



Gözaydın (Bizmişen, Erzincan) Demir Yatağının Kökeninin
Belirlenmesinde Sıvı Kapanım, LA-ICP-MS, Raman
Spektrometresi ve İzotop Jeokimyası İncelemeleri

Program Kodu: 3001

Proje No: 113Y576

Proje Yürütücüsü:
Prof. Dr. Gülcan BOZKAYA

Araştırmacılar:

Prof. Dr. Ömer BOZKAYA
Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ

Bursiyerler:

Mustafa Selman ARSAY

ÖNSÖZ

Sivas-Malatya-Erzincan bölgesi ülkemizde halen işletilmekte olan demir yataklarının büyük bir bölümünü içermesi, rezervlerin büyüklüğü ve gelecekte değerlendirilme potansiyeline sahip düşük tenörlü rezervler içermesi nedeniyle, Türkiye'nin en büyük demir cevheri bölgesini temsil etmektedir. Bu bölgede son yıllarda yapılan çalışmalarla önemli rezerv artırıcı gelişmeler kaydedilmiş olup; Divriği A+B Kafa, Dumluca, Bizmişen, Kurudere, Çetinkaya, Otluklise, Deveci, Karakuz, Sivritepe, Hasançelebi bu bölgenin önemli cevher yataklarıdır.

TÜBİTAK Başlangıç Projesi (3001) – 113Y576 nolu proje ile desteklenen bu çalışmada, Gözaydın (Bizmişen) demir yatağının oluşum koşulları ve cevher oluşturuçu çözeltilerin özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu kapsamda, arazi çalışması, mineraloji-petrografi, jeokimya ve sıvı kapanım incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Proje çalışmasında bölgede ilk kez mineral ve sıvı kapanımlar üzerinde gelişmiş analiz yöntemleri (duraylı ve radyojenik izotop jeokimyası, LA-ICP-MS ve Raman Spektrometresi) uygulanmıştır. Cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin kökeni ve cevherleşme ve/veya alterasyon yaşı belirlenmiş olup, cevherleşmenin oluşumu hakkında yeni ve özgün bilgilere ulaşılmıştır.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	i
ÇİZELGE LİSTESİ	iii
ŞEKİL LİSTESİ	iv
ÖZET	ix
ABSTRACT	x
1. GİRİŞ	1
2. MATERYAL VE YÖNTEM	4
2.1. Arazi Çalışmaları	4
2.2. Örnek Hazırlama	4
2.2.1. Kırma-öğütme-eleme	4
2.2.2. İnce-kesit ve parlatılmış blokların hazırlanması	5
2.2.3. Mineral ayırma	5
2.3. Laboratuvar Uygulamaları	6
2.3.1. Optik mikroskopi	6
2.3.2. Sıvı kapanım	6
2.3.3. X-Işınları Kırınımı (XRD)	7
2.3.4. Laser Ablation ICP-MS incelemeleri	7
2.3.5. Raman spektrometresi	8
2.3.6. Duraylı izotop jeokimyası	8
2.3.7. Radyojenik izotop jeokimyası	10
3. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ	11
3.1. Bölgesel Jeoloji	11
3.2. Stratigrafi	11
3.2.1. Munzur Kireçtaşı	12
3.2.2. Yeşiltaş Yayla Karışığı	13
3.2.3. Saya Formasyonu	13
3.2.4. Bizmişen Plütönu	15
3.2.5. Kemah Formasyonu	15
3.2.6. Yamadağ Volkanitleri	15
3.2.7. Alüvyon ve Yamaç Molozu	16
3.2.8. Yapısal jeoloji	16
3.3. Alterasyon	16
3.4. Maden Jeolojisi	18
4. MİNERALOGİ-PETROGRAFİ	22
4.1. Optik Mikroskop İncelemeleri	22
4.1.1. Alttan Aydınlatmalı Polarizan Mikroskop İncelemeleri	22
4.1.2. Üstten Aydınlatmalı Polarizan Mikroskop İncelemeleri	34
4.2. Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri	37
5. X-IŞINLARI KIRINIMI (XRD) İNCELEMELERİ	39
6. RAMAN SPEKTROMETRESİ İNCELEMELERİ	46
7. SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ	47
7.1. Örnek Seçimi ve Yöntem	47
7.2. Kapanımların Morfolojik Özellikleri	47

7.3. Mikrotermometrik İncelemeler	48
7.3.1. İlk Erime Sıcaklığı Ölçümleri (TFM)	48
7.3.2. Son Buz Erime Sıcaklığı Ölçümleri (Tmice)	49
7.3.3. Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri (TH)	51
7.3.4. Sonuçların Değerlendirilmesi	53
8. JEOKİMYASAL İNCELEMELER	54
8.1. Ana ve İz Element Jeokimyası	54
8.2. İzotop Jeokimyası	59
8.2.1. Kil Minerallerinin Duraylı İzotop (O, H) Jeokimyası	59
8.2.2. Karbonat Minerallerinin Duraylı İzotop (C, O) Jeokimyası	63
8.2.3. Sülfürlü Minerallerinin Duraylı İzotop (S) Jeokimyası	65
8.2.4. Kil Minerallerinin Radyojenik (Ar/Ar) İzotop Jeokimyası	66
9. LAZER ABLASYON (LA-ICP-MS) İNCELEMELERİ	68
10. SONUÇLAR VE TARTIŞMA	83
11. KAYNAKLAR	88

ÇİZELGE LİSTESİ

Çizelge 4.1.	Bizmişen (Gözaydın) demir yatakları ve çevresinden alınan örneklerin konumları ve optik mikroskop inceleme sonuçları	23
Çizelge 5.1.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi alterasyon zonundan alınan örneklerin XRD mineral bileşimi	40
Çizelge 5.2.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi hidrotermal alterasyon ürünü kil minerallerinin d060 değerleri ve oktahedral bileşimleri	45
Çizelge 7.1.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi cevher örneklerinde farklı minerallerde gerçekleştirilen birincil ve ikincil sıvı kapanımlara ait ölçüm sonuçları	48
Çizelge 8.1.	Kil minerallerinin ana element kimyasal bileşimi ve yapısal formülleri	55
Çizelge 8.2.	Kil minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri (ppm)	56
Çizelge 8.3.	Kil minerallerinin O-H izotop analiz sonuçları	60
Çizelge 8.4.	Kalsit minerallerinin C-O izotop analiz sonuçları	63
Çizelge 8.5.	Sülfürlü minerallerinin sülfür izotop analiz sonuçları	65
Çizelge 8.6.	Arjilik alterasyon kil örneklerinin Ar/Ar yaş analiz sonuçları	66
Çizelge 9.1.	Kalsit, kuvars ve baritlerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS analzi sonuçları	70
Çizelge 10.1.	Gözaydın (Bizmişen) demir yatağı ile benzer yaşlı magmatik yan kayaçlı ve benzer cevher mineralli diğer yatakların karakteristik özellikleri (Kuşçu ve diğ., 2013'den düzenlenmiştir).	86

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1.	a) İnceleme alanının Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999) içerisindeki konumu, (b) Divriği-İliç-Kemaliye bölgesinin bölgesel ölçekli jeolojisi (1:500.000 ölçekli jeoloji haritası, Sivas paftası, MTA, 2002) ve ayrıntılı haritalama yapılan alanın konumu	2
Şekil 1.2.	Demir cevherleşmeleri içeren inceleme alanının 1:5.000 ölçekli jeoloji haritası (Yıldırım ve Hamarat, 1985'den değiştirilmiştir), işletilen maden yataklarının konumu ve araziden alınan örnek yerleri	3
Şekil 2.1.	LA-ICP-MS cihazı (sol), lazer uygulanmış sıvı kapanım boşlukları (orta) ve elde edilen analiz sonuçlarına ait örnek gösterimler (sağ). Fotoğraflar Leeds Üniversitesi'ndeki Laboratuvarından ölçüm yapılan örneklerden alınmıştır	7
Şekil 3.1.	İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti ve cevherleşmelerin birimlere göre dağılımı	12
Şekil 3.2.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesinde işletilen demir yataklarındaki stratigrafik birimlerin ve cevherlerin dağılımı. a) Orta ocak ve Ayşe ocağı genel görünümü, b) Ayşe ocağında ofiyolit ve kireçtaşlarını kesen diyoritler ve alterasyon zonları, c) Orta ocakta diyorit-ofiyolit-kireçtaşı üçlü dokanağı ve cevherleşme, d) Ayşe ocağında diyorit-ofiyolit kantağında cevherli alterasyon zonu, e) Ayşe ocağında diyorit-kireçtaşı kantağında cevher ve beyaz killi alterasyonlar, f) Orta ocakta kireçtaşı ve ofiyolitleri kesen diyoritler ve kireçtaşı dokanağında kontak metamorfik zon, g) Dönentaş ocağı A-kafa olarak adlandırılan cevherleşme alanında ofiyolitler içerisinde gelişmiş demiroksitli listvenitler	14
Şekil 3.3.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesinde işletilen demir yataklarındaki alterasyon ürünleri. a) Orta ocakta diyoritlerde endoskarn epidot dolgulu çatlaklar, b) Taştepe ocağında diyoritlerde endoskarn alterasyon sonucu gelişen kalsit, silis ve barit dolgulu çatlaklar, c-d) Dönentaş ocağında listfenitlerde boşluklu doku ve götit ve limonitlerden kaynaklanan sarımsı renkli görünüm, e) Taştepe ocağında gözenekli götit-limonit içeren cevher oluşumları, f) Taştepe ocağında limonitce zengin cevherli zonlar, g) Taştepe ocağında diyorit kontak metasomatik zonunda baritli altere diyoritler, h) Ayşe ocağında Munzur limonitli kireçtaşları içerisinde özşekilli barit oluşumları	17
Şekil 3.4.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe ocağında gözlenen alterasyon ürünleri. a) Serpantinleşmiş ultramafik kayalar, b-c) Serpantinleşmiş ultramafik kayalar içerisinde karbonat (kalsit, dolomit), diyopsit, skapolit, epidot ve talk içeren alterasyonlar, d) Aşırı limonitleşmiş hematit cevheri, e-f) Diyoritlerle ultramafik kayalar dokanağında gelişen sarı limonitli ve beyaz killeşmiş zonlar	18
Şekil 3.5.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi demir yataklarındaki alterasyon ürünleri. a) Orta ocakta diyorit-kireçtaşı dokanağında demirli kireçtaşı ve altere (killeşmiş) diyoritler, b) Orta ocakta diyoritlerin kireçtaşlarına sokulum yaptığı dokanakta yaygın killi alterasyon zonu, c) Orta ocakta Munzur kireçtaşları içerisinde damar şeklinde sokulum yapan altere (killeşmiş) diyoritler, d) Orta ocakta diyorit-kireçtaşı sınırındaki killi, manganlı ve limonitli alterasyon zonu, e) Taştepe ocağında killi, limonitli altere oluşumlar, f) Karbonat dolgulu breşik cevher, g) Taştepe ocağında yaygın alterasona uğramış (killeşmiş) diyoritler, h) Taştepe ocağında limonit çatlak dolgulu killi ve jipsli oluşumlar	20
Şekil 3.6.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe ve Ayşe ocklarında gözlenen alterasyon ve cevher zonlarının enine kesitleri (Yıldırım ve Hamarat, 1985'den düzenlemiştir)	21

Şekil 4.1.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi yaygın litolojilerin optik mikroskop görünüşleri. a-b) Bizmişen Plütonu'na ait holokristalin taneli dokulu diyorit (a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) Munzur kireçtaşı birimine ait kristalize kireçtaşı ve içerisindeki özşekilli yüksek optik engebeli dolomit kristalleri (c-çift nikol, d-tek nikol), e-f) Elek/ağ dokulu serpantinlerde levhamsı/yapraksı antigorit-lizardit? türü serpantinler ve bunları kesen lifsi krizotil oluşumları, g-h) Yamadağ Volkanitlerine ait bazaltik andezit örneğinde hipokristalin porfirik dokulu hamur içerisinde olivin, opaklaşmış hornblend ve zonlu dokulu ve polisentetik ikizlenmeli plajiyoklaz fenokristalleri (g-çift nikol, h-tek nikol)	28
Şekil 4.2.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi kontakt metasomatik alterasyonlu litolojilerin optik mikroskop görünüşleri. a-b) Klorit-epidot fels örneğinde özşekilsiz ve yarı özşekilli epidot (pistazit) mineralleri (a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) Klorit-epidot-kalsit-granat fels örneğinde granatların arasındaki boşluk ve çatlaklarda kalsit, epidot ve klorit oluşumları (c-çift nikol, d-tek nikol), e-f) Baritli silis örneğinde küçük kristalli kuvarlar içerisinde iri kristalli yarı-özşekilli baritler (brt) ve demiroksit bağlayıcı (e-çift nikol, f-tek nikol), g-h) Silisli ve baritli karbonat kayaç örneğinde jel dokulu kalsit, kalsedonik kuvar ve levhamsı prizmatik iri barit kristalleri (g-çift nikol, h-tek nikol)	30
Şekil 4.3.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi alterasyon örneklerinde fillosilikat minerallerinin optik mikroskop görünüşleri. a-b) Silisli karbonat örneğinde feldispat mineralini ornatın kaolinit oluşumları (a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) Hematit cevher örneğinde hematitler arasındaki boşluklarda neoforme ışınal-lifsel klorit/serpantin ve serizitik görünümlü talk oluşumları (c-çift nikol, d-tek nikol), e-f) Granat-kalsit fels örneğinde levhamsı filogopit ve izotropik görünümlü kloritler (e-çift nikol, f-tek nikol), g-h) Klorit-epidot-kalsit-granat fels örneğinde gözenekte neoforme klorit oluşumları (g-çift nikol, h-tek nikol)	31
Şekil 4.4.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi alterasyon örneklerinin optik mikroskop görünüşleri. a-b) Silisli karbonat örneğinde yüksek optik engebeli özşekilli ankerit veya dolomitler ve daha sonra gelişen düşük optik engebeli kalsitler (a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) Altere diyorit porfir örneğinde karbonatlaşmış ve serizitleşmiş plajiyoklaz fenokristalleri ve ince taneli kuvar oluşumları, (c-çift nikol, d-tek nikol), e-f) Limonitleşmiş cevher örneği çatlakları içerisinde levhamsı prizmatik jipsler ve ince taneli manganoksit oluşumları (e-çift nikol, f-tek nikol), g-h) Silis şapka konumunda aşırı silisleşmiş Munzur kireçtaşlarında bütünüyle silisli zonlarda ince taneli kalsedonik kuvar ve iri taneli kuvarlar (g-çift nikol, h-tek nikol)	32
Şekil 4.5.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi alterasyon örneklerinin optik mikroskop görünüşleri. a-b) Demirli kireçtaşı (Munzur kireçtaşı) örneğinde limonitleşmiş demiroksit (hematit/manyetit) ve kalsit çatlak dolgu manganoksitler arasında gelişen yer yer özşekilli yeniden kristallenmiş karbonat mineralleri (a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) Kalsit-epidot-granat fels örneğinde granatlar ile demiroksit (hematit/manyetit) cevheri arasında kalsit, kuvar ve epidot oluşumları (c-çift nikol, d-tek nikol), e-f) Tremolit-epidot-kalsit-granat fels örneğinde granat içerisinde hematit/manyetit oluşumları (e-çift nikol, f-tek nikol), g-h) Tremolit-epidot-kalsit-granat fels örneğinde tremolitleri kemiren demiroksit (hematit/manyetit) cevher oluşumları (g-çift nikol, h-tek nikol)	33
Şekil 4.6.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Dönentaş ocağından alınan cevher örneklerinin üstten aydınlatmalı optik mikroskop görünüşleri. (a) Hematite dönüşmüş manyetitler, (b) Kenarlarından itibaren kolloform doku gelişerek hematiti ornatmış götit minerali, (c) Piriti kemirerek gelişen manyetit kristali	

	ve spekülär hematitler,(d) Bozunmuş (oksi-hidroksitleşmiş) özşekilli pirit kristalleri arasında gelişen hematit kristali, (e) Götit tarafından kuşatılmış pirit kalıntıları, (f) Kalkosin ve kovelline dönüşmüş kalkopirit minerali ve hematite dönüşmüş manyetit kristali	35
Şekil 4.7.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Ayşe ocağı ve Dönentaş ocağından alınan cevher örneklerinin üstten aydınlatmalı optik mikroskop görünümü. (a) Manyetit içerisinde gelişen kalkopirit, (b) Kalsitlerden oluşan gang minerallerinden sonra gelişmiş kalkopirit oluşumları, (c) Benekli görünümlü (düşük kristaliniteli) kalkopirit ve kovellin oluşumları, (d) Özşekilsiz kovellin ve kalkosin kristalleri, (e) Benekli (dotted) görünümlü ve bozuşmuş (oksi-hidroksitleşmiş) düşük yansımali özşekilli piritler ve özşekilsiz yüksek yansımali kalkopiritler, (f) Işınsal demetler oluşturan levhamsı-prizmatik spekülär hematit kirstalleri	36
Şekil 4.8.	a) Özşekilli kalsit kristalleri ve levhamsı-yapraksı kil mineralleri, b) İri levhamsı illitler ve gözenekte petek biçimli smektitler, c) Kalsit ve fillosilikatlar, d) Neoformasyon ürünü kitap yaprakları biçimli kaolinitler ve yapraksı I-S, e) Özşekilli kalsitler, levhamsı kaolinit ve lifsi-yapraksı I-S, f) Neoformasyon ürünü lifsi-yapraksı I-S ve levhamsı kaolinitler	37
Şekil 4.9.	a) Tomurcuksu ince kristalli kalsitler ve yapraksı I-S, b) Yarı özşekilli-özşekilli levhamsı I-S toplulukları, c) İri levhamsı vermikülitler ve ince kristalli lifsi-yapraksı talklar, d) Yarı özşekilli-özşekilli vermikülitler, e) İri yapraksı/levhamsı vermikülitler ve ince kristalli lifsi-tüysü talklar, f) Levhamsı vermikülitler ve çubuksu-prizmatik serpantin (krizotil) kristalleri	38
Şekil 5.1.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Orta Ocak işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırından alınan killi alterasyon örneklerinin XRD desenleri. (a) Tüm kayaç (XRD-TK), (b) Kil fraksiyonu (XRD-KF)	39
Şekil 5.2.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Ayşe Ocağı işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırı ve diyorit kütlesi içerisinde alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı tüm kayaç (XRD-TK) desenleri	41
Şekil 5.3.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Ayşe Ocağı işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırı ve diyorit kütlesi içerisinde alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı kil fraksiyonu (XRD-KF) desenleri	41
Şekil 5.4.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe Ocağı işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırı ve diyorit kütlesinden alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı tüm kayaç (XRD-TK) desenleri	42
Şekil 5.5.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe Ocağı işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırından alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı kil fraksiyonu (XRD-KF) desenleri	42
Şekil 5.6.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Güney Kızılkaya Ocağı işletmesi diyorit-ofiyolit (serpantinit) sınırından alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı tüm kayaç (XRD-TK) desenleri	43
Şekil 5.7.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Güney Kızılkaya Ocağı işletmesi diyorit-ofiyolit (serpantinit) sınırından alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı kil fraksiyonu (XRD-KF) desenleri	43
Şekil 5.8.	Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe Ocağı işletmesi diyorit-cevher sınırından alınan kuvars ve I-S içeren killi alterasyon örneğinin (a) XRD-TK ve (b) XRD-KF desenleri	44
Şekil 5.9.	(a) Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe Ocağı işletmesi diyorit içerisindeki endoskarn zonuna ait örnekten ayrılan saf granat (grossular) mineralinin XRD deseni, (b) Kızılkaya Güney Dere ocağı diyorit-ofiyolit sınırında serpantinitler içinde gelişen beyaz kil örneğinden ayrılan vermikülit □ serpantin □ talk fraksiyonunun XRD deseni ve NEWMOD hesaplanmış XRD desenleri	44

Şekil 5.10.	(a) Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe Ocağı işletmesi diyorit-cevher sınırındaki kil örneğinden ayrılan I-S örneğinin yönlendirilmiş XRD deseni, (b) Ayşe ocağı işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırında gelişen kil örneğinden saf kaolinit fraksiyonunun yönlendirilmiş XRD deseni	45
Şekil 6.1.	Gazca zengin sıvı kapanımlarda CO ₂ (soldaki pikler) ve H ₂ O (sağdaki yayvan pik) raman spektrometresi analiz sonucu	46
Şekil 7.1.	Sıvı kapanım ölçümü yapılan örneklerdeki kalsitlerin optik mikroskop görüntüleri. (a) Birincil sıvı kapanım topluluklarından görünüm, (b) Kalsit kristallerinin çatlakları boyunca gelişmiş ikincil kapanımlar, (c) Sıvı fazca zengin (FIA-1) kapanımlar, (d) Gaz fazca zengin kapanımlardan görünüm	49
Şekil 7.2.	Sıvı kapanım ölçümü yapılan örneklerdeki farklı minerallerin optik mikroskop görüntüleri. (a-b) Epidot içindeki birincil kapanımlar, (c-d) Granat (grossular) içindeki birincil kapanımlar, (e) Kuvars içindeki birincil kapanımlar, (f-g) Barit içerisindeki birincil ve ikincil kapanımlar, (h) Kalsitler içindeki sıvı+gaz+tuz içeren kapanımlar	50
Şekil 7.3.	Kalsitlerde ölçülen birincil ve ikincil kapanımların homojenleşme sıcaklığı dağılımları	51
Şekil 7.4.	Kuvarslarda ölçülen birincil ve ikincil kapanımların homojenleşme sıcaklığı dağılımları	52
Şekil 7.5.	Granat ve epidotlarda ölçülen birincil ve ikincil kapanımların homojenleşme sıcaklığı dağılımları	52
Şekil 7.6.	Farklı minerallerde ölçülen homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerlerinin karşılaştırılması	53
Şekil 8.1.	Alterasyon zonuna ait kil minerallerinin ve yan kayaçların ana oksit bileşimlerinin dağılımı	57
Şekil 8.2.	Smektit ve illit-smektit minerallerinin tetrahedral yük-oktahedral yük (sol) ve Mg-Fe değişim diyagramlarındaki (sağ) dağılımları	57
Şekil 8.3.	Kil minerallerinde eser elementlerin içeriklerine göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler)	58
Şekil 8.4.	Kil minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984)	58
Şekil 8.5.	Kil 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)	59
Şekil 8.6.	Kil minerallerinin izotop bileşimlerinin $\delta^{18}O$ - δ^2D diyagramındaki dağılımları (a) I-S ve kaolinit, (b) Smektitler. DAMS=Doğu Akdeniz Meteorik Su, Kln=Kaolinit, I-S=Illit-smektit, Na-S=Na-Smektit, Ca-S=Ca-Smektit, Na-Ca Sm=Na-Ca-Smektit	60
Şekil 8.7.	Kil minerallerini oluşturan suların $\delta^{18}O$ ve δ^2D izotop bileşimlerinin magmatik su kökenine göre muhtemel oluşum sıcaklık koşulları	62
Şekil 8.8.	Bizmişen demir yatağı kalsitlerinin $\delta^{13}C_{V-PDB}$ (‰) - $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ (‰) değerlerinin dağılımı. Divriği kalsitlerine ait veriler Marschik ve diğ. (2008)'den alınmıştır	64
Şekil 8.9.	Bizmişen demir yatağı kalsitlerinin $\delta^{13}C_{V-PDB}$ (‰) - $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ (‰) değerlerinin dağılımı (Diyagram Bowman ve diğ., 1998'den düzenlenmiştir). Divriği kalsitlerine ait veriler Marschik ve diğ. (2008)'den alınmıştır	64
Şekil 8.10.	Bizmişen demir yatağı sülfürlü minerallerin $\delta^{34}S_{V-CDT}$ (‰) değerlerinin dağılımı (Sedimanter, magmatik ve metamorfik kayaç sülfür izotopik bileşimleri Hoefs, 1987'den alınmıştır)	66

Şekil 8.11.	Bizmişen demir yatağı alterasyon zonlarından alınan illit ve I-S içeren örneklerin Ar/Ar yaşlandırma sonuçları. İllit ve I-S'ler diyajenetik dereceyi temsil etmeleri nedeniyle toplam gaz yaşları esas alınmıştır	66
Şekil 8.12.	Ar/Ar yaşlandırma sonuçlarının bölgedeki stratigrafik konum içerisindeki konumu. (Plütonik kayaların yaşları Önal ve diğ. (2005), Boztuğ ve diğ. (2006) ve Kuşçu ve diğ. (2010)' dan alınmıştır	67
Şekil 9.1.	İnceleme alanından alınan kalsit örneğindeki (BİZ-38) sıvı kapanımların LA-ICP-MS ablation analiz görünüşleri. Ablation noktaları 50µm olup, kapanımların analizleri için yeterli sıvı çok sayıdaki küçük kapanımlardan elde edilmektedir. Ablation noktası sınırındakiler etkilenmemektedir. Na ve K gibi bazı elementler ise doğrudan sıvı kapanımlardan analiz edilebilmektedir	69
Şekil 9.2.	Sıvı kapanımların K/Na oranları. Analiz sonuçları geniş aralık sunmakla birlikte çoğunluğu 0.6'dan düşük olup, jeotermometre sıcaklığı olarak 450-500 °C'ye karşılık gelmektedir	71
Şekil 9.3.	Sıvı kapanımlardaki Na/K oranlarının minerallere göre karşılaştırılması. Kutulardaki siyah çizgiler medyan değerlerini, kırmızı çizgiler ise ortalama değerleri temsil etmektedir	73
Şekil 9.4.	Kuars ve tüm minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Mg/Na dağılımı	74
Şekil 9.5.	Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Ba/Na dağılımı	75
Şekil 9.6.	Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS Fe/Na - Mn/Na dağılımı	75
Şekil 9.7.	Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Cu/Na dağılımı	76
Şekil 9.8.	Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Zn/Na dağılımı	77
Şekil 9.9.	Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Pb/Na dağılımı	78
Şekil 9.10.	Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS Cu/Na - Zn/Na dağılımı	79
Şekil 9.11.	Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS Cu/Na - Pb/Na dağılımı	81
Şekil 9.12.	Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS Zn/Na - Pb/Na dağılımı	82

ÖZET

Projede, Gözaydın (Bizmişen, Erzincan) bölgesi demir yatağında cevherleşmeyi oluşturan sıvıların sıcaklık, kimyasal bileşim (tuzluluk) ve kökeninin (magmatik su, meteorik su) belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu kapsamda, cevher mineralleri ve bunlara eşlik eden gang mineralleri üzerinde farklı ve gelişmiş yöntemler uygulanmıştır. Alterasyon ürünleri optik ve taramalı elektron mikroskop (SEM) ve X-ışınları kırınımı (XRD) yöntemleriyle incelenmiştir. Ana cevher minerallerine (hematit, manyetit) eşlik eden sülfür minerallerinde (pirit ve kalkopirit) kükürt izotopları jeokimyası ($\delta^{34}\text{S}$), gang ve alterasyon minerallerinde (kalsit, smektit, kaolinit, I-S) ana, iz ve izotop jeokimyası ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ve kalsit, kuvars, barit, epidot ve granat minerallerinde sıvı kapanım çalışmaları ve ayrıca ilk kez LA-ICP-MS ve Raman spektrometresi yöntemleri uygulanmıştır.

Diyoritik bileşimli plütonik kayalar kireçtaşı ve ofiyolitlere sokulum yaparak demir cevherleşmesi (skarn, damar/mercek, ornatma ve plaser tipi), killi alterasyon zonu (arjilik alterasyon) ve plütonik kütle içerisinde skarn minerallerinin (granat, diyopsit, epidot, skapolit, tremolit, klorit) oluşumuna neden olmuştur. Cevher minerallerini manyetit, hematit ve tali miktarda pirit, kalkopirit, kovellin, kalkosin, götit ve limonit, gang minerallerini ise kalsit, kuvars ve barit oluşturmaktadır. XRD ve SEM incelemelerine göre; diyorit-kireçtaşı sınırlarında arjilik alterasyonu işaret eden neoforme smektit (Na- ve Ca-smektit), kaolinit, I-S ve illit, diyorit-ofiyolit sınırlarında flogopit/vermikülit, serpantin (krizotil), talk ve klorit gelişmiştir.

Kalsit, kuvars, barit, epidot ve granatlarda gerçekleştirilen sıvı kapanım incelemeleri; plütonik sokulumla ilişkili gang minerallerinin oluşumunun düşük-orta tuzluluğa sahip çözeltilerle 200-300 °C arasında, ikincil kapanımlarla temsil edilen cevher minerallerinin orta-yüksek tuzluluğa sahip çözeltilerle 350-400 °C arasında oluştuğunu göstermiştir.

Kil minerallerinin ana ve iz element bileşimleri diyorit ve ofiyolit bileşimi arasında, diyoritlere daha yakın olup, duraylı izotop jeokimyası verileri kil minerallerini oluşturan suların başlıca magmatik sudan türediğini göstermiştir. Kil minerallerinin $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ ve $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ verileri smektitler için süperjen veya düşük dereceli arjilik zonu (100-200 °C); I-S ve kaolinit için hipojen veya yüksek dereceli arjilik zonu (>200 °C) işaret etmektedir. Kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ ile pirit ve kalkopiritlerin $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ verileri magmatik kökeni yansıtmaktadır.

Kalsit, kuvars, barit ve epidot minerallerindeki sıvı kapanımların LA-ICP-MS analiz verileri (özellikle geniş aralık sunan K/Na değerleri, K/Na - Ba/Na ve Zn/Na - Pb/Na dağılımları) uzun süreli hidrotermal aktiviteyi, K-feldispatların ileri düzeyde bozunduğunu (yıkıldığını), indirgen ve yükseltgen koşulları temsil eden sıvı karışımları işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Demir yatağı, plütonik sokulum, skarn, sıvı kapanım, XRD, LA-ICP-MS, duraylı ve radyojenik izotop jeokimyası

ABSTRACT

In the project, it is aimed to determine the temperature, chemical composition (salinity) and source of ore-forming fluids in iron deposit from the Gözaydın (Bizmişen, Erzincan) area. In this context, alteration products were investigated by optical and electron microscopy (SEM), and X-ray diffraction (XRD). Sulphur isotope ($\delta^{34}\text{S}$) geochemistry analysis were made on the sulfur minerals (pyrite and chalcopyrite) that associate with the main ore minerals (hematite, magnetite). Additionally, major, trace and isotope analysis ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) gangue and alterations minerals (calcite, smectite, kaolinite, I-S); fluid inclusion studies, LA-ICP-MS and Raman spectroscopy analysis were performed in the first time, on the calcite, barite, epidote and garnet minerals.

Plutonic rocks with dioritic composition were intruded into limestones and ophiolites and caused to iron mineralization (skarn, vein/lens, replacement and placer types), clayey alteration zone (argillic alteration) and occurrences of skarn minerals (garnet, diopside, epidote, scapolite, tremolite, chlorite) within the plutonic body. Ore minerals are formed by magnetite, hematite and subordinate pyrite, chalcopyrite, covellite, chalcocite, goethite and limonite, gangue minerals are made by calcite, quartz and barite. According to XRD and SEM investigations, neoformed smectite (Na- and Ca-smectite), kaolinite, I-S and illite were developed at diorite-limestone boundary, whereas phlogopite/vermiculite, serpentine (chrysotile), talc and chlorite were occurred at diorite-ophiolite boundary.

Fluid inclusion studies, were applied on calcite, quartz, barite, epidote and garnet, indicate the formation of intrusion-related gangue minerals were formed at 200-300 °C from the fluids with low to moderate salinities, whereas ore minerals, represented by secondary inclusions, were developed at 350-400 °C from the fluids with moderate to high salinities.

Major and trace element compositions of clay minerals have a composition between diorite and ophiolite, but close to diorite composition. Stable isotope geochemistry data showed that the clay mineral-forming fluids were mainly developed from magmatic water. $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ and $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ data of clay minerals indicate that supergene or low-grade argillic zone (100-200 °C) for smectite; whereas hypogene or high-grade argillic zone (>200 °C) for I-S and kaolinite. $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ data of calcite and $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ data of pyrites and chalcopyrites reflect the magmatic origin.

LA-ICP-MS analysis data of fluid inclusions in calcite, quartz, barite and epidote minerals (especially wide range of K/Na values, K/Na - Ba/Na and Zn/Na - Pb/Na distributions) indicate that the long duration hydrothermal activity, extensive breakdown of K-feldspar (destruction), and fluids mixing representing reduced and oxidised conditions.

Key words: Iron deposit, plutonic intrusion, skarn, fluid inclusion, XRD, LA-ICP-MS, stable and radiogenic isotope geochemistry

BİLİMSEL SONUÇ RAPORU

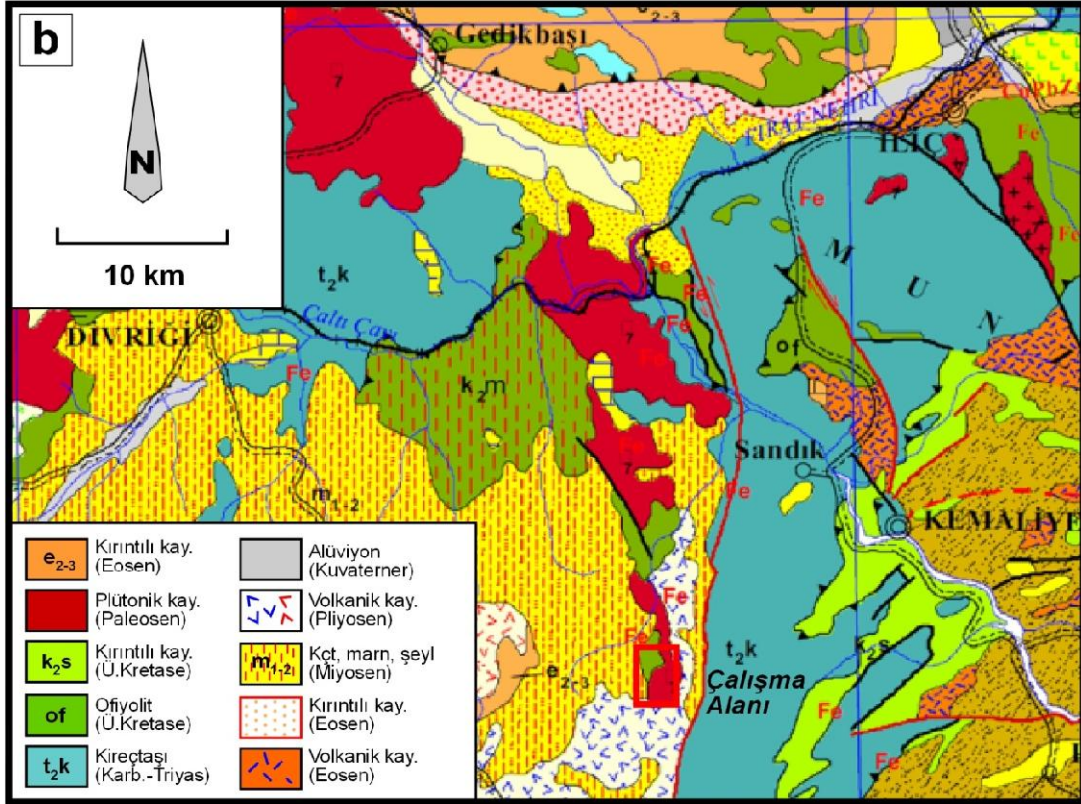
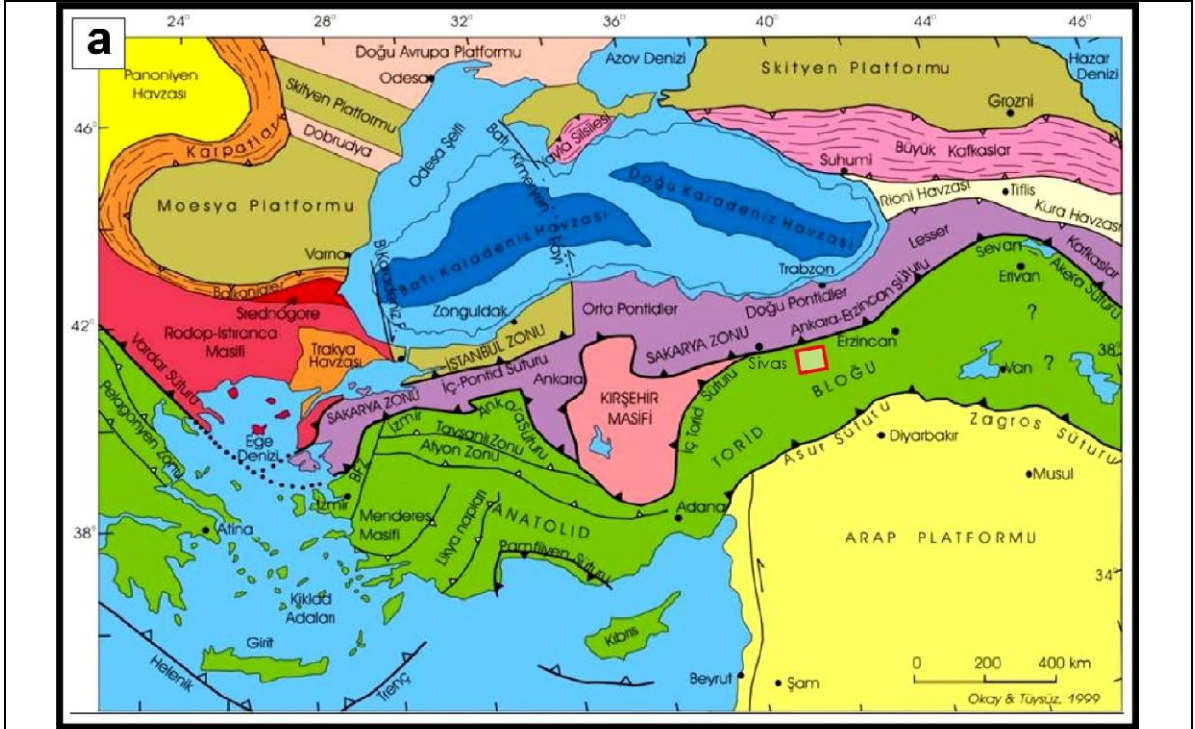
(Proje No: 113Y576)

1. GİRİŞ

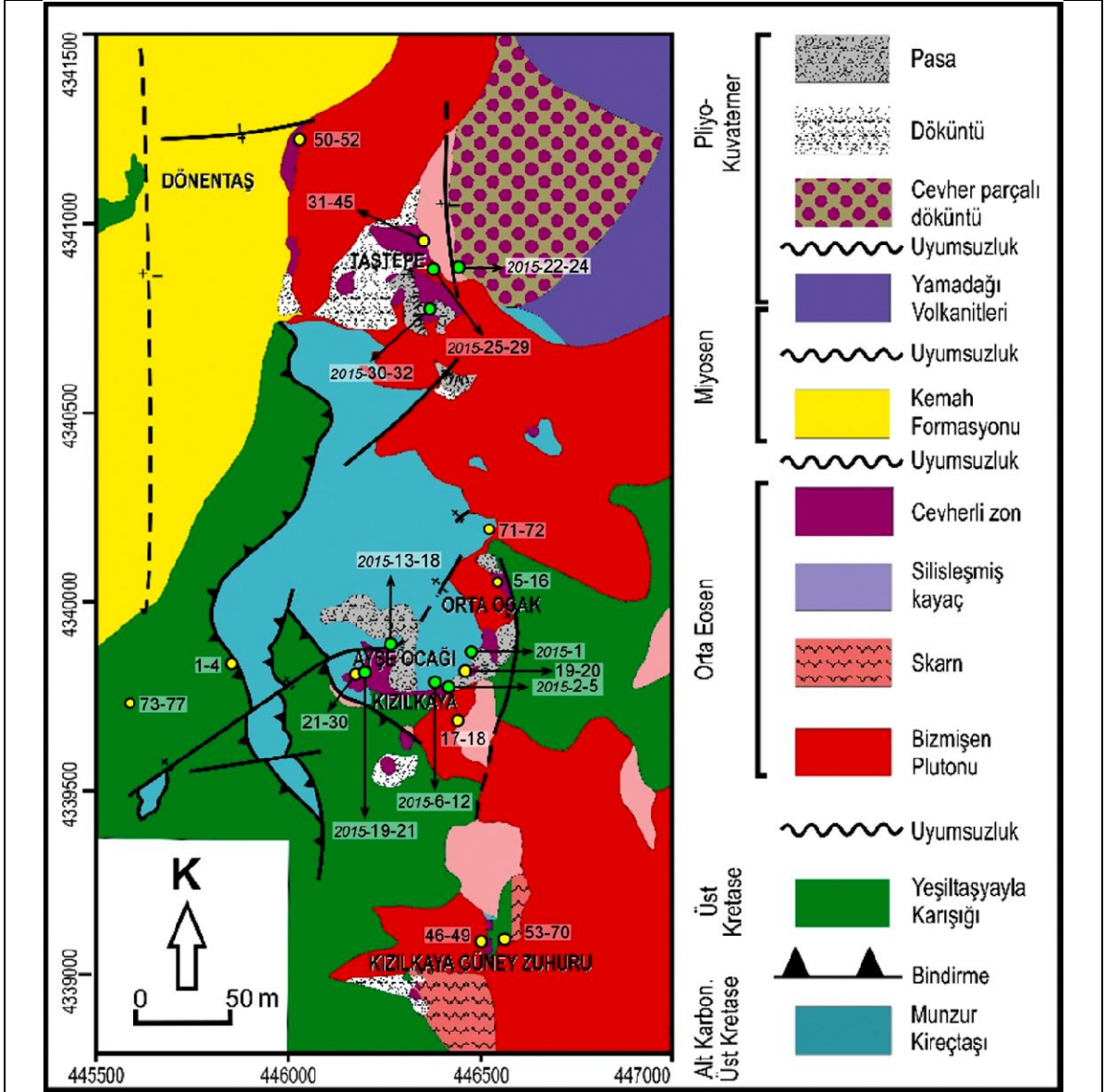
Gözyaydın (Bizmişen) demir yatağı Divriği'nin (Sivas) güneydoğusunda ve Kemaliye'nin (Erzincan) 30 km batısında bulunmakta olup (Şekil 1.1), bölge için önemli bir potansiyel oluşturmaktadır. Cevherleşmeler çevresinde önceki yıllarda bazı jeolojik incelemeler (Mohr, ve Van,1962; Koşal, 1964; Biten,1983; Yıldırım ve Hamarat, 1985; Yıldırım, 1989; Zuhubi ve Çakmaktaşı, 2006; Tablacı, 2010; Yılmaz ve diğ., 2013) yapılmıştır. Gözyaydın (Bizmişen) demir yatağında; (1) plütonik (diyorit, kuvars diyorit) kayalar içerisinde (Taştepe yatağı), (2-3) plütonik kayaç ile ofiyolitik ve karbonat kayaç dokanalarında (Kızılkaya ve Dönentaş yatakları), (4) plütonik kayaç ve volkanik-sedimanter kayalar dokanağında (Dönentaş yatağı) olmak üzere dört farklı yan kayaç ve lokasyonda olduğu belirlenmiştir (Şekil 1.2, Yılmaz ve diğ., 2013). Özellikle plütonik kayaç-karbonat-ofiyolit kayaç dokanalarında gözlenen skarn ve damar tipi yataklar açısından ayrıntılı incelenmesi önem arz etmektedir.

Plütonik kayaç-karbonat kayaç dokanalarında gelişen skarn tipi yataklarda cevherli çözeltiler içindeki Si, Al, Fe, Mg gibi elementler karbonatlı yan kayalarla reaksiyona girerek skarn mineralleri (örneğin piroksen -diyopsit, hedenberjit-, granat -andradit, grossular-, skapolit, epidot, manyetit, spekülär hematit, kuvars, pirit, kalkopirit v.b.) oluşturmaktadır (Gökçe, 2000: Edwards ve Atkinson, 1986). Skarn yataklarındaki şeffaf mineraller (kuvars, kalsit) içerisindeki sıvı kapanımlar skarn oluşum süreçleri boyunca ortamdaki cevher oluşturuvcu çözeltilerin fizikokimyasal özelliklerini yansıması açısından önemli olup, mikrotermometrik çalışmalar ile yüksek sıcaklık ve tuzluluk içeren ilerleyen (prograde) evre ile meteorik su katılımı ile sıcaklık ve tuzluluğun düştüğü gerileyen (retrograde) evrelerin belirlenmesi mümkün olmaktadır (Mathieson ve Clark, 1984; Kwak, 1986; Layne ve Spooner, 1991; Singoyi ve Zaw, 2001; Gilg ve diğ., 2001; Choi ve diğ., 2003; Baker ve Lang, 2003; Fan ve diğ., 2004; Timon ve diğ., 2006; Shin ve Lee, 2006; Aysal ve diğ., 2006; Orhan ve diğ., 2011).

Hidrotermal alterasyonun egemen olduğu yataklarda gerek yan kayacın alterasyonu gerekse hidrotermal çözeltilerden itibaren doğrudan oluşabilen fillosilikat mineralleri (kaolinit, illit, illit-smektit, smektit, filogopit v.b.), cevher oluşum koşullarının belirlenmesinde kullanılmaktadır. Fillosilikatların mineral birliktelikleri, kristal-kimyasal özellikleri (kristallik derecesi, politipi, d_{060}) alterasyonun oluşum koşulları hakkında bilgi sunmakta; saf veya saf yakın fillosilikat minerallerinin izotop jeokimyası incelemeleri (duraylı ve radyojenik izotoplar) yardımıyla cevher oluşturan çözeltilerin sıcaklık koşulları, kökeni ve yaşları saptanabilmektedir (Örn: Inoue, 1995; Inoue ve Kitagawa, 1994; Bechtel ve diğ., 1999; Tillick ve diğ., 2001; Yan ve diğ., 2001; Zwingmann ve diğ., 2004; Bozkaya ve diğ., 2016).



Şekil 1.1. a) İnceleme alanının Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999) içerisindeki konumu, (b) Divriği-İliç-Kemaliye bölgesinin bölgesel ölçekli jeolojisi (1:500.000 ölçekli jeoloji haritası, Sivas paftası, MTA, 2002) ve ayrıntılı haritalama yapılan alanın konumu.



Şekil 1.2. Demir cevherleşmeleri içeren inceleme alanının 1:5.000 ölçekli jeoloji haritası (Yıldırım ve Hamarat, 1985'den değiştirilmiştir), işletilen maden yataklarının konumu ve araziden alınan örnek yerleri.

Bu projenin amacı, Gözyaydın (Bizmişen) demir yatağının genel jeolojisi ve maden jeolojisi çalışmalarına ek olarak cevher ve gang minerallerinde gerçekleştirilecek mineralojik-petrografi, sıvı kapanım ve jeokimya (Laser-Ablation Kütle Spektrometresi/LA-ICP-MS, Raman Spektrometresi, ana/esor ve izotop jeokimyası: $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$, K/Ar, Ar/Ar) incelemeleri ile cevherleşmeyi oluşturan sıvıların sıcaklık, kimyasal bileşim (tuzluluk) ve kökenlerinin (magmatik su, meteorik su) belirlenmesidir. Bu amaç doğrultusunda, cevherleşmeyi oluşturan süreçlerin ortaya konulacak, cevherleşme yaşının belirlenmesiyle bölgede benzer özellikteki potansiyel cevherleşmelerin aranmasına yönelik ek bulgular elde edilecektir.

2. MATERYAL VE YÖNTEM

Proje çalışmaları başlıca arazi çalışması, örnek hazırlama ve inceleme/ölçüm aşamalarını kapsamaktadır. Proje çalışmaları kapsamında cevher mineralleri ve bunlara eşlik eden gang mineralleri ayrıntılı biçimde, farklı ve gelişmiş yöntemlerle incelenmiştir. Cevherli alterasyon ürünleri optik mikroskop, taramalı elektron mikroskop (SEM) ve X-ışınları kırınımı (XRD) yöntemleriyle incelenmiştir. Ana cevher minerallerine (hematit, manyetit) eşlik eden sülfür minerallerinde (pirit ve kalkopirit) kükürt izotopları jeokimyası ($\delta^{34}\text{S}$), gang ve alterasyon minerallerinde (kalsit, smektit, kaolinit, illit-smektit) ana/eser ve duraylı/radyojenik izotop jeokimyası ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ve gang minerallerinde (kalsit, kuvars, barit) sıvı kapanım çalışmalarına ilave olarak sıvı kapnımlarda ilk kez LA-ICP-MS ve Raman Spektrometresi yöntemleri uygulanmıştır.

2.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları kapsamında proje konusunu oluşturan demir cevherleşmelerinin yakın çevresinin ayrıntılı jeoloji haritası oluşturularak sistematik kayaç ve cevher örnekleri alınmıştır (Şekil 1.2). Arazi gözlemleri ile inceleme alanının içerisinde bulunduğu bölgenin genel jeolojik ve yapısal özellikleri göz önünde bulundurularak inceleme alanının stratigrafik kolon kesiti oluşturulmuştur (Şekil 1.3). Arazi çalışmaları sırasında farklı yan kayaç ve cevherleşme tipine sahip lokasyonlardan toplam 109 adet yan kayaç, cevher ve alterasyon örnekleri alınmıştır.

2.2. Örnek Hazırlama

Araziden alınan örnekler üzerinde ince-kesit, kırma-öğütme-eleme, mineral (cevher, gang ve kil) ayırma, parlatılmış blok ve iki yüzü parlatılmış kayaç/mineral kesitleri hazırlanması işlemleri gerçekleştirilmiştir. Yukarıda sıralanan tüm örnek hazırlama işlemleri Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında, kimyasal analizler için örnek hazırlama işlemleri ise analiz yapılan üniversite veya firmaların laboratuvarlarında yapılmıştır.

2.2.1. Kırma-öğütme-eleme

Cevher ve gang mineral ayırma ve XRD incelemelerinde kullanılacak örnekler önce 3-5cm' lik parçalar halinde çekiçle, daha sonra çeneli kırıcıda 5 mm'den küçük taneler halinde kırılmış ve istenilen tane boyutu için eleme işlemleri gerçekleştirilmiştir. Toz örneklerin elde edilmesi için kırma işlemi sonrasında Retch marka çanaklı öğütücüde sertlikleri de dikkate alınarak yaklaşık 10-30 dk süreyle öğütülmüştür. Bu şekilde elde edilen malzemeler kutu veya torbalara konulup etiketlenerek incelemelere hazır konuma getirilmiştir.

2.2.2. İnce-kesit ve parlatılmış blokların hazırlanması

İnce-kesitler yan kayaç, cevher ve alterasyon örneklerinden hazırlanmıştır. İnce-kesit yapımında yan kayaç türü, cevher-gang ilişkisi ve alterasyon minerallerinin yan kayaçtaki birincil minerallerle dokusal ilişkisinin incelenmesi amaçlanmış olup, kayaç-cevher, kayaç-alterasyon ve kayaç-cevher-alterasyon birliktelikleri gözlemlenecek biçimde kesitler hazırlanmıştır.

Cevher mikroskopisi incelemeleri için cevher-gang birlikteliğine sahip kayaç dilimleri/bloklar hazırlanmış, dilimler epoksi içine gömülerek katılaştırılmış ve yüzeyi farklı boyutlardaki aşındırma tozlarıyla aşındırılmış ve son aşamada örnek yüzeyi elmas solüsyonla parlatılmıştır.

Sıvı kapanım ölçümleri için cevherli örneklerdeki şeffaf gang minerallerince (başlıca kalsit, kuvars ve barit) zengin kesimler 0.5-1.0 cm kalınlığında dilimler halinde kesilerek levhamsı bloklar hazırlanmıştır. Hazırlanan blokların her iki yüzü de aşındırma tozları ile yaklaşık 200 µm (0.2 mm) kalınlığa ulaşıncaya kadar inceltilmiş ve son aşamada her iki yüzey de elmas solüsyonla parlatılmıştır. Örneklerin yüzeylerinin parlatılmasında yüzeyler süper yapıştırıcı ile cama yapıştırılmış, parlatılma işlemi bittikten sonra yapıştırıcı asetonla çözülerek örnek serbestleştirilmiş ve 3-4 kez saf suyla yıkanmıştır.

2.2.3. Mineral ayırma

Mineralojik ve jeokimyasal incelemeler için cevher, gang ve alterasyon ürünü kil minerallerinin zenginleştirme/ayırma işlemleri yapılmıştır. Cevherli örneklerdeki sülfür (pirit, kalkopirit), karbonat (kalsit) ve silis (kuvars) minerallerinin izotop jeokimyası incelemeleri için cevher örnekleri üzerinde ilk aşamada kırma-öğütme ve eleme işlemleri gerçekleştirilmiştir. Saf pirit ve kalkopirit kristallerinin ayırma işlemleri; örnekler kırılıp öğütüldükten sonra, serbestleşmenin en iyi olduğu “-250 - +125 mikron” tane boyu fraksiyonu iyice yıkandıktan sonra stereo mikroskop altında elle seçme yöntemi ile yapılmıştır. Ayrılan mineraller agat havanlarda tekrar öğütülerek analize hazır duruma getirilmiştir. Kalsit ayırımı için de benzer bir yol izlenmiştir.

Mineralojik ve jeokimyasal incelemeler için kil ayırma işlemi sırasıyla kimyasal çözme (kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme, dekantasyon/dinlendirme, yıkama, süspansiyonlama, sedimantasyon, sifonlama, santrifüjleme ve örnek elde edilmesi (şişeleme) işlemlerinden oluşmaktadır. Sedimantasyon yöntemiyle elde edilen kil çamurundan üç adet yönlendirilmiş (cam üzerine ince film şeklinde sıvanmış) lam preparat hazırlanmış ve bunlar oda sıcaklığında kurutulmuştur. Kil fraksiyonu difraktogramları normal-N (havada kurutulmuş), glikolleme-EG (60 °C de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama-F (490 °C de 4 saat fırında ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir.

2.3. Laboratuvar Uygulamaları

2.3.1. Optik mikroskopi

Optik mikroskopi incelemeleri alttan ve üstten aydınlatmalı polarizan mikroskopta gerçekleştirilmiştir. Altan aydınlatmalı polarizan mikroskopta şeffaf mineraller içeren örnekler (yan kayaç, alterasyon) üzerinde mineral bileşenleri ve dokusal özellikler ile kayaçların adlandırılması ve alterasyon minerallerinin dokusal ilişkileri yardımıyla oluşum sırası incelenmiştir.

Üstten aydınlatmalı polarizan mikroskopta cevher minerallerinin tanımlanması, belirlenen minerallerin sınır ve/veya dokusal ilişkileri, alterasyon veya dönüşüm durumları incelenmiştir.

2.3.2. Sıvı kapanım

Sıvı kapanımlar minerallerin oluşumu sırasında kristal yapı içinde hapsolmuş çözelti damlacıklarıdır (Roedder, 1984). Çoğu kapanımlarda hapsolan ana madde su olup, ayrıca su buharı, CO₂, CH₄ gibi gazlar, tuz kristalleri ve silisik cam da gözlenebilmektedir. Özellikle ışığı geçiren minerallerden kuvars, florit, kalsit, apatit, dolomit, barit, topaz, sfalerit ve kassiterit gibi minerallerde yaygın bir şekilde gözlenmekte ve iki yüzü parlatılmış ince kesitler hazırlanarak alttan aydınlatmalı mikroskop altında incelenmektedir.

Sıvı kapanımları çalışmalarından itibaren maden yataklarının incelenmesinde aşağıda sıralanan veriler elde edilmektedir (Örneğin; Gökçe, 2000):

i. Dondurulmuş kapanımlarda ölçülen ilk ergime sıcaklığı (TFM) değerleri, çeşitli su-tuz sistemlerinin ötektik sıcaklıkları ile karşılaştırılarak, sıvı içinde çözülme tuz cinsi saptanabilmekte, suların olası kökenleri, metal iyonlarının taşınmasını sağlayan olası kompleks iyon türleri ve çözeltilerin içinden geçmiş oldukları kayaç türleri hakkında bilgiler edinilebilmektedir.

ii. Son buz ergime sıcaklığı (T_{mice}) ölçümleri ile içerdiği tuzlar nedeniyle saf suyun donma sıcaklığındaki düşmeden yararlanılarak çözeltilerin tuzlulukları % NaCl eşdeğeri olarak saptanmakta (Bodnar, 1993) ve çözeltilerin olası kökenleri ile oluşum sırasında tek mi yoksa veya birden fazla mı çözeltilinin etkili olduğu saptanabilmektedir.

iii. Homojenleşme sıcaklığı ölçümleri ile cevherleşmelerin oluşum sıcaklıkları hakkında bilgiler edinilmektedir.

Sıvı kapanımlardan elde edilen PVTX (basıç, hacim, sıcaklık, bileşim) özellikleri kullanılarak hazırlanan izokor diyagramları yardımıyla cevherleşmelerin oluştuğu gerçek basınç (P-T) ve derinlikleri tespit edilebilmektedir (Sheppard, 1986; Wilkinson, 2001).

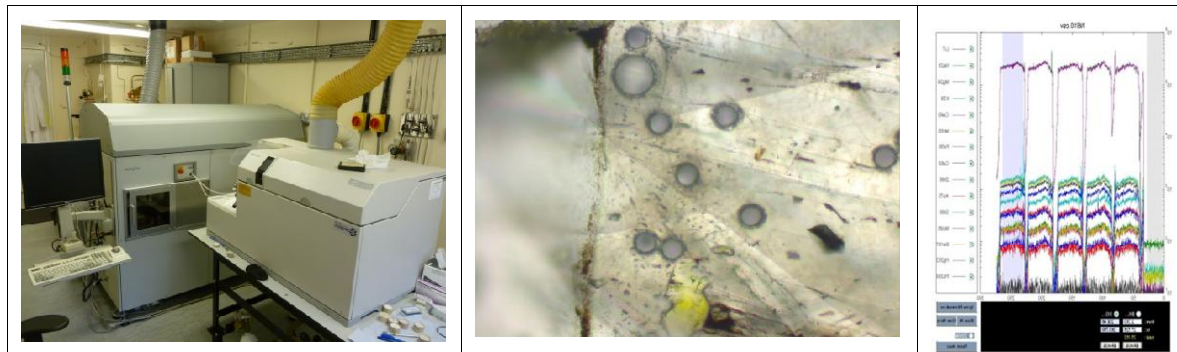
2.3.3. X-Işınları Kırınımı (XRD)

XRD analizleri alterasyon zonundan alınan örneklerde hem tüm kayaç mineral içeriğinin hem de kil minerallerinin tanımlanmasını kapsamaktadır. Bu yöntemle optik mikroskop ile incelenemeyecek kadar küçük (submikroskopik) tane boyuna sahip kayaçların tüm kayaç mineralojik bileşimleri ve kil boyu bileşenleri, ayrıca karbonat minerallerinin türü (kalsit, dolomit, aragonit) belirlenmiştir.

XRD çözümlenmeleri GNR APD 2000 PRO marka X-ışınları difraktometresinde (Anot = Cu, $\lambda = 1.541871 \text{ \AA}$, filtre = Ni, gerilim = 40 kV, akım = 30 mA, gonyometre hızı = $2^\circ/\text{dak}$, çekim aralığı, $2\theta = 5-45^\circ$) yapılmıştır. 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; Yalçın ve Bozkaya, 2002) esas alınarak hesaplanmıştır.

2.3.4. Laser Ablation ICP-MS incelemeleri

Her bir kapaımın ayrı analiz edilebilmesini sağlayan LA-ICP-MS yöntemi, periyodik tablodaki pek çok elementin analizinin yapılabilmesi, düşük deteksiyon limitine sahip olması ve hızlı uygulanabilirliği nedeniyle son 15 yıldır sıvı kapaım çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır (Örn: Shepherd, ve Chenery, 1995; Audetat ve diğ., 1998; Jeffries ve diğ., 1998; Heinrich ve diğ., 2003; Allan ve diğ., 2005; Guillong ve diğ., 2008). Sıvı kapaımlarında yapılan kimyasal incelemeler ile saptanan çeşitli katyon ve anyon oranları yardımı ile çözeltilerin bileşimleri, kökenleri ve metal iyonlarının taşınma şekilleri hakkında bilgiler edinilmektedir (Örneğin: Günther ve diğ., 1998; Gagnon ve diğ., 2003; Sylvester, 2008; Leisen ve diğ., 2012; Richard ve diğ., 2012; Bozkaya ve diğ., 2014). Projedeki LA-ICP-MS incelemeleri Dr. David BANKS gözetiminde İngiltere Leeds Üniversitesi laboratuvarında gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. LA-ICP-MS cihazı (sol), lazer uygulanmış sıvı kapaım boşlukları (orta) ve elde edilen analiz sonuçlarına ait örnek gösterimler (sağ). Fotoğraflar Leeds Üniversitesi'ndeki Laboratuvarından ölçüm yapılan örneklerden alınmıştır.

2.3.5. Raman spektrometresi

Raman spektroskopisi yönteminin sıvı kırımlarında kullanılması 1970'li yıllara kadar gitmekte olup, sıvı kırımlar içinde bulunan sıvı, katı ve gaz fazların bileşimlerinin belirlenmesinde yararlanılmaktadır (Fraleley, 1969; Rosasco ve Roedder, 1979; Wopenka ve Pasteris, 1986; Pironon ve diğ., 1991). Bu yöntemin en önemli avantajlarından birisi tahribatsız (non-destructive) bir yöntem olması ve diğ. yöntemler ile belirlenemeyecek kadar küçük boyutlu kırımların kimyasal ve yapısal özelliklerinin belirlenebilmesine olanak sağlamasıdır (Dubessy ve diğ., 1988, 2002; Burruss, 2003; Guillani ve diğ., 2003; Bakker, 2004; Azbej ve diğ., 2007; Baumgartner ve Bakker, 2009, 2010; Frezotti ve diğ., 2012).

Raman spektrometresi analizleri İngiltere Leeds Üniversitesi laboratuvarlarında sıvı kırımlar bakımından zengin örnekler üzerinde uygulanmış, ancak kırımların gaz bileşimlerinin CH₄ ve CO₂ içermemeleri nedeniyle herhangi bir sonuç elde edilememiştir.

2.3.6. Duraylı izotop jeokimyası

Kükürt izotopları

Sülfürlü ve sülfatlı minerallerin yapısında bulunan kükürtün kökeninin belirlenmesinde kullanılan kükürt izotopları bileşimleri (‰ $\delta^{34}\text{S}$) deniz suyu içindeki sülfatta +18 ile +20 arasında, sülfatlı minerallerde +5 ile +25 arasında, granitik kayalarda -2 ile +8 arasında, sedimanter ve metamorfik kayalarda ise çok daha geniş aralıklarda değışen değışerleri sunmaktadır. Analiz sonuçları, mineraller arası ayrımlanma durumları da dikkate alarak; 0' a yakın ise magmatik kökenli, +8' den daha yüksek ise denizel sülfat kökenli, -10 dan daha hafif ise bakteriyel ve/veya biyojenik kökenli şeklinde değılendirilmektedir. Özellikle -10 ile +8 arasındaki değışerler tartışmalı olup, magmatik kükürt, denizel sülfat ve biyolojik kükürtün karışımı şeklinde bir karma köken önerilmekte veya pH ve Eh koşullarındaki değışime bağılı ayrımlanmalar şeklinde yorumlanmaktadır (Gökçe, 2000). Yapılarında kükürt bulunan mineraller arasındaki izotopsal farklılaşma dikkate alınarak, kükürt izotopları jeotermometresi uygulamaları da yapılmaktadır (Ohmoto ve Rye, 1979; Lu ve Lui, 2006; Bozkaya, 2011).

Saf pirit ve kalkopirit mineral fraksiyonları üzerinde uygulanan kükürt ($\delta^{34}\text{S}$) analizleri İngiltere Leeds Üniversitesi Duraylı İzotop laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Sülfürlü mineraller CuO ile kavruarak bileşimindeki kükürt SO₂ gazına dönüştürülmüş ve kütle spektrometresinde ³⁴S/³²S izotop oranı belirlenmiştir. Analiz sonuçları, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ şeklinde ifade edilmekte olup, hata payı ± 0.2 ‰ olarak belirtilmiştir.

Oksijen, hidrojen ve karbon izotopları

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri oksitli ve hidroksitli minerallerdeki (sıvı kapanımlar, kil mineralleri) oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) ve hidrojen (δD) izotop bileşimlerinin yanı sıra yapılarında oksijen bulunan sülfatlı ve karbonatlı minerallerin bileşimindeki oksijen izotop bileşimlerinden itibaren mineralleri oluşturan çözeltilerin kökeni ve oluşum koşulları (sıcaklık) hakkında bilgiler edinilebilmektedir.

Sıvı kapanım içeren kuvarsların ve gang minerali konumundaki kil minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri yardımıyla mineral oluşturucu çözeltilerdeki suyun kökeninin türü hakkında yorum yapılabilir (Örn: Sheppard, 1977, 1986; Evans, 1987; Sheppard ve Gilg, 1996). Karbon izotopları incelemeleri gang minerali konumundaki kalsit, dolomit, manyezit gibi karbonatlı minerallerin ve sıvı kapanımları içindeki CO_2 ve CH_4 gibi gazların yapısındaki karbonun kökenlerinin araştırılmasında kullanılmaktadır (Örn: Large ve diğ., 2001).

Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$), hidrojen (δD) ve karbon ($\delta^{13}\text{C}$) izotop analizleri kil minerallerinde (smektit, illit-smektit ve kaolinit) 5 adet oksijen ve hidrojen, kalsit üzerinde de 4 adet karbon ve oksijen izotop analizleri olmak üzere toplam 9 örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Kil minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop analizleri Yeni Zelanda GNS Science Ulusal İzotop Merkezi Laboratuvarında GEO20-20 Mass Spectrometer kullanılarak yapılmıştır. İzotop analizinde oksijen örnek tozlarından CO_2 -laser ve BrF_5 (Sharp, 1990) yardımıyla ayrılmıştır. Örnekler ve standartlar vakum ayırım ünitesine yüklenmeden önce 150°C sıcaklıkta bir gece ısıtılmıştır. Oksijen izotop değerleri uluslararası NBS-28 kuvars standartına normalize edilerek $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$, hata payı ‰ 0.15 olarak verilmiştir. Hidrojen izotop analizleri HEKAtech yüksek sıcaklık element analizörlü GV enstrümanlı IsoPrime kütle spektrometresiyle yapılmıştır. Örnekler gümüş kapsüllerde 1450°C sıcaklıkta pirolizlenmiştir. Sonuçlar uluslararası IAEA-CH-7, NBS30 ve NBS22 standartlarla normalize edilerek $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$, hata payı ‰ 2 olarak verilmiştir.

Kalsitlerin karbon ve oksijen analizleri Arizona Üniversitesi Duraylı İzotop laboratuvarında Finnigan MAT 252 model kütle spektrometresinde yapılmıştır. Kalsitler vakum altında 3 saat 250°C de ısıtılmış ve sonra otomatik örnek hazırlama ünitesi (Kiel III) bağlanmış kütle spektrometresine yönlendirilmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri NBS-19 uluslararası laboratuvar standartlarına normalize edilmiştir. Tekrarlanan standartların güvenilirlik değerleri (1σ) $\delta^{18}\text{O}$ için ‰ ± 0.11 , $\delta^{13}\text{C}$ için ‰ ± 0.07 olarak belirtilmiştir. Analiz sonuçları $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ ve $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ olarak verilmiş olup, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ değerleri çeşitli diyagramlarda kullanılmak üzere Coplen ve diğ. (1983) tarafından önerilen eşitliğe göre $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ değerlerine dönüştürülmüştür.

2.3.7. Radyojenik izotop jeokimyası

Ar/Ar jeokimyası

Maden jeolojisi çalışmalarında hidrotermal alterasyon zonlarında gelişen K-içeren minerallerde (alunit, flogopit, illit, I-S) uygulanan yaygın bir jeolojik yaşlandırma yöntemidir. Cevherleşmeyle ilişkili alterasyon zonlarında gelişen bozuşan mineralin ana minerali de K içeriyor ise kesin yaşlandırma için daha çok Ar/Ar yöntemi tercih edilmektedir.

I-S içeren üç kil örneğinin Ar/Ar analizleri ABD Michigan Üniversitesi Jeoloji ve Çevre Bilimleri Argon Jeokronoloji laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Kil örneklerinin yaklaşık 0.1-1.0 mg kesimi McMaster Nükleer Reaktörde irradasyondan önce cam tüplere yerleştirilmiş vakumlu-kapsuller oluşturulmuştur. Neutron-fluence monitor olarak MMhb-1 hornblende Standardı (520.4 Ma; Samson ve Alexander 1987) kullanılmıştır. İrradyasyon sonrası Michigan Üniversitesi'nde tüpler vakum altında kırılmış ve sürekli argon-iyon lazeri ile 0 dan 4 W'a aşamalı olarak ısıtılmıştır (step-heated). Ar izotop analizi VG1200S kütle spektrometresiyle yapılmıştır. Analiz yöntemlerinin ayrıntıları Dong ve diğ. (1995) ile Verdel ve diğ. (2011) çalışmalarında verilmiştir. Ar/Ar analiz sonuçları Ma (milyon yıl) biriminde toplam gaz yaşı (total gas age) ve retensiyon yaşı (retention age) olarak iki farklı değer verilmektedir. Retention yaşı düşük dereceli metamorfik (ankizon ve epizon) illit ve K-mikalar, toplam gaz yaşı ise diyajenetik illit ve I-S'ler için kullanılmaktadır. Diğer bir ifadeyle, diyajenetik illit veya I-S örnekleri için retention yaşı gerçek oluşum yaşını yansıtmamakta, Ar/Ar toplam gaz yaşı mineralin K/Ar yaşına karşılık gelmektedir (Dong ve diğ., 1995). Bu proje çalışmasında analizi yapılan örneklerin I-S içermesi nedeniyle toplam gaz yaşı dikkate alınmıştır.

3. STRATİGRAFI VE LİTOLOJİ

3.1. Bölgesel Jeoloji

Çalışma sahası, Ketin (1966) sınıflamasına göre; Anatolit Tektonik Kuşağının (Ketin, 1966) güneyinde, Toridlerin kuzeyinde; Okay ve Tüysüz (1999)'ün Türkiye tektonik birliklerini irdeleyen çalışmasına göre Ankara Erzincan Sütur zonunun güneyinde ve Toros bloğunun kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 1.1). Bölgedeki en yaşlı birimler Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı Munzur Kireçtaşlarıdır (Özgül ve diğ., 1981). Bu birimi Bölgeye Üst Kretase'de yerleşmiş ofiyolitik kayaçlar (Güneş ofiyoliti ve Yeşiltaş Yayla karışığı) tektonik olarak üzerlemektedir. Üst Maastrichtiyen yaşlı volkanik ve sedimanter birimler daha yaşlı kaya birimlerini uyumsuz olarak örtmektedir. Bu birim ve daha yaşlı kaya birimleri muhtemelen Paleosen-Orta Eosen yaşlı granitik sokulumlar tarafından kesilmektedir. Granitik kayalar nummulitli tortul kayalarla uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu birimi bölgede değişik yerel uyumsuzlukları da kapsayan Oligosen-Üst Miyosen yaşlı tortul birimler üzerlemektedir. Bölgede Üst Miyosen-Pliyosen döneminde yaygın bir volkanizmanın ürünleri (Yamadağı Volkanitleri) gözlenmektedir. Pliyo-Kuvaterner yaşlı karasal tortullar ise en genç kaya birimlerini oluştururlar. Bölgede en önemli neotektonik unsur çalışma sahasının doğusundan geçen Malatya-Ovacık fayı olup, bu fayı oluşturan tektonik rejim cevherleşme sonrası genç fayların oluşumuna da neden olmuştur.

3.2. Stratigrafi

Bizmişen demir cevherleşmelerinin bulunduğu alandaki birimlerin jeoloji haritası Şekil 1.1' de, tektono-stratigrafik dizilimleri Şekil 3.1' de verilmiştir. İnceleme alanındaki birimlerin temelini Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı Munzur kireçtaşları ve bu birimi tektonik olarak üzerleyen Kretase yaşlı ofiyolitik kayaçlar (Yeşiltaşyayla Karışığı ve Güneş Ofiyoliti) oluşturmaktadır. Bu temeli Üst Maastrichtiyen yaşlı volkanik ve piroklastik arakatkılı tortul kayaçlardan oluşan istif uyumsuz olarak üzerlemektedir. Olasılı Orta Eosen yaşlı plütonik kayaçlar (diyorit, kuvars diyorit) bu birimleri kesmektedir. Yöredeki cevherleşmeler plütonik kayaçlarla sıcak kontakt metamorfik/metasomatik ilişkili daha yaşlı birimlerin (kireçtaşları ve ofiyolitik kayaçlar) dokanaklarında gözlenmektedir. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı andezitik ve bazaltik volkanik kayaçlar (Yamadağı Volkanitleri) cevher yataklarının bulunduğu kesimde az da olsa yüzeylenmektedir. Neojen yaşlı yer yer kireçtaşı ara tabakaları içeren kırıntılı kayaçlar cevherleşme ve plütonik kayaçları da içeren daha yaşlı kayaçları uyumsuz olarak örtmektedir. Yöredeki en genç birimler Kuvaterner yaşlı yamaç molozları ve alüvyonlardır.

Yaş	Formasyon Litodem	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Kuvaterner			Alüvyon ve yer yer cevher çakılları içeren yamaç molozu (Taştepe kuzeyi) <i>Uyumsuzluk</i>
Pliyosen	Yamadağı Volkanikleri		Bazaltik ve andezitik volkanikler <i>Uyumsuzluk</i>
Miyosen	Kemah Formasyonu		Silis bant ve yumruları içeren gri ve beyaz renkli kireçtaşı - killi kireçtaşı - kiltası - kumtaşı - marn aralanması <i>Uyumsuzluk</i>
Orta Eosen	Bizmişen Plutonu		Taştepe tipi endoskam cevherler Diyorit, granodiyorit ve monzonit
Maastrichtiyen	Saya Formasyonu		Cevher içeren andezitik lav - piroklastik - çakıltaşı aralanması <i>Uyumsuzluk</i>
Üst Kretase	Yeşiltaşayla Karışığı		Çaltı granitoyidi ve kçt blokları dokanağında cevherli skarnlar
			Serpantinleşmiş matris içinde kireçtaşı blokları içeren ofiyolitli karışık
A. Karbon. A. Kampan.	Munzur Kireçtaşı		— Tektonik dokanak Açık gri, koyu gri renkli, orta tabakalı yer yer masif, yer yer dolomitleşmiş, yeniden kristallenmiş ve mermerleşmiş kireçtaşları

Şekil 3.1. İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti ve cevherleşmelerin birimlere göre dağılımı.

3.2.1. Munzur Kireçtaşı

Birim Özgül ve diğ. (1981) tarafından Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı karbonat kayaçları olarak tanımlanmış ve Munzur Dağlarına atfen adlandırılmıştır. Çalışma sahasında birim Sarıççek yaylasından başlayarak Bizmişen köyünün kuzeyinden Munzur dağlarına kadar uzanan geniş bir alanda yüzeylenmektedir. Toros Platformu'nun doğu kesimini temsil eden Munzur Kireçtaşı kısmen rekristalize olmuş kireçtaşı litolojisinden oluştuğu için arazideki görünümü sarp yükseltiler biçimindedir. Diğer taraftan, aşınma yüzeylerinde tipik olarak karstik aşınma

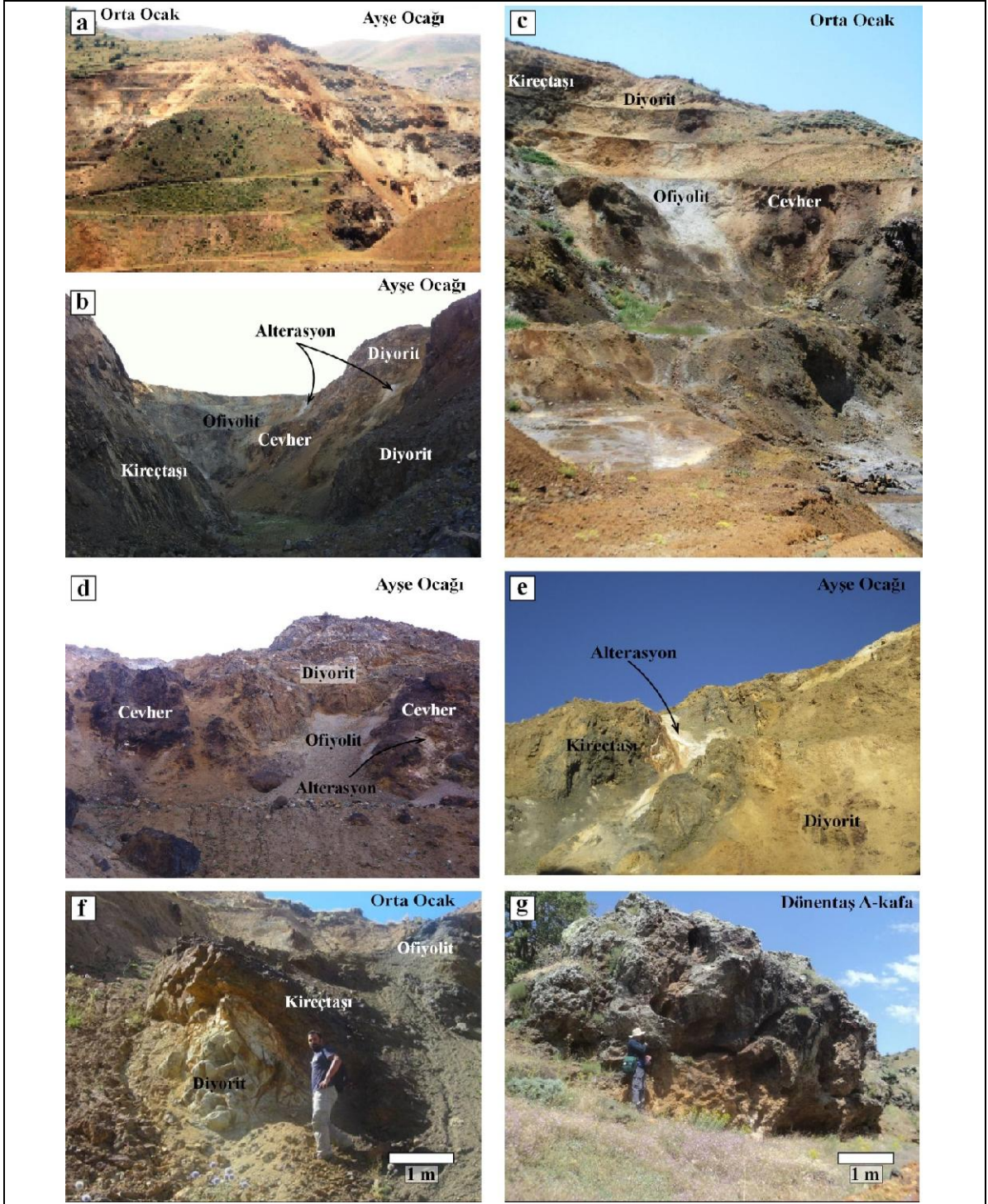
nedeniyle gelişmiş yüzey şekilleri de yaygındır. Ayrıca kimi yerlerdeki jaspirlenmiş zonlarda yüksek silis içeriği sert çöküntülere neden olmaktadır. Birimi oluşturan kireçtaşlarının ayrılmış yüzeyleri gri-açık gri, grimsi mavi ve kahverengimsi gridir. Taze kırık yüzeyleri açık grimsi bej, boz ve yer yer açık kahverengimsi gridir. İnceleme alanındaki orta-ince tabakalanmalı görünümleri ve gri-siyah renkleri (Şekil 3.2 a, b, c) bakımından Otokton Geyikdağı Birliği'ne ait Permian yaşlı Yığıltepe kireçtaşlarına büyük benzerlik sunmaktadırlar (Bozkaya, 1996). Gri-siyah renkli görünüm büyük ölçüde organik madde içeriğiyle ilişkili olup, diyoritlerle dokanıklarda kontakt metamorfik pişme zonu ve demir cevherleşmesi nedeniyle kahverengi görünüme sahip olmuştur (Şekil 3.2 e, f). Alt sınırı inceleme alanında gözlenemeyen birimin üzerinde Yeşiltaş Yayla Karışığı ve Güneş Ofiyoliti tektonik olarak yer almaktadırlar.

3.2.2. Yeşiltaş Yayla Karışığı

Bölgede Munzur kireçtaşlarına ait kireçtaşı blokları ve yoğun serpantinleşmiş ofiyolitik kayaçlardan oluşan birim Erkan vd. (1978) tarafından adlandırılmış ve Kampaniyen (Üst Kretase) yaşlı olarak kabul edilmiştir. Bu çalışmada da aynı adlama benimsenmiştir. Sondaj çalışmalarında Dönentaş yöresinde Neojen örtünün altında birimin daha çok olistostromal bir fasiyeste olduğu belirlenmiştir (Yılmaz ve diğ., 2013). Yazarlar, Yeşiltaş Yayla Karışığının Dönentaş yatağındaki sondajlarında başlıca kıltaşı, şeyl ve kırmızı kumtaşlarından oluşan bir matris içerisinde köksüz, birbirleriyle tektonik ilişkili, değişik boyut, yaş ve fasiyesteki bloklardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Yanal olarak devamsız ve fazla kalınlıklara ulaşmayan birim, Munzur kireçtaşı ve Güneş ofiyoliti ile farklı dokanak ilişkileri gösterir. Bazı yörelerde inceleme alanının doğu ve güneydoğusunda her iki birim üzerinde ilksel çökeltme dokanağı sergilemekte (Özer, 1994), buna karşın inceleme alanında bu birimlerle tektonik dokanaklı olarak gözlenmektedir.

3.2.3. Saya Formasyonu

İnceleme alanında Dönentaş sondajlarında ofiyolitik kayaçların altında, cevher düzeyleri içeren andezitik lav ve piroklastikler ile kırıntılı birimler Divriği yöresindeki Saya Formasyonu (Gültekin, 1993) ile deneştirilerek aynı ad altında incelenmiştir. Alttan üste doğru çakıltaşı, kumtaşı-çamurtaşı-marn ardalanması, kireçtaşı merccekleri, aglomera, tuf ve spilitik lav ürünlerinden oluşan dizi, Divriği-Çetinkaya arasında Davutoğlu yakınlarında yoğun spilitik bazik dayklar tarafından kesilir. Birim ayrıca, Davutoğlu (Pınargözü) demir yatağını da içermektedir. Alt sınırı inceleme alanında görülmeyen birim Divriği yöresinde tanımlandığı gibi Üst Maastrichtiyen yaşlı olarak kabul edilmiştir.



Şekil 3.2. Gözaydın (Bizmişen) bölgesinde işletilen demir yataklarındaki stratigrafik birimlerin ve cevherlerin dağılımı. a) Orta ocak ve Ayşe ocağı genel görünümü, b) Ayşe ocağında ofiyolit ve kireçtaşlarını kesen diyoritler ve alterasyon zonları, c) Orta ocakta diyorit-ofiyolit-kireçtaşı üçlü dokanağı ve cevherleşme, d) Ayşe ocağında diyorit-ofiyolit kontağında cevherli alterasyon zonu, e) Ayşe ocağında diyorit-kireçtaşı kontağında cevher ve beyaz killi alterasyonlar, f) Orta ocakta kireçtaşı ve ofiyolitleri kesen diyoritler ve kireçtaşı dokanağındaki kontak metamorfik zon, g) Dönentaş ocağı A-kafa olarak adlandırılan cevherleşme alanında ofiyolitler içerisinde gelişmiş demiroksitli listvenitler.

3.2.4. Bizmişen Plütönu

Divriği (Sivas)-İliç (Erzincan) arasında yer alan plütonik kayalardan Bizmişen (Gözyayın) bölgesindekiler Bizmişen Plütonu (Önal ve diğ. 2005), yaklaşık 10 km kuzeyinde gözlenenler ise Çaltı Granitoyidi (Avcı ve Boztuğ, 1993) ve Çatlı Plütonu (Önal ve diğ., 2005) olarak adlandırılmıştır. Koyu renkli ve orta-taneli hipidiyomorfik taneleşmiş dokulu diyoritlerden (yer yer kuvars diyorit) oluşan Bizmişen Plütonu, görece olarak daha açık renkli (mezokratik) ve tipik olarak ince-orta taneli granodiyorit ve tonalitlerden oluşan Çaltı Plütonu'na göre farklılık sunduğu belirtilmiştir (Avcı ve Boztuğ, 1993; Önal ve diğ., 2005). Çalışma sahasında başlıca diyoritlerden oluşan birim en çok Taştepenin kuzey ve batısında ve Kızılkaya'da yüzeylenmektedir (Bak Şekil 1.2). Dönentaş bölgesindeki sondajlarda tabanda diyoritin yanı sıra granodiyorit ve monzonit de kesilmiştir. Amfibol ve biyotitler üzerinde gerçekleştirilen K-Ar incelemelerine göre, Bizmişen Plütonu 42-46 My (Orta Eosen) yaşlıdır (Önal ve diğ., 2005). Birim Munzur kireçtaşı, Yeşiltaşyayla Karışığı, Güneş Ofiyoliti ve Savaş Formasyonunu keserek metamorfizmaya uğratmış ve demirce zengin cevher oluşumlarına neden olmuştur (Şekil 3.2).

3.2.5. Kemah Formasyonu

İnceleme alanında Çaltı Granitoyiti ve daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örten karasal çökeller daha doğudaki Kemah Formasyonu (Özer, 1994) deneştirilerek aynı ad altında incelenmiştir. Birim, gri, beyaz, bej renkli kireçtaşı, killi kireçtaşı, yeşilimsi kilitaşı, kumtaşı, yeşilimsi kahverengi marn ve silisli kireçtaşlarından ibarettir. Kireçtaşları içerisinde çört (sileks) bant ve yumruları bulunur. Fosil içeriğine dayalı olarak birime Alt Miyosen yaşı verilmiştir (Özer, 1994).

3.2.6. Yamadağ Volkanitleri

Çalışma sahasının güneyinde ve doğusunda yüzeylenen, esas olarak andezit, bazalt ve piroklastik kayalardan oluşan birim Yılmaz (1991) tarafından Hasaңcelebi-Hekimhan yöresinde, Yalçın ve diğ. (1998) tarafından Hasaңcelebi ve kuzeyinde grup mertebesinde tanımlanan Yamadağ Volkanitleri'nin eşleniği kabul edilerek bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır. Birimi oluşturan andezitler, koyu gri-siyah renklerde ve porfirik dokuludur. Alterasyonun yoğun olarak gözleendiği yerlerde limonitleşme ve yer yer yoğun olarak silisleşmeler gözlenmektedir. Bizmişen köyünün yaklaşık 3 km Güney batısında 200m uzunluğunda ve 50 m kalınlığında bir zonda yoğun olarak limonitleşme, piritleşme ve silisleşme gözlenmektedir. İnceleme alanında yamadağ volkanitlerinde görülen bazaltlar bir alanda kahverengimsi gri ve siyah renklidirler. Alınan petrografik Örneklerinde porfirik dokulu olup plajiyoklaz, piroksen ve olivin fenokristalleri ile hamurdan oluştukları saptanmıştır (Tablacı, 2010). İnceleme alanında andezitik ve bazaltik aglomeralar da yaygın olarak görülmektedir. İnceleme alanında Yamadağ Volkanitleri'nin yaşına yönelik doğrudan yaş verisi bulunmamaktadır. Ancak birim Alt Miyosen yaşlı Kemah formasyonunu kestiğinden Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı olarak kabul edilebilir.

3.2.7. Alüvyon ve Yamaç Molozu

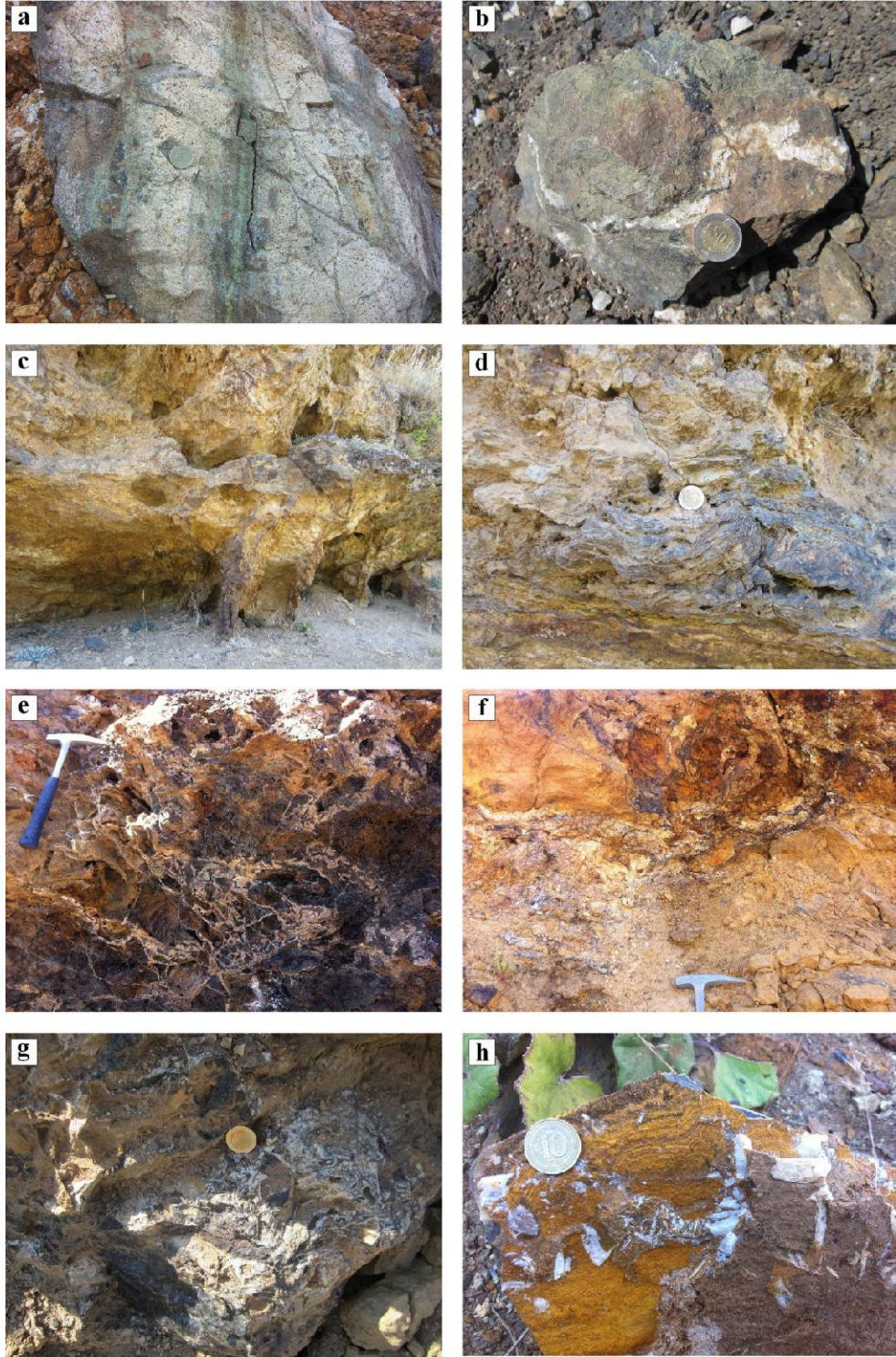
Çalışma sahasındaki en genç birimler olup, yer yer plaser yataklar oluşturacak biçimde cevher çakılları da içermektedirler.

3.2.8. Yapısal jeoloji

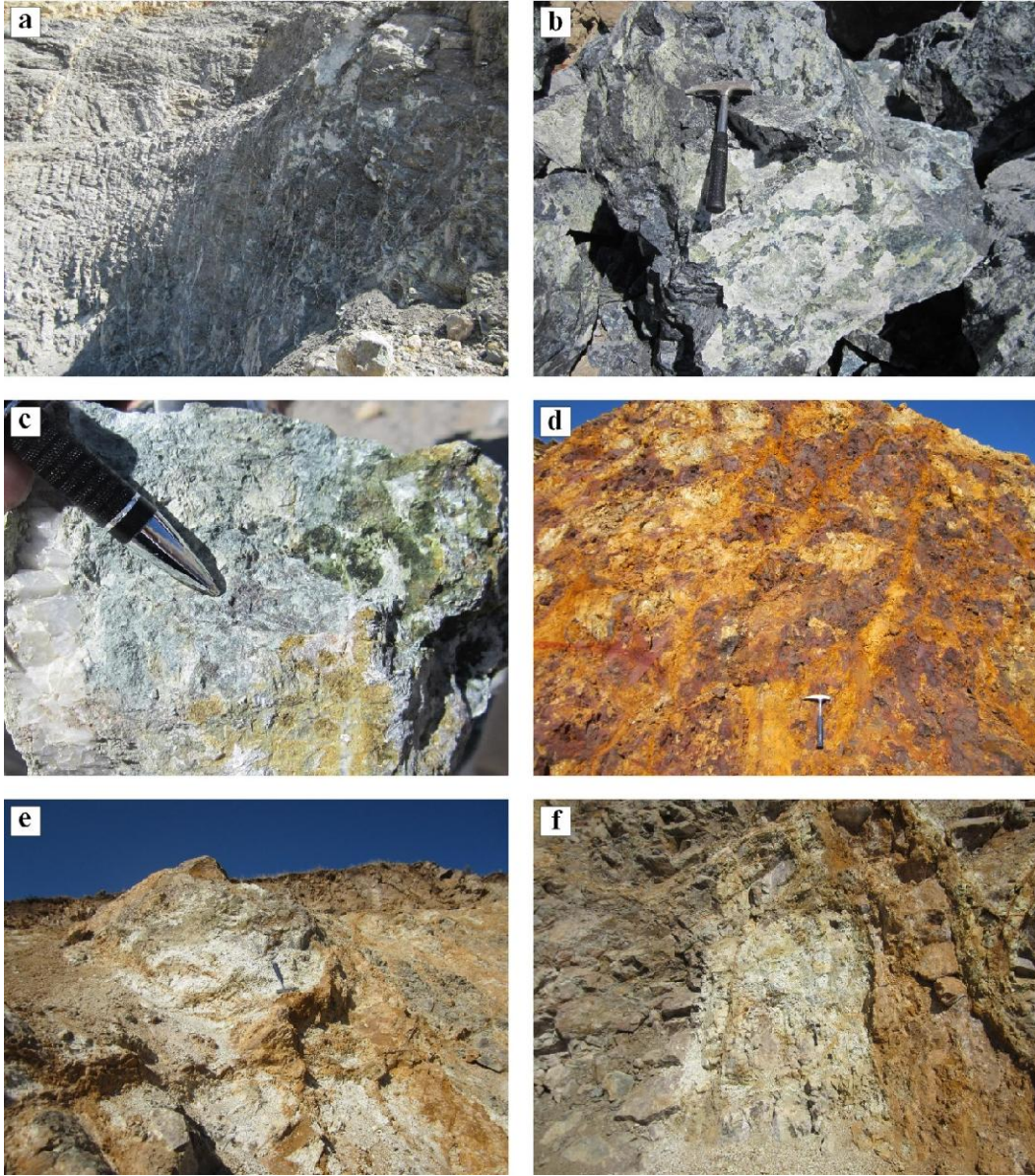
Bizmişen bölgesinde ofiyolitik kayaçlarla Munzur kireçtaşları arasında ve ofiyolitik birimlerin içinde yaklaşık K-G doğrultulu bindirmeler izlenmektedir. Paleotektonik döneme ait bu bindirmeler ve Kemah formasyonu yaklaşık K-G ve KD-GB doğrultulu faylarla kesilmektedir. Bu fayların bir bölümü normal bileşenli doğrultu atımlı ve bir bölümü de doğrultu atım bileşenli normal faylardır. Neotektonik döneme ait bu faylar cevherleşmenin konumunu da bozmuştur. Bu faylarda genellikle güneydeki bloklar yükselmiş kuzeydeki bloklar düşmüştür. Miyosen yaşlı Kemah formasyonunda K-G gidişli açık kıvrımlar gözlenmektedir. Bizmişen Plütonunu oluşturan intrüzif kütlelerin uzanımı da yaklaşık K-G'dir. İnceleme alanının doğusundan geçen Malatya-Ovacık Fayı Munzur Kireçtaşları ve Kemah formasyonunun sınırını oluşturmaktadır.

3.3. Alterasyon

İnceleme alanındaki alterasyonlar başlıca sokulum yapan plütonik kayaçlar (diyorit) içerisinde (endoskarn tipi) ve bu kayaçların sıcak dokanak ilişkisi bulunan ofiyolit (listfenit) ve kireçtaşları (kontak metamorfizma) sınırında yoğunlaşmaktadır. Diğer bir ifadeyle sokulum yapan diyoritlerle, kireçtaşı ve serpantinleşmiş ultramafit kontaklarında metamorfizma sonucu kontak metamorfik (pirometasomatik) mineraller gelişmiştir (Şekil 3.3). Diyoritlerle kireçtaşı kontaklarında özellikle diyopsit ve demirli granatlar, epidot gelişmiştir (Şekil 3.4). Diyopsit daha çok serpantin içindeki cevherli zonlarda ve cevherin yakın çevresinde bulunmaktadır. Munzur kireçtaşlarında kontak metamorfizma sonucu özşekilli dolomitler gözlenmiştir. Taştepe ve Kızılkayanın doğusunda ultrabaziklerle, asit intrüzif kayaların kontağına yakın yerlerde ve çoğunlukla ultrabazikler üzerinde listvenitleşme (silika-karbonat alterasyonu) görülür. Düzensiz ve sert bir yapıya sahip olan listvenitlerde birbirlerini kesen karbonat (kalsit-dolomit) ve kuvars mineral dolgulu damarlar ile az miktarda kalıntı serpantin dokusu izlenmektedir. Listvenitler demir oksit (hematit) ve demir hidroksit (götit, limonit) mineralleri tarafından kırmızı-kahverengi renk kazanmışlardır. Demir mineralleri saçınımlı biçimde kayaç genelinde gözlendiği gibi çatlakları doldurur şekilde de gözlenmektedir. Listvenitlerde yer yer pirit saçınımları silis damar ve damarcıkları gözlenmekte ve 40 ppb ile 400 ppb arasında değişen oranlarda Au bulunmaktadır (Tablacı, 2010). Diyoritlerin ofiyolit ve kireçtaşı dokanaklarındaki cevherli zon içerisinde veya yakın kesimlerinde arjilik alterasyon olarak tanımlanabilen killi zonlar gelişmiştir (Şekil 3.2 b, e, Şekil 3.4 e-f, Şekil 3.5 a-h).



Şekil 3.3. Gözyaydın (Bizmişen) bölgesinde işletilen demir yataklarındaki alterasyon ürünleri. a) Orta ocakta diyoritlerde endoskarn epidot dolgulu çatlaklar, b) Taştepe ocağında diyoritlerde endoskarn alterasyon sonucu gelişen kalsit, silis ve barit dolgulu çatlaklar, c-d) Dönentaş ocağında listfenitlerde boşluklu doku ve götit ve limonitlerden kaynaklanan sarımsı renkli görünüm, e) Taştepe ocağında gözenekli götit-limonit içeren cevher oluşumları, f) Taştepe ocağında limonitce zengin cevherli zonlar, g) Taştepe ocağında diyorit kontak metasomatik zonunda baritli altere diyoritler, h) Ayşe ocağında Munzur limonitli kireçtaşları içerisinde özşekilli barit oluşumları.



Şekil 3.4. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe ocağında gözlenen alterasyon ürünleri. a) Serpantinleşmiş ultramafik kayalar, b-c) Serpantinleşmiş ultramafik kayalar içerisinde karbonat (kalsit, dolomit), diyopsit, skapolit, epidot ve talk içeren alterasyonlar, d) Aşırı limonitleşmiş hematit cevheri, e-f) Diyoritlerle ultramafik kayac dokanağında gelişen sarı limonitli ve beyaz killeşmiş zonlar.

3.4. Maden Jeolojisi

Bizmişen yatağı Erzincan ili, Kemaliye ilçesinin 30 km batısında yer almakta olup, yataklar Bilfer Madencilik A.Ş. tarafından işletilmektedir. İnceleme alanı içerisinde pek çok lokasyonda farklı boyutlarda cevher yüzlekleri ve cevherleşmeler gözlenmekte olup, en büyük cevher yüzeylemeleri güneyden kuzeye doğru Kızılkaya, Orta ocak, Ayşe ocağı, Taştepe ve Dönentaş ocaklarıdır. Bu lokasyonlardaki ana cevher minerali manyetit olmakla birlikte az miktarda hematit ve maghemit ve limonit, pirit ve ender olarak ta kalkopirit gözlenmektedir.

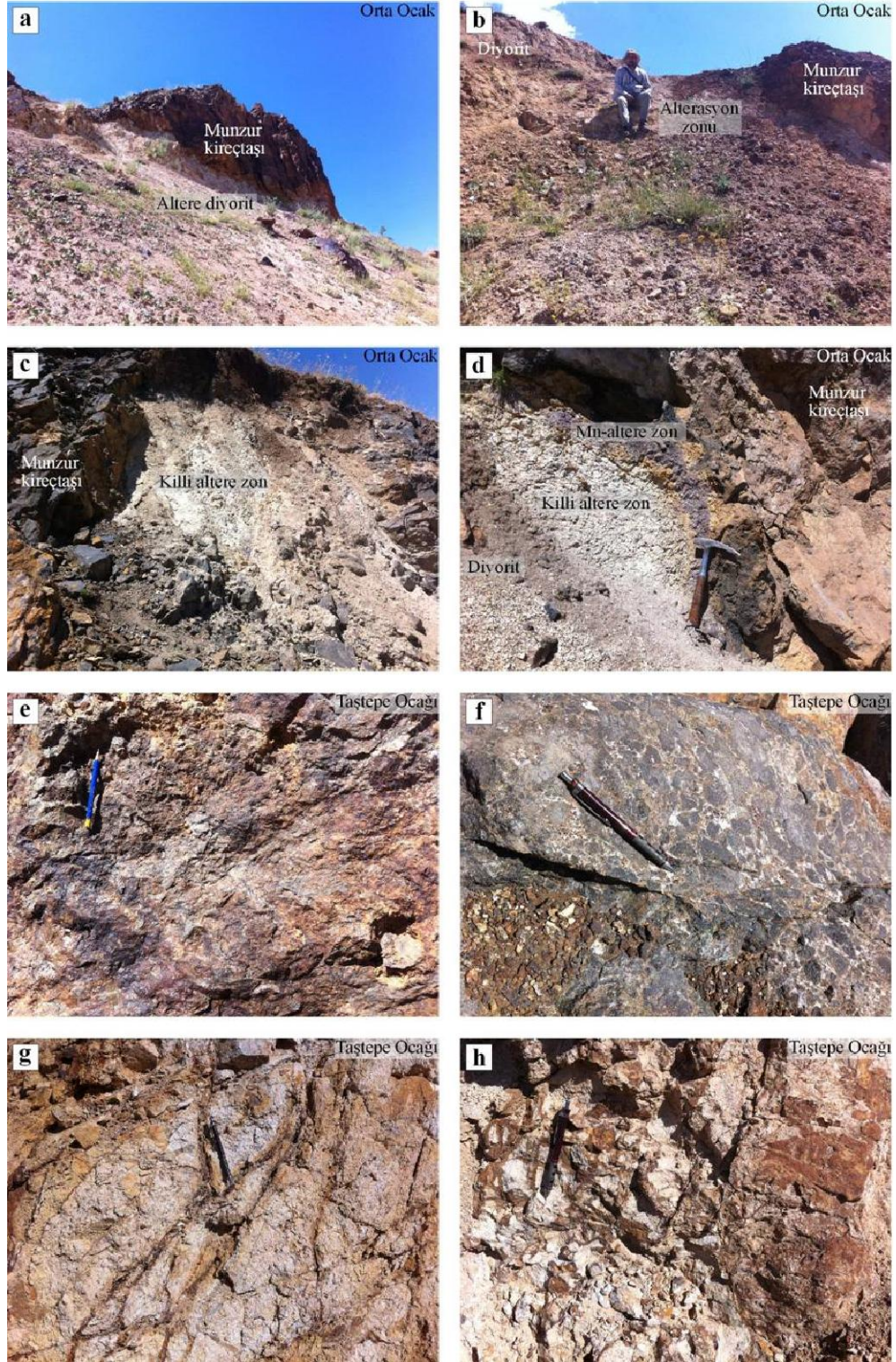
İnceleme alanındaki cevherli zonlardan ve yan kayaçlardan toplam 109 kayaç ve cevher örneği alınmıştır. Alınan örneklerin büyük bir kısmı killi-karbonatlı-silisli alterasyon zonlarını, az bir kısmı da epidotlu-granatlı skarn ve masif piritli cevher zonlarını temsil etmektedir. Örneklerin konumu (koordinatları), arazi tanımlamaları ve ince-kesit incelemelerini kapsayan mineralojik-petrografik inceleme sonuçları Mineraloji-Petrografi bölümünde çizelge olarak topluca verilmiştir.

İnceleme alanında gerçekleştirilen arazi çalışmaları, özellikle cevher-yan kayaç ilişkileri cevherleşmenin bütünüyle plütonik kayaçlarla ilişkili olduğunu, plütonik kayaçlarla dokanak ilişkisi sunan kayaç türlerine göre farklı alterasyon ürünleri geliştiğini göstermiştir (Şekil 3.5; 3.6).

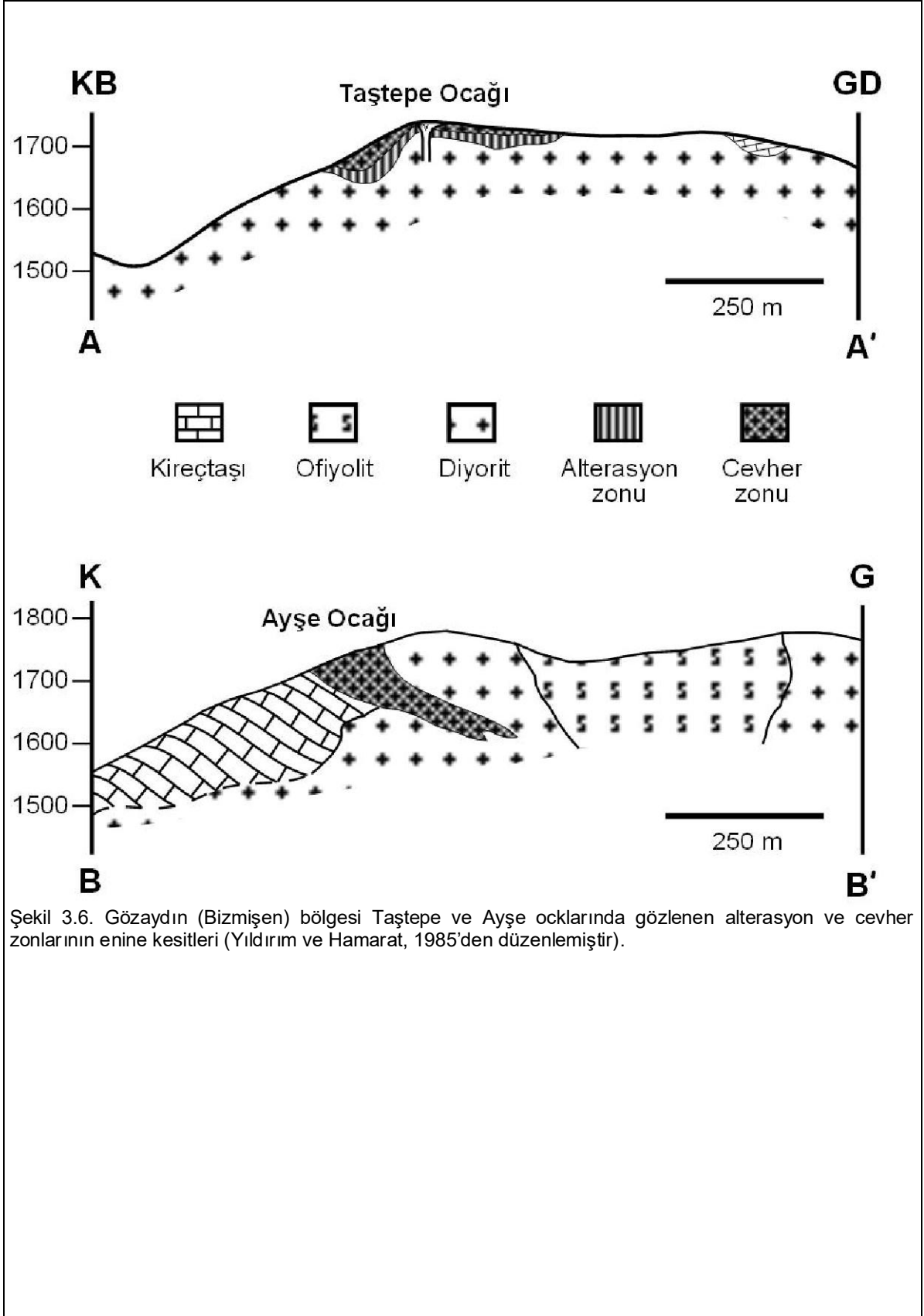
Bizmişen demir yatağında cevherleşmeler kontakt metasomatikten hidrotermal tip cevherleşmelere kadar beş değişik yataklanma şekli göstermektedir:

- 1- Plütonik kayaçların içinde bulunan endo-skarn mercekleri (Taştepe ocağı),
- 2- Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kristalize kireçtaşları-plutonik kayaç dokanağında kireçtaşlarını ornatan metasomatik cevherleşmeler (Kızılkaya ve Dönentaş ocağı),
- 3- Kretase yaşlı ofiyolit ve ofiyolitli karışıklar ile plutonik kayaçların dokanağında ve ofiyolit içerisinde merceksi damarlar (Kızılkaya ve Dönentaş ocağı),
- 4- Neojen örtünün ve ofiyolitik napların altındaki plutonik kayaçların dokanağından Maastrichtiyen yaşlı volkanik ara katkılı sedimanter istif içerisine uzanan tabakamsı (stratabound) cevherler (Dönentaş ocağı),
- 5- Değişik boyutta cevher kırıntıları içeren (plaser tipi) Kuvaterner yaşlı yamaç molozu (Taştepe kuzeyi).

Bizmişen plütonunun Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı Munzur Kireçtaşlarına sokulumu kontakt metamorfizmaya neden olmuştur. Granitoid kaynaklı magmatik akışkanlar diyorit ile karbonatlı birimler arasında kontakt metasomatizma etkisiyle tipik skarn zonlarını oluştururken, skarnlaşma diyorit sokulumuna bağlı olarak diyoritin kendi içindeki kırık ve çatlaklarda epidot ve granat damarcıkları şeklinde görülmektedir. Taştepe ocağında gözlenen endoskarn zonlarda hematit içeren cevherli zonlar değişken kalınlıklarda gözlenmekte olup, epidotlar granatlara göre daha yaygındır. Kızılkaya ve Dönentaş ocaklarında gözlenen ekzoskarn zonlarda ağısı damarcıklar ve saçınımlı halde manyetit cevherleşmeleri mevcuttur. Kızılkaya ocağındaki cevher damarları genellikle kuzeybatıya ve güneydoğuya 60-70° eğimli kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı mercekler halindedir. Dönentaş ocağında gözlenen tabakamsı (stratabound) cevherleşmeler batıya doğru eğimlidir.



Şekil 3.5. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi demir yataklarındaki alterasyon ürünleri. a) Orta ocakta diyorit-kireçtaşı dokanağında demirli kireçtaşı ve altere (killeşmiş) diyoritler, b) Orta ocakta diyoritlerin kireçtaşlarına sokulum yaptığı dokanakta yaygın killi alterasyon zonu, c) Orta ocakta Munzur kireçtaşları içerisinde damar şeklinde sokulum yapan altere (killeşmiş) diyoritler, d) Orta ocakta diyorit-kireçtaşı sınırındaki killi, manganlı ve limonitli alterasyon zonu, e) Taştepe ocağında killi, limonitli altere oluşumlar, f) Karbonat dolgulu breşik cevher, g) Taştepe ocağında yaygın alterasona uğramış (killeşmiş) diyoritler, h) Taştepe ocağında limonit çatlak dolgulu killi ve jipsli oluşumlar.



4. MİNERALOJİ VE PETROGRAFI

4.1. Optik Mikroskop İncelemeleri

Optik mikroskopik incelemeler; kayaç ve cevher örneklerinin alttan ve üstten aydınlatmalı mikroskoplarda incelenmesini kapsamakta olup, iki ayrı grupta verilmiştir.

4.1.1. Alttan Aydınlatmalı Polarizan Mikroskop İncelemeleri

Arazi çalışmaları sırasında alınan örneklerden hazırlanmış ince-kesitler üzerinde gerçekleştirilen mineralojik-petrografik incelemeler Çizelge 4.1 ve Şekil 4.1' de verilmiştir.

Diyoritler holokritalin taneseli dokulu ender olarak holokristalin porfirik dokulu başlıca plajiyoklaz, hornblend içermekte (Şekil 4.1 a-b), bu minerallere bazı örneklerde az da olsa kuvars ve piroksen (ojit ve enstatit) eşlik etmektedir. Plajiyoklazlar karbonatlaşma, serizitleşme ve epidotlaşma, hornblendler ise kloritleşme türü bozunma göstermektedir. Plajiyoklazların zonlu doku sergilemeleri ve kısmen de porfirik doku benzeri görüme sahip olması bunların hızlı soğuduklarının işaretidir.

Munzur Kireçtaşı birimine ait kristalize kireçtaşı örneklerinde düşük optik engebeli iri kristalli kalsitlerin yanı sıra olası olarak limonit kapanımları (veya limonitlerce ornatılmaları) nedeniyle optik engebesi yüksek karbonat mineralleri (ankerit veya dolomit) biçiminde iki farklı karbonat mineral oluşumu gözlenmektedir (Şekil 4.1 c-d). Düşük optik engebeli kalsitler optik engebesi yüksek diğer karbonat minerallerinden daha sonra gelişmiştir.

Serpantinler elek/ağ dokusu sergilemekte olup, demirce zengin zonların yaygınlığı dikkati çekmektedir (Şekil 4.1 e-f). Serpantinlerin olivin veya piroksen kalıntıları içermemesi nedeniyle ultramafik öncel kayacı belirlenememiştir. Demirce zengin kesimler Fe-içeren olivinlerin (fayalit) serpantinleşmesinden arta kalan demirleri (bastitleşme) temsil etmektedir. Tipik levhamsı/yapraksı antigorit-lizardit? türü serpantin mineralleri ve bunları kesen lifsi krizotil oluşumları içermesi, iki farklı serpantin mineral oluşumunu işaret etmektedir.

Yamadağ Volkanitlerine ait bazaltik andezit örneği hipokristalin porfirik doku sunmakta ve başlıca olivin, opaklaşmış hornblend ve zonlu dokulu ve polisentetik ikizlenmeli plajiyoklaz fenokristalleri içermektedir (Şekil 4.1 g-h).

İnceleme alanındaki birimlere ait optik mikroskop incelemeleri demiroksitli minerallerin serpantin ve serpantinleşmiş ultramafik kayaçlarda daha yaygın olduğunu, diyoritler içerisinde daha sınırlı kaldığını göstermiştir.

Çizelge 4.1. Bizmişen (Gözyayın) demir yatakları ve çevresinden alınan örneklerin konumları ve optik mikroskop inceleme sonuçları

Örnek No	Lokasyon	Arazi Tanımlaması	İK XRD	Optik Mikroskop İncelemeleri	
				Mineralojik Bileşim	Kayaç Adı
BİZ-1	37S 04 45786 D 43 39830 K	Amfibolit	İK	Hb+Plj+Ep+Kl+Ka+Zir+Ti+Om Plj (serizitleşme, karbonatlaşma), Hb (kloritleşme), Çatlak ve/veya damarlarda Ser+Ka+Plj (adularya)	Amfibolit
BİZ-2	"	Volkanik kayaç	İK	Plj+Ol+Px+Om Hipokritalin porfirik doku Plj (serizitleşme, karbonatlaşma), Ol ve Px psöydömorflar halinde bütünüyle kloritleşmiş ve opaklaşmış, Götit+kloritli zonlar, hamurda ışınal plajiyoklaz kümeleri, volkan camı kloritleşmiş ve opaklaşmış.	Altere bazalt
BİZ-3	"	Kireçtaşı	İK	Ka±Om Mikritik ortokem, fosil Yeniden kristallenme yaygın	Kristalize kireçtaşı (fosilli mikrit)
BİZ-4	"	Kırıntılı kireçtaşı	İK	Ka±Om Sparitik ortokem, İri taneli mikritik intraklast taneleri, Yeniden kristallenme yaygın	Kristalize kireçtaşı (intrasparit)
BİZ-5	Orta Ocak	Kalkopiritli cevher	PK		Kalkopiritli cevher
BİZ-6	"	Kalkopiritli cevher	PK		Kalkopiritli cevher
BİZ-7	"	Altere diyorit (epidotlu)	İK	Plj+Hb+Ep+Kl+Ka±Tr/Akt ±T±Om Plj (karbonatlaşma, serizitleşme, epidotlaşma), Hb (kloritleşme), Epidotca zengin dolgular ve bunları kesen endoskam ürünleri (Kl+Ka+Tr/Akt)	Altere diyorit
BİZ-8	"	Demirli karbonat kayacı	İK	Ka+Om (götit/limonit) Yüksek optik engebeli demirli karbonat mineralleri (siderit? veya ankerit?)	Götitli-limonitli karbonat kayacı
BİZ-9	"	Altere diyorit (beyaz, gri, aşırı killeşmiş)	İK	Plj+Hb+Ku+Kl+Ka±Zir±T±Ap±R±Om Plj (karbonatlaşma, serizitleşme), Hb (karbonatlaşma, kloritleşme) Klorit ve özşekilli kuvars dolgulu damarlar	Altere diyorit
BİZ-10	"	Epidot fels (Kontak metamorfik)	İK	Ep+Kl+Ku+Ka+Om	Klorit-epidot-fels
BİZ-11	"	Diyorit	İK	Plj+Hb+Ku±Px(ojit, enstatit)±Kl±Om Px(uralitleşme, serpantinleşme)	Kuvars diyorit
BİZ-12	"	Altere diyorit (beyaz, aşırı killeşmiş)	XRD		Killeşmiş aşırı altere diyorit
BİZ-13	"	Limonitli örnek (çatlaklarda)			Limonitli altere kayaç
BİZ-14	"	Volkanik kayaç	İK	Plj+Hb±Ep±Kl±Ku±T±Zir±Om Holokristalin porfirik doku Ep+Kl+Ku dolgulu çatlaklar	Andezit
BİZ-15	"	Limonit ve silisli altere örnek	XRD		Limonitli silisli kayaç

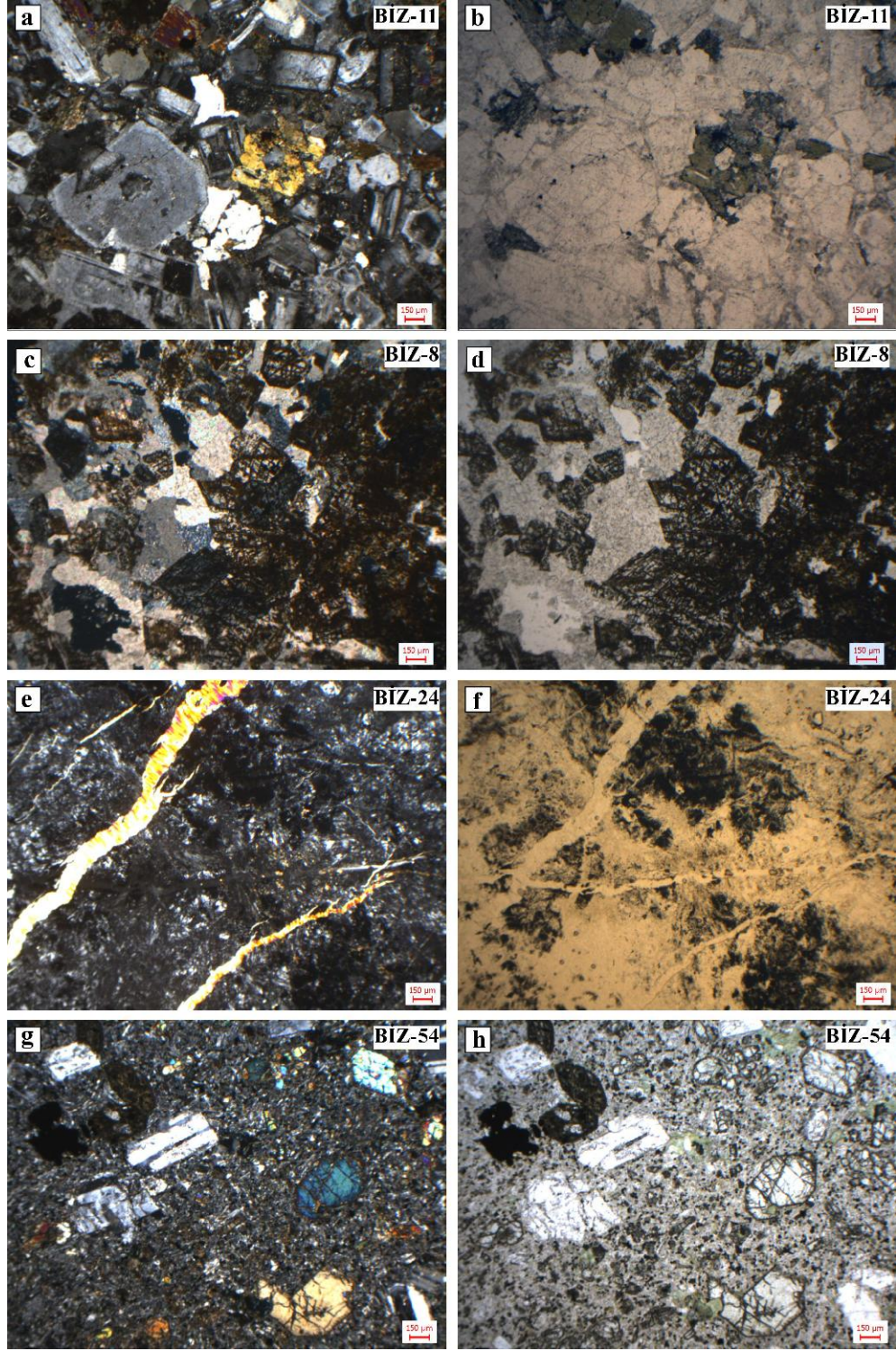
BİZ-16	"	Barit (kireçtaşları içerisinde)	İK	Ka±Om Belirgin foliyasyon, granoblastik doku Optik engebese yüksek karbonat mineralleri (dolomit?)	Mermer
BİZ-17	37S 04 46402 D 43 39688 K	Limonitce zengin örnek			Limonitli altere kayaç
BİZ-18	"	Hematit cevheri	PK		Hematit cevheri
BİZ-19	37S 04 46443 D 43 39817 K	Hematit cevheri	PK		Hematit cevheri
BİZ-20	"	Hematit cevheri	PK		Hematit cevheri
BİZ-21	Ayşe Ocağı	Silisli ve baritli örnek (kçt içinde)			Silisli ve baritli kayaç
BİZ-22	"	Limonitli örnek			Limonitli altere kayaç
BİZ-23	"	Karbonatlaşmış silisleşmiş diyorit?	İK XRD	Ka+Ku±Fel+Om (bol özşekilli pirit) Kuvarslar çatlak dolgusu, ender olarak kemirilmiş görünümlü Feldispat psödomorfları (kil/kaolinit mineralleriyle ornatılmış)	Silisli karbonat kayacı
BİZ-24	"	Altere ultramafit (serpantinit)	İK	Serpantin+Om (bol) Yer yer krizotil oluşumları	Serpantinit
BİZ-25	"	Hematit cevheri			
BİZ-26	"	Silisli örnek	İK	Ku+Bt+Om Baritler özşekilli, demiroksit bağlayıcı Gözeneklerde serizit+kaolinit	Demiroksitli baritli silis kayacı
BİZ-27	"	Beyaz killi örnek (alterasyon zonu)	XRD		Beyaz killi kayaç (kilitaşı)
BİZ-28	"	Silisli-karbonatlı örnek (kçt içinde)			Silisli kayaç
BİZ-29	"	Altere silisli örnek (kçt içinde)	İK XRD	Ka+Do+Ku+Om Dolomitler özşekilli, gözeneklerde kalsedonik kuvars ve kaolinit oluşumları	Killi-karbonatlı silisli örnek
BİZ-30	"	Altere silisli örnek (kçt içinde)	XRD		Altere silisli örnek
BİZ-31	Taştepe Ocağı	Altere diyorit (endoskarn?)			Altere diyorit
BİZ-32	"	Gözenekli hematit (götit ve limonitli)	İK	Br±Ku+Om (Hem+Gt/Lim) Baritler yaygın silis daha az Hematit ve götit/limonitler baritlerden sonra oluşmuş, Lisfenitik doku benzeri kalıntılar	Baritli demir cevheri
BİZ-33	"	Masif hematit	PK		Hematit cevheri
BİZ-34	"	Silis ve baritli örnek (Munzur kçt içerisinde)	İK	Ka+Br±Ku+Om Kalsedonik kuvarslar ve kalsitler çöeltiden itibaren gelişmiş (jel dokulu), Baritler ve optik engebese yüksek karbonat mineralleri (dolomit?) ile kesilmekte, Yüksek optik engebeli karbonatlar baritlerden sonra oluşmuş	Silisli ve baritli karbonat kayacı
BİZ-35	"	Kalsit ve baritli cevher	İK	Br±Ka+Om (Hem,Gt) Baritler özşekilli çubuksu ve yassı prizmatik biçimli, hematit ve götitler baritlerden sonra gelişmiş	Baritli demir cevheri
BİZ-36	"	Beyaz killi örnek (alterasyon zonu)	İK	Ku+Ka+Do+Om(Gt/Lim) Kuvarslar kalsedonik, optik engebese	Silisli karbonatlı demir cevheri

BİZ-37	"	Epidotlu skarn kayacı	İK	yüksek karbonat mineralleri (dolomit?) Grt+Ka+Kl+Ep+Om Granat-kalsit-epidot-klorit oluşum sırası	Klorit-epidot-granat fels
BİZ-38	"	Karbonatlı skarn kayacı Diyorit-kireçtaşı sınırındaki endoskam zonu	İK XRD	Kalsit+Kl+Grt+Mika(Mu,Bi/Flg)+Om (bol pirit) Biyotit/filogopitler pirit ve kalsitlerle birlikte oluşmuş ve iri taneli ve zonlu dokulu granatlardan sonra gelişmiş	Granat-kalsit fels
BİZ-39	"	Granat-karbonatlı skarn kayacı	İK XRD	Grt+Ka+Ep+Mika(Mu,Bi/Flg)+Kl+Om Granatlar yarı özşekilli-özşekilli	Klorit-epidot-kalsit-granat fels
BİZ-40	"	Kalsit ve limonitli silis örneği	İK	Ku+Ka+Om Kalsedonik jel dokulu kuvarslar	Karbonatlı silis kayacı
BİZ-41	"	Baritli limonit cevheri	İK	Ka+Br+Om(Hem,Gt)	Baritli-karbonatlı cevher
BİZ-42	"	Kalsit, barit ve limonit içeren örnek	İK	Ka+Ku+Om(Gt/Lim+Pr)	Piritli karbonat kayacı
BİZ-43	"	Kalsit ve silisli örnek	İK	Ka+Ku+Br+Om Kuvarslar özşekilli ve kalsedonik jel dokulu gözlenmekte, Barit ve kalsit birikteliği özşekilli kuvarslardan sonra gelişmiş	Baritli ve karbonatlı silis kayacı
BİZ-44	"	Altere diyorit (killeşme)	XRD		Killeşmiş altere diyorit
BİZ-45	"	Beyaz killi örnek (kireçtaşı, limonitli cevher yankayaç)	XRD		Beyaz killi kayaç
BİZ-46	Güney Kızılkaya Ocağı 37S 04 46327 D 43 39038 K	Volkanik kayaç	İK	Plj+Hb±Ep±Ka±Kl±Om Plj(karbonatlaşma, serizitleşme), Hb(karbonatlaşma)	Andezit
BİZ-47	"	Manyetit cevheri (Diyorit-ofiyolit sınırı)	İK XRD	Manyetit±Ser±Kl±Om Hematit kristalleri arasındaki boşluklarda serizit ve klorit oluşumları	Manyetit cevheri
BİZ-48	"	Beyaz kil örneği (Altere diyorit?)	XRD		Beyaz killi kayaç (altere diyorit?)
BİZ-49	K-14 sondajı	Lisfenit			Lisfenit
BİZ-50	Dönentaş Ocağı (A kafa) 37S 04 46000 D 43 41289 K	Masif hematit cevheri	PK		Masif hematit cevheri
BİZ-51	"	Götittli-limonitli cevher örneği	PK		Götittli-limonitli cevher
BİZ-52	"	Götittli cevher örneği	PK		Götittli cevher
BİZ-53	Kızılkaya Güney Dere Ocağı	Silis ve kalsitli yan kayaç (gang) örneği			
BİZ-54	"	Volkanik kayaç	İK	Plj+Ol+Hb+Kl+Om Plj(karbonatlaşma), Hb(opaklaşma, karbonatlaşma)	Olivinli andezitik bazalt
BİZ-55	"	Beyaz kil örneği (serpantinit içinde)	İK XRD	Ser (Vrm)+Ka±Om	Kalksleyt
BİZ-56	"	Serpantinleşmiş ultramafik kayaç	İK	Srp+Tlc+Px+Om(bol) Çatlaklarda talk oluşumları	Serpantinit

BİZ-57	"	Bol manyetiteli serpantinit	PK		Manyetiteli serpantinit
BİZ-58	"	Altere ultramafik kayaç	İK XRD	Ep+Diy+Ka+Skp+Ku±Kl±Om Skarn oluşumları	Diyopsit-skapolit-epidot-kalsit fels
BİZ-59	"	Bol pirit ve kalkopiritli cevher	PK		Bol pirit ve kalkopiritli cevher
BİZ-60	"	Kalsit damarlı ve flogopit? İçeren diyoritler			Kalsit damarlı ve flogopitli diyorit
BİZ-61	"	Epidotlu? ultramafik kayaç			Ultramafik kayaç
BİZ-62	"	Epidotlu?, piritli ultramafik kayaç			Ultramafik kayaç
BİZ-63	"	Piritce zengin cevher	PK		Piritce zengin cevher
BİZ-64	"	Beyaz kil örneği	XRD		Beyaz killi kayaç
BİZ-65	"	Limonit ve götitli hematit cevheri	PK		Limonit ve götitli hematit cevheri
BİZ-66	"	Yeşilimsi-beyaz altere örnek	İK XRD	Ep+Ku±Kl+Om(Gt/Lim)	Kuars-epidot fels
BİZ-67	"	Beyaz kil örneği	XRD		Beyaz killi kayaç
BİZ-68	"	Piritli diyorit			Piritli diyorit
BİZ-69	"	Kalsit damarlı diyorit			Kalsit damarlı diyorit
BİZ-70	"	Granatlı?, epidotlu (endoskarn) diyorit			Granatlı, epidotlu diyorit (endoskarn)
BİZ-71	Orta Ocak 37S 04 46439 D 43 40185 K	Breşik, silis+limonitli mangan örneği	İK	Ka/Do+Ku+Om	Silis dolgulu breşik karbonat kayacı
BİZ-72	"	İnce kristalli, sert volkanik? kayaç			Volkanik kayaç
BİZ-73	37S 04 44598 D 43 39727 K	Şist			Şist
BİZ-74	"	Amfibol şist			Amfibol şist
BİZ-75	"	Kireçtaşı			Kireçtaşı
BİZ-76	"	Amfibol şist			Amfibol şist
BİZ-77	"	Bantlı mermer			Bantlı mermer
2015-1	Orta Ocak girişi 37S 04 44474 D 43 39860 K	Munzur kireçtaşı kantağında altere (ayrışmış) diyorit	XRD		Altere diyorit
2015-2	Orta Ocak merkez 37S 04 46414 D 43 39769 K	Bol piritli ve manganlı örnek	PK		Bol piritli ve manganlı altere kayaç
2015-3	"	Siyah renkli, organik maddeli kristalize kireçtaşı	İK	Ka/Do+Ku+Om	Organik madde laminalı kristalin kireçtaşı
2015-4	"	Diyortilerin çatlağında silisli-karbonatlı kayaç	İK	Ka+Do (özşekilli)+Ku (Kalsedon)+Ser+Om	Silisli karbonat kayacı
2015-5	"	Killi alterasyon kayacı	XRD		Kiltaşı
2015-6	37S 04 46381 D 43 39780 K	Altere diyorit (demirli zonun 1 m altında)	İK XRD	Porfirik doku, Plj (fenokristal, karbonatlaşma, serizitleşme)+Ku (ince taneli)+Ser+Om	Altere diyorit

2015-7	"	Altere diyorit	İK XRD	Porfirik doku, Plj (serizitleşme)+Ku (ince taneli)+Ser+Om	Altere diyorit
2015-8	"	Sarı limonitli zon	XRD		Limonitli altere kayaç
2015-9	"	Mor renkli killi zon	XRD		Kiltaşı
2015-10	"	Siyah manganlı zon			Manganlı killi kayaç
2015-11	"	Beyaz killi zon	XRD		Kiltaşı
2015-12	"	Kireçtaşı içinde diorit sokulumu	İK XRD	Ka+Ku+Fel+Om	Silisli-karbonatlı kayaç
2015-13	Ayşe Ocağı 37S 04 46266 D 43 39876 K	Piritli, kalkopiritli manyetit cevheri	PK		Manyetit cevheri
2015-14	"	Piritli, kalkopiritli manyetit cevheri	PK		Manyetit cevheri
2015-15	"	Kalkopiritli, özşekilli manyetit cevheri	PK		Manyetit cevheri
2015-16	"	Bol kalkopiritli, manyetit cevheri	PK		Manyetit cevheri
2015-17	"	Jips dolgulu çatlaklı limonitik cevher	İK	Jips+Lim+Om	Limonitli jips
2015-18	"	Cevherli zon içinde beyaz killi oluşumlar	XRD		Killi altere örnek (Kiltaşı)
2015-19	37S 04 46199 D 43 39811 K"	Pirit damarlı manyetit cevheri			Piritli manyetit cevheri
2015-20	"	Masif pirit			Pirit
2015-21	"	Beyaz killi oluşumlar	İK XRD	Ku+Kil/Ser+Lim+Om	Altere tüf?
2015-22	Taştepe Ocağı 37S 04 46444 D 43 40894 K	Beyaz, limonitli ve manganlı kil oluşumları	İK XRD	Ku+Kil/Ser+Lim+Om	Altere tüf?
2015-23	"	Silisli kayaç	İK	Ku/Kls+Om	Silis kayacı
2015-24	"	Killeşmiş altere diorit	XRD		Altere diyorit
2015-25	37S 04 46378 D 43 40891 K	Killeşmiş altere kayaç	İK XRD	Ku+Kil+Om	Kiltaşı
2015-26	"	Kçt içerisinde sarı limonitik matriksli killi oluşumlar	İK	Ka+Do+Lim+Jarosit?+Ku+Om	Cevherli kireçtaşı
2015-27	"	İri kalsitli, kuvarslı pirit			Piritli cevher
2015-28	"	Piritli ve kalsitli manyetit cevheri			Piritli ve kalsitli manyetit cevheri
2015-29	"	Karbonat bağlayıcı breşik cevherli skam	İK	Ka+Gr+Ku+Ep+Om	Kalsit-epidot- granat fels
2015-30	37S 04 46365 D 43 40783 K	Beyaz killi kayaç	İK XRD	Ku+Kil+Ka	Serizitik kayaç
2015-31	"	Breşik manyetitli cevherli skam	İK	Tr+Ka+Gr+Ep+Om	Tremolit-epidot- kalsit-granat fels
2015-32	"	Demir-barit-kalsitli oluşumlar			Demirli, baritli karbonat kayacı

Ka: Kalsit, Do: Dolomit, Ku: Kuvars, Plj: Plajiyoklaz, Brt: Barit, Ol: Olivin, Px: Piroksen, Diy: Diyopsit, Hb: Homblend, Tr/Akt: Tremolit/Aktinolit, Skp: Skapolit, Ser: Serizit, Kao: Kaolinit, Kl: Klorit, Ep: Epidot, Tlc: Talk, Grt: Granat, Mu: Muskovit, Bi: Biyotit, Flg: Filogopit, Hem: Hematit, Gt: Götit, Lim: Limonit, Pr: Pirit, Om: Opak Mineral.



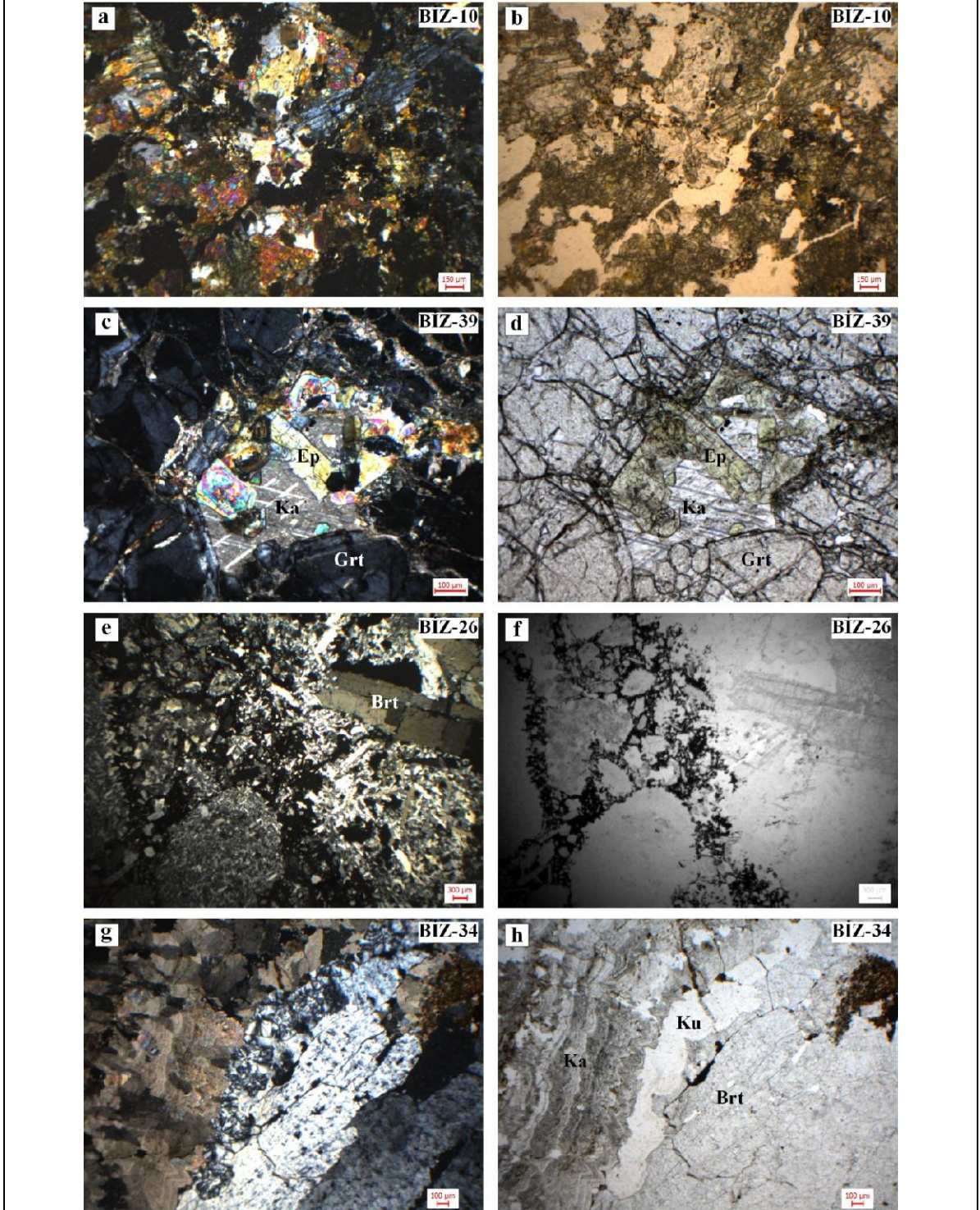
Şekil 4.1. Gözyaydın (Bizmişen) bölgesi yaygın litolojilerin optik mikroskop görüntüleri. a-b) Bizmişen Plütonu'na ait holokristalin taneseli dokulu diyorit (a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) Munzur kireçtaşı birimine ait kristalize kireçtaşı ve içerisindeki özşekilli yüksek optik engembeli dolomit kristalleri (c-çift nikol, d-tek nikol), e-f) Elek/ağ dokulu serpantinlerde levhamsı/yapraksı antigorit-lizardit türü serpantinler ve bunları kesen lifsi krizotil oluşumları, g-h) Yamadağ Volkanitlerine ait bazaltik andezit örneğinde hipokristalin porfirik dokulu hamur içerisinde olivin, opaklaşmış hornblend ve zonlu dokulu ve polisentetik ikizlenmeli plajiyoklaz fenokristalleri (g-çift nikol, h-tek nikol).

Alterasyon ürünlerine ait optik mikroskop incelemeleri; diyoritlerle ofiyolit ve karbonat kayaçlarının sınırlarında kontakt metasomatizmayı işaret eden karakteristik mineraller (epidot, granat, klorit, skapolit) belirlenmiş olup, yönlenme göstermemeleri nedeniyle fels biçiminde adlandırılmışlardır (Şekil 4.2 a-b). Doku ve mineral sınır ilişkilerine göre epidot mineralleri klorit, kalsit, tremolit/aktinolitlerce kesilmekte olup, ilk aşamada oluşan skarn mineralini temsil etmektedir. Granatlı örneklerde; granatlar içerisindeki boşluklarda kalsit-I, epidot ve kloritler birlikte oluşmuş ve iri taneli ve zonlu dokulu granatlardan sonra gelişmiştir (Şekil 4.2 c-d). Silisli, karbonatlı ve killi alterasyon örneklerinde jel dokulu kalsit-II ve kalsedonik kuvarslar, iri levhamsı prizmatik özşekilli-yarı özşekilli baritler gözlenmiştir (Şekil 4.2 e-f). Baritli örneklerde karbonat mineralleri (kalsit-II) ve demiroksit mineralleri baritlerden sonra gelişmiştir. Bu durum, demir cevherleşmelerinin epidot, granat ve barit minerallerinden sonra, diğer bir ifadeyle kontakt metasomatizmadan sonra olasılıkla daha düşük sıcaklık koşullarında geliştiğini düşündürmektedir. Silisli ve baritli karbonat kayaç örneğinde jel dokulu kalsit, kalsedonik kuvars ve levhamsı prizmatik iri barit kristalleri gözlenmiştir. Kalsitlerin jel dokulu olması bu minerallerin karbonatca zengin çözeltiden itibaren neoformasyon ürünü olarak çökeldiğini işaret etmektedir.

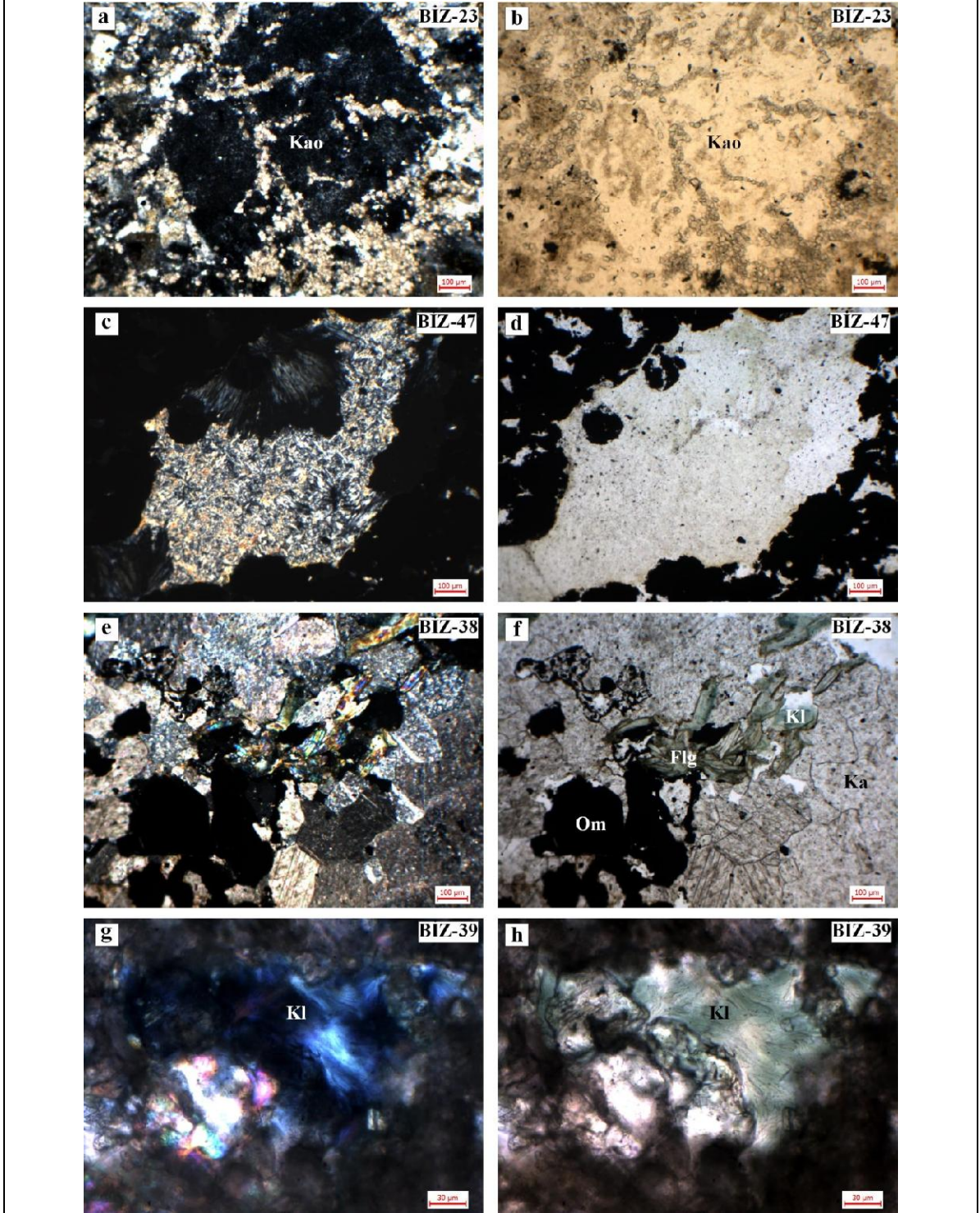
Killi alterasyon zonlarına ait örneklerdeki fillosilikatlar çoğunlukla gözeneklerde neoformasyon kökenli olarak gelişmiş fillogopit, klorit, serizit ve kaolinitlerin yanı sıra ender de olsa serpantin ve talk mineralleriyle temsil olunmaktadır (Şekil 4.3). Kaolinitler gözenekte otijenik ve yer yer feldispatları ornatın biçimde gelişmiştir (Şekil 4.3 a-b). Serizitler (illit ve I-S) altere diyoritlerde feldispatların bozunmasının yanı sıra gözeneklerde kloritler gibi neoforme kökenli olarak da gözlenmiştir (Şekil 4.3 c-f). Kloritler diyoritler içerisindeki endoskarn tipi oluşumlarda gözeneklerde fillogopitlerle birlikte neoforme kökenli olarak gelişmiştir (Şekil 4.3 e-h). Serpantin ve talk mineralleri hematit cevheri içerisindeki gözenekte neoformasyon kökenli gelişmiş olup, demirin ultramafik kökenli olabileceğinin göstergesi olarak değerlendirilmiştir.

İşletmenin devam etmesiyle açığa çıkan alterasyon ürünlerinin incelenmesi amaçlı son gerçekleştirilen arazi çalışmaları sırasında alınan ve alterasyon zonlarını temsil eden örneklerin optik mikroskop inceleme sonuçları Çizelge 4.1'de, mikroskop görünümüleri ise Şekil 4.3 ve 4.11'de verilmiştir. Karbonat mineralleri oluşum sırasına göre yüksek ve düşük optik engebeli olarak (sırasıyla ankerit/dolomit ve kalsit) gelişmiştir (Şekil 4.4 a-b). Kireçtaşlarına sokulum yaptığı sınırlarda aşırı alterasyona uğrayan diyorit porfirlerde plajiyoklaz psödomorfları bütünüyle karbonat ve serizitlerce ornatılmıştır (Şekil 4.4 c-d). Limonitli alterasyon zonlarında çatlak dolguları biçiminde levhamsı prizmatik jips ve ince kristalli manganoksitler gözlenmiştir (Şekil 4.4 e-f). Silis şapka konumundaki silisli zonlarda ince taneli kalsedonik kuvarsları kesen iri taneli kuvars oluşumları gözlenmiş olup, farklı evreli silis oluşumlarına işaret etmektedir.

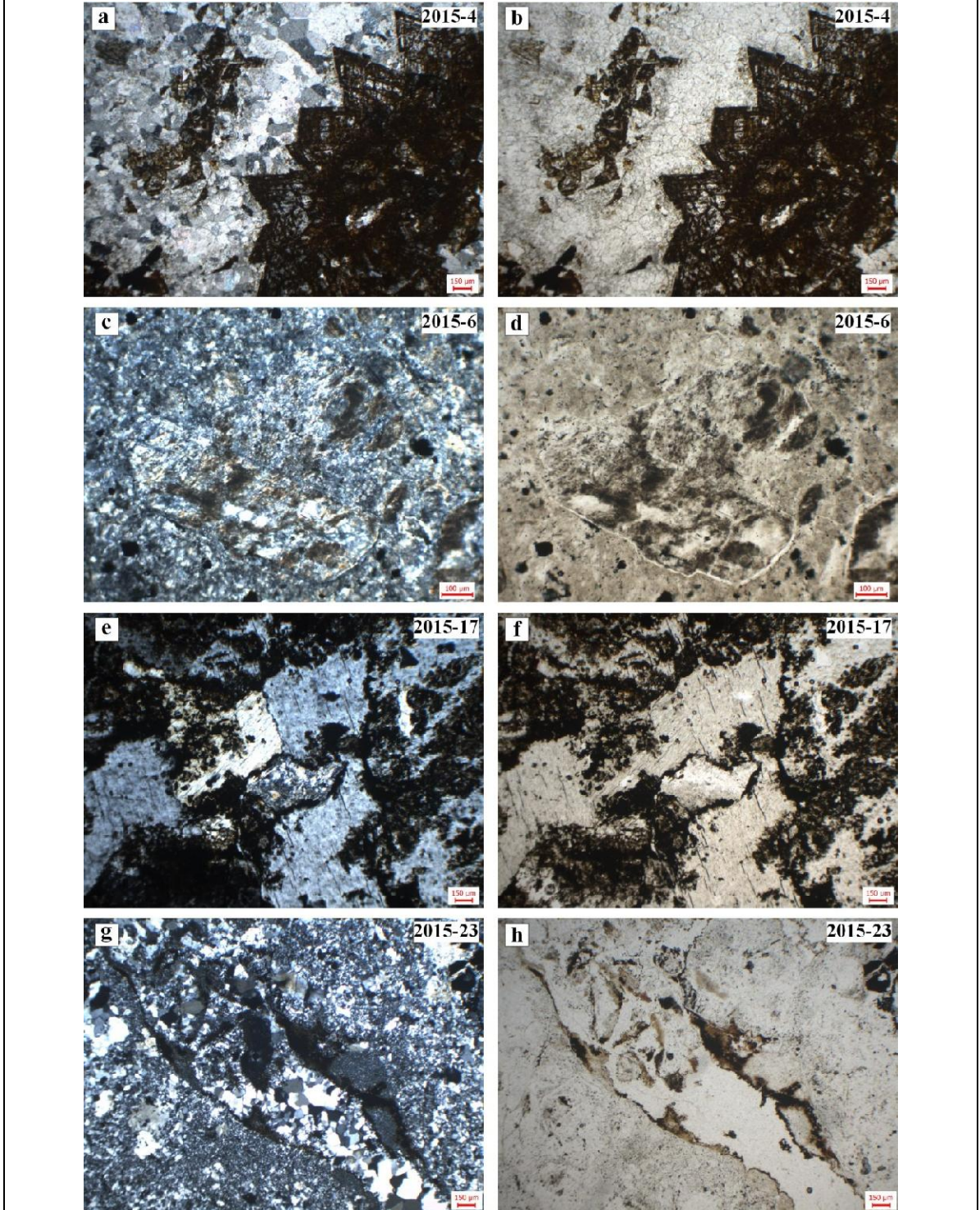
Demiroksitli (demir oksitlerce ornatılmış) kristalize kireçtaşlarında limonitleşmelerin yanı sıra kalsit çatlak dolgulu mangan oksit mineralleri de gelişmiştir (Şekil 4.5 a-b). Demiroksitli kalsit-epidot-granat felslerde kalsit, kuvars ve epidot oluşumları granatlardan sonra gelişmiş sınır ilişkileri sunmaktadır (Şekil 4.5 c-d). Arazi gözlemlerinde karbonat dolgulu cevher görünümlü felsler içerisinde demiroksit minerallerinin granatlar içerisinde granatlardan daha sonra geliştiği saptanmıştır (Şekil 4.5 e-f). Bu kayaçlarda demir oksit (hematit/manyetit) cevher oluşumları tremolitleri de kesen karaktere sahiptir (Şekil 4.5 g-h).



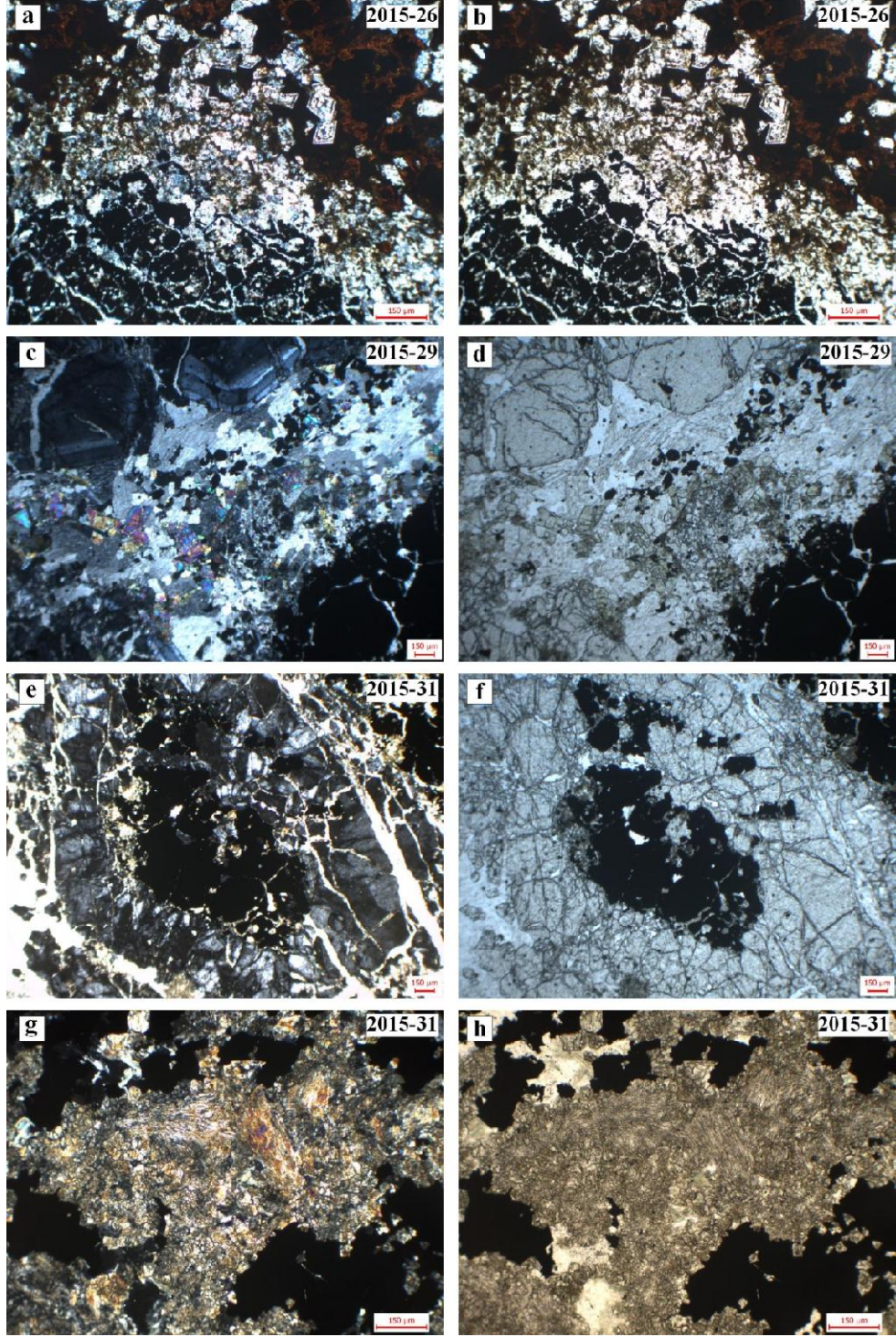
Şekil 4.2. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi kontakt metasomatik alterasyonlu litolojilerin optik mikroskop görünümleri. a-b) Klorit-epidot fels örneğinde özşekilsiz ve yarı özşekilli epidot (pistazit) mineralleri (a-çift nikel, b-tek nikel), c-d) Klorit-epidot-kalsit-granat fels örneğinde granatların arasındaki boşluk ve çatlaklarda kalsit, epidot ve klorit oluşumları (c-çift nikel, d-tek nikel), e-f) Baritli silis örneğinde küçük kristalli kuvarslar içerisinde iri kristalli yarı-özşekilli baritler (brt) ve demiroksit bağlayıcı (e-çift nikel, f-tek nikel), g-h) Silisli ve baritli karbonat kayaç örneğinde jel dokulu kalsit, kalsedonik kuvars ve levhamsı prizmatik iri barit kristalleri (g-çift nikel, h-tek nikel).



Şekil 4.3. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi alterasyon örneklerinde fillosilikat minerallerinin optik mikroskop görüntüleri. a-b Silisli karbonat örneğinde feldispat mineralini ornatın kaolinit oluşumları (a-çift nikol, b-tek nikol), c-d Hematit cevher örneğinde hematitler arasındaki boşluklarda neoforme ışınal-lifsel klorit/serpantin ve serizitik görünümlü talk oluşumları (c-çift nikol, d-tek nikol), e-f Granat-kalsit fels örneğinde levhamsı filogopit ve izotropik görünümlü kloritler (e-çift nikol, f-tek nikol), g-h Klorit-epidot-kalsit-granat fels örneğinde gözenekte neoforme klorit oluşumları (g-çift nikol, h-tek nikol).



Şekil 4.4. Gözyayın (Bizmişen) bölgesi alterasyon örneklerinin optik mikroskop görünüşleri. a-b) Silisli karbonat örneğinde yüksek optik engebeli özşekilli ankerit veya dolomitler ve daha sonra gelişen düşük optik engebeli kalsitler (a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) Altere diyorit porfir örneğinde karbonatlaşmış ve serizitleşmiş plajiyoklaz fenokristalleri ve ince taneli kuvars oluşumları, (c-çift nikol, d-tek nikol), e-f) Limonitleşmiş cevher örneği çatlakları içerisinde levhamsı prizmatik jipsler ve ince taneli manganoksit oluşumları (e-çift nikol, f-tek nikol), g-h) Silis şapka konumunda aşırı silisleşmiş Munzur kireçtaşlarında bütünüyle silisli zonlarda ince taneli kalsedonik kuvars ve iri taneli kuvarslar (g-çift nikol, h-tek nikol).



Şekil 4.5. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi alterasyon örneklerinin optik mikroskop görüntüleri. a-b) Demirli kireçtaşı (Munzur kireçtaşı) örneğinde limonitleşmiş demiroksit (hematit/manyetit) ve kalsit çatlak dolgulu manganoksitler arasında gelişen yer yer özşekilli yeniden kristallenmiş karbonat mineralleri (a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) Kalsit-epidot-granat fels örneğinde granatlar ile demiroksit (hematit/manyetit) cevheri arasında kalsit, kuvars ve epidot oluşumları (c-çift nikol, d-tek nikol), e-f) Tremolit-epidot-kalsit-granat fels örneğinde granat içerisinde hematit/manyetit oluşumları (e-çift nikol, f-tek nikol), g-h) Tremolit-epidot-kalsit-granat fels örneğinde tremolitleri kemiren demiroksit (hematit/manyetit) cevher oluşumları (g-çift nikol, h-tek nikol).

Yukarıda açıklanan optik mikroskop incelemeleri sonucu diyorit sokulumlarıyla ilişkili sıcak kontakt sonucu gelişen alterasyonlarda oluşan skarn minerallerinin oluşum sırası aşağıdaki gibi belirlenmiştir:

Granat → skapolit, epidot, tremolit/aktinolit → filogopit, klorit, kalsit-I, kuvars-I barit → kalsit-II, kuvars-II → manyetit → hematit, pirit, kalkopirit → serizit (illit), serpantin, talk, kaolin ve smektit → götit, limonit, jips.

4.1.2. Üstten Aydınlatmalı Polarizan Mikroskop İncelemeleri

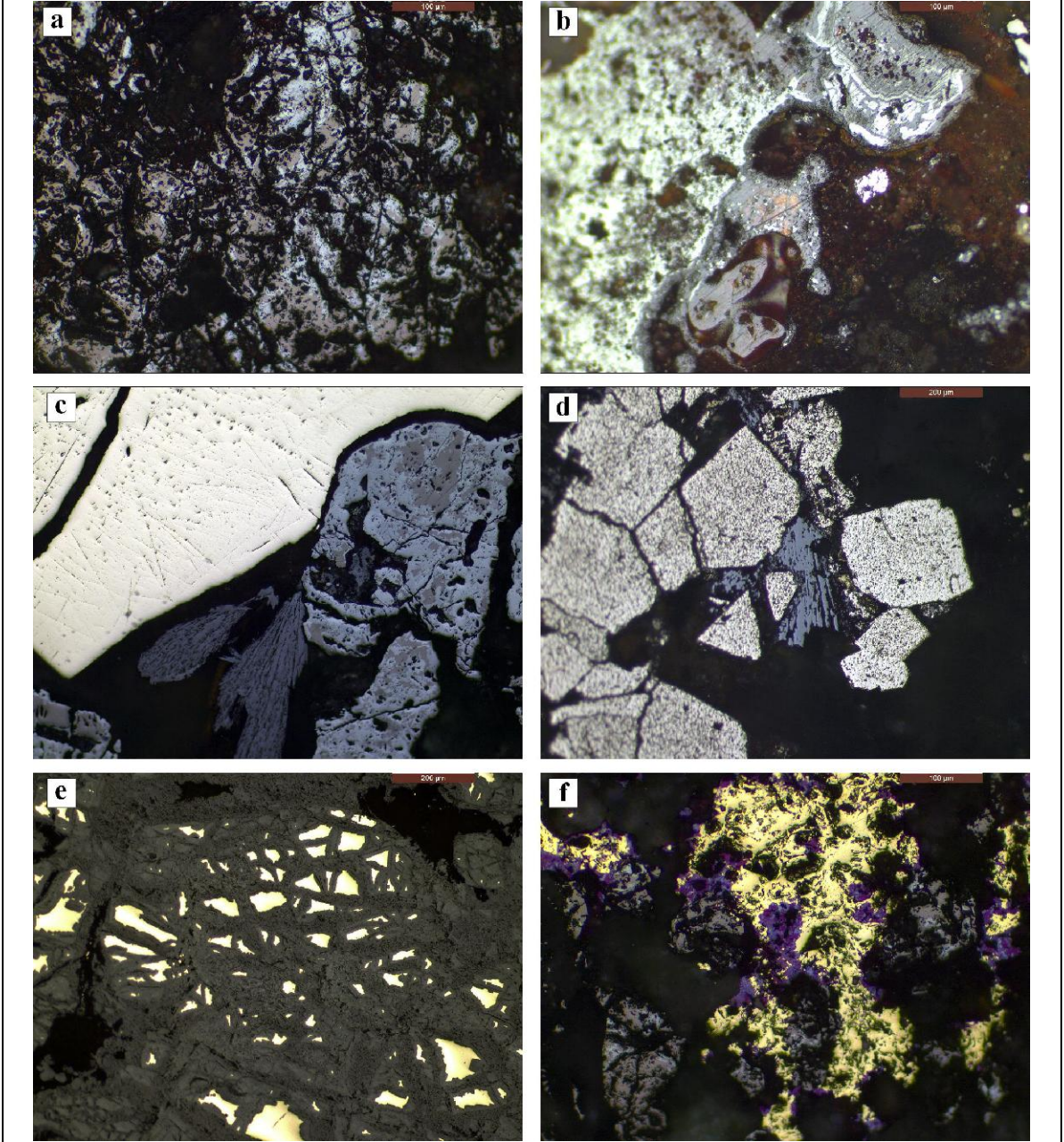
Bizmişen yatağında gözlenen cevherli lokasyonlardan alınan cevherli örneklerin mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla incekesit ve parlatma kesitleri hazırlanmıştır. İnce kesitlerin mikroskopta incelenmesi sonucunda gang minerali olarak başlıca kuvars, kalsit ve barit belirlenmiştir (Bak Şekil 4.2). İnce-kesitlerde kuvars ve baritlerin diğer minerallerinin arasını doldurduğu ve kuşattığı görülürken, kalsit en son oluşan mineral olarak kuvarsları kesmekte ve opak minerallerin (cevher minerallerinin) arasını doldurmaktadır. Cevher örneklerinden hazırlanan parlatma bloklarında gerçekleştirilen mineralojik-petrografik incelemelerde başlıca manyetit, maghemit, hematit (yer yer speküler hematit), pirit, kovellin, kalkosin ve kalkopirit ve götit mineralleri belirlenmiştir (Şekil 4.6 ve 4.7).

Manyetit: Ana cevher mineralidir. Manyetit kristalleri özşekilli ve yarı-özşekilli kristallerden oluşmaktadır. Yer yer kataklastik doku sunan manyetitler çoğunlukla maghemite, daha az miktarda da hematite ve kalkopirite dönüşüm göstermektedir (Şekil 4.6 a, Şekil 4.7a).

Hematit: Manyetite eşlik eden yaygın cevher mineralidir. Manyetitlerden itibaren dönüşüm ürünü olarak gözlenmekle birlikte (Şekil 4.6 a), genellikle geç evreyi yansıtan (piritlerden sonra gelişmiş) lifsi, yelpaze biçimli levhamsı-prizmatik kristal demetleri halinde gözlenmektedir (Şekil 4.6 c, d; Şekil 4.7 f).

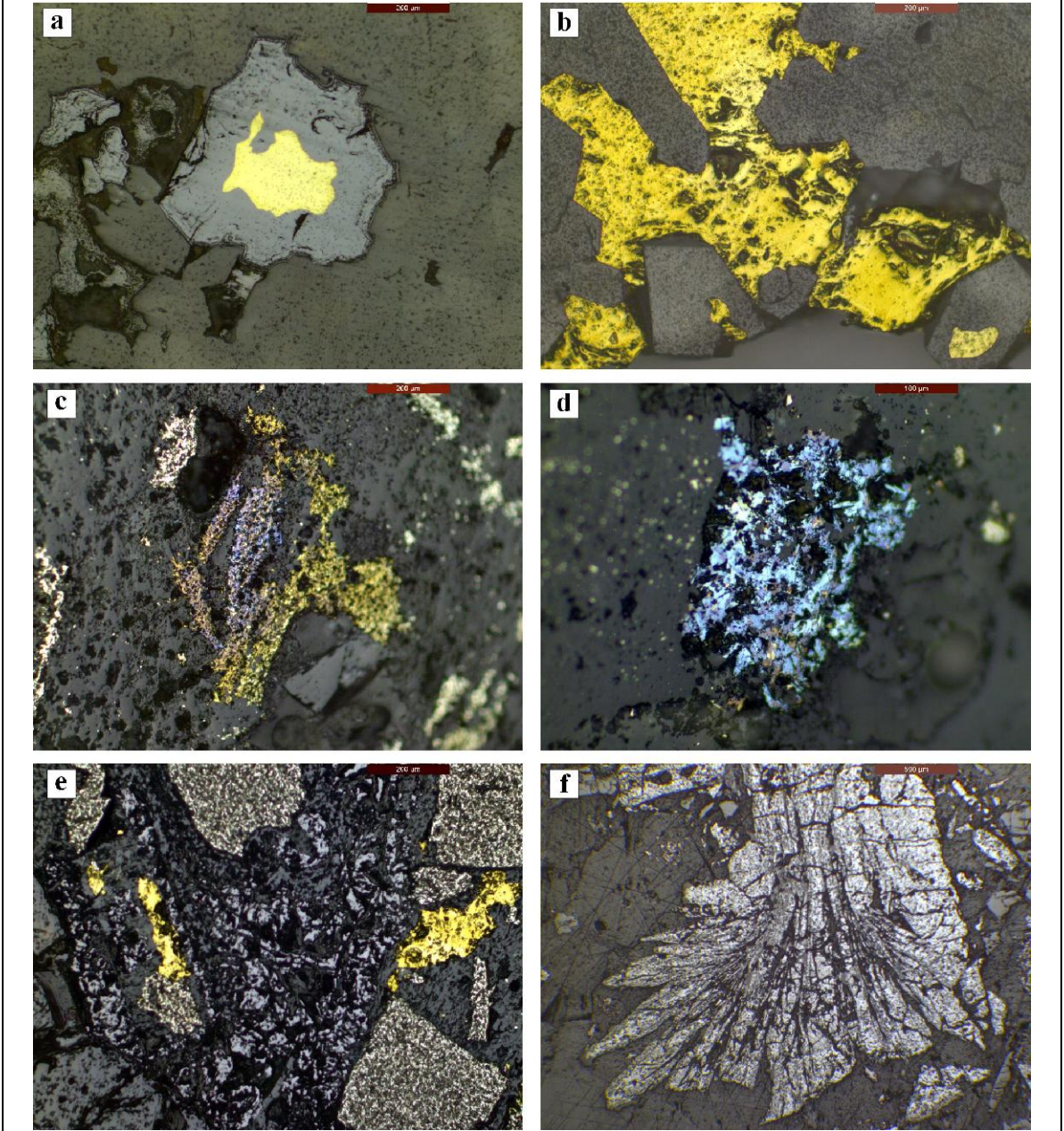
Pirit: Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli eşboyutlu (kübik) kristaller şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.6 c, d, e; Şekil 4.7 e). Yer yer elek dokulu olup, içlerinde gang mineral taneleri ve götikleşme izleri barındırmakta ve götit tarafından kuşatılmıştır.

Kalkopirit: Çok küçük taneler şeklinde piritle kenetlenmiş halde, bazen de tek başına manyetit ve gang içinde bulunmaktadır (Şekil 4.6 f; Şekil 4.7 a, b). Kalkopiritlere çoğunlukla kovellin ve kalkosinler eşlik etmektedir.



Şekil 4.6. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Döentaş ocağından alınan cevher örneklerinin üstten aydınlatmalı optik mikroskop görüntüleri. (a) Hematite dönüşmüş manyetitler, (b) Kenarlarından itibaren kolloform doku gelişerek hematiti ornatmış götit minerali, (c) Piriti kemirerek gelişen manyetit kristali ve speküler hematitler, (d) Bozunmuş (oksi-hidroksitleşmiş) özşekilli pirit kristalleri arasında gelişen hematit kristali, (e) Götit tarafından kuşatılmış pirit kalıntıları, (f) Kalkosin ve kovelline dönüşmüş kalkopirit minerali ve hematite dönüşmüş manyetit kristali.

Kovellin-kalkosin: Kalkopiritin gangla olan sınırlarında veya kalkopiritlerle birlikte kakopiritlerden itibaren dönüşmüş şekilde (Şekil 4.6 f; Şekil 4.7 c) veya gang mineralleri içerisinde tek başına oluşmuş (Şekil 4.7 d) gözlenmektedir.

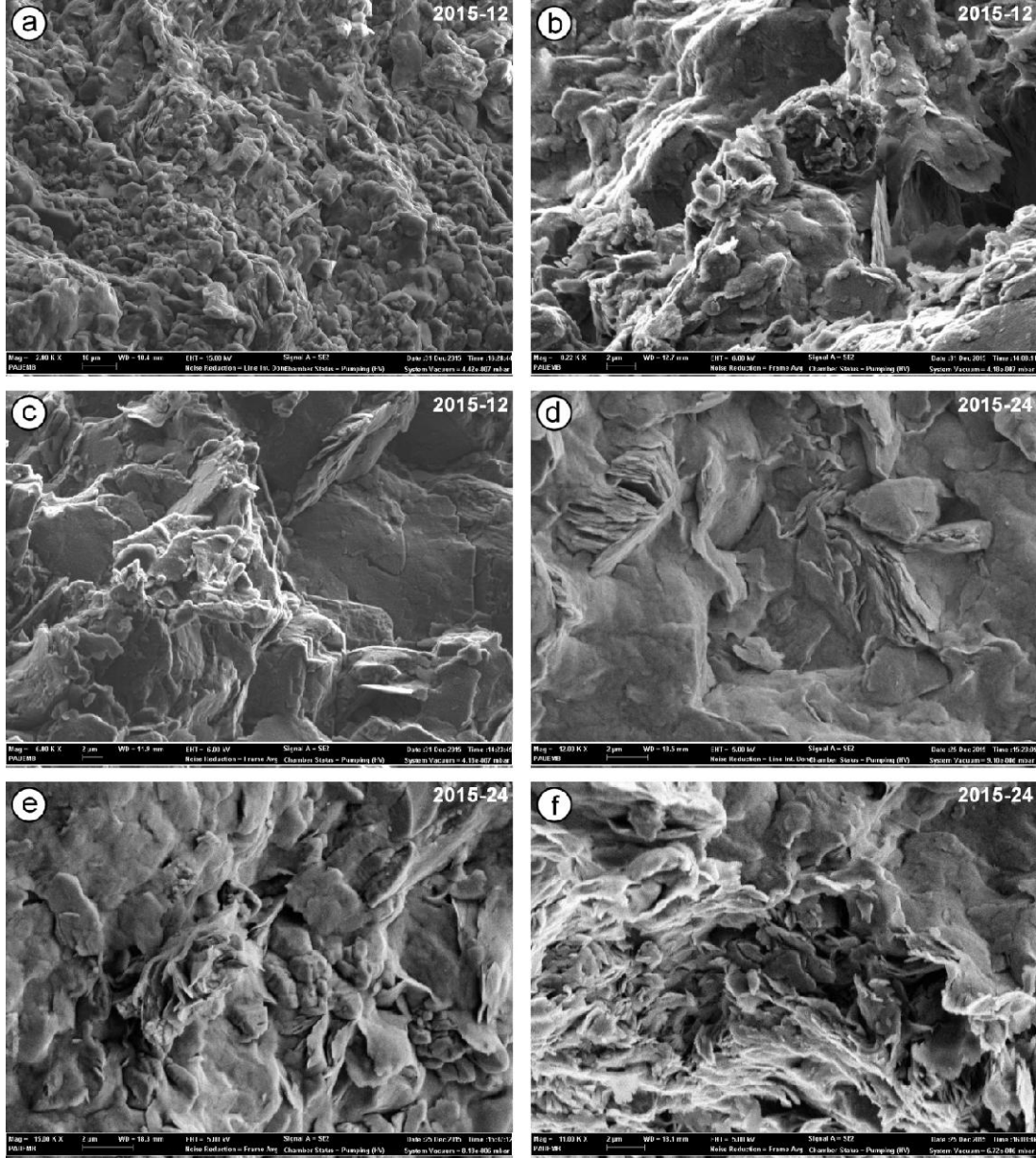


Şekil 4.7. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Ayşe ocağı ve Dönentaş ocağından alınan cevher örneklerinin üstten aydınlatmalı optik mikroskop görüntüleri. (a) Manyetit içerisinde gelişen kalkopirit, (b) Kalsitlerden oluşan gang minerallerinden sonra gelişmiş kalkopirit oluşumları, (c) Benekli görünümlü (düşük kristaliniteli) kalkopirit ve kovellin oluşumları, (d) Özşekilsiz kovellin ve kalkosin kristalleri, (e) Benekli (dotted) görünümlü ve bozmuş (oksi-hidroksitleşmiş) düşük yansımali özşekilli piritle ve özşekilsiz yüksek yansımali kalkopiritler, (f) Işınal demetler oluşturan levhamsı-prizmatik speküler hematit kirstalleri.

Götite: Çoğunlukla kenarlarından itibaren kolloform doku gelişerek hematitleri ornatmış olarak gözlenmekte (Şekil 4.6 b), yer yer piritlerden itibaren oksitlenme sonucu geniş ölçekli ağ/elek dokulu (Şekil 4.6 e) veya özşekilli piritler içinde küçük çaplı noktali/benekli (Şekil 4.6 d, Şekil 4.7 e) oluşumlar sergilemektedir.

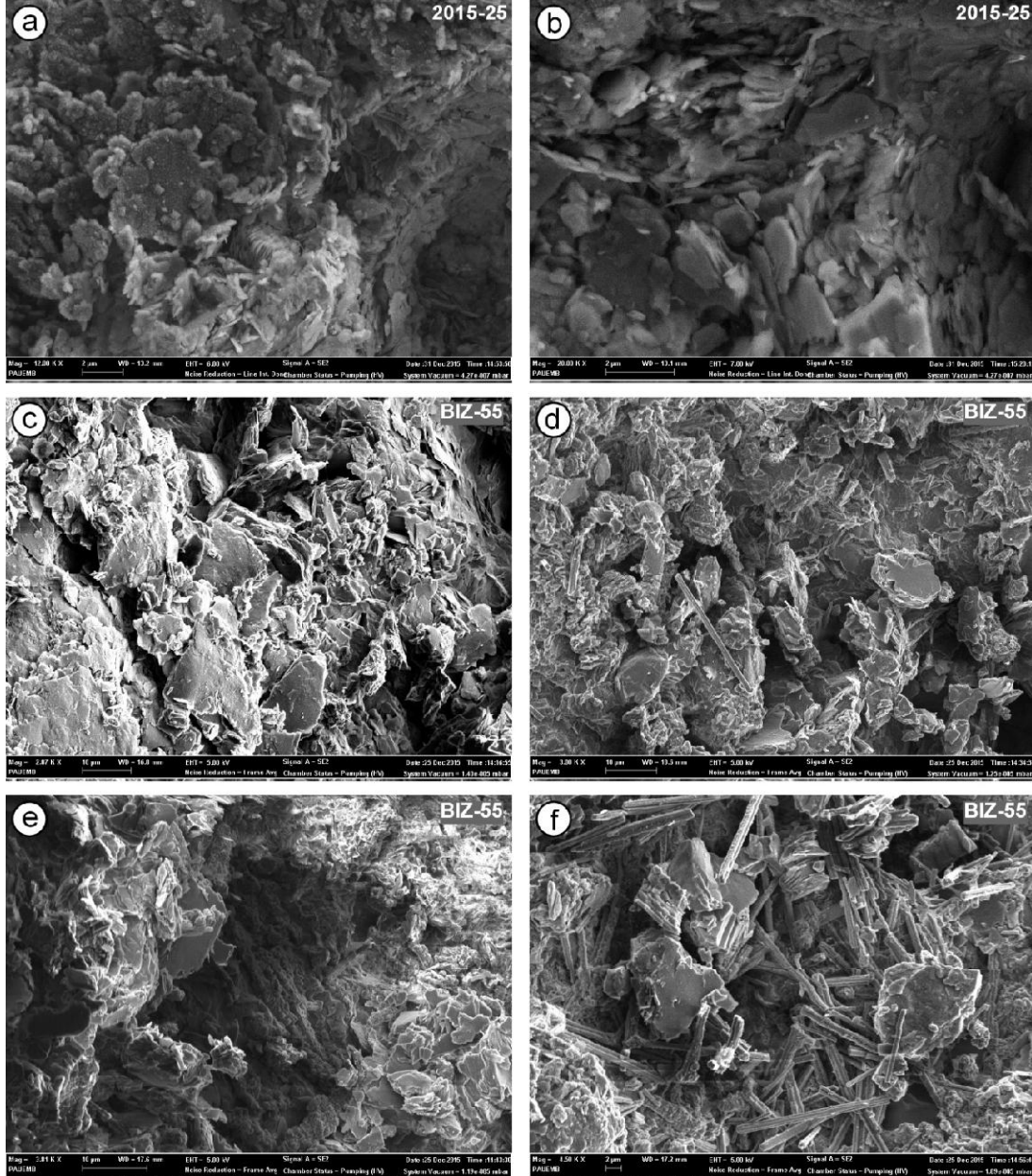
4.2. Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri

Alterasyon zonlarından alınan killi örneklerin SEM görüntüleri Şekil 4.8 ve 4.9 da verilmiştir. Kalsitler hidrotermal alterasyonla ilişkili bikarbonat çözeltilerinden itibaren oluşmuş ince taneli özşekilli kristaller şeklinde gelişmiştir (Şekil 4.8a, e). Smektit ve I-S'ler petek biçimli (Şekil 4.8b, f), illitler levhamsı-yapraksı (Şekil 4.8 b, c, d), kaolinitler kitap şekilli orta-sıkı paketlenmiş özşekilli levhalar biçiminde gelişmiştir (Şekil 4.8 d).



Şekil 4.8. a) Özşekilli kalsit kristalleri ve levhamsı-yapraksı kil mineralleri, b) İri levhamsı illitler ve gözenekte petek biçimli smektitler, c) Kalsit ve fillosilikatlar, d) Neoformasyon ürünü kitap yaprakları biçimli kaolinitler ve yapraksı I-S, e) Özşekilli kalsitler, levhamsı kaolinit ve lifsi-yapraksı I-S, f) Neoformasyon ürünü lifsi-yapraksı I-S ve levhamsı kaolinitler.

Diyorit-cevher sınırından alınan kilce zengin örnekte karbonat mineralleri ince taneli tomurcuk biçimli olarak kristallenmiş, buna karşın I-S'ler daha iri yapraksı/levhamsı biçimlere sahiptir (Şekil 4.9 a, b). Ofiyolit yan kayaçlı örnekte fillosilikatları vermikülit, talk ve serpantin mineralleri temsil etmektedir. Vermikülitler iri yapraksı/levhamsı kitapçıklar, talklar özşekilsiz ince kristalli tüsü topluluklar, serpantinler (krizotil) özşekilli çubuksu-prizmatik biçimlidir (Şekil 4.9 c-f).

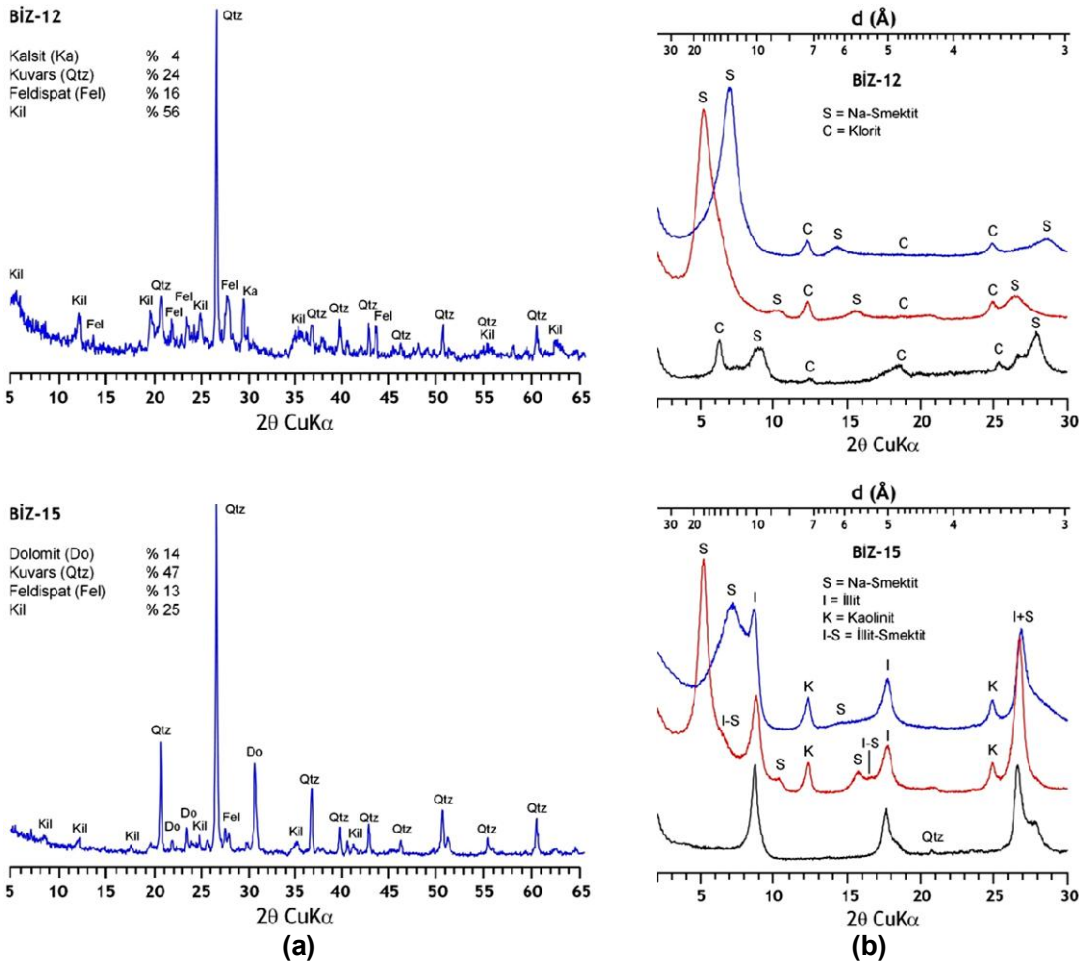


Şekil 4.9. a) Tomurcuksu ince kristalli kalsitler ve yapraksı I-S, b) Yarı özşekilli-özşekilli levhamsı I-S toplulukları, c) İri levhamsı vermikülitler ve ince kristalli lifsi-yapraksı talklar, d) Yarı özşekilli-özşekilli vermikülitler, e) İri yapraksı/levhamsı vermikülitler ve ince kristalli lifsi-tüsü talklar, f) Levhamsı vermikülitler ve çubuksu-prizmatik serpantin (krizotil) kristalleri.

5. X-IŞINLARI KIRINIMI (XRD) İNCELEMELERİ

Orta Ocak, Ayşe Ocağı, Taştepe Ocağı ve Güney Kızılkaya Ocağı cevherleşmeleri işletme sahalarından alınan örneklerin XRD incelemelerine göre; killi alterasyon ürünü kayaçlar başlıca kalsit, dolomit, kuvars, feldispat ve fillosilikat/kil mineralleri içermektedir (Çizelge 5.1; Şekil 5.1-5.9). Bu minerallere tali miktarda (< %1) götit eşlik etmektedir.

Diyorit-kireçtaşı sınırında kil-dışı minerallerden karbonat mineralleri yaygın biçimde gözlenmekte, bazı örneklerde yalnızca kalsit veya dolomit, bazılarında ise kalsit + dolomit parajenezleri gözlenmektedir. Diyorit-ofiyolit sınırından ve diyorit kütlesi içerisinde alınan alterasyon örneklerinde karbonat mineralleri çok az veya hiç gözlenmemekte, kuvars miktarı artmaktadır.

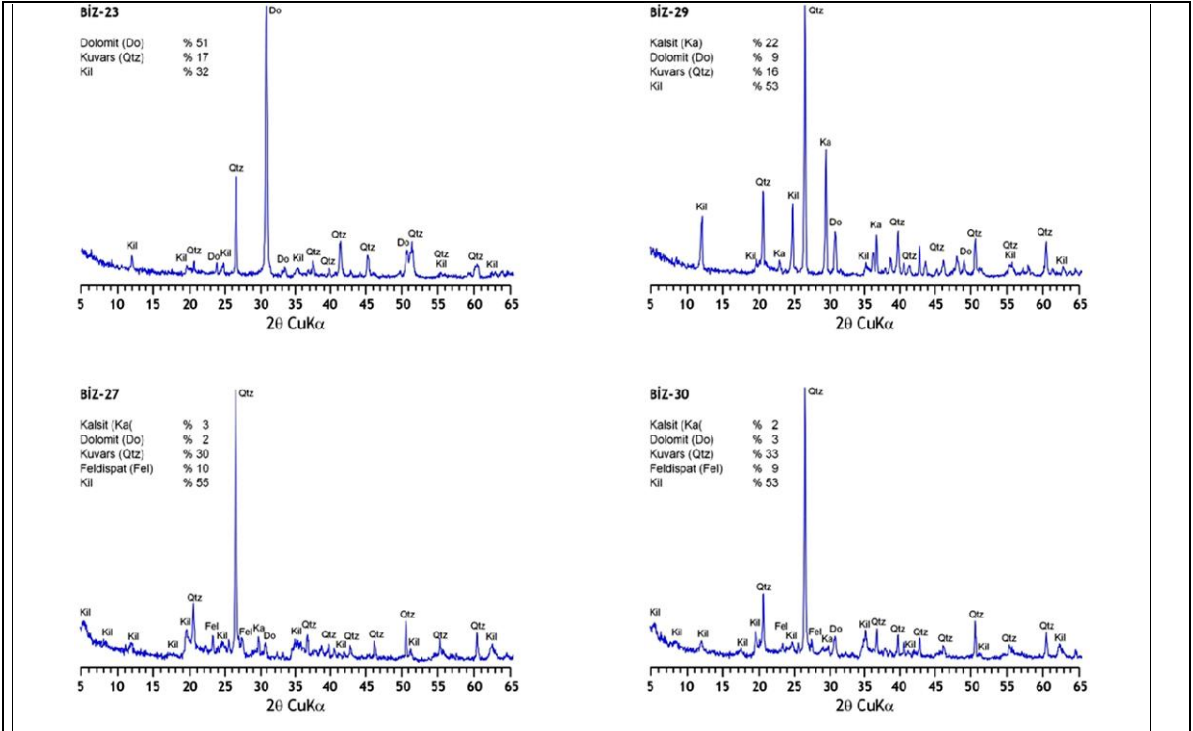


Çizelge 5.1. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi alterasyon zonundan alınan örneklerin XRD mineral bileşimi.

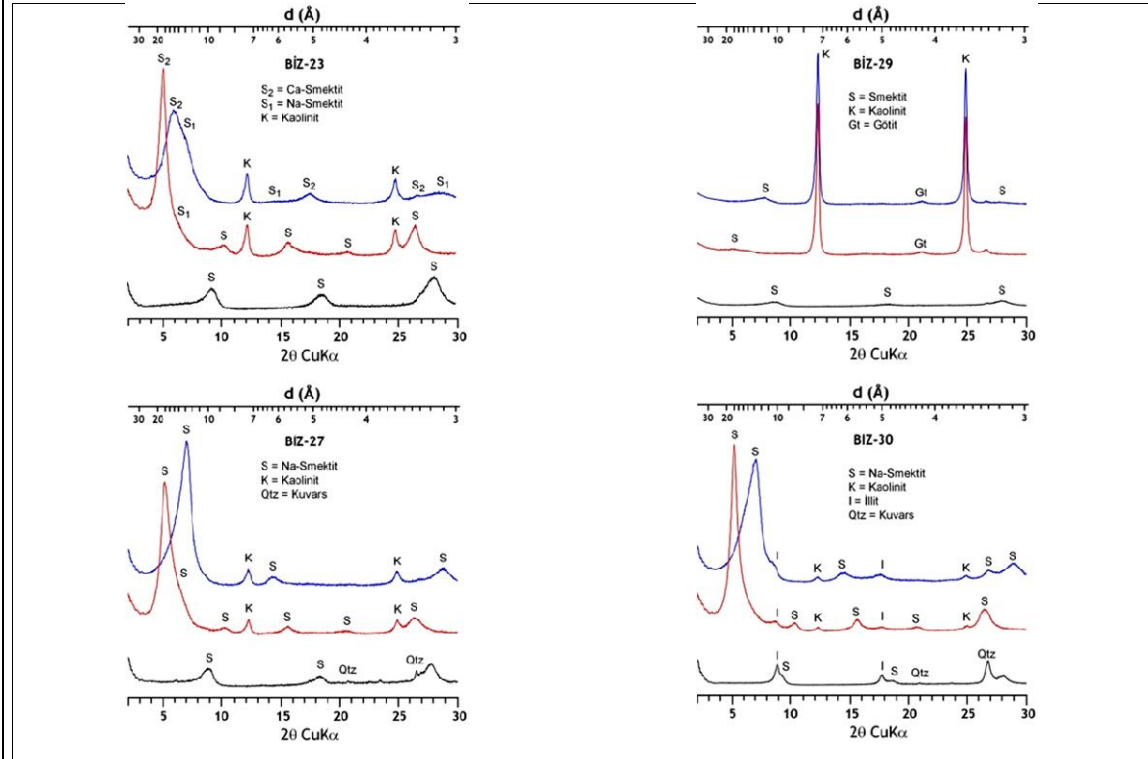
Örnek No	Tüm Kayaç					Kil Fraksiyonu								
	Ka	Do	Qtz	Fel	Kil	I	C	K	I-S	S	Srp	Tlc	C-S	S-V
BİZ-12	4		24	16	56		5			95				
BİZ-15		14	47	13	25	24		5	11	66				
BİZ-23		51	17		32			9		91				
BİZ-27	3	2	30	10	55			6		94				
BİZ-29	22	9	16		53			95		5				
BİZ-30	2	3	33	9	53	5		5		90				
BİZ-38	85				15	3	7			63			27	
BİZ-39	95				5	4	14			72			10	
BİZ-44	9	2	6	12	71			3	13	84				
BİZ-45	53				47	15		85						
BİZ-47	Manyetit=80				20		4				6	50	40	
BİZ-48	Amfibol		5	45	50									100
BİZ-55					100		5					5		95
BİZ-58	15	Px=30			55		60				40			
BİZ-64		4	10		86		2	3		95				
BİZ-66	12		5	24	59					100				
BİZ-67			3	18	79					100				
BİZ-2015-1	17	4	8	10	61			6		94				
BİZ-2015-5	5		21		74	6		23		71				
BİZ-2015-6			20		80			7		93				
BİZ-2015-7	3		11	20	66			41		89				
BİZ-2015-8	18		15		67			16		84				
BİZ-2015-9	10		19		71			21		79				
BİZ-2015-11	14		8		78			1		99				
BİZ-2015-12	36		15		49	18		17		65				
BİZ-2015-18	7		10		83					100				
BİZ-2015-21			22		78	12		13		75				
BİZ-2015-22	Götüt=22				78			50	50					
BİZ-2015-24	35				65			91	9					
BİZ-2015-25	34				66			5	95					
BİZ-2015-30	30				70			88	12					

Ka=Kalsit, Do=Dolomit, Qtz=Kuvars, Fel=Feldispat, I=Illit, C=Klorit, K=Kaolinit, I-S=Illit-smektit, S=Smektit, Srp=Serpantin, Tlc=Talk, C-S= Klorit-smektit, S-V=Smektit-vermikülit.

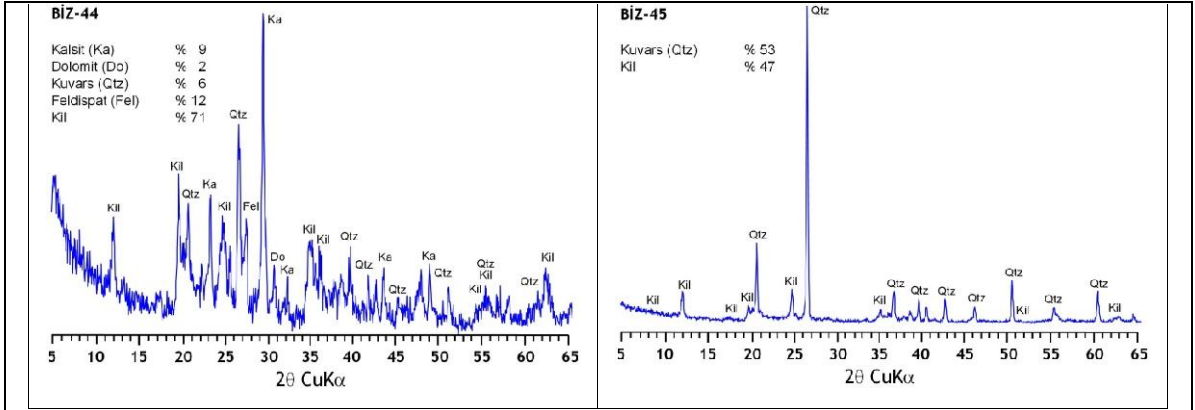
Alterasyon örneklerinin kil fraksiyonu (< 2µm) incelemeleri (XRD-KF) bunların bolluk sırasına göre; smektit (Na- ve Ca-smektit, klorit, kaolinit, karışık tabakalı klorit-smektit (C-S), illit, karışık tabakalı illit-smektit (I-S), talk ve serpantin içerdiklerini göstermiştir. Diyorit-kireçtaşı sınırından alınan örneklerde smektit, diyorit külesinden alınan örneklerde kaolinit egemen olmakta, diyorit-serpantin sınırından alınan örneklerde ise vermikülit, klorit, serpantin ve talk ortaya çıkmaktadır. Bu durum farklı kayaç sınırlarında gelişen alterasyon örneklerinin farklı kil mineral türü ve parajenezlerine sahip olduklarını göstermektedir. Tüm fillosilikat/kil oluşumlarının neoformasyon kökenli oldukları dikkate alındığında; bu farklılığın tümüyle yan kayaç bileşimi farklılığına ilave olarak, farklı zonlarda çözeltilerin farklı bileşime sahip olduklarının göstergesidir.



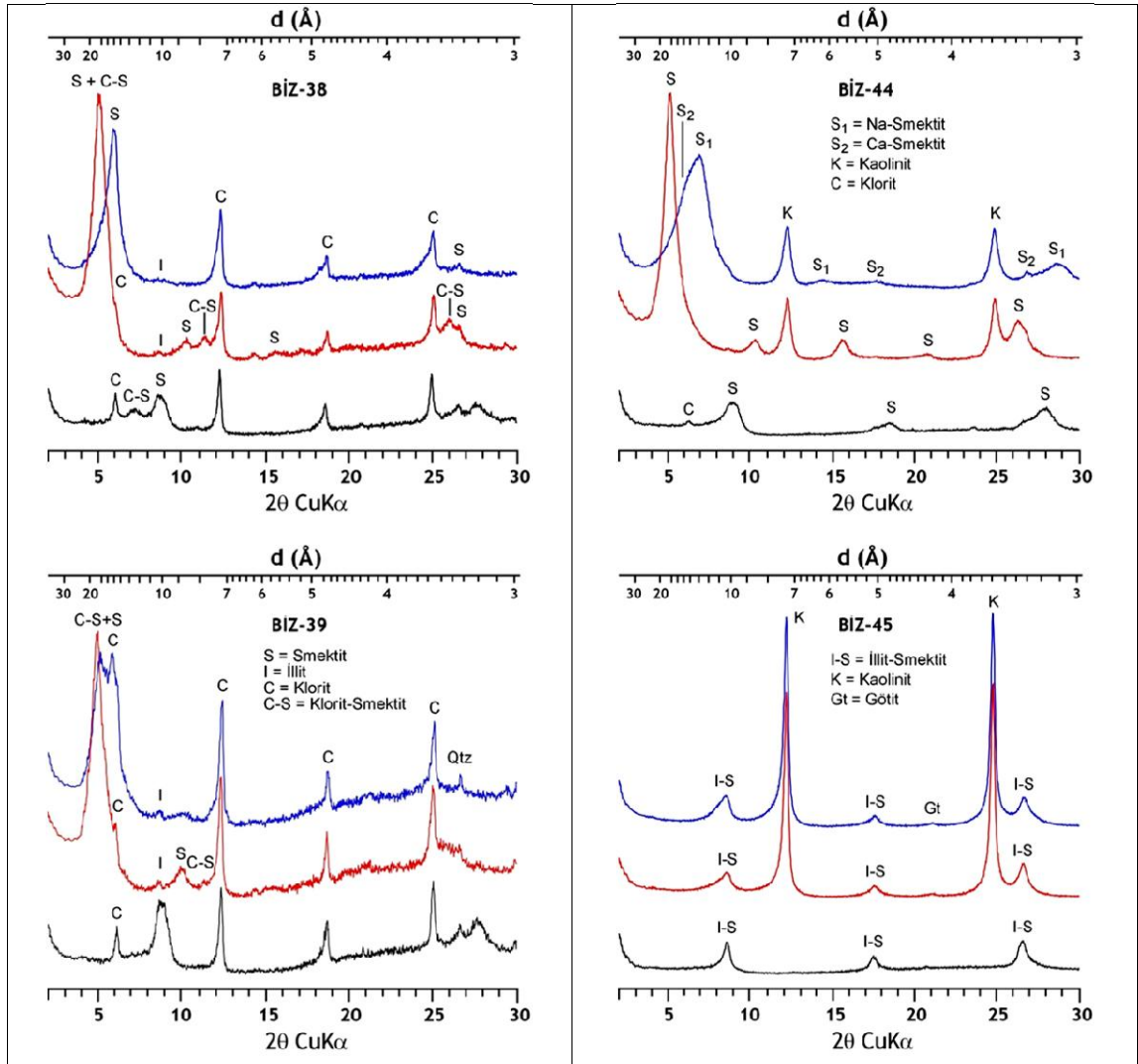
Şekil 5.2. Gözyayın (Bizmişen) bölgesi Ayşe Ocağı işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırı ve diyorit kütlesi içerisinde alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı tüm kayaç (XRD-TK) desenleri.



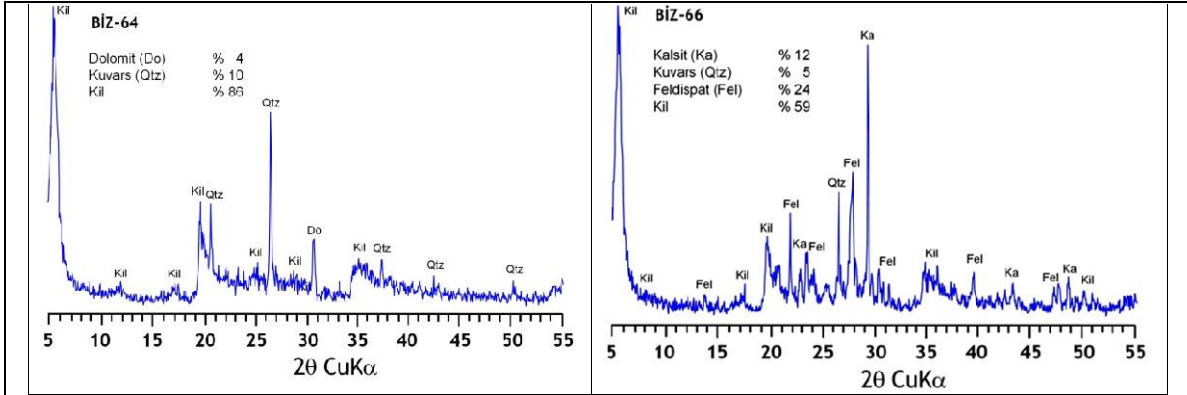
Şekil 5.3. Gözyayın (Bizmişen) bölgesi Ayşe Ocağı işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırı ve diyorit kütlesi içerisinde alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı kil fraksiyonu (XRD-KF) desenleri.



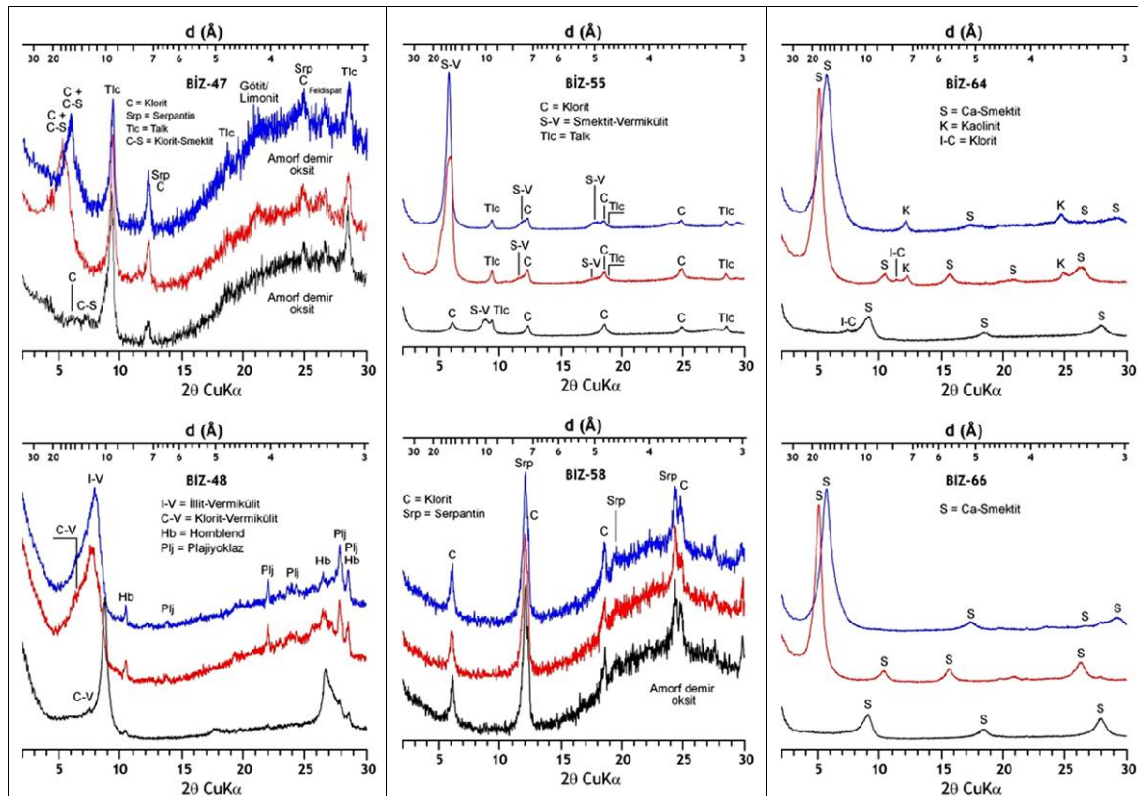
Şekil 5.4. Gözyaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe Ocağı işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırı ve diyorit kütlesinden alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı tüm kayaç (XRD-TK) desenleri.



Şekil 5.5. Gözyaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe Ocağı işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırından alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı kil fraksiyonu (XRD-KF) desenleri.

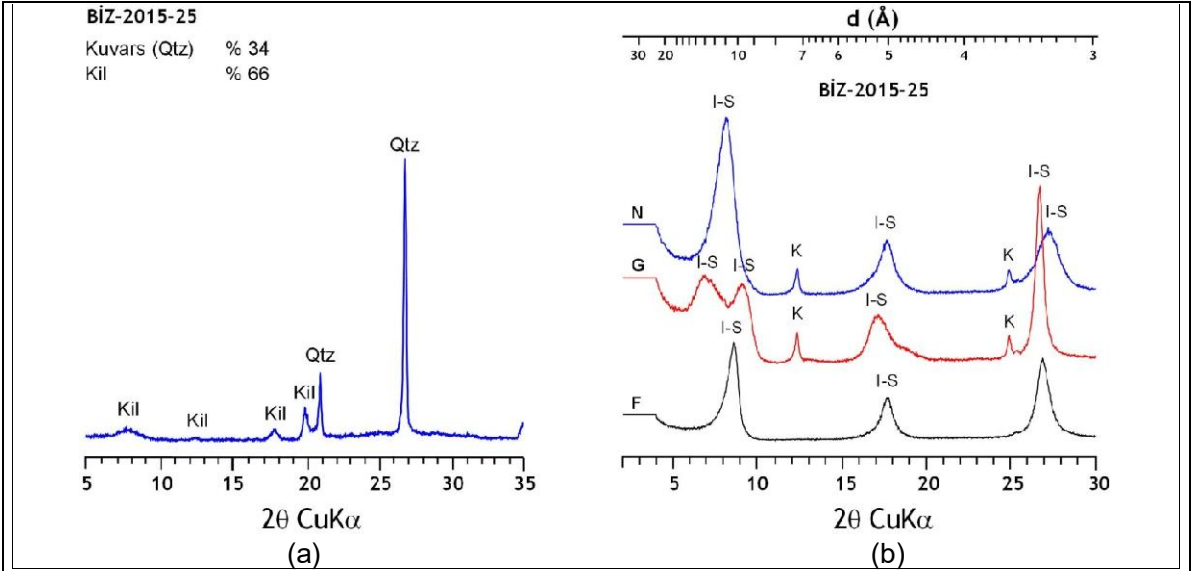


Şekil 5.6. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Güney Kızılkaya Ocağı işletmesi diyorit-ofiyolit (serpantinit) sınırından alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı tüm kayaç (XRD-TK) desenleri.



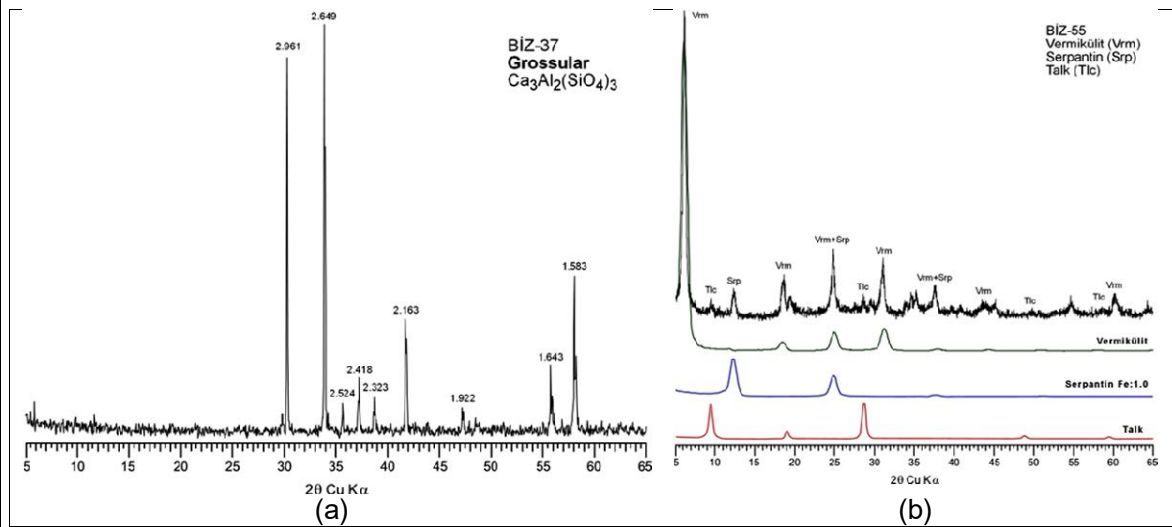
Şekil 5.7. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Güney Kızılkaya Ocağı işletmesi diyorit-ofiyolit (serpantinit) sınırından alınan killi alterasyon örneklerinin X-ışınları kırınımı kil fraksiyonu (XRD-KF) desenleri.

Smektitler 12-13 Å (Na-smektit) ve 14-15 Å (Ca-smektit) pikler vermekte, yalnızca Na-smektit ve Ca-smektit olduğu gibi her iki tür smektit aynı örnekte bulunabilmektedir. Saf veya saf yakın fillosilikat/kil fraksiyonlarını oluşturan smektit, kaolinit ve I-S üzerinde jeokimyasal (ana, iz/eser/REE, izotop) incelemeler uygulanmıştır. Ayşe ve Orta ocakta belirlenen illit+smektit (Şekil 5.1, BİZ-15), kaolinit+I-S (Şekil 5.5, BİZ-45) ve saf I-S (Şekil 5.8, BİZ-2015-25) örneklerinde radyojenik izotop analizi (Ar/Ar yaşlandırma) yapılmıştır. Diyorit-cevher sınırındaki sarımsı beyaz örneklerde I-S ve kaolinitlere iyi kristalin götit eşlik etmektedir.



Şekil 5.8. Gözyayın (Bizmişen) bölgesi Taştepe Ocağı işletmesi diyorit-cevher sınırından alınan kuvars ve I-S içeren killi alterasyon örneğinin (a) XRD-TK ve (b) XRD-KF desenleri.

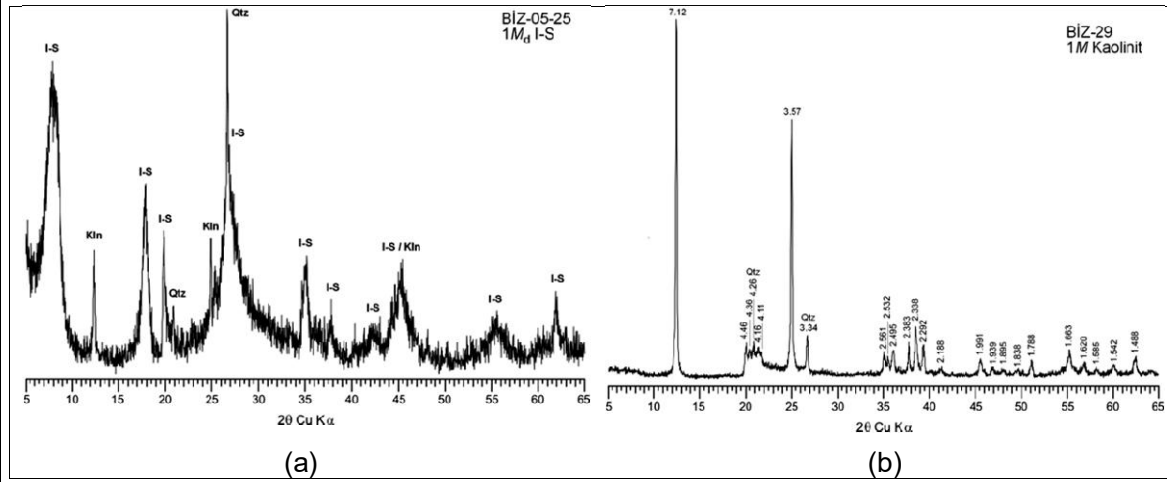
Diyorit kütlesi içerisindeki endoskarn zonunun ana bileşenlerinden birisi olan granatların XRD incelemeleri bunların grossular [$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$] türünde olduğunu göstermiştir (Şekil 5.9 a). Grossular plütonik sokulumlarla ilişkili skarn oluşumlarının tipik mineralidir (Meinert, 1992, 1995; Meinert ve diğ., 2005; Roache ve diğ., 2005; Oyman ve diğ., 2013; Akıska ve Demirela, 2014). Diyorit-ofiyolit sınırında gelişen vermikülitik zonlardan alınan örnekte ana mineral vermikülit olup, buna serpantin ve talk eşlik etmektedir (Şekil 5.9 b). Parajenez ofiyolitik kayalardan itibaren hidrotermal vermikülit oluşumlarını temsil etmektedir (Bassett, 1959; Singer ve Stuffers, 1987; Justo ve diğ., 1987).



Şekil 5.9. (a) Gözyayın (Bizmişen) bölgesi Taştepe Ocağı işletmesi diyorit içerisindeki endoskarn zonuna ait örnekten ayrılan saf granat (grossular) mineralinin XRD deseni, (b) Kızılkaya Güney Dere ocağı diyorit-ofiyolit sınırında serpantinler içinde gelişen beyaz kil örneğinden ayrılan vermikülit \pm serpantin \pm talk fraksiyonunun XRD deseni ve NEWMOD hesaplanmış XRD desenleri.

Diyorit-kireçtaşı sınırlarında gözlenen smektit, I-S ve kaolinit içeren alterasyon zonlarını (arjilik zon) temsil eden minerallerden I-S ve kaolinitler sırasıyla $1M_d$ (1 tabakalı monoklinik düzensiz) ve $1M$ (1 tabakalı monoklinik) politiplerini sergilemektedir (Şekil 5.10 a ve b). İlgili politipleri düşük sıcaklık formları olup, 200 °C den düşük (diyajenetik) koşulları temsil etmektedir.

Kil minerallerinin $2\theta=59-63^\circ$ arasındaki XRD pikleri yardımıyla oktahedral bileşimleri ($d_{060} = 1.49-1.51 \text{ \AA}$; dioktahedral-Al veya $d_{060} > 1.52-1.53 \text{ \AA}$; trioktahedral-Mg) belirlenmiştir (Çizelge 5.2). Buna göre smektit ve I-S dioktahedral, vermikülit tiroktahedral bileşimlidir.



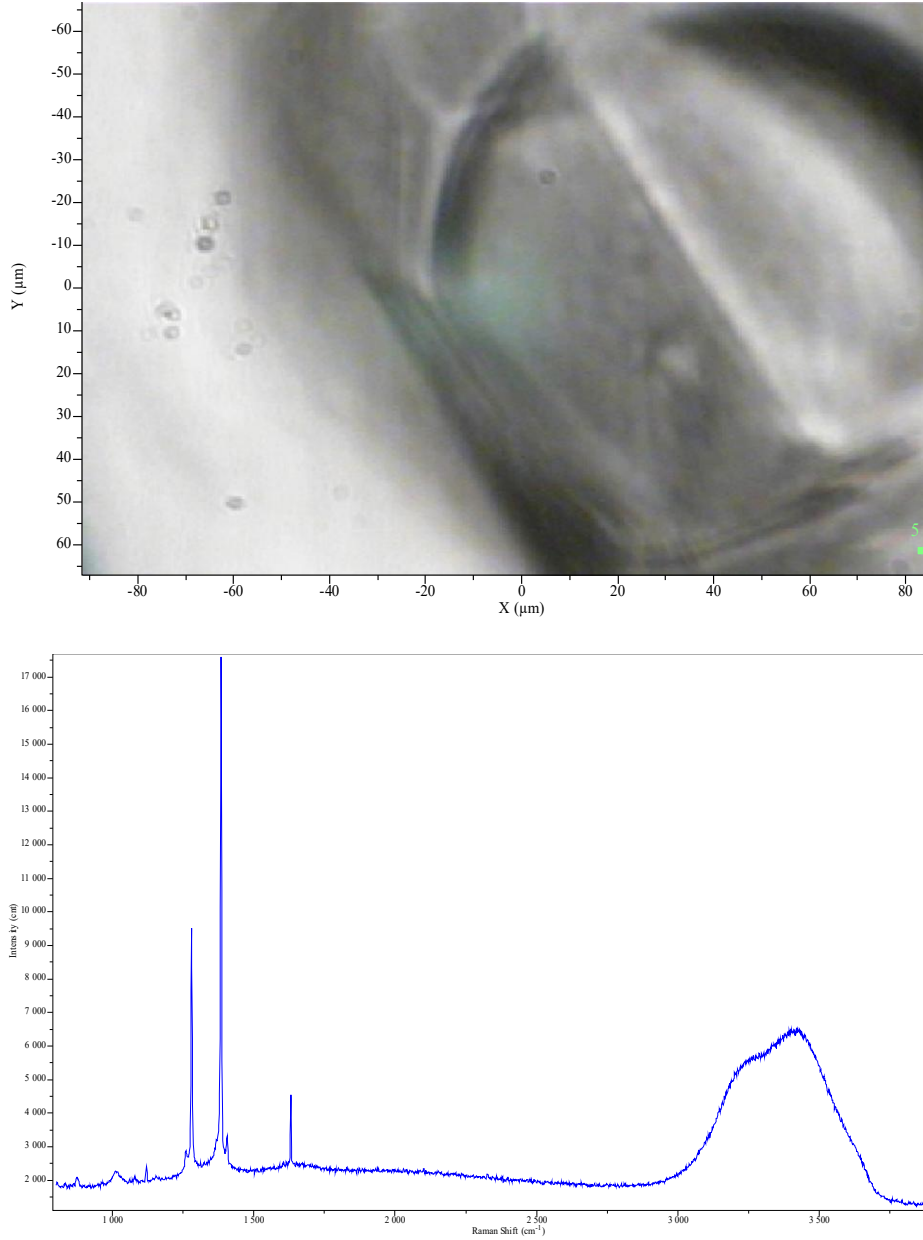
Şekil 5.10. (a) Gözaydın (Bizmişen) bölgesi Taştepe Ocağı işletmesi diyorit-cevher sınırındaki kil örneğinden ayrılan I-S örneğinin yönlenmemiş XRD deseni, (b) Ayşe ocağı işletmesi diyorit-kireçtaşı sınırında gelişen kil örneğinden saf kaolinit fraksiyonunun yönlenmemiş XRD deseni.

Çizelge 5.2. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi hidrotermal alterasyon ürünü kil minerallerinin d_{060} değerleri ve oktahedral bileşimleri.

Örnek No	Mineral	Lokasyon	d_{060} (Å)	Bileşim
BİZ-12	Smektit	Orta Ocak	1.4956	Dioktahedral
BİZ-27	Smektit	Ayşe Ocağı	1.4963	Dioktahedral
BİZ-64	Smektit	Kızılkaya Güney Dere	1.4945	Dioktahedral
BİZ-67	Smektit	Kızılkaya Güney Dere Ocağı	1.4964	Dioktahedral
BİZ-2015-11	Smektit	Orta Ocak	1.4989	Dioktahedral
BİZ-2015-25	İllit-Smektit	Taştepe Ocağı	1.4975	Dioktahedral
BİZ-55	Vermikülit	Kızılkaya Güney Dere Ocağı	1.5382	Trioktahedral

6. RAMAN SPEKTROMETRESİ İNCELEMELERİ

Sıvı kapanımlarında gözlenen gaz ve katı fazların bileşimlerinin belirlenmesi için gazca zengin kapanım içeren örnekler üzerinde Raman spektrometresi çalışmaları yapılmıştır (Şekil 10.1). Örneklerin gaz içeriklerinin yetersiz olması ve CH₄ bileşimine sahip olmaması nedeniyle yalnızca CO₂ ve H₂O dışında herhangi bir sonuç elde edilememiştir.



Şekil 6.1. Gazca zengin sıvı kapanımlarda CO₂ (soldaki pkler) ve H₂O (sağdaki yayvan pik) raman spektrometresi analiz sonucu.

7. SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

7.1. Örnek Seçimi ve Yöntem

Sıvı kapanım incelemeleri, proje sahası içindeki farklı ocaklardan alınan örneklerdeki kuvars, kalsit, barit, granat ve epidot minerallerinde gerçekleştirilmiştir. Örneklerden hazırlanan, 80-100 µm arasındaki kalınlıklarda ve 3x5 cm ebatlarında, iki yüzü parlatılmış özel kesitler, Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan ve OLYMPUS mikroskopa monte edilmiş, LINKAM THMS-600 ve TMS-92 tipi ısıtma - soğutma sisteminde incelenmiştir. İncelemeler sırasında; ilk erime sıcaklığı (T_{FM}), son buz erime sıcaklığı (T_{ICE}) ve homojenleşme sıcaklığı (T_H) ölçümleri yapılmıştır. Dondurma işlemlerinde sıvı azot gazı kullanılmıştır. Ölçüm sonuçları Çizelge 7.1'de topluca verilmiştir. Tekrarlanan analiz sonuçlarından sıcaklık ölçümlerinde hata payının ± 0.5 °C' den daha az olduğu gözlenmiştir.

7.2. Kapanımların Morfolojik Özellikleri

Kalsit kristalleri içindeki sıvı kapanımları, değişik boyutlarda (5 - 10 µm), değişik dış şekilli ve iki fazlı (L+V) kapanımlar şeklinde olup iki farklı evrede oluştukları görülmektedir. Birincil kapanımlar daha yaygın olup, kalsit kristalleri içinde düzensiz olarak dağılmışlardır (Şekil 7.1 a, b). İkincil kapanımlar ise kalsit kristallerini kesen çatlaklar boyunca dizilmiş olarak gözlenmektedirler (Şekil 7.1 b). İlk evreyi temsil eden birincil kapanımlardaki faz oranlarındaki farklılıklar (L:V) göz önüne alınarak iki farklı kapanım topluluğu ayırtlanmıştır (FIA-1 ve FIA-2) (Şekil 7.1 c, d). Tek bir örnekteki kalsit kristalinde üç fazlı kapanımlara (L+V+S) rastlanmış, katı fazın halit kristali olduğu belirlenmiştir. Sıvı kapanım çalışmalarında kullanılan kalsitler daha çok manyetit-hematit cevherleşmelerini ornatan ve alterasyon sisteminin en son fazını temsil eden karbonat-kuvars damar zonlarından alınmıştır (Şekil 7.2).

Epidot kristalleri içindeki sıvı kapanımlar 5 - 20 µm lik değişik boyutlarda ve genellikle iki fazlı (L+V) kapanımlar şeklinde görülmektedir (Şekil 7.2 a, b).

Endoskarn zondaki alüminyumca zengin granat içindeki sıvı kapanımları iki fazlı olup (L ve V), birincil kapanımlar daha yaygın olarak gözlenmiştir (Şekil 7.2 c, d).

Kuvars kristalleri içindeki sıvı, değişik boyutlarda (10 - 30 µm), değişik dış şekilli ve iki fazlı (L+V) kapanımları kapanımlar şeklinde olup; sıvı faz kapanımların %80-95'ini, gaz fazı ise %5-20'sini oluşturmaktadır. Birincil kapanımlar daha yaygın olup, kuvars kristalleri içinde düzensiz olarak dağılmışlardır (Şekil 7.2 e).

Çizelge 7.1. Gözaydın (Bizmişen) bölgesi cevher örneklerinde farklı minerallerde gerçekleştirilen birincil ve ikincil sıvı kapanımlara ait ölçüm sonuçları.

Örnek No	Mineral	Tip	Te °C	Tm ice °C			Th °C			Tuzluluk		
				Min.	Mak.	Ort.	Min.	Mak.	Ort.	Min.	Mak.	Ort.
Taştepe Ocağı												
BIZ-35	Kuvars	P	-55	-	-	-	-	-	244	-	-	-
BIZ-40	Kuvars	P	-55	-4.1	-4.8	-4.5	209	223	218	6.5	7.5	7.1
	Kuvars	S	-55	-4.6	-5	-4	217	229	223	7.3	7.8	6.4
BIZ-42	Kuvars	P	-55	-5.2	-5.9	-5.6	214	259	214	9	8.1	8.7
	Kuvars	S	-55	-5.9	-6.5	-5.9	225	274	254	8.1	9.8	8.1
BIZ-38	Kalsit	P		-6.2	-6.4	-6.3	239	263	253	9.4	9.7	9.5
	Kalsit	S		-5.9	-6.4	-6.2	349	382	381	8.1	9.4	9.4
BIZ-37	Kalsit	P		-5.9	-6	-5.9	230	400	315	9.0	9.3	9.1
	Granat	P		-1.7	-4.5	-3.1	246	260	255	2.9	7.1	5.1
BIZ-32	Barit	P		-0.5	-3	-1.7	150	243	230	0.9	4.9	2.9
BIZ-42	Barit	P		-0.4	-2	-1.5	200	282	228	0.7	3.4	2.6
BIZ-43	Barit	P		-	-	-	238	250	220	-	-	-
Kızılıkaya Ocağı												
BIZ-70	Epidot	P		-9	-11	-10	260	280	270	13	15	14
	Kalsit	P		-3	-4	-4	224	300	271	4.9	6.4	6.4
DT-7	Kalsit	P-1	-55	-4.9	-5.3	-5.1	299.1	353.7	337.1	7.7	8.2	7.9
	Kalsit	P-2	-55	-3.4	-5	-5	278.5	287	283.5	5.5	7.8	7.8
Ayşe Ocağı												
BIZ-28	Kalsit	P		-1.4	-5.7	-3.5	182	355	257	2.4	8.8	5.7
	3 fazlı	L+V+S		-	-	-19	277	325	300	-	-	-22

P=Birincil, S=İkincil, L=Sıvı, V=Gaz, S=Katı

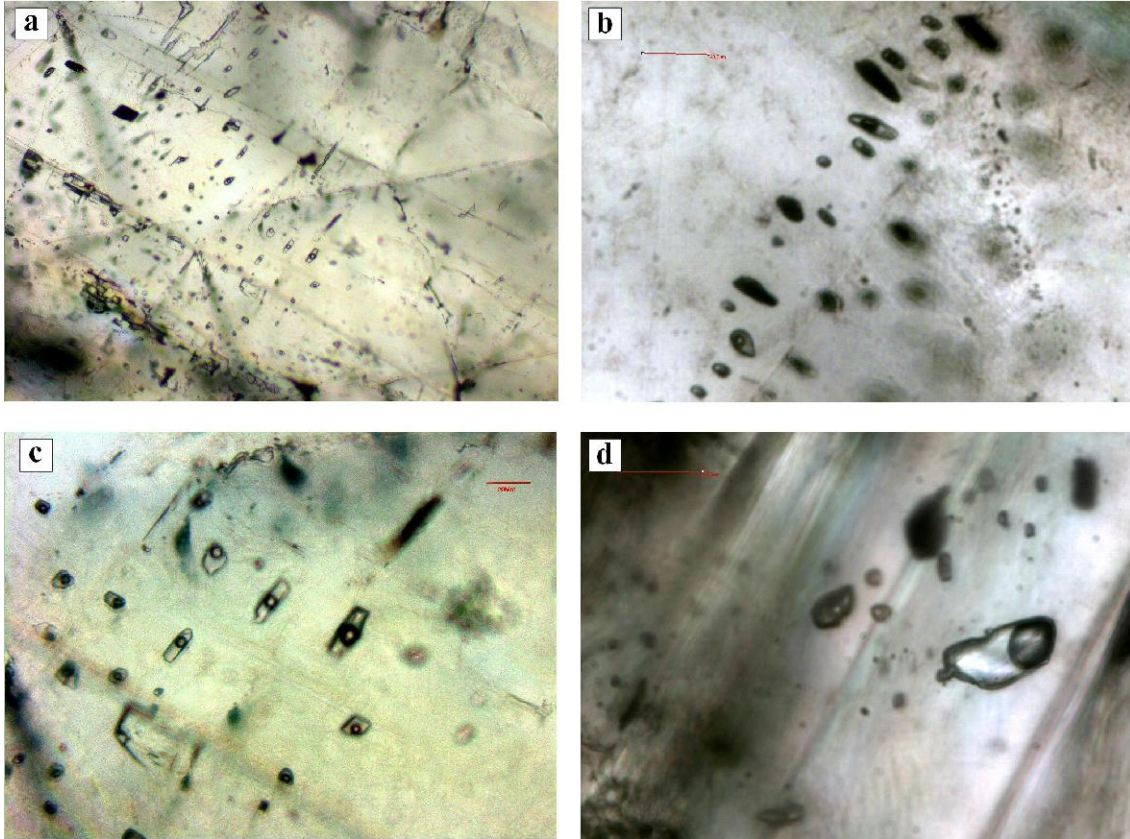
7.3. Mikrotermometrik İncelemeler

Bizmişen demir yatağından alınan örneklerde yapılan mikrotermometrik ölçüm sonuçları Çizelge 4.1' de topluca verilmiştir.

7.3.1. İlk Erime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{FM})

T_{FM} değerleri, çeşitli su-tuz sistemlerinin ötektik sıcaklıkları ile karşılaştırılarak hidrotermal çözeltiler içindeki çözülür tuz cinsleri belirlenmeye çalışılmaktadır. İncelenen sıvı kapanımlarında ölçülen T_{FM} değerleri (Çizelge 7.1), birbirlerine yakın değerler sergilemektedir.

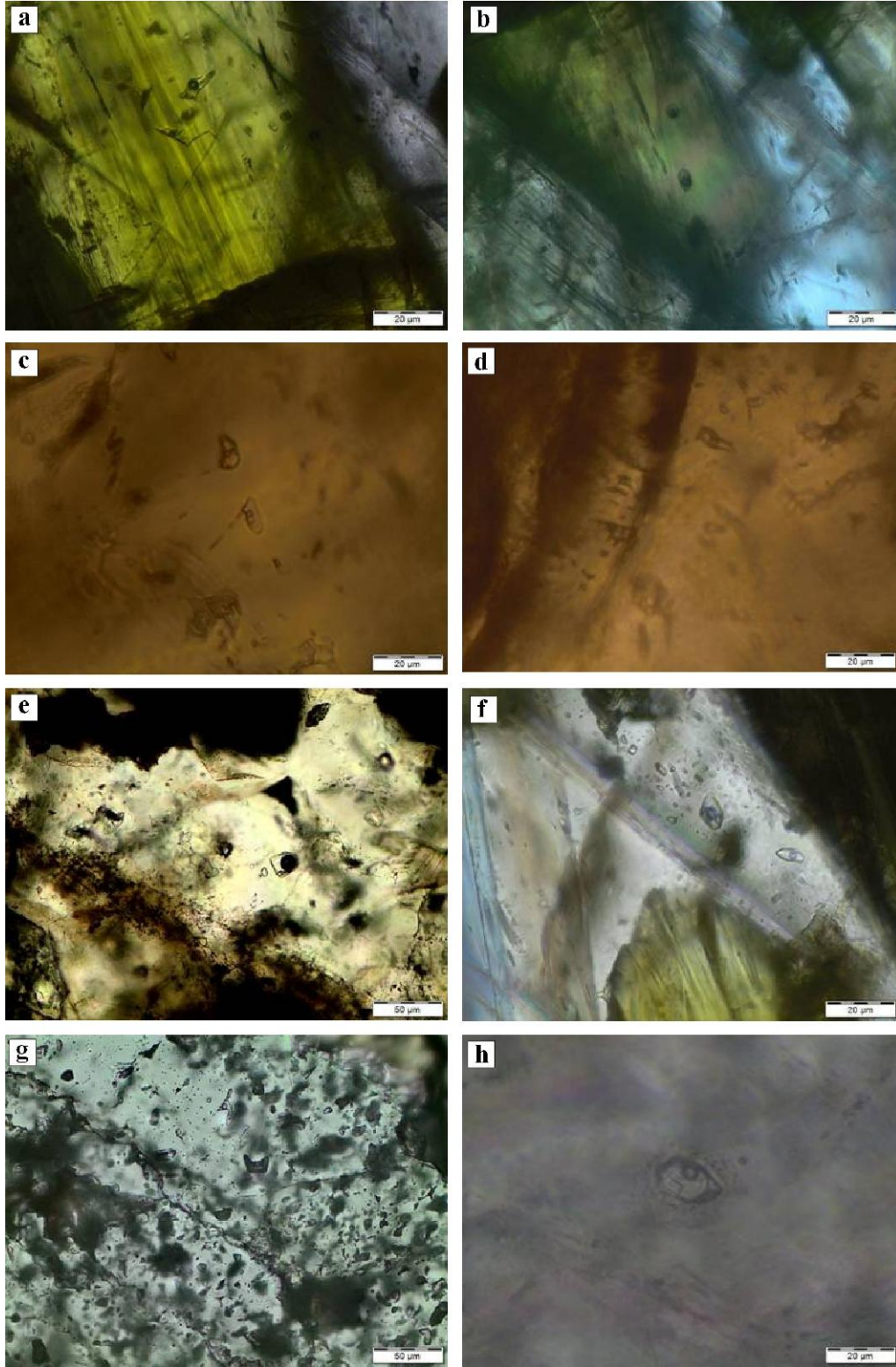
Kapanımlarda ölçülen T_{FM} değerleri -50,5 ile 55 °C arasında kümelenmekte olup, bu değerler çeşitli su - tuz sistemlerinin ötektik sıcaklıkları ile karşılaştırıldığında; H₂O - NaCl - CaCl₂, H₂O - MgCl₂ - CaCl₂, H₂O - KCl - CaCl₂ sistemlerinin ötektik sıcaklıklarına yakın değerler olup (Shepherd ve diğ., 1985; Gökçe, 2000) hidrotermal çözeltiler içinde CaCl₂, MgCl₂, NaCl ve KCl gibi tuzların bulunduğunu işaret etmektedir.



Şekil 7.1. Sıvı kapanım ölçümü yapılan örneklerdeki kalsitlerin optik mikroskop görüntüleri. (a) Birincil sıvı kapanım topluluklarından görünüm, (b) Kalsit kristallerinin çatlakları boyunca gelişmiş ikincil kapanımlar, (c) Sıvı fazca zengin (FIA-1) kapanımlar, (d) Gaz fazca zengin kapanımlardan görünüm.

7.3.2. Son Buz Erime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{mice})

Kalsit kristallerinde ölçülen T_{ICE} değerleri erken evreyi temsil eden birincil kapanımlardaki gaz fazca zengin kapanım topluluklarında (FIA-1) -5.3 ile -4.9°C arasında, sıvı fazca zengin kapanım topluluklarında da (FIA-2) -9.5 ila -8.9°C arasında değişmektedir (Çizelge 7.1). Geç evreyi temsil eden kristaller içindeki birincil kapanımların T_{ICE} değerlerinin ise -5 ila -3.4 arasında değiştiği görülmektedir. Erken evre kalsit kristalleri içindeki ikincil kapanımlarda ölçülebilen T_{ICE} değeri ise -5.1°C 'dir. Bodnar (1993)'e göre hesaplanan tuzluluk değerlerinin (% NaCl eşdeğeri) erken evre kalsit kristalleri içindeki birincil kapanımlarda gözlenen birincil grup (FIA-1) için % 8.2 ile % 7.7 aralığında, ikincil kapanımlarda ise % 8 olarak hesaplanmıştır. Geç evreyi temsil eden kalsit kristalleri içindeki ikinci grup (FIA-2) için ise % 5.5 ile % 7.8 aralığında değiştiği belirlenmiştir. Tek bir örnekte ölçülen tuz kristali içeren kapanımlar da tuzun son buz ergime sıcaklığının -19°C olduğu ve tuzluluğunun da % 22 olduğu görülmüştür.



Şekil 7.2. Sıvı kapanım ölçümü yapılan örneklerdeki farklı minerallerin optik mikroskop görüntüleri. (a-b) Epidot içindeki birincil kapanımlar, (c-d) Granat (grossular) içindeki birincil kapanımlar, (e) Kuvars içindeki birincil kapanımlar, (f-g) Barit içerisindeki birincil ve ikincil kapanımlar, (h) Kalsitler içindeki sıvı+gaz+tuz içeren kapanımlar.

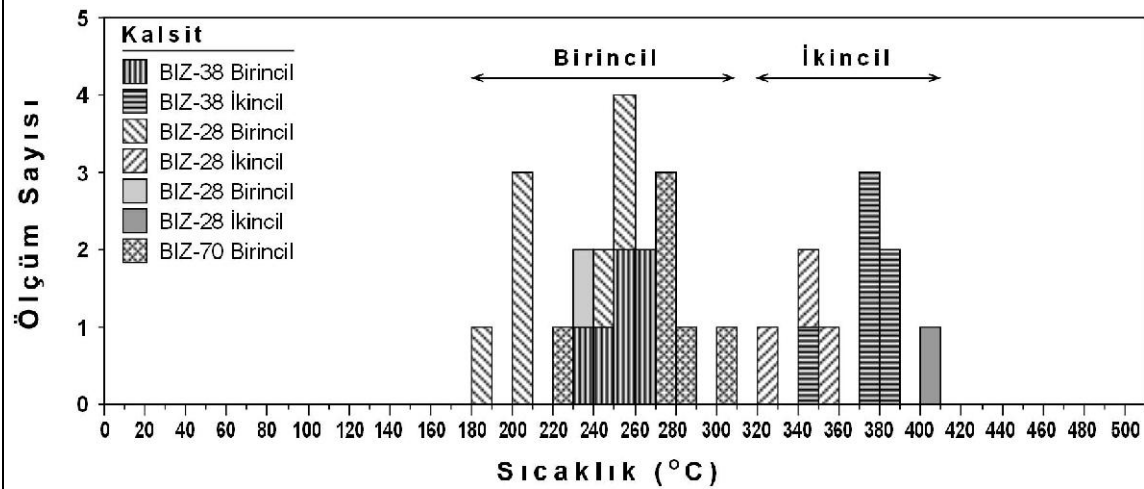
T_{ICE} değerleri, kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlarda -4.1°C ile -5.9°C arasında, ikincil kapanımlarda ise; -4.6°C ile -5.9°C arasında değişmektedir. Bodnar (1993) tarafından geliştirilmiş eşitlik yardımıyla belirtilen sınır değerleri için tuzluluk (% NaCl eşdeğeri) değerleri hesaplanmış olup birincil kapanımlarda tuzluluğun % 6.5 ile 8.1 aralığında (Ortalama % 7.9), ikincil kapanımlarda ise; % 7.3 ile 8.1 aralığında (Ortalama % 7.2) değiştiği belirlenmiştir.

Granat kristalleri içindeki T_{ICE} değerleri birincil kapanımlarda -1.7°C ile -4.5°C arasında değişmekte iken epidot kristallerindeki birincil kapanımlarda -9°C ile -11°C arasındadır. Bodnar (1993) tarafından geliştirilmiş eşitlik yardımıyla belirtilen sınır değerleri için tuzluluk (% NaCl eşdeğeri) değerleri hesaplanmış olup, granatlarda tuzluluk % 2.9 ile 7.1 aralığında (Ortalama % 5.1), epidotlarda ise % 13 ile 15 aralığında (Ortalama % 14) değişmektedir.

En son evrede oluşan barit kristallerinde ölçülen T_{ICE} değerleri birincil kapanımlarda -0.4°C ile -3°C arasında değişmekte olup, Bodnar (1993) tarafından geliştirilmiş eşitlik yardımıyla belirtilen sınır değerleri için tuzluluk (% NaCl eşdeğeri) değerlerinin % 0.7 ile 4.9 aralığında (Ortalama % 2.8) olduğu hesaplanmıştır.

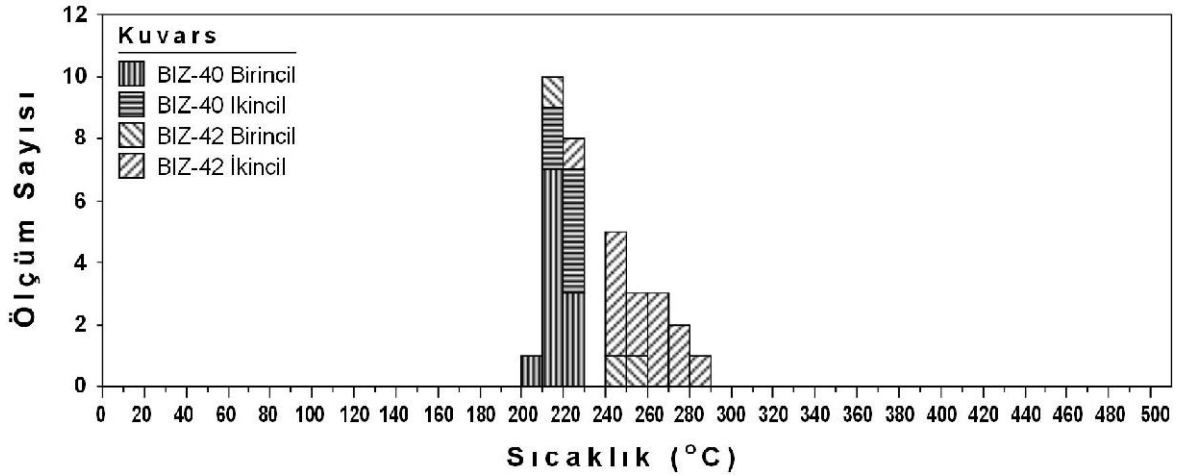
7.3.3. Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri (T_H)

Kalsit kristallerinde ölçülen T_H değerleri erken evre kalsit kristalleri içindeki birincil kapanımlar da gözlenen birinci grup kapanımlar için (FIA-1) 299.1 ile 353.7°C arasında, ikinci grup kapanımlar (FIA-2) için ise 200.1 ile 349.6°C arasında değişmektedir (Şekil 7.3). İkincil kapanımlar da ise sıcaklık değerlerinin 340.2 ile 339.2°C arasında değiştiği görülmüştür. Homojenleşme sıcaklığı değerleri geç evre kalsit kristalleri içerisindeki ikinci grup kapanımlar da ise (FIA-2) 278.5 ile 287°C arasında değişmektedir.

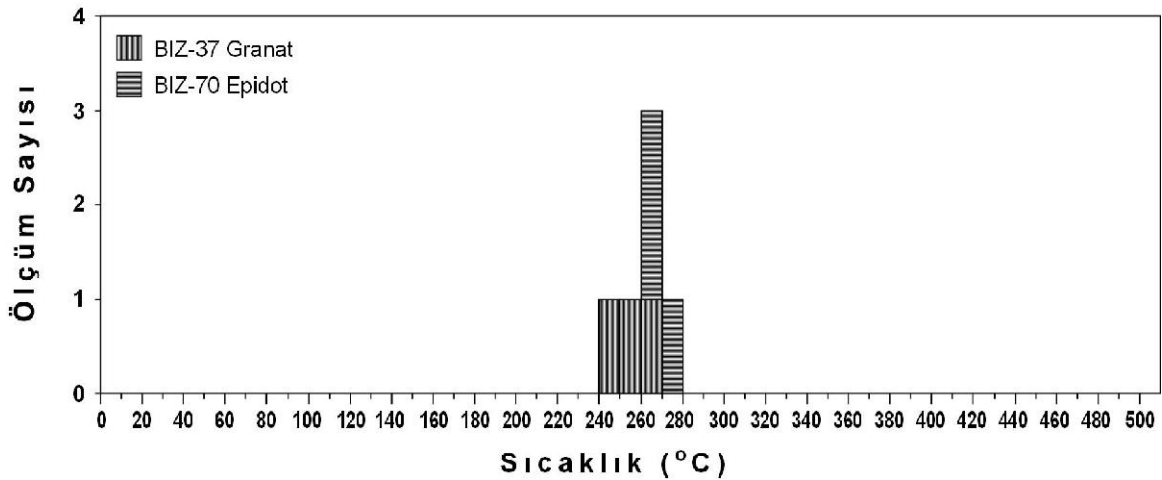


Şekil 7.3. Kalsitlerde ölçülen birincil ve ikincil kapanımların homojenleşme sıcaklığı dağılımları.

Kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlar da ölçülen T_H değerleri 209 ile 259 °C (Ort.= 225°C) arasında değişirken ikincil kapanımlar da ise 217 ile 274°C (Ort.= 239°C) arasındadır (Şekil 7.4). Barit kristallerinde ölçülen T_H değerleri birincil kapanımlar da 150 ile 282 °C (Ort.= 226 °C) arasında değişmektedir. Granatlara ait T_H değerleri (246 - 260 °C, Ortalama 255 °C) ile epidotların homojenleşme sıcaklık değerleri (260 - 280°C, Ortalama 270 °C) birbirine çok yakındır (Şekil 7.5).



Şekil 7.4. Kuvarslarda ölçülen birincil ve ikincil kapanımların homojenleşme sıcaklığı dağılımları.



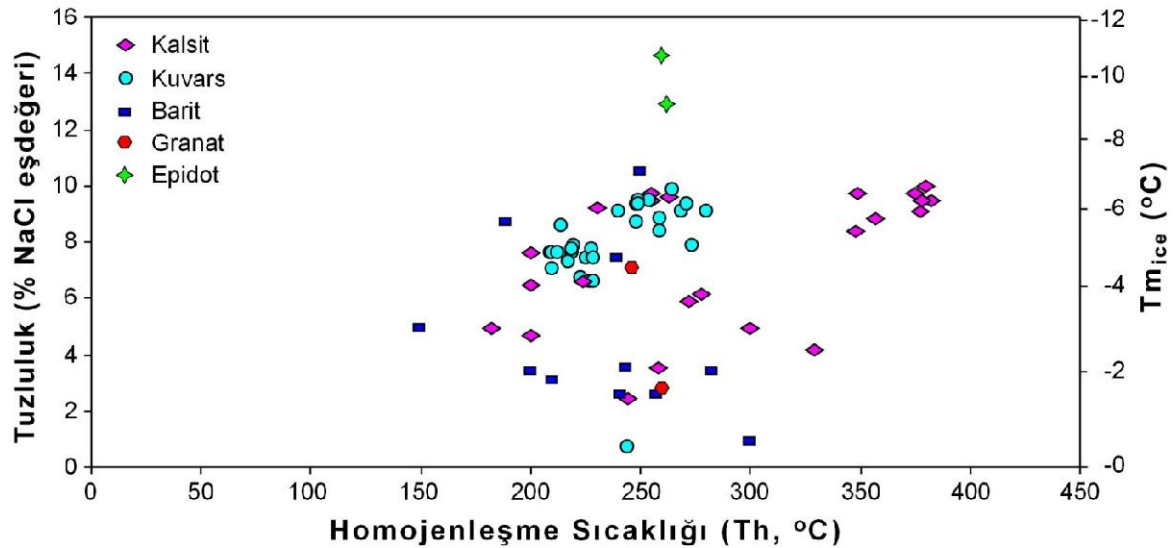
Şekil 7.5. Granat ve epidotlarda ölçülen birincil ve ikincil kapanımların homojenleşme sıcaklığı dağılımları.

7.3.4. Sonuçların Değerlendirilmesi

Kapanımlarda ölçülen ve - 55.0 ile - 37°C arasında değişen T_{FM} değerleri mineral oluşturuvcu hidrotermal çözeltiler içinde $CaCl_2$, $MgCl_2$, $NaCl$, KCl ve $FeCl_2$ gibi tuzların varlığını göstermekte olup, çözeltilerin ya deniz suyu kökenli olduklarına veya denizel sedimanlar içinden geçerek ortama geldiklerine işaret etmektedir. T_{ICE} değerlerinden itibaren hesaplanmış, tuzluluk değerleri (% $NaCl$ eşdeğeri olarak), kalsitlerin ve kuvarsların oluşumu sırasında hidrotermal çözeltilerin tuzluluklarının (kalsit için % 5.0 - 8.2, ortalama % 7.7; kuvars % 6.5 -9.8, ortalama % 8,0) biraz yüksek olduğunu, skarn minerallerinde epidotların oluşumu sırasında ise en yüksek değere (% 13 ile 15 aralığında, ortalama % 14) ulaştığını göstermektedir. Son evreyi temsil eden baritlerde ise tuzluluk (% 4.9 ile 0.7 aralığında ort = % 2.8) değerlerinin oldukça düşük olduğu görülmektedir.

Ölçülen T_H değerlerinden; ikinci evre kalsitlerin oluşumu sırasında çözeltilerin sıcaklıklarının yüksek olduğu (ortalama 311°C) ancak daha sonra, skarn minerallerin oluşumu sırasında sıcaklığın 255°C'ye kadar düştüğü anlaşılmaktadır.

Tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı değerleri birlikte değerlendirildiğinde; aynı sıcaklık değerleri aralığında farklı tuzluluk değerlerinin görülmesi cevherleşme ile ilişkili birden fazla farklı çözeltilerin egemen olduğunu göstermektedir (Şekil 7.6).



Şekil 7.6. Farklı minerallerde ölçülen homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerlerinin karşılaştırılması.

8. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

8.1. Ana ve İz Element Jeokimyası

Kil ayırma yöntemiyle elde edilen saf kil minerallerinin (smektit, kaolinit, illit-smektit) ana element jeokimyası ve yapısal formülleri Çizelge 8.1' de, iz element içerikleri ise Çizelge 8.2' de sunulmuştur. Yan kayaç bileşimleri ile karşılaştırma için inceleme alanından bozunmamış diyorit (Önal ve diğ., 2005) ve serpantin (Yalçın ve Bozkaya, 2016) kimyasal bileşimleri de verilmiştir. Yapısal formüller illit ve illit-smektit için 11, kaolinit ve serpantin için 7 oksijen atomuna göre hesaplanmıştır (Weaver ve Pollard, 1973).

Kil minerallerinin ana oksit bileşimleri diyorit ve serpantin bileşimleri arasında dağılmakta, MgO ve K₂O içerikleri bakımından diyorite daha yakın bir bileşim sergilemektedir (Şekil 8.1). Smektitler kaolinit ve I-S e göre daha yüksek konsantrasyona sahip, iken kaolinit TiO₂, Al₂O₃ ve Fe₂O₃ hariç en düşük konsantrasyon değerlerini sergilemektedir. Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ değerleri örneklere göre belirgin farklılık göstermekte, diğer oksit bileşimleri daha dar bir aralıkta dağılmaktadır. Dioktahedral bileşime sahip simektitler tetrahedralde Al (0.13-0.40), oktahedralde bolluk sırasına göre Mg-Fe-Ti süstitüsyonuna sahiptir. Toplam oktahedral katyon miktarı 2.01-2.12 arasında değişmekte olup, oktahedral Al miktarı 1.39-1.63, Mg miktarı 0.22-0.36, Fe miktarı 0.23-0.25 ve Ti miktarı 0.01-0.22 arasında değişmektedir (Çizelge 8.1). Smektitlerin yapraklar arasında bulunan ana katyonlar Ca (0.04-0.16) ve Na (0.08-0.09) olup; bu elementlere K (0.03-0.07) eşlik etmektedir. Karışık tabakalı illit-smektit, smektitlere göre daha yüksek tetrahedral Al (0.77), daha düşük oktahedral Mg (0.05) ve Fe (0.07) içermekte, yapraklar arası katyonu ise başlıca K (0.14) oluşturmaktadır. Kaolinit ideal bileşime yakın olup, eser miktarda oktahedral süstitüsyon ve yapraklar arası katyon içermektedir.

Smektit ve I-S örnekleri tetrahedral yük-oktahedral yük değişim diyagramında montmorillonitle ve I-S-illit sınırına yakın alanda yer almaktadır (Şekil 8.2). Mg-Fe karşılaştırma diyagramında, Orta ocaktan alınan smektit ve Taştepe ocakından alınan I-S örnek düşük ve eşit Mg ve Fe içeriğine sahip iken Orta ocak ve Kızılkaya sektöründen alınan diğer 2 simektit biraz daha yüksek Mg içermektedir (Şekil 8.2).

Kil minerallerinin eser element konsantrasyonları karşılaştırmalı olarak Şekil 8.3' de sunulmuştur. Elde edilen verilere göre; tüm kil örnekleri diyorit ve serpantin bileşimleri arasında benzer bir dağılım sunmaktadır. Genel olarak değerlendirildiğinde, kil mineral bileşimleri her iki yan kayaç tarafından etkilenmiş olmakla birlikte, diyoritlere daha yakın oldukları gözlenmektedir.

Çizelge 8.1. Kil minerallerinin ana element kimyasal bileşimi ve yapısal formülleri.

	Orta Ocak	Orta Ocak	Taştepe Ocağı	Ayşe Ocağı	Kızılkaya Güney Dere	Bizmişen Plütonu	Divriği Ofiyoliti
Oksit %	BİZ-2015-11	BİZ-12	BİZ-2015-25	BİZ-29	BİZ-67	Q-Diyorit (*)	Serpantin (**)
	Ca-Smektit	Na-Smektit	I-S	Kaolinit	Ca-Smektit	Kayaç	Serpantin
SiO ₂	50.15	49.39	46.58	46.53	55.62	56.43	37.99
TiO ₂	0.448	0.344	0.154	0.506	0.237	0.69	0.014
Al ₂ O ₃	22.74	22.87	34.62	34.97	18.63	17.3	0.86
ΣFe ₂ O ₃	4.18	4.25	1.43	2.77	4.77	7.36	7.3
MnO	0.008	0.027	0.005	0.005	0.031	0.11	0.107
MgO	2.06	2.80	0.52	0.23	3.45	3.9	39.29
CaO	1.17	0.52	0.29	0.18	2.11	7.48	0.07
Na ₂ O	0.02	0.58	0.02	0.03	0.65	2.92	0.01
K ₂ O	0.29	0.73	1.57	0.25	0.30	1.56	0.02
P ₂ O ₅	0.01	0.27	0.07	0.10	0.02	0.16	0.01
LOI	17.86	19.08	13.33	13.88	13.32	1.94	15.16
Toplam	98.94	100.86	98.59	99.45	99.14	99.85	100.83
Si	3.67	3.60	3.23	2.04	3.87	-	1.83
Al	0.33	0.40	0.77	0.00	0.13	-	0.05
Fe	-	-	-	-	-	-	0.12
TC	0.33	0.40	0.77	0.00	0.13	-	0.17
Ti	0.22	0.02	0.01	0.02	0.01	-	0.00
Al	1.63	1.57	2.07	1.85	1.39	-	0.00
Fe	0.23	0.23	0.07	0.09	0.25	-	0.15
Mg	0.22	0.30	0.05	0.02	0.36	-	2.75
TOC	2.11	2.12	2.20	1.97	2.01	-	3.00
OC	-0.12	-0.08	-0.56	0.09	0.31	-	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.08
Ca	0.09	0.04	0.02	0.01	0.16	-	0.00
Na	0.00	0.08	0.00	0.00	0.09	-	0.00
K	0.03	0.07	0.14	0.01	0.03	-	0.00
P	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	-	0.00
ILC	0.21	0.33	0.18	0.03	0.43	-	0.16
TLC	0.21	0.32	0.21	0.09	0.44	-	0.16

(*) Önal ve diğ. (2005), (**) Yalçın ve Bozkaya (2016), ΣFe₂O₃: Toplam demir, LOI: Ateşte kayıp, TC: Tetrahedral yük, TOC: Toplam oktahedral katyon, OC: Oktahedral yük, ILC: Tabaka arası yük, TLC: Toplam tabaka yükü.

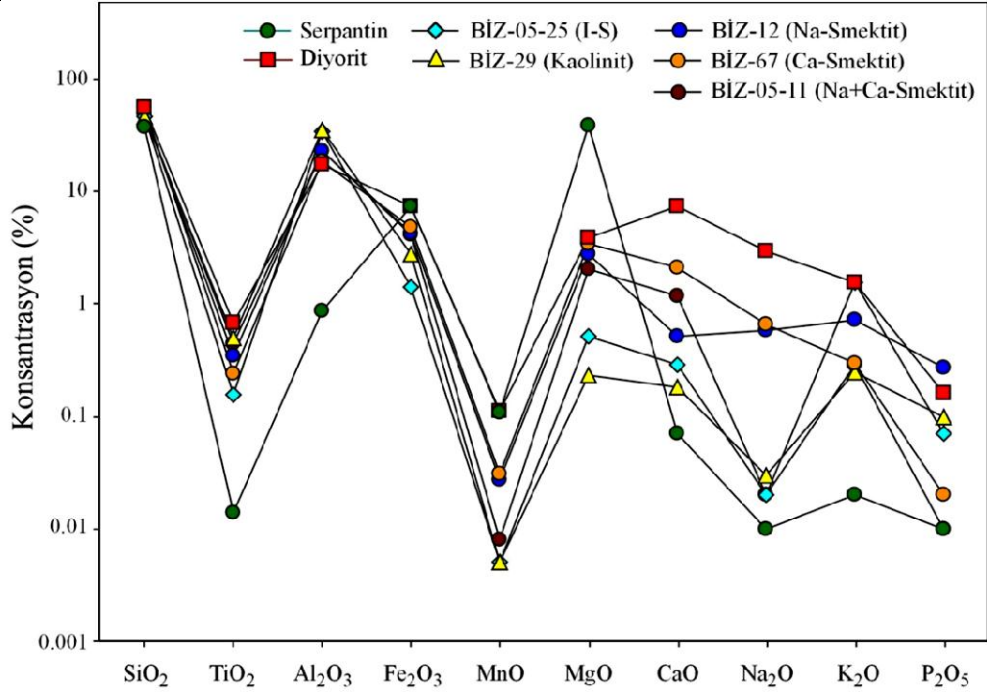
Kil minerallerinin kondrite göre normalize edilmiş iz element diyagramında (Şekil 8.4), inceleme alanındaki kil mineralleri Sr ve P hariç kondrite göre belirgin bir zenginleşme veya ayrışma sergilememektedir. Kil mineralleri NASC-diyorit ve serpantin bileşimleri arasında, diyoritlere daha yakın bileşimlere sahiptir. Kil mineral türleri açısından kaolinit ve I-S düşük, smektitler daha yüksek değerler sunmaktadır.

Kil minerallerinin REE içerikleri kondrite göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 8.5). Kondrit değerlerine göre, kil mineral türleri birbirinden belirgin biçimde ayrılmaktadır. Serpantin hariç tüm kil minerallerinin REE içerikleri kondritlere göre zenginleşmiş olup, NASC ile kondrit bileşimi arasında dağılım sunmaktadır. Ca-simektit örneği diyorit bileşimine çok yakın, diğer smektitler ve I-S örnekleri diyoritle serpantin arasında diyorite daha yakın bileşime sahiptir. Kaolinit incelenen kil mineralleri arasında en düşük normalize değerleri sunmakta, diyoritle serpantin arasında bileşim sergilemektedir.

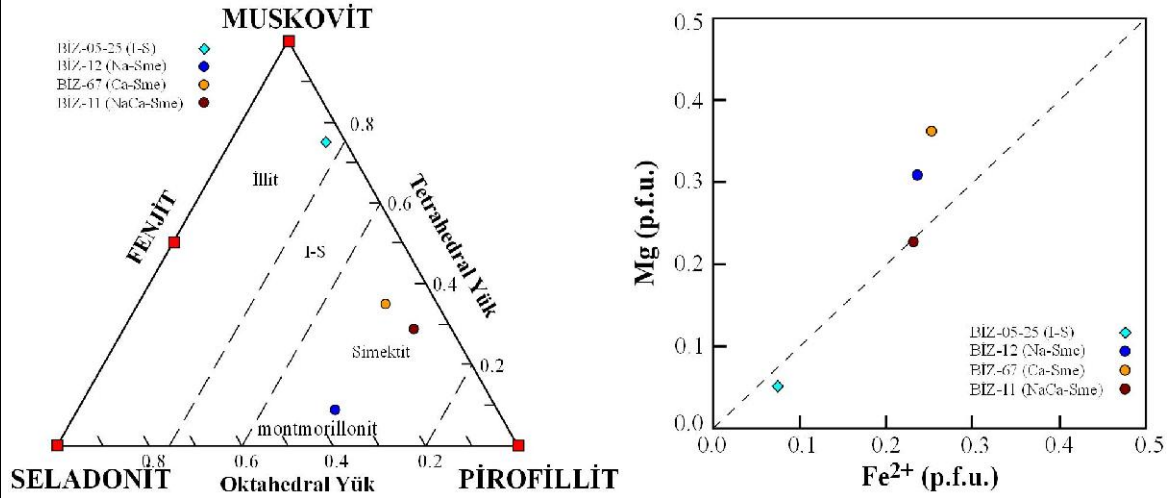
Çizelge 8.2. Kil minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri (ppm).

Element	Orta Ocak	Orta Ocak	Taştepe Ocağı	Ayşe Ocağı	Kızılkaya Güney Dere	Bizmişen Plütonu	Divriği Ofiyoliti
	BİZ-2015-11	BİZ-12	BİZ-2015-25	BİZ-29	BİZ-67	Q-Diyorit(*)	Sepantin(**)
	Ca-Smektit	Na-Smektit	İllit-Smektit	Kaolinit	Ca-Smektit	Kayaç	Serpantin
Cr	20	20	<20	<20	90	n.a.	1840
Ni	290	<20	50	60	170	5	1960
Co	3	8	4	<1	13	60	108
Sc	18	17	11	5	25	n.a.	8
V	213	100	178	255	152	183	30
Cu	<10	<10	40	<10	110	10	10
Pb	<5	<5	<5	6	8	2	5
Zn	90	40	<30	<30	130	27	5
Bi	0.2	<0.1	0.1	0.4	0.2	<0.1	0.1
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	n.a.	0.1
Sn	1	<1	<1	<1	3	<1	1
W	2.8	26.7	2.6	59.1	11.9	327	0.8
Mo	<2	<2	<2	6	<2	0.5	2
As	<5	<5	<5	109	<5	0.6	5
Sb	1.1	<0.2	1.2	5.6	0.9	<0.1	1.1
Ge	1.1	1.4	1.3	0.6	1.0	n.a.	1.2
Be	1	2	1	1	2	n.a.	1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	n.a.	0.5
Rb	11	22	53	10	8	39	2
Cs	4.6	4.1	5.1	1.6	1.4	1.2	0.4
Ba	318	117	164	21	253	430	3
Sr	9	37	5	<2	114	367	2
Tl	0.13	0.20	0.43	0.40	0.16	0.1	0.05
Ga	20	23	33	26	22	18	1
Ta	0.45	0.55	0.32	0.52	0.69	0.60	0.01
Nb	3.6	4.0	0.6	3.2	4.8	6.3	0.2
Hf	3.3	1.4	2.4	2.7	2.6	2.6	0.1
Zr	159	38	93	116	101	90	1
Y	5.8	4.9	4.6	2.9	9.9	19.8	0.5
Th	6.05	3.15	5.44	3.67	14.00	4.24	0.05
U	1.9	0.56	1.56	1.97	1.72	1.24	0.08
La	6.42	6.65	6.78	0.79	37.6	16.58	0.08
Ce	12.2	13.6	17.4	1.64	91.9	31.6	0.19
Pr	1.62	1.57	1.61	0.18	11.5	3.61	0.02
Nd	5.87	6.81	5.77	1.04	41.7	16.36	0.17
Sm	1.23	1.51	1.31	0.33	8.46	3.24	0.07
Eu	0.356	0.403	0.418	0.091	1.33	1.006	0.02
Gd	0.99	1.17	1.18	0.31	6.17	2.98	0.09
Tb	0.16	0.18	0.18	0.06	0.80	0.5	0.01
Dy	1.12	1.07	1.10	0.41	3.60	2.93	0.06
Ho	0.24	0.22	0.21	0.13	0.56	0.66	0.01
Er	0.94	0.70	0.72	0.54	1.52	1.89	0.05
Tm	0.192	0.129	0.144	0.116	0.224	0.288	0.013
Yb	1.59	0.93	1.20	0.98	1.55	1.81	0.11
Lu	0.298	0.139	0.206	0.172	0.232	0.34	0.019

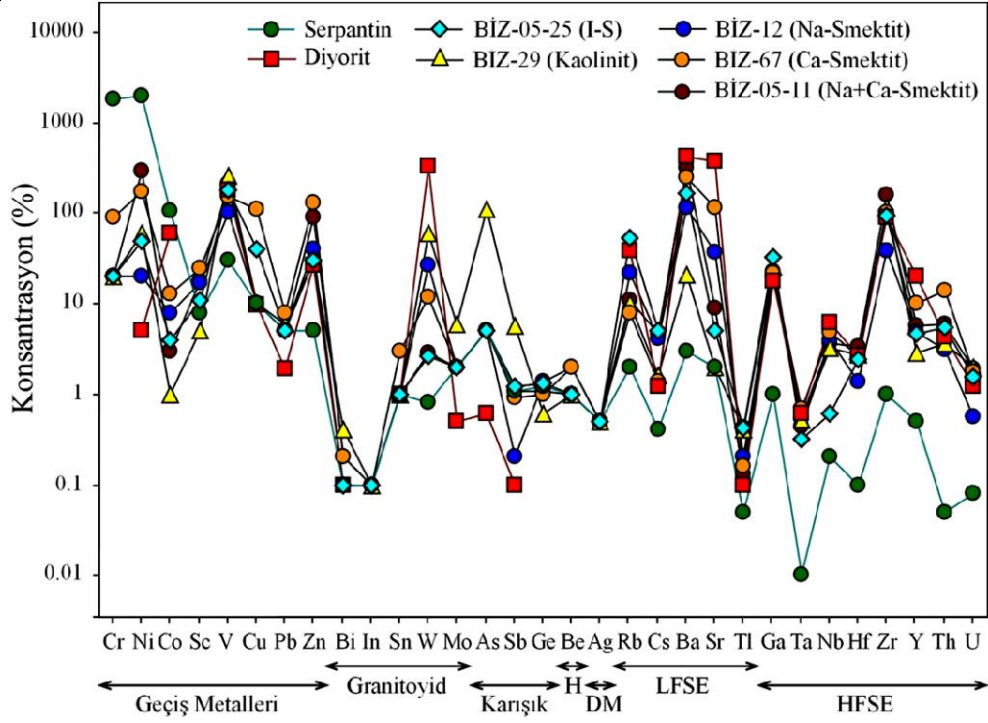
(*) Önal ve diğ. (2005), (**) Yalçın ve Bozkaya (2016).



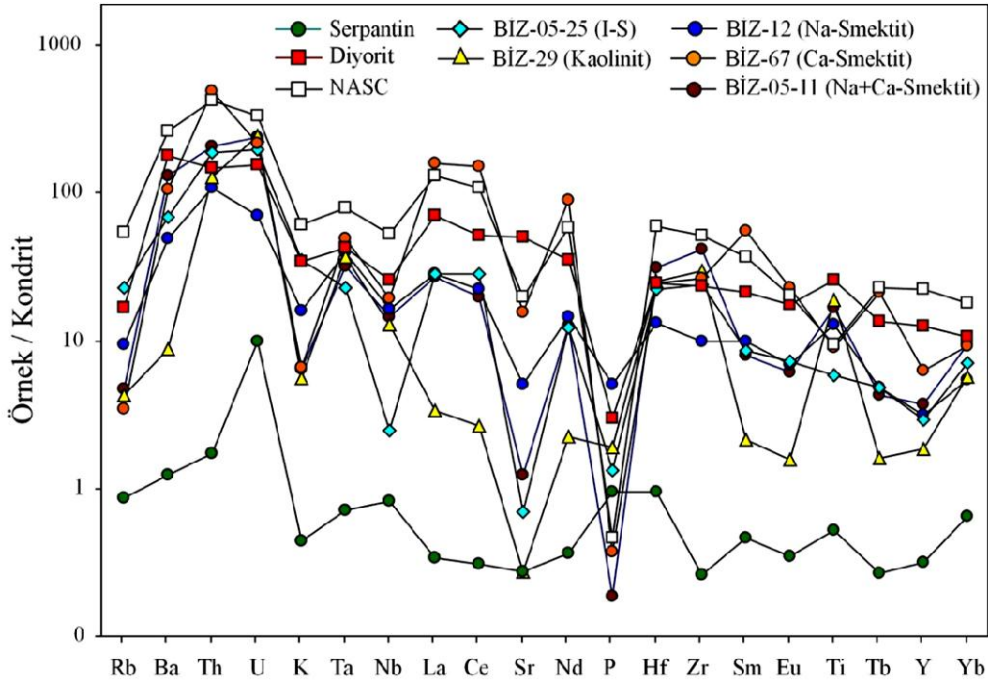
Şekil 8.1. Alterasyon zonuna ait kil minerallerinin ve yan kayaların ana oksit bileşimlerinin dağılımı.



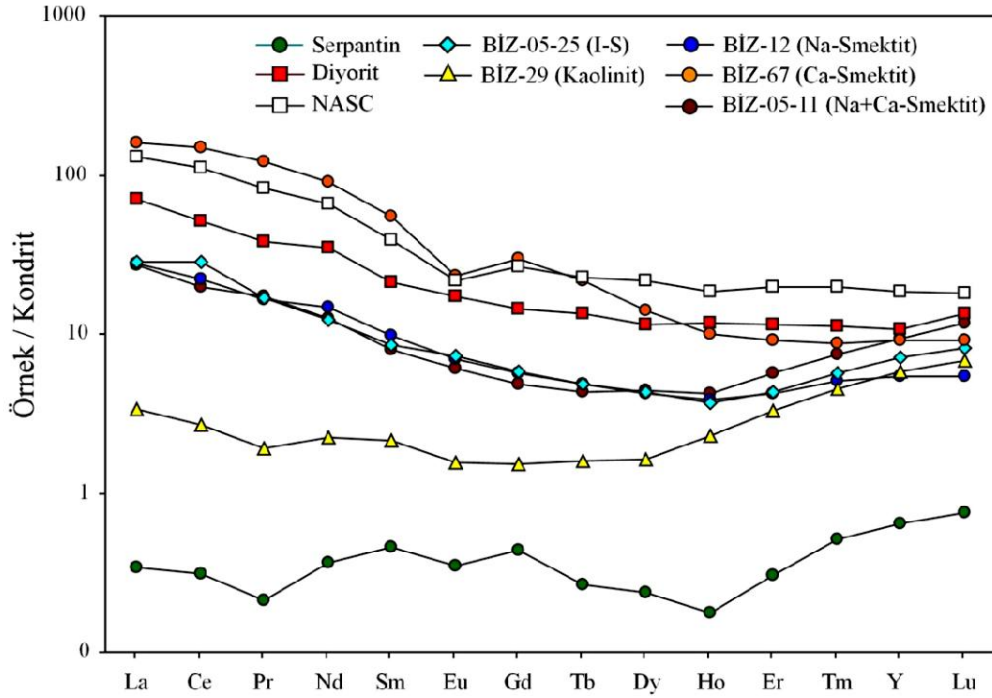
Şekil 8.2. Simektit ve illit-simektit minerallerinin tetrahedral yük-oktahedral yük (sol) ve Mg-Fe değişim diyagramlarındaki (sağ) dağılımları.



Şekil 8.3. Kil minerallerinde eser elementlerin içeriklerine göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler).



Şekil 8.4. Kil minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).



Şekil 8.5. Kil 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).

8.2. İzotop Jeokimyası

8.2.1. Kil Minerallerinin Duraylı İzotop (O, H) Jeokimyası

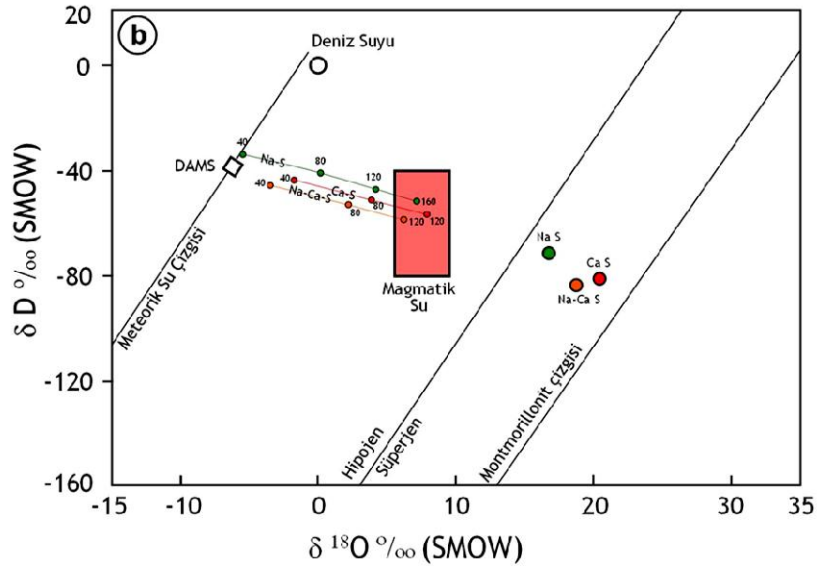
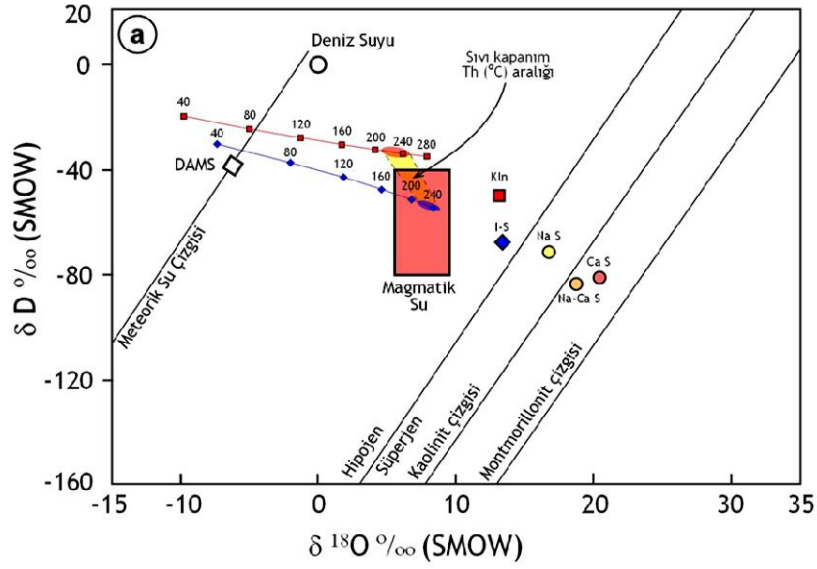
Kil minerallerinde duraylı izotop incelemeleri sıvının bileşimi biliniyor ise termometre; sıcaklık biliniyor ise sıvı-kayaç etkileşiminin izlerini saptamak olmak üzere genellikle iki alanda uygulanmaktadır. Birincisi, oluşum sıcaklıkları ile ilişkili iki faz arasındaki ayrılaşmayı esas almaktadır. İkincisi ise sıvı veya kayaç protolitlerinin kaynağını değerlendirmede sıvı veya kayacın izotopik bileşiminin kullanılmasıdır.

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri 3 adet smektit, 1 adet I-S ve 1 adet kaolinit olmak üzere 7 saf kil minerali üzerinde gerçekleştirilmiştir (Çizelge 8.3). Kaolinit ve I-S düşük, buna karşın smektitler daha yüksek $\delta^{18}\text{O}$ değerler sunmaktadır. δD sonuçları ise kaolinit ve I-S için yüksek, smektitler için daha düşük değerlere sahiptir.

Kil minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri, meteorik su çizgisi (Craig, 1961), süperjen-hipojen çizgisi (Sheppard ve diğ., 1969), montmorillonit çizgisi (Savin ve Epstein, 1970), deniz suyu (Paleozoyik deniz suyu $\delta^{18}\text{O} = \text{‰} 0$, Gao, 1993; $\delta^{18}\text{O} = \text{‰} -2$, Veizer, 2004) ve meteorik su noktasını (Doğu Akdeniz Meteorik Suyu – DAMS, $\delta^{18}\text{O} = \text{‰} -6.12$, $\delta\text{D} = \text{‰} -37.96$, Gat ve diğ., 1996) içerecek biçimde Şekil 8.6' da topluca verilmiştir.

Çizelge 8.3. Kil minerallerinin O-H izotop analiz sonuçları.

Örnek No	Mineral	Lokasyon	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)
BIZ-2015-11	Smektit	Orta Ocak	-83.4	18.7
BIZ-12	Smektit	Orta Ocak	-71.5	16.7
BIZ-67	Smektit	Kızılkaya Güney Dere Ocağı	-81.4	20.4
BIZ-2015-25	Illite-Smektit	Ayşe Ocağı	-67.8	13.4
BIZ-29	Kaolinit	Ayşe Ocağı	-49.8	13.1



Şekil 8.6. Kil minerallerinin izotop bileşimlerinin $\delta^{18}O$ – δD diyagramındaki dağılımları (a) I-S ve kaolinit, (b) Smektitler. DAMS=Doğu Akdeniz Meteorik Su, Kln=Kaolinit, I-S=İllit-smektit, Na-S=Na-Smektit, Ca-S=Ca-Smektit, Na-Ca Sm=Na-Ca-Smektit.

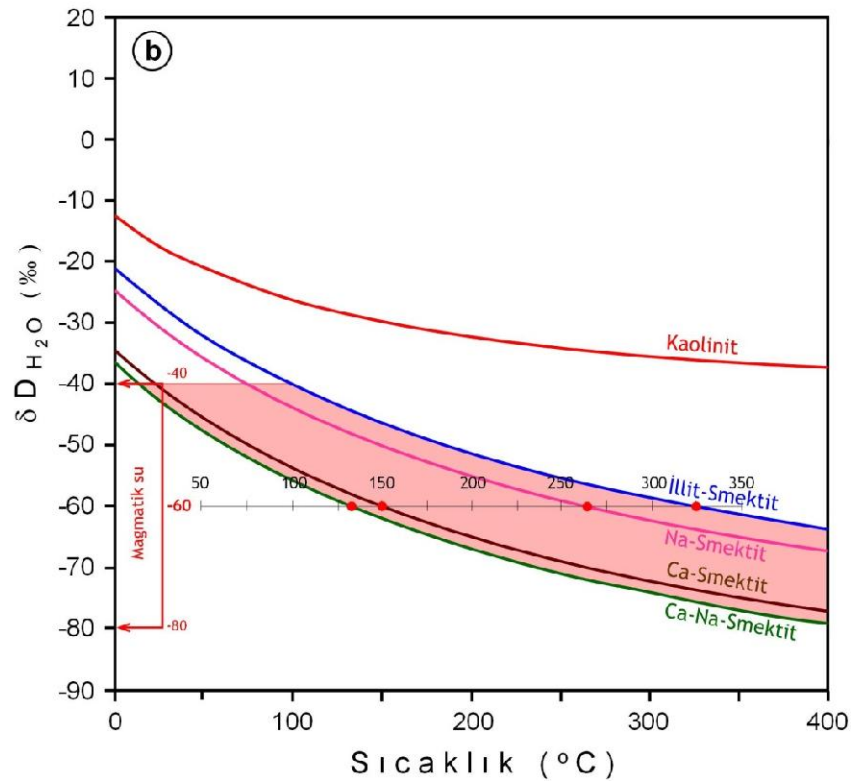
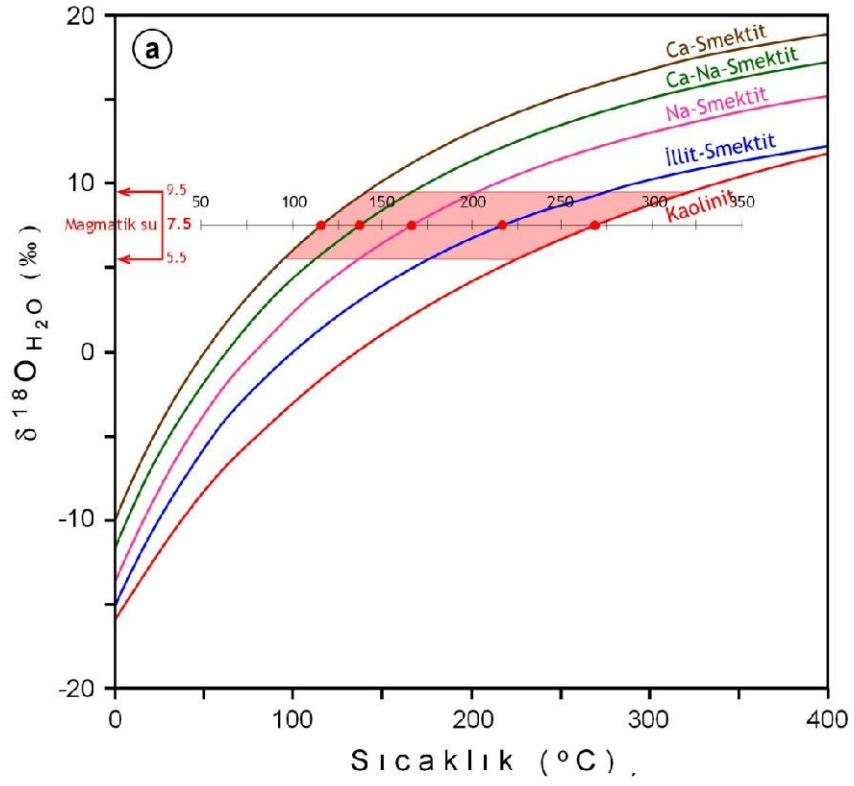
Arjilik alterasyon zonlarını temsil eden I-S ve kaolinitler hidrotermal alterasyonu temsil eden hipojen bölgede yer almaktadır (Şekil 8.6 a). Kil minerallerini oluşturan suyun kökeninin belirlenmesi amacıyla farklı sıcaklık değerleri için farklı araştırmacılar tarafından hesaplanan kaolinit-su illit/smektit-su izotopsal farklılaşma eşitliklerine (Yeh, 1980; Savin ve Lee, 1988; Gilg ve Shepperd, 1996) göre suların sıcaklığa göre izotopsal yönelimleri hesaplanmıştır. Alterasyon zonlarından elde edilen sıvı kapanım sıcaklıkları esas alındığında kaolinit ve I-S'leri oluşturan sular magmatik su bileşimini işaret etmektedir (Şekil 8.6 a). I-S süperjen-hipojen çizgisine daha yakın, kaolinit daha uzak konumlanmaktadır. Bu farklılık kaolinitlerin biraz daha yüksek sıcaklık koşullarında oluştuğuna işaret etmektedir.

Smektitler suyun ve oksidasyonun etkisinin daha etkin olduğu yüzeye yakın hidrotermal alterasyon koşullarını temsil eden süperjen bölgede konumlanmaktadır (Şekil 8.6 b). Oluşum sıcaklık koşulları 100 °C varsayıldığında, smektitleri oluşturan suyun kökeni magmatik suyu işaret etmektedir. Smektitlerin bileşimsel farklılıkları (Na-smektit, Ca-smektit), izotopsal bileşim farklılıklarına da yansımış olup, Na-smektitler süperjen-hipojen çizgisine yakın, Ca-smektitler montmorillonit yüzeysel alterasyon çizgisine daha yakın bileşim sergilemektedir. Buna göre Na-smektitler görece olarak daha yüksek sıcaklık koşullarını temsil etmektedir.

Kil minerallerini oluşturan suların izotopik bileşimleri ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}} - 1000 \ln\alpha$ ve $[\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = \delta\text{D}_{\text{mineral}} - 1000 \ln\alpha]$ Yeh (1980), Savin ve Lee (1988) ile Gilg ve Shepperd (1996) tarafından oluşturulan, sıcaklıkla birlikte ayrımlaşan kil-H₂O 1000 ln α eşitliklerine göre değerlendirilmiştir (Şekil 8.7 a, b).

$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ magmatik su orta değeri ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 7.5$) esas alındığında; Ca-smektitler 100-150 °C, Na-smektitler 150-200 °C arasındaki sıcaklıkları yansıtmaktadır. Bu da arjilik zonun düşük seviyesine (süperjen) karşılık gelmektedir. I-S ve kaolinit sırasıyla ~225 °C ve ~275 °C ye karşılık gelmekte ve arjilik zonun biraz daha yüksek kesimini (hipojen) işaret etmektedir (Şekil 8.7 a).

$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ magmatik su orta değeri ($\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -60$) esas alındığında; Ca-smektitler 100-150 °C, Na-smektitler ~250 °C arasındaki sıcaklıkları yansıtmaktadır (Şekil 8.7 b). I-S ve kaolinit, Na-smektite benzer biçimde beklenenden çok daha yüksek sıcaklıkları işaret etmektedir. Bu durum 200 °C den yüksek sıcaklıklar için $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değişiminin karakteristik olmadığını göstermektedir (Şekil 8.7 a).



Şekil 8.7. Kil minerallerini oluşturan suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop bileşimlerinin magmatik su kökenine göre muhtemel oluşum sıcaklık koşulları.

8.2.2. Karbonat Minerallerinin Duraylı İzotop (C, O) Jeokimyası

İnceleme alanındaki cevherli zonlardan örneklere ait kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ analiz sonuçları Çizelge 8.4'de verilmiştir. $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ verileri köken ilişkili diyagramlarda kullanılabilmesi amacıyla $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerlerine dönüştürülmüştür. Bizmişen demir yatağı kalsitlerinin $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰) ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰) değerlerinin değerlendirildiği diyagramlarda (Şekil 8.8 ve 8.9); Ayşe ocağından alınan örnek denizel kireçtaşı (Munzur kireçtaşı) temsil etmekte (Şekil 8.8), diyajenez-metamorfizma eğilimini izlemektedir (Şekil 8.9).

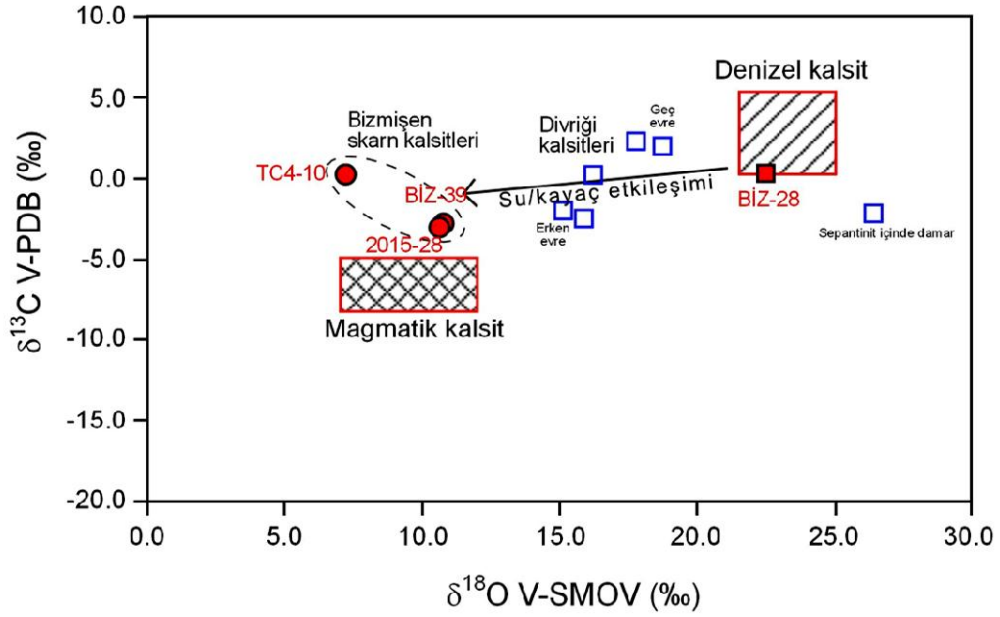
Skarn zonu örneklerine ait kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}$ PDB değerleri ‰ -3.00 ile 0.22 arasında değişmekte olup magmatik kaynağı işaret etmektedir. Bu değerler dünya genelinde çok sayıdaki skarn örneklerinden elde edilen değerlerle uyumludur (Örneğin: Hoefs, 1987, Taylor ve O'Neil, 1977; Bowman ve diğ., 1985, Brown ve diğ., 1985, Bowman, 1998, Shin ve Lee, 2003).

İnceleme alanındaki kalsitler Divriği demir yatağı kalsitleri (Marschik ve diğ., 2008) ile karşılaştırıldığında; Divriği kalsitlerinin $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerleri Bizmişen skarn kalsitlerine benzer, buna karşın $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerleri daha düşüktür. Bu durum, Bizmişen skarn kalsitlerinin Divriği kalsitlerine göre daha yüksek su/kayaç oranı; buna karşın daha düşük CO_2 mol değerlerine (XCO_2) sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 8.9). Bu farklılık Bizmişen skarn kalsitlerinin magmatik kökene daha yakın olduğunu ve $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ değerlerinin daha fazla tüketildiğinin bir işaretidir. Bizmişen skarn kalsitlerindeki tüketilme miktarının yüksekliği diyoritik sokulumlarla ilişkili magmatik akışkanların infiltrasyonu ile doğrudan ilişkili olmalıdır. Diğer bir ifadeyle doğrudan magmatik akışkanlardan türemişlerdir. Nitekim, Bizmişen demir yatağı skarn örnekleri plütonik kütlede (endoskarn) olması da bu görüşü doğrular niteliktedir.

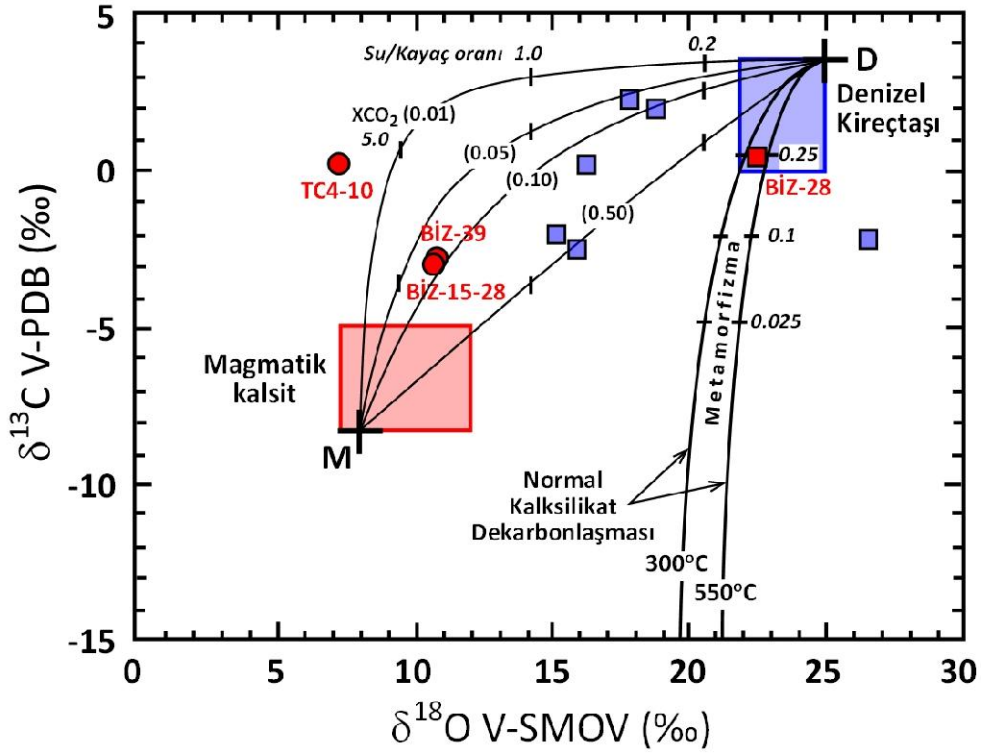
Çizelge 8.4. Kalsit minerallerinin C-O izotop analiz sonuçları.

Örnek No	Lokasyon	$\delta^{13}\text{C}$ PDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ PDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW (‰)*
BİZ-28	Ayşe Ocağı (Munzur kıçt)	0.35 ± 0.009	-8.15 ± 0.049	22.51
BİZ-39	Taştepe Ocağı	-2.79 ± 0.028	-19.56 ± 0.046	10.76
TC4-10	Taştepe Ocağı	0.22 ± 0.021	-22.99 ± 0.072	7.21
BİZ-2015-28	Taştepe Ocağı	-3.00 ± 0.026	-19.68 ± 0.023	10.62

(*) Coplen ve diğ. (1983) eşitliğine göre dönüştürülmüştür.



Şekil 8.8. Bizmişen demir yatağı kalsitlerinin $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰) - $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOV}}$ (‰) değerlerinin dağılımı. Divriği kalsitlerine ait veriler Marschik ve diğ. (2008)'den alınmıştır.



Şekil 8.9. Bizmişen demir yatağı kalsitlerinin $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰) - $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOV}}$ (‰) değerlerinin dağılımı (Diyagram Bowman, 1998' den düzenlenmiştir). Divriği kalsitlerine ait veriler Marschik ve diğ. (2008)'den alınmıştır.

8.2.3. Sülfürlü Minerallerinin Duraylı İzotop (S) Jeokimyası

Bizmişen demir yatağı cevher örneklerinden seçilen saf pirit ve kalkopiritler üzerinde gerçekleştirilen kükürt izotopları jeokimyası ($\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ ‰) sonuçları Çizelge 8.5' de verilmiştir. Çizelgede sıvı kapanımlardan elde edilen 250 °C sıcaklık için sülfür-H₂S ayrışması eşitliklerine (pirit için Ohmoto ve Rye, 1979; kalkopirit için Li ve Liu, 2006) göre hesaplanan $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ ‰ değerleri de eklenmiştir.

Pirit ve kalkopiritlerin $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ değerleri sırasıyla ‰ 1.4 - 6.4 (ortalama 3.7) ve ‰ 2.2 - 6.4 (ortalama 4.4) ‰ V-CDT arasında değiştiği saptanmıştır. T = 250 °C için pirit ve kalkopiritlere ait $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ değerleri ‰ 0.06 ile 6.22 arasındadır.

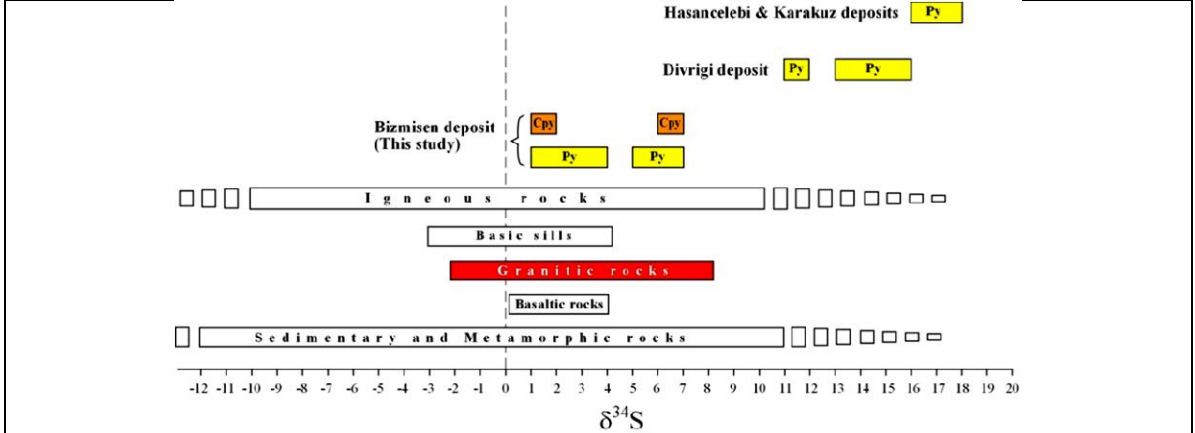
Analiz edilen sülfürlü minerallerin ve çözelti içindeki H₂S'in $\delta^{34}\text{S}$ değerleri pirit ve kalkopiritlerin bileşiminde bulunan kükürtün magmatik (granitik) kayaç kökenli (Ohmoto and Rye, 1979; Hoefs, 1987) olduğunu göstermiştir (Şekil 8.10). Divriği ve Hasaңelebi Karakuz demir yataklarındaki piritlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (Marschik ve diğ., 2008) daha yüksek olup, Bizmişen demir yatağındakilere benzerlik sunmamaktadır.

Taştepe ocağına ait cevher örneğindeki pirit ve kalkopiritlerin $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirit}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{kalkopirit}}$ fraksiyonelleşme hesaplamalarından anlamlı sıcaklık verileri elde edilememiştir. Bu durum, pirit ve kalkopiritlerin birbirleriyle dengede (eşzamanlı) oluşmadığına işaret etmektedir.

Çizelge 8.5. Sülfürlü minerallerinin sülfür izotop analiz sonuçları.

Örnek No	Lokasyon	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰) Sülfür	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰) H ₂ S(*)
BİZ-38	Taştepe Ocağı	Kalkopirit	6.4	6.22
BİZ-39	Taştepe Ocağı	Pirit	6.4	4.94
K6-C32	Kızılkaya Güney Dere	Pirit	5.6	4.24
T4-C10	Taştepe Ocağı	Pirit	3.1	1.64
T5-C4	Taştepe Ocağı	Pirit	3.2	1.74
T5-C6	Taştepe Ocağı	Pirit	1.4	-0.06
T5-C7	Taştepe Ocağı	Kalkopirit	2.2	2.12
	Taştepe Ocağı	Pirit	2.3	0.74

(*) H₂S hesaplamalarında sıvı kapanımlardan elde edilen 250 °C esas alınmıştır.



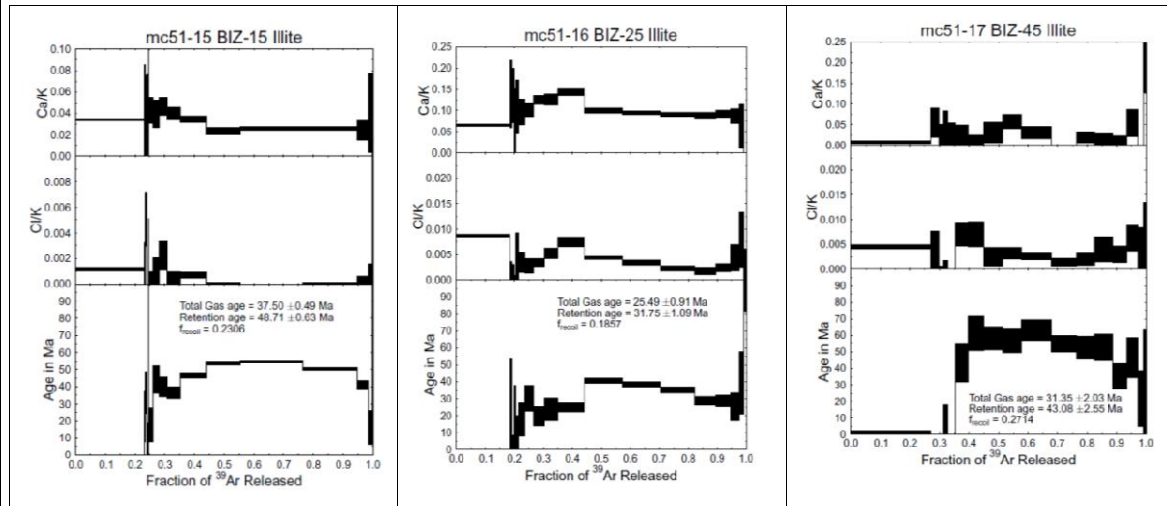
Şekil 8.10. Bizmişen demir yatağı sülfürlü minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ V-CDT (‰) değerlerinin dağılımı (Sedimanter, magmatik ve metamorfik kayaç sülfür izotopik bileşimleri Hoefs, 1987'den alınmıştır).

8.2.4. Kil Minerallerinin Radyojenik (Ar/Ar) İzotop Jeokimyası

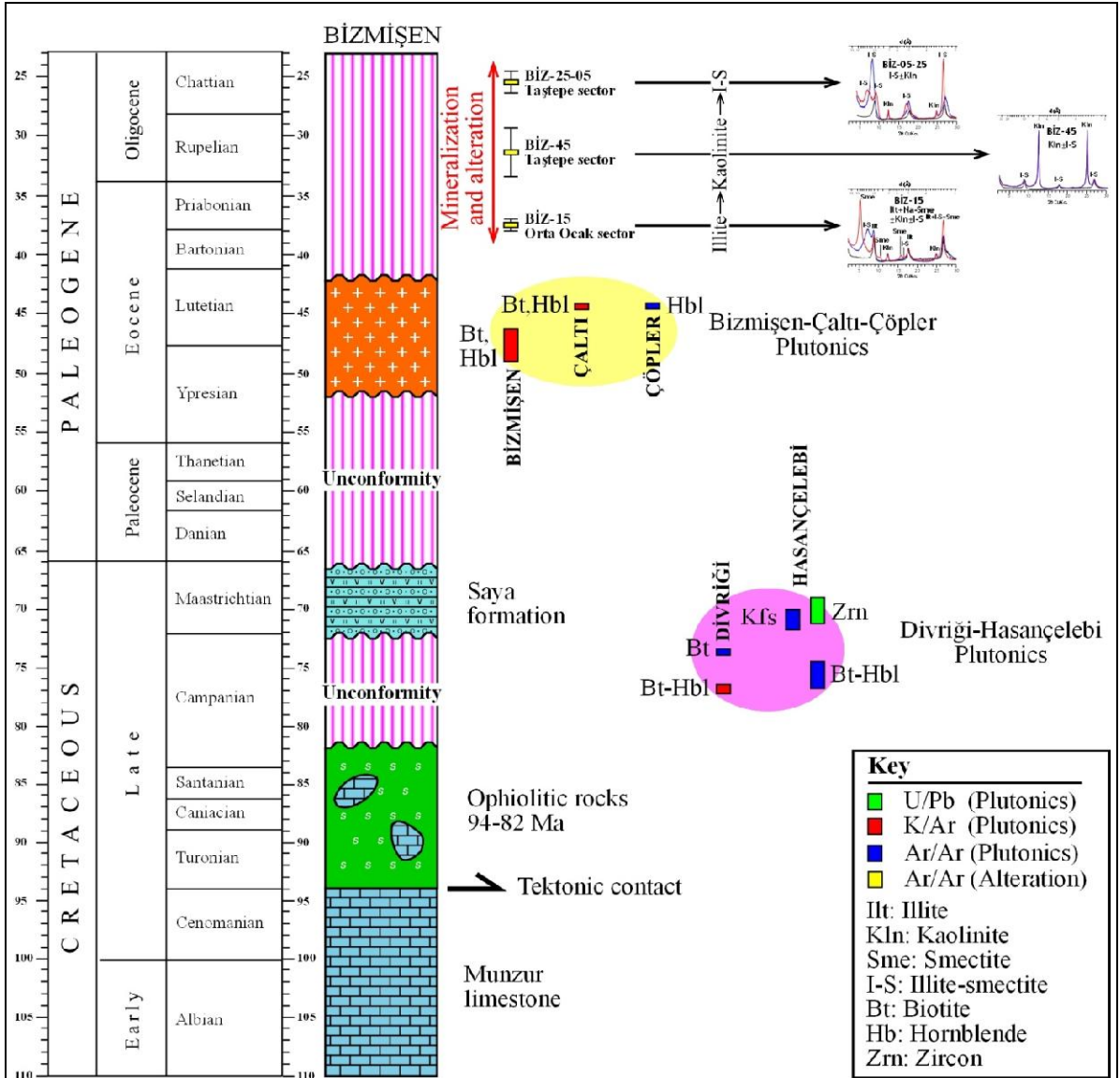
Bizmişen demir yatağı arjilik alterasyon zonlarından alınan illit ve illit smektit içeren 3 örneğin kil fraksiyonundan ($< 2 \mu\text{m}$) elde edilen Ar/Ar yaşlandırma sonuçları Çizelge 8.6 ve Şekil 8.11' de verilmiştir. Ar/Ar toplam gaz yaşları Orta ocak için Üst Eosen, Taştepe ve Ayşe ocakları için Oligosen yaşları elde edilmiştir (Şekil 8.12).

Çizelge 8.6. Arjilik alterasyon kil örneklerinin Ar/Ar yaş analiz sonuçları

Örnek No	Lokasyon	Mineralojik Bileşim	Ar/Ar _{retention} yaşı	Ar/Ar _{toplam gaz} yaşı
BİZ-15	Orta Ocak	Sm + I + I-S ± Kln	48.71 ± 0.63 My	37.50 ± 0.49 My
BİZ-2015-25	Ayşe Ocağı	I-S ± Kln	31.75 ± 1.09 My	25.49 ± 0.91 My
BİZ-45	Taştepe	Kln + I-S	43.08 ± 2.55 My	31.35 ± 2.03 My



Şekil 8.11. Bizmişen demir yatağı alterasyon zonlarından alınan illit ve I-S içeren örneklerin Ar/Ar yaşlandırma sonuçları. Illit ve I-S'ler diyajenetik dereceyi temsil etmeleri nedeniyle toplam gaz yaşları esas alınmıştır.



Şekil 8.12. Ar/Ar yaşlandırma sonuçlarının bölgedeki stratigrafik konum içerisindeki konumu. (Plütonik kayaların yaşları Önal ve diğ. (2005), Boztuğ ve diğ. (2006) ve Kuşçu ve diğ. (2010)' dan alınmıştır.

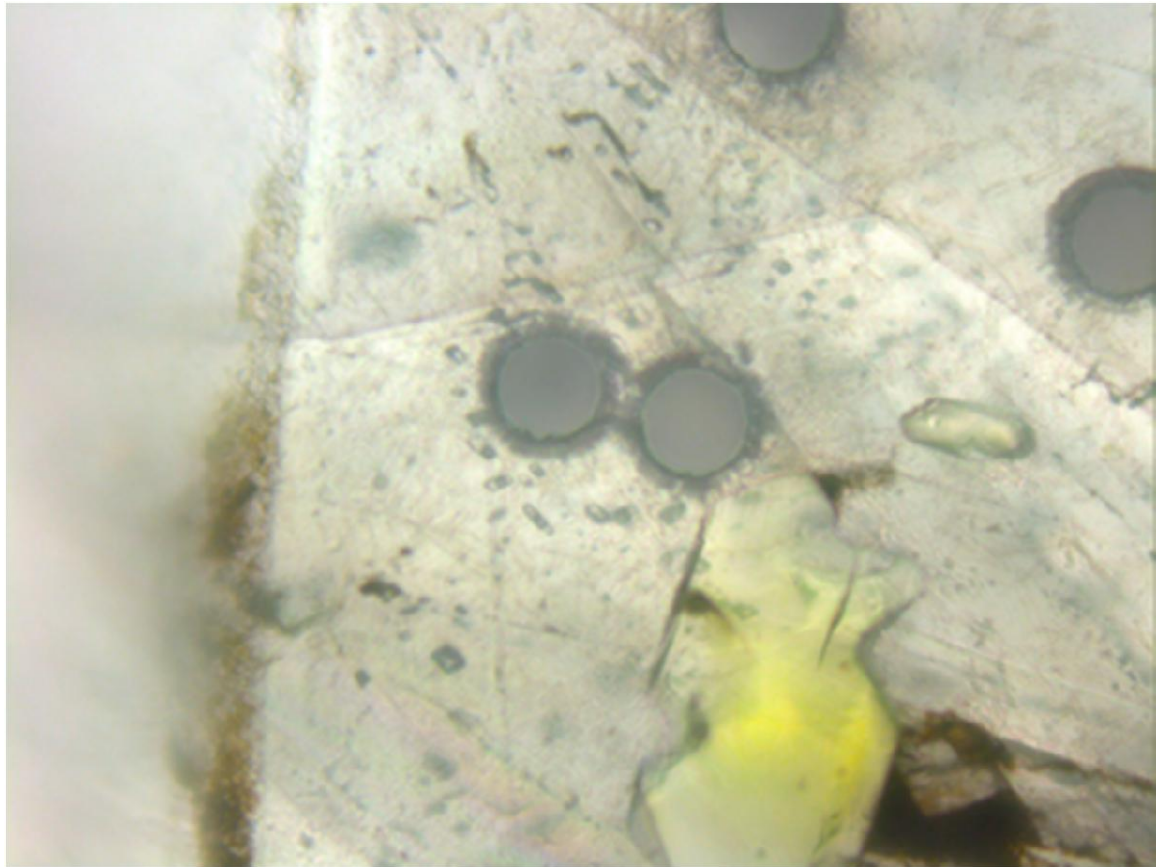
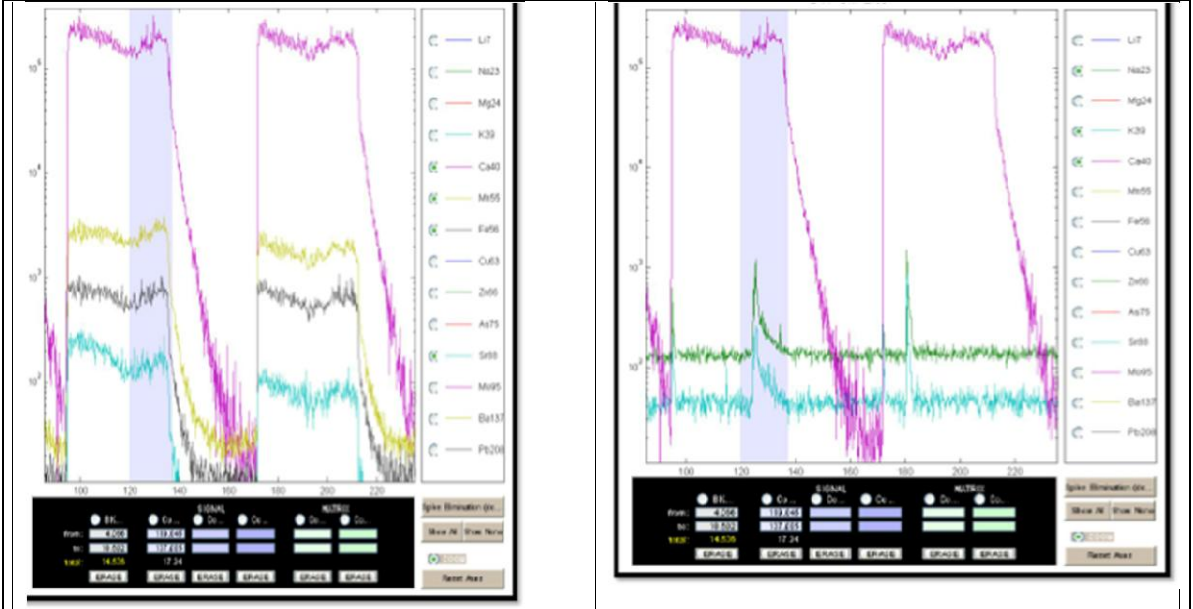
Ar/Ar yaş verilerinin kronostratigrafik dağılımına göre (Şekil 8.12); arjilik alterasyon plütonik sokulundan yaklaşık 10 My sonra başlamış ve yaklaşık 12 My sürmüştür. Ar/Ar yaş verileri illit içeren örneklerde daha yaşlı, I-S içeren örneklerde ise daha genç alterasyon yaşları vermiştir. Bu durum, illitleşmenin plütonun soğumasının daha önceki evresinde, I-S oluşumunun ise soğumanın daha ileri aşamasında geliştiğini düşündürmektedir. Diğer bir ifadeyle, hidrotermal alterasyonla ilişkili kil minerallerinin oluşumunun zamansal dağılımı, plütonik sokulumun soğuması sırasındaki azalan ısı etkisiyle doğrudan ilişkilidir.

9. LAZER ABLASYON (LA-ICP-MS) İNCELEMELERİ

Sıvı kapanımların ayrı ayrı veya küçük çaplı kapanımların grup olarak LA-ICPMS (Laser-Ablation Inductively-Coupled Mass-Spectrometry) multi-element kantitatif analizleri analizleri Geolas ablation sistemi monte edilmiş Agilent 7500C kütle spektrometresi ile yapılmıştır. Analizler Leeds Üniversitesi Jeoloji Bölümündeki LA-ICP Laboratuvarında Dr. David Banks gözetiminde yapılmıştır (Şekil 9.1). Mutlak (toplam) konsantrasyonlar ve katyonların ağırlık oranları, standart olarak seçilen Na kullanılarak hesaplanmış ve sonuçlar elementlerin Na konsantrasyonuna oranı şeklinde Çizelge 9.1' de topluca verilmiştir.

Analizler iki yüzü parlatılmış kesitlerden itibaren tanımlanmış ve daha önce mikrotermometre ölçümleri yapılan örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir. Optik incelemelere göre aynı tip ve aynı alanda yer alan sıvı kapanımlar analiz edilmiştir. LA-ICPMS analizleri başlıca kuvars, kalsit ve barit, az sayıda da epidot üzerinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 9.2). Granatlarda sıvı kapanım incelemeleri yapılabilmeyle birlikte, ender sıvı kapanım içermeleri nedeniyle LA-ICPMS analizleri yapılamamıştır. Kuvars hariç diğer minerallerdeki kapanımlardan elde edilen analiz sonuçları tüm elementlerin kullanılabilmesine olanak sağlamamaktadır. Sıvı kapanımlardan elde edilen SILLS programı spektrumunda (Guillong ve diğ., 2008), kalsitlerde Ca, baritlerde Ba değerlendirme dışı tutulmuştur. Kuvarslar sıvı kapanım analizleri için en ideal minerali temsil etmekle birlikte, bazen katı sülfat fazlar içerebilmekte, bazı çok küçük tane boyutlu pirit ve sfaleritler kuvarslarla birlikte eş zamanlı olarak çökelebilmektedir. Bu nedenle verilerin dikkatli değerlendirilmesi ve bu tür safsızlıkların analiz sonuçlarından atılması gerekmektedir.

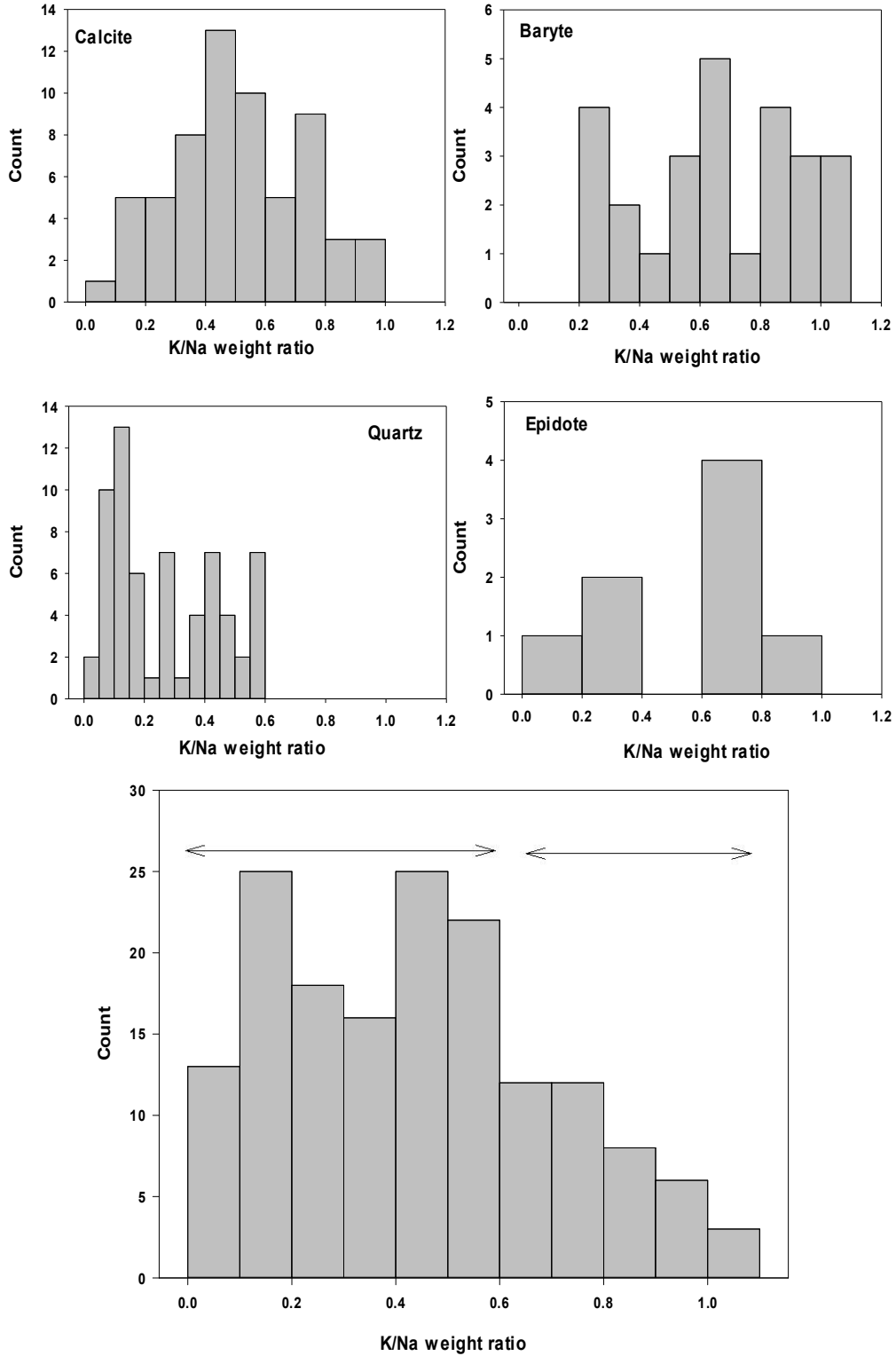
Sıvı kapanımlardaki Na, K, Mg ve Ca gibi element konsantrasyonları sıvı/kayaç etkileşiminin veya farklı litoloji ve/veya farklı sıcaklıklarla dengedeki sıvıların karışımının belirlenmesinde sıklıkla kullanılmaktadır. Proje kapsamında yapılan analizlerde; farklı minerallerdeki kapanımların K/Na oranı son derece güvenilirdir. K/Na değerleri tüm minerallerde 0.6'dan düşük olacak şekilde geniş aralık sunmakta, ancak kuvarsta biraz daha düşmektedir. Sıcaklık bakımından K/Na oranının 0.6 olması, feldispat dengesi varsayıldığında, 450-500 °C işaret etmekte olup, bu da mineralleşme sıcaklıklarıyla uyumludur. Düşük K/Na oranları düşük sıcaklıklara karşılık gelmekte ve mineralleşmenin farklı evreleri için ölçülen düşük mikrotermometre sıcaklık değerleriyle uyumludur. Tüm veriler değerlendirildiğinde; tüm K/Na değerlerinin %75' i 0.6'dan düşüktür. Bununla birlikte, bazı değerler oldukça yüksek olup, kabul edilebilir herhangi sıcaklık değerleriyle deneştirilebilir gözükmemektedir. Bu tür değerler yaygın olmayıp, asit-sülfat alterasyonu gözlenen kesimlerde gözlenebilmektedir. Baritlerdeki çoğu sıvı kapanım analizlerinden elde edilen K/Na oranları dünya ölçeğindeki verilerle uyumludur. K-feldispatların bozunması Ba'un açığa çıkmasına neden olmakta; K/Na ile Ba/Na korelasyonu pozitif bir ilişki göstermektedir. Bu durum yüksek K/Na oranlarına da açıklık getirmektedir.



Şekil 9.1. İnceleme alanından alınan kalsit örneğindeki (BİZ-38) sıvı kapanımların LA-ICP-MS ablation analiz görünüşleri. Ablation noktaları 50µm olup, kapanımların analizleri için yeterli sıvı çok sayıda küçük kapanımlardan elde edilmektedir. Ablation noktası sınırındakiler etkilenmemektedir. Na ve K gibi bazı elementler ise doğrudan sıvı kapanımlardan analiz edilebilmektedir.

Çizelge 9.1. Kalsit, kuvars ve baritlerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS analzi sonuçları.

Örnek		Na	Mg	K	Ca	Mn	Fe	Cu	Zn	Sr	Mo	Ag	Ba	Pb
BiZ-26 Kalsit	Ortalama	1		0.62879				0.02623	0.02003	0.05572	0.00135		0.02766	0.00270
	Std Sapma	0		0.24921				0.01813	0.01307	0.03112	0.00106		0.00677	0.00160
	% SS	0		39.6				69.1	65.3	55.8	78.4		24.5	59.1
BiZ-28 Kalsit	Ortalama	1	0.56441	0.46952		0.02770	0.04585	0.02244	0.00664	0.03209	0.01149	0.02733	0.00870	0.00047
	Std Sapma	0	0.28368	0.29669		0.00886	0.01777	0.01244	0.00382	0.02342	0.01725	0.03714	0.00660	0.00036
	% SS	0	50.3	63.2		32.0	38.8	55.5	57.6	73.0	150.1	135.9	75.8	77.3
BiZ-37 Kalsit	Ortalama	1	0.96017	0.64751				0.02676	0.03818	0.04988	0.00433		0.03198	0.00451
	Std Sapma	0		0.16289				0.01805	0.01048	0.05544			0.02821	0.00297
	% SS	0		25.2				67.4	27.4	111.2			88.2	65.9
BiZ-38 Kalsit	Ortalama	1	0.50844	0.46328				0.01166	0.00654		0.00060	0.00051	0.01327	0.00152
	Std Sapma	0	0.24655	0.10714				0.00851	0.00403		0.00058	0.00042	0.01406	0.00133
	% SS	0	48.5	23.1				73.0	61.6		97.7	82.3	106.0	87.4
BiZ-40 Kuars	Ortalama	1	0.3655	0.4507	0.6928	0.0174	0.4533	0.0376	0.0173	0.0383	0.0003	0.0030		0.0181
	Std Sapma	0	0.1877	0.1260	0.4722	0.0106	0.3026	0.0194	0.0105	0.0325	0.0002	0.0023		0.0137
	% SS	0	51.4	27.9	68.2	60.9	66.7	51.4	61.0	84.6	55.3	76.7		75.7
BiZ-42 Kuars	Ortalama	1	0.2812	0.1358	0.5687	0.0022	0.0556	0.0096			0.0002	0.0007		0.0128
	Std Sapma	0	0.1209	0.0760	0.1611	0.0018	0.0386	0.0076			0.0002	0.0005		0.0093
	% SS	0	43.0	56.0	28.3	80.3	69.4	78.7			95.8	79.0		72.6
BiZ-43 Kuars	Ortalama	1	0.3080	0.2746	0.4096	0.0190	0.0292	0.0229	0.0205		0.0012	0.0019		0.0037
	Std Sapma	0	0.1771	0.1288	0.2146	0.0107	0.0312	0.0084			0.0007	0.0009		0.0028
	% SS	0	57.5	46.9	52.4	56.0	106.9	36.7			57.7	48.7		75.1
BiZ-49 Kuars	Ortalama	1	0.2533	0.4213	0.5575	0.0182		0.0385	0.0091	0.0454	0.0010	0.0038	0.0183	0.0014
	Std Sapma	0	0.1722	0.1502		0.0112		0.0179	0.0078	0.0414	0.0007	0.0021	0.0164	0.0010
	% SS	0	68.0	35.7		61.4		46.4	85.5	91.1	68.4	55.3	89.6	74.1
BiZ-32 Barit	Ortalama	1	0.26663	0.65956	0.89304	0.00896	0.06921	0.02424	0.02915		0.00422	0.01623		0.01909
	Std Sapma	0	0.10712	0.13626	0.42428	0.00495	0.02261	0.01466				0.02204		0.00987
	% SS	0	40.2	20.7	47.5	55.3	32.7	60.5				135.8		51.7
BiZ-42 Barit	Ortalama	1	0.42009	0.69386	0.61730	0.01075	0.00982	0.02156	0.04581	50.9582		0.00281		0.01718
	Std Sapma	0	0.25387	0.25324	0.27353	0.00744		0.00433	0.02938	30.8702		0.00215		0.01343
	% SS	0	60.4	36.5	44.3	69.2		20.1	64.1	60.6		76.6		78.2
BiZ-43 Barit	Ortalama	1	0.39852	0.97733	0.95493	0.01742	0.09134	0.03342	0.06778		0.01012	0.02346		0.02474
	Std Sapma	0	0.26189	0.34785	0.43695	0.01213		0.00474	0.00472		0.00494	0.02890		0.02154
	% SS	0	65.7	35.6	45.8	69.6		14.2	7.0		48.8	123.2		87.1
BiZ-70 Epidot	Ortalama	1	0.51286	0.54221				0.12319	0.02192				0.04178	0.01945
	Std Sapma	0	0.11562	0.27162				0.13001	0.01486				0.02332	0.01428
	% SS	0	22.5	50.1				105.5	67.8				55.8	73.4



Şekil 9.2. Sıvı kapanımların K/Na oranları. Analiz sonuçları geniş aralık sunmakla birlikte çoğunluğu 0.6'dan düşük olup, jeotermometre sıcaklığı olarak 450-500 °C'ye karşılık gelmektedir.

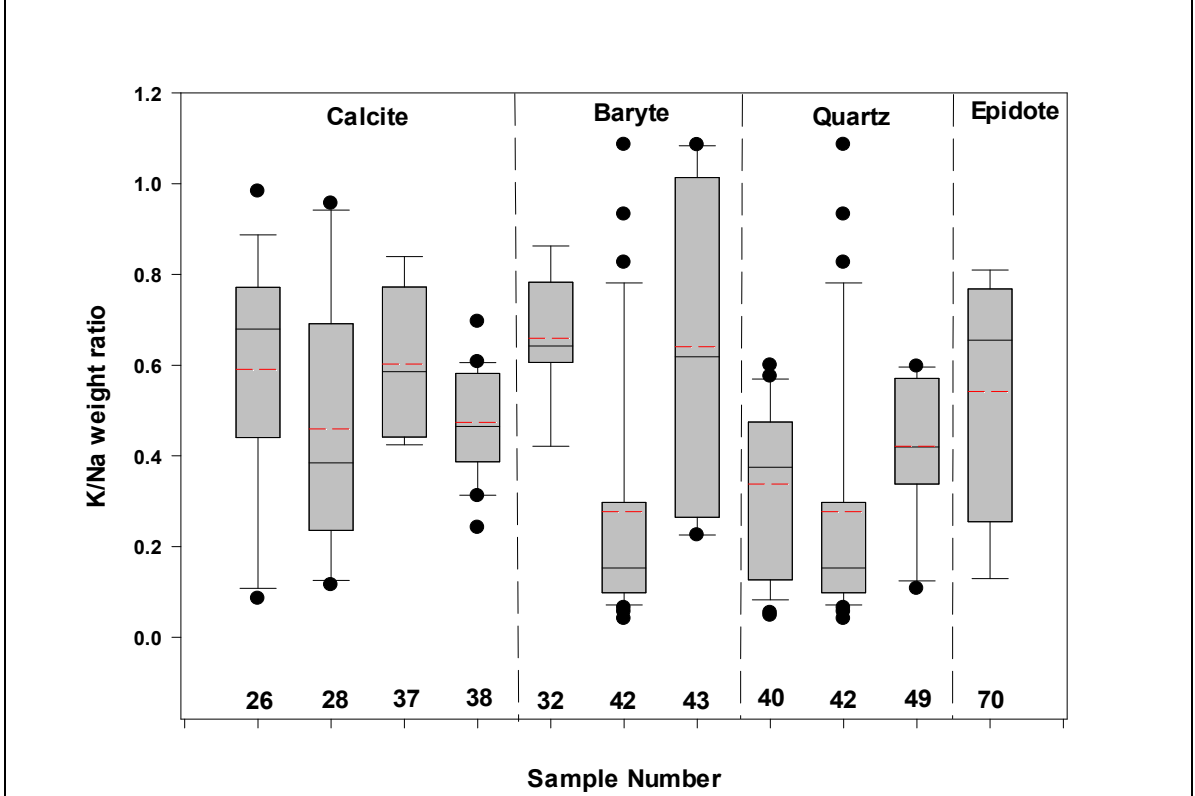
İz elementler sıvı karışım (mixing) veya kayaç/su etkileşiminin belirlenmesinde de kullanılabilir (Klemm ve diğ., 2004). Farklı litolojiler farklı iz element konsantrasyonlarına sahip olmakta ve bazı iz elementleri ancak farklı kayaç türleri içerebilmektedir. Sıvı kapanımlarda ölçülen geçiş metalleri klorür kompleksleri olarak taşınmış olup, buna karşın oksijen fugasitesi (fO₂) taşınmalarının nasıl olacağını etkileyebilir. Örneğin, Zn ve Pb oldukça indirgen sıvılarda daha iyi taşınırken, Cu sıvıların çok oksitli olduğunda yüksek konsantrasyonlarda taşınırlar. Benzer biçimde Fe/Mn oranındaki değişimler fO₂ değişimleriyle ilişkilendirilebilir. Mn, Fe elementine göre daha yüksek fO₂ koşullarına ihtiyaç duyar. Veriler ana kayaç bileşimi kontaminasyonu nedeniyle sınırlı olmakla birlikte, Fe/Na ve Mn/Na verileri 2-3 kat Fe/Mn oranına işaret etmektedir. Bu oran 10-5 olan kabuk kayaçlarıyla dengedeki çözeltiler için yüksektir (Yardley, 2005). Bu nedenle, cevher oluşturucu çözeltiler genellikle daha yüksek oksidasyona uğramış gözükmemektedir (Örneğin, Bottrell ve Yardley, 1988).

Minerallere göre K/Na oranlarının dağılımı Şekil 9.3' de verilmiştir. Histogram şeklindeki kutuların düşey yöndeki büyüklüğü analiz sonuçlarının %25-75'ini, yatay yöndeki genişliği ise %5-95'ini temsil etmektedir. Veriler çoğu örnekte geniş bir aralık sunmaktadır. Bununla birlikte, en uygun analiz verilerinin elde edildiği mineral olan kuvarsta daha düşük değerler söz konusudur. Verilerin geniş aralık sunması uzun süreli hidrotermal aktiviteyi ve sıvı karışımını yansıtmaktadır (Bozkaya ve diğ., 2014).

Kuvars ve ölçüm yapılan tüm minerallerdeki K/Na değerlerine karşın Mg/Na dağılımı Şekil 9.4' de verilmiştir. K/Na – Mg/Na dağılımı belirgin bir yönelim sunmamaktadır. Ancak diğer minerallerden daha düşük değerlere sahip kuvarstaki kapanımlarda kısmen pozitif korelasyon ilişkisi görülebilmektedir.

Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Ba/Na dağılımı Şekil 9.5' de topluca verilmiştir. Sıvıların K/Na dağılımı genellikle sıcaklık ve feldispat dengesiyle ilişkili olup, yüksek sıcaklık ve K-feldispatların ileri derecede bozulmasından (yıkılmasından) kaynaklanır. Ba'un ana kaynağı olan barit yataklardaki ana minerallerden birisidir. Ba/Na – K/Na ilişkisine göre artan Ba'a göre artan K söz konusudur ve bu da Ba'un kaynağı olarak feldispatların bozulmasından türeyebileceğinin göstergesidir.

Sıvı kapanımların Fe/Na - Mn/Na dağılımı (Şekil 9.6), oksitlenme (redoks) ve oksitlenmedeki değişimlerin bir indikatörü olarak kullanılabilir (Örn: Qin ve Humayun, 2008). Fe, Mn'a göre daha düşük oksijen fugasitesinde çöker. Normal olarak kabukla dengedeki çözeltilerde Fe/Mn oranı yaklaşık 10'dur. Burada 2-3 civarında pozitif bir korelasyon vermesi gerekirken, az sayıda veri, matriks kontaminasyon etkisi sıvıların görece oksitlendiğini doğrulamaktan uzaktır.



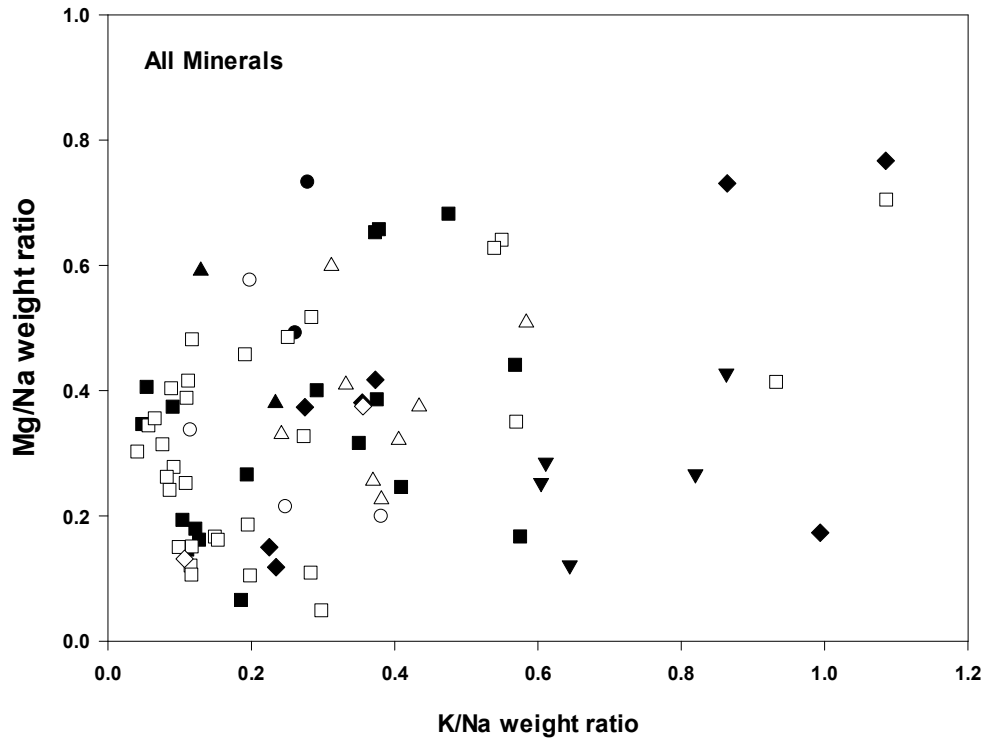
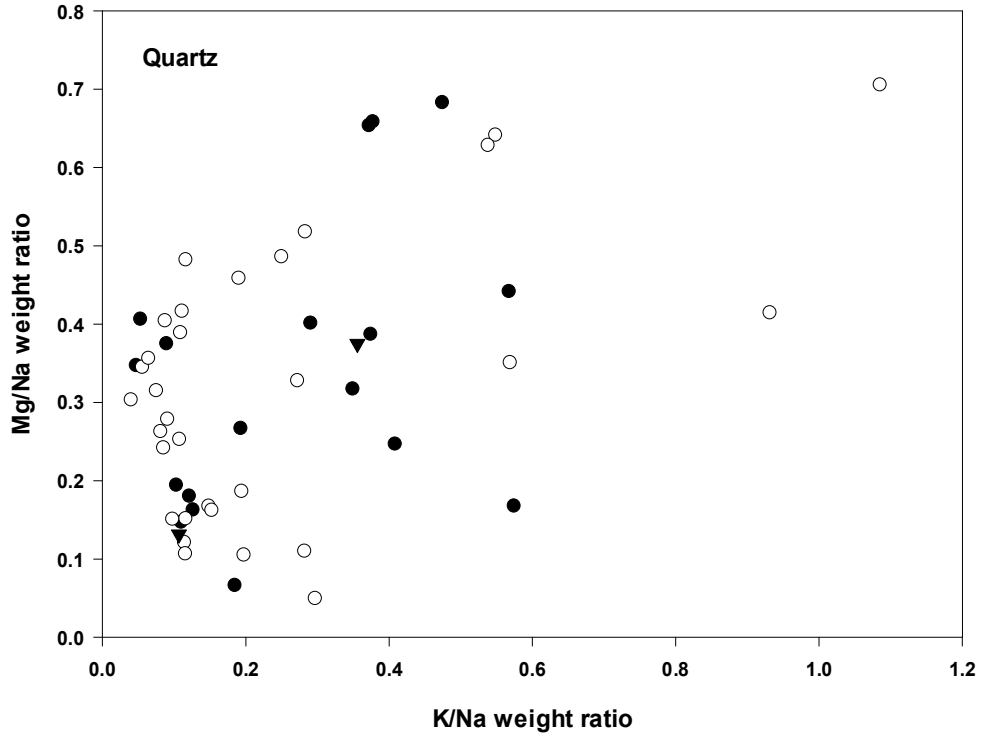
Şekil 9.3. Sıvı kapanımlardaki Na/K oranlarının minerallere göre karşılaştırılması. Kutulardaki siyah çizgiler medyan değerlerini, kırmızı çizgiler ise ortalama değerleri temsil etmektedir.

Minerallerdeki sıvı kapanımların K/Na - Cu/Na dağılımı Şekil 9.7' de verilmiştir. K/Na oranı su-kayaç etkileşimi ve sıvı karışımı için bir indikatör olarak kullanılmıştır (Örn: Klemm ve diğ., 2004). Kuvars ve baritlerdeki kapanımlar için Cu ve K arasında pozitif bir korelasyon olmakla birlikte, kalsitteki kapanımlarda bu ilişki gözlenmemiştir. Kuvars ve baritlerdeki kapanımların Cu/K oranları yaklaşık aynı değerlere sahiptir.

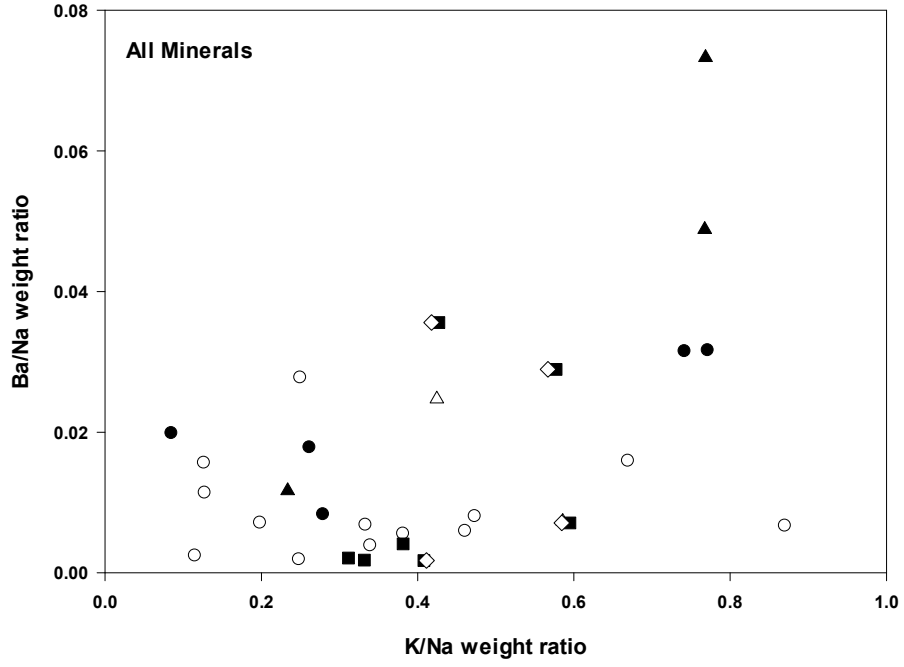
Kalsit, kuvars ve baritlerdeki sıvı kapanımların K/Na - Zn/Na dağılımlarında (Şekil 9.8), Zn kaynağı çoğunlukla mineral matriksinden etkilenmiş analizlerde mikron boyutlu sülfürlerdir. Kalsitte Zn miktarı artan K ile birlikte artmaktadır.

K/Na - Pb/Na ilişkisi açısından kuvarslardaki Pb/Na oranlarının oldukça dağınık olması (Şekil 9.9), mineral matriksindeki mikron-boyutlu sülfürlerden kaynaklanmaktadır. Kuvarsta az çok dağınık ilişki sunmakla birlikte, artan Pb/Na ile birlikte K/Na artmaktadır. Pb/Na değerleri diğer minerallerde de düşük olup, çözeltiler için tipiktir.

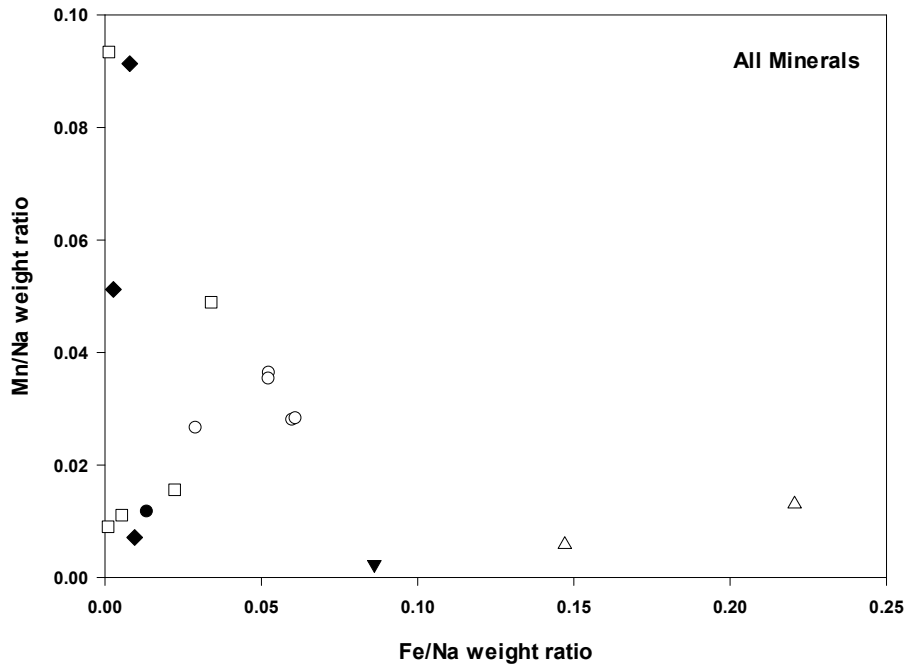
Cu/Na - Zn/Na dağılımları (Şekil 9.10) kalsitteki kapanımlarda pozitif korelasyon sunmakta, ancak diğer mineraller için benzer yönelim açısından yeterli veri bulunmamaktadır.



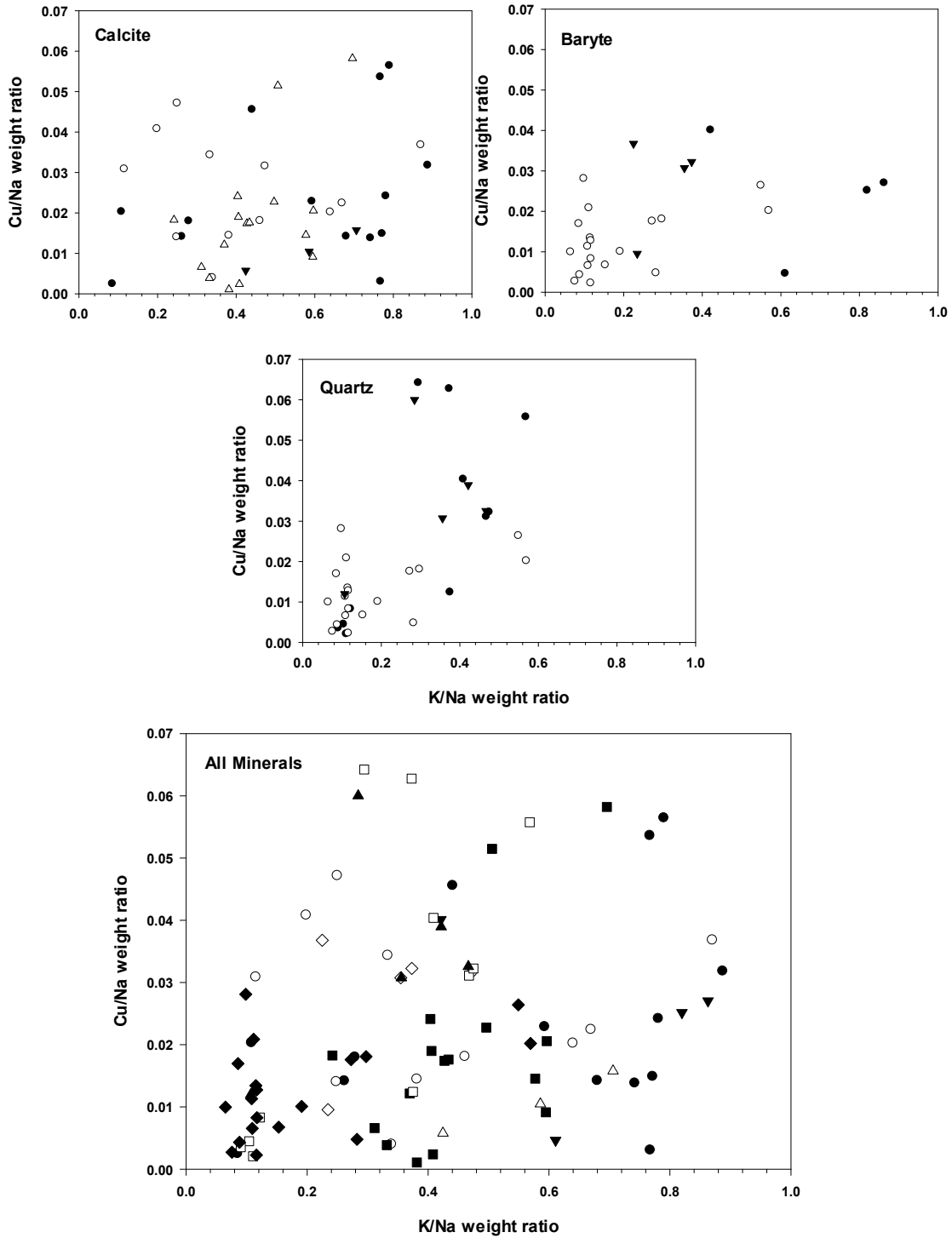
Şekil 9.4. Kuvars ve tüm minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Mg/Na dağılımı.



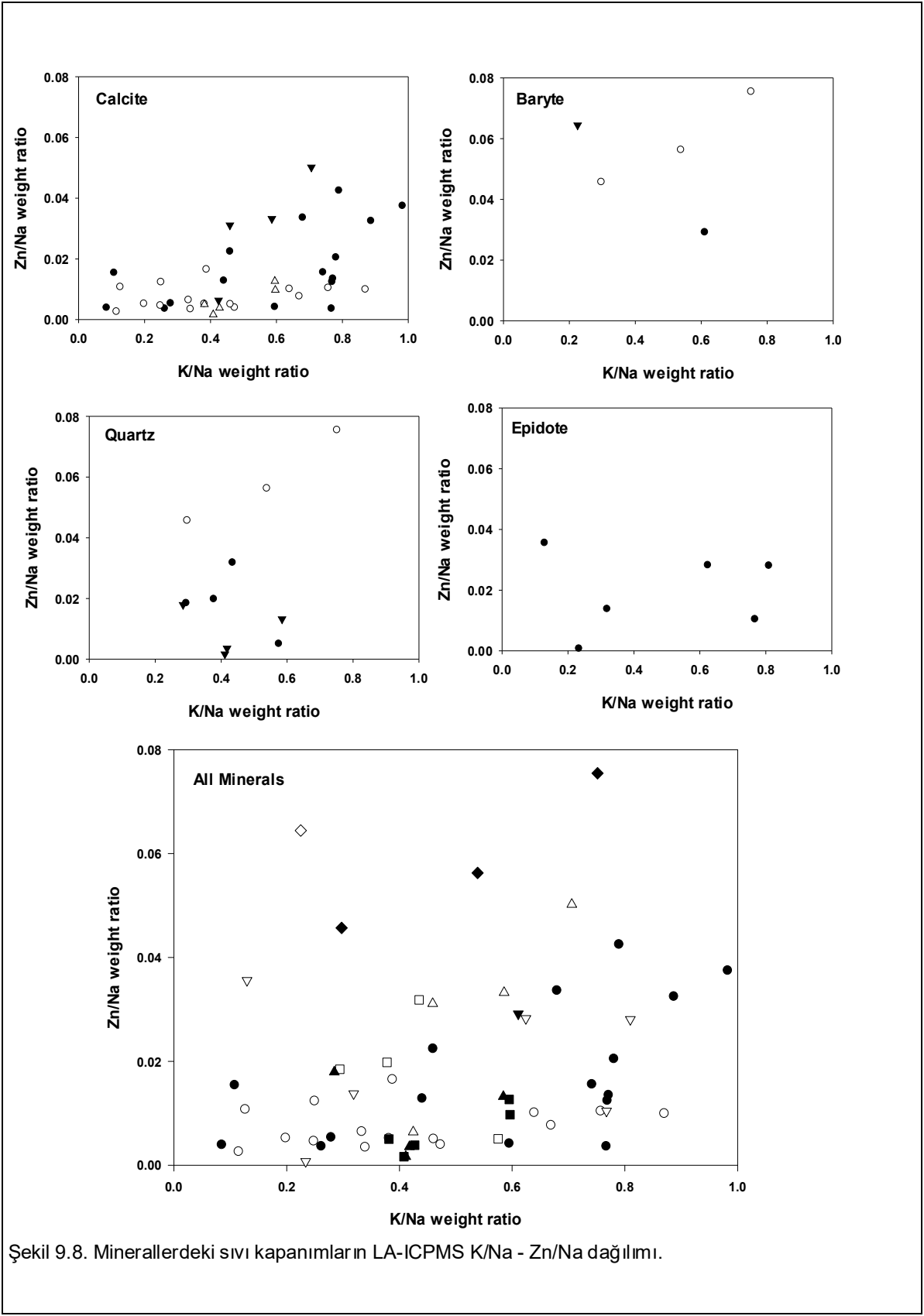
Şekil 9.5. Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Ba/Na dağılımı.



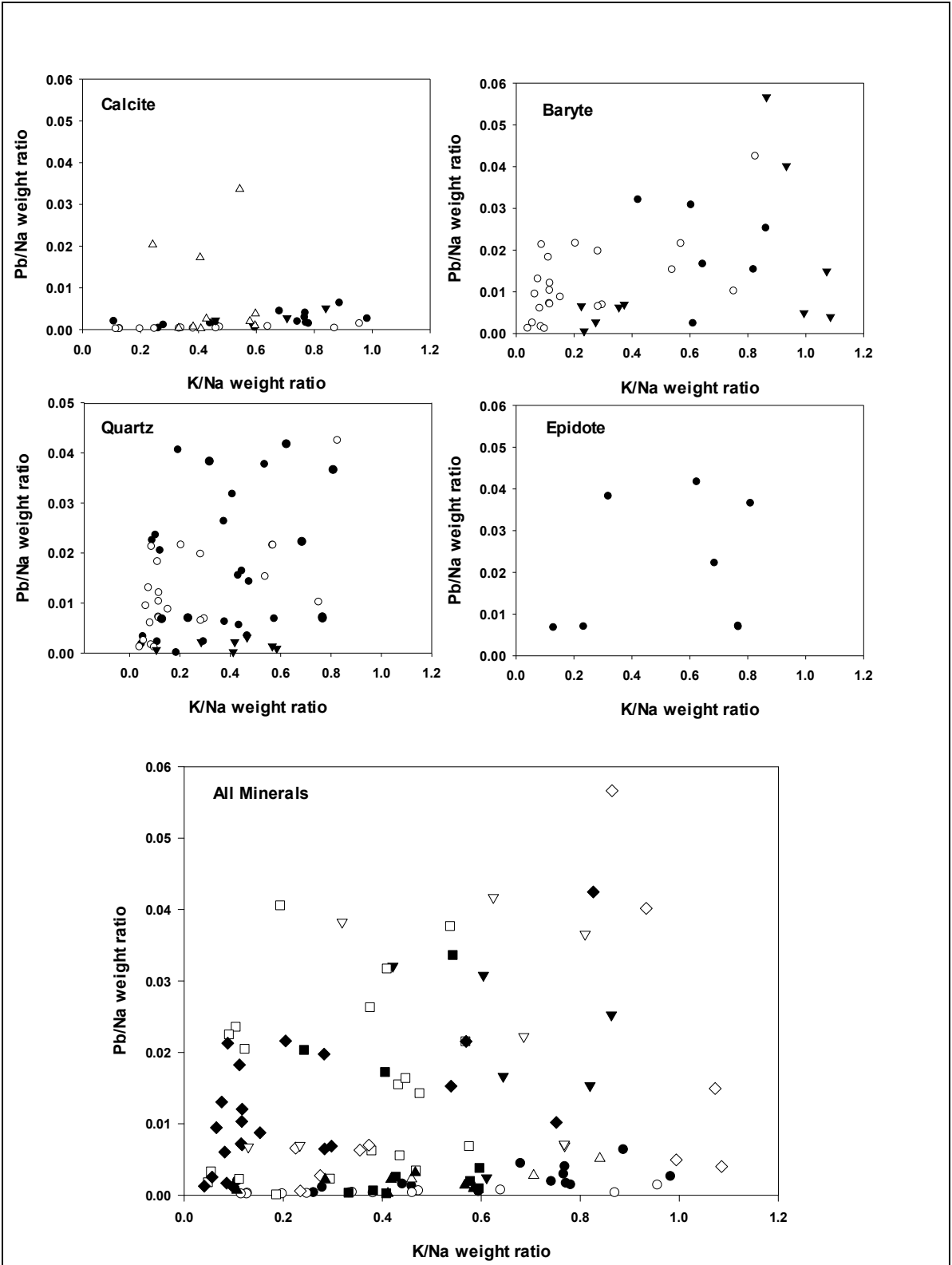
Şekil 9.6. Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS Fe/Na - Mn/Na dağılımı.



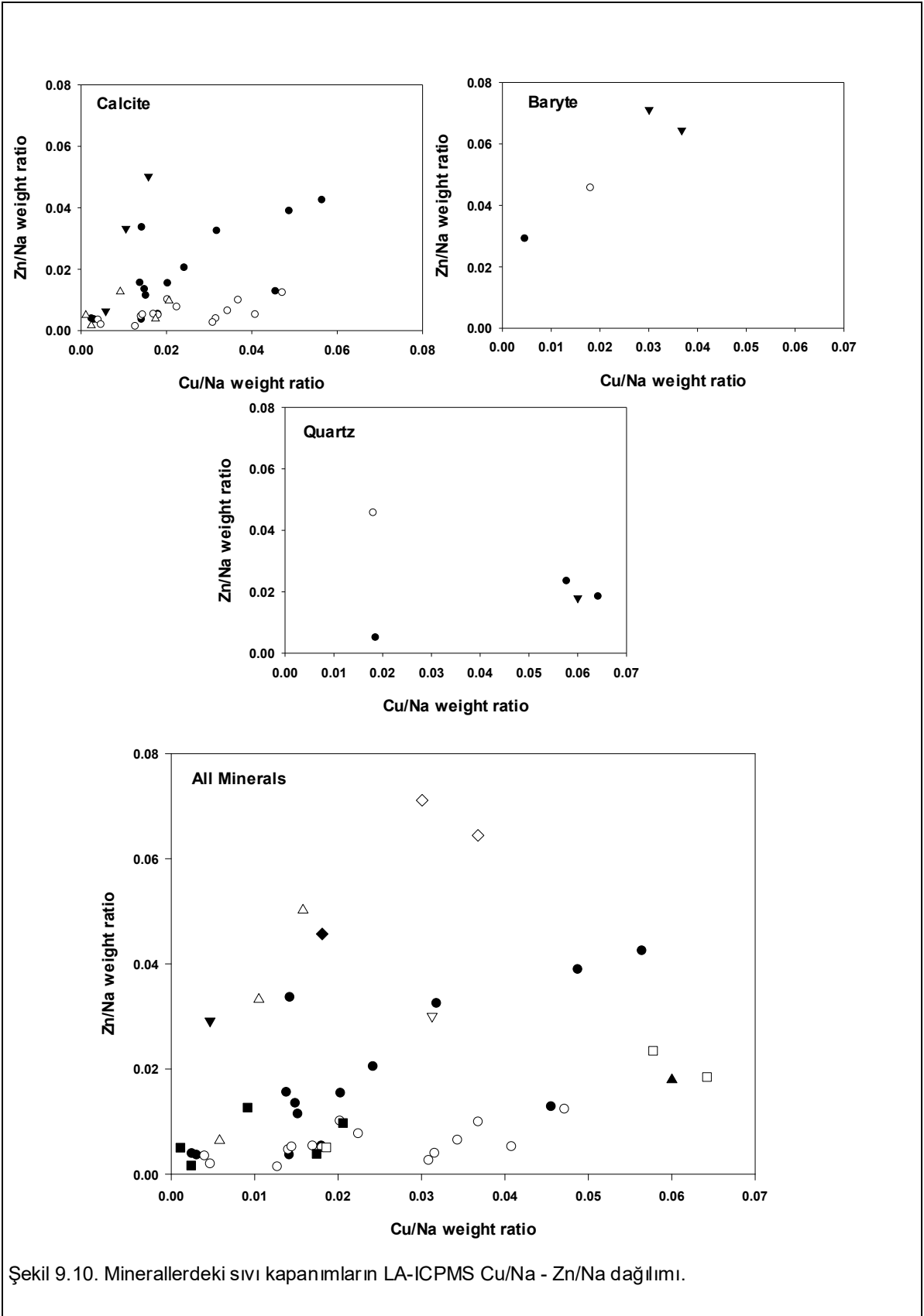
Şekil 9.7. Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Cu/Na dağılımı.



Şekil 9.8. Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Zn/Na dağılımı.



Şekil 9.9. Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS K/Na - Pb/Na dağılımı.



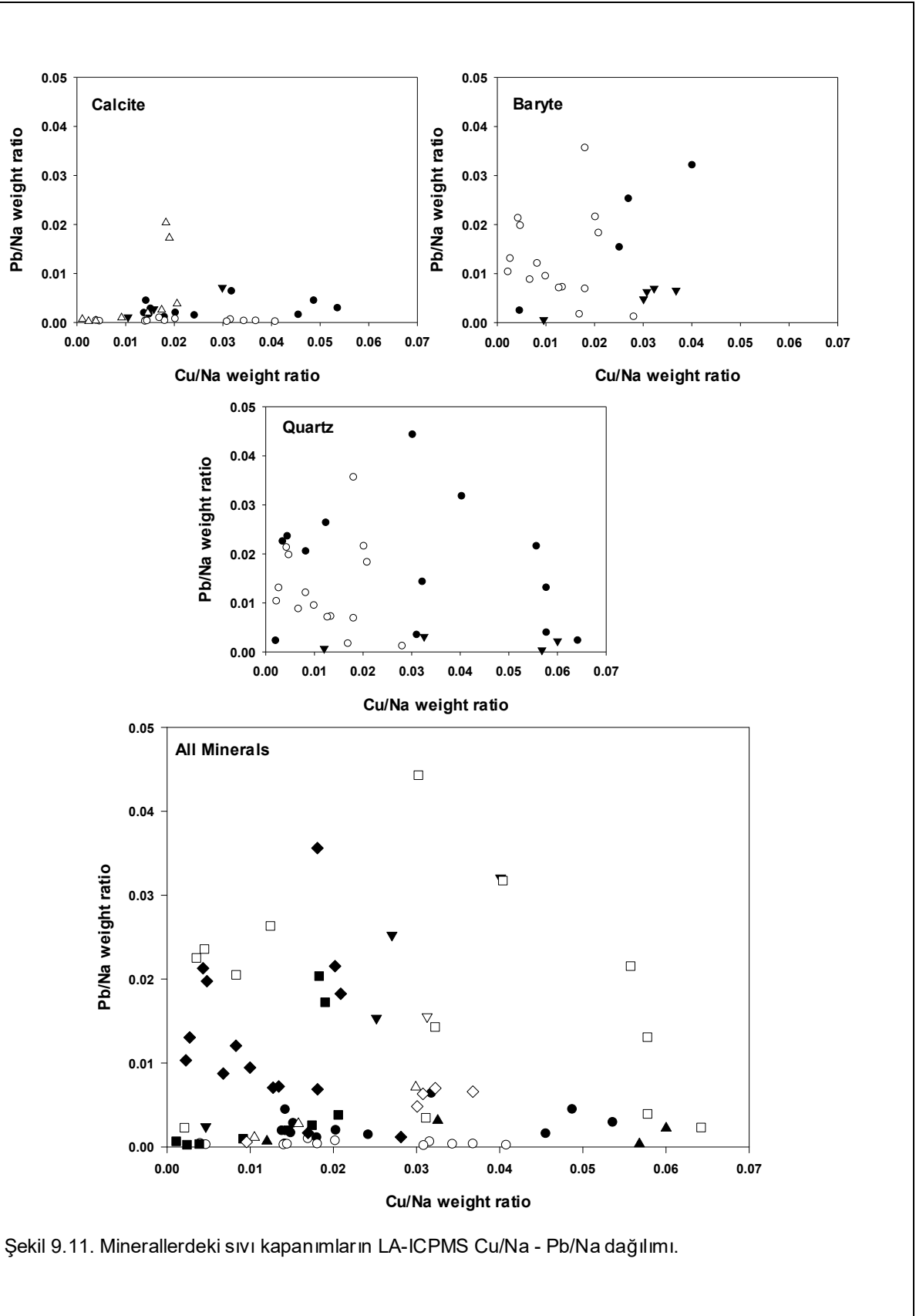
Şekil 9.10. Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS Cu/Na - Zn/Na dağılımı.

Minerallerdeki sıvı kapanımların Cu/Na - Pb/Na dağılımında (Şekil 9.11), herhangi bir pozitif veya negatif korelasyon ilişkisi gözlenmemektedir. Kalsitler belirgin biçimde en düşük Pb/Na oranına sahip olup, artan Cu/Na oranına rağmen bu oran aynı seviyede kalmaktadır.

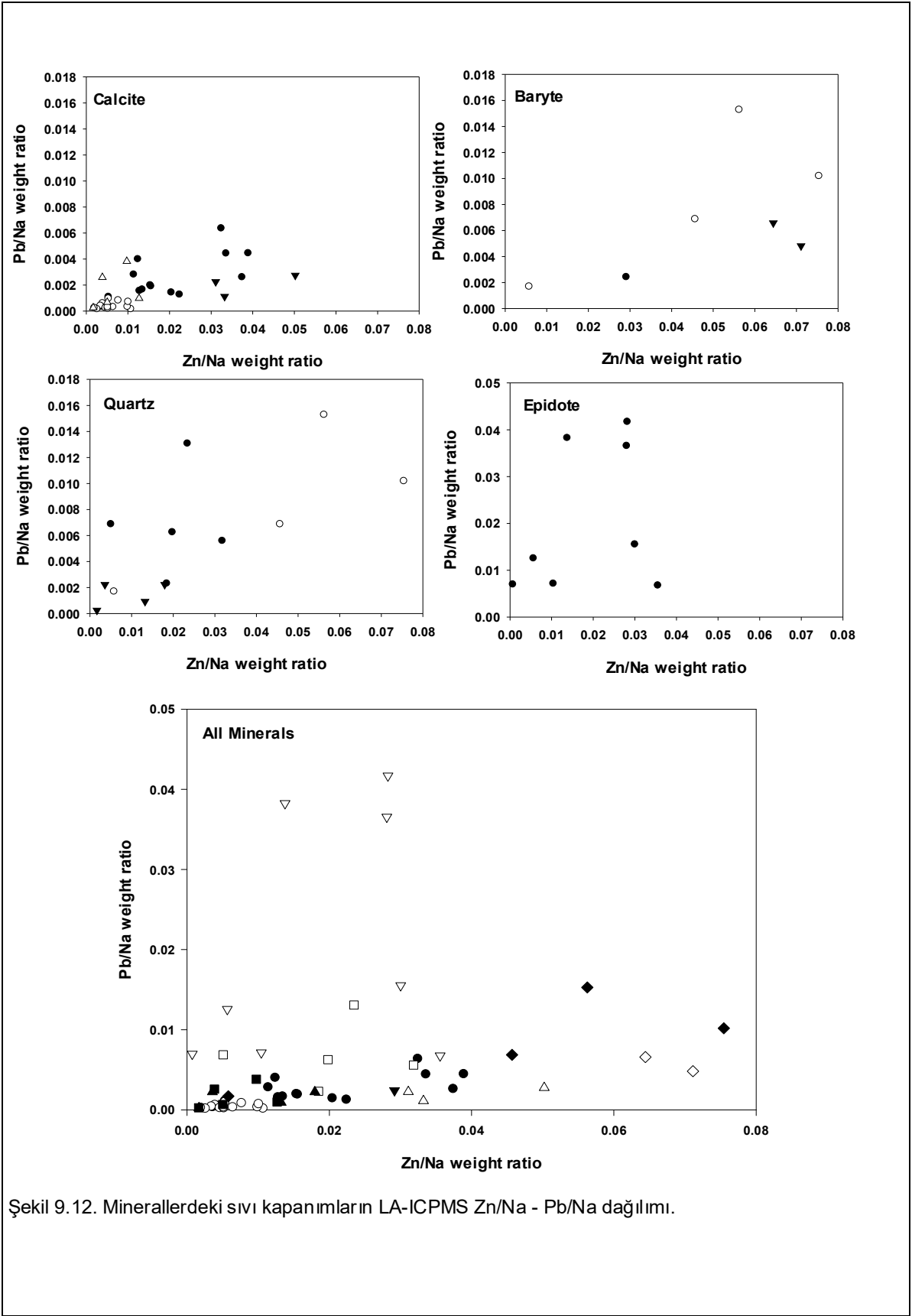
Kapanımlardaki Zn/Na - Pb/Na dağılımı açısından değerlendirildiğinde (Şekil 9.12); oksitlenmiş koşulları temsil eden Cu ile karşılaştırıldığında, Pb ve Zn daha indirgen çözeltilerle taşınmıştır. Zn içerikleri Pb'nin yaklaşık 4 katı yüksek olup, kalsit, barit ve kuvarslardaki Zn/Na - Pb/Na dağılımı iyi bir pozitif korelasyon sergilemektedir. Normal kabuk çözeltilerinde de Zn Pb'den daha yüksek değerlere sahiptir.

İz elementlerin K/Na oranına göre karşılaştırıldığında (Şekil 9.7-9.8.); artan K miktarıyla birlikte kuvarslardaki kapanımlarda Cu, tüm minerallerde Zn içeriği artmaktadır. Veriler kesin yorum yapmak için yeterli olmamakla birlikte, bu durum sıcaklığın veya K/Na oranının 0.6'dan yüksek olduğu kesimlerde feldispatların yaygın bozuşmasının bir fonksiyonu olabilir. Çözeltilerdeki Cu, Zn ve Pb dağılımları (korelasyon ilişkileri) sıvı karışımların (fluid mixing) varlığı için en iyi indikatör rolü oynamaktadır. Elde edilen veriler Cu ve Zn, özellikle Zn ve Pb için belirgin bir pozitif korelasyon olduğunu göstermektedir. Zn, Pb'den daha yüksek konsantrasyona ve kabuk kayaçlarıyla dengedeki sulardakilerden daha düşük bir orana sahiptir. İz metal içeriklerindeki değişimler K/Na daki değişimlerle ilişkili olmayıp, düşük bir olasılıkla sıcaklıkla ilişkili değişimlerle ilişkilidir. Bazı zayıf korelasyonların gözlenmesi de sıvı karışımla ilişkili gözükmektedir.

Veriler topluca değerlendirildiğinde, azalan sıcaklıkla birlikte farklı sıvıların karışımının varlığı gözlenmiştir. Mikrotermometrik olarak ölçülen sıcaklıklarla uyumlu şekilde, yüksek sıcaklık sıvısı (büyük olasılıkla mineral oluşturucu sıvı) ile feldispatların dengesi söz konusudur. Çok yüksek K/Na oranları asit sülfat alterasyonu ile feldispatların ileri derecede bozuşmasına işaret etmektedir. İz element bileşimleri sıvının normal derecede oksitlendiğini ve sıvı karışımı işaret etmekle birlikte, azalan sıcaklıkla birlikte iz element içeriklerindeki azalmaları da göz önünde bulundurulmalıdır.



Şekil 9.11. Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS Cu/Na - Pb/Na dağılımı.



Şekil 9.12. Minerallerdeki sıvı kapanımların LA-ICPMS Zn/Na - Pb/Na dağılımı.

10. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Erzincan ilinin Kemaliye ilçesinin 30 km batısında yer alan Gözaydın (Bizmişen) demir yatağı bölgedeki önemli demir madeni potansiyellerinden birisini oluşturmaktadır. İnceleme alanı içerisinde farklı boyutlarda cevher yüzlekleri ve cevherleşmeler gözlenmekte olup, en büyük cevher yüzeylemeleri güneyden kuzeye doğru Kızılkaya Güney Dere, Kızılkaya (Orta ocak ve Ayşe ocağı), Taştepe ve Dönentaş ocaklarıdır.

Arazi gözlemlerine göre; demir yataklarında kontakt metasomatikten hidrotermal tip cevherleşmelere kadar beş farklı yataklanma şekli gözlenmiştir: (1) Plütonik kayaçların içinde endoskarn mercekleri (Taştepe ocağı), (2) kristalize kireçtaşları-plutonik kayaç dokanağında kireçtaşlarında metasomatik ornatma tipi cevherleşmeler (Kızılkaya ve Dönentaş ocağı), (3) ofiyolit - plutonik kayaç dokanağında ve ofiyolit içinde merceksi damarlar (Kızılkaya ve Dönentaş ocağı), (4) Üst Kretase yaşlı sedimanter istif içerisinde uzanan tabakamsı (stratabound) tipi cevherleşmeler (Dönentaş ocağı), (5) Kuvaterner yamaç molozları içerisinde cevher kırıntıları (plaser tipi, Taştepe kuzeyi).

Proje kapsamında demir yatağının genel jeolojisi ve maden jeolojisi ile ilgili arazi çalışmalarına ek olarak, cevher ve gang mineralleri ile alterasyon örnekleri üzerinde ayrıntılı mineralojik-petrografik (optik ve elektron mikroskop, XRD), sıvı kapanım ve jeokimyasal (ana ve eser element jeokimyası, LA-ICP-MS, Raman Spektrometresi, $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$, Ar/Ar) incelemeleri gerçekleştirilmiştir.

Cevherleşmelerin ana nedenini oluşturan diyoritik bileşimli plütonik kayaç sokulumları kontakt metasomatik skarn minerallerinin (epidot, granat, diyopsit, klorit, tremolit, skapolit) gelişimine neden olmuştur. Diyorit-kireçtaşı sınırında, çoğunlukla da diyoritler içerisinde (endoskarn) gelişen skarn zonlarındaki minerallerin oluşum sırası; granat (grossular) → diyopsit → skapolit, epidot, tremolit/aktinolit → filogopit, klorit, kalsit-I, kuvars-I, barit → kalsit-II, kuvars-II → manyetit → hematit, pirit, kalkopirit → serizit (illit), serpantin, talk, kaolin, smektit → götit, limonit ve jips şeklinde belirlenmiştir.

Cevher minerallerini başlıca manyetit, hematit (yer yer speküler hematit), pirit, kovellin, kalkosin ve kalkopirit, götit ve limonit oluşturmaktadır. Gang mineralleri ise başlıca kalsit, kuvars ve baritlerle temsil olunmaktadır. Kuvars ve kalsitler iki farklı evrede oluşumu yansıtan farklı boyut ve dokular sergilemektedir. Gang minerallerinin oluşum sırası kalsit-I kuvars, barit ve kalsit-II şeklinde olup, cevher minerallerinin oluşumu en son aşamayı temsil etmektedir.

Cevherli zonlardaki killi alterasyon ürünü kayaçların XRD incelemeleri bunların başlıca kalsit, dolomit, kuvars, feldispat ve fillosilikat/kil mineralleri içerdiğini göstermiştir. Plutonik sokulumlarla ilişkili alterasyon zonlarında gelişen kil mineralleri diyorit-kireçtaşı sınırında fillosilikat/kil mineralleri smektit (Na- ve Ca-smektit), kaolinit (1M), I-S (1M_d) ve illit ile temsil edilmekte olup tipik olarak arjilik alterasyonu işaret etmektedir. Diyorit-ofiyolit sınırında ise flogopit/vermikülit, serpantin (krizotil), talk ve klorit gözlenmiştir. Taramalı elektron mikroskop incelemelerine göre bütünüyle hidrotermal alterasyonla ilişkili neoformasyon ve dönüşüm ürünü olan fillosilikat/kil minerallerinin türü ve dağılımı yan kayaç bileşimiyle doğrudan ilişkili olup, Al-lu kayaçlar içerisinde dioktahedral, Mg-kayaçlar içerisinde trioktahedral bileşimlidir.

Sıvı kapanım incelemeleri kalsit, kuvars, barit, epidot ve granat mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiş olup, birincisi daha düşük ikincisi daha yüksek sıcaklık koşullarında olmak üzere mineralizasyonların iki farklı evrede (birincil ve ikincil) oluştuğu belirlenmiştir. 5-30 µm arasında değişen boyutlara sahip sıvı kapanımlar genellikle sıvı+gaz (L+V), ender olarak da sıvı+gaz+katı (L+V+S) bileşimlidir. Kapanımlarda ölçülen ilk buz ergime değerleri Bizmişen demir yatağının oluşumunda etkin hidrotermal çözeltiler içerisinde CaCl₂, MgCl₂, NaCl, KCl ve FeCl₂ gibi tuzların egemen olduğu ve çözeltilerin tuzluluklarının (NaCl eşdeğeri olarak) baritlerde en düşük (% 3), granatlarda düşük (% 5), kalsit ve kuvarslarda orta (% 8), epidotlarda ise en yüksek (% 14) olduğu belirlenmiştir. Çözeltilerin sıcaklıklarının da benzer şekilde baritlerin temsil ettiği son evrede en düşük (150°C' den yüksek), kuvarslarda düşük (210°C' den yüksek), granatlarda orta (246 °C' den yüksek) ve epidotlarda ise göreceli olarak daha yüksek (260°C' den yüksek) olduğu belirlenmiştir. Kalsitlerde ölçülen homojenleşme sıcaklıkları, iki farklı grupta toplanmış ve bunlardan düşük sıcaklıkta olanların cevherleşme öncesini temsil eden düşük sıcaklık (180 °C) ve cevherleşme ile eş zamanlı yüksek sıcaklık (320 °C) özelliklerine sahip olduğu saptanmıştır. Bu veriler, plütonik sokulumla ilişkili silikat, sülfat ve karbonat minerallerinin düşük-orta tuzluluğa sahip çözeltilerce 200-300 °C arasında, kuvars ve kalsitlerdeki ikincil kapanımlarla temsil edilen cevher minerallerinin ise orta-yüksek tuzluluğa sahip çözeltilerce 350-400 °C arasında (magmatik kökenli) oluştuğunu göstermektedir.

Alterasyon zonundan alınan örneklerden ayrılan kil minerallerinin ana ve eser element analizlerine göre; kil minerallerini bileşimi diyorit ve ofiyolit bileşimi arasında, diyoritlere daha yakındır. Kil minerallerinin duraylı izotop jeokimyası verileri ($\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = \text{‰ } 13.1 - 20.4$, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = \text{‰ } -49.8 - -83.4$) kil minerallerini oluşturan suların meteorik (yeraltı) su ile magmatik su arasında, başlıca magmatik sudan türediğini göstermiştir. İzotop verileri Ca-smektit (100-150 °C) ve Na-smektit (150-200 °C) için düşük dereceli arjilik zonu (süperjen); I-S (~225 °C) ve kaolinit (~275 °C) için yüksek dereceli arjilik zonu (hipojen) işaret etmektedir.

Skarn zonuna ait kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ değerleri (‰ -3.00 ile 0.22) arasında değişmekte ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ verileriyle birlikte değerlendirildiğinde; kil minerallerinin izotopik verilerine benzer biçimde bütünüyle magmatik kökeni işaret etmektedir. Pirit ve kalkopiritlerin kükürt izotop değerleri de ($\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}} = \text{‰}$ 1.4 – 6.4) benzer biçimde plütonik magmatik kökeni yansıtmaktadır.

Kalsit, kuvars, barit ve epidot minerallerindeki sıvı kapanımların LA-ICP-MS analizleri (özellikle geniş aralık sunan K/Na değerleri) uzun süreli hidrotermal aktiviteyi ve sıvı karışımını işaret etmektedir. Kapanımlardaki K/Na - Ba/Na dağılımı yüksek sıcaklık koşullarını ve K-feldispatların ileri derecede bozduğunu (yıkıldığını), Ba'un feldispatların bozulmasından türediğini göstermektedir. Zn/Na - Pb/Na dağılımı açısından değerlendirildiğinde; oksitli koşulları temsil eden Cu ile karşılaştırıldığında, Pb ve Zn daha indirgen çözeltilerle taşınmıştır. Çözeltilerdeki Cu, Zn ve Pb dağılımları (korelasyon ilişkileri) sıvı karışımların (fluid mixing) varlığı için indikatör rolü oynamaktadır. Elde edilen veriler Cu ve Zn, özellikle Zn ve Pb için belirgin bir pozitif korelasyon olduğunu göstermektedir. İz metal içeriklerindeki değişimler K/Na daki değişimlerle ilişkili olmayıp, daha çok sıcaklıkla ilişkili gözükmemektedir. Bazı elementlerde belirgin korelasyonların gözlenmemesi de sıvı karışımla ilişkili gözükmemektedir. Gazca zengin kapanımlarda gerçekleştirilen Raman spektrometresi ölçümlerinde gaz içeriklerinin yetersiz olması ve CH_4 bileşimine sahip olmaması nedeniyle yalnızca CO_2 ve H_2O dışında herhangi bir sonuç elde edilememiştir.

Arjilik alterasyon zonuna ait K-içeren kil minerallerinin (illit ve I-S) Ar/Ar yaş verileri; Orta ocak (37.50 ± 0.49 My) için Üst Eosen, Taştepe ocağı (31.35 ± 2.03 My) ve Ayşe ocağı (25.49 ± 0.91 My) için Oligosen alterasyon yaşlarını vermektedir. Yaş verilerinin kronostratigrafik dağılımı arjilik alterasyonun plütonik sokulundan yaklaşık 10 My sonra başladığını ve yaklaşık 12 My sürdüğünü göstermektedir. Uzun süreli hidrotermal aktivite LA-ICP-MS verileriyle doğrulanmıştır. Illit içeren örneklerde daha yaşlı, I-S içeren örneklerde daha genç alterasyon yaşları elde edilmiş olup, illitleşmenin daha önceki evrede, I-S oluşumunun ise soğumanın daha ileri aşamasında geliştiğinin işareti olarak değerlendirilmiştir. Diğer bir ifadeyle, elde edilen yaş ile kil mineralojisi uyumluluk sergilemektedir.

Gözyaydın (Bizmişen) demir yatağı aynı ve/veya benzer yaşlı magmatik yan kayaç (Orta Eosen plütonik kayaçları; Çöpler altın yatağı) ve cevher minerali (demir oksit, Divriği ve Hasançelebi) açısından bölgedeki diğer yataklar ile karşılaştırıldığında (Çizelge 10.1); benzer tektonik rejime (Orta Eosen genişlemeli tektonik faz) sahip Çöpler altın yatağına göre farklı cevher ve yan kayaca (ofiyolit, kireçtaşı) sahip iken, daha yaşlı (Üst Kretase) Divriği A- ve B-kafa demir yatağı ile benzer cevher ve yan kayaca (ofiyolit ve kireçtaşı) sahiptir. Bu durum cevher mineral türünün (demir oluşumlarının) aynı tektonik rejimden ziyade, aynı tür yan kayaçla (özellikle ofiyolitik kayaçlarla) ilişkili olduğunu işaret etmektedir.

Çizelge 10.1. Gözaydın (Bizmişen) demir yatağı ile benzer yaşlı magmatik yan kayaçlı ve benzer cevher mineralli diğer yatakların karakteristik özellikleri (Kuşçu ve diğ., 2013'den düzenlenmiştir).

Yatak/ cevherleşme	Cevherleşme tipi	Yataklanma tipi	Yan kayaç	Cevherleşme ile ilişkili magmatik kayaç	Magmatizma yaşı (Milyon yıl)*	Ana metalik mineraller	Alterasyon tipi	Alterasyon yaşı (Milyon yıl)*
Gözaydın (Bizmişen- Erzin çan) (Bu çalışma)	Fe-Cu skam	Damar, stockwork	Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik karbonatlar ve Üst Kretease ofiyolitik kayaçlar ile bunlara sokulum yapan Orta Eosen plütonik kayaçlar	Kuars diyorit, diorit porfir	40.5 – 48.8	Manyetit, hematit, pirit, kalkopirit	Skam, arjilik	25.5 – 37.5 (ilit / I-S) (Bu çalışma)
Çöpler (İç-Erzincan)	Porfiri Au-Cu Epitermal Au	Stockwork, damar	Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik (meta)karbonat ve melapellitleri ile bunlara sokulum yapan Orta Eosen plütonik kayaçlar	Diyorit porfir, monzonit porfir	44.4**	Kalkopirit, pirit, manyetit	Potasik, serizitik, arjilik	40.2 (serizit) 43.0 – 44.6** (serizit-biyotit- molibdenit)
Divriği A- ve B-kafa (Sivas)	Fe-okisit, Cu	Damar, masif	Üst Kretease ofiyolitik ve karbonat kayaçları ile bunlara sokulum yapan plütonik kayaçlar	Monzonit, monzodiyorit	73.4 – 75.6	Manyetit, hematit, pirit, kalkopirit	Na-Ca alterasyonu ve Fe-K alterasyonu	73.5 – 73.8 (flogopit/biyotit)
Hasançelebi ve Karakuz (Malatya)	Fe-okisit, Cu	Saçımlı, damar, mercek	Üst Kretease ofiyolitik ve volkano-sedimenterler ile bunlara sokulum yapan plütonik kayaçlar	Siyenit porfir, trakit, diyabaz	69.0 – 76.8	Manyetit, hematit, pirit, kalkopirit	Na-Ca alterasyonu ve Fe-K alterasyonu	68.6 – 74.3 (flogopit/biyotit)

(*) Kuşçu ve diğ., 2013 (**) İmer ve diğ., 2013

Gözaydın (Bizmişen) demir yatağından elde edilen bulguların bölgedeki diğer yataklarla deneştirilmesi açısından; Divriği demir yatağıyla duraylı izotop (kükürt ve karbon) jeokimyası, Çöpler altın yatağı ile sıvı kapanım verileri ile deneştirilmesi mümkün olmuştur.

Gözaydın (Bizmişen) demir yatağı demir oksit ve hidroksit (manyetit, hematit, götit, limonit) oluşumları bakımından Divriği demir yatağına benzerlik sunmakla birlikte, farklı tektonik ve/veya jeolojik olaylar silsilesine ait olmaları nedeniyle duraylı kükürt ve karbon izotop verileri önemli farklılıklar sergilemektedir (bakınız, Şekil 8.8 - 8.10). Bu farklılık Bizmişen yatağında kükürt ve karbon izotoplarının doğrudan magmatik kökeni, Divriği yatağında ise kükürtün magmatik olmayan evaporitik, karbonun ise denizel evaporitik sıvılardan (Marschik ve diğ., 2008) kaynaklanmasıyla ilişkili gözükmektedir.

Çöpler altın yatağı kuvars ± manyetit ± sülfür damarlarından (erken evre) elde edilen sıvı kapanım verileri düşük tuzluluğa sahip (~3–5.5 wt % NaCl eşdeğeri), gazca-zengin ~390°C sıcaklığı işaret etmektedir (İmer ve diğ., 2016). Fillik zonu temsil eden sıvılar ~370°C, epitermal mangan kalsit ve sfaleritlerden elde edilen veriler ise ~290°C sıcaklık orta-tuzluluk (4–15 wt % NaCl eşdeğeri) koşullarını yansıtmaktadır. Pirit damarlarındaki barit ve realgar içerisindeki kapanımlar daha düşük sıcaklık (~100°C sıcaklık) ve düşük-orta tuzluluk (1–14 wt % NaCl eşdeğeri) verileri sunmaktadır. Bu durum, Çöpler yatağında yüksek-sıcaklık porfiri sitemden

daha düşük epitermal mineralizasyona doğru; azalan sıcaklık ve magmatik kökenli suların seyreltilmesi biçiminde yorumlanmıştır (İmer ve diğ., 2016). Bizmişen demir yatağında kuvars, kalsit ve baritlerin yanı sıra doğrudan skarn minerallerini temsil eden epidot ve granat minerallerini de kapsayan sıvı kapanım incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Çözeltilerin tuzlulukları (NaCl eşdeğeri olarak) baritlerde en düşük epidotlarda ise en yüksek değerlerde, çözeltilerin sıcaklıkları ise benzer şekilde baritlerde en epidotlarda en yüksektir. Özellikle kalsitlerden elde edilen veriler; cevherleşme öncesi için düşük (~180°C), cevherleşme ile eş zamanlı olarak yüksek (~320°C) sıcaklık koşullarını temsil etmektedir. Mevcut veriler, plütonik sokulumla ilişkili silikat, sülfat ve karbonat minerallerinin düşük-orta tuzluluğa sahip çözeltilerce 200-300 °C arasında, kuvars ve kalsitlerdeki ikincil kapanımlarla temsil edilen cevher minerallerinin ise orta-yüksek tuzluluğa sahip çözeltilerce 350-400°C arasında (magmatik kökenli) oluştuğunu göstermektedir. Bizmişen yatağından elde edilen sıvı kapanım verileri Çöpler yatağındakine benzer tuzluluk, buna karşın daha düşük sıcaklık koşullarını işaret etmektedir.

Sonuç olarak elde edilen bulgular, demirli cevher oluşumlarının Orta Eosen yaşlı plütonik kayaların ofiyolit ve kireçtaşlarına sokulum yapmasıyla ilişkili hidrotermal alterasyon sonucu geliştiği, alterasyonun uzun süre devam ettiğini göstermiştir. Bölgede, gerek Üst Kretase ve gerekse Orta Eosen yaşlı plütonik kayaların ofiyolit ve kireçtaşlarıyla sınır ilişkisi sunduğu lokasyonlar ekonomik cevher oluşumları için önemli bir potansiyel oluşturmaktadır.

11. KAYNAKLAR

- Akıska, S., Demirela, G., 2014. Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere (Kalkım, Yenice-Çanakkale) Pb-Zn±Cu distal skarn yataklarında akışkanların kökeni. H.Ü. Yerbilimleri, 35 (3), 199-218.
- Allan, M.M., Yardley, B.W.D., Forbes, L.J., Shmulovich, K.I., Banks, D.A., Shepherd, T.J. (2005): Validation of LA-ICP-MS fluid inclusion analysis with synthetic fluid inclusions. American Mineralogist, 90, 1767-1775.
- Alderton, D.H.M., Harmon, R.S., 1991. Fluid inclusion and stable isotope evidence for the origin of mineralizing fluids in south-west England. Mineralogical Magazine, 55, 605-611.
- Audetat, A., Guenther, D., Heinrich, C.A., 1998. Formation of a magmatic-hydrothermal ore deposit; insights with LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions. Science 279, 2091-2094.
- Avcı, N., Boztuğ, D., 1993. Çaltı granitoidinin (İliç-Erzincan) petrolojisi, 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 81.
- Aysal, N., Öngen, S. ve Hanilçi, N., 2006. Karadoru Granitoid Plütönu Yan Kayaçlarının Petrografisi ve Skarn Zonunun Özellikleri, Yenice - Çanakkale, Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 19, 2, 183-194.
- Azbej, T., Severs, M.J., Rusk, B.G., Bodnar, R.J., 2007. In situ quantitative analysis of individual H₂O-CO₂ fluid inclusions by laser Raman spectroscopy. Chemical Geology, 237, 255-263.
- Baker, T., Lang, J.R., 2003. Reconciling fluid inclusion types, fluid processes and fluid sources in skarns: an example from the Bismark deposit, Mexico, Mineralium Deposita, 38, 474-495.
- Bakker, R.J., 2004. Raman spectra of fluid and crystal mixtures in the system H₂O, H₂O-NaCl and H₂O-MgCl₂ at low temperatures: applications to fluid inclusion research. The Canadian Mineralogist 42, 1283-1314
- Bassett, W.A., 1959. The origin of the vermiculite deposit at Libby, Montana. The American Mineralogist, 44, 282-299.
- Baumgartner, M., Bakker, R.J., 2009. Raman spectroscopy of pure H₂O and NaCl-H₂O containing synthetic fluid inclusions in quartz -a study of polarization effects. Mineralogy and Petrology 95, 1-15.
- Baumgartner, M., Bakker, R.J., 2010. Raman spectra of ice and salt hydrates in synthetic fluid inclusions. Chemical Geology 275, 58-66.
- Biten, M., 1983. Kemaliye-Bizmişen-Demir Yatağı (Kızılkaya-Taştepe) ön fizibilite Araştırması-Rezerv Raporu M.T.A. Maden Etüt Dairesi Raporu. (1983).
- Bechtel, A., Savin, S.M., Horenes, S., 1999. Oxygen and hydrogen isotopic composition of clay minerals of the Bahloul Formation in the region of the Bou Grine zinc-lead ore deposit (Tunisia): evidence for fluid-rock interaction in the vicinity of salt dome cap rock. Chemical Geology, 156, 191-207.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57. 683-684.
- Bottrell, S.H. and Yardley, B.W.D., 1988. The composition of a primary granite-derived ore fluid from SW England determined by fluid inclusion analysis, Geochim. Cosmochim. Acta, 52, 585-588.
- Bowman, J.R., O'Neil, J.R., Essene, J.R., 1985. Contact skarn formation et Elkhorn, Montana, II: Origin and evolution of C-O-H skarn fluids, Am. Jour. Sci., 285, 621-660.

- Bowman, J.R., 1998, Stable-Isotope Systematics of Skarns, Mineralized Intrusion- Related Skarn System, D.R. Lentz (Ed.), Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 26, 99-114.
- Bozkaya, G., Banks, D.A., Ozbas, F., Wallington, J., 2014. Fluid processes in the Tesbihdere base-metal-Au deposit: Implications for epithermal mineralization in the Biga Peninsula, NW Turkey. *Central European Journal of Geosciences*, 6 (2), 148-169.
- Bozkaya, Ö., 1995. Doğu Toroslardaki (Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli yöreleri) sedimanter ve çok düşük dereceli metasedimanter kayaçların mineralojisi ve jeokimyası. Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bil. Enst., 334 s (yayınlanmamış).
- Bozkaya, Ö., Bozkaya, G., Uysal, I.T., Banks, D.A., 2016. Illite occurrences related to volcanic-hosted hydrothermal mineralization in the Biga Peninsula, NW Turkey: Implications for the age and origin of fluids. *Ore Geology Reviews*, 76, 35-51.
- Boztuğ, D., Harlavan, Y., Arehart, G.B., Avci, N. 2006. K–Ar age, whole-rock and isotope geochemistry of A-type granitoids in the Divriği–Sivas region, eastern-central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 97, 193-218.
- Brindley, G.W., 1980. Order-disorder in clay mineral structures. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown, eds. Mineralogical Society, London, UK, 125-248.
- Brown J.R., O'Neil, J.R. and Essene, E.J., 1985, Contact skarn Formation at Elkhorn, Montana, II. Origin and Evolution of C-O-H Skarn Fluids, *American Journal of Science*, 285, 621-660.
- Burruss, R.C., 2003. Raman spectroscopy of fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (Eds.), *Fluid inclusions: analysis and interpretation: Mineralogical Association of Canada, short course series*, 32, pp. 279–289.
- Choi, S.G., Kim, S.T. and Lee, J.G., 2003. Stable isotope systematics of Ulsan Fe-W skarn deposit, Korea, *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 601-606.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem Geol* 104, 1-37.
- Coplen, T.B., Kendall, C., Hopple, J., 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, 302, 236-238.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Dong, H., Hall, C.M., Peacor, D.R., Halliday, A.N., 1995. Mechanisms of argon retention in clays revealed by laser ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating. *Science*, 267, 355-359.
- Dubessy, J., Pagel, M., Bény, J.-M., Christensen, H., Hickel, B., Kosztolanyi, C., Poty, B., 1988. Radiolysis evidenced by H₂-O₂- and H₂-bearing fluid inclusions in three uranium deposits. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 52, 1155-1167.
- Dubessy, J., L'Homme, T., Boiron, M.C., Rull, F., 2002. Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions. *Applied Spectroscopy*, 56, 99-106.
- Edwards, R., Atkinson, K., 1986. *Ore Deposit Geology*. Chapman and Hall, London, p. 466, (1986).
- Erkan, E.N., Özer, S., Sümengen, M. Terlemez, İ., 1978. Sarız, Şarkışla, Gemerek, Tomarza arasının temel jeolojisi. MTA Rapor No: 5641, Ankara.
- Fan, H.R., Xie, Y.H., Wang, K.Y., Tao, K.J., Wilde, S.A., 2004. REE daughter minerals trapped in fluid inclusions in the giant Bayan Obo REE – Nb – Fe deposit, Inner Mongolia, China. *International Geology Review* 46, 638–645.

- Fraley, P.E., Rao, K.N., Jones, L.H., 1969. High resolution infrared spectra of water vapor: ν_1 and ν_3 of H_2^{18}O . *Journal of Molecular Spectroscopy* 29, 312-347.
- Frezzotti, M.L., Tecce, F., Casagli, A., 2012. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1–20.
- Gagnon, J.E., Samson, I.M. and Fryer, B.J. (2003). LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions. In: "Fluid inclusions: analysis and interpretation", I. Samson, A. Anderson and D. Marshall, eds. Mineralogical Association of Canada, short course series, vol. 32, 291-322.
- Gao, G., 1993. The temperatures and oxygen-isotope composition of early Devonian oceans. *Nature*, 361, 712-714.
- Gat, J.R., Shemesh, A., Tziperman, E., Hecht, A., Georgopoulos, D., Basturk, O., 1996. The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research* 101, 6441–6451.
- Gilg, H.A., Lima, A., Soma, R., Belkin, H.E., De Vivo, B., Ayuso, R.A., 2001. Isotope geochemistry and fluid inclusion study of skarns from Vesuvius, Special issue on Mt. Soma-Vesuvius and volcanism of the Campanian Plain. *Mineralogy and Petrology*, 73, 145-176.
- Gilg, H.A., Sheppard, S.M.F., 1996. Hydrogen isotope fractionation between kaolinite and water revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 529–533.
- Giuliani, G., Dubessy, J., Banks, D., Vinh, H.Q., Lhomme, T., Pironon, J., Garnier, V., Trinh, P.T., Van Long, P., Ohnenstetter, D., Schwarz, D., 2003. $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{S-COS-S}_8\text{-AlO(OH)}$ -bearing fluid inclusions in ruby from marble-hosted deposits in Luc Yen area, North Vietnam. *Chemical Geology*, 194, 167-185.
- Gökçe, A., 2000. Maden Yatakları (Yeniden Düzenlenmiş II. Baskı), Cumhuriyet Üniv. Yayını No:85, 335s.
- 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 Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Guillong, M., D. L. Meier, M. M. Allan, C. A. Heinrich, B. W. D. Yardley, 2008. Appendix A6: SILLS: A MATLAB-based program for the reduction of laser ablation ICP-MS data of homogeneous materials and inclusions. – In: Sylvester, P. (Ed.). *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Vancouver, B. C., Mineralogical Association of Canada, Short Course 40, 328–333.
- Günther, D., Audétat, A., Frischnecht, R., and Heinrich, C.A., 1998, Quantitative analysis of major, minor and trace elements in fluid inclusions using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 13, p. 263-270.
- Gültekin, A.S., 1993; Alacahan-Çetinkaya-Divriği (Sivas ili) arasında kalan alanın jeolojisi. Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi, İstanbul, 180s (yayınlanmamış).
- Haskin, L.A., Haskin, M.A. Frey, F.A., T. R. Wildeman, T.R., 1968. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In *Origin and Distributions of the Elements*. L.H. Ahren, ed. New York: Pergamon, 889-912.
- Heinrich, C.A., Pettke, T., Halter, W.E., Aigner-Torres, M., Audétat, A., Günther, D., Hattendorf, B., Bleiner, D., Guillong, M., Horn, I., 2003. Quantitative multi-element analysis of minerals, fluid and melt inclusions by laser-ablation inductively-coupled-plasma mass-spectrometry. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 67 (18), 3473-3497.
- Hoefs, J., 1987, *Stable Isotope Geochemistry*, Springer Verlag, Berlin, 241. p.

- Inoue, A. (1995) Formation of clay minerals in hydrothermal environments. In: Origin and Mineralogy of Clays, B. Velde, ed., Springer, Berlin, 268-330.
- Inoue, A., Kitagawa, R., 1994. Morphological characteristics of illitic clay minerals from a hydrothermal system. *American Mineralogist*, 79, 700-711.
- İmer, A., Richards, J.P., and Creaser, R.A., 2013, Age and tectonomagmatic setting of the Çöpler-Kabatas, magmatic complex and porphyry-epithermal Au deposit, east central Anatolia, Turkey: *Mineralium Deposita*, 48, 557–583.
- İmer A., Richards, J.P., Muehlenbachs, K., 2016. Hydrothermal evolution of the Çöpler porphyry-epithermal Au deposit, Erzincan Province, central eastern Turkey. *Economic Geology*, 111, 1619-1658.
- Jeffries, T.E., S.E. Jackson, and H.P. Longerich (1998). Application of a frequency quintupled Nd-YAG source ($\lambda = 213 \text{ nm}$) for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric analysis of minerals. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 13, 935-940.
- Justo, A., Maqueda, C., Perez-Rodriguez, J.L., Lagaly, G., 1987. An unusually expandable low-charge vermiculite. *Clay Minerals*, 22, 319-32.
- Ketin, İ., 1966. Tectonic units of Anatolia, MTA Enst. Bül. v. 66, 23-33, Ankara.
- Klemm, L., Pettke, T., Graeser, S., Mullis, J., Kouzmanov, K., 2004. Fluid mixing as the cause of sulphide precipitation at Albrunpass, Binn Valley, Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 84, 189–212.
- Koşal, C., 1964. Bizmişen Demir Aramaları Raporu. MTA Enstitüsü Derleme No:3383, (1964), Ankara. Mohr, H., Van M, 1962. Divriği (Sivas) Yakınındaki Bizmişen Demir Prospeksiyonu Hakkında Rapor MTA Enstitüsü.
- Kuşçu, İ., Kuşçu, G.G., Tosdal, R.M., Ulrich, T.D., Friedman, R., 2010. Magmatism in the southeastern Anatolian orogenic belt: transition from arc to post-collisional setting in an evolving orogen. In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F. & Starostenko, V. (eds) *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geological Society, London, Special Publications, 340, 437–460.
- Kuşçu, İ., Tosdal, R.M., Gençalioglu-Kuşçu, G., Friedman, R., Ullrich, T.D., 2013. Late Cretaceous to middle Eocene magmatism and metallogeny of a portion of the southeastern Anatolian orogenic belt, east-central Turkey: *Economic Geology*, 108, 641–666.
- Kwak, T.A.P., 1986. Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits), *J. metamorphic Geol.*, 4, 363-384.
- Large, R.R., Bull, S.W., Winefield, P.R., 2001. Carbon and Oxygen Isotope Halo in Carbonates Related to the McArthur River (HYC) Zn-Pb-Ag Deposit, North Australia: Implications for Sedimentation, Ore Genesis, and Mineral Exploration. *Economic Geology*, 96, 1567-1593.
- Layne, G.D., Spooner, E.T.C., 1991. The JC tin skarn deposit, southern Yukon Territory; Geology, paragenesis and fluid inclusion microthermometry, *Economic Geology*, 86, 29-47.
- Leisen, M., Boiron, M.-C., Richard, A. & Dubessy, J. (2012a). Determination of Cl and Br concentrations in individual fluid inclusions by combining microthermometry and LA-ICPMS analysis: Implications for the origin of salinity in crustal fluids. *Chemical Geology*, 330-331, 197-206.

- Li, Y.B., Liu, J.M., 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1789-1795.
- Marschik, R., Spikings, R., Kuşcu, I. 2008. Geochronology and stable isotope signature of alteration related to hydrothermal magnetite ores in Central Anatolia, Turkey. *Miner Deposita*, 43, 111-124.
- Mathieson, G.A., Clark, A.H., 1984. The Cantung E-zone scheelite skarn ore body, N.W.T.: a revised genetic model, *Econ. Geol.*, 79, 883-901.
- Meinert, L.D., 1992, Skarn and skarn deposits, *Geoscience Canada*, 19, 145-162.
- Meinert, L.D., 1995, Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization:
- Meinert, L.D., Diple, G.M. and Nicolescu, S, 2005, World Skarn Deposits, Society of Economic Geologist, Inc. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 299- 336.
- Mohr, H., Van M., 1962. Divriği (Sivas) Yakınındaki Bizmişen Demir Prospeksiyonu Hakkında Rapor MTA Enstitüsü, Derleme No: 3233, , Ankara. (1962).
- MTA, 2002. 1:500.000 ölçekli Jeoloji Haritaları, Sivas Paftası. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed. Wiley, New York, pp. 509-567.
- Okay, A.I., Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.
- Orhan, A., Mutlu, H., Fallick, A.E., 2011. Fluid infiltration effects on stable isotope systematics of the Susurluk skarn deposit, NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 40 (2011) 550–568
- Oyman, T., Özgenç, İ., Tokcaer, M., Akbulut, M., 2013. Petrology, geochemistry, and evolution of the iron skarns along the northern contact of the Eğrigöz Plutonic Complex, Western Anatolia, Turkey. *Turkish J Earth Sci.*, 22, 61-97.
- Önal, A., Boztuğ, D., Kürüm, S., Harlavan, Y., Arehart, G.B. Arslan, M. (2005) K-Ar age determination, whole-rock and oxygen isotope geochemistry of the post-collisional Bizmişen and Çaltı plutons, SW Erzinan, Eastern Central Anatolia, Turkey. *Geological Journal* 40, 5, 457-476.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ. ve Uysal, Ş., 1981. Munzur dağlarının jeolojisi. MTA Rapor No: 6995 Ankara.
- Özer, E., 1994. Munzur Dağlarının (Kemah-İliç-Erzincan) stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37/2, 53-64.
- Pironon, J., Sawatzki, J., Dubessy, J., 1991. NIR FT-Raman microspectroscopy of fluid inclusions: comparisons with VIS Raman and FT-IR microspectroscopies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 3885-3891.
- Qin, L., Humayun, M., 2008. The Mn/Fe ratio in MORB and OIB determined by ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 1660-1677.
- Richard, A., Rozsypal, C., Mercadier, J., Cuney, M., Boiron M-C, Cathelineau, M., and Banks, D. A., 2012, Giant uranium deposits formed from exceptionally uranium-rich acidic brines. *Nature Geoscience*, 5, 142-146.

- Roache, T.J., Williams, P.J., Richmond, J.M., Chapman, L.H., 2005. Vein and skarn formation at the Cannington Ag–Pb–Zn deposit, Northeastern Australia. *The Canadian Mineralogist*, 43, 241-262.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. In: *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, P.H. Ribbe series, Vol.12.
- Rosasco, G.J., Roedder, E., 1979. Application of a new Raman microprobe spectrometer to nondestructive analysis of sulfate and other ions in individual phases in fluid inclusions in minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1907-1915.
- Samson, S.D., and Alexander, E.G., Jr., 1987, Calibration of the interlaboratory ^{40}Ar - ^{39}Ar ating standard, MMhb-1: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 66, 27-34.
- Savin, S.M., Lee, M., 1988. Isotopic studies of phyllosilicates. In: Bailey, S.W. (Ed.), *Hydrous Phyllosilicates. Reviews in Mineralogy*, vol. 19. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 189–223.
- Savin, S.M., Epstein, S., 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 25-42.
- Sharp, Z.D., 1990. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 1353-1357.
- Shepherd, T.J., Chenery, S.R., 1995. Laser ablation ICP-MS elemental analysis of individual fluid inclusions; an evaluation study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3997-4007.
- Shepherd, T., Rankin, A.H. & Alderton, D.H.M. 1985: A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow, 239 pp.
- Sheppard, S. M. F. (1977) Identification of the origin of oreforming solutions by the use of stable isotopes. In *Volcanic Processes in Ore Genesis*, p. 25-41. Institution of Mining and Metallurgy and Geological Society, London.
- Sheppard, S.M.F., 1986. Characterization and isotopic variations of natural waters. In: Valley, J. W., Taylor, H. P., Jr., and O'Neil, J. R., eds., *Stable Isotopes in High-Temperature Geological Processes: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 16, 165-183.
- Sheppard, S.M.F., Gilg, H.A., 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals*, 31, 1-24.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., Taylor Jr., H.P., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology* 64, 755-777.
- Shin, D., Lee, I, 2003. Evaluation of the volatilization and infiltration effect on the stable isotopic and mineralogical variations in the carbonate rocks adjacent to the Cretaceous Muamsa Granite, South Korea, *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 227-243.
- Singer, A., Stoffers, P., 1987. Mineralogy of a hydrothermal sequence in a core from the Atlantis II deep, Red Sea. *Clay Minerals*, 22, 251-267.
- Singoyi, B., Zaw, K., 2001. A petrological and fluid inclusion study of magnetite-scheelite skarn mineralization at Kara, Northwestern Tasmania, Implications for ore genesis, *Chemical Geology*, 173, 239-253.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), Geological Society of London, London. 42: 313-345.
- Sylvester, P.J., 2008. Matrix Effects in Laser Ablation-ICP-MS. *Mineralogical Association of Canada Short Course* 40, 67-78.

- Tablacı, A., 2010. Bizmişen-Çaltı (Kemaliye-Erzincan) yöresindeki Fe'lere bağlı Cu-Au-Ag Ve Ni cevherleşmeleri, Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 110s, Adana (yayınlanmamış).
- Taylor, B.E. and O'Neil, J.R., 1977, Stable Isotope of Metasomatic Ca-Fe-Al-Si Skarns and Associated Metamorphic and Igneous Rocks, Osgood Mountains, Nevada, Contrib. Mineral. Petrol., 63, 1-49.
- Tillick, D.A., Peacor, D.R., Mauk, J.L., 2001. Genesis of dioctahedral phyllosilicates during hydrothermal alteration of volcanic rocks: I. The Golden Cross epithermal ore deposit, New Zealand. Clays and Clay Minerals, 49/2, 126-140.
- Timon, S.M., Moro, M.C., Cembranos, M.L., Fernandez, A., Crespo, J.L., 2006. Contact metamorphism in the Los Santos W skarn (NW Spain). Mineralogy and Petrology 90, 109-140.
- Veizer, J., 2004. Isotope Data, Phanerozoic database, $\delta^{18}\text{O}$ Update-2004: <http://www.science.uottawa.ca/geology/isotope_data/>.
- Verdel, C., Niemi, N., van der Pluijm, B.A., 2011. Thermochronology of the Salt Spring fault. Constraints on the evolution of the South Virgin-White Hills detachment system, Nevada and Arizona, USA: Geosphere 7, 774-784.
- Weaver, C.E., Pollard, L.D., 1973. The Chemistry of Clay Minerals (Developments in Sedimentology, 15). Elsevier, Amsterdam & New York, 272 pp.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, 55, 229-272.
- Wopenka, B., Pasteris, J.D., 1986. Limitations to quantitative analysis of fluid inclusions in geological samples by laser Raman microprobe spectroscopy. Applied Spectroscopy, 40, 144-151.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası : denizsuyu kayaç etkileşimine bir örnek. C.Ü. Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 19, 81-98.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2016. Sivas-Divriği demir yatağı kireçtaşı-ofiyolit-granitoyid üçlü dokanağında flogopit oluşumları. Türkiye Jeoloji Bülteni, 59, 1, 55-86.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., Gaugoud, 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.
- Yan, Y., Tillick, D.A., Peacor, D.R., Simmons, S.F. (2001) Genesis of dioctahedral phyllosilicates during hydrothermal alteration of volcanic rocks: The Broadlands hydrothermal system, New Zealand. Clays and Clay Minerals, 49, 141-155.
- Yardley, B.W.D., 2005. Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation, Economic Geology, 100 (4), 613-632.
- Yeh, H.-W., 1980. D/H ratios and late stage dehydration of shales during burial. Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 341-352.
- Yıldırım, E., 1989. İR-426 Ruhsat Nolu Bizmişen Demir sahasının Ayşe ocağı ile Taştepenin jeoloji ve değerlendirme raporu, Ankara.
- Yıldırım, A., Hamarat, O., 1985. Erzincan-Kemaliye-Bizmişen Demir Madeni Jeoloji ve Rezerv Raporu. M.T.A Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Yılmaz, H., Kahraman, A., Özyurt, M., 2013. Bizmişen (Gözyayın-Kemaliye-Erzincan) Demir Yatağının Jeolojisi. 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 396-397, Ankara. (2013).

Yılmaz, S., 1991, Hekimhan-Hasançelebi (KB Malatya) Yöresi Jeolojisi ve magmatiklerin Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Cumhuriyet Üniversitesi Yüksek Lisans Tezi, 256s., Sivas.

Zuhubi, S., Çakmaktaşı, H., 2006. Bizmişen (Erzincan-Kemaliye) demir cevheri rezerv değerlendirme çalışmaları ön raporu. BİLFER Madencilik ve Turizm AŞ Raporu, Ankara, 10 s.

Zwingmann, H., Offler, R., Wilson, T., Cox, S.F., 2004. K-Ar dating of fault gouge in the northern Sydney basin, NSW Australia - Implications for the breakup of Gondwana. Journal of Structural Geology, 26, 2285–2295.

Proje Yürütücüsünün Adı Soyadı	İmzası	Tarih
Gülcan BOZKAYA		14. 04. 2017

TÜBİTAK
PROJE ÖZET BİLGİ FORMU

Proje Yürütücüsü:	Prof. Dr. GÜLCAN BOZKAYA
Proje No:	113Y576
Proje Başlığı:	Gözaydın (Bizmişen, Erzincan) Demir Yatağının Kökeninin Belirlenmesinde Sıvı Kapanım, La-Icp-MS, Raman Spektrometresi ve İzotop Jeokimyası İncelemeleri
Proje Türü:	3001 - Başlangıç AR-GE
Proje Süresi:	24
Araştırmacılar:	ÖMER BOZKAYA, HÜSEYİN YILMAZ
Danışmanlar:	
Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi:	PAMUKKALE Ü. MÜHENDİSLİK F. JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ B.
Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri:	15/04/2014 - 15/07/2016
Onaylanan Bütçe:	86037.0
Harcanan Bütçe:	64021.34
Öz:	<p>Projede, Gözaydın (Bizmişen, Erzincan) bölgesi demir yatağında cevherleşmeyi oluşturan sıvıların sıcaklık, kimyasal bileşim (tuzluluk) ve kökeninin (magmatik su, meteorik su) belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu kapsamda, cevher mineralleri ve bunlara eşlik eden gang mineralleri üzerinde farklı ve gelişmiş yöntemler uygulanmıştır. Alterasyon ürünleri optik ve taramalı elektron mikroskop (SEM) ve X-ışınları kırınımı (XRD) yöntemleriyle incelenmiştir. Ana cevher minerallerine (hematit, manyetit) eşlik eden sülfür minerallerinde (pirit ve kalkopirit) kükürt izotopları jeokimyası (^{34}S), gang ve alterasyon minerallerinde (kalsit, smektit, kaolinit, I-S) ana, iz ve izotop jeokimyası (^{18}O, ^2D, ^{13}C, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ve kalsit, kuvars, barit ve granat minerallerinde sıvı kapanım çalışmaları ve ayrıca ilk kez LA-ICP-MS ve Raman spektrometresi yöntemleri uygulanmıştır.</p> <p>Diyoritik bileşimli plütonik kayalar kireçtaşı ve ofiyolilere sokulum yaparak demir cevherleşmesi (skarn, damar/mercek, ornatma ve plaser tipi), killi alterasyon zonu (arjilik alterasyon) ve plütonik kütle içerisinde skarn minerallerinin (granat, diyopsit, epidot, skapolit, tremolit, klorit) oluşumuna neden olmuştur. Cevher minerallerini manyetit, hematit ve tali miktarda pirit, kalkopirit, kovellin, kalkosin, götit ve limonit, gang minerallerini ise kalsit, kuvars ve barit oluşturmaktadır. XRD ve SEM incelemelerine göre; diyorit-kireçtaşı sınırlarında arjilik alterasyonu işaret eden neoforme smektit (Na- ve Ca-smektit), kaolinit, I-S ve illit, diyorit-ofiyolit sınırlarında flogopit/vermikülit, serpantin (krizotil), talk ve klorit gelişmiştir. Kalsit, kuvars, barit, epidot ve granatlarda gerçekleştirilen sıvı kapanım incelemeleri; plütonik sokulumla ilişkili gang minerallerinin oluşumunun düşük-orta tuzluluğa sahip çözeltilerle 200-300 oC arasında, ikincil kapanımlarla temsil edilen cevher minerallerinin orta-yüksek tuzluluğa sahip çözeltilerle 350-400 oC arasında oluştuğunu göstermiştir.</p> <p>Kil minerallerinin ana ve iz element bileşimleri diyorit ve ofiyolit bileşimi arasında, diyoritlere daha yakın olup, duraylı izotop jeokimyası verileri kil minerallerini oluşturan suların başlıca magmatik sudan türediğini göstermiştir. Kil minerallerinin ^{18}O-SMOW ve ^2D-SMOW verileri smektitler için süperjen veya düşük dereceli arjilik zonu (100-200 oC); I-S ve kaolinit için hipojen veya yüksek dereceli arjilik zonu (200 oC) işaret etmektedir. Kalsitlerin ^{13}C-PDB ve ^{18}O-SMOW ile pirit ve kalkopiritlerin ^{34}S-CDT verileri magmatik kökeni yansıtmaktadır.</p> <p>Kalsit, kuvars, barit ve epidot minerallerindeki sıvı kapanımların LA-ICP-MS analiz verileri (özellikle geniş aralık sunan K/Na değerleri, K/Na - Ba/Na ve Zn/Na - Pb/Na dağılımları) uzun süreli hidrotermal aktiviteyi, K-feldispatların ileri düzeyde bozunduğunu (yıkıldığını), indirgen ve yükseltgen koşulları temsil eden sıvı karışımları işaret etmektedir.</p>
Anahtar Kelimeler:	Bizmişen, skarn, sıvı kapanım, XRD, LA-ICP-MS, izotop jeokimyası
Fikri Ürün Bildirim Formu Sunuldu Mu?:	Evet
Projeden Yapılan Yayınlar:	1- Fluid inclusion and LA-ICP-MS data on mineralising fluids of the Bizmişen Iron Deposit (Erzincan, Central Anatolia), Turkey (Bildiri - Uluslararası Bildiri - Sözlü Sunum),