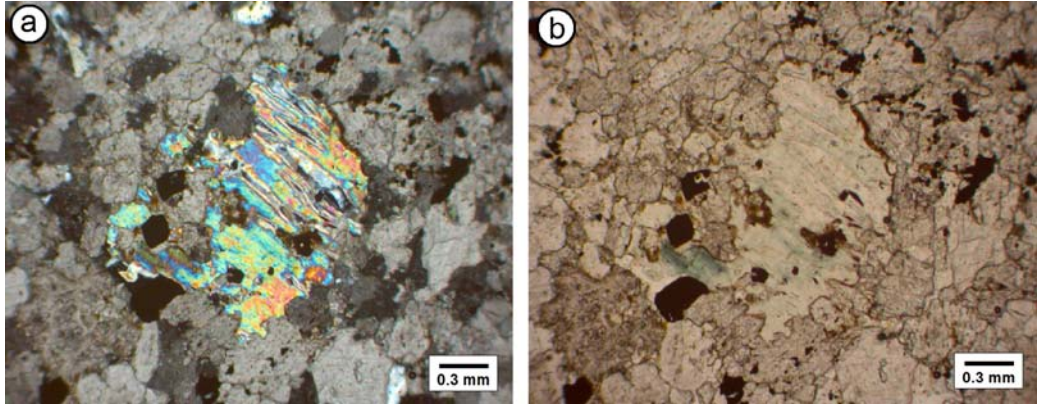
Lisfenitlerde pirometasomatizmanın izlerini gösteren biyotit (Şekil 5.11) ve epidot (Şekil 5.12) minerallerine de rastlanılmaktadır.



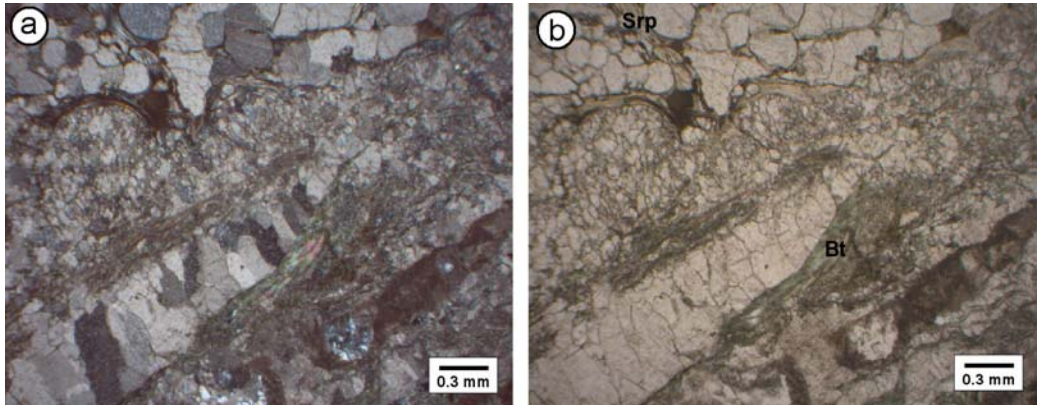
Şekil 5.8. Flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-9) yarı özşekilli-özşekilli yer yer altıgen kesitler sunan levhamsı flogopitler ve bunların arasını dolduran ince taneli kuvars ve dolomit oluşumları, a) çift nikol, b) tek nikol (Phl: Flogopit, Qtz: Kuvars, Dol: Dolomit).



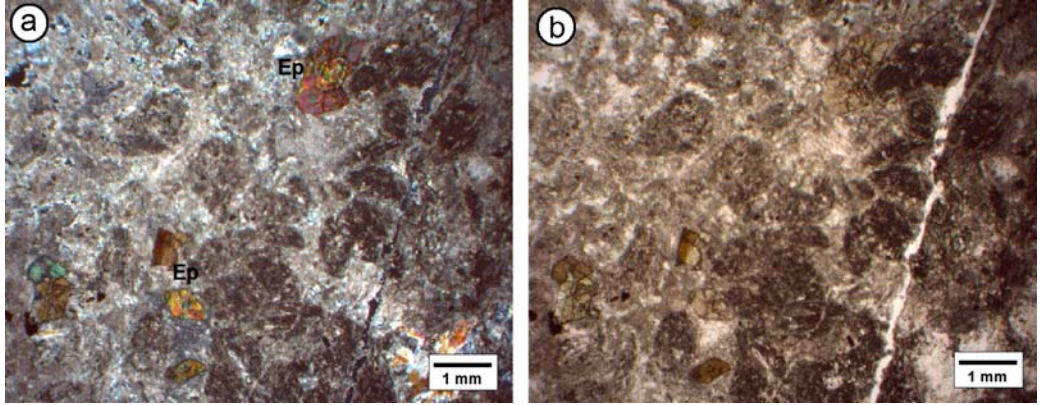
Şekil 5.9. Flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-37) levhamsı flogopitleri kesen ince taneli kalsedonik kuvars ve sparitik dolomit kristalleri ile flogopitlerin dilinim düzlemleri içerisine doğru gelişen opak mineraller, a) çift nikol b) tek nikol (Phl: Flogopit, Dol: Dolomit, Qtz: Kuvars, Om: Opak mineral).



Şekil 5.10. Flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-42) sparitik dolomitlerce kemirilmiş görünümlü flogopitlerde renksiz ve açık yeşil renkli lameller, a) çift nikol b) tek nikol.



Şekil 5.11. Lisfenit örneğinde (MHK-63) levhamsı serpantin ve biyotit ile kalsedonik kuvars mineralleri, a) çift nikol, b) tek nikol (Srp: Serpantinit, Bt: Biyotit)



Şekil 5.12. Lisfenit örneğinde (MHK-62) yarı özşekilli-özşekilli ve zonlu dokulu epidot mineralleri, a) çift nikol, b) tek nikol.

### 5.1.2. Pirometasomatizma ile ilişkili kayalar

Bu tür alterasyonlara uğramış kayaların petrografik inceleme sonuçları Çizelge 5.2 de verilmiş olup; ana kayaca göre önemli farklılıklar sunmaktadır.

Holokristalin porfirik dokulu diyazbazlarda, başlıca iri taneli yarı özşekilli kısa ve çubuksu prizmatik ojit, yaygın killeşme ve serizitleşme gösteren plajiyoklazlar tarafından çevrelenmiştir. İnce taneli yer yer serizitik görümlü biyotitler ile çatlaklarda bulunan ışınal kalsedonik kuvarslar alterasyon ürünlerini temsil etmektedir (Şekil 5.13).

Diyoritler; holokristalin taneseli dokulu olup; ana minerallerini plajiyoklaz ve hornblend oluşturmaktadır. Hornblendlerden itibaren gelişmiş biyotit; ayrıca skapolit, epidot, Fe-oksitler (hematit ve götit), gözeneklerdeki kuvars ve karbonatlar pirometasomatizma ile ilişkili neoformasyon mineralleridir.

Holokristalin taneseli dokulu gabrolar; başlıca plajiyoklaz ve ojit içermektedir.

Ojitler bir örnekte tümüyle serpantinleşme ve kloritleşme, diğerinde biyotitleşme; plajiyoklazlar ise serizitleşme, karbonatlaşma ve epidotlaşma göstermektedir (Şekil 5.14).

Siyenit porfirler; ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit ve skapolit içermektedir. Çatlaklarda kuvars, gözeneklerde dolomit, jarosit ve Fe-oksit minerallerine de rastlanılmaktadır (Şekil 5.15).

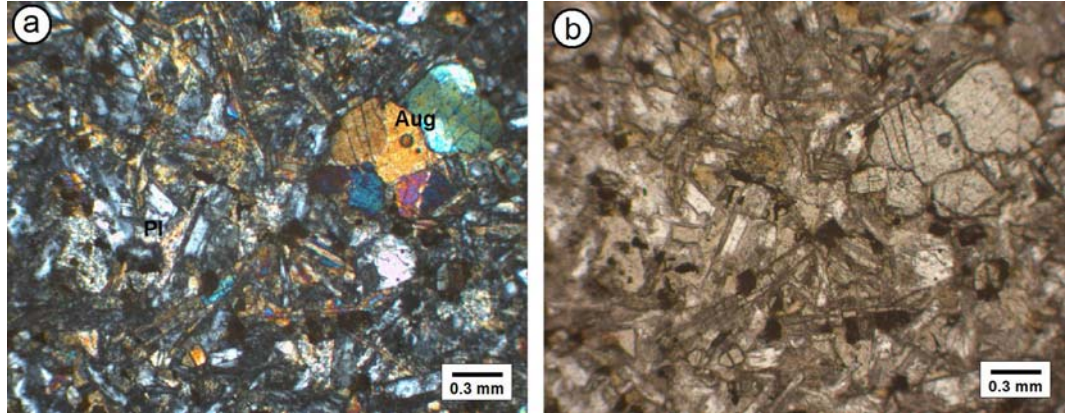
Yarı özşekilli çubuksu prizmatik ve özşekilsiz skapolit, renksiz pirop türü granat ve ince taneli epidot gibi tipik metamorfik mineraller içeren ve yönlü doku göstermeyen porfiroblastik dokulu kayaçlar–fels son eki ile adlandırılmıştır. Bu minerallere ek olarak yeşil renkli serizitik görünümlü biyotit, kuvars, yer yer sparitik büyüklükte karbonatlar (kalsit ve dolomit) ve Fe-oksitler de belirlenmiştir (Şekil 5.16, 17, 18). Bozuşmuş bu kayaçlarda killeşme ve serizitleşme türü bozuşmalar yaygındır.

Çizelge 5.2. Pirometasomatizma ile ilişkili kayaç örneklerinin optik mikroskopi inceleme sonuçları.

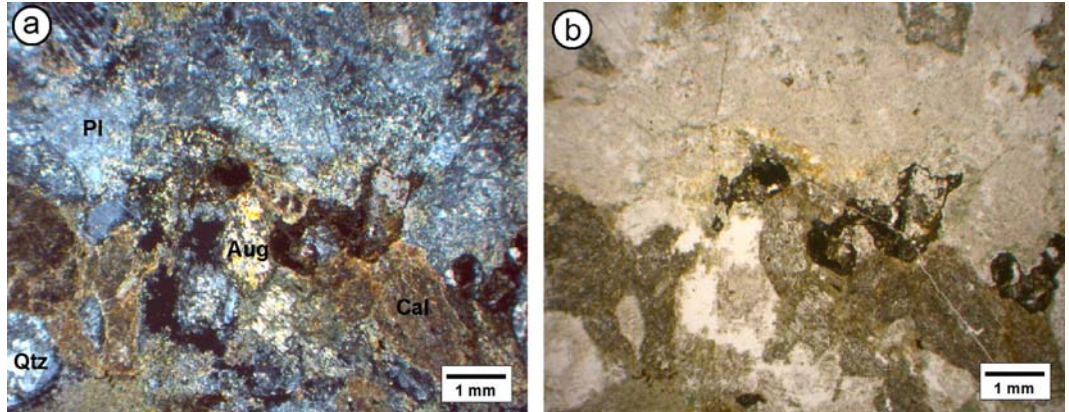
Örnek No	Doku	Mineralojik bileşim	Özellikler	Kayaç/ Mineral
MHK-16	Holokristalin - taneşel	Pl+Hbl±Scp±Ap±Qtz±Ep±Grt	Pl: Serizitleşme, karbonatlaşma, killeşme Hbl: Çubuksu Scp: Çubuksu, az çatlaklı Bt: Levhamsı, Hbl'den itibaren Ep: İnce taneli Hem: Fe-oksidasyonu Grt: İri taneli Qtz: Gözeneklerde	Bozuşmuş diyorit
-17	Holokristalin - taneşel	Pl+Hbl±Scp±Ap±Qtz±Ep±Grt+Om	Pl: Yaygın serizitleşme, karbonatlaşma, killeşme Hbl: Çubuksu Scp: Çubuksu, az çatlaklı Bt: Levhamsı, Hbl'den itibaren Ep: İnce taneli Grt: İri taneli Qtz: Gözeneklerde	Bozuşmuş diyorit
-32	Holokristalin porfirik	Aug+Pl+Om	-Aug: Yaygın -Pl: Yaygın killeşme, serizitleşme -Bt: İnce taneli yer yer serizitik görünümlü Çatlaklar ışınal Qtz dolgulu	Diyabaz
-36	Holokristalin - taneşel	Pl+Aug+Om	Cal: Mikro çatlak dolgusu şeklinde Aug: Öz şekilli prizmatik, yer yer ince taneli mikrolitlerden itibaren gelişmiş Srp -Bol saçınım şeklinde Hem yumruları	Bozuşmuş gabro
-51	Holokristalin - taneşel	Pl+Aug+Om	Pl: Serizitleşme, karbonatlaşma, epidotlaşma Aug: Biyotitleşme Qtz: Gözeneklerde -Opaklaşmış kalıntı Ol	Bozuşmuş gabro
-54	Porfiroblastik	Bt+Scp+Cal+Dol+Qtz±Pl±Tt±Ep±Ap±Om	Scp: Çubuksu prizmatik Bt: yeşil, serizitik görünümlü, ince taneli	Skapolit-Biyotit fels
-55	Porfiroblastik	Scp+Ep+Dol+Qtz±Tt+Om	Scp: Gri girişim renkli Ep: İnce taneli	Epidot-Skapolit fels
-56	Porfiroblastik	Scp+Ep+Grt+Qtz+Bt+Cal+Dol+Om	Grt: Bol çatlaklı, kahverenkli Ep: Zoyisit-Klinozoyisit	Granat-Epidot-Skapolit Fels
-57	Porfiroblastik	Scp+Grt+Cal+Dol+Qtz+Tt+Bt+Pl+Om	Bt: İnce taneli, serizitik	Biyotit-Granat-Skapolit Fels
-58	Porfiroblastik	Scp+Cal+Bt+Ep+Om	Bt: Serizitik görünümlü Cal: İnce, yer yer iri taneli Scp: Adacıklar halinde -Yaygın yeşilimsi ve ince taneli killeşmeler	Skapolit-Fels

-59	Holokristalin porfirik	Qtz+Fel+Dol+Om	Qtz: İnce taneli kalsedonik -Dol Fe-minerallerine eşlik etmekte	Siyenit porfir
-60	Holokristalin porfirik	Fel+Qtz+Jrs+Om	Jrs: yeşilimsi-kahve renkli, ince taneli -Çatlaklarda ince Qtz dolgulu	Siyenit porfir
-62	Porfiroblastik	Scp+Ep+Cal+Qtz+Bt ±Grt±Pl+Tt+Om	Qtz: İri taneli kalsedonik Bt: Koyu yeşil, yer yer ışnsal serizitik görünümlü Cal: İri taneli mikro çatlak dolgulu	Biyotit-Epidot-Skapolit fels
-66	Porfiroblastik	Cal+Grt+Qtz+Bt +Om	Bt: Yeşil, genellikle ince taneli, lifsi -İri taneli çatlak dolgusu şeklinde Cal+Qtz	Biyotit-Granat fels

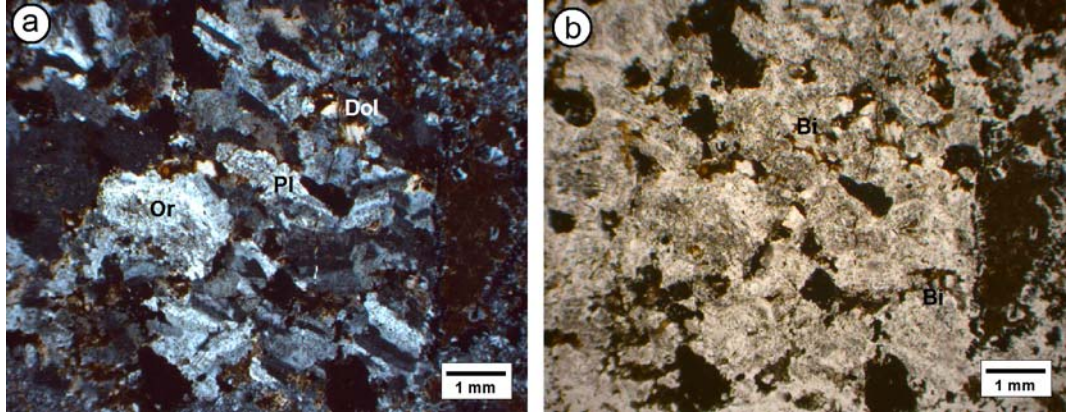
Cal=Kalsit, Dol=Dolomit, Qtz=Kuvars, Fel=Feldispat, Pl=Plajiyoklaz, Hbl=Hornblend, Ap=Apatit, Aug=Ojit, Jrs=Jarosit, Bt=Biyotit, Px=Piroksen, Grt=Granat, Ep=Epidot, Scp=Skapolit, Tt=Titanit, Om=Opak mineraller



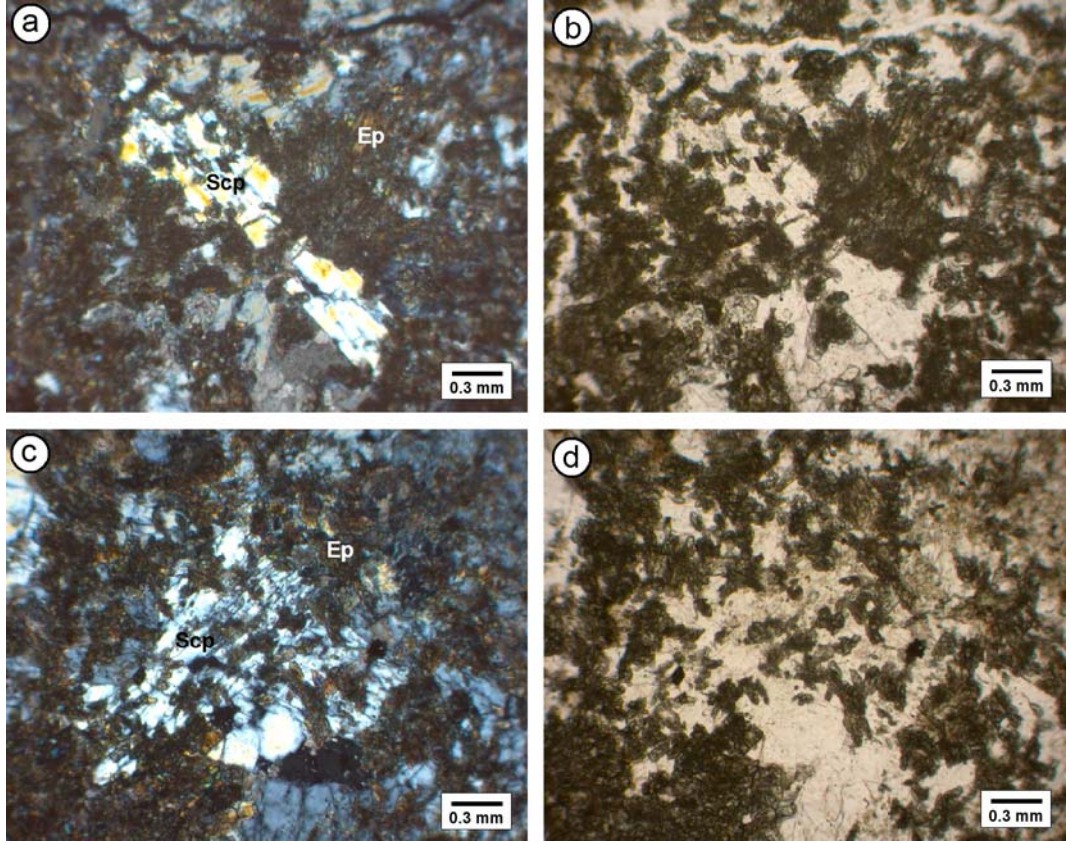
Şekil 5.13. Diyabaz örneğinde (MHK-32) holokristalin porfirik doku, yarı özşekli kısa ve çubuksu prizmatik ojit ve serizitleşmiş çubuksu prizmatik plajiyoklaz kristalleri, a) çift nikol b) tek nikol (Aug: Ojit, Pl: Plajiyoklaz).



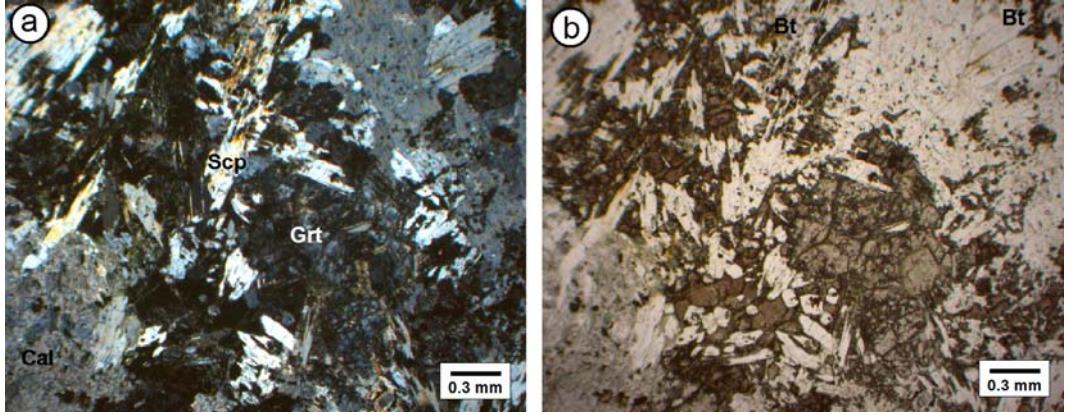
Şekil 5.14. Bozmuş gabro örneğinde (MHK-51) holokristalin taneli doku, serizitleşmiş plajiyoklaz, çubuksu prizmatik ojit, kalsedonik kuvars ve mikrosparitik-sparitik kalsit kristalleri a) çift nikol b) tek nikol (Aug: Ojit, Pl: Plajiyoklaz, Cal: Kalsit).



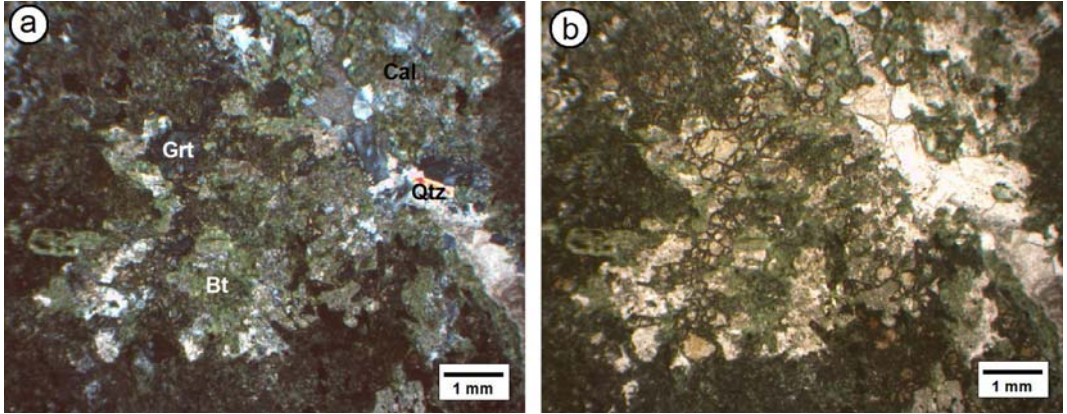
Şekil 5.15. Siyenit porfir örneğinde (MHK-59) yarı özşekilli prizmatik ortoklaz ve plajiyoklaz, özşekilsiz kalsit ve ince taneli biyotit mineralleri a) çift nikol b) tek nikol (Or: Ortoklaz, Pl: Plajiyoklaz, Dol: Dolomit, Bt: Biyotit).



Şekil 5.16. Epidot-skapolit fels örneğinde (MHK-55) yarı özşekilli çubuksu prizmatik ve özşekilsiz skapolit ve küçük kristalli epidot mineralleri a) çift nikol b) tek nikol (Scp: Skapolit, Ep: Epidot).



Şekil 5.17. Biyotit-granat-skapolit fels örneğinde (MHK-57) özşekilsiz yer yer kahverenkli granat, yarı özşekilli çubuksu prizmatik skapolit, sparitik kalsit ve ince taneli biyotit mineralleri a) çift nikol b) tek nikol (Scp: Skapolit, Grt: Granat, Cal: Kalsit, Bt: Biyotit).



Şekil 5.18. Biyotit-granat fels örneğinde (MHK-66) özşekilsiz iri kristalli granat, yeşil renkli serizitik görümlü biyotit ve/veya illit-vermikülit, kalsedonik kuvars ve sparitik görümlü kalsit mineralleri, a) çift nikol b) tek nikol (Grt: Granat, Bt: Biyotit, Qtz: Kuvars, Cal: Kalsit).

## 5.2. X-ışınları incelemeleri

### 5.2.1. Serpantinleşme ile ilişkili kayaçlar

Serpantinleşmeyle ilişkili kayaçların X-ışınları kırınımı tüm kayaç ve kil fraksiyonu çözümü sonuçları Çizelge 5.3’de topluca verilmiştir. Büyük ölçüde serpantin ve lisfenitlerden oluşan bu kayaçlar başlıca kalsit, dolomit, kuvars, feldispat, götit, hematit ve fillosilikat mineralleri içermektedir. Bunlara iki örnekte belirlenen aratabakalı serpantin-talk ile birer örnekte belirlenen malahit ve siderit eşlik etmektedir. İncelenen örneklerin büyük bir bölümü bütünüyle karbonat + fillosilikat (Şekil 5.19-5.21), daha az bir kesimi ise bunlara ek olarak hematit ve

götüt (Şekil 5.22-5.23) veya bütünüyle fillosilikat mineralleri içermektedir (Şekil 5.24).

Belirlenen minerallerin bazı istatistiksel değerlendirme sonuçları Çizelge 5.4'de sunulmuştur. Fillosilikat ve dolomit mineralleri hem bulunuş frekansı hem de aritmetik ortalama bakımından en yüksek yüzdeyi oluşturmaktadır. Bu mineralleri ağırlıklı ortalama değerlerine göre manyezit, kuvars, kalsit, hematit, götüt, feldispat ve aragonit izlemektedir.

Fillosilikat minerallerini serpantin, flogopit, smektit, talk, klorit, vermikülit, aratabakalı flogopit-vermikülit ve serpantin-talk oluşturmaktadır (bak Çizelge 5.3). En yaygın fillosilikat birlikteliğini smektit + flogopit + serpantin + P-V (Şekil 5.25 ve 5.26) ve bütünüyle serpantin ve flogopitten oluşan tek mineralli fazlar (Şekil 5.27 ve 5.28) oluşturmaktadır. Bunlara ek olarak az sayıdaki örnekte smektit + flogopit + klorit + serpantin + talk + P-V (Şekil 5.29), serpantin + talk (Şekil 5.30), serpantin + S-T (Şekil 5.31) ve flogopit + vermikülit + P-V (Şekil 5.32) birliktelikleri de belirlenmiştir. Darılı bölgesinden alınan bütünüyle flogopit yapraklarından oluşan örnekte bütünüyle flogopit, buna karşın Kuluncak bölgesinden alınan ve Darılı bölgesinden alınan örnekle aynı görünüm sunan flogopit örneğinde ise flogopit + vermikülit + P-V birlikteliği (bak Şekil 5.32) belirlenmiştir. Flogopitlerin vermikülitte dönüşümü işaret eden bu durum Kuluncak bölgesindeki pirometasomatizma ile ilişkili gözükmektedir.

Fillosilikat minerallerinin bazı istatistiksel değerlendirme sonuçlarına göre, serpantin, flogopit ve smektit en bol gözlenen mineralleri oluşturmaktadır. Flogopit-vermikülit aratabakalıları smektitlere göre daha çok örnekte gözlenmekle birlikte, aritmetik ortalama değerlerinin düşük olması nedeniyle smektite göre daha düşük ağırlıklı ortalama değerlerine sahiptir. Düşük miktarda gözlenen diğer mineraller bağıl ortalama değerlerine göre talk, klorit ve vermikülit biçiminde sıralanmaktadır.



Çizelge 5.3. Serpantinleşme ile ilişkili kayaçların XRD-TK ve KF çözümü sonuçları (%).

Ör. No	XRD-TK										XRD-KF								Kayaç/Mineral
	Cal	Arg	Dol	Mgs	Qtz	Fel	Gt	Hem	Phs	DM	Sm	Phl	Chl	Vrm	Srp	Tlc	P-V	S-T	
MHK-1									100										Flogopit
-2									100										Flogopit
-3			7		3				90		37	30			13		20		Flogopitli lisfenit
-4			21		7				72		19	49			2		30		Flogopitli lisfenit
-5					15		30	45		MI10									Fe-cevheri
-6			6		4				90		22	35				17	26		Flogopitli lisfenit
-7					11		38	15	36			100							Flogopitli götit
-9			5				5		90		29	49			6		16		Flogopitli lisfenit
-10							5		95		27	27			9		37		Flogopitli götit
-11			17						83						100				Lisfenitik serpantinit
-12	4		22						75						100				Lisfenitik serpantinit
-13	37		6		56														Lisfenit
-14			24		32		21	23											Lisfenit
-15			26		6		6		62		19	21	14		12	10	24		Flogopitli lisfenit
-18	93		6		1														Ofikalsit
-19				95					5										Ofimanyezit
-20				82					18						100				Ofimanyezit
-21									100						100				Serpantinit
-22	29	46							25						100				Ofikarbonat
-23									100						100				Serpantinit
-24			9						91						100				Serpantinit
-25				92					8						100				Ofimanyezit
-26									100						90			10	Serpantinit
-27			35						65						100				Lisfenitik serpantinit
-28			1	73					26						70	30			Lisfenit
-29			2	3					95						100				Serpantinit
-30				96					4						100				Ofimanyezit
-31				96					4						100				Ofimanyezit
-33									100						100				Serpantinit
-34		50							50						100				Lisfenitik serpantinit
-35									100						100				Serpantinit
-37	8		41		30				21		45	26			7		22		Flogopitli lisfenit
-38	2		9		10		8	6	66		15	52			25		8		Flogopitli lisfenit
-39	4		5		10		28	40	13										Fe-cevheri
-40			73						27		36	24			11		29		Flogopitli lisfenit
-41			24		32		7	10		Sd28									Ofikarbonat
-42			42		5			21	32		79				5	16			Flogopitli lisfenit
-43	12		20		53		3	5	7										Ofikalsit
-44			5						95			56		44					Serpantinit
-45			58						42			24			76				Lisfenit
-46									100						95			5	Serpantinit
-47			25		75														Ofidolomit
-48									100			55		23			22		Flogopit
-49			3						97			87			4		9		Flogopitli lisfenit
-50	6		77		18														Ofidolomit
-52	7		33		23	9			28			47	29		24				Flogopitli lisfenit
-53			10		13				77			100							Flogopitli lisfenit
-61	25		43		2		19		11		62	16					22		Lisfenit
-63	77		4		8				11										Lisfenit
-65			25		12	22			41			100							Flogopitli lisfenit

Cal=Kalsit, Arg=Aragonit, Dol=Dolomit, Mgs=Manyezit, Sd=Siderit, Qtz=Kuvars, Fel=Feldispat, Gt=Götüt, Hem=Hematit, MI=Malahit, Phs=Fillosilikat mineralleri, Sm=Smektit, Phl=Flogopit, Ill=Illit, Chl=Klorit, Vrm=Vermikülit, Srp=Serpantin, Tlc=Talk, P-V=Flogopit-Vermikülit, S-T=Serpantin-Talk

Çizelge 5.4. Serpantinleşme ile ilişkili kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Aritmetik Ortalama	Ağırlıklı Ortalama*
Kalsit	24	2	93	25	6
Aragonit	4	46	50	48	1
Dolomit	60	1	77	23	14
Manyezit	14	3	96	77	11
Kuvars	44	1	56	19	8
Feldispat	4	9	22	16	1
Götit	22	3	38	15	3
Hematit	16	5	45	21	3
Fillosilikat	86	4	100	59	50
Malahit	2	10	10	10	E
Siderit	28	28	28	28	E
TOPLAM					100

\*Ağırlıklı ortalama (%)=(Mineralin Bulunuş frekansı x Aritmetik ortalaması)/100, E=Eser (<%1).

Çizelge 5.5. Serpantinleşme ile ilişkili kayaçlardaki fillosilikat minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Aritmetik Ortalama	Ağırlıklı Ortalama*
Smektit	28	15	79	35	10
Flogopit	46	16	100	57	26
Klorit	10	14	56	31	3
Vermikülit	3	23	23	23	1
Serpantin	77	2	100	64	49
Talk	13	10	76	30	4
P-V	31	8	37	22	7
S-T	5	5	10	8	E
TOPLAM					100

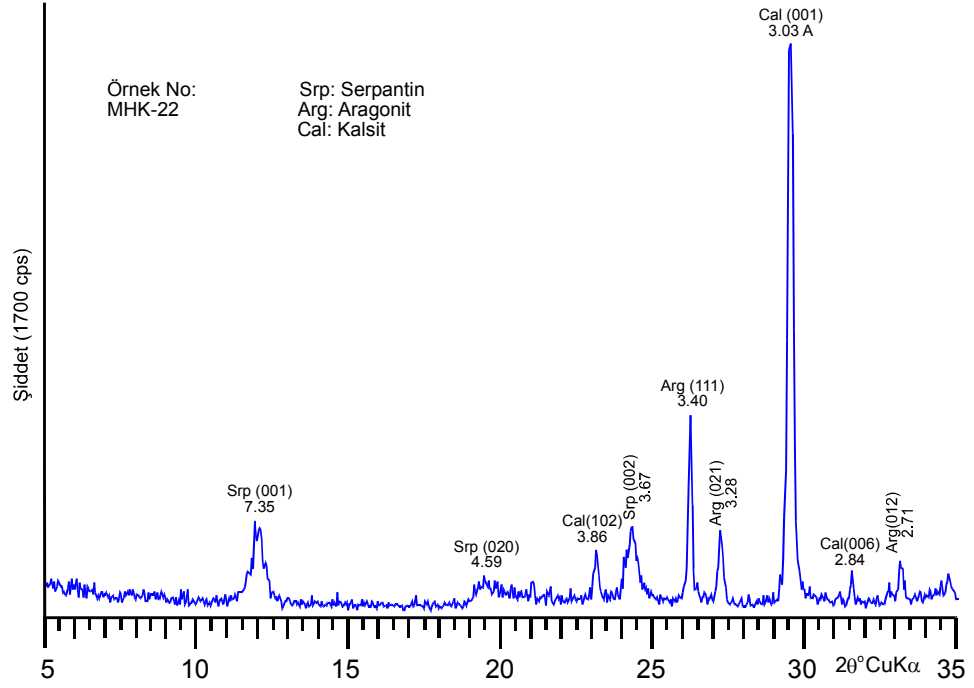
\*Ağırlıklı ortalama (%)=(Mineralin Bulunuş frekansı x Aritmetik ortalaması)/100, E=Eser (<%1).

1 adet saf flogopit ve 2 adet serpantin olmak üzere üç örnekte politipi incelemeleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.33 ve 5.34).

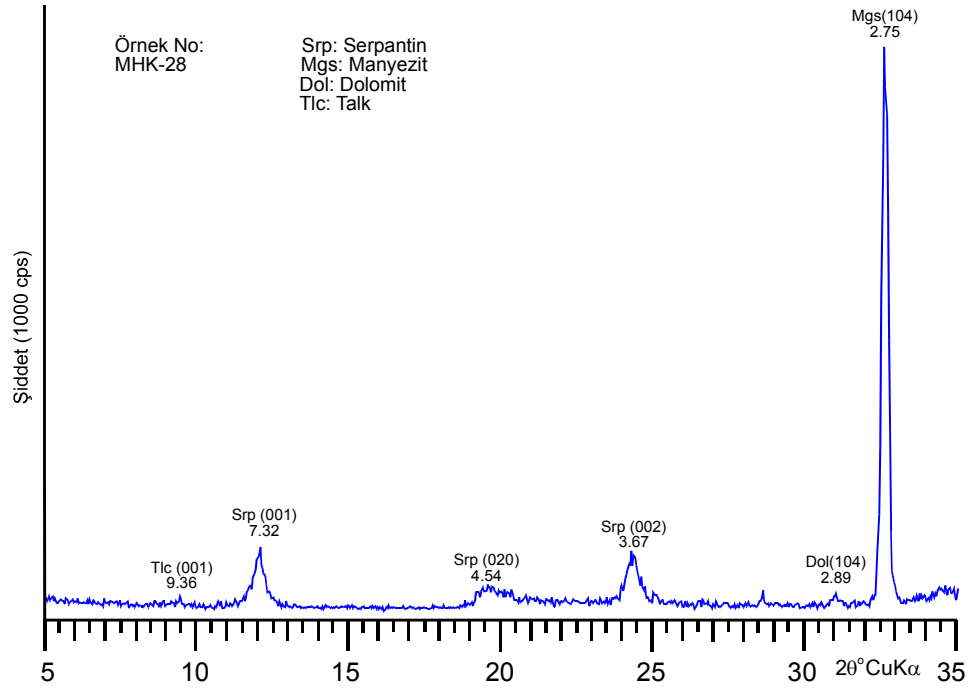
Flogopitler Bailey (1980) tarafından verilen ayırtman pik değerleri ve şiddetlerine göre 1M (1 tabakalı monoklinik) politipini temsil etmektedir. Flogopitler için 1M politipini karakterize eden ayırtman pikler 4.59, 4.55, 3.92, 3.65, 3.39, 3.144 ve 2.513 Å olarak sıralanabilir (Şekil 5.33).

Serpantin mineralleri ise, Bailey (1988) tarafından önerilen yöntemle göre; 2.50, 2.15 ve 1.80 Å'daki pik şiddetleri ile C-yapısal grubuna, 1.74 ve 1.80 Å ayırtman piklerinin varlığı ve 2.15, 2.66, 3.67 ve 3.91ve 4.60 Å'daki piklerinin

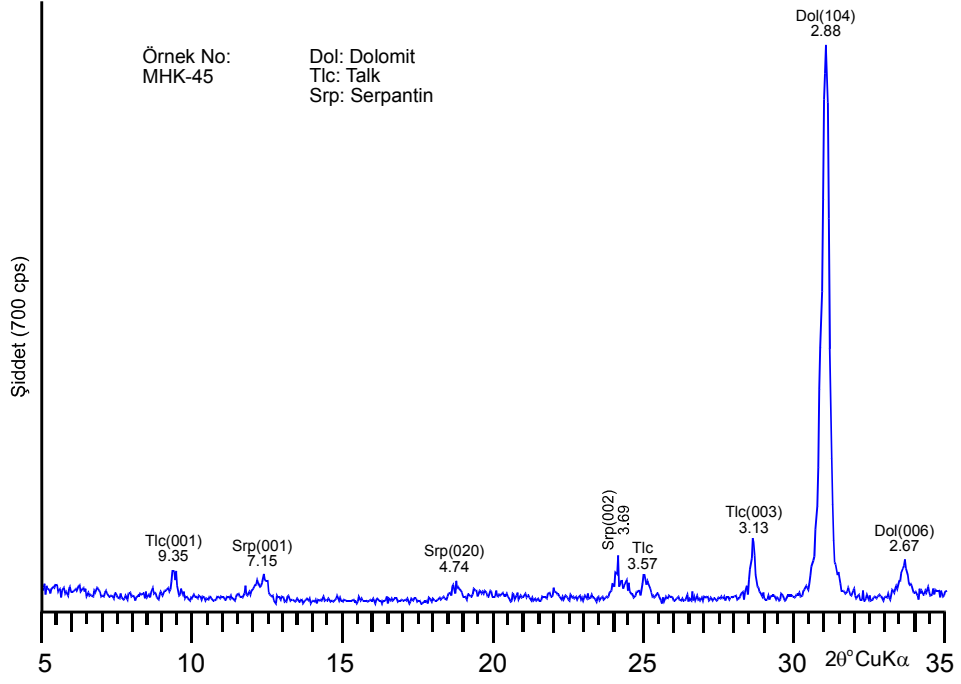
diğer politiplerine göre daha şiddetli olması nedeniyle 1M politipini (lizardit) yansıtmaktadır (Şekil 5.34).



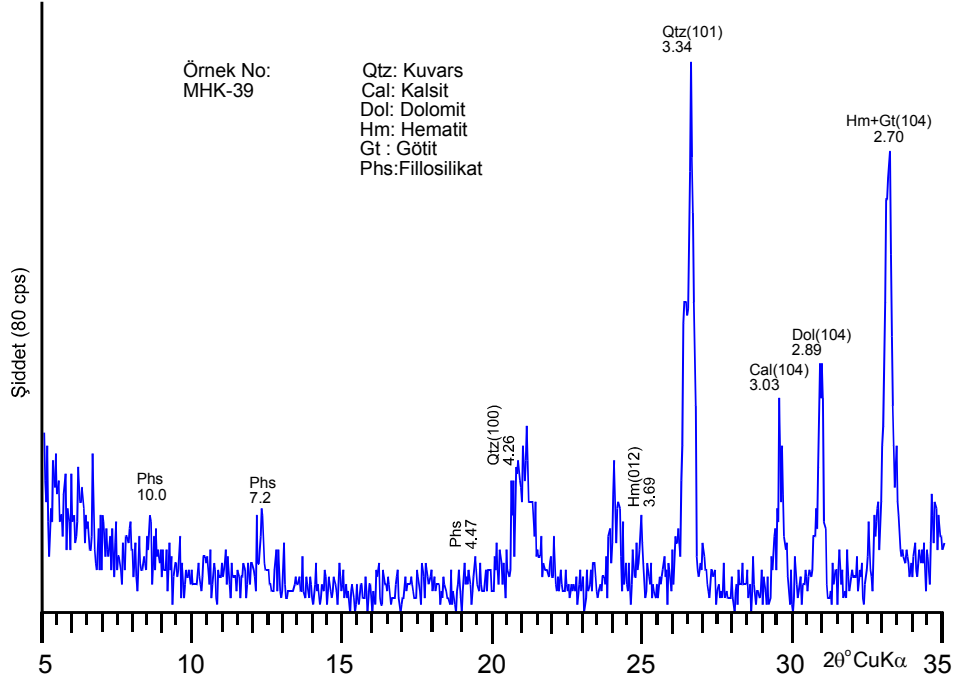
Şekil 5.19. Divriği ofiyolitli karışığında alınan ofikarbonat örneğinde (MHK-22) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.



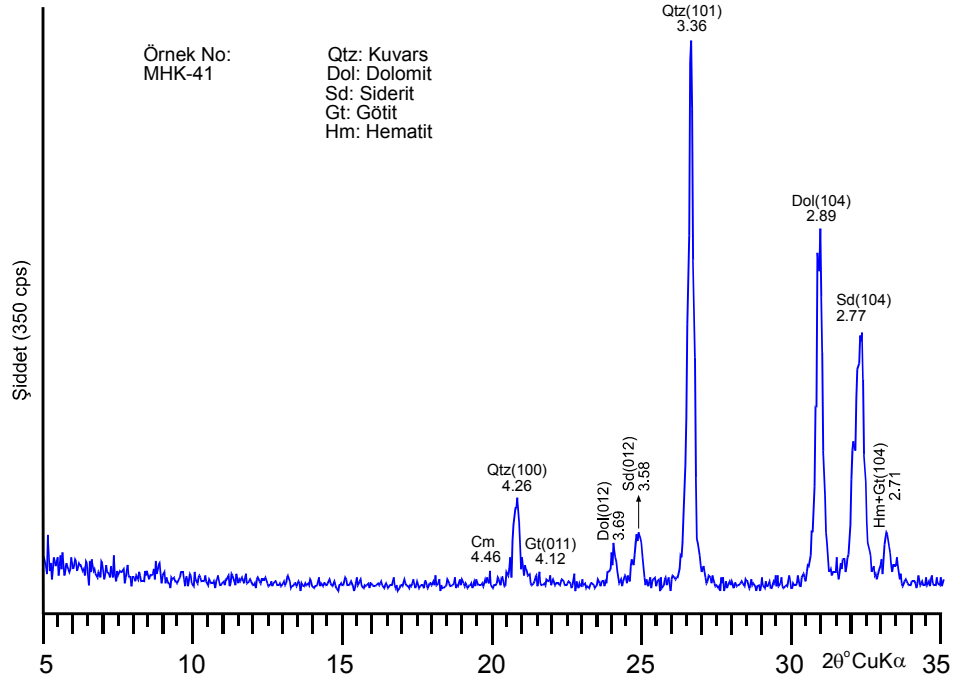
Şekil 5.20. Divriği ofiyolitli karışığında alınan lisfenit örneğinde (MHK-28) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.



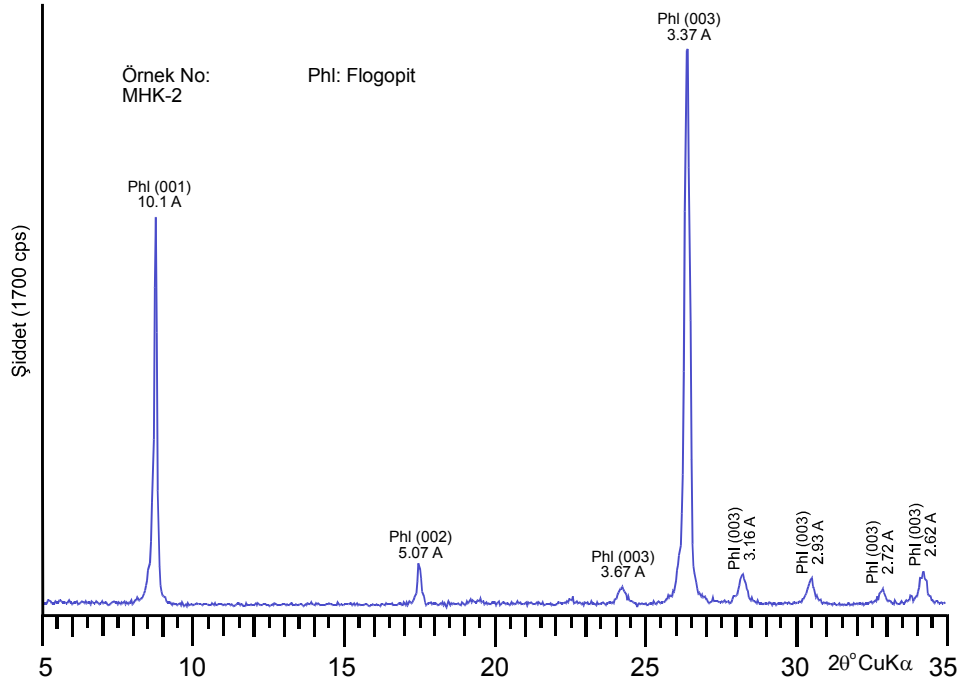
Şekil 5.21. Divriği ofiyolitli karışığında alınan lisfenit örneğinde (MHK-45) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.



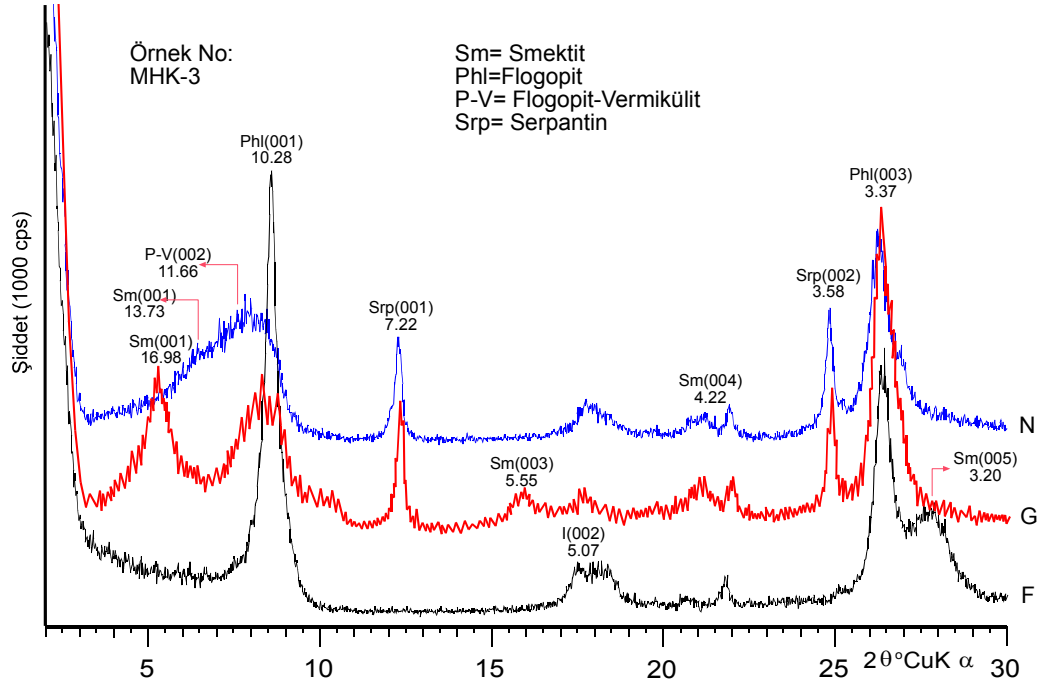
Şekil 5.22. Divriği ofiyolitli karışığında alınan demir cevheri örneğinde (MHK-39) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.



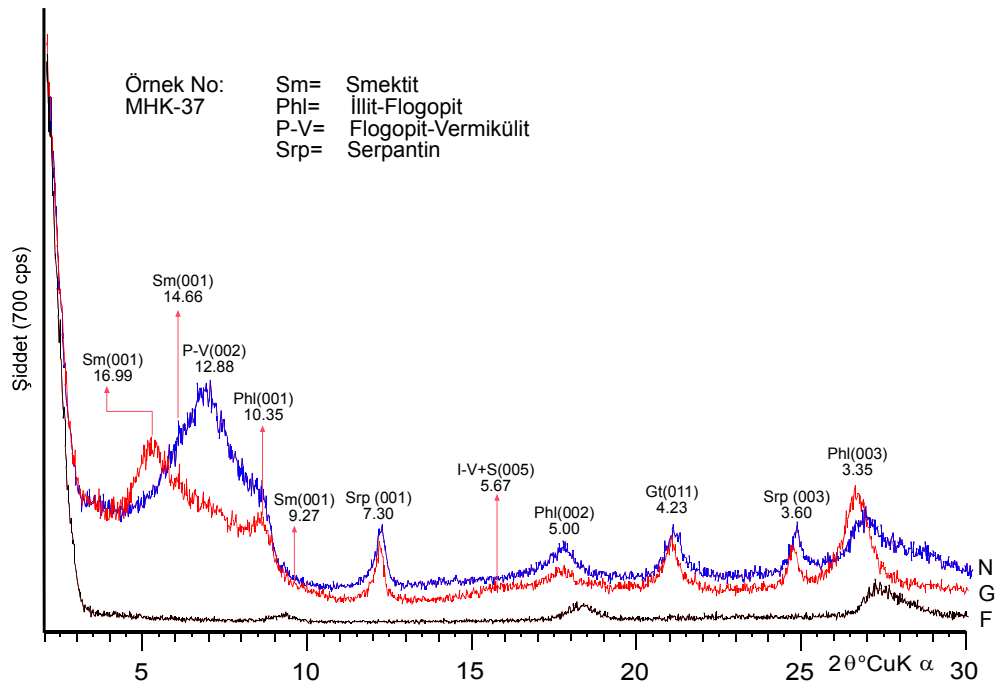
Şekil 5.23. Divriği ofiyolitli karışığından alınan ofikarbonat örneğinde (MHK-41) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.



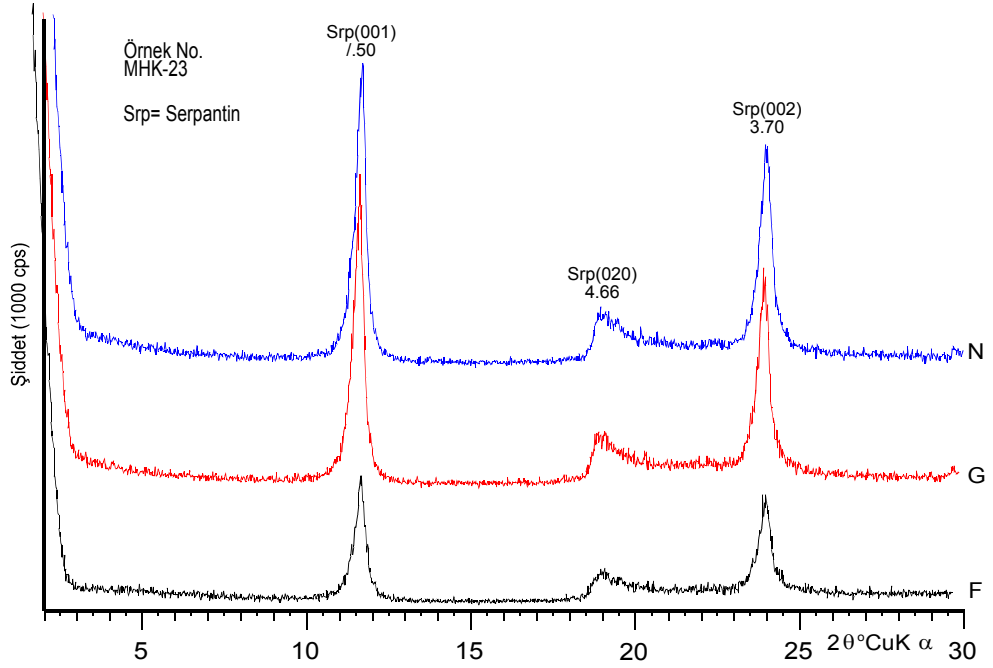
Şekil 5.24. Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopit örneğinde (MHK-2) belirlenen flogopit mineralinin XRD-TK difraktogramı.



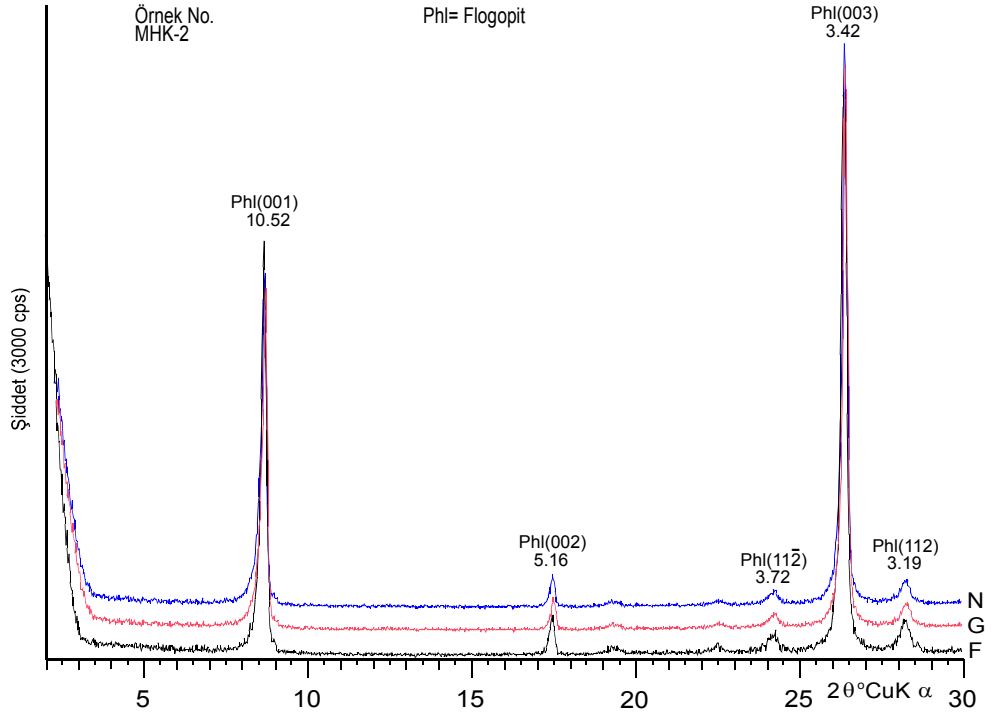
Şekil 5.25. Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-3) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.



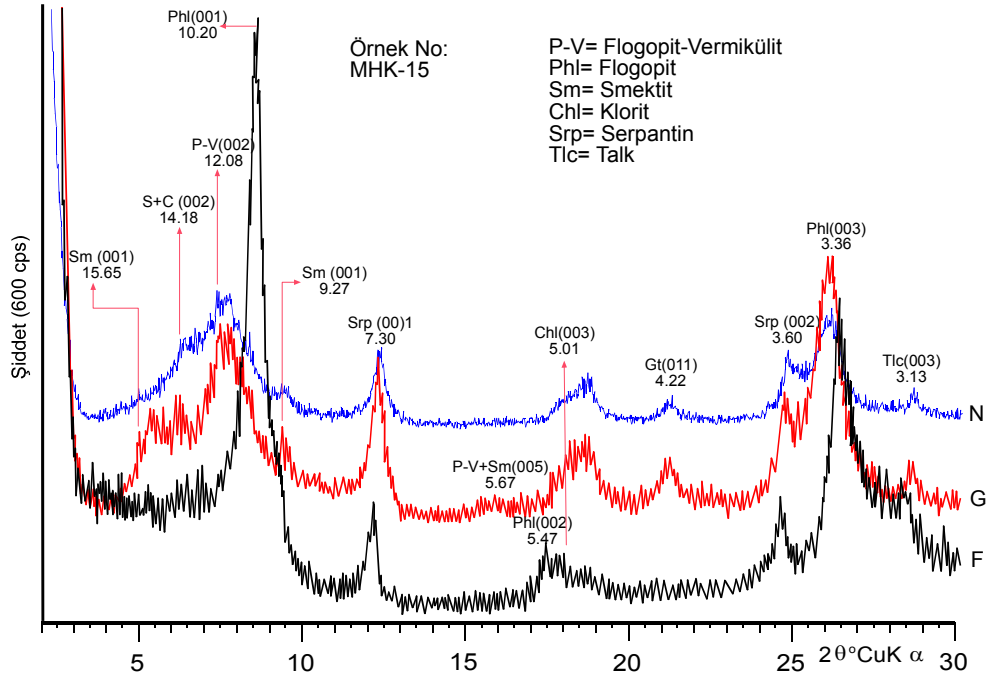
Şekil 5.26. Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-37) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.



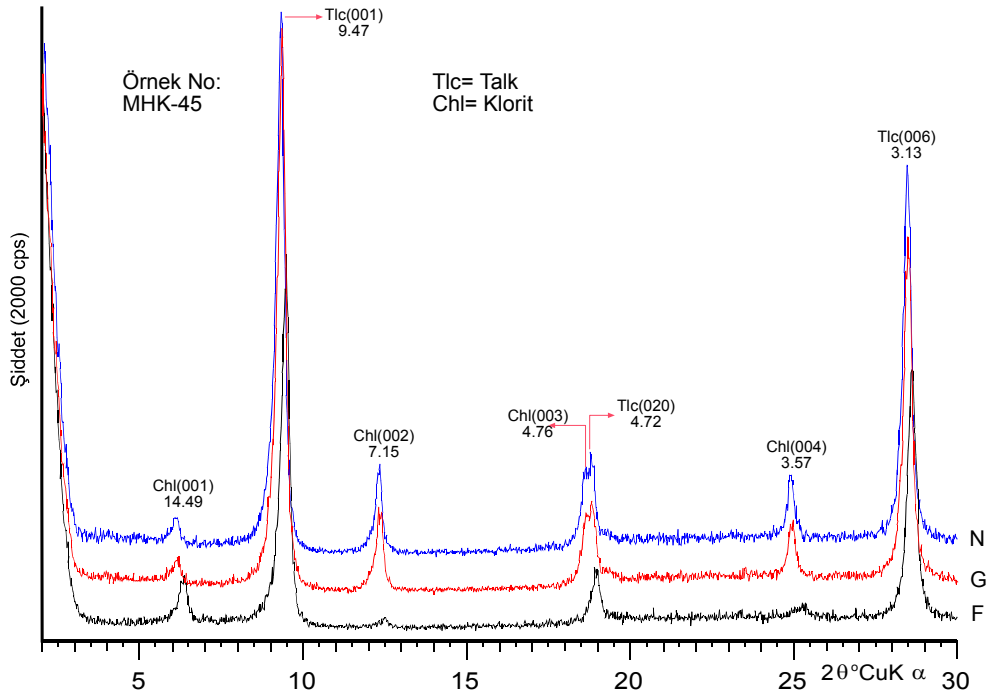
Şekil 5.27. Divriği ofiyolitli karışığından alınan serpantin örneklerinde (MHK-23) belirlenen serpantin XRD-KF difraktogramı.



Şekil 5.28. Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopit örneklerinde (MHK-2) belirlenen flogopit XRD-KF difraktogramı.

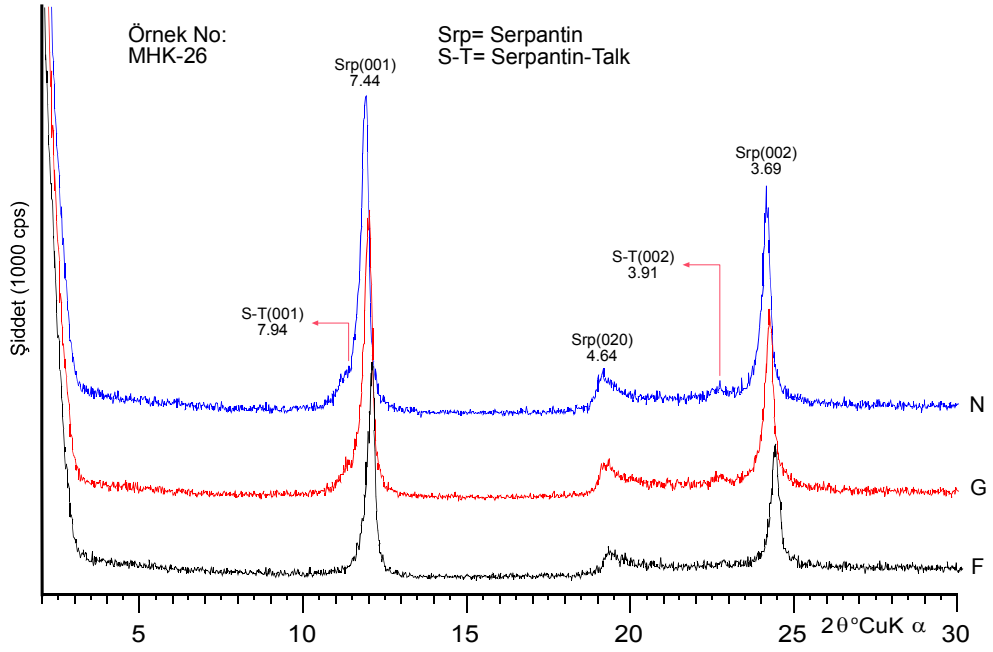


Şekil 5.29. Divriği ofiyolitli karışığında alınan flogopitli lisfenit örneğinde (MHK-15) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.

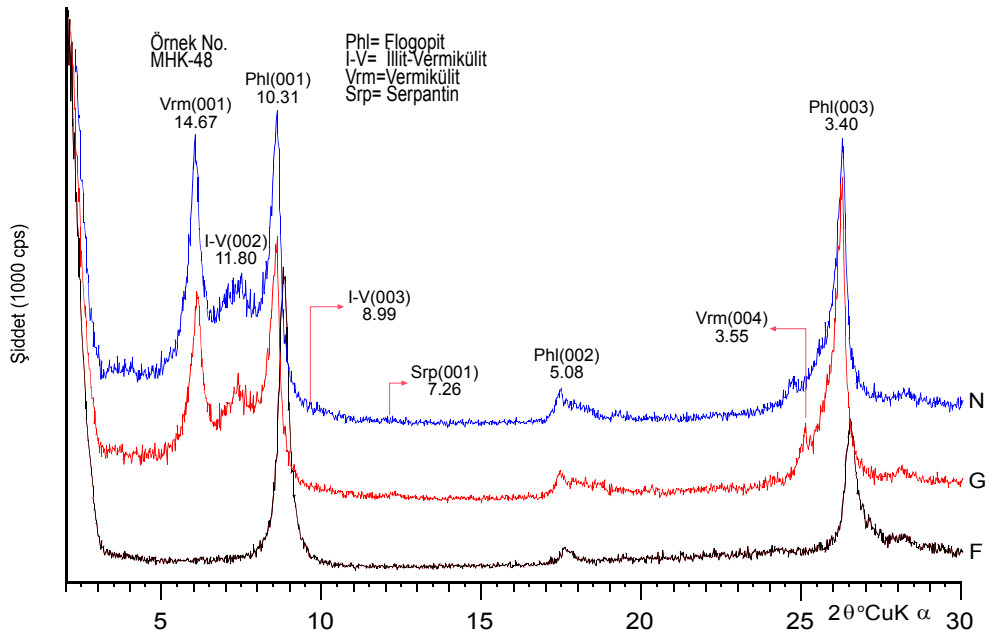


Şekil 5.30. Divriği ofiyolitli karışığında alınan lisfenit örneğinde (MHK-45) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.

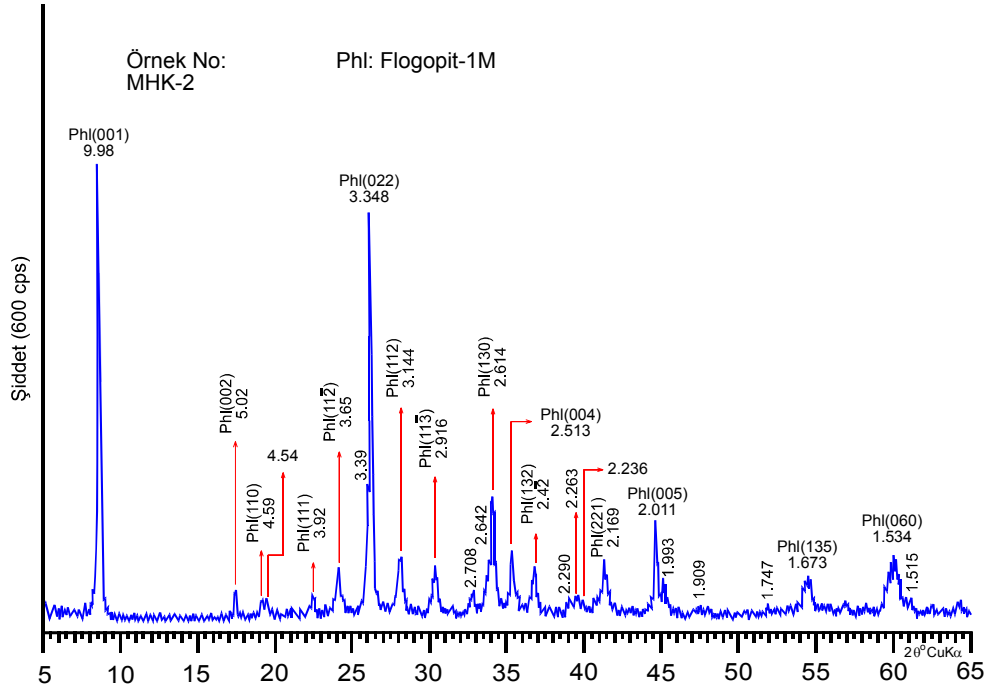




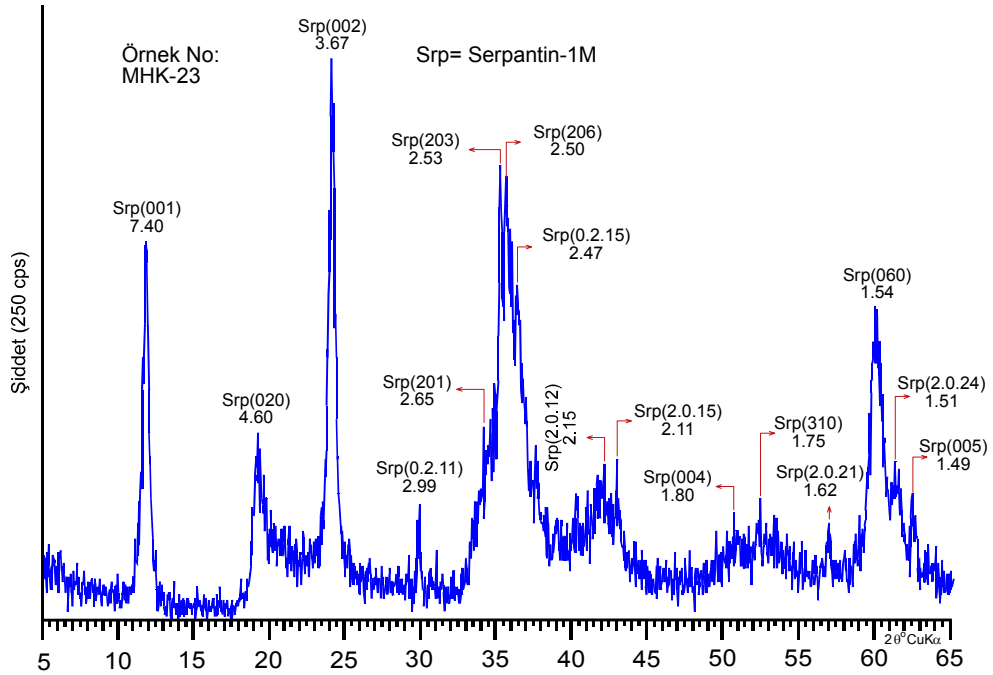
Şekil 5.31. Divriği ofiyolitli karışığından alınan serpantinit örneğinde (MHK-26) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.



Şekil 5.32. Divriği ofiyolitli karışığından alınan flogopit örneğinde (MHK-48) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.



Şekil 5.33. Flogopit örneğindeki (MHK-2) 1M flogopitlerin yönlenmemiş X-ışınları toz difraktogramı.



Şekil 5.34. Serpantinit örneğindeki (MHK-23) 1M serpantinlerin yönlenmemiş X-ışınları toz difraktogramı.

Çizelge 5.6. Serpantinleşme ile ilişkili karbonat minerallerinin  $d_{104}$  ve % mol  $MgCO_3$  içeriklerine göre adlandırılması.

Örnek No	Kayaç adı	Kalsit	Dolomit	Manyezit	% mol $MgCO_3$	Adlandırma
MHK-3	Filogopitli lisfenit		2.887		49.67	İdeal dolomit
-4	Filogopitli lisfenit		2.899		45.67	Ca-dolomit
-6	Filogopitli lisfenit		2.895		47.00	Ca-dolomit
-11	Lisfenitik serpantinit		2.902		44.67	Ca-dolomit
-12	Lisfenitik serpantinit		2.906		43.33	Ca-dolomit
-13	Lisfenit	3.028			2.67	Düşük Mg-kalsit
-14	Lisfenit		2.897		46.33	Ca-dolomit
-18	Ofikalsit		2.894		47.33	Ca-dolomit
-19	Ofimanyezit			2.775	87.00	Ca-manyezit
-20	Ofimanyezit			2.760	92.00	Ca-manyezit
-24	Serpantinit		2.905		43.67	Ca-dolomit
-25	Ofimanyezit			2.763	91.00	Ca-manyezit
-27	Lisfenitik serpantinit		2.912		41.33	Ca-dolomit
-28	Lisfenit		2.910	2.763	42.00 94.33	Ca-dolomit Ca-manyezit
-30	Ofimanyezit			2.757	93.00	Ca-manyezit
-31	Ofimanyezit			2.736	100.00	İdeal manyezit
-37	Filogopitli lisfenit		2.894		47.33	Ca-dolomit
-38	Filogopitli lisfenit	3.007			9.67	Ortaç Mg-kalsit
-39	Fe-cevheri	3.009			9.00	Ortaç Mg-kalsit
-40	Filogopitli lisfenit				46.33	Ca-dolomit
-41	Ofikarbonat		2.886		50.00	İdeal dolomit
-42	Filogopitli lisfenit		2.886		50.00	İdeal dolomit
-43	Ofikalsit	3.010			8.67	Ortaç Mg-kalsit
-45	Lisfenit		2.886		50.00	İdeal dolomit
-47	Ofidolomit		2.900		45.33	Ca-dolomit
-49	Filogopitli lisfenit		2.886		50.00	İdeal dolomit
-50	Ofidolomit	3.009			9.00	Ortaç Mg-kalsit
-52	Filogopitli lisfenit	3.018	2.887		6.00 49.67	Ortaç Mg-kalsit İdeal dolomit
-53	Filogopitli lisfenit		2.893		47.67	Ca-dolomit
-61	Lisfenit	3.010	2.895		1.00 47.00	Düşük Mg-kalsit Ca-dolomit
-63	Lisfenit	3.033	2.894		1.00	Düşük Mg-kalsit
-65	Filogopitli lisfenit		2.903		44.33	Ca-dolomit

İnceleme alanındaki karbonat minerallerinin  $d(104)$  yansıması ile % mol  $MgCO_3$  içerikleri arasındaki ilişkiler araştırılmış ve bu minerallerin adlandırılması yoluna gidilmiştir (Çizelge 5.6). Chave (1954 a ve 1954b) kalsitleri  $MgCO_3$  içeriklerine göre, düşük Mg-kalsit (< % 4 mol  $MgCO_3$ ) ve yüksek Mg-kalsit (% 4-30 mol  $MgCO_3$ ) olmak üzere ikiye ayırmıştır. Yüksek Mg-kalsitler, Milliman (1974) tarafından ortaç Mg-kalsitler (% 4-12 mol  $MgCO_3$ ) ve dar anlamda yüksek Mg-kalsitler (% 12-28 mol  $MgCO_3$ ) biçiminde tekrar bölümlendirilmiştir. Ayrıca,

ideal dolomit bileşimine sahip olmayanlar için, Ca'ca zengin dolomit (Goldsmith ve Graff, 1958), Ca-dolomit (Folk, 1974), kalsiyen dolomit (Reeder ve Sheppard, 1984; Wenk ve Zhang, 1985) gibi farklı adlandırmalar kullanılmaktadır.

Divriği Ofiyolitli Karmaşığı'nda saptanan karbonat minerallerinin d(104) değerleri, kalsitler için 3.033-3.007Å° (% mol MgCO<sub>3</sub> 1.00-9.67); dolomitler için 2.912-2.887 (% mol MgCO<sub>3</sub> 41.33-49.67) ; manyezitler için 2.775-2.736 (% mol MgCO<sub>3</sub> 87.00-100.00) arasında değişmektedir. Bu değerler; ideal kalsit-düşük-ortaç Mg kalsit; Ca dolomit-İdeal dolomit, Ca manyezit-ideal manyezit'e karşılık gelmektedir.

### 5.2.2. Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar

Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçların X-ışınları kırınımı tüm kayaç ve kil fraksiyonu çözümlene sonuçları Çizelge 5.7'de topluca verilmiştir.

Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlarda belirlenen minerallerin bazı istatistiksel değerlendirme sonuçları Çizelge 5.8'de verilmiştir. Buna göre, fillosilikat mineralleri hem bulunış frekansı hem de aritmetik ortalama bakımından en yüksek yüzdeyi oluşturmaktadır. Fillosilikat minerallerini ağırlıklı ortalama değerlerine göre feldispat, kalsit, skapolit, dolomit, piroksen, hematit ve granat izlemektedir. Daha az dolomit içermesi ve feldispatların bol bulunmasının yanı sıra, skapolit, granat ve epidot minerallerinin gözlenmesi ile pirometasomatizmaya ilişkili bu kayaçlar serpantinleşme ile ilişkili kayaçlardan ayırt edilebilmektedir.

Çoğunlukla skapolitli fels ve daha az da bozuşmuş gabro, diyorit ve siyenit porfirlerden oluşan bu kayaçlar başlıca kalsit, dolomit, kuvars, feldispat, piroksen, skapolit ve fillosilikat mineralleri içermektedir. Bunlara birer örnekte belirlenen epidot, granat ve jarosit mineralleri eşlik etmektedir. İncelenen örneklerin büyük bir bölümü karbonat ve fillosilikat minerallerinin yanı sıra skapolit (Şekil 5.35), epidot (Şekil 5.36), jarosit (Şekil 5.37) ve granat (Şekil 5.38) mineralleri içermektedir.

Çizelge 5.7. Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçların XRD-TK ve KF çözümü sonuçları (%).

Ör. No	XRD-TK										XRD-KF						Kayaç
	Cal	Dol	Qtz	Fel	Gt	Hem	Phs	Scp	Px	DM	Sm	Ill	Chl	Srp	I-V	I-S	
-8	6	11	4				50	29			37	33	9			21	Scp fels
-16	5	8	9	38			9	30				100					Bozuşmuş diyorit
-17			6	20			56	18				100					Bozuşmuş diyorit
-32			3	21			43		33		47	35			8		Diyabaz
-36	4				3	16	77						30	70			Bozuşmuş gabro
-51	14	4	7	29			46				8	35		36	21		Bozuşmuş gabro
-54	25	5	15	21			34					100					Scp-Bt fels
-55		5	6	11				44	34		90	10					Ep-Scp fels
-56	21	2	5	8			23		27	Ep14		27				73	Grt-Ep-Scp fels
-57	36	5	13	15			31										Bt-Grt-Scp fels
-58	14		13				35	38									Scp fels
-59		29	19	40			12					63	8		29		Siyenit porfir
-60			25	65						Jrs10							Siyenit porfir
-62	23		11				66				45	40			15		Bt-Ep-Scp fels
-66	21		4	17			33			Grt25		43				57	Bt-Grt fels

\*İnce-kesit, Cal=Kalsit, Dol=Dolomit, Qtz=Kuvars, Fel=Feldispat, Gt=Götüt, Hem=Hematit, Px=Piroksen, Ep=Epidot, Scp=Skapolit, Grt=Granat, Jrs=Jarosit, Phs=Fillosilikat mineralleri, Sm=Smektit, Ill=İllit, Chl=Klorit, Srp=Serpantin, I-V=İllit-Vermikülit, I-S=İllit-Smektit

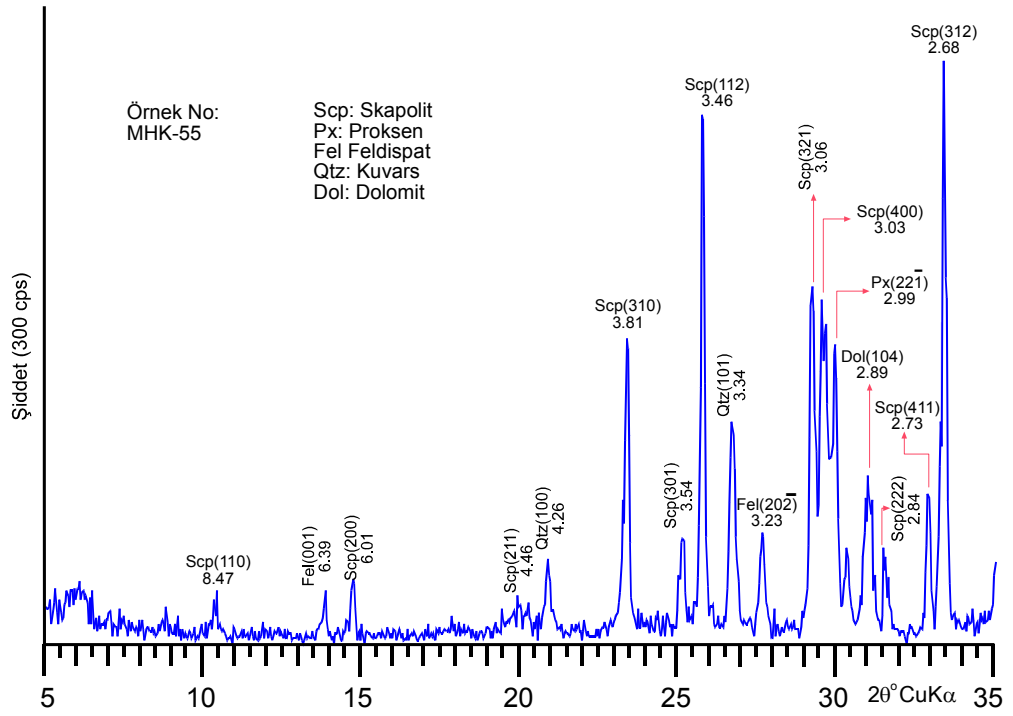
Çizelge 5.8. Pirometasomatizma ile ilişkili kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Aritmetik Ortalama	Ağırlıklı Ortalama*
Kalsit	67	4	36	17	12
Dolomit	53	2	29	9	5
Kuvars	90	3	25	10	10
Feldispat	73	8	65	26	20
Hematit	7	19	19	19	1
Fillosilikat	87	9	77	40	38
Skapolit	33	18	44	32	11
Piroksen	6	27	34	31	2
Epidot	2	14	14	14	E
Granat	2	25	25	25	1
Jarosit	2	10	10	10	E
TOPLAM					100

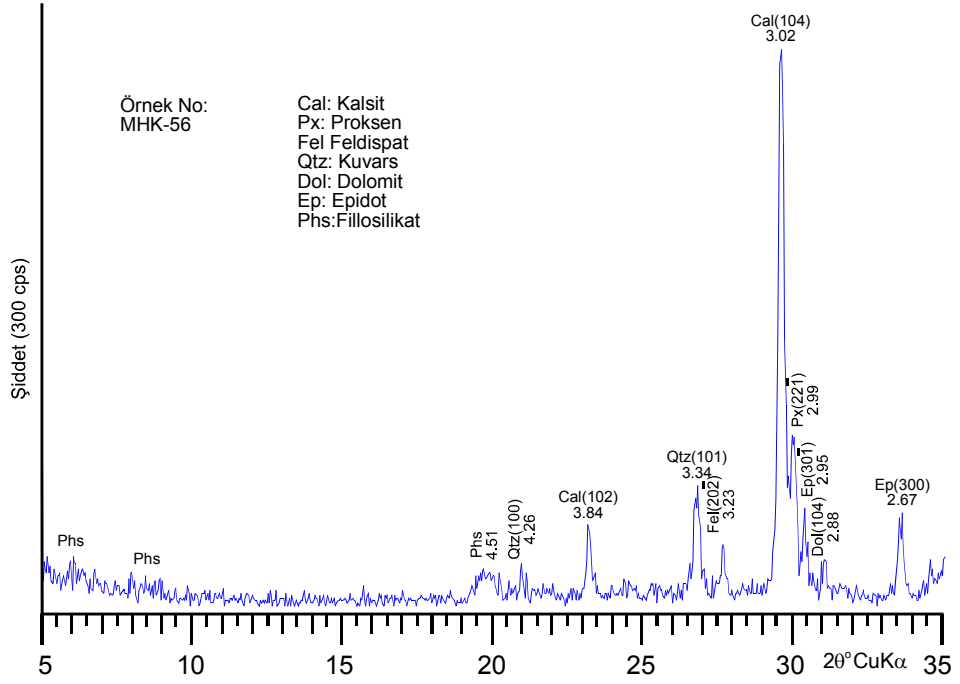
\*Ağırlıklı ortalama (%)=(Mineralin Bulunuş frekansı x Aritmetik ortalaması)/100, E=Eser (<%1).

Fillosilikat minerallerini smektit, illit, aratabakalı illit-vermikülit (I-V), ve illit-smektit (I-S), klorit ve serpantin oluşturmaktadır (bak Çizelge 5.7). Fillosilikat birlikteliklerini başlıca klorit + serpantin (Şekil 5.39), illit + I-S (Şekil 5.40 ve 5.41) ve smektit + illit + I-V (Şekil 5.42) oluşturmaktadır. İllitlerin 5 Å pik şiddetlerinin düşük olması optik mikroskop incelemelerinden de görüldüğü gibi ince taneli biyotit minerallerinden kaynaklanmaktadır. I-V mineralleri ise biyotitlerin vermikülitleşmesi ile ilişkili gözükmemektedir.

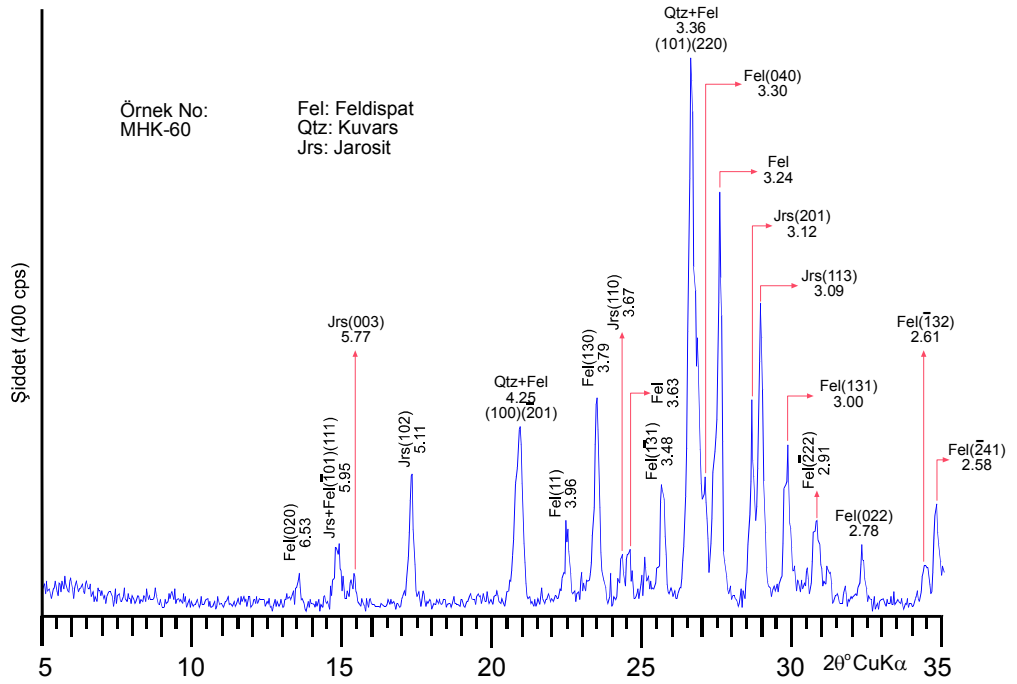
Fillosilikat minerallerinin bazı istatistiksel değerlendirme sonuçlarına göre illit, smektit, I-S ve serpantin en bol gözlenen minerallerdir (Çizelge 5.9). Bağlı ortalama değerlerine göre az miktarda bulunan diğer minerallerden serpantin en düşük bulunuş frekansına, klorit ise en düşük aritmetik ortalama değerlerine sahiptir. İllit minerallerinin yaygınlığı serpantinleşmeyle ilişkili kayalara özgü olup, büyük ölçüde feldispatların killleşmesi ve/veya serizitleşmesi ile ilişkilidir.



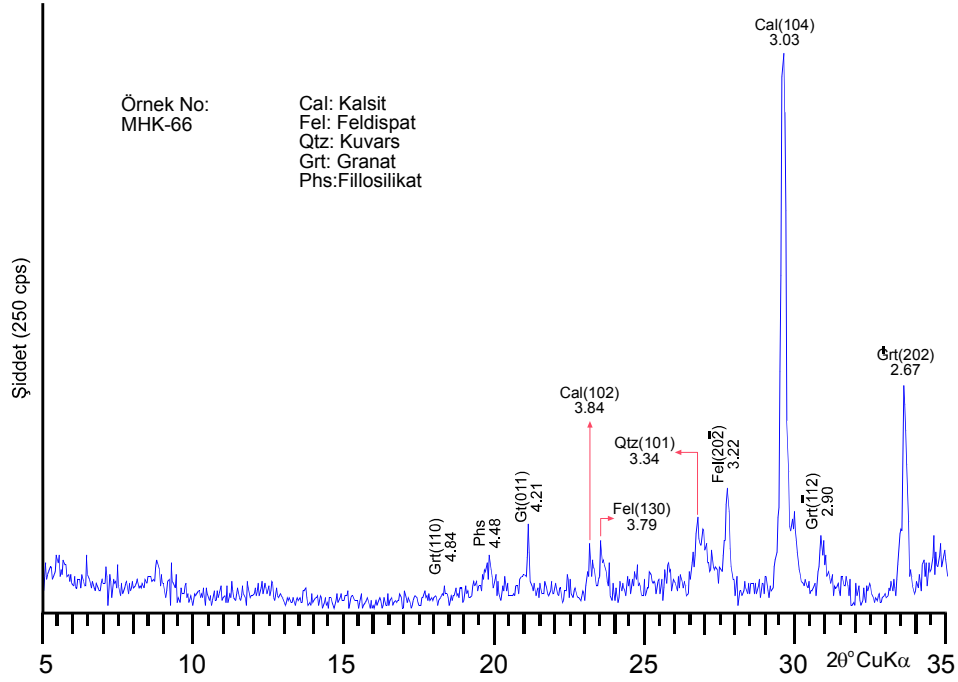
Şekil 5.35. Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan epidot-skapolit fels örneğinde (MHK-55) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.



Şekil 5.36. Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan granat-epidot-skapolit fels örneğinde (MHK-56) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.



Şekil 5.37. Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan siyenit porfir örneğinde (MHK-60) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.



Şekil 5.38. Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan biyotit-granat fels örneğinde (MHK-66) belirlenen minerallerin XRD-TK difraktogramı.

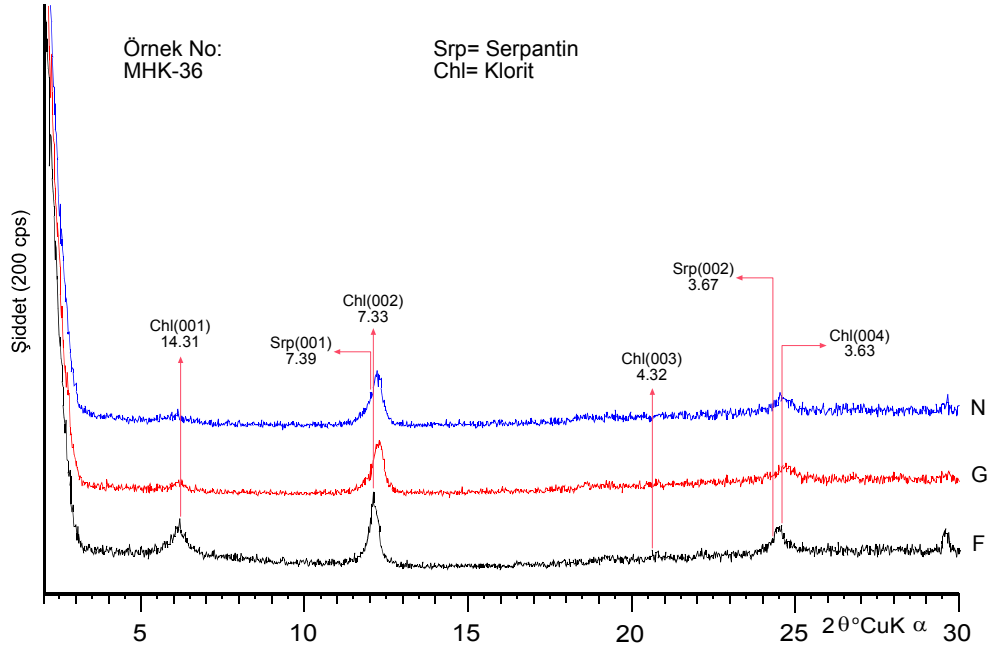
Çizelge 5.9. Pirometasomatizma ile ilişkili kayalardaki fillosilikat minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Aritmetik Ortalama	Ağırlıklı Ortalama*
Smektit	42	8	90	45	19
İllit	92	10	100	53	49
Klorit	25	8	30	16	4
Serpantin	17	36	70	53	9
I-V	33	8	29	18	6
I-S	25	21	73	50	13
TOPLAM					100

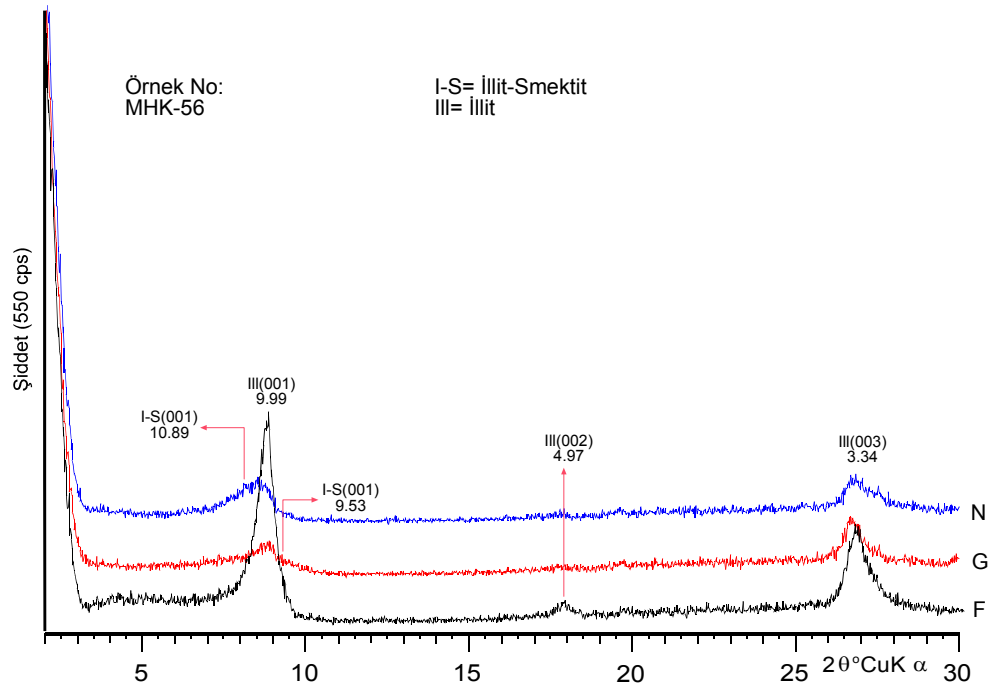
\*Ağırlıklı ortalama (%)=(Mineralin Bulunuş frekansı x Aritmetik ortalaması)/100.

Pirometasomatizma ile ilişkili kayalarda belirlenen karbonat minerallerinin d(104) yansımasına karşılık gelen % mol  $MgCO_3$  içerikleri Çizelge 5.10 de sunulmuştur. d(104) değerleri, kalsitler için  $3.036-3.012A^\circ$  (% mol  $MgCO_3$  0.00-8.00); dolomitler için  $2.902-2.886$  (% mol  $MgCO_3$  44.67-50.00) arasında değişmekte olup; sırasıyla ideal kalsit-düşük-ortaç Mg kalsit; Ca dolomit-İdeal dolomit bileşimindedir.

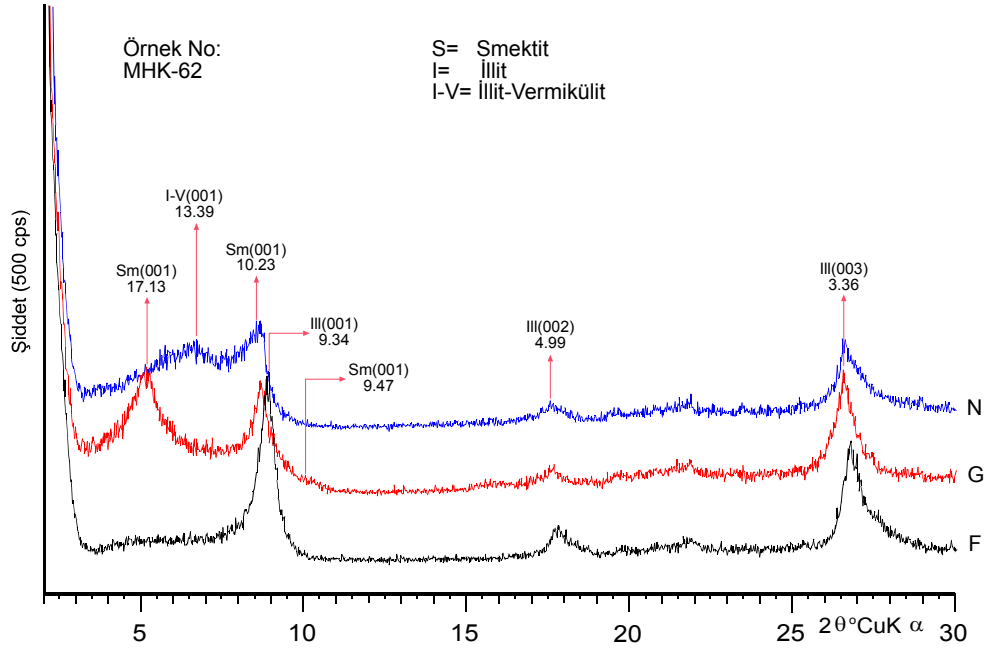




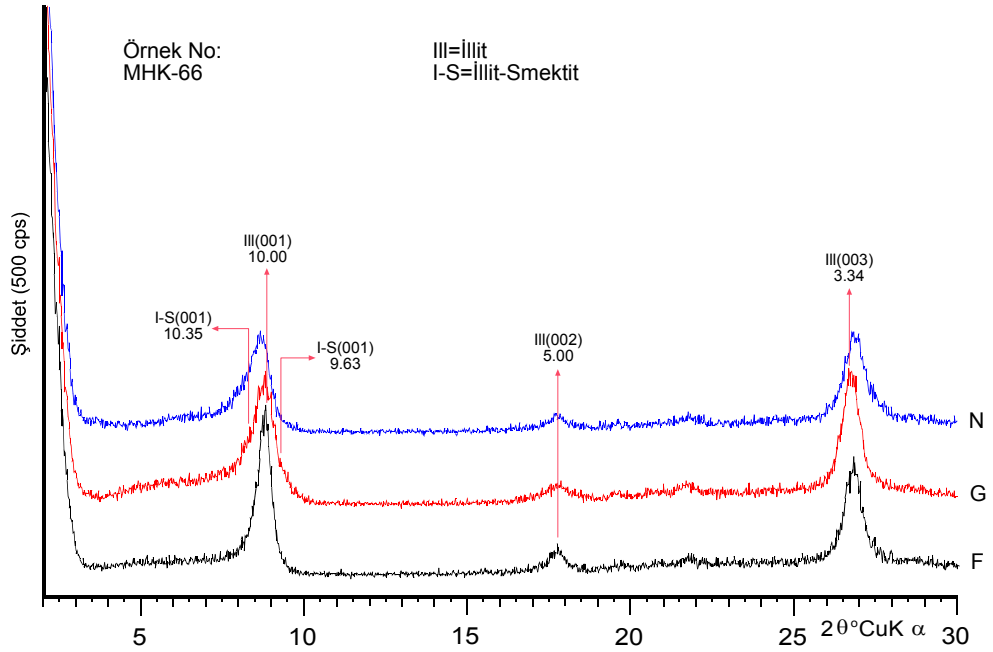
Şekil 5.39. Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan bozuşmuş gabro örneğinde (MHK-36) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.



Şekil 5.40. Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan granat-epidot-skapolit fels örneğinde (MHK-56) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.



Şekil 5.41. Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan biyotit-epidot-skapolit fels örneğinde (MHK-62) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.



Şekil 5.42. Pirometasomatizmayla ilişkili kayalardan alınan biyotit-granat fels örneğinde (MHK-66) belirlenen minerallerin XRD-KF difraktogramı.

Çizelge 5.10. Pirometasomatizma ile ilişkili karbonat minerallerinin  $d_{104}$  ve % mol  $MgCO_3$  içeriklerine göre adlandırılması.

Örnek No	Kayaç adı	Kalsit	Dolomit	% mol $MgCO_3$	Adlandırma
MHK-16	Bozuşmuş diyorit	3.022	2.898	4.67 46.00	Ortaç Mg-kalsit Ca-dolomit
-51	Bozuşmuş gabro	3.012	2.886	8.00 50.00	Ortaç Mg-kalsit İdeal dolomit
-54	Scp-Bt fels	3.023	2.886	4.33 50.00	Ortaç Mg-kalsit İdeal dolomit
-55	Ep-Scp fels		2.893	48.00	Ca-dolomit
-56	Grt-Ep-Scp fels	3.036		0.00	İdeal kalsit
-57	Bt-Grt-Scp fels	3.031	2.902	1.67 44.67	Düşük Mg-kalsit Ca-dolomit
-62	Bt-Ep-Scp fels	3.017		6.33	Ortaç Mg-kalsit
-66	Bt-Grt fels	3.026		3.33	Ortaç Mg-kalsit

### 5.3. İnfrared Spektroskopisi İncelemeleri

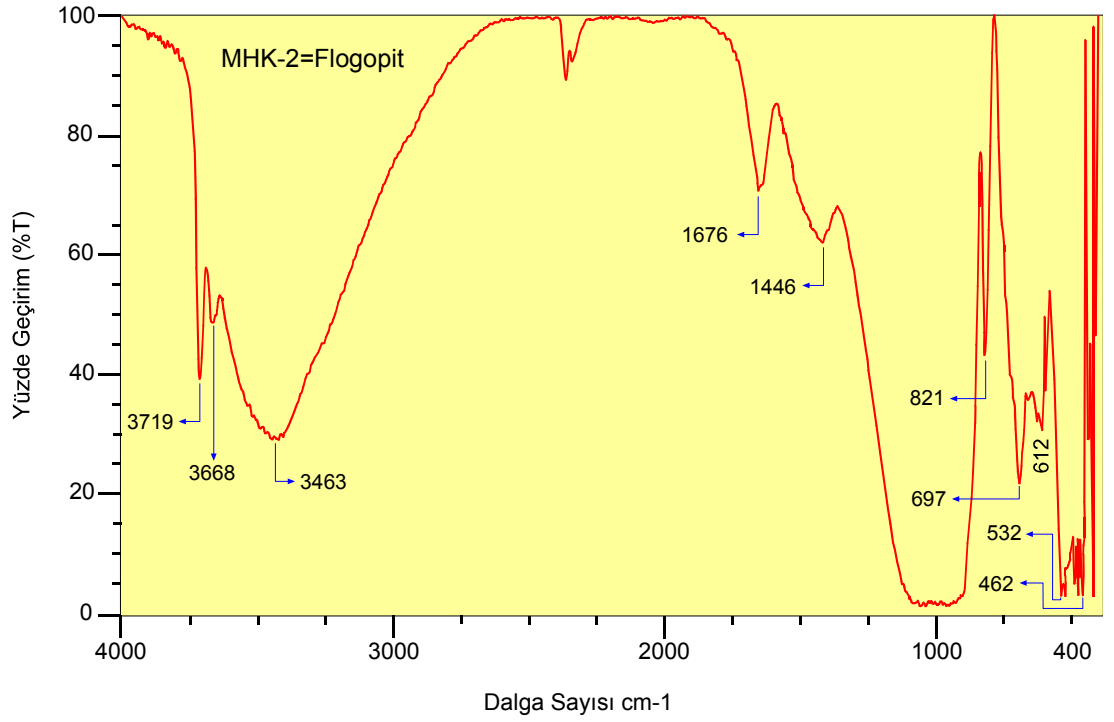
İnfrared (IR) veya Fourier Transform İnfrared (FTIR) spektroskopisi görünür bölge ile mikrodalga bölgesi arasında kalan enerjinin moleküller veya kimyasal gruplar tarafından absorplanmasının ölçümünü esas alan bir yöntemdir. Dalga boyu olarak 700-100.000 nm arasında kalan bu enerji bölgesi genel infrared bölgesi olarak tanımlanmakta ve yakın, orta ve uzak infrared bölgeleri olarak alt gruplara ayrılmaktadır. Fillosilikat minerallerinde frekans olarak  $4.000-400\text{ cm}^{-1}$  aralığı kullanılmakta,  $1300-650\text{ cm}^{-1}$  aralığında karakteristik absorpsiyon bandları ile fillosilikat mineral türü saptanabilmektedir.

Fillosilikat yapısı IR ışımalarını çeşitli kristalin bileşenlerinin titreşim frekansına göre absorplamaktadır. Bunlar OH birimlerinden  $SiO_4$  ve  $AlO_4$  tetrahedral birimleri boyunca  $AlO_6$ ,  $MgO_6$ ,  $FeO_6$  birimlerinden silika yaprak örgüsünün kompleks multi-atomik oranlarına kadar geniş bir aralığa sahiptir. Vibrasyon biriminde küçük atom numaralılar daha yüksek vibrasyon enerjisine sahip olup, vibratör tarafından daha kısa dalga boylarında absorplanırlar. IR spektroskopisi yönteminde vibrasyon frekansının saptanması için santimetredeki dalga boyunun tersi ( $\text{cm}^{-1}$ ) olarak alınmaktadır.

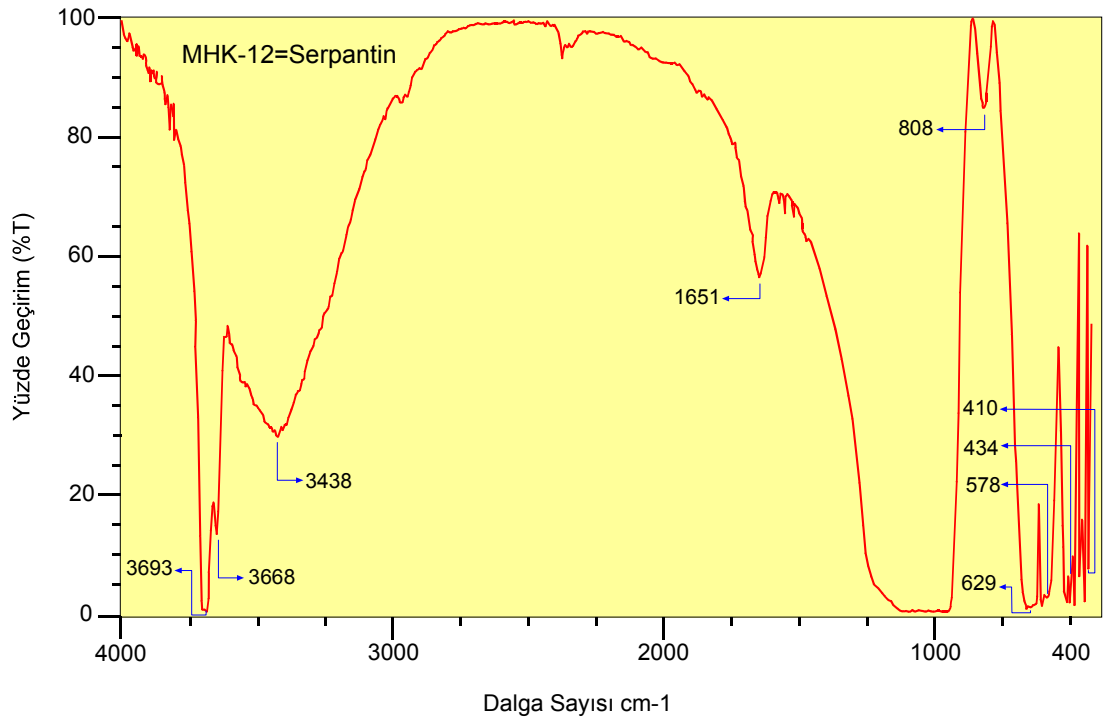
Fillosilikatlardaki OH birimlerinin vibrasyonel enerjisi (hidrojenin bağlı olduğu oksijenle vibrasyonu) OH konumunun çevresindeki katyonların bir fonksiyonudur. En önemlileri oktahedral iyonlar olup, oktahedraldeki OH

gruplarının çevreleyen iki veya üç iyonla (3Mg, 2Mg, 2Fe vb.) temsil edilirler. Karakteristik OH vibrasyonel frekansları oluşturan bu oktahedral iyon konfigürasyonlarına göre Fe atomları Mg atomlarınınkinden daha düşük dalga sayısına sahip olmaktadır. Oktahedral tabaka katyonu ve oksijen anyonu arasındaki etkileşim oksijen-hidrojen bağının şiddetini belirlemektedir. IR spektrası tabaka silikat yapılarındaki OH bağının bağ enerjisini göstermektedir.

İnceleme alanındaki flogopit (MHK-2) ve serpantinit (MHK-12) örneklerinden elde edilen ait saf flogopit ve serpantin minerallerinin FTIR spektroskopisi inceleme sonuçları Şekil 5.43. ve 5.44. de verilmiştir. Flogopit için karakteristik olan dalga sayıları ( $\text{cm}^{-1}$ ) sırasıyla 462, 532, 612, 697, 821, 1446, 1676, 3463, 3668 ve 3719 olarak belirlenmiştir (Şekil 5.43). Serpantin minerali ise 410, 434, 578, 629, 808, 1651, 3438, 3668 ve 3693 dalga sayısı değerleri sunmaktadır (Şekil 5.44). Flogopit ve serpantin 700-900 bantları arasındaki absorplanan veya geçen dalga değerleri farklılıkları tetrahedral bileşimlerindeki farklılıklardan (Si yerine Al substitasyonu) kaynaklanmaktadır. Diğer taraftan, 3200-3800 bantları arasındaki absorpsiyon verilerine (flogopit için 3719 ve 3463, serpantin için 3693 ve 3438) göre flogopitin oktahedral Mg içeriği, buna karşın serpantin oktahedral Fe içeriği daha yüksektir.



Şekil 5.43. Flogopitin FTIR spektroskopisi.



Şekil 5.44. Serpantin FTIR spektroskopisi.

## 6. JEOKİMYA

### 6.1. Ana ve İz Element Jeokimyası

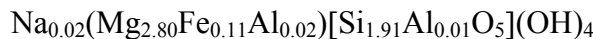
Fillosilikat/kil minerallerinin ana ve iz element içerikleri ile yapısal formülleri Çizelge 6.1 ve 6.2 de sunulmuştur. Yapısal formüller serpantin için 7, flogopit ve talk için 11 ve klorit için 14 oksijen atomuna göre hesaplanmıştır (Weaver ve Pollard, 1973). Talk örneği Kangal, klorit örneği ise sırasıyla Kangal (Yalçın ve Bozkaya, 2006) ve Tahtalıdağ (Yalçın ve Bozkaya, 2007) yöresindeki ofiyolitik dizileri temsil etmekte olup, karşılaştırma amacıyla eklenmiştir. Yukarıdaki araştırmacıların verilerine göre; bu minerallerden klorit, deniz suyu-ultramafik kayaç etkileşimi ve/veya yüzeysel bozunma ile koyu renkli minerallerden; talk ise daha ziyade ultramafiklerin alterasyonundan itibaren oluşmuştur. İki serpantin örneğinden birisi (MHK-11) lisfenitleşmiş serpantiniti; diğeri (MHK-21) ise serpantiniti temsil etmektedir.

Kil minerallerinin ana bileşimine katılan oksitlerin üçgen diyagramdaki dağılımları Şekil 6.1 de sunulmuştur. Bunlardan serpantin ve talk  $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{+tFe}_2\text{O}_3$  diyagramında  $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ ;  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-tFe}_2\text{O}_3$  diyagramında ise  $\text{MgO-tFe}_2\text{O}_3$  çizgisi boyunca dizilmişlerdir. Flogopit ve klorit her iki diyagramda da üçgenin yaklaşık ortasında yer almaktadır. Ayrıca; yine her iki diyagramda serpantin-talk-flogopit-klorit yönünde  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  içeriği artmaktadır.

Tipik trioktahedral bileşime sahip flogopit; tetrahedralde Si-Al, oktahedralde bolluk sırasına göre Mg-Al-Fe süstitüsyonuna sahiptir. Toplam oktahedral katyon miktarı 2.74 olup, yapraklar arasında bulunan ana katyonlar toplam 0.10 düzeyinde temsil edilen Mg, Na ve Ca'dur. Birim hücre bileşimi aşağıdaki gibi bulunmuş olup; Fe-Al flogopit olarak adlandırılabilir:



Serpantinlerde tetrahedral süstitüsyon son derece düşüktür (Si-Al için 0.00-0.05). Oktahedral yer değiştirme Mg için Ti, Al ve Fe biçiminde 0.14 miktarındadır. Yapraklar arasında yer alan katyonlar ihmal edilebilir düzeydedir. Ortalama serpantin bileşimi aşağıda verilmiş olup; Wicks ve O'Hanley'nin (1988) tanımlamalarına göre Fe-lizardit olarak adlandırılmıştır:



Çizelge 6.1. Fillosilikat minerallerinin ana element kimyasal bileşimi ve yapısal formülleri.

Mineral	Flogopit	Serpantin		Klorit	Talk
Oksit %	MHK-2	MHK-11	MHK-21	TAK-294	ST(Ort.)
SiO <sub>2</sub>	43.18	42.22	40.92	35.96	59.75
TiO <sub>2</sub>	0.122	0.030	0.009	1.299	0.003
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.04	0.59	0.41	16.36	0.60
ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.59	2.09	4.44	16.08	2.79
MnO	0.040	0.024	0.038	0.249	0.005
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.003	0.04	0.10	0.090	0.008
NiO	0.016	0.06	0.23	0.032	0.044
MgO	21.59	39.90	38.99	16.75	30.61
CaO	0.10	0.06	0.04	2.19	0.06
Na <sub>2</sub> O	0.30	<0.01	0.14	1.22	0.05
K <sub>2</sub> O	8.96	<0.01	0.07	0.34	0.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.09	0.13	0.06	0.02
LOI	6.84	13.97	13.91	9.97	5.44
Total	99.79	99.09	99.43	100.60	99.65
Si	3.05	2.00	1.95	4.00	3.87
Al	0.95	0.00	0.02	0.00	0.05
Fe	0.00	0.00	0.03	0.00	0.08
TC	0.95	0.00	0.05	0.00	0.13
Ti	0.01	0.03	0.00	0.09	0.00
Al	0.31	0.03	0.00	1.73	0.00
Fe	0.19	0.08	0.13	1.08	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Ni	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	2.23	2.82	2.78	1.57	2.91
TOC	2.74	2.96	2.92	4.49	2.97
OC	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00
Mg	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01
K	0.81	0.00	0.00	0.00	0.02
P	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
ILC	0.97	0.00	0.06	0.00	0.11
TLC	0.95	0.03	0.08	0.03	0.13

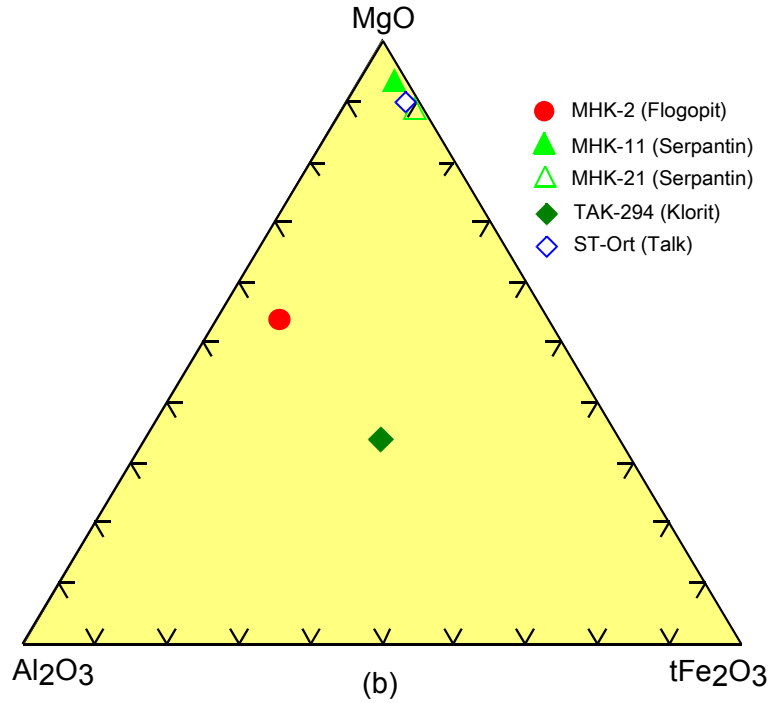
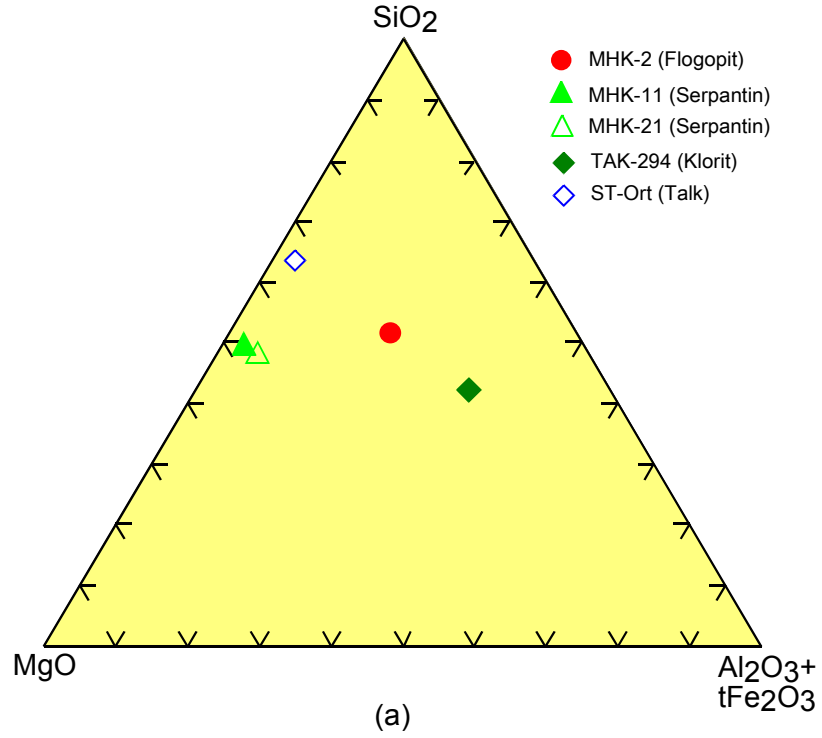
ΣFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: Toplam demir, LOI: Ateşte kayıp, TC: Tetrahedral yük, TOC: Toplam oktahedral katyon, OC: Oktahedral yük, ILC: Tabaka arası yük, TLC: Toplam tabaka yükü.

Fillosilikat minerallerinin eser element konsantrasyonları karşılaştırmalı olarak Şekil 6.2 de sunulmuştur. Elde edilen verilere göre; toplam eser element konsantrasyonu flogopit-serpantin-klorit-talk yönünde azalmaktadır. Diğer bir ifadeyle, elementsel süstitüsyon flogopitte en çok, talkta ise en az düzey gerçekleştiği izlenimini vermektedir. Ancak, flogopit yapısında K'u izleyen oldukça yüksek Ba ve Rb derişimleri hariç tutulduğunda; diğer eser elementlerin miktarı düşük kalmaktadır.

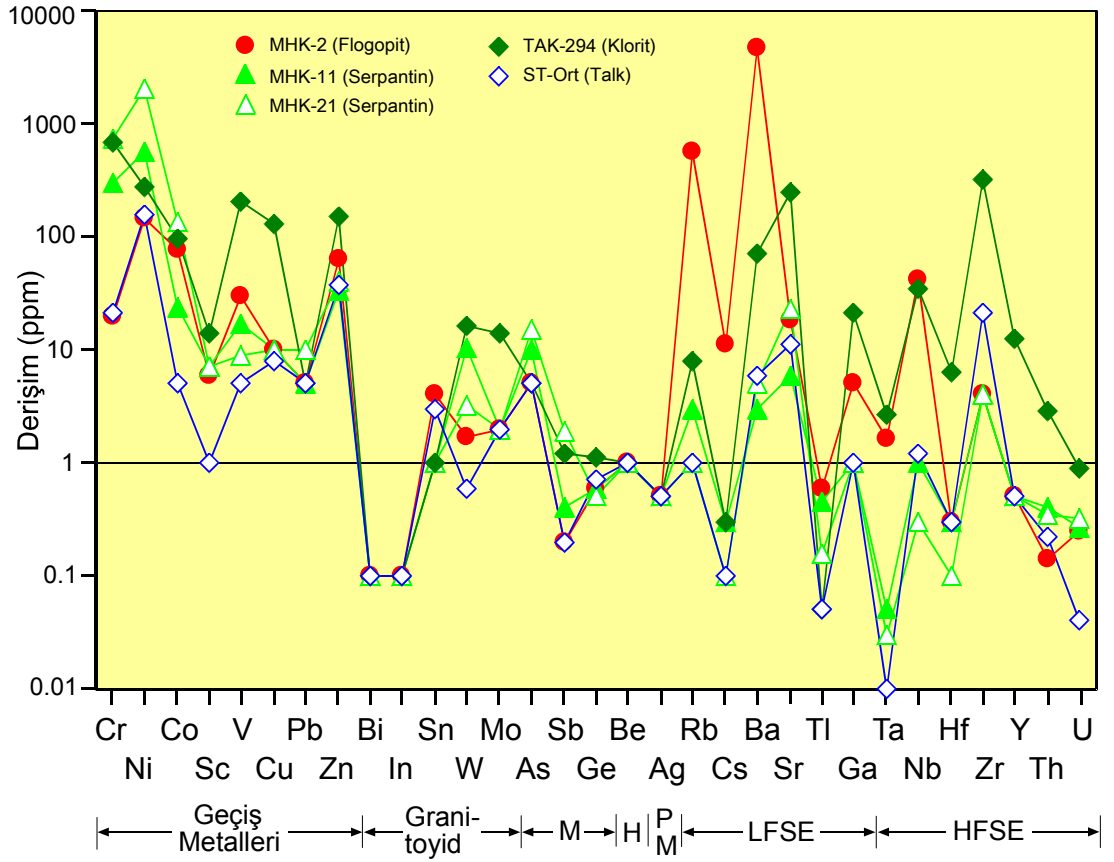
Çizelge 6.2. Fillosilikat minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri.

Mineral Element (ppm)	Flogopit	Serpantin		Klorit	Talk
	MHK-2	MHK-11	MHK-21	TAK-294	ST(ort.)
Cr	<20	300	730	690	21
Ni	144	559	2060	280	158
Co	77	24	134	97	5
Sc	6	7	7	14	1
V	30	17	9	206	5
Cu	<10	<10	<10	130	8
Pb	<5	<5	10	<5	5
Zn	63	33	40	150	37
Bi	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0.1
In	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0.1
Sn	4	<1	<1	<1	3
W	1,7	10,4	3,2	16,4	0.6
Mo	<2	<2	<2	14	2
As	<5	10	15	<5	5
Sb	<0,2	0,4	1,9	1,2	0.2
Ge	0,6	0,6	0,5	1,1	0.7
Be	<1	<1	<1	1	1
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0.5
Rb	565	3	<1	8	1
Cs	11,2	0,3	<0,1	0,3	0.1
Ba	4660	<3	5	72	6
Sr	18	6	23	248	11
Tl	0,59	0,46	0,16	<0,05	0.05
Ga	5	<1	<1	21	1
Ta	1,65	0,05	0,03	2,67	0.01
Nb	41,3	1,0	0,3	35,4	12
Hf	0,3	0,3	<0,1	6,4	0.3
Zr	4	4	4	323	21
Y	<0,5	0,5	<0,5	12,7	0.5
Th	0,14	0,40	0,35	2,89	0.22
U	0,25	0,27	0,32	0,88	0.04
La	0,35	0,40	0,64	9,37	0.27
Ce	0,48	0,63	0,99	17,5	0.54
Pr	0,04	0,06	0,09	1,75	0.06
Nd	0,13	0,24	0,26	6,65	0.23
Sm	0,02	0,06	0,06	1,27	0.04
Eu	<0,005	0,017	0,019	0,533	0.008
Gd	0,03	0,09	0,04	1,32	0.02
Tb	<0,01	0,01	<0,01	0,25	0.01
Dy	0,01	0,09	0,04	1,69	0.04
Ho	<0,01	0,02	<0,01	0,44	0.01
Er	0,01	0,07	0,03	1,68	0.02
Tm	<0,005	0,012	0,007	0,301	0.005
Yb	0,02	0,07	0,06	2,33	0.02
Lu	<0,002	0,008	0,013	0,397	0.03





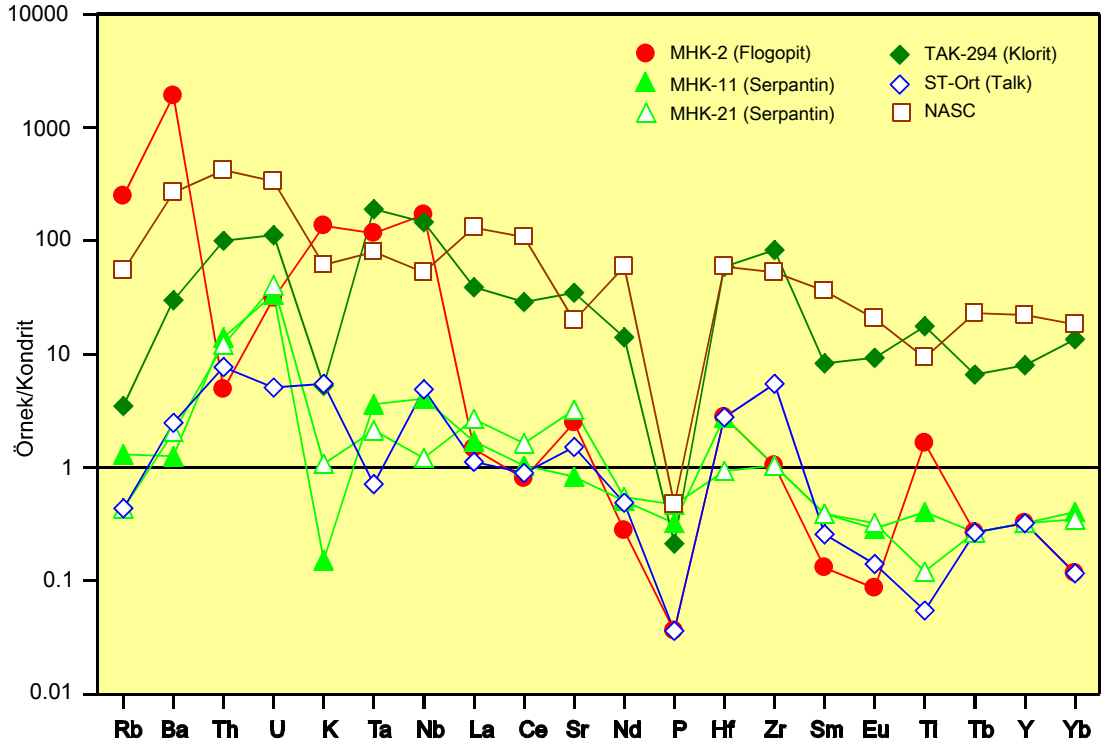
Şekil 6.1. Fillosilikat minerallerinin  $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{+tFe}_2\text{O}_3$  ve  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-tFe}_2\text{O}_3$  üçgen diyagramındaki dağılımları.



Şekil 6.2. 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 metallereinden Cr, Ni ve Co serpantin, Sc, V, Cu ve Zn klorit yapısında zenginleşmektedir. Granitoyid elementlerinden W ve Mo klorit; kalıcılığı düşük elementlerden Rb, Cs, Ba ve Tl flogopit; Sr ve Ga klorit fraksiyonlarında en bol bulunmaktadır. Kalıcılığı yüksek elementlerden Nb flogopit, diğerleri ise klorit fazında daha bol gözlenmektedir. Bazı fillosilikatlarda artmakla birlikte en az konsantrasyona sahip elementler Sc, Pb, Bi, In, Sn, Mo, Be ve Ag'dur.

Fillosilikat minerallerinin kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımı Şekil 6.3 de verilmiştir. NASC için Nb ve Y Condie'den (1993); diğer elementler Gromet ve diğ.'den (1984) alınmıştır. Kondrit değerlerine göre; genellikle minerallerin desenleri birbirinden ve NASC'den ayrılmakta olup; belirgin bir ayrılaşmayı ifade etmektedir. Flogopitte Ce,

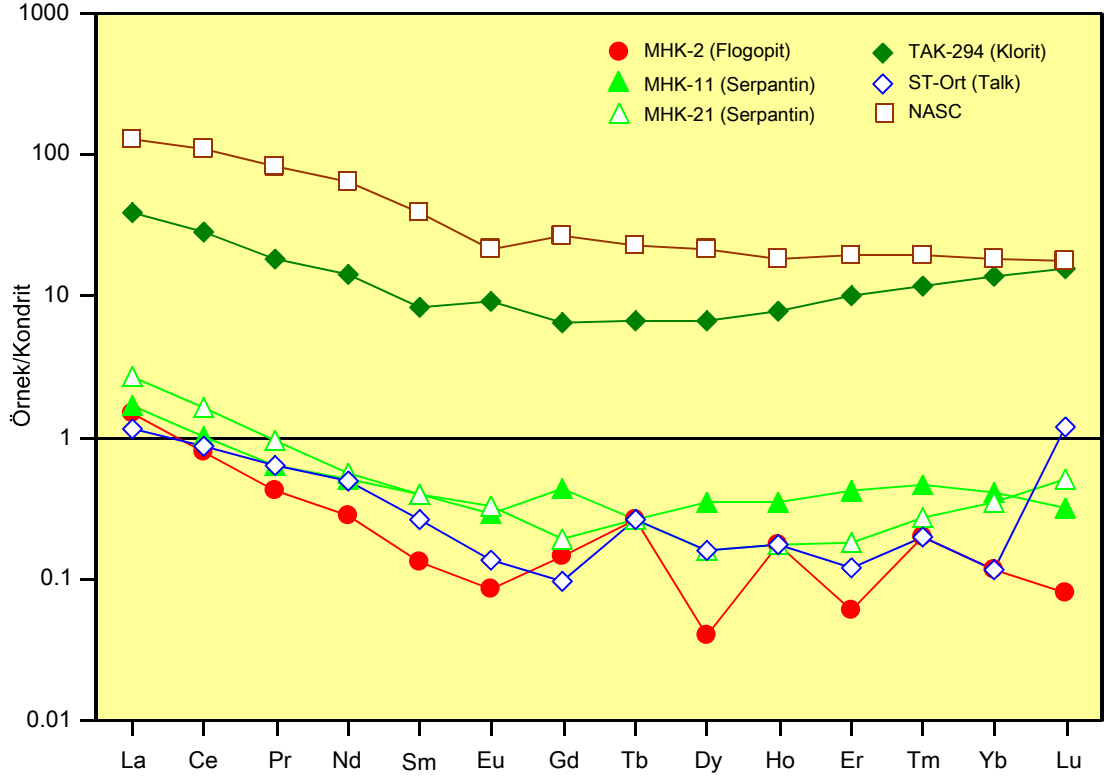


Şekil 6.3. Fillosilikat minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).

Nd, P, Hf, Eu, Tb, Y ve Yb için fakirleşme / tüketilme (9 kat Eu), diğer elementler için zenginleşme (1934 kat Ba) gözlenmektedir. Serpantinlerde en fazla zenginleşme U'da (40 kat), en fazla tüketilme Ti'da (9 kat) bulunmaktadır. Kloritte P hariç (8 kat), diğer elementler 191 kata (Ta) kadar zenginleşmektedir. Talkta U, Th, K ve Zr'da 8-28 kat arasında değişen sırasıyla zenginleşme ve tüketilme ortaya çıkmaktadır. P tüm fillosilikat fraksiyonlarında belirgin negatif anomali oluşturmaktadır. Flogopitte Ba, Sr, Hf ve Ti kuvvetli pozitif; Th, Ce ve Eu negatif anomalisine sahiptir.

Kil minerallerinin nadir toprak element içerikleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 6.4). 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 – klorit – serpantin – talk – flogopit yönünde toplam REE konsantrasyonlarında belirgin azalma olup, minerallerin desenleri birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşmayı göstermektedir. Diğer bir ifadeyle, toplam

REE içerikleri, fillosilikat minerallerinden en fazla kloritte; en az flogopitte bulunmakta;



Şekil 6.4. 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).

genellikle hafif REE'in (LREE) konsantrasyonları, ağır REE'e (HREE) göre bir azalma göstermektedir. Klorit hariç, diğer fillosilikatlarda genellikle bir tüketilme gözlenmektedir. La hariç, flogopitteki tüketilme 25 kata kadar çıkmakta; bu mineralde Eu, Dy ve Er için belirgin negatif; Tb, Ho ve Tm için pozitif anomaliye sahiptir.

İz elementlerin, özellikle de REE' in içeriği ve dağılımı ana kayaç, yüzeysel bozunma ortamındaki fizikokimyasal koşullar ve sedimanter süreçler konusunda önemli bilgiler sunduğu bilinmektedir (Fleet, 1984; McLennan, 1989). Deniz suyunda kuvvetli bir şekilde ayrımlaşma gösteren Na, Mg, K, Sr, Ca, U ve Rb gibi elementler sedimanter süreçler sırasında hareketli olduklarından provenansın anlaşılmasında kullanılması sınırlıyken, doğal sularda çok düşük

çözünürlüğe sahip Fe, Th, Al, Co, Mn, Pb, REE, Y, Sc, Zr, Ti, Hf, Cr, Ni, Ba, Si ve V elementleri sedimanlar içerisinde taşınmaları sırasındaki bileşimlerine benzerdir ve provenansın doğası hakkında önemli bilgiler verirler (McLennan, 1989). Bu çerçevede düşünüldüğünde; özellikle REE açısından flogopitler magmatik-hidrotermal süreçlerde en fazla, kloritler ise en az ayrılaşmayı göstermiş olup; flogopitle birlikte serpantin ve talk benzer bir köken kayacı işaret etmektedir.

## 6.2. Duraylı izotop jeokimyası

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

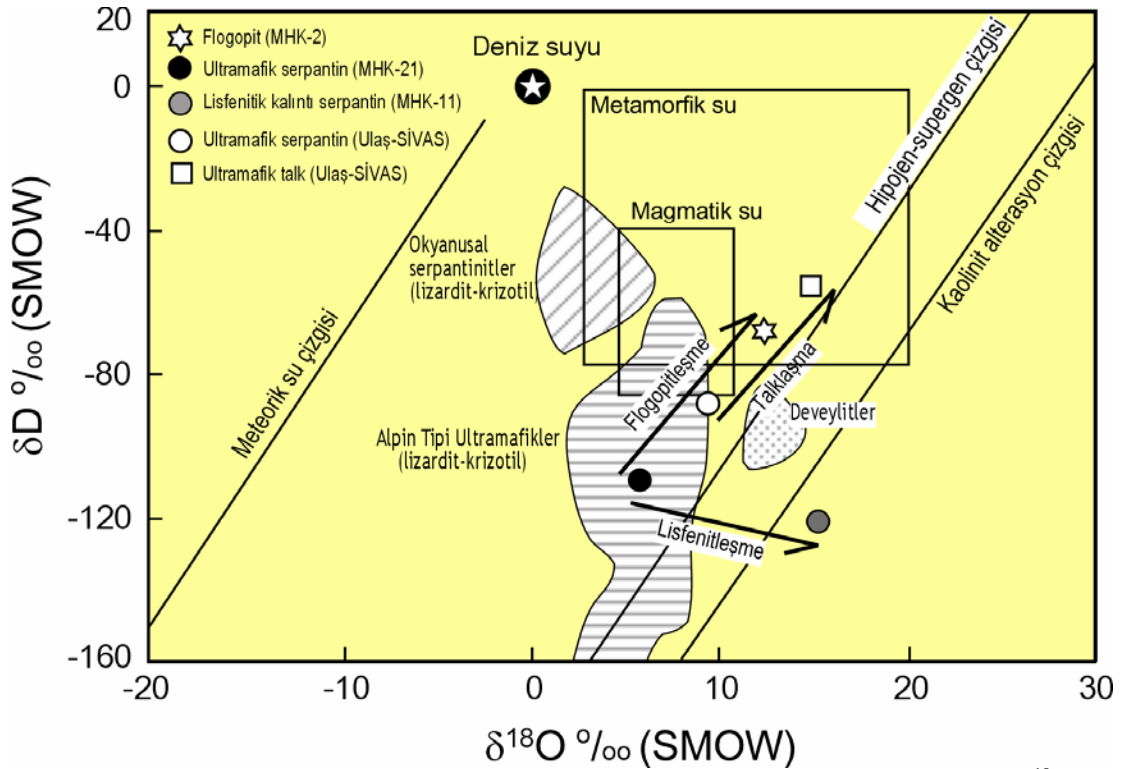
Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri 1 adet flogopit ve 2 adet serpantin olmak üzere toplam 3 saf kil fraksiyonu üzerinde gerçekleştirilmiştir (Çizelge 6.3). Bunlardan flogopit (MHK-2) ve serpantin (MHK-21) ultramafik-, diğer serpantin (MHK-11) lisfenit-ana kayacından elde edilmiştir. Flogopitin  $\delta^{18}\text{O}$  değeri ‰ +12.3 (SMOW),  $\delta\text{D}$  değeri ise ‰ -68 (SMOW), serpantin ve lisfenitlerdeki kalıntı serpantin değeri ise sırasıyla  $\delta^{18}\text{O} = \text{‰} +5.8$  ve  $+15.2$  (SMOW) ile  $\delta\text{D} = \text{‰} -109$  ve  $-121$  (SMOW) olarak belirlenmiştir.

Fillosilikat minerallerinin  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  değerleri ile birlikte, birçok araştırmacı (Craig, 1961; Sheppard ve diğ., 1969; Sheppard, 1986; Sheppard ve Gilg, 1996; Wenner ve Taylor, 1974) tarafından önerilen deniz suyu noktası, meteorik su, süperjen-hipojen, kaolinit alterasyon çizgileri ile okyanusal serpantin, Alpin Tipi ultramafik kayalar ve deveylit bölgelerini de içerecek biçimde Şekil 6.5 de topluca verilmiştir. Karşılaştırma amacıyla Sivas Güneyi'ndeki ultramafik kayalardan alınan magmatik-ana kayaçlı serpantin ve talk örnekleri de eklenmiştir (Yalçın ve Bozkaya, 2006).

İncelenen örnekler lisfenitle ilişkili kalıntı serpantin örneği hariç, bütünüyle hipojen kesimde yer almaktadır. Serpantin örnekleri Alpin Tipi ultramafikler için çizilen bölge içerisinde konumlanmıştır. İnceleme alanındaki serpantin örneği Ulaş (Sivas) bölgesindeki serpantin örneğine göre, daha düşük  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  değerlerine sahip olup; daha yüksek sıcaklıktaki oluşum koşullarını

Çizelge 6.3. Fillosilikat minerallerinin duraylı izotop ( $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$ ) bileşimleri.

Örnek No	Ana Kayaç	Mineral	% H <sub>2</sub> O	$\delta\text{D}(\text{SMOW})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$
MHK-2	Ultramafik	Flogopit	5.9	-68	12.3
MHK-11	Lisfenit	Serpantin	14.2	-121	15.2
MHK-21	Serpantinit	Serpantin	10.4	-109	5.8



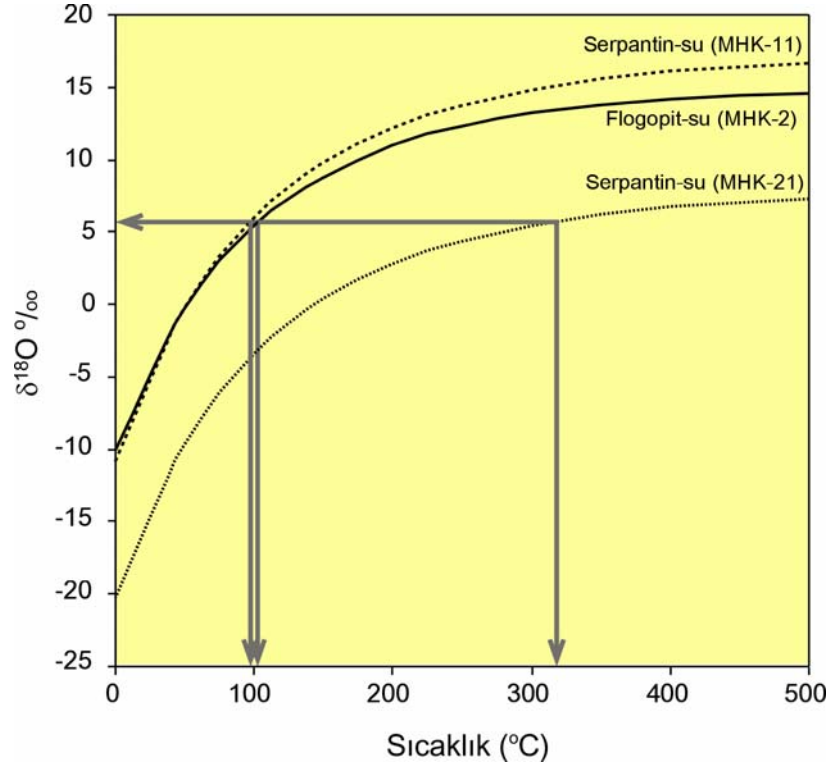
Şekil 6.5. Serpantin, flogopit ve talk minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerinin  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  diyagramındaki konumları (Ok yönü serpantinden flogopit ve talka doğru izotopsal farklılaşma yönünü göstermektedir. Kaolinit çizgisi: Sheppard ve Gülg, 1996; süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard ve diğ., 1969; Meteorik su çizgisi: Craig, 1961; Magmatik ve metamorfik su alanları: Sheppard, 1986; serpantinit ve ultramafik kayaç alanları: Wenner ve Taylor, 1974; Talk: Yalçın ve Bozkaya, 2006).

yansıtmaktadır. Benzer ilişki inceleme alanındaki flogopit ile Ulaş bölgesindeki talk için de geçerlidir. Serpantinlerin izotop bileşimlerinden flogopit ve talklarınkine doğru düzenli biçimde artan  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  değerleri dikkati çekmektedir. Bununla birlikte, inceleme alanındaki serpantin ile kalıntı serpantin izotopsal bileşimleri farklılık sunmaktadır.

Lisfenit örneğindeki kalıntı serpantin örneği süperjen bölgede kaolinit alterasyon çizgisine yakın kesimde yer almaktadır. Bu durum, lisfenitleşmenin serpantinleşmeden çok daha düşük sıcaklık koşullarında geliştiğine işaret etmektedir. Diğer taraftan, serpantinlere göre flogopit ve talk oluşumunda izotopsal farklılaşmada  $\delta\text{D}$ , lisfenitleşmesinde ise  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerindeki değişiklik daha belirgin olmaktadır.

Mantonun  $\delta^{18}\text{O}$  değeri yaklaşık ‰ 5.7 olarak kabul edilmektedir (Kyser, 1986). Magmatik kayaların  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri artan silisyumla veya kıtasal kabuk etkileşimiyle birlikte artmaktadır. Mafik kayalar mantodan biraz daha yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerine sahip olup, silisyum içeriğinin artmasıyla birlikte granitlerde ‰ 10'u aşabilmektedir (Taylor, 1968).

İnceleme alanındaki flogopit ve serpantin minerallerinin oluşum sıcaklıklarının belirlenmesi için izotopsal ayırılma başlangıç değeri olarak ultramafik kayalara ait ilksel  $\delta^{18}\text{O}$  değeri ‰ 5.7 alınmıştır. Buna göre, Zheng (1993) tarafından önerilen flogopit-su ve serpantin-su oksijen izotop ayırılması verilerinden itibaren oluşturulan eğrilerden itibaren flogopit için ~ 100 °C, ultramafik-ana kayalı serpantin için ise ~ 320 °C sıcaklık değerleri elde edilmiştir (Şekil 6.6). Bununla birlikte; flogopit için bulunan sıcaklık değerinin lisfenitleşmeye karşılık geldiği sanılmaktadır. Flogopitlerin lisfenitik kayalar içinde yer alması; bu mineralin izotopik bileşiminin bozuma ile değiştiği izlenimini yaratmaktadır.



Şekil 6.6. Manto bileşimi ‰ δ<sup>18</sup>O = 5.7 varsayılarak (Kyser, 1986), flogopit ve serpantinlerdeki suyun Zheng'e (1993) göre hesaplanmış ‰ δ<sup>18</sup>O (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişki.



## 7. OLUŞUM

Hekimhan-Hasançelebi-Kulucak bölgesinde Üst Kretase yaşlı Divriği Ofiyolitli Karışığı'nda serpantinleşme, lisfenitleşme ve Paleosen yaşlı Hasançelebi siyeniti kontaklarında gelişen kontak pnömatolitik veya kontak hidrotermal alterasyon ve/veya kontak metasomatizma (pirosomatizma) ile 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 kütlelerin sokulum yaptığı yan kayaçların çeşitliliği (serpantinit, volkanit, karbonat, silisiklastik); bunları birbirinden ayırt etmeyi zorlaştırmaktadır. Bu nedenle bir kayacda her iki döneme ait neoformasyon mineralleri birliktelik oluşturabilmekte; ayırtman olanların dışındaki minerallerin hangi alterasyonun ürünü olduğunu saptamak olanaksız olabilmektedir.

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

### 7.1. Serpantinleşme İle İlişkili Mineralizasyonlar

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).

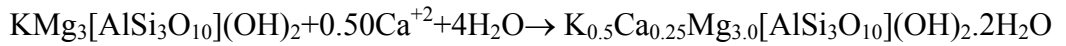
Mafik-ultramafik kayaçların, ofiyolitlerin kıtalar üzerine yerleşmesinden önce mi yoksa sonra mı serpantinleştiği hala tartışmalı olmakla birlikte, serpantinit ile ilişkili mineralizasyonlar basit olarak üç gruba ayrılmaktadır (Mittwede, 1996): (1) magmatik veya pirojenetik (pre-serpantinizasyon), (2) sinjenetik (doğrudan serpantinizasyon süreci ile ilgili), (3) epijenetik (metamorfizma, bozuşma ve bozunmayı kapsayan post-serpantinizasyon). Ultramafik kayaçların serpantinleşmesi süreci ile eşzamanlı ve/veya öncesinde ve/veya sonrasında cevherleşmelerin (başlıca Fe, Cr, Ni) yanı sıra, kil (sepiyolit), karbonat (kalsit, aragonit, dolomit, manyezit, hidromanyezit), oksit (brusit), silikat

(kuvars, opal-CT, flogopit, talk ve/veya serpantin-asbest, pektolit, ksonotlit) olmak üzere farklı endüstriyel hammadde ve/veya mineralizasyonlar gelişebilmektedir (Örneğin; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006, Yalçın ve diğ., 2004).

### 7.1.1. Serpantinleşme-öncesi mineraller

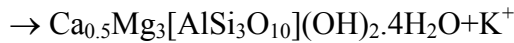
Mika grubu mineralleri, özellikle flogopit farklı jeotektonik ortamlarda, değişik yaşlara sahip yan ve ana kayalar içinde zenginleşebilmektedir (Çizelge 7.1).

Yukarıdaki literatür bilgileri ultramafik kayaların ana bileşenlerinden birisi olan flogopitlerin; manto peridotitlerinin kısmi ergimesi, kabuksal kirlenme ve fraksiyonel kristallenme süreçlerini kapsayan potasik magmalardan itibaren oluştuğunu göstermektedir. Kuluncak yöresinde serpantinleşmeden önce oluşan flogopitler sinjenetik tek oluşumdur. Diğer bir ifadeyle, flogopit ofiyolitik dizideki mika-peridotitlerin ana bileşenlerinden birisidir. Metasomatik zonlardan uzaklardaki flogopitlerde herhangi bir bozuşma gözlenmezken; pirometasomatizmadan etkilenenlerde tane boyunun artmasına ve yer yer de önce I-V ara fazından geçerek, vermikülit türü negatif dönüşümlere neden olmuştur:



Flogopit

I-V



Vermikülit

$\text{KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  sistemindeki sıcaklık-basınç denge diyagramına göre (Luth, 1967); flogopitin oluşum sıcaklığı yaklaşık 1000 °C dir. Sıcaklık-log aSiO<sub>2</sub> aktivite diyagramında (Wones ve Gilbert, 1982) flogopitin kararlılık alanı 850-910 °C arasında değişmektedir. Bu termodinamik veriler; Kuluncak flogopitleri için bulunan düşük sıcaklık değerinin (~100°C); bu mineralin oluşum sıcaklığını değil, lisfenitleşme sırasındaki hidrotermal

çözeltilerin neden olduğu yeniden kristallenmeye karşılık geldiğini düşündürmektedir. Bu süreç ile flogopitlerin tane boyu da artmıştır.

Çizelge 7.1. Farklı ana ve yan kayaç, yaş ve jeolojik ortamları temsil eden biyotit-flogopitlerin karşılaştırılması.

Ana ve Yan Kayaç	Parajenez ve Oluşum Mekanizması	Kaynak
Volkanik, lamporitler	Flogopit, Ojit, Olivin, Biyotit, Titanomagnetit, Titanit, Apatit. Minet, kersantit, lamporitler gibi potasik ve ultrapotasiklerde olduğu gibi andezit, dasit ve riyodasit gibi volkanik kayalara flogopit ve biyotit fenokristalleri yaygın olarak bulunur.	PB-1
Ultramafik, magmatik	Olivin, Piroksen, Kuvars, Serpantin, Klorit. Pennsylvania Fayette Nemacolin madenindeki kimberlit örnekleri altı tip bileşimsel ve dokusal mika (biyotit ve flogopit) içermektedir.	PB-2
Magmatik	Forsterit, Flogopit, Diyopsit, Tremolit, Rihterit, Klinohümit, Apatit, Manyetit, İlmenit. Üst Silüriyen-Geç Devoniyen yaşlı alkali-ultrabazik pegmatitik yatak için iki ana model önerilmiştir: metosomatik aktiviteyi içerir; süper kritik bir çözelti veya bir erime ile şekillenen mineraller ana kayacın çökelimini kapsar.	PB-3
Ultramafik	Olivin, Ortopiroksen, Klinopiroksen, Amfibol, Flogopit, Spinel, Serpantin, Opak. Peridotitlerin deformasyonu sürecinde veya sonrasında flogopit üst manto ve/veya alt kabuk-manto sınır koşullarında şiddetli bir metasomatik ile oluşmuştur.	PB-4
Volcano-klastik	Plajiyoklaz, Biyotit. Volkanoklastik seviyelerden biyotitler belirlenmiştir.	PB-6
Metamorfik, Magmatik	Biyotit, Kloritoyid, Stavrolit, Kıyanit, Sillimanit, Anortit, Kalsit. Alpin Metamorfizması ile ilişkili Alpin biyotitleri gelişmiştir.	PB-7
Magmatik	Flogopit, K-rihterit, Rutil, İlmenit, Klinopiroksen, Ti-oksit. Kimberlitik magmatiklerde flogopit bakımından zengin mafik ksenolitler oluşmuştur.	PB-10
Ultramafik	Spinel, Olivin. Peridotitler (metosomatik olmayan ve granatlı) kayalard flogopit içermektedir.	PB-11
Magmatik	Olivin, Klinopiroksen, Ortopiroksen. Finero peridotit masifli apatit ve karbonat (dolomit) yatağında amfibol ve flogopitin yayılmasıyla sonuçlanan bir metasomatik zenginleşmeye uğrayan bir harzburjittir. Vebsterit daykları aynı zamanda flogopit ve amfibol içerirler ama bu nadirdir.	PB-16
Magmatik	Enstatit, A-feldispat. Forsterit, Kordiyerit, Osumilit. Granitik eriyiklerdeki flogopitin üst ısıl kararlılığı çalışmaları subalüminyum sisteminde 780-820°C de eriyik ile beraber sadece Mg-faz flogopit vardır. Daha yüksek sıcaklıklarda eriyikte enstatit görülür.	PB-19
Magmatik	Olivin, Ortopiroksen, Klinopiroksen, Spinel, Amfibol, Apatit. Manto ksenolitleri iki ana grupta değerlendirilmekte; birinci grup spinel harburjittler, nadir spinel lerzolitler ve spinel dunitlerden meydana gelmektedir. İkinci grup ise spinel verlitler, amfibol verlitler ve amfibol klinopiroksenler içermektedir.	PB-20
Magmatik	K-rihterit, Flogopit, Diyopsit. Geç Kretase yaşlı Marid kayalarının ve K-rihterit/flogopit yatağı peridotitlerinin birinci kanıtı kimberlitik kontakların dış taraflarıdır. Sulu ksenolitlerdeki dokusal özellikler K-rihterit, flogopit ve Al-fakir diyopsit yer değiştiren mineralleri işaret eder.	PB-22
Ultramafik	Olivin, Flogopit, Ortopiroksen, Apatit, İlmenit, Karbonat. Damodar	PB-34

	vadisindeki Gondwana basenlerindeki üç tane K'ca zengin ultramafik kayacın faz ilişkileri, üst manto P-T koşulları (1.0-2.5 GPa, 700-1200°C) altında gerçekleştirilmiştir. İzotop çalışmalarında damar-tüm-kaya erimesiyle oluşan bir flogopit yatağı harburjit kaynak kayacının kısmi erime ile magmadan itibaren kristallendiği gösterilmiştir.	
Ultramafik	Plajiyoklaz, Kersutit, Klinopiroksen, Olivin. Horoman Peridotit Kompleksi'ndeki flogopitinin metamorfizmayla aynı zamanda olduğu saptanmıştır.	PB-35
Magmatik	Klorit, Diyopsit, Spinel, Kalsit, Dolomit. Flogopitin gelişiminde magmatik akışkanların metasomatizmasını işaret eder. Klorit serilerinde flogopit damarlarıyla birlikte olivinin serpentine bozunması retrograd yolu süresince ve H <sub>2</sub> O bakımından zengin akışkanlarla birlikte flogopit gelişimi olduğunu gösterir.	PB-39
Magmatik	Olivin, Piroksen, Cr-spinel, Plajiyoklaz. Magmatik Na'-ca zengin flogopitler, Valcon San Pedro'daki bir Andean yay volkanında dokusal ve mineralojik olarak farklı gabroyik ksenolitlerde geç kristalize mineral olarak bulunur.	PB-40
Ultramafik	Olivin, Ortopiroksen, Spinel, Klinopiroksen, Amfibol. Flogopit peridotit, harburjit, klinopiroksenit, dünit ve kromitten oluşmuş karmaşık bir birim tanımlanmıştır.	PB-46
Ultramafik	Serpantin, Olivin, Tremolit, Hornblend, Ortopiroksen, Klorit, Cr-spinel. Flogopit, sulu silikat mineralleri ile serpantin ve klorit, olivin-ortopiroksen metamorfik zonlarda oluşur.	PB-47
Alterasyon	Vermikülit oluşumlarının biyotizasyonu / biyotitleşmesi K'un mevcut olduğu koşullarda oluşmaktadır. Vermikülit oluşumu sırasındaki hidrotermal alterasyon ilerledikçe metamorfizma sonrası gömülmelerde olduğu gibi diyajenezle biyotite dönüştüğünü gösterir.	PB-48
Magmatik	Flogopit, Enstatit. Granat ve akışkan ya da sulu silikat eriyiklerinden oluşan bir topluluk içinde flogopitlerin gözlenen bozunması, kıtasal litosferin tabanı yakınında granat ve metasomatik bir reaksiyon ile flogopitlerin ikincil olarak oluşabileceğini akla getirir.	PB-52
Metamorfik	Serizit, Kalsit, Dolomit, Margarit, Flogopit, Kuvars, Rutil, Feldispat, Skapolit, Serizit, Sfen. Düşük dereceli metamorfizmada Na ve K flogopitler arasındaki ilişki dolomitik bir çözelti ile gösterilir. Düşük su ve CO <sub>2</sub> etkin basıncının olduğu tahmin edilen metamorfizma sıcaklıklarının 400°C'nin altında olduğu tahmin edilmektedir.	PB-53
Ultramafik	Olivin, Spinel, Ortopiroksen, Klinopiroksen, Flogopit, Hornblend. Potasik magmaların kökeni; kabuk kirlenmesine, fraksiyonel kristallenmeye ve uygun manto peridotitinin kısmi erimesine bağlandı.	PB-54
Ultramafik	Lizardit, Krizotil, Antigorit. Mikalı kimberlitlerdeki flogopitler serpantinler içerir. Flogopit fenokristalleri kimberlit bağlayıcı malzemesinde mika tabakalarının yanında alterasyon ve yüzeyel deformasyonla oluşur.	PB-55

PB-1: Feldstein ve diğ., 1996 PB-2: (Wiese ve diğ., 1996) PB-3: (Krasnova 2001) PB-4: (Rizzo ve diğ., 2001), PB-6: (Mader ve diğ., 2001), PB-7: (Armstrong ve Jager, 1966), PB-10: (Gregoire ve diğ., 2002), PB-11: (Van Acherbergh ve diğ., 2001), PB-16: (Zanetti ve diğ., 1999), PB-19: (Grochau ve Johannes, 1997), PB-20: (Wulff-Pedersen ve diğ., 1996), PB-22: (Wagner ve diğ., 1996), PB-34: (Gupta ve diğ., 2002), PB-35: (Kaneoka ve diğ., 2001), PB-39: (Holness, 2000), PB-40: (Costa ve diğ., 2001), PB-46: (Grieco ve diğ., 2001), PB-47: (Inoue ve Kase, 2005), PB-48: (Murakami ve diğ., 2002), PB-52: (Sato ve diğ., 1996), PB-53: (Schreyer ve diğ., 1980), PB-54: (Tatsumi ve Koyaguchi, 1989), PB-55: (Sharp ve diğ., 1990).

### 7.1.2. Serpantinleşme ile eş zamanlı (sinjenetik) mineraller

MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O sistemine ait denge diyagramına göre (Evans ve Guggenheim, 1988); olivinden türeyen krizotil 260 °C'den daha düşük sıcaklıklarda oluşmaktadır. Termodinamik parametreler (toplam basınç, su basıncı, oksijen fugasitesi, oksitlerin aktivitesi v.b.) bu sıcaklık değerini arttırmak veya azaltmakla birlikte, Kuluncak yöresindeki ultramafik-mafik kayalarda açık ve koyu renkli minerallerden itibaren gelişen ve serpantinleşmeye eşlik eden diğer minerallerin de aynı evrede geliştikleri düşünülmektedir (Örneğin; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006).

### 7.1.3. Serpantinleşme-sonrası (epijenetik) mineraller

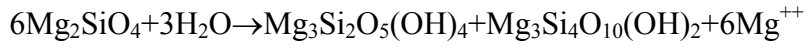
Divriği Ofiyolitli Karışığı'nda ait ofisilikat ve ofikarbonatlarda belirlenen mineral toplulukları ve dokusal özellikler, alterasyonun iki aşamada gerçekleştiğini düşündürmektedir. Birinci aşama serpantinleşmeden önce var olan ve serpantinleşme sürecinde rekristalizasyona uğrayan flogopit; ikinci aşama ise ofisilikat, ofikarbonat ve ofi-Fe-oksitlerin epijenetik oluşumlarıdır (Örneğin; Yalçın ve diğ., 2006).

Peridotitlerde karbonat minerallerinin bulunuşu CO<sub>2</sub> metasomatizmasını veya karbonatlaşmayı işaret etmekte ve CO<sub>2</sub> 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.

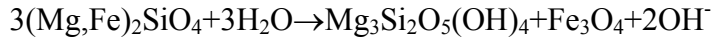
Kuluncak ofikarbonatlarında belirlenen mineral toplulukları ve dokusal özellikler, alterasyonun düşük basınçlarda geliştiğine işaret etmektedir. Örneklerde az da olsa gözlenen aragonitin varlığı bu görüşü zayıflatmamaktadır. Mariana yay-önü serpantin diyapirlerinde (Sakai ve diğ., 1991) ve okyanus ortası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

aragonitin bulunuşunun yüksek basınç kristalleşmesine işaret etmediği ileri sürülebilir.

Epijenetik 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:



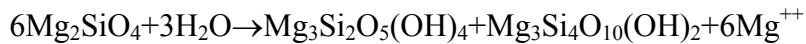
forsterit                      serpantin                      talk



fayalit                      serpantin                      manyetit

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.

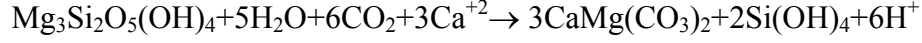
Üçüncü aşama ise  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Ca})$  (manyezit 1.00, dolomit 0.50, kalsit/aragonit 0.00),  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  (kalsit/aragonit 4.00, dolomit 0.83, manyezit 0.67) ve  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  (serpantin 1.50, talk 0.75, sepiyolit 0.67 ve kuvars 0.00) oranına bağlı olarak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



forsterit                      serpantin                      talk

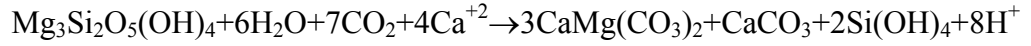


serpantin                      talk                      kuvars



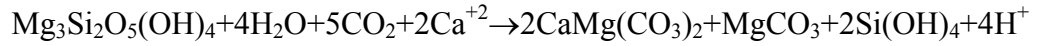
serpantin

dolomit



serpantin

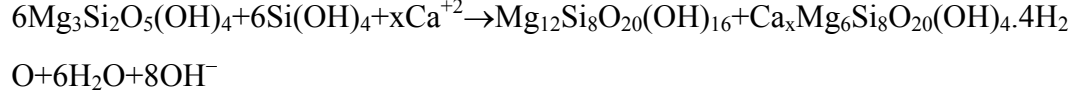
dolomit kalsit/aragonit



serpantin

dolomit manyezit

Diğer taraftan, ofikarbonatlarda birlik oluşturan klorit ve smektitin serpantinden itibaren oluşması mümkün gözükmektedir:

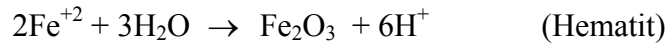


serpantin

Mg-klorit

Mg-smektit

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



## 7.2. Pirometasomatizma İle İlişkili Mineralizasyonlar

İnceleme alanının doğu sınırındaki Hasaңelebi çevresindeki Fe-oksit yataklarının da eşlik ettiği kontak hidrotermal alterasyon zonlarında, Kuru ve diğ.

(2006) tarafından yapılan mikrotermometrik sıvı kapanımı incelemeleri, homojenleşme ve % NaCl-eşdeğeri tuzluluk değerlerinin minerallere göre; skapolit (310-390 °C, 10-21), flogopit (> 700 °C, 25), barit (190-380 °C ile 80-170, 4.7-13), florit (150-380 °C, 4.7-13) ve kalsit (80-320 °C) arasında değiştiği saptanmıştır. Ancak bu araştırmacılar skapolitlerde yaygın serisitik ve arjilitik alterasyonlar bulunduğunu, dolayısıyla belirlenen homojenleşme ve tuzluluk değerlerinin bu mineralden ziyade alterasyonu temsil ettiğini vurgulamışlardır. Bazı yazarlar (Kuşcu ve diğ., 2005a; Gökçe, 2005) skapolitlerin flogopitlerden önce, daha yüksek sıcaklıklarda oluştuğunu ileri sürmektedir. Ancak, her iki mineralin yaşlarının farklılığı; bu görüşün geçerliliğini zayıflatmaktadır. Şöyle ki bu çalışmada flogopitin K/Ar yöntemiyle yaşı  $63.6 \pm 2.4$  Ma ( $\%K^{40} = 7.84$ ,  $Ar_{rad}$ ,  $nl/g = 19.355$ ,  $\%^{40}Ar_{air} = 88.8$ ) olarak belirlenmiştir.

Pirosomatik bozuşma zonlarındaki minerallerin oluşum sırasının granat-diyopsit, skapolit, flogopit-K-feldispat, flogopit-manyetit, manyetit-hematit, hematit-serizit-kuvars-kalkopirit, barit, florit, pirit-kalsit-siderit-ankerit ve götit-malahit olarak gözlendiği belirtilmektedir (Kuşcu ve diğ., 2005a, 2005b, 2005c; Gökçe, 2005). Ancak; bu çalışmada oluşum yaşının jeokronolojik olarak Üst Kretase olduğu saptanan flogopitin, kontak metasomatik mineralizasyonun dışında tutulması gerekmektedir.

Pirometasomatik bozuşma ile ilişkili mineraller skapolit, granat, piroksen, biyotit, epidot, kalsit, dolomit, hematit, jarosit ve kil ve/veya fillosilikatlar (smektit, illit, klorit, serpantin, I-V ve I-S) olup; bunların oluşum sırası (süksesyon) kesin olarak bilinmemekle birlikte OM incelmeleri bunlardan skapolit, granat, biyotit ve epidotun ilk; hematit, jarosit ve kil ve/veya fillosilikatların ise son evrede oluştuğu düşünülmektedir.



## 8. SONUÇLAR

Üst Kretase yaşlı Divriği Ofiyolitli Karışığı ile Hasançelebi siyenitinin bozuşma ürünlerinde gerçekleştirilen litolojik ve mineralojik incelemelerden elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmuştur:

Divriği Ofiyolitli Karışığı'na ait ultramafik kayalarda belirlenen bozuşma mineralleri serpantinleşme-öncesi, -sırası ve -sonrası olmak üzere üç ana gruba ayrılmıştır.

Bunlardan serpantinleşme-öncesi bileşenlerden flogopitten K/Ar radyometrik yöntem ile  $63.6 \pm 2.4$  Ma yaş elde edilmiştir. Dolayısıyla, flogopit ofiyolitik dizilimin oluşumu ile eşzamanlı mika-peridoditlerin ana bileşenlerinden birisi olarak düşünülmelidir. Sonraki bozuşmalardan lisfenitleşme flogopitin tane boyunun artmasına ve belirli zonlarda birikmesine; pirometasomatizma ise flogopitin yer yer P-V ve vermikülit biçiminde değişimine neden olmuştur.

Serpantinleşme-sırasında gelişen bozuşmalar koyu ve açık renkli minerallerin farklı kil ve/veya fillosilikat minerallerine dönüşümüdür.

Serpantinleşme-sonrası bozuşma lisfenitleşme olup; başlıca ofikarbonat (yaygın kalsit, dolomit ve manyezit; ender aragonit, siderit ve malahit), ofioksit-hidroksit (hematit, götit) ve yer yer de ofisilikat (kuvars) 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.

Flogopitler  $1M$  (1 tabakalı monoklinik), serpantinler  $1M$  politipini (lizardit) temsil etmektedir. Trioktahedral flogopitlerde tetrahedralde Si-Al, oktahedralde bolluk sırasına göre Mg-Al-Fe süstitüsyonuna sahip olup; teorik bileşiminden ziyade Al-Fe flogopit bileşimindedir. Serpantinlerde tetrahedral süstitüsyon son derece düşük olmakla birlikte; oktahedral Fe bileşimi önemli olup; Fe-lizardit olarak tanımlanmıştır.

Karbonat minerallerinden kalsit, dolomit ve manyezitler; sırasıyla ideal kalsit-düşük-ortaç Mg kalsit; Ca dolomit-İdeal dolomit, Ca manyezit-ideal manyezit bileşimine sahiptir.

Kalıcılığı düşük elementlerden Rb, Cs, Ba ve Tl; kalıcılığı yüksek elementlerden Nb flogopit; geçiş metallere Cr, Ni ve Co serpantin yapısında zenginleşmektedir. Kondrite göre flogopitte Ce, Nd, P, Hf, Eu, Tb, Y ve Yb için fakirleşme, Rb, Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La, Sr, Zr, Sm ve Ti için zenginleşme gözlenmektedir. Serpantinlerde en fazla zenginleşme U'da, en fazla tüketilme Ti'da bulunmakta ve kuvvetli P negatif anomalisi göstermektedir. Flogopitte Ba, Sr, Hf ve Ti kuvvetli pozitif; Th, Ce, P ve Eu negatif anomalisine sahiptir. Flogopitlerin toplam REE içerikleri, serpantinlere göre düşük olup; La hariç diğer elementlerde bir tüketilme bulunmaktadır. Flogopit Eu, Dy ve Er için belirgin negatif; Tb, Ho ve Tm için pozitif anomaliye sahiptir.

Fillosilikat minerallerinin  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  değerleri; lisfenitle ilişkili kalıntı serpantin süperjen, diğerleri hipojen kesimde yer almaktadır. Serpantinler Alpin Tipi ultramafiklere özgü izotopsal bileşime sahiptir.  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  değerleri serpantin-flogopit-talk yönünde artmaktadır. Flogopit ve lisfenitlere eşlik eden serpantin için  $\sim 100\text{ }^\circ\text{C}$ , ultramafik-ana kayaçlı serpantin için ise  $\sim 320\text{ }^\circ\text{C}$  sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Ancak; flogopitlerin düşük sıcaklık sergilemesi; oluşumlarından ziyade lisfenitleşme ile izotopik bileşiminin değiştiğine işaret etmektedir.

Hasançelebi siyeniti başta olmak üzere damar kayaçlarını da etkileyen pirometasomatizma ile ilişkili neoformasyon mineralleri skapolit, granat, piroksen, biyotit, epidot, kalsit, dolomit, hematit, jarosit ve kil ve/veya fillosilikatlar (smektit, illit, klorit, serpantin, I-V ve I-S) olup; farklı evreleri temsil etmektedir. Bölgede değişik zamanlarda gelişen bozuşmalar; Fe-oluşumlarının Üst Kretase-Paleosen yaşlı kayaçların farklı zonlarında birikmesine neden olmuş, dolayısıyla farklı oluşum biçimine sahip çok sayıda ve farklı büyüklükte yataklar gelişmiştir. Bölgedeki yaygın bozuşmalara rağmen, flogopitlerde önemli bir mineralojik dönüşüm gerçekleşmemiştir. Bu nedenle bölgedeki flogopit oluşumlarının vermikülit yatakları olarak tanımlanması doğru gözükmemektedir. Ayrıca; flogopitler bütünüyle lisfenitik zonlara eşlik etmekte olup, sık sık karbonat mineralleri ile birlikte bulunduğundan ekonomik açıdan değerlendirilmesi için mutlaka zenginleştirilmesi gerekmektedir.

## 9. KAYNAKLAR

- Abu-Jaber, N.S., Kimberley, M.M., 1992.** Origin of ultramafic-hosted vein magnesite deposits. *Ore Geology Review*, 7, 155-191.
- Akkuş, M.F., 1971.** Darende-Balaban havzasının (Malatya, E-SE Anadolu) jeolojik ve stratigrafik incelenmesi. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 76, 1-60.
- Aras, A., 1982.** Malatya-Darende-Kuluncak vermikülit zuhuru jeoloji ve rezerv etüdü. *Maden Tetkik Arama Rapor No: 1218.*
- Aras, A., 1984.** Malatya-Darende-Kuluncak-Darılı vermikülit zuhuru jeoloji raporu. *Maden Tetkik Arama Rapor No: 1725.*
- Armstrong, R.L., Jager, E., Eberhardt, P., 1966.** A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites. *Earth and Planetary Science Letters*, 1, 13-19.
- Artan, Ü., Sestini, G., 1971.** Sivas-Zara ve Beypınarı bölgesinin jeolojisi. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 76, 80-97.
- Ayan, T., 1961.** Malatya kuzeyindeki Hekimhan-Ebreme köyü bölgesinin detay jeolojisi ve petrol imkanları. *Maden Tetkik Arama Rapor No: 4186.*
- Ayan, T., Bulut, C., 1964.** Balaban-Yazıhan-Kurşunlu ve Levent bucakları (Malatya) arasındaki alanın genel jeolojisi. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 62, 58-71.
- Bailey, S.W., 1980.** Structure of layer silicates. In *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown, eds., Mineralogical Society, London, 1-123.
- Bailey, S.W., 1988.** X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite: *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Bayhan, H., Baysal, O., 1981.** Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresindeki sülfid cevherleşmelerinin mineralojik ve jenetik incelenmesi. *Yerbilimleri*, 8, 41-52.

- Bayhan, H., Baysal, O., 1982.** Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin petrografik-mineralojik incelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 25, 1-14.
- Baykal, F., 1965.** 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, Sivas paftası. Maden Tetkik Arama Yayını, Ankara.
- Berg, G., 1910.** Geologische beobachtungen in klein Asien zeitsehi. Deutsch Geol. Ges. Abh., 62, Berlin.
- Birsoy, R., 2002.** Formation of sepiolite-palygorskite and related minerals from solution. Clays and Clay Minerals, 50, 736-745
- Blumenthal, M.M., 1938.** Şarki Toros mıntkasında Hekimhan-Hasançelebi-Kangal irtifanda jeolojik araştırma (Malatya ve Sivas vilayetleri). Maden Tetkik Arama, Ankara, Rapor No. 570 (yayınlanmamış).
- Bok, I.L., 1956.** Listwaenites-their features, varieties and formation conditions. Akad. Nauka Kazakhstan SSR Izv., Geology, 22, 56-64.
- Bolcan, Ö., 1961.** Hekimhan-Deveci demir zuhurları hakkında toplu bilgiler, rezerve tenör heapları. Maden Tetkik Arama Raporu.
- 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., 1991.** Hekimhan doğu ve güney kesimindeki Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimlerin mineralojisi ve jeokimyası. 44. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 6, 234-252.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1992.** Hekimhan havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase- Tersiyer istifinin jeolojisi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, Ozan Sungurlu Özel Sayısı, 4, 59-80.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1995.** Doğu Toros Otoktonu ve örtü kaya birimlerinin litoloji ve mineralojisi (Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli yöresi). C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 12, 1-37.
- Boztuğ, D., 1995.** Post-collisional alkaline plutonism in central anatolia, Turkey.

Geologische Rundschau, (submitted).

- Boztuğ, D., 2000.** S-I-A-type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in Central Anatolia, Turkey. In. Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society Special Publication, No. 173, London, 441-458.
- Boztuğ, D., Yılmaz, S., 1992.** Konukdere metasomatitinin (Hekimhan-Hasançelebi, KB Malatya) petrolojisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 7, 116-129.
- Boztuğ, D., Larson, L.T., Öztürk, A., 1992.** Preliminary results on the REE potential of the Konukdere metasomatite, Hekimhan-Hasançelebi area, NW Malatya, CE Anatolia, Turkey. 1st International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Geosound Special Issue, 163-177, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- Boztuğ, D., Larson, L.T., Yılmaz, S., Uçurum, A., Öztürk, A., 1994.** Alacahan yöresi (GD Sivas) lisfenitlerinin jeolojik konumu, mineralojisi ve değerli metal içeriği. Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi 15. Yıl Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, Cilt II, Jeoloji ve Maden, 123-138, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- 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 and G. Brown, eds., Mineralogical Society, London, 411-438.
- Brookins, D.G., 1988.** Eh-pH Diagrams for Geochemistry. Springer-Verlag, New York, 176 p.
- Brown, G., Brindley, G.W., 1980.** X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.
- Costa, F., Dungan, M.A., Singer, B.S., 2001.** Magmatic Na-rich phlogopite in a suite of gabbroic crustal xenoliths from volcán San Pedro, Chilean Andes:

evidence for a solvus relation between phlogopite and aspidolite. *American Mineralogist*, 86, 29-35.

- Chave, K.E., 1954a.** Aspects of the biochemistry of magnesium 1. Calcareous and marine organisms. *Journal of Geology*, 62, 266-283.
- Chave, K.E., 1954b.** Aspects of the biochemistry of magnesium 2. Calcareous sediments and rocks. *Journal of Geology*, 62, 587-599.
- Coleman, R.G., 1977.** *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere*. Springer-Verlag, Berlin, 229 p.
- Coleman, R.G. and 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. Reves, eds., Intercept Ltd., Andover, United Kingdom, 1-17.
- Condie, K.C., 1993.** Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Craig, H., 1961.** Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Çağatay, A., Arda, O., 1979.** Hasançelebi demir yatağının titanyum ve alkali sorunları. *Jeoloji Mühendisliği*, 7, 39-46.
- Ergün, A., 1970.** Malatya-Darende-Kuluncak vermikülit genel prospeksiyon raporu. Maden Tetkik Arama Rapor No: 5024.
- Evans, B.W., Guggenheim, S., 1988.** Talc, pyrophyllite, and related minerals. In *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*, S.W. Bailey, ed., Mineralogical Society of America, Washington, *Reviews in Mineralogy*, 19, 225-294.
- Feldstein, S.N., Lange, R.A., Vennemann, T., O'Neil, J.R., 1996.** Ferric-ferrous ratios, H<sub>2</sub>O contents and D/H ratios of phlogopite and biotite from lavas of different tectonic regimes. *Contrib Mineral Petrol*, 126, 51-66.
- Fleet, A.J., 1984.** Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth

elements. In. Rare Earth Elements. (Eds. P. Henderson), Dev. in Geochem.2., Elsevier, Amsterdam, 343-373.

**Folk, R.L., 1962.** Spectrasubdivision of limestone types. AAPG Classification of carbonate rocks. A symposium, Memoir 1, 68-84.

**Folk, R.L., 1974.** The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. J. Sed ,Per., 44, 40-53.

**Frech, Fr., 1912.** Über den gebirgsbau des Taures in seiner bedeutung ür die beziehungen zu den eurapaischen und asiatischen gebirgen. Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., Phys.-Math.

**Frech, Fr., 1916.** Geologie kleinasiens im breche dur Baghdatbahn. Ergebnisse eigener reisen und palaontlogischen untersuchungen Ztschr. D. Geol. Ges. Abh. 68.

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

**Goldsmith, J.R., Graf, D.L., 1958.** Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. American Mineralogist, 43, 84-101.

**Gökçe, H., 2005.** Hekimhan-Hasançelebi demir yatağının jeolojisi ve skapolitlerin mineralojisi ve jeokimyası. Niğde Üniversitesi Yüksek Lisans Tezi.

**Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997.** General Characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey: Annales Geologique de Pays Hellenique, 37, Geol.Soc Greece, 515-536.

**Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983.** Pontidlerde Neo-Tetisin açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 36-1, 11-20.

**Görür, N., Tüysüz, O., Şengör, A.M.C., 1998.** Tectonic evolution of the Central Anatolian Basins. International Geology Review, 40, 831-850.

- Goldsmith, J.R., Graf, D.L., 1958.** Structural and compositional variations in some natural dolomites. *Journal of Geology*, 66, 678-693.
- Grégoire, M., Bell, D.R., Le Roex, A.P., 2002.** Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 603-625.
- Grieco, G., Ferrario, A., Von Quadt, A., Koepfel, V., Mathez, E.A., 2001.** The zircon-bearing chromitites of the phlogopite peridotite of Finero (Ivrea zone, Southern Alps): evidence and geochronology of a metasomatized mantle slab. *Jor. Pet.*, 42, 89-101.
- Grochau, B., Johannes, W., 1997.** Stability of phlogopite in granitic melts, an experimental investigation. *Contrib Mineral Petrol*, 126, 315-330.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984.** The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Gupta, A.K., Chattopadhyay, B., Fyfe, W.S., Powell, M., 2002.** Experimental studies on three potassium-rich ultramafic rocks from Damodar Valley, East India. *Mineralogy and Petrology*, 74, 343-360.
- 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.
- Holness, M.B., 2000.** Metasomatism and self-organization of dolerite dyke-marble contacts: Beinn and Dubhaich, Skye. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 103-118.
- İnan, S., Öztürk, A., Gürsoy, H., 1993.** Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi. *Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2, 1-15.
- Inoue, Y., Kase, K., 2005.** Phlogopite in the contact-metamorphosed dunite-harzburgite complex at Yanomine, eastern chugoku, Japan. *Jour. Min. Pet. Sci.*, 100, 150-158.



- İzdar, E., 1963.** Geologischer bau, magmatismus und lagerstätten der östlichen Hekimhan-Hasançelebi Zone (Ostanatolien). Maden Tetkik Arama, 112, Doktorarbeit.
- İzdar, E., Ünlü, T., 1977.** Hekimhan-Hasançelebi-Kuluncak bölgesinin jeolojisi. Uluslararası 6. Ege Jeolojisi Kollokyumu, İzmir, 303-329.
- Jacobson, H.S, Boğaz, R., 1970.** Karakuz demir madeni ve çevresinin jeolojisi. Maden Tetkik Arama Raporu No: 961.
- Jacobson, H.S, Özdemir, S., Kendir, Z., Önder, O., 1970.** Hekimhan-Hasançelebi demir sahasının jolojisi ve maden yatakları. Maden Tetkik Arama Raporu No:1042.
- J.C.P.D.S., 1990.** Powder Diffraction File. Alphabetical Indexes Inorganic Phases. Swarthmore, U.S.A., 871 p.
- Kaneoka, I., Takahashi, N., Arai, S., 2001.**  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  analysis of phlogopite in the Horoman Peridotite complex, Hokkaido, Japan and implications for its origin. The Island Arc, 10, 22-32.
- Koçyiğit, A., 1991.** An example of an accretionary forearc basin from northern central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. Bulletin of Geological Society of America, 103, 22-36.
- Kovenko, V., 1938.** Rapport supplémentaire sur la region de gites de fer de Hasançelebi, Unveroffentl. Ber., Maden Tetkik Arama Arşivi.
- Kovenko, V., 1940.** Emplacement et nature de travaux a entreprendre dans la region de Hasançelebi (Supplement au rapp. 1938). Maden Tetkik Arama Arşivi.
- Krasnova, N.I., 2001.** The Kovdor phlogopite deposit, Kola Peninsula, Russia. The Canadian Mineralogist, 39, 33-44.
- 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.

**Kurtman, F., 1961.** Sivas-Divriği arasındaki sahanın jeolojisi ve jipsli seri hakkında müşahadeler. Maden Tetkik Arama Dergisi, 56, 14-25.

**Kurtman, F., 1963.** Tecer dağlarının jeolojisi ve alacalı seri hakkında bazı müşahadeler. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 8, 1-2.

**Kurtman, F., 1973.** Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. Maden Tetkik Arama Dergisi, 80, 1-32.

**Kurtman, F., 1978.** Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri Maden Tetkik Arama Dergisi, 91, 1-12.

**Kuru, G. S., Kuşcu, İ., Şalış, B., Yılmaz, E., Demirela, G., 2006.** Hasaelebi (Malatya) demir oksit yataklarının oluşum koşulları; mikrotermometrik bir yaklaşım. Maden Tetkik Arama Dergisi, 132, 101-111.

**Kuşcu, İ., Marschik, R., Kaymaycı, N., Yılmaz, E., Demirela, G., Gökçe, H., Güleç, N., 2005a.** Hasaelebi-Karakuz (Malatya) demiroksit yataklarındaki alterasyonların kökeni: Tuzlu-Evaporitik sularda yıkanma modeline karşı magmatik-hidrotermal model. 58. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, 75-77, Ankara.

**Kuşcu, İ., Yılmaz, E., Demirela, G., Gökçe, H., 2005b.** Orta ve Batı Anadolu'daki bazı Skarn Tipi Fe-oksit yataklarının Fe-oksit-Cu-Au (Doba) potansiyeli. Öztürk, H, Kahriman, A. Ve Hanili, N., (eds) Türkiye Demir Yatakları Jeolojisi Madenciligi ve Mevcut Sorunları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 181-206, İstanbul.

**Kuşcu, İ., Marschik, R., Kaymaycı, N., Güleç, N., 2005c.** Hasaelebi-Karakuz (Malatya) bölgeleri demiroksit yataklarında alterasyon zonlanması. 58. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, 66-67, Ankara.

**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. and 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.

**Leo, G.W., Marvin, R.F., Mehnert, H.H., 1974.** Geologic framework of the Kuluncak-Sofular area, east-central Turkey, and K-Ar ages of igneous rocks. *Bulletin of Geological Society of America*, 85, 1785-1788.

**Leo, G.W., Önder, E., Kılıç, M., Avcı, M., 1978.** Geology and Mineral Resources of the Kuluncak-Sofular Area (Malatya K-39a1 and K39a2 Quadrangles), Turkey Geological Survey Bulletin, No. 1429, 58 p.

**Mader, D., Montanari, A., Gattacceca, J., Koeberl, C., Handler, R., Coccioni, R., 2001.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of a biotite-rich clay in the pelagic sequence of the Conero Riviera, Ancona, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 194, 111-126.

**McLennan, S.M., 1989.** Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In. *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* (Eds. B.R. Lipin and G.A. McKay), *Rev. İn. Min., Soc. Amer.* 169-200.

**Milliman, J.D., 1974.** *Marine Carbonates. Part I Recent Sedimentary Carbonates.* Springer-Verlag, Berlin, 375 s.

**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.

**Mohr, N.V., 1961.** Karakuz demir yatakları arama programı neticelerine ait rapor. Maden Tetkik Arama Arşivi.

- Murakami, T., Kasama, T., Sato, M., 2002.** Biotitization of vermiculite under hydrothermal condition. *Journal of Mineralogy. Petrology. Science.*, 97, 263-268.
- O'Hanley, D.S., 1996.** Serpentinites : records of tectonic and petrological history. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 34, 277 p.
- O'Neil, J.R., 1986.** Terminology and standards. In: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, J.W.Valley, H.P.Taylor, J.R.O'Neil (Ed.), Mineralogical Society of America, Chelsea, 561-570 p.
- Özçelik, O., Meriç, E., Özer, S., 1990.** Hisarcık-Esenbey (Balaban-Malatya) yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin stratigrafik özellikleri. *Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 5, 1-2,20-28.
- Özer, T., Kuşçu, A.E., 1982.** Malatya-Hekimhan-Deveci demir yatağı jeolojisi ve rezerv raporu. *Maden Tetkik Arama Arşivi*.
- Özer, T., Kuşçu, A.E., 1986.** Malatya-Darende-Kuluncak, Düşüksöğüt- Kızılok Boynu, Yunnuk düşük tenörlü demir madenleri jeoloji raporu. *Maden Tetkik Arama Raporu No: 7871*.
- Özgül, N., 1981.** Munzur dağlarının jeolojisi. *Maden Tetkik Arama Derleme Raporu, No 6995*.
- Özgül, N., Turşucu, A., 1983.** Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur mountains (Eastern Taurides). *International Symp. on the Geology of the Taurus Belt*, 26-29 September 1983, Ankara, Proceedings, 173-180.
- Öztürk, A., Boztuğ, D., Yalçın, H., İnan, S., Gürsoy, H., Bozkaya, Ö., Yılmaz, S., Uçurum, A. 1996.** Hekimhan (KB Malatya) ve Kangal (GD Sivas) Yörelerinde Mevcut Maden Yataklarının Jeolojik ve Madencilik Açısından Değerlendirilmesi Çalışmaları. Cilt I: Jeolojik Etüdler. DPT Projesi, No :89 K 120450, 186s.
- Öztürk, A., İnan, S., Terzioğlu, N., Gürsoy, H., 1988.** Ulaş-Deliktaş-Kavak-Sincan-Beypınarı-Ovacık (Sivas) yöresinin jeolojisi, tektonik özellikleri ve

yeraltı zenginlikleri. TUBİTAK Projesi Raporu, Ankara, No. TBAG-672, 70 s. 3 Ek, (yayınlanmamış).

- Peabody, C.E. and Einaudi, M.T., 1992.** Origin of petroleum and mercury in the Culver-Baer cinnabar deposit, Mayacmas district, California. *Economic Geology*, 87, 1078-1103.
- Platzman, E.S., Tapirdamaz, C., Sanver, M., 1998.** Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey): Preliminary palaeomagnetic and geochronological results. *Tectonophysics*, 299, 175-189.
- Ploshko, V.V., 1963.** Listwaenitization and carbonatization at terminal stages of Urushten igneous complex, North Caucasus. *International Geology Review*, 7, 446-463.
- Poisson, A., Guezou, J.C., Öztürk, A., İnan, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak, K.S., Özden, S., 1996.** Tectonic setting and evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 38, 838-853.
- Poldini, M., 1936.** Hasaңcelebi bölgesinde manyetit yataklarının keşfi hakkında rapor. Maden Tetkik Arama Arşivi.
- Reeder, R.J., Sheppard, C.E., 1984.** Variation of lattice parameters in some sedimentary dolomites. *American Mineralogist*, 69, 520-527.
- Reynolds, R.C., Jr., 1985.** NEWMOD<sup>©</sup> A Computer Program for the calculation of One-Dimensional Diffraction Patterns of Mixed-Layered Clays: R.C. Reynolds, Jr., 8 Brook Rd., Hanover, NH.
- Rizzo, G., Piluso, E., Morten, L., 2001.** Phlogopite from the ultramafic rocks, Central Calabria, Southern Italy. *European Journal of Mineralogy*, 13, 1139-1151.
- 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 hydrogen and oxygen isotope ratios. *Earth and Planetary Science Letters*, 100, 291-303.

- Sato, K., Katsuro, T., Ito, E., 1996.** Phase relations of phlogopite with and without enstatite up to 8 Gpa: implications to potassic magmatism and mantle metasomatism. Technical Report of ISEI, Seri A, 65, 1-20.
- Schandl, E.S., Wicks, F.J., 1993.** Carbonates and associated alteration of ultramafic and rhyolitic rocks at the Hemingwat property, Kidd Creek volcanic complex, Timmins, Ontario. *Economic Geology*, 88, 1615-1635.
- Schreyer, W., Abraham, K., Kulke, H., 1980.** Natural sodium phlogopite coexisting with potassium phlogopite and sodian aluminian talc in a metamorphic evaporite sequence from Derrag, Tell Atlas, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 223-233.
- Selley, R.C., 1976.** An introduction to sedimentology. Academic Pres. London-New York, San Fransisco, 408 p.
- Sharp, T.G., Otten, M.T., Buseck, P.R., 1990.** Serpentinization of phlogopite phenocrysts from a micaceous kimberlite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 530-539.
- Sheppard, S.M.F., 1986.** Characterization and isotopic variations in natural waters. 165-184 p. in: *Stable Isotopes in High-temperature Geological Processes* (J.W. Valley, Jr H.P. Taylor, J. O'Neil editors). *Reviews in Mineralogy* 16, Mineralogical Society of America, Washington DC.
- 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.
- Sirel, E., 1976.** Eonularia conica n.s.p türünün tanımı ve Darende-Gürün (Bati Malatya) yöresindeki Üst Lütesiyen-Alt Priaboniyen kireçtaşlarına ilişkin yeni görüşler. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 2, 79-82.

- Streckeisen, A., 1978.** Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Recommendations and Suggestions. Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen, 31, 1-14.
- 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.
- Şengör, A.M.C., 1979.** The north Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. Journal of Geological Society of London, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981.** Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tatsumi, Y., Koyaguchi, T., 1989.** An absorokite from a phlogopite Iherzolite source. Contributions to Mineralogy and Petrology, 102, 34-40.
- Taylor, H.P., Jr., 1968.** The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Contribution to Mineralogy and Petrology, 19, 1-71.
- Tunç, M., Özçelik, O., Tutkun, L., Gökçe, A., 1991.** Divriği- Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeoloji özellikleri. Doğa-Türk Müh. Çevre Bilimleri Dergisi, 15, 225-245.
- Uçurum, A., 1992.** Hasançelebi kuzeyinin (KB Malatya) jeolojisi ve volkanitlerin mineraloji-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, (yayımlanmamış), 124s.
- Uçurum, A., 1998.** Application of the correspondence-type geostatistical analysis on the Co, Ni, As, Ag and Au concentrations of the listwaenites from serpentinites in the Divriği and Kuluncak ophiolitic melanges. Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 87-95.
- Uçurum, A., 2000a.** Listwaenites in Turkey: perspectives on formation and precious metal concentration with reference to occurrences in east-central Anatolia. Ofioliti, 25, 15-29.

- Uçurum, A., 2000b.** Geology, geochemistry, and evolution of the Divriği and Kuluncak ophiolitic melanges, with reference to serpentinites in east-central Turkey. *International Geology Review*, 42, 172-191.
- Uçurum, A., Larson, L.T., 1999.** Geology, Base-precious metal concentration and genesis of the silica-carbonate alteration (Listwaenites) form late Cretaceous ophiolitic melanges at Central east Turkey. *Chemie der Erde*, 59, 77-104.
- Uçurum, A., Larson, L.T., Boztuğ, D., 1996.** Geology, geochemistry and petrology of the alkaline subvolcanic trachyte-hosted iron deposit in the Karakuz area, Northwestern Hekimhan-Malatya, Turkey. *International Geology Review*, 38, 11, 995-1005.
- Ünlü, T., 1984.** Deveci (Hekimhan-Malatya) siderit örneklerinde yapılan bir cevher hazırlama ön çalışması. *Jeoloji Mühendisliği*, 21, 3-16.
- Ünlü, T., 1985.** Deveci (Hekimhan-Malatya) siderit örneklerine özgü jeokimyasal verilerde yapılan bir jeostatistiksel değerlendirme. *Jeoloji Mühendisliği*, 25, 3-14.
- Ünlü, T., 1986.** Deveci (Hekimhan-Malatya) siderit örneklerinde yapılan bir elektronmikroskop incelemesi. *Jeoloji Mühendisliği*, 26, 3-10.
- Van Achterbergh, E., Griffin, W.L., Stiefenhofer, J., 2001.** Metasomatism in mantle exnoliths from the Letlhakane kimberlites: estimation of element fluxes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 397-414.
- Vatan, J. M., 1967.** Manuel de Sedimentologie. Technip, Paris, 397 p.
- Velde, B., 1985.** Clay Minerals: A physico-chemical Explanation of Their Occurrence. Elsevier, New York, *Developments in Sedimentology* 40, 428 p.
- Wagner, C., Deloule, E., Mokhtari, A., 1996.** Richterite-bearing peridotites and MARID-type inclusions in lavas from North Eastern Morocco: mineralogy and D/H isotopic studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, 406-421.



- Weaver, C. E., Pollard, L. D., 1973.** The Chemistry of Clay Minerals. Developments in Sedimentology, 15, 213 p.
- Wenk, H.R., Zhang, F., 1985.** Coherent transformations in calcian dolomites. *Geology*, 13, 457-460.
- 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., Whittaker, E.J.W., 1977.** Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 15, 459-488.
- Wicks, F.J., Plant, A.G., 1979.** Electron-microprobe and X-ray microbeam studies of serpentine textures: *Canadian Mineralogist*, v. 17, 785-830 p.
- Wicks, F. J., O'Hanley, D. S., 1988.** Serpentine minerals: structures and petrology: in *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*. S. W. Bailey, ed., Mineral. Soc., Am., *Rev. Mineral.*, 19, Washington, 91-167 p.
- Wiese, R.G., Edgar, A. D., Barnett, R. L., 1996.** Textural and compositional variations in phlogopite and biotite in kimberlite from Fayette County, Pennsylvania: a documentation of possible evolution of kimberlite magma. *N. Jb. Min. Abh.*, 170, 111-126.
- Wones, D.R., Gilbert, M.C., 1982.** Amphiboles in the igneous environment. *Reviews in Mineralogy* 9B, Mineralogical Society of America, 355-390.
- Woodward, S.P., 1855.** On the structure and affinities of the Hippuritidae. *Quarterly Journal of Geological Society*, Vol II, 40-59, London.
- Wulff-Pedersen, E., Neumann, E-R., Jensen, B.B., 1996.** The upper mantle under La Palma, Canary islands: formation of Si-K-Na-rich melt and its importance as a metasomatic agent. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125, 113-139.
- Yalçın, H., 1991.** Clay mineralogy and geochemistry of Sivas (Hafik district) evaporite basin, Eastern Interior Anatolia. 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, Proceedings, 3, 1185-1190.

- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1991.** Hekimhan çevresi volkanoklastik kayaçlarındaki gömülme diyajenezi ile ilişkili denizel zeolitlerin incelenmesi. V. Ulusal Kil Sempozyumu, Anadolu Üniversitesi, Eskişehir, 16-20 Eylül, Bildiriler Kitabı (Ed. M.Zor), 127-139.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995.** Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). *Clays and Clay Minerals*, 43, 6, 705-717.
- 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., 2003.** Sivas Batısındaki (Yıldızeli-Akdağmadeni) hidrotermal kaolin ve I-S oluşumlarının mineralojisi ve jeokimyası. Türkiye Jeoloji Bülteni, 46, 1-23.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2004.** Ultramafic-rock-hosted vein sepiolite occurrences in the Ankara ophiolitic mélangé, Central Anatolia, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 52, 227-239.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2006.** Mineralogy and geochemistry of ultramafic- and sedimentary-hosted talc deposits of Paleocene in the southern part of the Sivas basin, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 54, 333-350.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Başbüyük, Z., 2004.** Mg-mineral occurrences in the Central Anatolian Neogene Intra-cratonic basins related to neotectonic regime: An example from Kangal basin, Sivas, Turkey. 5<sup>th</sup> International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (5<sup>th</sup> ISEMG), Thessaloniki, Greece, 14-20 April, 2004, 1473-1476 p.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Poisson, A., 2000.** Sivas havzası merkezi kesiminde Oligo-Miyosen yaşlı paleo-ortamlar-kil mineralojisi ilişkisi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 17, 53-62.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Karayel, A., 2006.** Mg-mineral occurrences in the serpentinite- and volcanic-fed lacustrine basins in the İmranlı-Suşehri

region, northeastern Turkey. Fourth Mediterranean Clay Meeting, Ankara, Turkey, 05-10 September 2006, Abstracts, 137-138 p.

- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., Gaurgoud, A., Vidal, P., Uçurum, A., 1998.** Geochemical characteristics of Yamadağı volcanics in Central East Anatolia: An example from collision-zone volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Special issue, *Volcanism in Anatolia*, 85, 303-326.
- Yılmaz, S., 1960.** Hekimhan-Karakuz mevkii ve Deveci köyü demir madeni yatakları. Maden Tetkik Arama Raporu.
- Yılmaz, A., 1981.** Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24-1, 31-38.
- Yılmaz, A., 1985.** Yukarı Kelkit çayı ile Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 79-92.
- Yılmaz, S., 1991.** Hekimhan-Hasançelebi (KB Malatya) yöresi jeolojisi ve magmatitlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, (yayınlanmamış), 256s.
- Yılmaz, A., Özer, S., 1984.** Kuzey Anadolu bindirme kuşağının Akdağmadeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümünün temel jeoloji incelemesi ve Tersiyer havzasının yapısal evrimi. *Ketin Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurultayı Yayını*, 163-174.
- Yılmaz, H., Yılmaz, A., 2004.** Divriği (Sivas) yöresinin jeolojisi ve yapısal evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 47, 13-45.
- Yılmaz, S., Boztuğ, D., Öztürk, A., 1991.** Hekimhan-Hasançelebi (KB Malatya) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri-A, Yerbilimleri*, 8, 1, 1-18.
- Yılmaz, S., Boztuğ, D., Öztürk, A., 1993.** Geological setting, petrographic and geochemical characteristics of the Cretaceous and Tertiary igneous rocks in the Hekimhan-Hasançelebi area, north-west Malatya, Turkey. *Geological Journal* 28, 383-398.

- Yılmaz, A., Yılmaz, H., 2006.** Characteristics features and structural evolution of a post collisional basin: The Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *J.A.E.S.*, 27, 164-176.
- Yoldaş, R., 1972.** Malatya kuzeyinin jeolojisi ve petrol imkanları. Maden Tetkik Arama, Ankara, Rapor No. 4936 (yayınlanmamış).
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., 1999.** The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 107-122.
- Zedef, V., Russell, M., Fallick, A.E., Hall, A.J., 2000.** Genesis of vein stockwork and sedimentary magnesite and hydromagnesite deposits in the ultramafic terranes of southwestern Turkey: A stable isotope study. *Economic Geology*, 95, 429-446.
- Zheng, Y.F., 1993.** Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 247-263.
- Zimmer, E., 1952.** Hasançelebi bölgesi demir yataklarında icra edilen taharri ameliyatı hakkında rapor. Maden Tetkik Arama Raporu.

### **ÖZGEÇMİŞ**

1980 yılında Malatya’da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Malatya’da tamamladı. 1999 yılında Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünü kazandı. 2003 yılında mezun oldu. 2004 yılında Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalında yüksek Lisans’a başladı.