



**BÜYÜK VE KÜÇÜKKIZILCIK (GÖKSUN-  
KAHRAMANMARAŞ) CEVHERLEŞMELERİNİN  
MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL  
ÖZELLİKLERİ; METAL VE SIVILARIN KAYNAK  
VE KÖKENİ ÜZERİNE İZOTOPIK ÇALIŞMALAR**

**Yük. Müh. Nevin KONAKCI**

**Doktora Tezi**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman: Prof.Dr. Ahmet ŞAŞMAZ**

**EKİM-2017**

**T.C.**  
**FIRAT ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**BÜYÜK VE KÜÇÜKKIZILCIK (GÖKSUN-KAHRAMANMARAŞ)  
CEVHERLEŞMELERİNİN MİNERALOGİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ;  
METAL VE SIVILARIN KAYNAK VE KÖKENİ ÜZERİNE İZOTOPIK  
ÇALIŞMALAR**

**DOKTORA TEZİ**

**Yük. Müh. NEVİN KONAKCI**

**(08116201)**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 29 Eylül 2017**

**Tezin Savunulduğu Tarih: 27 Ekim 2017**

**Tez Danışmanı: Prof.Dr. Ahmet ŞAŞMAZ**

**Diğer Jüri Üyeleri: Prof.Dr. Leyla KALENDER**

**Prof. Dr. Halil HASAR**

**Doç. Dr. Yusuf URAS**

**Yrd. Doç. Dr. Özlem ERDEM**

**EKİM-2017**

## ÖNSÖZ

"Büyük ve Küçükkızılıcık (Göksun-Kahramanmaraş) cevherleşmelerinin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri; metal ve sıvıların kaynak ve kökeni üzerine izotopik çalışmalar" başlıklı bu çalışmada, Büyük ve Küçükkızılıcık cevherleşmelerinin jeokimyasal özelliklerinin izotopik (duraylı-radyojenik) bir yaklaşımla yorumlanması konu edilmiştir. Arazi ve laboratuvar çalışmalarıyla elde edilen verilerin büro çalışmalarıyla değerlendirilmesiyle de tez yazımı tamamlanmıştır.

Çalışmaların her aşamasında yardımını esirgemeyen danışman hocam Prof. Dr. Ahmet ŞAŞMAZ' a teşekkürü borç bilirim. Laboratuvar çalışmalarındaki sıvı kapanım kesitlerinin yapımı ve incelemesindeki yardımlarından dolayı Prof. Dr. Gülcan BOZKAYA' ya, yine ince kesit yapımında teknisyen Fuat İSTEK ve Tuncay ÖZDEMİR' e teşekkür ederim.

Çalışmaların değişik aşamalarında yardımlarını esirgemeyen bölümümüz öğretim üyelerinden Prof. Dr. Leyla KALENDER ve Arş.Gör.Dr. Sibel KAYĞILI' ya, arazi konusundaki yardımlarından dolayı Doç Dr. Yusuf URAS' a çok teşekkür ederim.

Bu çalışma FÜBAP MF 15.05 nolu proje kapsamında desteklenmiş olup, sağlamış olduğu katkıdan dolayı FÜBAP' a teşekkürü bir borç bilirim.

**Nevin KONAKCI**

**ELAZIĞ-2017**

## İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ .....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET .....	V
SUMMARY .....	VII
ŞEKİLLER LİSTESİ .....	IX
TABLolar LİSTESİ .....	XI
SEMBOLLER LİSTESİ .....	XII
<b>1. GİRİŞ.....</b>	<b>1</b>
1.1. Çalışmanın Amacı ve Yöntemi .....	1
1.2. Coğrafik Durum .....	1
1.3. Önceki Çalışmalar .....	3
1.3.1. Genel Jeoloji Çalışmaları .....	3
1.3.2. Maden Jeolojisi Çalışmaları .....	13
<b>2. GENEL JEOLJİ.....</b>	<b>17</b>
2.1. Keban-Malatya Metamorfitleri.....	22
2.2. Yoncayolu Formasyonu (Pzy).....	22
2.3. Çayderesi Formasyonu (Pç) .....	23
2.4. Ahmetcik Formasyonu (Tah) .....	24
<b>3. CEVHERLEŞMELER.....</b>	<b>27</b>
3.1. Arazi Gözlemleri .....	27
3.2. Cevherleşmelerin Mineralojik Özellikleri.....	31
<b>4. CEVHERLEŞMELERİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ .....</b>	<b>38</b>
4.1. Ana Oksit Jeokimyası.....	38
4.2. İz Element Jeokimyası.....	41
4.3. Nadir Toprak Element Jeokimyası .....	45
<b>5. SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ.....</b>	<b>51</b>
5.1. Örnek Seçimi ve Yöntem .....	51
5.2. Kapanımların Morfolojik Özellikleri .....	51
5.3. İlk Erime Sıcaklığı Ölçümleri ( $T_{FM}$ ) .....	53
5.4. Son Buz Erime Sıcaklığı Ölçümleri ( $T_{MICE}$ ).....	54
5.5. Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri ( $T_H$ ) .....	54

5.6.	Sıvı Kapanım Sonuçları ve Tartışma.....	56
<b>6.</b>	<b>İZOTOP JEOKİMYASI.....</b>	<b>59</b>
6.1.	Kurşun İzotopları Jeokimyası.....	59
6.1.1.	Analitik Yöntem.....	60
6.1.2.	Bulgular.....	60
6.2.	Kükürt İzotopları Jeokimyası .....	62
6.2.1.	Analitik Yöntem.....	62
6.2.2.	Bulgular.....	63
6.3.	Oksijen İzotopları Jeokimyası .....	65
6.3.1.	Analitik Yöntem.....	65
6.3.2.	Bulgular.....	66
<b>7.</b>	<b>SONUÇLAR.....</b>	<b>69</b>
	<b>KAYNAKLAR.....</b>	<b>72</b>
	<b>ÖZGEÇMİŞ.....</b>	<b>79</b>

## ÖZET

Büyük ve Küçükkızılıcık Pb-Zn cevherleşmeleri Kahramanmaraş iline bağlı Afşin kazası sınırları içinde, 1/25000 ölçekli *ELBİSTAN L37 d2* topografik paftası kapsamındadır. Cevherleşmeler, Küçükkızılıcık köyü batısından başlayıp, Büyükkızılıcık köyü kuzeyinden Afşin' e doğru yaklaşık 14 km uzunluğundaki bir zon boyunca gözlenmektedir. Çalışma alanındaki cevherleşmeler batıda barit-antimuanit-fluorit, orta kesimlerde pirit-kalkopirit, doğu kesimlerinde ise galen-sfaleritce zengin zonlar şeklinde gözlenmektedir.

Çalışma alanındaki iz element analiz sonuçlarına göre bölgedeki örneklerin iz element açısından Türkiye ve dünyadaki barit cevherleşmelerine göre çok fakir olduğu görülmektedir. Yöredeki barit cevherleşmesinin  $\Sigma$ NTE içerikleri 4,31 ile 14,44 ppm arasında değişmekte olup, bu örnekler kondritlere göre normalleştirildiğinde HNTE bakımından zenginleştiği görülmektedir. Cevherleşmeler üst kabuk kökenli olduğu için HNTE bakımından zenginleşmiştir.

Sıvı kapanım incelemeleri Büyük ve Küçükkızılıcık cevherleşmelerinde barit ve kuvarlarda yapılmıştır. Sıvı kapanımlarında ölçülen  $T_{FM}$ ,  $T_{MICE}$  ve  $T_H$  değerlerinden, hidrotermal çözelti içinde NaCl ile birlikte  $CaCl_2$   $MgCl_2$  gibi tuzların bulunduğu, çözeltinin tuzluluğunun % NaCl eşdeğeri olarak % 4,5 ile 2 aralığında olduğu, çözeltilerin sıcaklığının 105°C ile 120°C arasında değiştiği belirlenmiştir. Ayrıca sıvı kapanımlardaki homojenleşme sıcaklıklarından yararlanarak, yatağın kökeninin hidrotermal oluşumlu ve epitermal evrelerde oluşmuş olabileceği düşünülmektedir.

Pb izotopları jeokimyası çalışmalarına göre; galendeki  $^{206}Pb/^{204}Pb$  değeri ‰ 17,20-19,96 aralığında;  $^{207}Pb/^{204}Pb$  değeri ‰ 14,07-16,20 aralığında;  $^{208}Pb/^{204}Pb$  değeri ise ‰ 35,41-41,87 arasında değişmektedir. Kurşun izotopları jeokimyası incelemeleri baritlerle sülfürlü minerallerin üst kabuk malzemelerinden kaynaklandıklarına işaret etmektedir.

Kükürt izotopları jeokimyası incelemelerine göre; galenlerin bileşiminde bulunan kükürtün izotopsal bileşimi ‰ 8,2 ile 14,4 arasında değişmektedir. Bu değerler, epitermal evrede oluşmuş hidrotermal yatakları işaret etmektedir.

Cevherleşmelerden alınan baritlerin oksijenin izotopsal bileşimi ‰ 17 ile 18,5 arasında değişmektedir. <sup>18</sup>O sonuçlarına göre hidrotermal çözeltilerdeki suyun metamorfik kökenli olduğu görülmektedir.

Sonuç olarak; çalışma alanındaki cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal çözeltilerin bölgedeki kırık, çatlak ve fay zonları boyunca Malatya Metamorfikleri içerisinde sirküle olduktan sonra bu zonlara yerleştiği sonucuna varılmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** Büyükkızılcık-Küçükkızılcık, Göksun-Kahramanmaraş, Kurşun

Çinko, Barit, Jeokimya, NTE, Sıvı Kapanım, İzotop Jeokimyası



## SUMMARY

### **Mineralogical and Geochemical Features of Büyük and Küçük Kızılıcık (Göksun-Kahramanmaraş) Mineralizations; Isotopic Studies On Origin And Source Of Metal And Fluids**

Büyük and Küçükkızılıcık Pb-Zn Mineralizations are located near the Afşin area in Kahramanmaraş, it is in the scope of 1/25000 scale ELBİSTAN L37 D2 topographic map. Mineralization was observed in the zone along the 14 km from Küçük Kızılıcık village to Afşin. Mineralization is represented with barite-antimonite-fluorite in the west, pyrite-chalcopyrite in the middle part and galena-sphalerite in the east part of mineralized zone.

According to the results of the analysis, it is seen that trace elements are very poor compared to the barite mineralizations in Turkey and in the world.  $\Sigma$ REE contents of barite mineralization in the study area are between 4.31 and 14.44 ppm. The chondrite-normalized REE patterns of the studied barites exhibit trends similar to the normalized REE patterns of international magmatic standard rock samples and display a decrease from LREE towards HREE. The ores are enriched in HNTe because they are of upper crust origin.

Fluid inclusion studies carried out on the barite and quartz crystals taken from Büyük and Küçük Kızılıcık mineralizations.  $T_{FM}$ ,  $T_{MICE}$  and  $T_H$  values measured during the microthermometric studies indicate the presence of NaCl, CaCl<sub>2</sub> and MgCl<sub>2</sub> types salts in the hydrothermal solution, the salinity of the fluids are in range of 4.5 to 2 % NaCl and temperature of the fluids range from 105°C to 120°C. In addition, the homogenization temperatures point out that the origin of this mineralization occurred in the epithermal phase of hydrothermal stage.

The lead isotope studies show that  $^{206}Pb/^{204}Pb$  lead isotope values of galena vary between ‰ 17,20-19,96;  $^{207}Pb/^{204}Pb$  lead isotope values of galena vary between ‰ 14,07-16,20;  $^{208}Pb/^{204}Pb$  lead isotope values of galena vary between ‰ 35,41-41,87. The lead isotope studies show that barites and sulfides were originated from upper crust materials.

The  $\delta^{34}S$  values of galenites in Büyük and Küçük Kızılıcık mineralizations range from ‰ 8,2 to 14,4. These  $\delta^{34}S$  values indicate the Büyük and Küçükkızılıcık deposits are hydrothermal deposits formed in the epithermal phase.



The  $\delta^{18}\text{O}$  values of barites are between ‰ 17 and 18.5 and these  $\delta^{18}\text{O}$  values show that the origin of water in the hydrothermal solutions was with metamorphic origin

As a conclusion, the hydrothermal solutions forming the mineralization in the study area reached to these zones after they were sequenced in the Malatya Metamorphic rocks along fracture, cracks and fault zones in the region.

**Keywords:** Büyükkızılıçık-Küçükkızılıçık, Göksun-Kahramanmaraş, Pb-Zn, Barite, REE geochemistry, fluid inclusion, izotop geochemistry



## ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1.	Çalışma alanının yer bulduru haritası .....	2
Şekil 2.1.	İnceleme alanının genel jeoloji haritası .....	19
Şekil 2.2.	Çalışma alanının stratigrafik kesiti .....	21
Şekil 2.3.	Çayderesi Formasyonuna ait kireçtaşı bloklarının arazideki görünümü.....	23
Şekil 2.4.	Çalışma alanındaki Yoncayolu ve Çayderesi Formasyonlarının uzaktan görünümü.....	25
Şekil 2.5.	Çalışma alanındaki Yoncayolu ve Çayderesi Formasyonlarının uzaktan görünümü.....	26
Şekil 3.1.	Çalışma alanındaki cevherli zon ve alanlara ait uzay görüntüsü.....	27
Şekil 3.2.	Çalışma alanında 1 nolu lokasyondaki barit cevherleşmelerinin arazideki görünümü.....	28
Şekil 3.3.	Çalışma alanında 1 nolu lokasyonda gözlenen barit ve antimonlu cevherleşmelerin görüntüsü.....	29
Şekil 3.4.	Çalışma alanında 2 nolu lokasyonda gözlenen fluorit, barit ve limonitin görüntüsü .....	29
Şekil 3.5.	Çalışma alanında 3 nolu lokasyona ait pirit, kalkopirit ve arsenopiritce zengin zonların görüntüsü.....	30
Şekil 3.6.	Çalışma alanında 4 nolu lokasyondaki cevherli zonların görüntüsü .....	30
Şekil 3.7.	Çalışma alanında 4 nolu lokasyonda gözlenen masif galenit ve sfaleritin görüntüsü .....	31
Şekil 3.8.	Antimonit içerisindeki baritler .....	32
Şekil 3.9.	Barit kristalleri .....	33
Şekil 3.10.	Sfalerit içerisindeki özşekilli arsenopiritler .....	33
Şekil 3.11.	Pirit ve arsenopirit kristalleri .....	34
Şekil 3.12.	Sfalerit, galen ve piritlerin mikroskoptaki görüntüsü .....	34
Şekil 3.13.	Pirit, galen, sfalerit ve arsenopiritin mikroskoptaki görüntüsü .....	35
Şekil 3.14.	Sfalerit, pirit, arsenopirit ve kalkopiritin mikroskoptaki görüntüsü .....	35
Şekil 3.15.	Sfaleritler içerisindeki arsenopiritler .....	36
Şekil 3.16.	Pirit kapanımları içeren sfalerit kristali.....	36
Şekil 3.17.	Barit kristallerinin mikroskoptaki görüntüsü.....	37
Şekil 4.1.	Çalışma alanındaki barit ve galen örneklerine ait ortalama ana oksit değerleri .....	40
Şekil 4.2.	Çalışma alanındaki pirit örneklerine ait ortalama ana oksit değerleri .....	41
Şekil 4.3.	Çalışma alanındaki siyenit örneğine ait ortalama ana oksit değerleri .....	41
Şekil 4.4.	Çalışma alanındaki barit ve galen örneklerine ait ortalama iz element değerleri .....	43
Şekil 4.5.	Çalışma alanındaki pirit örneklerine ait ortalama iz element değerleri .....	44
Şekil 4.6.	Çalışma alanındaki siyenit örneğine ait ortalama iz element değerleri .....	44
Şekil 4.7.	Çalışma alanındaki barit ve galen örneklerinin iz element içeriğinin Pearce (1982) 'in MORB değerlerine göre normalize edilmiş diyagramı .....	45

<b>Şekil 4.8.</b>	Pb-Zn cevherleşmelerindeki örneklerin NTE kondritlere (Boynton, 1984) göre normalleştirilmiş diyagramı.....	47
<b>Şekil 4.9.</b>	Pb-Zn cevherleşmelerindeki galenit ve barit örnekleri ile değişik barit oluşumları ve hidrotermal sistemlerin kondrite göre normalize edilmiş NTE değerlerinin karşılaştırmalı değişim grafiği.....	50
<b>Şekil 4.10.</b>	Çalışma alanındaki baritlerin çeşitli çalışmalara göre karşılaştırılması .....	50
<b>Şekil 5.1.</b>	Barit kristalleri içinde gözlenen tek fazlı (sıvıca zengin) kapanımlar .....	52
<b>Şekil 5.2.</b>	Barit kristalleri içinde gözlenen ikincil kapanım dizilimleri .....	52
<b>Şekil 5.3.</b>	Barit kristalleri içinde gözlenen iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar .....	53
<b>Şekil 5.4.</b>	Barit kristalleri içinde gözlenen iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar .....	53
<b>Şekil 5.5.</b>	Kuvars ve baritlerdeki kapanımlarda son buz ergime sıcaklığı ( $T_{m_{ice}}$ ) değerlerinin istatistiksel dağılım grafiği .....	54
<b>Şekil 5.6.</b>	Kuvars ve baritlerdeki kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklığı ( $T_H$ ) değerlerinin istatistiksel dağılım grafiği .....	55
<b>Şekil 5.7.</b>	Sıvı kapanımlarında ölçülmüş tuzluluk-hojenleşme sıcaklığı değerlendirme grafiği.....	55
<b>Şekil 5.8.</b>	Kuvarlarda yapılan sıvı kapanımlarda elde edilen homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerleri .....	57
<b>Şekil 6.1.</b>	Çalışma alanındaki galen örneklerinin ( $^{208}Pb/^{204}Pb$ ) - ( $^{206}Pb/^{204}Pb$ ) ikili diyagramındaki dağılımları.....	61
<b>Şekil 6.2.</b>	Çalışma alanındaki örneklerle bazı jeolojik ortamlarda ve kayaç türlerinde ölçülmüş olan kükürt izotop değerlerine göre karşılaştırılması.....	64
<b>Şekil 6.3.</b>	Çalışma alanındaki örneklerin bazı oksijen içeren maddelerin (çözelti ve kayaç) SMOW' a göre oksijen izotop değerlerine göre karşılaştırılması.....	67
<b>Şekil 6.4.</b>	Cevherleştirmeyi oluşturan mineralli suların $\delta D$ - $\delta^{18}O$ diyagramındaki dağılımları.....	68
<b>Şekil 7.1.</b>	Bölgedeki cevherleşmenin oluşumunu şematize eden oluşum modeli .....	71

## TABLolar LİSTESİ

<b>Tablo 4.1.</b>	Çalışma alanındaki Pb-Zn cevherleşmelerine ait ana oksit analiz sonuçları .	39
<b>Tablo 4.2.</b>	Çalışma alanına ait örneklerin iz element analiz sonuçları .....	42
<b>Tablo 4.3.</b>	Çalışma alanındaki örneklere ait nadir toprak element analiz sonuçları.....	46
<b>Tablo 4.4.</b>	Değişik barit oluşumlarının ve hidrotermal sistemlerin NTE değerleri .....	49
<b>Tablo 4.5.</b>	Değişik barit oluşumları ve hidrotermal sistemlerin kondrite göre normalize edilmiş NTE değerleri .....	49
<b>Tablo 5.1.</b>	Büyük ve Küçükkızılılık cevherleşmelerindeki barit kristallerindeki kapanımlara ait çeşitli ölçüm değerleri .....	52
<b>Tablo 6.1.</b>	Çalışma alanındaki galen örneklerinin kurşun izotopları bileşimi.....	61
<b>Tablo 6.2.</b>	Büyükkızılılık-Küçükkızılılık cevherleşmelerinden seçilen örneklerin kükürt izotopları bileşimi .....	63
<b>Tablo 6.3.</b>	Büyükkızılılık – Küçükkızılılık cevherleşmelerinden seçilen mineral örneklerinin oksijen izotopları bileşimi.....	66
<b>Tablo 6.4.</b>	Cevherleştirmeyi oluşturan mineralli suların $\delta D - \delta^{18}O$ diyagramındaki dağılımları .....	68

## SEMBOLLER LİSTESİ

- ANTE** : Ağır nadir toprak elementleri
- HNTE** : Hafif nadir toprak elementleri
- T<sub>FM</sub>** : Son erime
- T<sub>H</sub>** : Homojenleşme
- T<sub>mICE</sub>** : Son Buz Erime Sıcaklığı Ölçümleri
- ICP-MS** : İndüktif Olarak Eşleştirilmiş Plazma-Kütle Spektrometresi
- ICP-ES** : İndüktif Eşleşmiş Plazma-Optik Emisyon Spektrometresi
- MVT** : Mississippi Vadisi Tipi Pb-Zn yatakları
- SEDEX** : Sedimanter ekzalatif tipi Pb-Zn yatakları
- Ant** : Antimonit
- Ba** : Barit
- TN** : Tek Nikol
- ÇN** : Çift Nikol
- Asp** : Arsenopirit
- Sp** : Sfalerit
- NASC** : Kuzey Amerika Şeyli
- NTE** : Nadir Toprak Elementleri
- U** : Üst kabuk
- O** : Orojen
- M** : Manto
- LC** : Alt kabuk

# 1. GİRİŞ

## 1.1. Çalışmanın Amacı ve Yöntemi

Bu çalışma, Büyük ve Küçükkızılcık yöresinde gözlenen Pb-Zn cevherleşmeleri jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal açıdan incelemek, bu cevherleşmeler üzerinde sıvı kapanım, iz element analizleri ve izotopik çalışmalar gerçekleştirerek, yöredeki siyenitik bileşimli magmatik kayalarla ilişkili cevherleşmeleri oluşturan metal ve sıvıların kaynak ve kökenlerini ortaya çıkarmak amacıyla yapılmıştır. Bu amaç doğrultusunda çalışmalar arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmalarında, cevherli alanlardan hem cevherli örnekler hem de yan kayadan örnekler alınmıştır. Cevherli zonlardan yapılan ince ve parlak kesitler ile birimlerin petrografik özellikleri ve cevherleşmenin parajenezi belirlenmeye çalışılmıştır. Alınan cevher ve yan kaya örnekleri Kanada Acme laboratuvarında ICP-MS cihazında ana oksit, iz element ve nadir toprak elementleri, sıvı kapanım çalışmaları Pamukkale Üniversitesinde, izotop analizleri ise Kanada ACTLAB' da yaptırılmıştır.

Büro çalışmalarında ise; hem arazi bulguları hem de laboratuvardan elde edilen veriler birlikte değerlendirilerek, bölgedeki cevherleşmelerin oluşumu ve kökeni aydınlatılmaya çalışılmıştır.

## 1.2. Coğrafik Durum

İnceleme alanı, Kahramanmaraş iline bağlı Afşin kazası sınırları içinde, Büyükkızılcık, Küçükkızılcık, Apıklar, Yeniyan, Kızılcıksuyu köylerinin de içinde olduğu 1/25000 ölçekli *ELBİSTAN L37 d2* topografik paftası kapsamındadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası ( Yılmaz ve diğ., 1997)

Çalışma sahası morfolojik olarak oldukça sert topoğrafyaya sahiptir. Karasal iklimin hüküm sürdüğü bölgede, yazlar sıcak ve kurak, kışlar soğuk ve kar yağışlıdır. Yaz ve kış mevsimlerinde gece ile gündüz arasındaki sıcaklık farkı fazladır. İnceleme alanının büyük bir kısmı ormansız yüksek tepelere sahip olup, hayvancılık bölge halkı için önemli bir geçim kaynağıdır.

Çalışma alanı, ulaşım imkanları açısından oldukça elverişli olup, Afşin ile Göksun kazalarını birbirine bağlayan karayolu ulaşım sorununu büyük ölçüde azaltmaktadır. Bunun yanı sıra bütün köyler stabilize yollarla birbirine bağlıdır. Dağlık kesimlerine ise araba ile ulaşmak imkansızdır. İnceleme alanının Afşin kazasına olan uzaklığı yaklaşık 50 km' dir.

### **1.3. Önceki Çalışmalar**

İnceleme alanı ve yakın çevresinde yapılmış genel jeoloji ve maden jeolojisi amaçlı çok sayıda çalışma bulunmaktadır. Bu çalışmalara ait bulgular aşağıda özetlenmeye çalışılmıştır.

#### **1.3.1. Genel Jeoloji Çalışmaları**

İnceleme alanı ve yakın çevresinde farklı jeolojik amaçlara yönelik pek çok araştırma yapılmıştır;

Blumenthal (1944), Kayseri ile Malatya arasında Devoniyen ve Permo-Karbonifer'e ait kireçtaşları ile Tersiyer'e ait birimleri ayırtlamıştır.

Hatay (1966), Göksun İlçesinin kuzeybatısındaki metamorfite, Saimbeyli Mağara bölgesindeki formasyonlarla denetlemiştir. Bunlarla olan benzerliklerinden dolayı Devoniyen yaşını vermiştir. Göksun'un kuzeybatısındaki metamorfite Permo-Karbonifer'e dahil etmiştir.

Ketin (1966), Toroslar'daki ilk dağ oluşum hareketlerinin Kimmericiyen'de başladığını ve Toroslar'ın Miyosen'den itibaren tümüyle kara haline dönüştüğünü, Kambriyen'den Miyosen'e kadar denizel ortam ürünü sedimanların çökeldiğini belirtmiştir.

Polat (1970), Çalışma alanının batısında, bakır sahası jeolojik ön etüdü yapmış ve bölgede bir magma diferansiyasyonu olduğunu ve buna bağlı olarak granit sokulumlarının ve cevherli kuvars damarlarının oluştuğunu ifade etmiştir.

Karol (1971), Afşin-Yeniyapan-Kitiz civarındaki çalışmada, Kretase yaşlı gabro intrüzyonunu takiben yine aynı magmanın ikinci intrüzyonu olduğunu ve bu intrüzyonları kesen granodiyorit intrüzyonunun muhtemelen Eosen başında oluştuğunu ileri sürmüştür.



Staesche (1972), Elbistan Neojen havzası ve civarındaki çalışmalarında, Karbonifer ve Permian yaşlı kalker ve şistlerde diyabaz ve granitleri ayırtlamıştır. Araştırmacı, dağların yükselmesini Geç Miyosen, Elbistan havzasının çökmesinin ise Pliyosen'de başladığını ileri sürmüştür.

Akkoca ve Bahçeci (1972), Berit Dağı yöresindeki çalışmada yörenin en eski birimini Devonian yaşlı kristalen şist ve kalkerlerin oluşturduğunu ve bunlar üzerinde uyumlu olarak Permo-Karbonifer ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarının yer aldığını belirtmiştir. Metamorfizma kesen ultrabazitlerin Jura-Alt Kretase yaşlı olduğunu; granit intrüzyonunun ise Geç Kretase sonu-Eosen başı arasında gerçekleştiğini kabul etmiştir.

Gökalp (1972), Çalışma alanının doğu kesiminde yer alan Cela Köyü dolayındaki çalışmada Paleozoyik, Mesozoyik ve Paleosen çökellerini ayırtlamıştır. Tüm bu birimleri kesen ultrabazitlerin Kampanian yaşında olduğunu belirtmiştir.

Özgül (1976), Toros kuşağında değişik havza koşullarında oluşmuş kayaç topluluklarını Bolcardağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyikdağı Birliği, Alanya Birliği, Bozkır Birliği ve Antalya Birliği olarak tanımlamıştır. Araştırmacı, bu birliklerin stratigrafisi, metamorfizma özellikleri, kapsadıkları kayaç birimleri ve günümüzdeki yapısal konumlarıyla birbirlerinden ayrıldıklarını, bunların birbirleriyle yanal devamlılık gösterdiğini ve birbirleri üzerinde allokon örtüler oluşturduklarını belirtir.

Gözübol ve Gürpınar (1980), Kahramanmaraş kuzeyindeki çalışmalarında; bölgede Eosen-Miyosen yaşlı otokton bir çökel istif ve bu istif ile tektonik ilişkili iki allokon kütleleri Geç Kretase yaşlı ofiyolitik karmaşık ve Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Andırın kireçtaşı olarak yorumlamışlardır.

Perinçek ve Kozlu (1981), Afşin-Elbistan-Doğanşehir arasındaki incelemelerinde; Güneydoğu Anadolu sürüklenim kütlelerinin ve Andırın-Misis Birliği'nin stratigrafilerini ayrıntılı olarak ortaya koymuşlardır. Araştırmacılar Pütürge Metamorfizma, Maden Karmaşığı, Berit metaofiyolitleri ve Yüksekova Karmaşığı, Harami Formasyonu, Malatya metamorfizmasını Güneydoğu Anadolu sürüklenim kütleleri içinde; Nurhak Karmaşığı, Andırın kireçtaşı ve Kırmızıkanlı formasyonu, Dağlıca karmaşığı ve Ballıkısık formasyonlarını ise Andırın-Misis Birliği kapsamında irdelemiştir. Araştırmacılar, Yüksekova karmaşığının Guleman Grubu'nu oluşturan ofiyolitik dizinin bir parçası ve devamı olduğunu, Berit metaofiyolitlerinin Yüksekova Karmaşığı'nın metamorfizma geçirmiş kesimi olarak yorumlamışlardır.

Yazgan (1981), Elazığ-Malatya arasını kapsayan çalışmasında, Maden karmaşığı ile Yüksekova karmaşığının özelliklerini incelemiş; bu birimleri oluşturan kayaçların genç ve kalın olmayan bir kıta kenarı üzerine yerleşen etkin kıta kenarı ürünleri olduğunu benimsemiştir.

Metin (1982), Tufanbeyli-Sarız-Göksun ve Saimbeyli arasındaki alanı kapsayan çalışmasında; Doğu Toros otoktonu, Kireçlikyayla karmaşığı, Göksun metamorfikleri ve Tersiyer örtü kayalarını ayırt etmiştir. Daha önce Özgül ve diğerleri tarafından tanımlanmış olan Geyikdağı birliğini Doğu Toros otoktonu olarak ele almış ve farklı olarak Maestrihtiyen -Paleosen yaşı verdikleri Güzelimköy formasyonunu ayırt etmiştir. Göksun metamorfikleri içerisinde ayırt ettiği şist ve mermerler için herhangi bir yaş önermemiştir.

Tarhan (1982), Göksun-Afşin-Elbistan dolayındaki çalışmasında; Göksun metaofiyolitlerini tanımlamış, bunların alttan üste doğru gabrolar (izotrop ve tabakalı gabrolar), bunların üzerinde uyumsuz olarak Permo-Karbonifer yaşlı Çağılhan metamorfiklerinin yer aldığını belirtmiştir. Ayrıca çalışmacı Kabaktepe metamorfiklerinin Barrow tipi amfibolit fasiyesinde rejonel metamorfizmanın değişik derecede etkilerini taşıdığı, Göksun metaofiyolitinde ise okyanus tabanı metamorfizması esnasında yeşilşist fasiyesleri arasında bölgesel termal metamorfizma, yerleşme esnasında büyük ölçekteki tektonik deformasyonlara bağlı olarak gelişmiş dinamometamorfizmanın değişik etkilerinin yanında, granit, granodiyorit intrüzyonların oluşturduğu yersel kontakt metamorfizma (Hornfels fasiyesi) izlerini taşıdığını belirtir. Bunun yanısıra araştırmacı, Kabaktepe-Çağılhan metamorfikleri ile Göksun metaofiyoliti birlikte kesen Kampaniyen öncesi granit ve granodiyorit intrüzyonlarının varlığından ve bunların hepsini kesen diyabaz, bazik ve asidik daykların varlığından söz etmektedir. Araştırmacı, Göksun metaofiyolitinin oluşum yaşının ise Geç Portlandiyen-Erken Berriyasiyen olduğunu vurgular.

Göncüoğlu ve Turhan (1984), Bitlis metamorfiklerinde yaptıkları çalışmalarda; Bitlis metamorfik kuşağının Toros tektonik kuşağının en üst tektonik dilim olduğunu belirtir. Araştırmacı, Bitlis metamorfik kuşağının en altta Orta Devoniyen öncesi Hizan grubunun oluşturduğunu, bu grubun bazik magmatik kayaçlardan türeyen eklojit mercek ve bantları, sedimanter kökenli şist ve gnaysları kapsadığını, Hizan grubu ve örtü kayalarını etkileyen retrograd metamorfizmadan önce iki farklı metamorfik faz gösterdiğini belirtirler. Orta-

Geç Triyas'taki volkanizmanın bölgenin kuzeyinde bir riftleşmenin varlığını gösterdiğini belirtirler.

Tarhan (1984), Göksun-Afşin-Elbistan dolayındaki çalışmasında; çalışma alanında iki allokton birlik ayırtlamışlardır. Araştırmacı, Göksun metaofiyolitini, Kabaktepe metamorfileri ve asit intrüzyonlardan oluşan Çardak birliğinin bölgeye Kampaniyen öncesi yerleştiğini, Çağılhan metamorfileri ve Andırın grubu kayaçlarından oluşan İğde birliğinin ise bölgeye Erken-Orta Eosen aralığında yerleştiğini savunur. Araştırmacı, ilksel özelliklerini koruduğunu belirttiği ofiyolitli topluluğun (Göksun metaofiyoliti) Geç Portlandiyen-Erken Berriyasiyen'de geliştiğini belirtir. Araştırmacı, gerek metamorfileri ve gerekse ofiyolitleri Konyasiyen-Santoniyen yaşlı asit intrüzyonların kestiğini belirtir.

Perinçek ve Kozlu (1984a), Afşin-Elbistan-Doğanşehir arasındaki incelemelerinde, çalışma alanındaki allokton birimlerin üzerine bindirdiğini, allokton birimlerin Pütürge metamorfileri ile başladığını, bunların da Erken-Orta Eosen yaşlı Maden kompleksi ile üstlendiğini, Maden kompleksinin de İç Toros kenet kuşağı olarak bilinen kuşağa ait ofiyolitik kayaçlar ve bunlar içerisinde bulunan Yüksekova kompleksinin ada yayı ürünleri tarafından tektonik olarak üstlendiğini belirtirler. Araştırmacılar, Toros ofiyolitik kenet kuşağı ürünlerinin Keban-Malatya metamorfileri ile üzerlendiğini belirtirler. Ayrıca, metamorfiler üzerinde uyumsuz olarak farklı yaş ve litolojideki çeşitli bloklar kapsayan kumtaşı, konglomera, şeyl ile temsil edilen Senoniyen yaşlı Kemaliye formasyonu ile üstlendiğini, Triyas-Senomaniyen yaşlı Andırın kireçtaşının altındaki Kemaliye formasyonu ile tektonik ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Dağlıca kompleksin tek bir platform olan Malatya-Keban metamorfilerinin ve Andırın kireçtaşının güneye doğru sürüklendiğini savunmuşlardır. Araştırmacılar, Mesozoyik istifinin üzerinde yer alan kırılmış kıta kabuğu ve ofiyolitik karmaşığın güneye doğru hareket ettiğini, bu esnada kuzeydeki Dağlıca kompleksi ve Andırın kireçtaşının Malatya metamorfilerini örtme aşamasında olan Kemaliye formasyonuna malzeme sağladığını belirtmişlerdir.

Çağlayan ve diğ. (1984), Bitlis masifindeki çalışmalarında, bölgedeki kayaç istifinin Prekambriyen granitler tarafından kesilmiş ve Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı sedimanter kayaçlarla örtülü bir metamorfik çekirdekten oluştuğunu; istifin Prekambriyen olaylarına ek olarak Alpin bölgesel metamorfizmasından da etkilendiğini belirtmişlerdir.

Tarhan (1986), Doğu Toroslar' da Neotetis'in kapanımına ilişkin granitoid magmaların evrimi ve kökeni konulu çalışmasında; Afşin-Elbistan-Göksun arasında kalan bölgede, Geç Triyas-Jura yaşlı levha dayk karmaşığı (Göksun metaofiyoliti), Neokomiyen yaşlı Elbistan ensimatik adayayı volkano-klastik istif ve Paleozoyik-Erken Triyas yaşlı Kabaktepe metamorfitlelerini (Bitlis/Pütürge metamorfitleleri) kesen granitoidlerin varlığını belirtir. Araştırmacı, granitoidlerin Erken Kretase'den süregelen Neokomiyen sonrası artan kuzey-güney yönlü sıkışma kuvvetlerinin Geç Kretase'de yitim zonu üzerinde oluşturduğu çarpışma kuşağında yer aldığını belirtir. Araştırmacı bu çalışmasında, Afşin magmatizmasının yaşını Neokomiyen sonrası-Kampaniyen öncesi olarak yorumlamıştır.

Önalın (1986), Kahramanmaraş Tersiyer istifinin sedimenter özelliklerini ve çökelme ortamlarını ele aldığı çalışmada, Arap ve Toros platformlarının Maestrihtiyen öncesinde bazı noktalarda çarpıştıklarını ve daha öncesinde dalma batma bölgesinde oluşmuş olan Karadut ve Koçali karmaşıklarının Arap Platformu üzerine itildiğini savunmuştur.

Yığıtbaş (1989), Engizek Dağı (K.Maraş) dolayındaki tektonik birliklerin petrolojik incelenmesi konulu çalışmasında, bölgede temeli Malatya metamorfitlelerinin oluşturduğunu, bunların Petro-Karbonifer öncesi-Geç Kretase aralığında gelişmiş başlıca çökel ve bir kısmıyla magmatik kökenli metamorfik bir topluluk olduğunu vurgulamıştır. Malatya metamorfitlelerinin tabanında yer alan Nergile formasyonunun almandin-amfibol fasiyesinin en üst subfasiyesine ulaşan koşullarda metamorfizmaya uğradığını, Tiyas'ta kıtasal riftleşme ile bir havza açıldığını ve Tiyas sonunda da bu havzanın kapandığını belirtmiştir.

Yıldırım (1989), Kahramanmaraş kuzeyindeki (Engizek-Nurhak Dağları) incelemelerinde, çalışma alanında kuzeyden güneye doğru Amanos-Güneydoğu Anadolu As Birliği, Engizek-Berit As Birliği, Nurhak-Binboğa As birliklerini ayırtlamıştır. Yazar, Engizek As birliğinde temeli Berit metaofiyolitinin oluşturduğunu ve bu metaofiyolitinin yeşilist fasiyesinin üst subfasiyesinde metamorfizmaya uğradığını, bu ofiyolitinin bölgeye Orta Eosen'de yerleştiğini, bu napın üzerinde de Malatya metamorfite napının yer aldığını, bu metamorfitlelerin yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş olan ve Paleozoyik'ten Geç Kretase'ye kadar geniş bir zaman aralığını temsil ettiğini, Orta Triyas'ta bölgede bir rift tektoniğinin etkin olduğunu belirtmiştir. Geç Kretase döneminde kapanma sürecine

giren Berit metaofiyolitinin dalma-batmaya bağlı olarak bir ensimatik adayayı geliştirdiğini, Miyosen'de de kıta-kıta çarpışmasıyla bütünüyle yok olduğunu belirtir.

Kozlu ve diğ. (1990), Doğu Toroslar'daki incelemesinde, kuzey Tetis kolunun kapanmasıyla ilgili olarak güneye ilerleyen ofiyolitik napları, Toros platformunun kuzey kenarı üzerine geç Kampaniyen sonu-geç Maestrihtiyen öncesi yerleştiğini, bu napların yerleşmesine bağlı olarak platform alanının kırılıp-çökmesine ve ofiyolit sıfır hattının önünde (platform sırtında) geç Kampaniyen'den Erken Eosen ortalarına kadar derin denizel havza koşullarının devam ettiğini ileri sürmüşlerdir.

Yılmaz ve Yiğitbaş (1991), Güneydoğu Anadolu'nun farklı ofiyolitik-metamorfik birlikleri üzerinde yaptıkları incelemelerde, Güneydoğu Anadolu'da güneyden kuzeye doğru 3 tektonik kuşak ayırtlamış; bunları Arap platformu, ekay zonu ve nap alanı şeklinde yorumlamıştır. Çalışmacılar, metamorfik birliklerin kuzeyden güneye ilerlemiş olan en üst napları olduğunu, ofiyolitik toplulukların ise bunların altında kaldığını ileri sürmüştür. Araştırmacılar, ofiyolitik napların ve metamorfik napların okyanusun yok olduğu dönemde bir nap şeklinde Arap platformu üzerine bindirdiklerini, Pütürge masifi, Keban-Malatya metamorfikleri ve Binboğa metamorfiklerinin aynı bütünü uzantıları veya kısımları olarak yorumlamışlardır. Yazarlar, Triyas'ta riftleşmenin varlığını belirtmektedirler. Platform üzerine ilk ofiyolit yerleşiminin geç Maestrihtiyen'de gerçekleştiğini savunurlar. İncelemelerinde, Bitlis-Pütürge ve Binboğa metamorfiklerinin litolojik ve fasiyes benzerlikleri bakımından aynı nitelikte olduklarını ortaya koymuşlardır. Her üç napın da Mesozoyik sonuna kadar bir kıta platformu ortamında gelişimini sürdürdüğünü, geç Maestrihtiyen'den hemen önce ise metamorfizmaya uğradığını belirtmişlerdir. Metamorfik kütlelerin Yüksekova ofiyoliti ve onun üzerinde gelişmiş olan volkano-sedimanter istifin üzerinde ilerlemesinin Paleosen'den sonra, olasılıkla Erken Eosen'de gerçekleştiğini vurgulamışlardır.

Yılmaz ve diğ. (1991), Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağının batı kesimindeki çalışmalarında, Güneydoğu orojenik kuşağını güneyde Arap platformu ve kuzeyde Orojenik Kuşak olmak üzere iki zona ayırmıştır. Orojenik kuşağı da kendi içinde Ekay zonu ve Nap alanı olmak üzere istifsel ve yapısal özellikleri farklı olan 2 as bölüme ayırmışlardır.

Yılmaz ve diğ. (1992), Uzunyayla ile Berit Dağı arasındaki araştırmalarında, bölgedeki Gürün Görelili Otoktonu ile otoktonun güney ve kuzeyindeki allohton kütleleri

incelemişlerdir. Ayrıca otoktonun kuzeyinde yer alan okyanusal kabuğun ürünleri olan Pınarbaşı ofiyolitlerini, Mesozoyik yaşlı allokton konumlu dilimleri ve otoktonun güneyinde ise başka bir okyanusal kabuğun ürünleri olan Göksun ofiyolitlerini ve diğer allokton kütleleri tanımlamışlardır. Araştırmacılar, Pınarbaşı ofiyolitlerinin ilksel olarak kuzeyden güneye doğru devindiğini, geç Maestrihtiyen öncesinde yerleştiklerini ve her iki yerleşim sırasında otoktonun kenar bölümlerinin de devinerek allokton bir konum kazandığını belirtmişlerdir.

Yılmaz (1999), Sürgü (Doğanşehir-Malatya) dolayındaki incelemesinde; Arap-Afrika levhasına ait Pütürge metamorfizmasının Prekambriyen-Erken Paleozoyik yaşlı olduğunu, granitik gnays, gnays, şist, metatuf ve kuvarşistlerden oluştuğunu ve almandin-amfibolit ve yeşilşist fasiyesinde metamorfizmanın ürünleri olduklarını vurgulamıştır. Araştırmacı, bu temel üzerine Orta Eosen öncesinde yer yer Esence granitoidlerince kesilmiş Göksun ofiyolitlerinin ilerlediğini, bu kayaç türü topluluğu üzerinde Orta Eosen'de gerilme rejimini yansıtan bir havzada volkano-tortul Maden Grubu'nun geliştiğini, Orta Eosen sonrasında Göksun ofiyolitlerinin Orta Eosen birimleri üzerine itildiğini, bunlar üzerinde Keban-Malatya napının yer aldığını belirtmiştir.

Rızaoğlu (2000), Gözpinarı-Deveboynu-Esence yöresi (Göksun-Kahramanmaraş) 'nin jeolojisi ve petrografisi konulu yüksek lisans çalışmasında, Kahramanmaraş iline bağlı Göksun-Afşin ilçeleri arasında yer alan inceleme alanında yapılan jeolojik-petrografik ve jeokimyasal çalışmada bölgede yer alan ofiyolitik ve granitoidik kayaçların detaylı incelemeleri yapılmış, bu çalışmalar sonrasında Ü. Kretase yaşlı Yüksekova ofiyoliti ve Esence granitoidi, Pliyosen yaşlı Ahmetçik formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyon birimleri ayırtlanmıştır. bu çalışmada, Yüksekova ofiyolitinin tabandan itibaren ultramafik kümülatlar, gabroyik kümülatlar, levha dayk kompleksi ve volkanik kayaçlardan oluşan düzenli bir istifeye sahip olduğu, bu ofiyolitlerin Esence granitoidi (Mafik Mikrogranüler Enklav (MME) içeren granodiyorit ve aplitik dayk içeren, arenalaşma gösteren mikrogranodiyoritler) tarafından kesildiğini ve Esence granitoidinin I tipi subalkalen ve kalkalen karakterde ve çarpışma sonrası (Post-COLG) bir granitoid olduğunu savunmuşlardır.

Şenel ve diğ. (2002), Doğu Toroslar'daki incelemelerinde, Toroslar'ın diğer bölgelerinde var olan naplı yapıların bu alanda da egemen olduğunu belirtmişlerdir.

Araştırmacılar bölgede Görbiyes, Kokarot ve Feke birimleri olmak üzere stratigrafik ve yapısal özellikleri birbirinden farklı üç ana tektonik birim tanımlamışlardır.

Parlak ve diğ. (2004), hem güney, hem de kuzeyde Malatya metamorfitlelerinin altında tektonik pencereler şeklinde ortaya çıkan Göksun ofiyolitlerinin ultramafik, mafik kümülatlar, izotrop gabro, levha dayk kompleksi, plajiyogranitlerden, volkanitlerden ve bunlarla ilgili volkano-sedimanter birimlerden oluştuğunu beirtmişlerdir. Araştırmacılar, ofiyolitlerin ve bunları kesen tektonik olarak üzerleyen Malatya-Keban metamorfitlelerinin çarpışma ile eş yaşlı granitoidler tarafından kesildiğini (~85 my) belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Göksun ofiyolitlerindeki magmatik kayaların subalkali toleyit serisine ait olduğunu, jeolojik, jeokronolojik ve petrolojik verilere göre 2 dalma-batma zonunun varlığını gösterdiğini, bunlardan birincisinin Malatya-Keban platformu altına dalan Baskil magmatik yayını oluşturan dalma-batma zonu, diğerinin ise Göksun ofiyolitlerini oluşturan supra-subduction zonu olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca Baskil yay plütonlarındaki soğuma yaşlarının 76-85 my olduğunu ve supra-subduction zonu ofiyolitlerinden (~90 my) kısmi olarak sonra oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Bedi ve diğ. (2004), Binboğa Dağlarındaki incelemelerinde, Binboğa metamorfitlelerinin Geç Devoniyen (?) - Karbonifer yaşlı kayaç birimleri ile başlayıp, Geç Kretase yaşlı metamorfik filiş (Karaböğürtlen Formasyonu) ile sonlandığını, Binboğa Dağlarının kuzeyinde ve güneydoğusunda ofiyolit napı ile birlikte sürüklenen kireçtaşı naplarının yaygın olarak yüzeylediklerini belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Binboğa dağlarının güneyinde ve güneybatısında Göksun ofiyolitleri ile Prekambriyen-Erken Tersiyer yaşlı kayaç birimlerinden oluşan Feke biriminin yer aldığını ileri sürmüşlerdir.

Yusufoğlu ve diğ. (2005), Afşin-Elbistan Neojen havzasının tektonik evrimine yönelik yapmış oldukları çalışmalarında, Afşin-Elbistan havzasının tektonik bir çöküntü havzası olduğunu, dolgunun Pliyo-Kuvaterner yaşlı göl-akarsu çökellerinden oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar, Afşin-Elbistan havzasının stratigrafik, sedimantolojik ve yapısal özelliklerine göre farklı iki evrede tektonik gelişim gösterdiğini, güncel olarak daha kuzeyde ve yüksek topografik alanlarda Geç Miyosen yaşlı birinci evrede kıvrımlı yapı gösteren gölsel çakıltaşı, kumtaşı ile seyrek linyit tabakaları içeren kiltası, marn ve kireçtaşlarından oluşan Karamağara havzasının geliştiğini, ikinci evrede ise, daha güneyde düşük topografik alanlarda Pliyo-Kuvaterner yaşlı kalın linyit tabakaları içeren altta göl, üstte ise akarsu çökellerinden oluşan Afşin-Elbistan havzası geliştiğini belirtirler.

Araştırmacılar, bölgesel ölçekte Geç Miyosen'de oluşan sıkışmalı tektonik rejim sonucu gelişen son nap hareketlerini takiben, Erken Pliyosen'den itibaren bu ikinci evre havzası birinci evre havzası üzerinde yapısal uyumsuzlukla geliştiğini vurgulamışlardır. Araştırmacılar, Erken pliyosen ve/veya sonrasında, bölgede Neo-tektonik dönemin başlangıcıyla Afşin-Tanır kesiminde KB-GD yönlü, Elbistan ve yakın civarında ise KKB-GGD yönlü derinleşen havza kenarları, doğrultu atımlı fay sistemleri içinde gelişmiş yanaltım bileşenli normal fayların denetimindeki bir açılma zonuyla havzanın oluşmaya başladığını ileri sürmüşlerdir.

Bedi ve diğ. (2005), Göksun-Sarız-Elbistan dolayındaki çalışmalarında, Doğu Toros'ların batı kesiminde birbirleri ile tektonik ilişkili olan farklı stratigrafik özellikler gösteren kayaç birimlerini ayırtlamış ve tanımlamışlardır. Araştırmacılar bu allokton kütleleri alttan üste doğru, Geç Kretase yaşlı Göksun ofiyolitleri bunların üzerinde tektonik ilişkili düşük dereceli metamorfizma özelliği gösteren Devoniyen-Karbonifer-Geç Kretase yaş aralığındaki Binboğa metamorfitleri, bunları kesen Geç Kretase yaşlı Esence granitoidlerini tanımlamışlardır. Çalışmacılar, Doğu Toros'larda tek bir kireçtaşı kütlesi olarak bilinen ve kabullenilen Mesozoyik yaşlı karbonatların farklı yapısal, stratigrafik özellikler göstermesi nedeniyle bunları yeniden tanımlamış ve ayırtlamışlardır. Bunların sırasıyla alttan üste doğru, Gülbahar napı, Köseyahya napı ve Domuzdağ napı olduğunu belirtmişler ve stratigrafilerini ortaya koymuşlardır. Araştırmacılar, Doğu Toroslar'da ilk kez kireçtaşı naplarında Karniyen yaşlı Hallstatt kireçtaşı ve Ammonitico-rosso fasiyesini tanımlamış, bu kireçtaşı naplarının Senomaniyen-erken Maestrihtiyen yaşlı Kırmızıkan dil formasyonunun pelajik mikritleri ile üstlendiğini, en üstte de uyumsuz olarak geç Maestrihtiyen yaşlı tabanında düzenli, üst düzeylerinde ise bloklu fliş özelliği gösteren Kemaliye formasyonunun yer aldığını belirtmişlerdir. Araştırmacılar, inceleme alanında Geç Kretase sonu, Eosen ve Geç Miyosen döneminde yatay hareketlerinin etkili olduğunu, Köseyahya napına ait kayaç birimlerinin, Geç Miyosen sonu hareketleri ile Burdigaliyen yaşlı kayaç birimleri üzerine bindirdiğini, inceleme alanının daha sonra gelişen doğrultu atımlı fay sistemlerinin etkisi ile günümüzdeki yapısal konumunu kazandığını ileri sürmüşlerdir.

Beyazpirinç (2005), Keypez-Nişanıt-Domuzdere-Kitiz (Afşin-Kahramanmaraş) dolayının jeolojisi konulu çalışmasında allokton ve otokton konumlu kayaç türü topluluklarının yer aldığını, allokton birimlerin; Geç Maestrihtiyen öncesinde bölgeye nap



şeklinde yerleşmiş olan Göksun ofiyoliti, Binboğa metamorfileri ve Esence granitoyidleri olduğunu. Otokton birimlerin ise; Maestrihtiyen-(?) Paleosen yaşlı Haramiformasyonu, Geç Paleosen-Geç Eosen yaşlı Seske formasyonu, (?) Geç Miyosen-Pliyosenyaşlı Ahmetçik formasyonu ile Kuvaterner örtü birimleri olduğu sonucuna varmıştır.

Parlak (2006), Göksun-Afşin dolayındaki granitoyid magmatizması üzerinde yaptığı çalışmalarda; bölgede yer alan granitoyidlerin granodiyorid ve granitik bileşimde olduğunu belirtmiştir. Granitoyidlerin tipik kalkalkalen jeokimyasal özellik sunduğunu ve volkanik yay konumlu olduklarını, bu granitoyidlerde K/Ar yaş tayinlerinde  $77.49 \pm 1.91$ - $85.76 \pm 3.17$  my arasında değişen yaşlar tespit etmişlerdir. Supra-subduction zonunda ofiyolitler oluşurken, bununla birlikte kayaçlar okyanus içi dalmaya başlaması veya son üzerleme sırasında (~90 my) ofiyolitlerle ilişkili metamorfik kayaçlar biçimlenmiştir. Çalışmacıya göre, Malatya-Keban platformunun ofiyolitlerin ve bunlarla ilişkili metamorfilerin üzerine bindirmesini Neotetisin güneydoğusunda Toros aktif kıta kenarı boyunca granitoyidler tarafından (85-88 my) kesilmesinin takip ettiğini belirtmiştir.

Bedi ve diğ. (2009), Doğu Toroslar' ın Jeodinamik Evrimi konulu çalışmasında, Doğu Toroslar' ın batı bölümünde yer alan inceleme alanında birbirleriyle tektonik ilişkili farklı yaş, ortam ve kayaçlarla temsil edilen allokon konumlu farklı yapısal birimler ile otokon konumlu kayaç birimler bulunduğunu ve tektono-stratigrafik olarak en altta Geç Kretase yaşlı Dağlıca karışığı bulunduğunu savunmuşlardır. Hamuru serpantin ve volkanitten oluşan ofiyolitli karışık özelliğindeki Dağlıca karışığı, Bodrum napı, Geyikdağı otoktonu (?), Gülbahar napı, Köseyahya napı, Munzur napı, Kömürhan ofiyolitlerine ait değişik yaş, tür ve boyutta blok ve tektonik dilimlerini kapsadığını ve bunların üzerinde Geç Jura-Kretase yaşlı Kömürhan ofiyolitleri bulunduğunu belirtmiştir. Bu çalışmanın sonucuna göre, Afşin-Elbistan havzası stratigrafik, sedimantolojik ve yapısal özelliklerine göre farklı iki ayrı evrede tektonik gelişim göstermektedir. Güncel olarak daha kuzeyde ve yüksek topoğrafik alanlarda olası Geç Miyosen yaşlı birinci evrede; kıvrımlı yapı gösteren gölsel çakıltaşı, kumtaşı ile seyrek linyit bantları içeren kıltaşı, marn ve killi-kumlu kireçtaşlarından oluşan Karamağara havzası gelişmiştir. İkinci evrede ise; daha güneyde düşük topoğrafik alanlarda Pliyo-Kuvaterner yaşlı kalın linyit tabakaları içeren altta göl, üstte ise akarsu çökellerinden oluşan Afşin-Elbistan havzası gelişmiştir. Bölgesel ölçekte Geç Miyosen' de oluşan sıkışmalı tektonik rejim sonucu gelişen son nap hareketlerini takiben, Erken Pliyosen' den itibaren bu ikinci evre havzası birinci evre havzası üzerinde

yapısal uyumsuzlukla gelişmiştir. Bu çalışmada Erken Pliyosen ve/veya sonrasında, bölgede Neotektonik dönemin başlangıcıyla Afşin-Tanır kesiminde KB-GD yönlü, Elbistan ve yakın civarında ise KKB-GGD yönlü derinleşen havza kenarları, doğrultu-atımlı fay sistemleri içinde gelişmiş yanal-atım bileşenli normal fayların denetimindeki bir açılma zonuyla havza oluşmaya başladığını savunmuşlardır.

### **1.3.2. Maden Jeolojisi Çalışmaları**

Akyıldız (1992), Koçlar-Karamanlı-Ziyarettepe (Kahramanmaraş kuzeyi-Bertiz) kurşun çinko yataklarının jeolojik, metalojenik ve ekonomik incelemesi konulu yüksek lisans çalışmasında; Kahramanmaraş'ın kuzey kesiminde yer alan Baydemirli-Karamanlı-Koçlar ve Ziyaret Tepe arasında yer alan yaklaşık 65 km<sup>2</sup> lik bir alanı çalışmıştır. Bu çalışmada, alanın allokton ve otokton birimlerin yüzelediği, allokton özellikteki Malatya metamorfileri içinde Pb-Zn cevherleşmesi görülmüştür. Malatya metamorfileri (Engizek Karbonat Platformu) içerisinde gözlenen birincil sülfür fazına ait galenit ve sfaleritten oluşan cevherleşme, kırık, çatlak ve fay zonlarına yerleşmiştir. Simitsonit, anglezit, serizit ile yer yer limonitin oluşturduğu ikincil mineralleşmeler de karstik boşluklar ve fay zonlarında gelişmiştir. İkincil parajenezlerin oluşturduğu karbonatlı ve oksitli cevherler ekonomik değer taşımaktadır.

Taşkın (1998), Kahramanmaraş (Afşin-Göksun-Kavşut-Kömürköy ve Ağboyun köyü mahallesi) arasında yer alan bölgenin jeolojik petrografik ve barit cevherleşmesi bakımından incelenmesi konulu yüksek lisans çalışmasında; yörenin jeolojik, petrografik ve barit cevherleşmesi yönünden incelenmesi amaçlanmıştır. Bu çalışmada Keban -Malatya birimi dört formasyona ayrılmış, bunlar alttan üste doğru sırasıyla Yoncaolu formasyonu, Çayderesi formasyonu, Alıçlı formasyonu ve Kaletepe formasyonudur. Birincil ve ikincil Kurşun -Çinko-Barit cevherleşmelerinin Engizek karbonat platformları içinde yer alan Malatya Metamorfileri içindeki kırık, çatlak fay aralıkları erime boşlukları ve karstik yapılar içinde düzensiz olarak yataklandığı sonucuna varmışlardır.

Albayrak (1998), BüyükKızılılık-Küçükkızılılık (Göksun-Kahramanmaraş) barit cevherleşmelerini jeolojik-metalojenik ve ekonomik olarak incelemiş, Küçükkızılılık, Yeniyanan, Kızılıcsuyu arasında yer alan çalışma alanında jeolojik, petrografik ve cevherleşme ile ilgili incelemeler yapmıştır. Bölgede birimler Allokton ve

Otokton olarak ayırtlanmakta olup,allokton birimler; Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı Keban-Malatya birimi ve Üst Kretase yerleşim yaşlı Göksün offiyolitleri ve muhtemelen Kampaniyen-Üst Mestrihtiyen yaşlı Esence Granitoyitleri,. Otokton birimler ise; Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske formasyonu ile Pliyosen yaşlı Ahmetçik formasyonlarından oluşmaktadır. Çalışmada allokton özellikteki fillit, kalkışist, rekrystalize kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ile bunlarla yer yer aralanmalı kuvarsit bandlarından oluşan Keban-Malatya metamorfittleri içerisinde Ba-Pb-Zn cevherleşmeleri görülmüş olupbirincil ve ikincil kökenli barit cevherleşmeleri Engizek karbonat platformu içinde yer alan Keban-Malatya metamorfittleri içindeki kırık, çatlak, fay aralıkları, erime boşlukları ve karstik yapılar içinde düzensiz olarak yataklanmıştır. Sonuç olarak bir bütün olarak ele alındığında Engizek bölgesi Ba-Pb-Zn açısından önemli bir potansiyel oluşturduğunu belirtmiştir.

Hanilçi ve diğ. (2005), Aladağlar-Zamantı (Doğu Toroslar) bölgesindeki Misissipi vadisi tipi (MVT) Zn-Pb yataklarını çalışmış olup, bu çalışmada Aladağlar-Zamantı (Doğu Toroslar) bölgesinde, farklı tipte Zn-Pb cevherleşmeleri bulunduğunu, bu cevherleşmelerden Ayraklı ve Celaldağı Zn-Pb yatağı (Denizovası bölgesi) bölgedeki birincil cevherleşmelerin oluşumlarının anlaşılmasına ilişkin önemli veriler sunduğunu, Ayraklı Zn-Pb yatağının, Yahyalı Napı'na ait alt yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Devoniyen yaşlı karbonatlar içinde,. Denizovası Zn-Pb yataklarının ise Siyah Aladağ Napı'na ait kireçtaşları içerisinde yer aldığını belirtmişlerdir. Bu çalışmaya göre Ayraklı ve Denizovası bölgesi yatakları benzer mineral parajenezine sahiptir. Parajenezde; galenit, sfalerit, pirit/markazit, serüzit, anglezit, simitsonit, hidrozinkit, zinkit, hematit, limonit ve gang olarak kalsit, dolomit ve kuvars bulunmaktadır. Sıvı kapanım çalışmaları; Ayraklı ve Celaldağı yatağını oluşturan çözeltilerin yüksek tuzluluğa sahip olduklarını (%14-28 NaCl), çözelti sistemlerinde NaCl, CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>, LiCl ve FeCl<sub>2</sub> gibi tuzların hakim olduğunu, Zn ve Pb'nin klorlü çözeltiler şeklinde taşındıklarını ortaya koymuştur. Ayrıca, Ayraklı Yatağı için 50°C - 229°C, Celaldağı Yatağı için ise, 86°C - 162°C arasında değişen homojenleşme sıcaklıkları tespit edilmiştir. Bölgedeki cevherleşmeler Üst Permian deniz suyunun faylardan derine süzülerek ısınması, ısınan suyun temel kayalar içerisindeki Zn ve Pb'yi çözerek klor kompleksleri şeklinde yukarı taşınması şeklinde oluşmuştur. Zn, Pb iyonlarınca zengin hidrotermal çözeltilerin organik maddece zengin kayalarla reaksiyona girmesi ve sülfatların sülfürlere indirgenmesi ile ilişkili olarak sülfürlü çökelimler gerçekleşmiştir. Bu çalışmanın sonucuna göre tüm veriler; Celaldağı Zn-Pb yatağı (Denizovası) için "Misissipi Vadisi Tipi" (MVT) bir cevherleşmeye, Ayraklı

Zn-Pb yatağı için ise “Gays Rever Yatakları” ile “Misissipi Vadisi Tipi”(MVT) arasında bir cevher oluşumuna işaret etmektedir.

Aşkın (2011), Göksun-Kızıllöz (Kahramanmaraş) demir yataklarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiş, XRD sonuçlarına göre farklı değerlerde mineraller belirlenmiş olup araziye yansıtan ve genel olarak numunelerde gözlenen mineraller sırasıyla hematit, demir oksit, barit, kuvars şeklindedir. Sadece A-6 numunesinde diğerlerinden farklı olarak kuvars minerali belirlenmemiştir. Ayrıca bu çalışmada, Kızıllöz demir yataklarından alınan numunelerin XRF analiz sonuçlarına göre  $Fe_2O_3$ , % 8.01 ile % 77.76 arasında değişmekte olduğu, sonuçlar neticesinde bölgeden alınan numunelerin kimyasal analiz sonuçlarına göre  $Fe_2O_3$  oranının yüksek olması, bölgede Fe'nin varlığını ortaya koymuş olup kimyasal incelemelerde ortaya çıkan  $Fe_2O_3$  oranının ortalamasının % 70 civarında olması ise bölgede demir cevherleşmesinin olduğu savunulmuştur.

Uras ve diğ. (2014), Kahramanmaraş ili sınırları içinde yer alan Göksun ilçesinin Büyükkızılcık mevkiinde yer alan Dinariköyünde bulunan fluoritler ve yankayaçların NTE jeokimyası, petrografisini incelemiştir. Çalışma alanının Yoncayolu formasyonu içerisine sokulum yapan Havcılar Graniti içerdikleri flor ve bölgedeki karbonatlı birimlerin olması nedeniyle buralarda fluorit oluşturmuş olup çevrede bulunan sıcak suyun etkisiyle birlikte pozitif tektonik bozukluklarında olmasıyla altere olmuş bir zon Büyükkızılcık fluoritleri siyenitler içerisinde olup fluoritlerin hidrotomal kökenli olduğu ve erken dönemde Büyükkızılcık fluoritleri kristalize olmuş sonucuna varmışlardır.

Özbek (2014), Orta ve Doğu Toroslar' da bulunan karbonat yan kayaçlı Pb-Zn cevher oluşumlarının alterasyon mineralojisi ve duraylı izotop niteliklerini incelemiştir. Bu çalışmaya göre, Alp-Himalaya Dağ Kuşağı'nda bulunan Anadolu'yu oluşturan ana tektonik birimlerden olan Toros kuşağı önemli sayıda değişik rezerv ve tenöre sahip farklı tipte maden yatağı ve zuhurunu barındırmaktadır. Toros kuşağı çalışılan yataklara göre 4 alt bölgeye ayrılabilir: (I) Orta-batı Toroslar; (II) Bolkarlar; (III) Aldağlar-Batı Zamanti ve (IV) Doğu Zamanti. Karbonat-yan kayaçlı primer kurşun ve çinko cevher oluşumları genellikle epijenetik yerleşimler olup, birçok örnekte oluşumları yapısal kontrollü olarak kabul edilebilir. Ancak bu yataklanmalar mevcut halleri ile sülfür kalıntıları (genellikle galen) içeren karbonatlar, silikatlar ve oksitler şeklindedir. Yataklanmaların bazıları tamamen non-sülfütlük çinko yatağı kabul edilebilir derecede birincil özelliklerini yitirmiştir. Bütün kuşak boyunca çalışılan yataklar için cevher mineralojisi oldukça basit ve benzerdir:

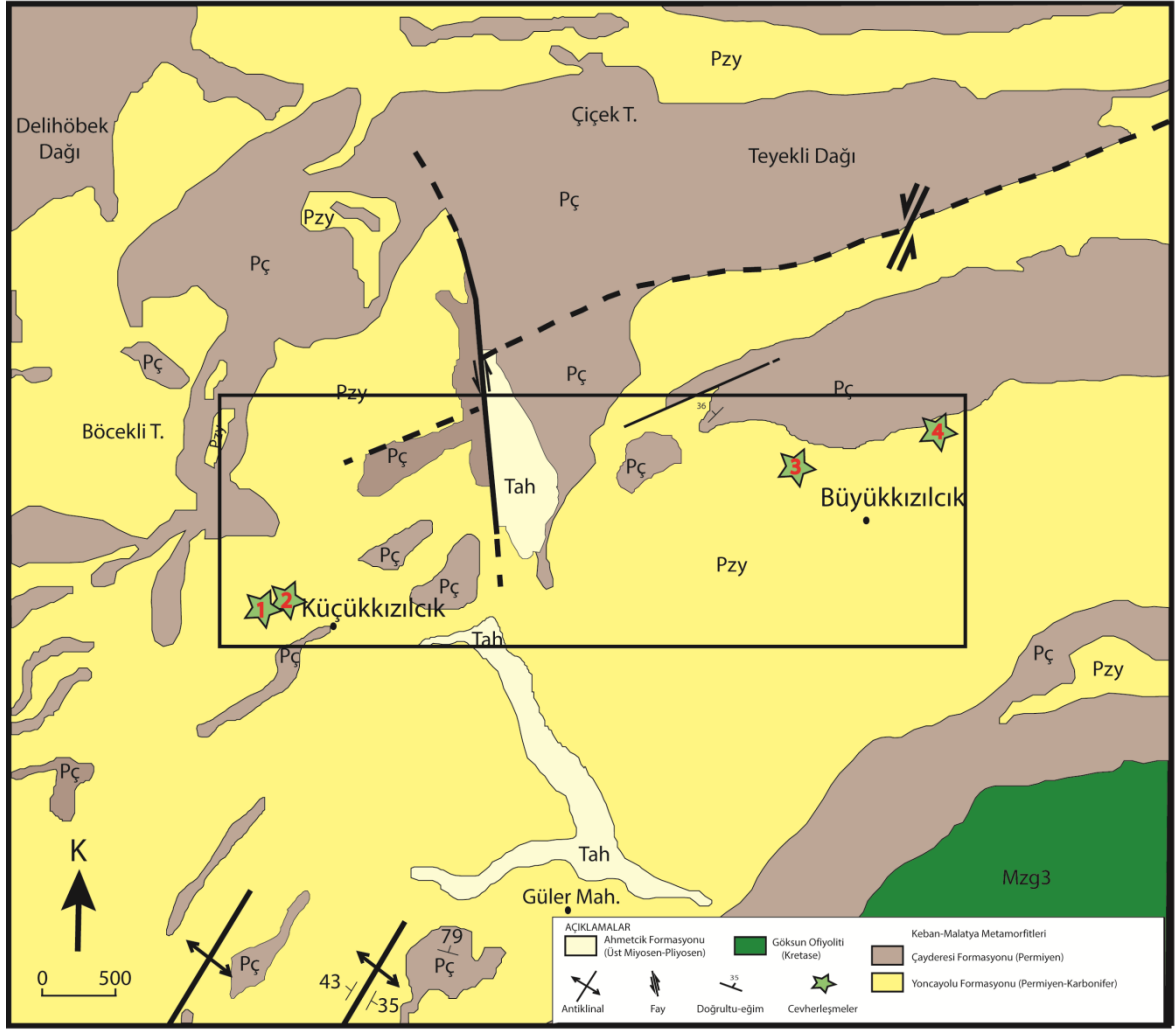
Galen-sfalerit-serüzit-smitsonit-Fe oksit-hidroksitler. Bu mineralojiye zaman zaman anglezit ve pirit eşlik etmektedir. Karbonat kayaçların karbon ve oksijen izotop değerleri denizel karbonatlara özgü aralıklarda değişim göstermektedir. Karbon izotop bileşimi ‰ -3 ile +5 aralığında değişmekte ve ‰ +2 ile +3 aralığında yoğunlaşmakta, oksijen ise ‰ +22 ve +30 aralığında değişmekte, ‰ +26 ile +28 aralığında yoğunlaşmaktadır. Bu değerler denizel şelf karbonatlarına ait değerlerle uyumaktadır. Parajeneze ait kalsit gangına ait karbon izotop değerleri ‰ -8 ile +5 arasında değişmekte ve ‰ +2 ile +4 aralığında yoğunlaşmaktadır. Oksijen izotop değerleri ise ‰ +15 ile +30 arası değişmekte ve ‰ +24 ile +26 arası yoğunlaşmaktadır. Bu çalışmada; bu değerler kalsitlerin meteorik sularla izotopik denge oluşturmuş, ana kayadan çözülmüş HCO<sub>3</sub> bakımından zengin çözeltilerden oluşmuş olabileceği sonucuna varılmıştır.

## 2. GENEL JEOLJİ

İnceleme alanı, Alpin dağ oluşum süreci ile oluşmaya başlayan Toros kuşağının doğu kesiminde (Doğu Toroslar) yer almaktadır. Doğu Toroslar'daki levha hareketleri ve buna bağlı olarak okyanusal kabuğun oluşmaya başlaması muhtemelen Geç Jura-Erken Kretase'de (Titoniyen-Berriyasiyen) meydana gelmiştir (Tarhan, 1982). Bölgede mevcut olan ofiyolitlerin Neotetis'in güney koluna ait olabileceği (Şengör ve Yılmaz, 1981) bir bölümünün ise İç Toros Okyanusu ürünü olabileceği savunulmuştur. Torid-Anatolid platformu ile Bitlis-Pütürge masifleri arasında kalan alanda (Şengör ve Yılmaz, 1981) riftleşme sonucu açılmaya başlayan okyanusal kabuk Geç Kretase'ye kadar oluşmaya devam etmiş, Geç Kretase başlangıcında (Senomaniyen-Türoniyen) okyanusal kabukta sıkışmalar başlamıştır (Yazgan, 1981, 1983; Bingöl, 1984). Bu sıkışmalar sonucunda okyanusal kabuk kuzeye doğru Torid-Anatolid platformu altına dalmaya başlamıştır. Bu dalma-batma olayları ile gelişen büyük çaplı nap hareketleri kabuk kalınlaşmasına neden olmuştur. Bölgede yer alan ve Kampaniyen sonu-Geç başı arası yaşta olduğu düşünülen Esence granitoidlerinin kabuk kalınlaşması sonucu oluştuğu kabul edilmiştir (Tarhan, 1982). Esence granitoidleri, ofiyolitlerle metamorfizmaları aynı anda kesmektedir. Çarpışma sonrası gelişen en eski çökel birim Maestrihtiyen-(?) Paleosen yaşlı Harami formasyonudur. Buna göre bölgedeki metamorfizmanın ve Esence granitoidlerini oluşturan olayların (kabuk kalınlaşması) Geç Maestrihtiyen öncesinde gerçekleşmiş olması gerekmektedir (Beyazpirinç, 2005).

Bölgenin jeodinamik evrimi içerisinde gelişen olaylar ve bunların ürünü olan yapısal ve stratigrafik unsurlar; Maestrihtiyen öncesi evre, Maestrihtiyen-Paleosen evresi, Eosen-Oligosen evresi ve Miyosen-Günümüz evresi olmak üzere dört evrede ele alınmıştır (Yılmaz vd, 1992). Maestrihtiyen öncesi evrede; biri Gürün görelî otoktonunun kuzeyinde, diğeri güneyinde olmak üzere iki ayrı havzanın var olduğu söylenebilir. Gürün görelî otoktonunun kuzeyindeki ve güneyindeki ofiyolitler aynı zamanda ikincil konumlarına gelmiş olsalar bile Gürün görelî otoktonunu aşamamışlardır. Pınarbaşı ofiyolitlerinin kuzeyden güneye doğru, Göksun ofiyolitlerinin güneyden kuzeye doğru hareket ederek ikinci konumlarına eriştiği ve buna bağlı olarak Maestrihtiyen öncesi yaşta olan bindirmelerin, önemli metamorfik ve magmatik olayların bu evrede oluştuğu kabul edilmektedir. Maestrihtiyen-Paleosen evresinde; Maestrihtiyen öncesi evrede tektonik

birlikler ikincil konumlarına erişirken oluşan yük nedeniyle Gürün görelî otoktonu deformasyona uğramıştır. Geç Maestrihtiyen'de kısa biryükselme evresi ve buna bağılı olarak aşınma meydana gelmiş, buralardan kopan parçalarla genel olarak sığ denizel bir ortamın ürünü olan kaya türleri oluşmuştur. Eosen-Oligosen evresinde; Eosen yaşlı kayalar daha önce oluşmuş tüm birimlerin üzerine açısız uyumsuzlukla çökelmiş ve sığ denizel ortam ürünü sedimanların yanı sıra kıta içi havzada gelişebilecek özellikte volkanitler ile volkano-tortullar oluşmuştur. Eosen sonunda ve daha sonrasında bindirmeler gelişmiştir. Eosen sonu gelişen bindirmeler daha önce oluşan bindirmelerin de yapısını ve konumunu bozarak, ofiyolit naplarının ilksel geliş yönlerinin tespitini güçleştirmiştir. Miyosen-Günümüz evresinde; Miyosen-Günümüz yaşlı kayalar daha önce oluşmuş tüm birimlerin üzerine açısız uyumsuzlukla gelmiş ve sığ denizel ortamın yanı sıra karasal ortamın ürünü olan birimler de çökelmiştir. Ayrıca plato türü bazaltlar da çökelime eşlik etmiştir. Miyosen yaşlı birimlerde bindirmeler geliştiğı, bu dönemde de sıkışmaların ve buna bağılı olarak kabuk kalınlaşmasının Geç Miyosen'e kadar devam ettiğı kabul edilmektedir. Ayrıca Miyosen-Günümüz birimlerinin sol yönlü doğrultu atımlı faylarla sınırlandığı ve bu fayların bir bölümünün (Sürgü fayı gibi) aktif olduğı bilinmektedir (Yılmaz vd., 1992). Birimlerin özellikleri, konumları ve yapısal unsurları göz önüne alındığında bölgede (Doğu Toroslar'ın batı kesimi) en azından Maestrihtiyen'den itibaren kıta içi havzaların geliştiğı ve bölgenin Orta-Geç Miyosen'den itibaren tümüyle kara halinde olduğı kabul edilmektedir (Beyazpirinç, 2005).



Şekil 2.1. İnceleme alanının genel jeoloji haritası (Albayrak, 1998' den değiştirilerek)

Çalışma alanında Paleozoyik' ten günümüze kadar gelişmiş olan değişik yaşta ve özellikle formasyonlar yüzeylemektedir (Şekil 2.1). Çalışma alanı ve yakın çevresindeki birimleri stratigrafik olarak şu şekilde sıralamak mümkündür;

Göksun ilçesi ve yakın civarı jeolojik özellikler ve yapısal konum bakımından oldukça karmaşık bir konuma sahiptir. Arap ve Anadolu levhalarının birbirleri ile kenetlendiği zonda yer alan inceleme alanı ve civarında yaş, ortam ve litolojik açıdan oldukça önemli farklılıklar sunan kayaç toplulukları yüzeylemektedir. Çok genel olarak bölgede Anadolu levhası ile Arabistan levhası arasındaki Neotetis okyanusunun kapanmasına bağlı olarak bir araya gelmiş olan; Toros kuşağına ait kıtasal kabuk ve aradaki Neotetis'e ait okyanusal kabuğu temsil eden kayaç toplulukları yüzeylemektedir Toros orojenik kuşağı içerisinde yer alan Keban-Malatya Metamorfittleri, Paleozoyik'ten



başlayarak Kretase sonuna kadar uzanan dönemde oluşan ve kendi içinde düzenli bir stratigrafik diziliş sunan birimlerden oluşmaktadır. Keban-Malatya Metamorfitlerinin tabanında yer alan Paleozoyik yaşlı Yoncayolu ve Permiyen yaşlı Çayderesi Formasyonları Afrika levhasının kuzeydoğu kenarında okyanusa bakan bir havzanın sığ denizden platforma kadar uzanan bölümü üzerindeki çökelimi temsil etmektedir (Beyazpirinç, 2005). Keban-Malatya Metamorfitleri Üst Maestrihtiyen öncesi Göksun ofiyolitlerinin üzerinde nap konumlu olarak bulunurlar (Şekil 2.2). Göksun ofiyolitlerini oluşturan dizilim çalışma bölgesinde izotrop gabro ve levha-dayk karmaşığı ile temsil edilirler. Bu birim metamorfikler ile tektonik ilişkilidir (Albayrak, 1998).

Göksun ofiyolitlerinden ayrı olarak incelenen Esence granotoidleri başlıca granodiyorit, siyenit, diyorit gibi derinlik kayaları ve damar türü kayaç topluluklarından oluşmaktadır. Bu tektonik birliklerin üzerine uyumsuzlukla Üst Maestrihtiyen-Günümüz sırasında oluşan örtü kayaları (Seske Formasyonu), Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Ahmetcik Formasyonu ve en üst seviyede ise akarsu vadilerinde çökelmiş olan çakıl, kum ve yamaç molozlarından oluşan alüvyonlar bulunmaktadır (Albayrak, 1998).

Çalışma alanında Keban-Malatya Metamorfitleri ve Ahmetcik Formasyonu gözlenmekte, diğer birimler çalışma alanının yakın çevresinde görülmektedir. Bu bölümde çalışma alanında yayılım gösteren birimler hakkında ayrıntılı bilgiler verilecektir.

KARBONİFER		PERMİYEN		KRETA SE		T E R S İ Y E R		KUV. SİSTEM		LİTOLOJİ	
YONCAYOLU		ÇAYDERESİ		GÖKSUN OFİYOLİTLERİ		SESKE		AHMETCİK ALÜV. FORM.		SİMGESİ	
Pzy		Pç		Mzg3		Mze		Mzg4		Ts	
Ü. Paleosen		Ü. Miyosen		A. Eosen		Pliyosen		Qa		SİMGE	
										Çakıl, kum ve çamurlar ile yamaç molozlarından oluşur	
										AÇISAL UYUMSUZLUK	
										Akarsu nitelikli çakıltı, kumtaşı ile gösel nitelikli bitki kırıntılı çakıltı arakatlı kireçtaşı, kumtaşı ve kiltası.	
										AÇISAL UYUMSUZLUK	
										Kırmızı renkli çakıltı-kumtaşı ve kireçtaşı. Kireçtaşları tabakasız, bol kırıklı çatlaklı ve kalsit dolgu.	
										AÇISAL UYUMSUZLUK	
										Levha dayk karmaşığı	
										Granodiyorit, granit, monzonit, siyenit ve diyorit	
										İzotrop gabro	
										TEKTONİK DOKANAK	
										Mermer, kristalize kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, yer yer kalkışist.	
										Gnays, amfibolit, şist ve kalkışist ve yer yer mermer, kuvarsit ve metavolkanit.	

Şekil 2.2. Çalışma alanının stratigrafik kesiti (Albayrak, 1998)

## **2.1. Keban-Malatya Metamorfitleri**

Bölgede yer alan ve stratigrafik konumu tam aydınlatılmamış olan metamorfik birimleri Yılmaz ve diğ. (1993), Keban-Malatya Birimi olarak vermiştir. Bu birim, alttan üste doğru azalan bir metamorfizma derecesine sahip olup (Metin ve diğ., 1986), temeldeki Göksun ofiyolitleri üzerinde bindirme ile yer alır. Birim, alttan üste doğru Yoncayolu, Çayderesi, formasyonlarından oluşmaktadır (Yümün ve Kılıç, 2002).

## **2.2. Yoncayolu Formasyonu (Pzy)**

Çalışma alanının kuzeyinde geniş bir alanda yüzeyleyen Yoncayolu Formasyonu oldukça yüksek rölyefe sahip tepeler oluştururlar. Keban-Malatya Metamorfitlerinin alt düzeyi, Özgül (1981) tarafından Yoncayolu formasyonu olarak adlandırılmıştır. Aynı yaş konağında ve benzer litolojik özellikler sunan birimler, tarafımızdan aynı formasyon adı kullanılarak tanıtılmıştır. Birim başlıca gnays, amfibolit şist ve kalkışist aralanmasından oluşmaktadır. Yoncayolu formasyonuna ait şistler Şekil 2.3' de görülmektedir. Yer yer orta kalınlıkta yapraklanmalı mermer, yeniden kristalleşmiş kireçtaşı, fillit, kuvarsit ve metavolkanit ara katkıları kapsar. Ayrıca, asidik silller, monzonit ve granitoid türü intrüfif kayalar da metamorfitlerle beraber kıvrımlı ve yer yer kırıklı bir yapıda izlenir (Yılmaz ve diğ., 1987). Yoncayolu Formasyonunun alt dokanağı, aynı zamanda Keban-Malatya biriminin alt dokanağını temsil etmektedir. Buna göre; Keban-Malatya metamorfitleri, Berit Ofiyoliti'nin ve diğer tektonik birimlerin üzerinde nap şeklinde yer almaktadır (Yılmaz ve diğ., 1987). Yiğitbaş (1989) ve Yıldırım (1989)'ın verilerine göre, Karbonifer-Permiyen yaşındadır. Birim, kısmen Koççağız şistleri (Metin ve diğ., 1982), Nergile formasyonu (Yıldırım, 1989; Yiğitbaş, 1989) ve Engizek Birliği'nin (Baydar, 1989) alt düzeylerine karşılık gelmektedir. Birim içerisinde, Göksun ilçesinin 1 km. kuzeydoğusundaki Ortatepe köyü ile Camdere köyü arasındaki yol yarmasında gözlenen Mizzia kalıpları birimin Üst Permiyen yaşında olduğunu gösterir.

### 2.3. Çayderesi Formasyonu (Pç)

Çalışma alanında Çayderesi Formasyonu, Büyükkızılcık köyünün yaklaşık 3 km güneyinde bir alanda tip kesit niteliğinde yüzeyleme vermektedir (Şekil 2.5). Başlıca mermer, yeniden kristalleşmiş kireçtaşı ve yer yer dolomitik kireçtaşından oluşan birim, Özgül (1981) tarafından Çayderesi Kireçtaşı olarak adlandırılmış ise de önerilen adlandırma formasyon adı olarak benimsenmiştir.



Şekil 2.3. Yonca yolu Formasyonuna ait şistlerin arazideki görünümü (Bakış yönü KB)

Rekristalize kireçtaşı ve şistlerin arasında merccekler halinde ayırtlanabilen mermer, manganlı mermer, mikrokristalize az dolomitik mermer ile metakarbonatların tümü bu formasyon içerisinde tanıtılmıştır. Kristalize kireçtaşları, siyah, koyu gri renkli, orta-kalın tabakalı, kırılğan, sık çatlaklı ve eklemlidir. Çatlakları kalsit ve demirli minerallerle doldurulmuştur. Mikrokristalize dolomitik seviyeleri, resifal, sarı-kırmızı renkli, orta-ince tabakalı ve dayanımsızdır. Mangan, mermer katmanları arasında yer alır. Toplam kalınlığı

3-5 m arasındadır. Birim düşük dereceli amfibolit ya da yeşilist fasiyesinde bir metamorfizma göstermektedir. Üst dokanağı ise Triyas yaşlı Dedeardıç gediğı formasyonu ile geçişlidir. Yoncayolu Formasyonu üzerine uyumlu geçişli olarak gelen Çayderesi formasyonu, Permilen ve öncesi yaşındadır (Yılmaz ve diğ., 1987). Çayderesi Formasyonuna ait kireçtaşı bloklarını Şekil 2.4.' de görölmektedir. Çayderesi formasyonu, kısmen Metin ve diğ. (1982)' nin Tahirbey Mermeri, Yiğitbaş (1989)'un ve Yıldırım (1989)'un Taşkömürü formasyonu, Demirtaşlı (1967), Özgöl vd. (1973), Ayhan (1988), Metin, ve diğ. (1982)'nin Ziyarettepe kalkerleri, Yılmaz ve diğ. (1987), Gül (2000) tarafından incelenen Koçdağ formasyonu ile deneştirilebilir. Çayderesi formasyonu adı ilk olarak Özgöl ve Turşucu (1983) tarafından Yoncayolu formasyonu üzerindeki algi rekristalize kireçtaşları için kullanmıştır. Daha sonra Yılmaz vd. (1993) Keban-Malatya Grubu'nun orta düzeyini oluşturan rekristalize kireçtaşlarına aynı adı vermişlerdir. Yoncayolu formasyonu üzerinde yamalar şeklinde görölen birimin üzerinde uyumlu olarak Alt Triyas yaşlı kalkşist, şist ve metakırıntılı seviyelerden oluşun Alıçlı formasyonu yer alır. Birim içerisinde, Göksun ilçesinin 1 km. kuzeydoğusundaki Ortatepe köyü ile Camdere köyü arasındaki yol yarmasında gözlenen Mizzia kalıpları birimin Üst Permilen yaşında olduğunu göstermektedir. Ayrıca Yılmaz ve diğ. (1993) ile Özgöl ve Turşucu da (1983) birim için Üst Permilen yaşını önermişlerdir (Çalışkan, 2014). Çalışma alanında gözlenen Yoncayolu ve Çayderesi formasyonu Şekil 2.5.' de görölmektedir.

#### **2.4. Ahmetcik Formasyonu (Tah)**

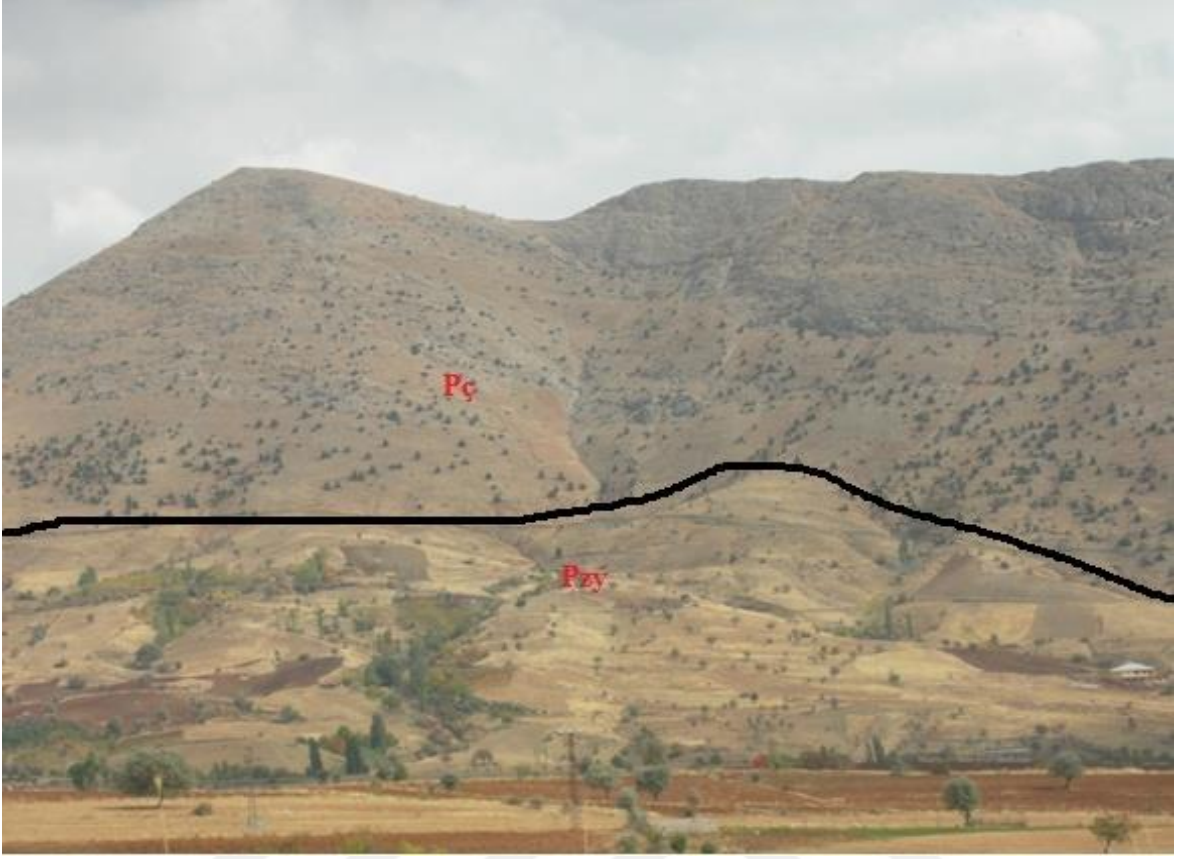
Çalışma alanında Küçökkızılıık köyünün kuzeydoğusunda küçük bir alanda mostra veren Ahmetcik formasyonu, ilk kez Baydar (1989) tarafından adlandırılmıştır. Birim, akarsu ve gölssel fasiyes topluluğunu karakterize eden detritiklerden oluşmaktadır. Formasyon içinde yer alan çakıltaşı ve kumtaşları akarsu ortamını yansıtırken, gölssel çökeller bitki kırıntılı çakıltaşı arakatkılı kireçtaşı, kumtaşı ve kıltaşlarından oluşmaktadır. Birimin yaşı stratigrafik konumu gözetilerek Üst Miyosen-Pliyosen olarak kabul edilmektedir (Yılmaz ve diğ., 1989).

Birim stratigrafik olarak çalışma alanı içinde yüzeyleyen Yoncayolu ve Çayderesi formasyonlarının üzerine uyumsuzlukla geldiğı ve bölge genelinde değerlendirildiğinde yaklaşık 300 m kalınlığa sahip olduğu söylenebilir. Ahmetcik formasyonunu oluşturan kayaç türlerinin özellikleri ve stratigrafik değışimi göz önüne alındığında birimin karasal ortam koşullarında çökelmiş olabileceğı söylenebilir (Albayrak, 1996).

Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı akarsu ve göl çökellerinden oluşan ve çakıltaşı, kumtaşı, gölssel kireçtaşı, marn ile yer yer andezitik piroklastiklerle temsil edilen birim ilk kez Baydar (1989) tarafından adlandırılmıştır. Akarsu ve göl çökelleri birbirleri ile yanal ve düşey yönde geçişlidir. Çakıllar, orta boylanmalı, az köşeli, yuvarlak ve sıkı tutturulmuş olup, çok küçükten çok iriye kadar değişen tane boylarındadır. Matriks kum, çimento ise karbonattan oluşmaktadır. Üzerinde ise Kuvaterner yaşlı yamaç molozu ve alüvyon çökelleri uyumsuzlukla gelmektedir. Stratigrafik konumu ve önceki çalışmalarda elde edilmiş olan veriler göz önüne alınarak Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı olduğu kabul edilebilir (Beyazpirinç, 2005).



**Şekil 2.4.** Çayderesi Formasyonuna ait kireçtaşı bloklarının arazideki görünümü (Bakış yönü KB)



Şekil 2.5. Çalışma alanındaki Yoncayolu ve Çayderesi Formasyonlarının uzaktan görünümü (Bakış yönü Batı)

### 3. CEVHERLEŞMELER

#### 3.1. Arazi Gözlemleri

Cevherleşmeler Küçükkızılcık köyü batısından başlayıp, Büyükkızılcık köyü kuzeyinden Afşin' e doğru yaklaşık 14 km uzunluğundaki bir zon boyunca gözlenmektedir (Şekil 3.1). Çalışma alanındaki cevherleşmeler, Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Keban-Malatya metamorfilerine ait Yoncayolu Formasyonunun alt seviyelerini oluşturan şist-mermer birimlerinin dokanağında gözlenmektedir. Cevherleşmeler batıda barit-antimonit-fluorit, orta kesimlerde pirit-kalkopirit, doğu kesimlerinde ise galen-sfaleritce zengin zonlar şeklinde gözlenmektedir.



Şekil 3.1. Çalışma alanındaki cevherli zon ve alanlara ait uzay görüntüsü

1 nolu lokasyonda, barit ve antimonitli cevherleşmeler görülmektedir. Barit cevherleşmeleri Yoncayolu formasyonu içerisinde olup, yaklaşık 1 km kalınlığa sahiptir. Barit oluşumları birbirinden uzak ve irili ufaklı mostralar halindedir (Şekil 3.2; Şekil 3.3). Yapılan arazi gözlemlerinde barit potansiyellerinin ekonomik olarak yeterli rezerve sahip



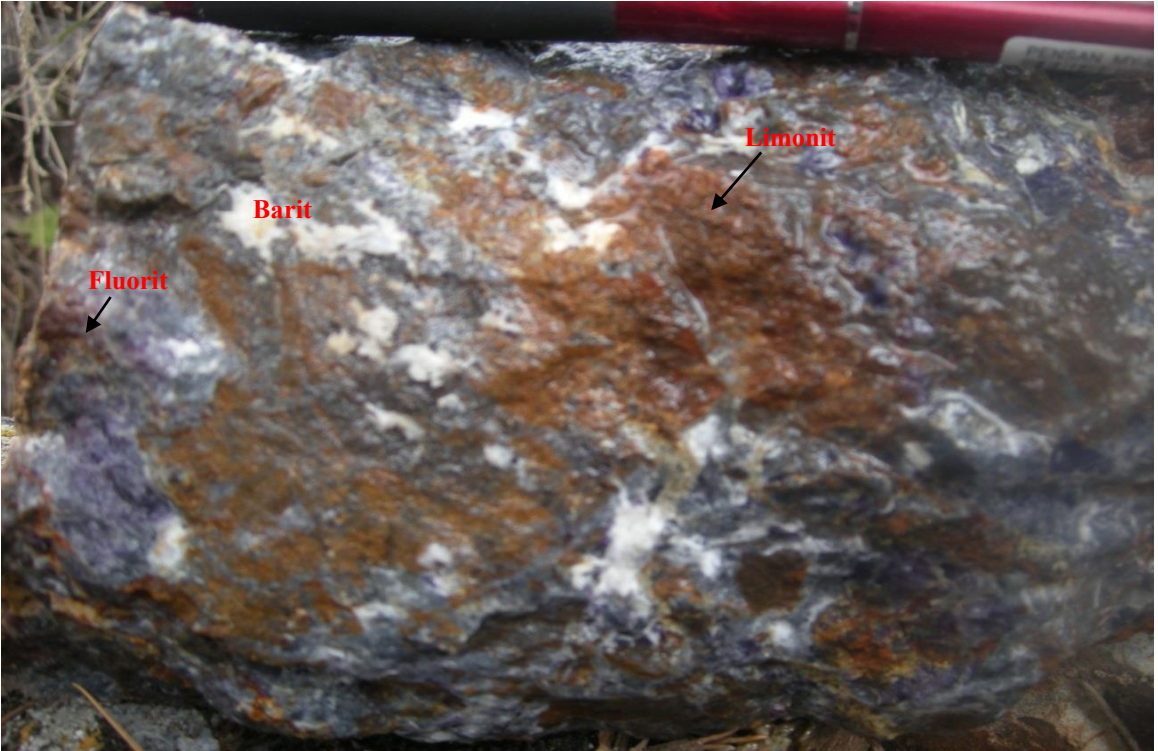
olmadığı belirlenmiştir. 2 nolu lokasyonda, baritle birlikte fluorit bulunmaktadır (Şekil 3.4). Fluoritler çok açık bir mor ve pembe renkli olup, siyenitik kayalar içinde dağınık bir şekilde görülmektedir. 3 nolu lokasyonda pirit, kalkopirit ve arsonopiritçe zengin zonlar görülmektedir (Şekil 3.5). Daha doğuda 4 nolu lokasyonda ise galen ve sfalerit cevherleşmeleri görülmektedir.



**Şekil 3.2.** Çalışma alanında 1 nolu lokasyondaki barit cevherleşmelerinin arazideki görünümü



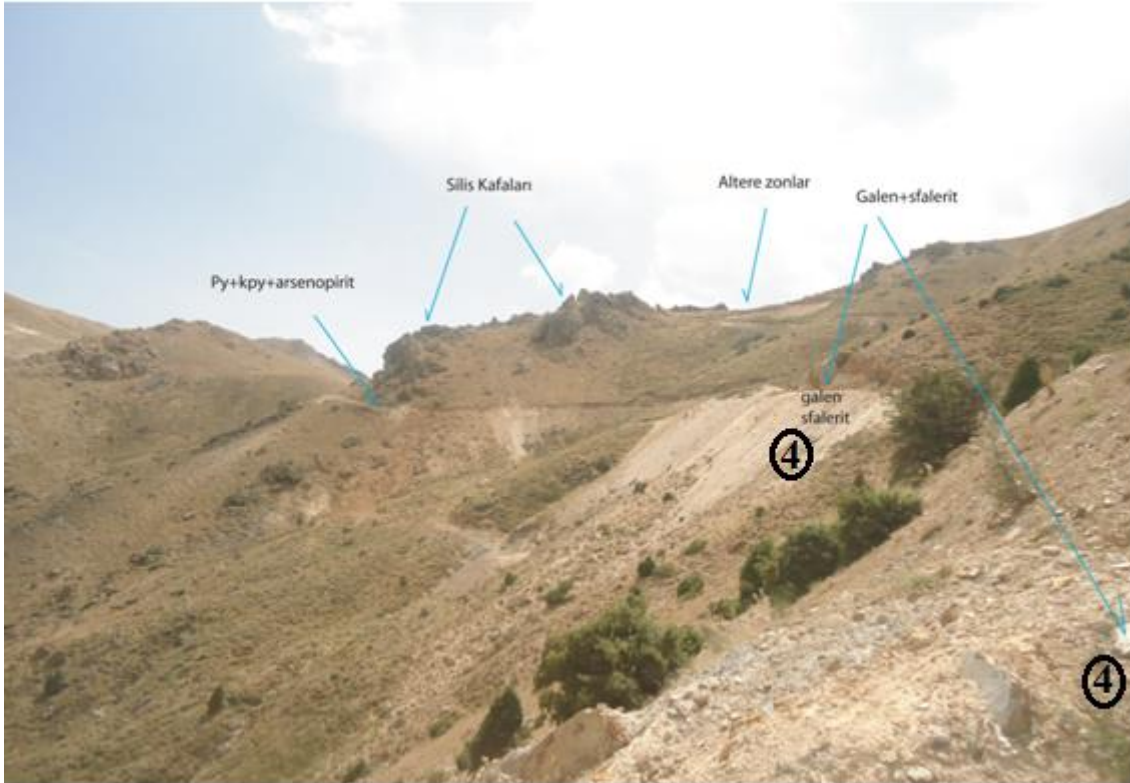
Şekil 3.3. Çalışma alanında 1 nolu lokasyonda gözlenen barit ve antimuanlı cevherleşmelerin görüntüsü



Şekil 3.4. Çalışma alanında 2 nolu lokasyonda gözlenen fluorit, barit ve limonitin görüntüsü



Şekil 3.5. Çalışma alanında 3 nolu lokasyona ait pirit, kalkopirit ve arsenopiritce zengin zonların görüntüsü



Şekil 3.6. Çalışma alanında 4 nolu lokasyondaki cevherli zonların görüntüsü



Şekil 3.7. Çalışma alanında 4 nolu lokasyonda gözlenen masif galenit ve sfaleritin görüntüsü

### 3.2. Cevherleşmelerin Mineralojik Özellikleri

Cevher sahasından alınan örneklerden ince kesit ve parlatma kesitleri hazırlanarak, mikroskopta incelenmeye çalışılmıştır. Cevher örneklerinden hazırlanan parlatma bloklarında cevher minerali olarak barit, galenit, sfalerit, arsenopirit, pirit, kalkopirit ve antimuan, siyenitlerde yapılan ince kesitlerde ise kuvars, florit ve feldispat gözlenmiştir.

**Barit ( $BaSO_4$ );** Cevherleşmede en yaygın gözlenen cevher mineralidir. Tüm sülfürlü cevherleşmelerin bulunduğu cevherli alanlarda mutlaka bu cevher mineralleri arasında barit sıkça gözlenmektedir. İncelenen örneklerde bazı alanlarda masif görümlü iken bazı kesitlerde ise çoğunlukla özşekilli ve birkaç cm büyüklüğünde uzun prizmatik kristaller halinde gözlenmektedir(Şekil 3.4, 3.5 ve 3.13).

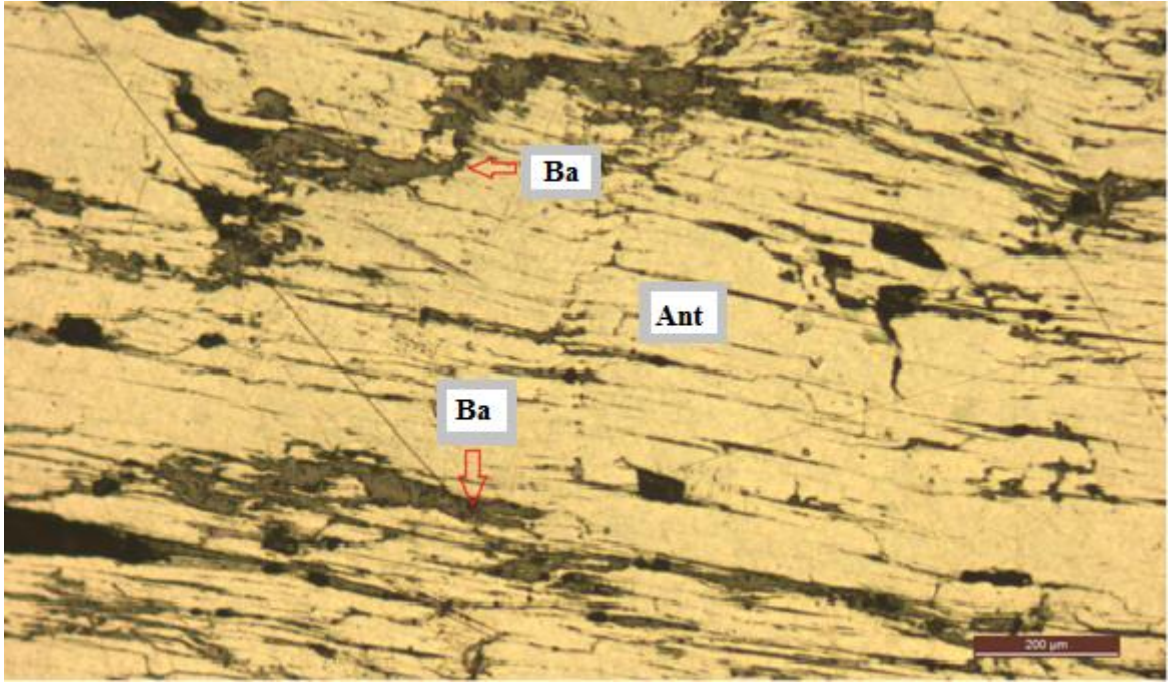
**Galenit ( $PbS$ );** Baritlerden sonra cevherleşmede en yaygın rastlanan mineraldir. Genellikle iri kristaller halinde izlenmektedir. İncelenen parlak kesitlerde oldukça yumuşak olması nedeniyle kesit üzerinde sıkça çizikler gözükmektedir. Bazı örneklerde kenar kısımlarında yer yer alterasyon izleri gözlenmektedir. Muhtemelen bu kısımlar karbonatlaşarak serüzite dönüşmüştür (Şekil 3.8 ve 3.9).

**Antimonit ( $Sb_2S_3$ );** Çoğunlukla özşekilsiz, nadiren de yarı özşekilli halinde gözlenmektedir. İncelenen örneklerde genellikle baritlerle beraber bulunmaktadır (Şekil 3.4).

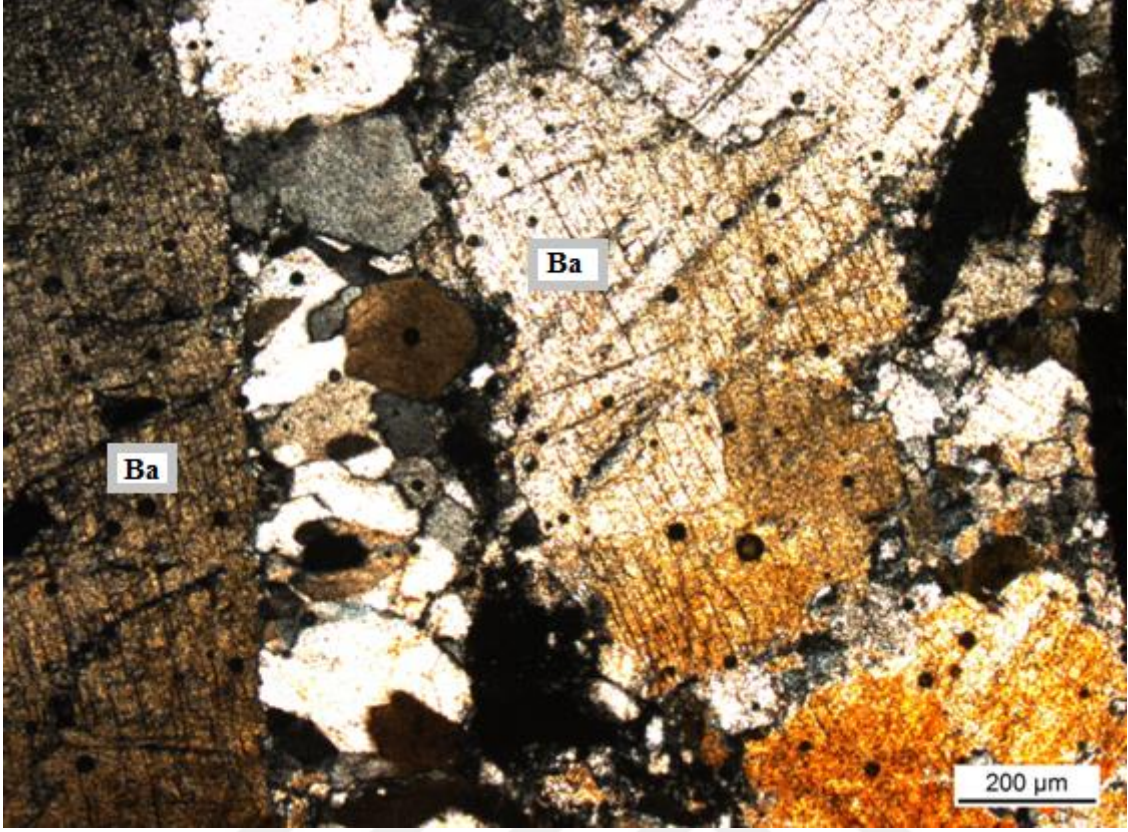
**Sfalerit ( $ZnS$ );** Gri renkli, özşekilsiz kristaller halinde gözlenmektedirler. İçlerinde pirit ve kalkopirit kapanımları yaygın olarak bulunmaktadır (Şekil 3.6, 3.8-12).

**Arsenopirit ( $FeAsS$ ) ve Pirit ( $FeS_2$ );** Arsenopiritler genelde beyazımsı renkli, özşekilli olup nadiren de yarı özşekillidir. İncelenen örneklerde arsenopiritler çoğunlukla parçalanmış olarak görülmektedir. Piritler ise özşekilsiz, beyazımsı sarı renkli minerallerdir (Şekil 3.6, 3.7, 3., 3.10, 3.11).

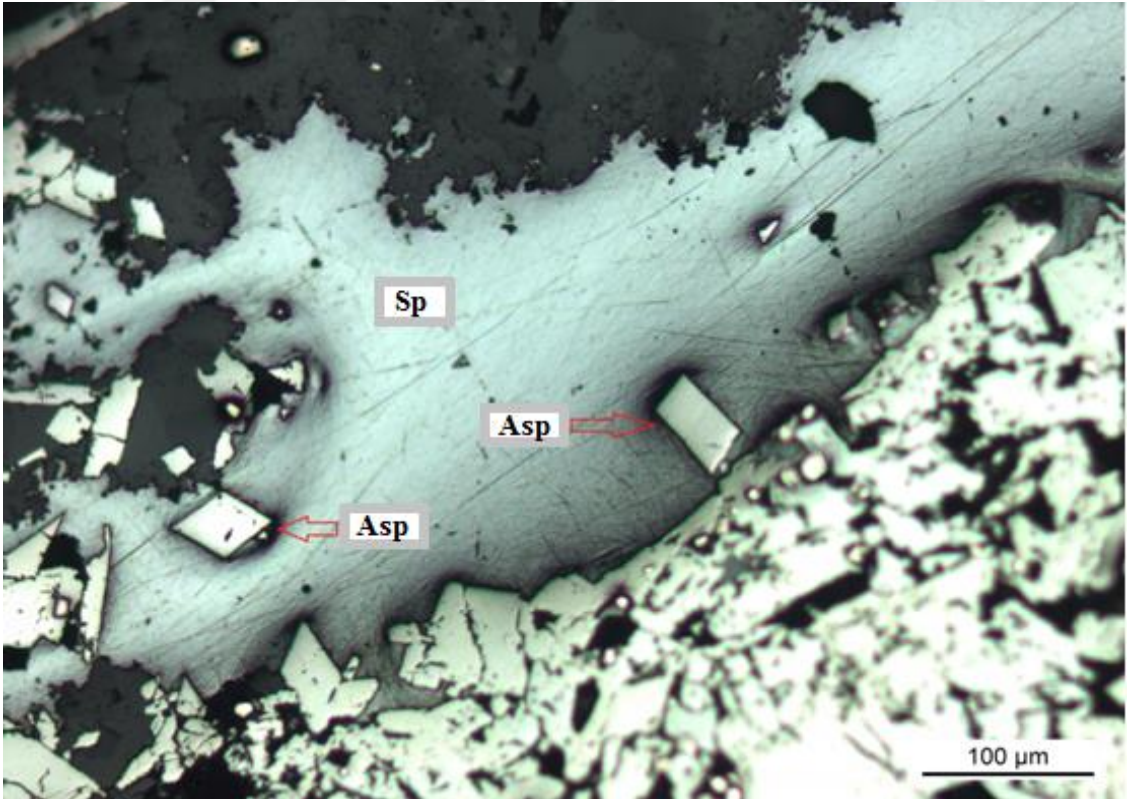
**Kalkopirit ( $CuFeS_2$ );** Sarı renkli, özşekilsiz kristaller halinde gözlenmektedir. Sfaleritler tarafından ornatılmış çok küçük boyutlu kristaller şeklinde gözlenmektedirler (Şekil 3.10).



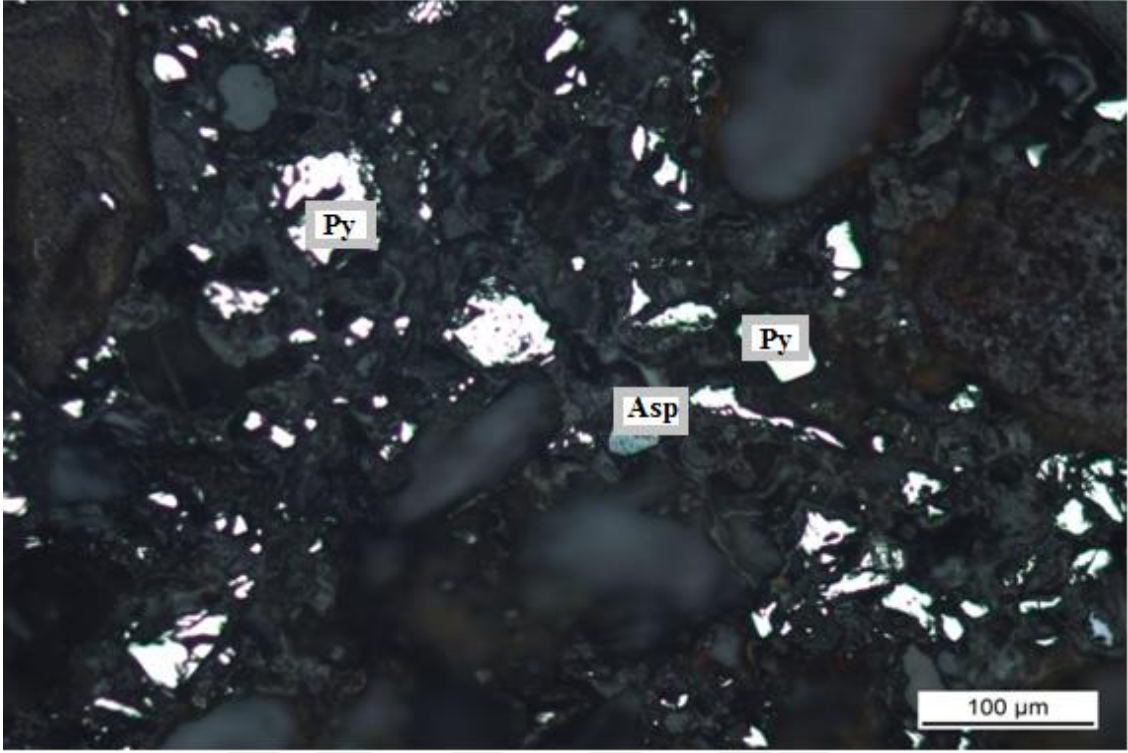
Şekil 3.8. Antimonit içerisindeki baritler (Parlatma, TN; Ant: Antimuan, Ba: Barit)



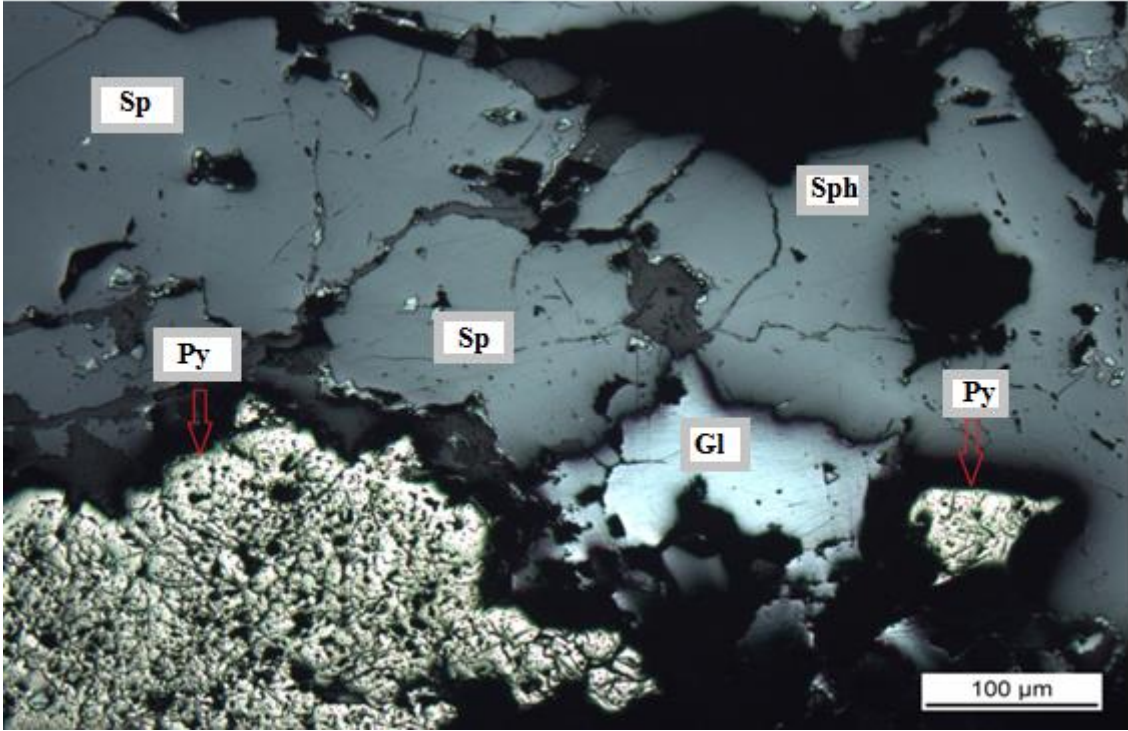
Şekil 3.9. Barit kristalleri (Parlatma, TN, Ba:Barit)



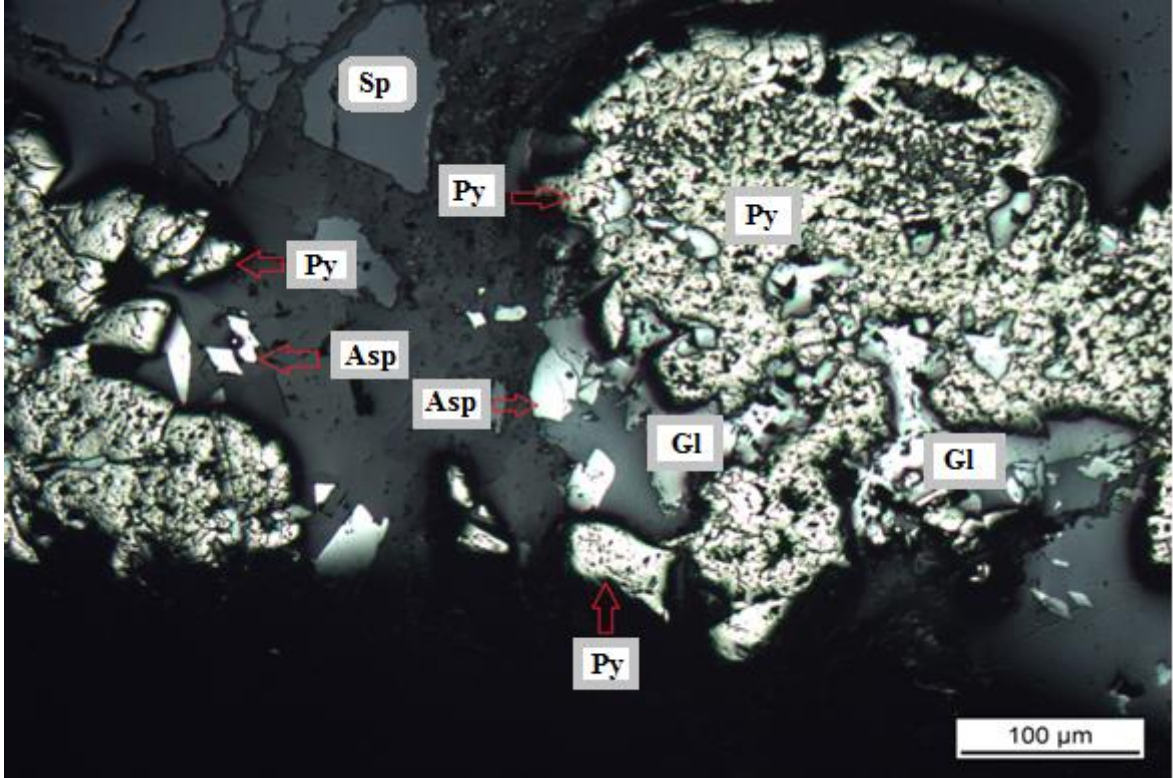
Şekil 3.10. Sfalerit içerisindeki özşekilli arsenopiritler (Parlatma, TN, Sp: Sfalerit, Asp: Arsenopirit)



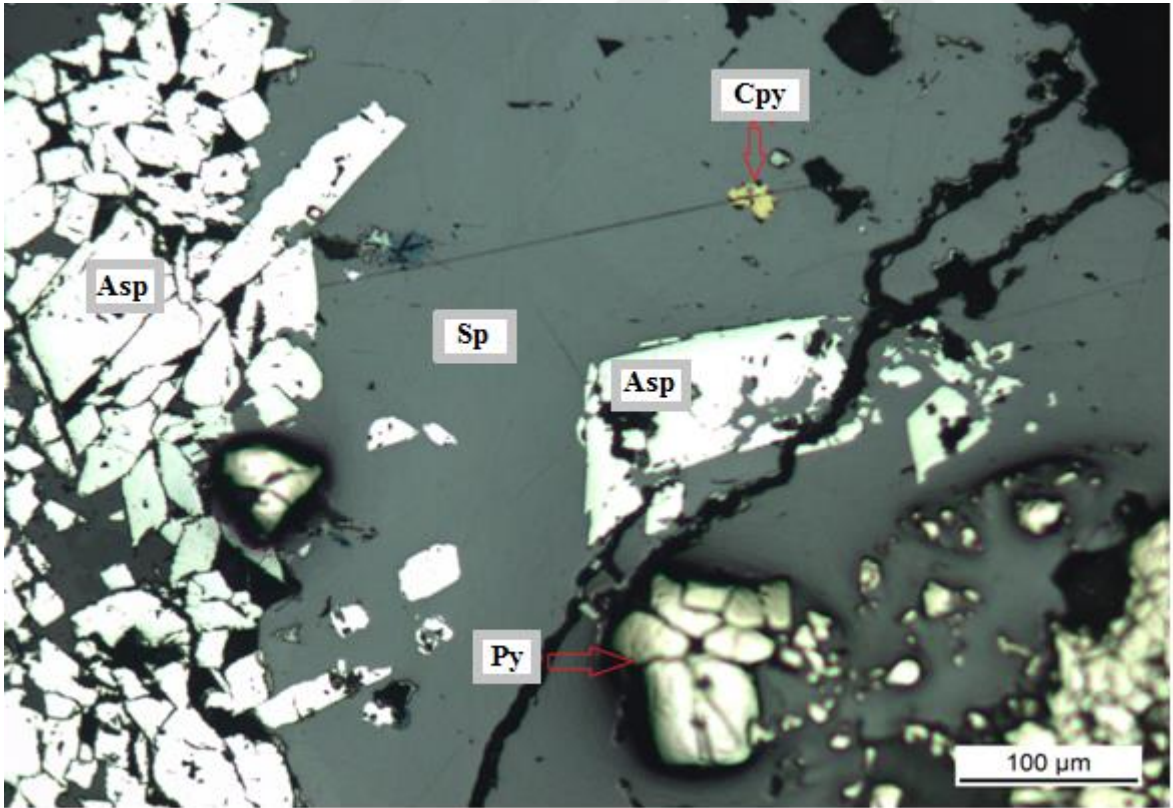
Şekil 3.11. Pirit ve arsenopirit kristalleri (Parlatma, TN, Asp: Arsenopirit, Py: Pirit)



Şekil 3.12. Sfalerit, galen ve piritlerin mikroskoptaki görüntüsü (Parlatma, TN, Sp: Sfalerit, Gl: Galen, Py: Pirit)

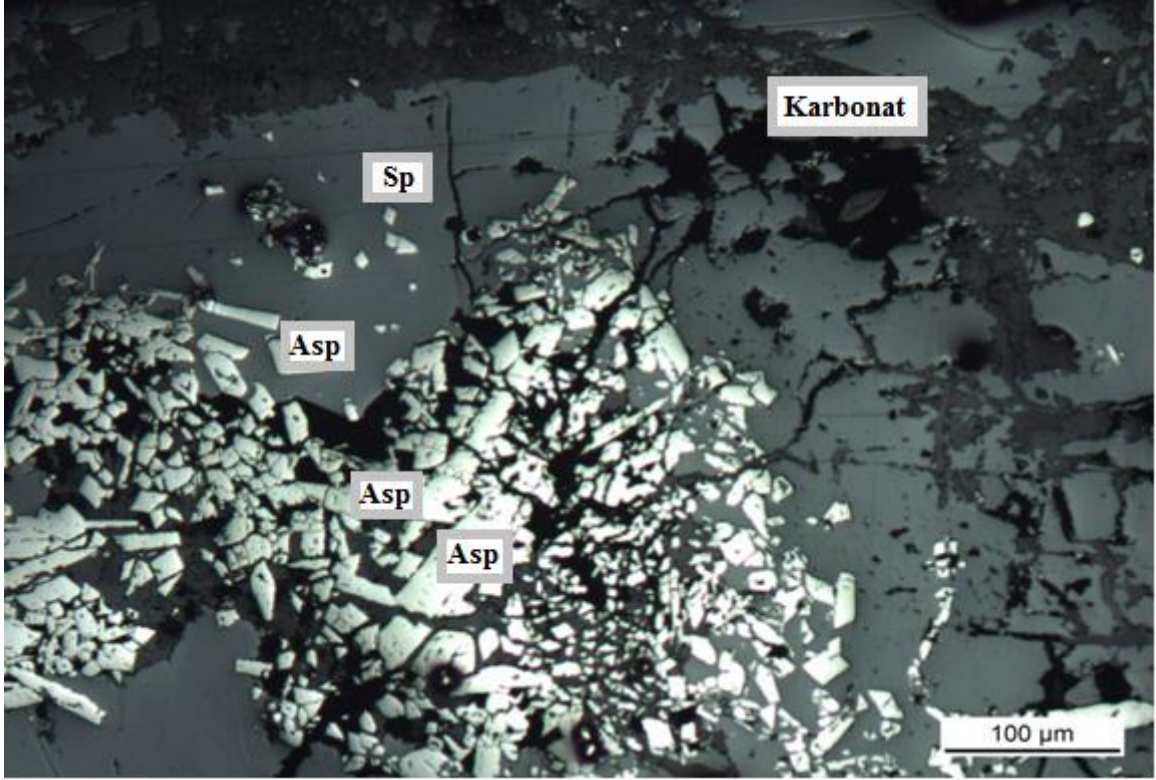


Şekil 3.13. Pirit, galen, sfalerit ve arsenopiritin mikroskoptaki görüntüsü (Parlatma, TN)

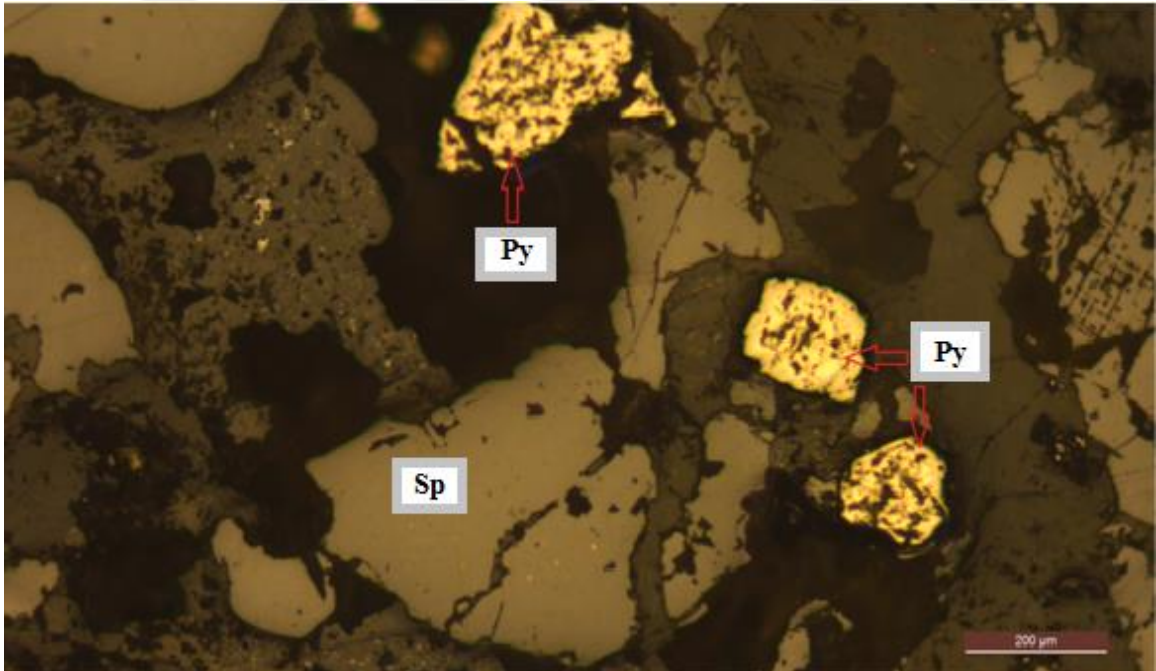


Şekil 3.14. Sfalerit, pirit, arsenopirit ve kalkopiritin mikroskotaki görüntüsü (Parlatma, TN)

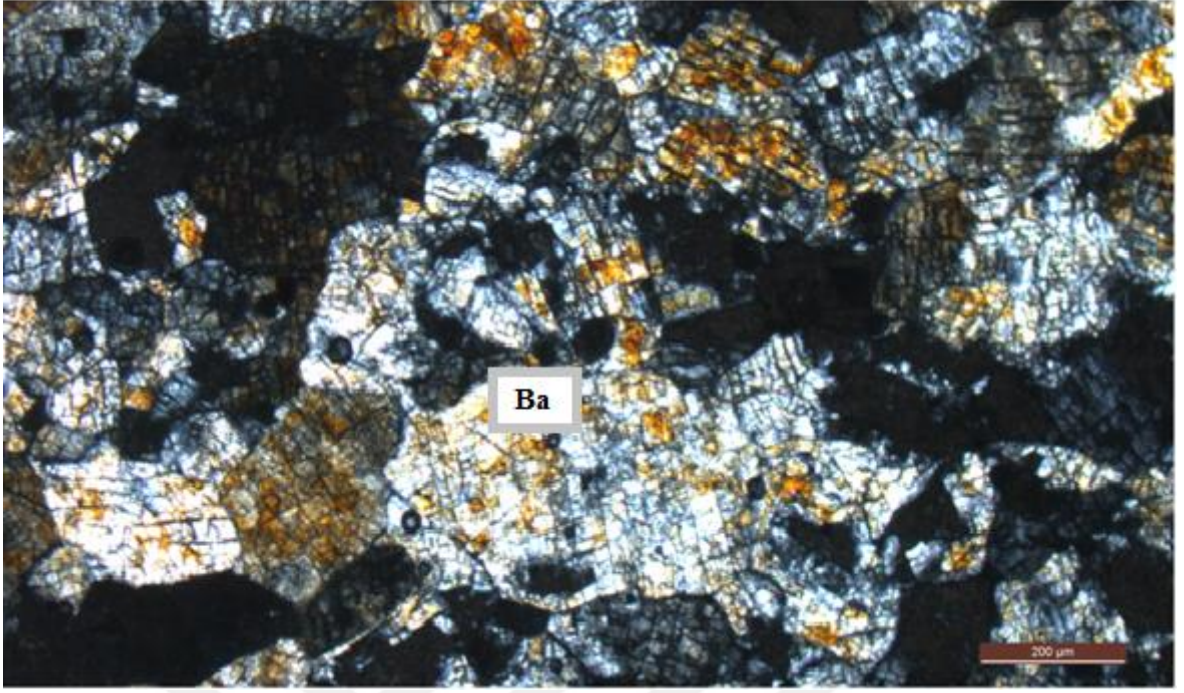




Şekil 3.15. Sfaleritler içerisindeki arsenopitler (Parlatma, TN)



Şekil 3.16. Pirit kapanımları içeren sfalerit kristali (Parlatma, TN)



Şekil 3.17. Barit kristallerinin mikroskoftaki görüntüsü (Parlatma, TN))

#### 4. CEVHERLEŞMELERİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

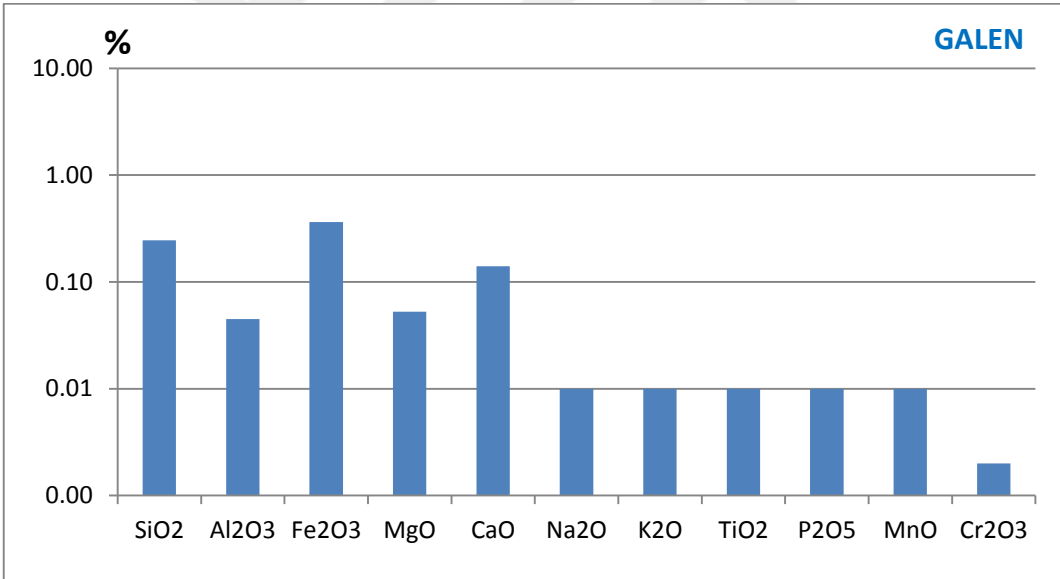
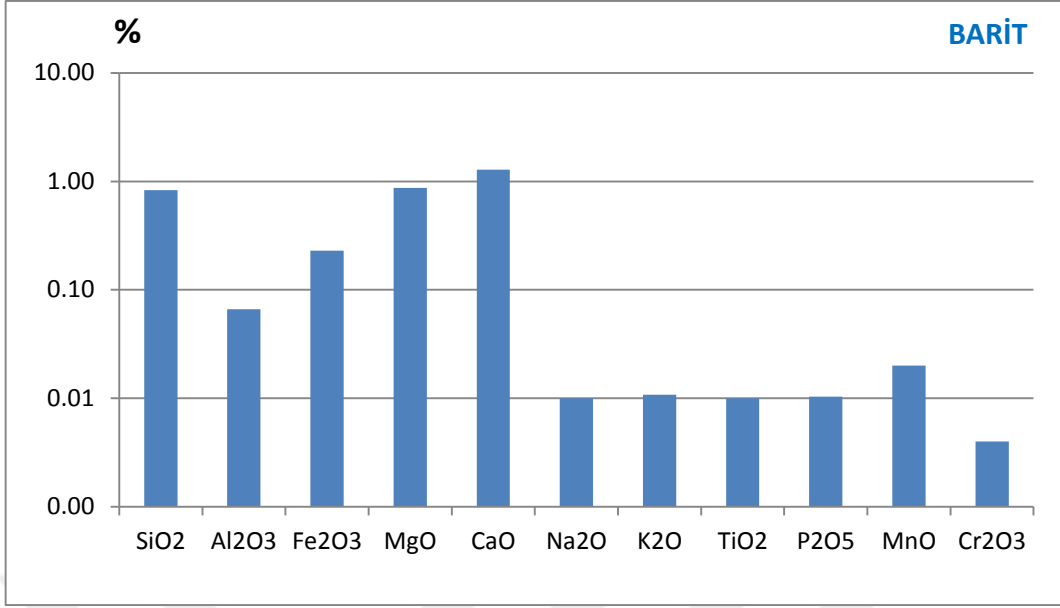
Çalışma alanında gözlenen Pb-Zn cevherleşmelerinin jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla 31 cevherli örnek, 3 yan kayaçta kimyasal analizler yapılmıştır. Analizler Kanada ACME Analiz Laboratuvarı'nda iki farklı yöntemde gerçekleştirilmiştir. Örneklerin ana oksit analizleri ICP-ES'de, iz element ve nadir toprak element analizleri ise ICP-MS' de yapılmıştır.

##### 4.1. Ana Oksit Jeokimyası

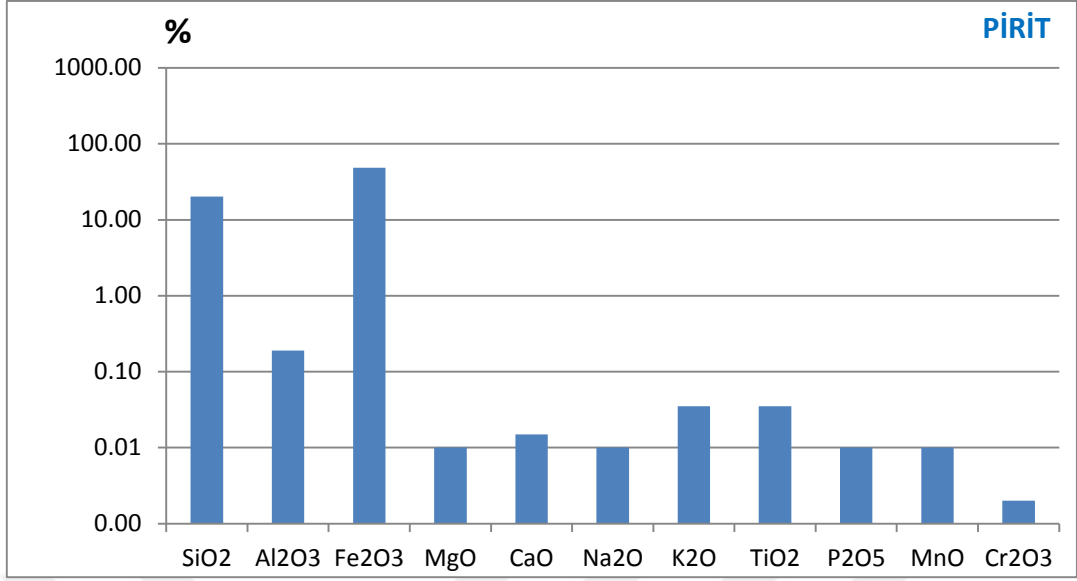
Çalıőma alanına ait Pb-Zn cevherleőmelerinin ana oksit analiz sonuçları Őekil 4.1, Őekil 4.2, Őekil 4.3 ve Tablo 4.1' de verilmiőtir. Bu analiz sonuçlarına göre ana oksit miktarları oldukça dűőüktür. Galen örneklerinde ortalama SiO<sub>2</sub> içeriği % 0,25; barit örneklerinde 0,83; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> miktarı ise galende % 0,36; baritte % 0,23' tür.

**Tablo 4.1.** Çalışma alanındaki Pb-Zn cevherleşmelerine ait ana oksit analiz sonuçları (tüm değerler % olarak verilmiştir. BR örnekleri barit, GL galen, PY pirit, SY ise siyemit örnekleridir)

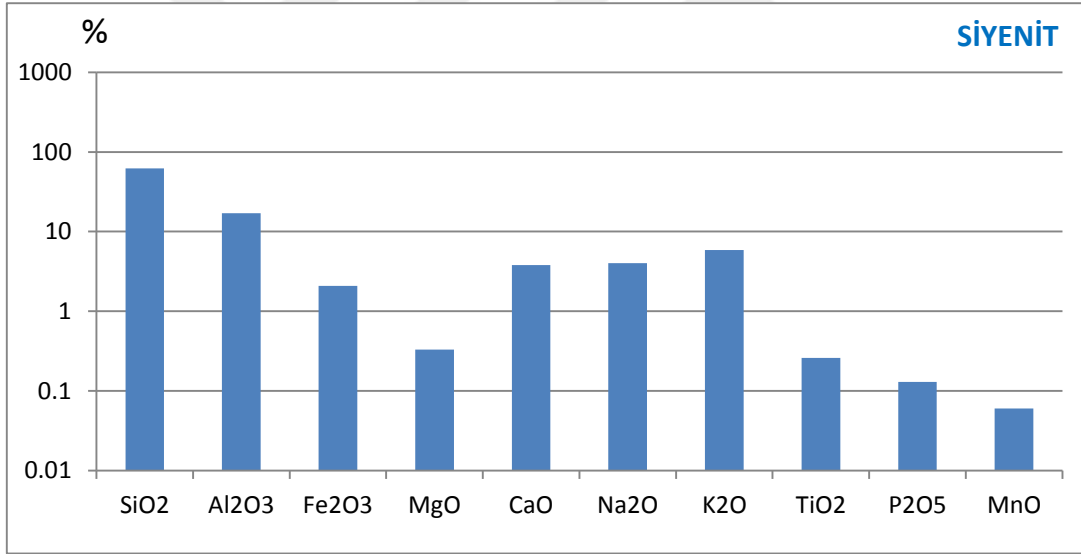
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
BR-1	1,99	0,01	0,14	0,13	0,21	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002
BR-2	0,17	0,01	0,22	0,61	1,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,002
BR-3	1,98	0,04	0,56	2,59	4,56	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,002
BR-4	0,01	0,01	0,19	0,31	0,54	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002
BR-5	0,28	0,01	0,18	0,10	0,16	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002
BR-11	1,47	0,03	0,43	3,33	4,92	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,006
BR-12	0,45	0,06	0,37	1,81	2,82	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,004
BR-21	0,56	0,01	0,41	1,15	2,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,004
BR-22	0,31	0,01	0,28	0,83	1,58	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,003
BR-31	0,8	0,03	0,54	1,87	3,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,005
BR-32	1,15	0,07	0,46	0,8	1,24	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,005
BR-41	0,05	0,01	0,25	0,21	0,46	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,003
BR-42	0,14	0,01	0,08	0,24	0,44	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,004
BR-51	0,1	0,01	0,13	0,32	0,48	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002
BR-52	0,07	0,01	0,12	0,51	0,78	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,004
BR-61	0,33	0,09	0,18	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,007
BR-62	0,22	0,10	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006
BR -71	0,26	0,16	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,004
BR -72	0,27	0,06	0,15	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006
BR -81	0,23	0,06	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005
BR -82	0,22	0,05	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006
BR -91	0,34	0,08	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006
BR -92	0,41	0,16	0,18	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006
BR -101	2,08	0,03	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006
BR -102	6,80	0,20	0,27	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,008
GL -1	0,31	0,08	0,29	0,05	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002
GL -2	0,55	0,06	0,68	0,06	0,15	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002
GL -3	0,10	0,03	0,32	0,08	0,28	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002
GL -5	0,02	0,01	0,16	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002
PY-1	17,61	0,26	48,80	0,01	0,02	0,01	0,06	0,06	0,01	0,01	0,002
PY-2	22,92	0,12	48,36	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002
Siyemit (3 öm.)	62,25	17,03	2,08	0,33	3,79	4,02	5,88	0,26	0,13	0,06	-



**Şekil 4.1.** Çalışma alanındaki barit ve galen örneklerine ait ortalama ana oksit değerleri



Şekil 4.2. Çalışma alanındaki pirit örneklerine ait ortalama ana oksit değerleri



Şekil 4.3. Çalışma alanındaki siyinit örneğine ait ortalama ana oksit değerleri

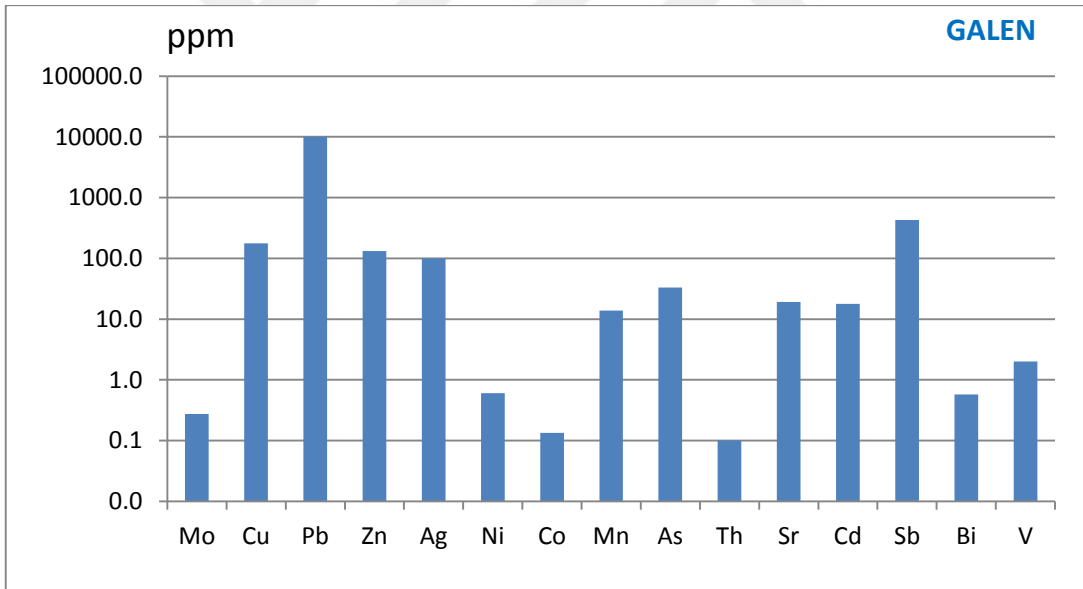
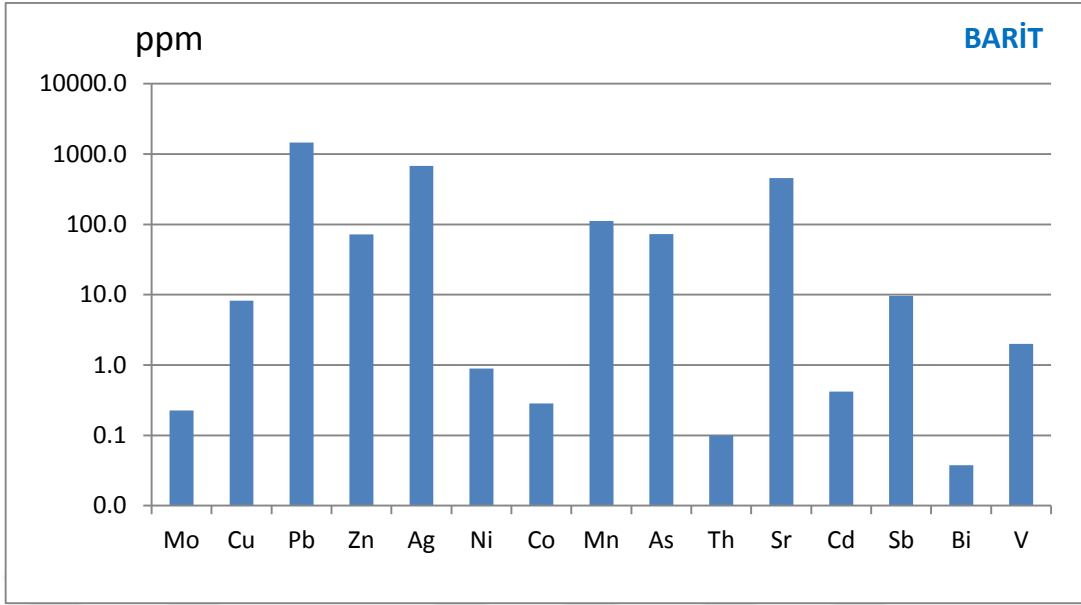
## 4.2. İz Element Jeokimyası

Çalışma alanından alınan örneklerin iz element analiz sonuçları Şekil 4.4, Şekil 4.5, Şekil 4.6 ve Tablo 4.2' de verilmiştir. Bu sonuçlara göre, bölgedeki örneklerin iz element açısından özellikle Cr, Ni ve Co gibi bazı elementlerce çok fakir olduğu ve önemli bir iz element zenginleşmesi olmadığı görülmektedir. Ancak Pb, Zn, Cu, Ag ve As gibi elementlerce de zengin olduğu gözlenmiştir. Bu da bölgedeki baritlerin hidrotermal sistem

ile bağlantılı, daha çok bazik olmayan olasılıkla nötr veya asidik bir hidrotermal sistemin etkisinde oluşmuş olabileceğini kanıtlamaktadır. Ayrıca çalışma alanındaki barit ve galenlerin iz element içerikleri MORB' a (Pearce, 1982) göre normalize edildiğinde (Şekil 4.7); hem barit hem de galen örneklerinde elementlerin içerisindeki kalıcılığı yüksek elementlerden (HFSE) sadece Sr ile Th açısından zenginleştiği görülmekte, diğer elementler için bir tüketilmeyi işaret etmektedir.

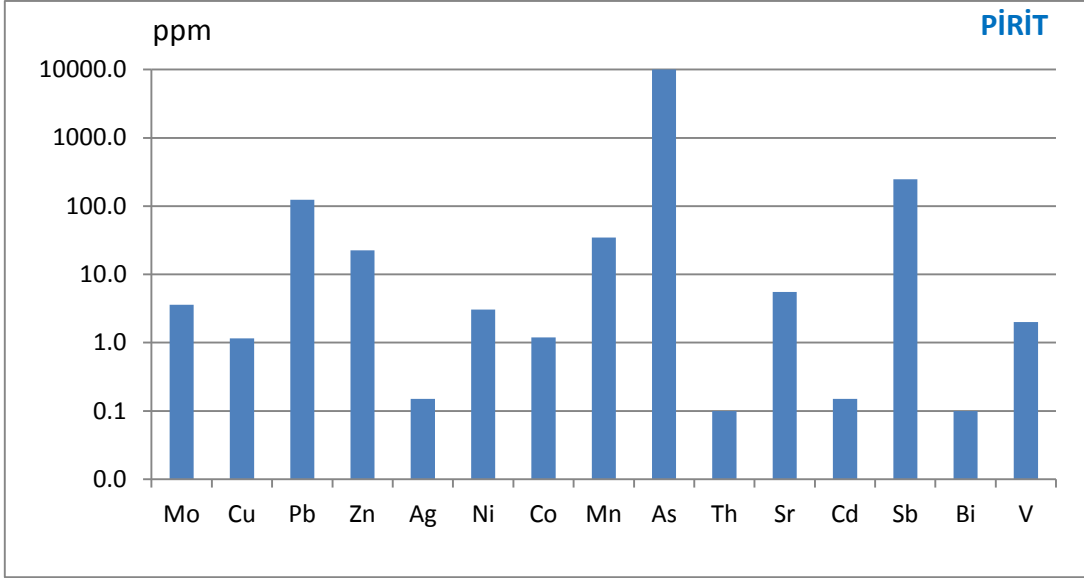
**Tablo 4.2.** Çalışma alanına ait örneklerin iz element analiz sonuçları (tüm değerler ppm olarak verilmiştir)

	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	As	T	Sr	Cd	Sb	Bi	V
BR-1	0,3	6,7	1163,3	10	0,6	0,9	0,1	48	1,3	<0	293	<0,1	1,7	<0,1	<2
BR-2	<0,1	13,5	1294,8	43	0,6	0,9	0,1	148	11,0	<0	322	0,2	1,7	<0,1	<2
BR-3	0,1	3,7	273,4	68	0,1	1,8	0,5	386	5,0	<0	307	0,4	1,2	<0,1	<2
BR-4	<0,1	5,5	183,5	20	0,1	0,7	0,2	55	1,4	<0	383	<0,1	0,6	<0,1	<2
BR-5	<0,1	4,7	302,8	16	0,1	0,4	<0,1	20	0,9	<0	258	<0,1	0,6	<0,1	<2
BR-11	0,13	15,05	0,56	112,1	1877	0,9	0,5	438	3,1	0,	268,7	0,57	2,98	0,03	2
BR-12	0,5	23,02	0,62	1237,1	7227	0,8	0,6	278	4,6	0,	431,9	7,66	9,63	0,05	2
BR-21	0,03	6,47	10,21	53,2	159	0,6	0,1	287	132,9	0,	256,7	0,17	2,71	0,02	2
BR-22	0,03	5,54	1	45,2	170	0,5	0,1	201	54	0,	184,4	0,12	1,57	0,02	2
BR-31	0,06	28,76	1,03	65,6	503	1,1	0,1	427	19,3	0,	233,1	0,31	2,1	0,02	2
BR-32	0,07	16,46	0,58	27,8	1276	1,4	0,2	209	45,2	0,	222	0,19	3,73	0,02	2
BR-41	0,04	4	1,83	21,5	70	0,5	0,1	49	4,2	0,	278	0,07	0,5	0,02	2
BR-42	0,01	5,52	2,01	14,4	72	0,5	0,1	50	2,8	0,	274,6	0,05	0,46	0,02	2
BR-51	<0,0	4,12	0,82	10,3	62	0,1	0,1	49	1,2	0,	144,6	0,03	0,41	0,02	2
BR-52	0,01	14,61	3,1	10,9	173	0,2	0,1	74	7,2	0,	237,3	0,05	1,07	0,02	2
BR-61	0,07	20,84	7648,45	2,5	598	0,5	0,3	7	14,9	0,	739,7	0,02	5,26	0,02	2
BR -62	0,07	4,84	19583,4	2,2	291	0,7	0,5	11	14	0,	850,4	0,01	5,37	0,02	2
BR -71	0,42	4,74	345,29	4,3	1088	1,3	0,2	3	592,5	0,	553	0,04	58,6	0,02	2
BR -72	0,14	1,89	433,57	5,8	286	2	1,7	16	48,6	0,	757	0,04	13,12	0,02	2
BR -81	0,43	2,01	1392,97	3,8	343	0,7	0,1	7	33,8	0,	842,7	0,03	10,12	0,02	2
BR -82	0,08	2,17	3098,97	4,2	655	0,9	0,2	5	30,9	0,	792,8	0,03	11,51	0,02	2
BR -91	0,16	1,64	96,37	3,7	523	0,8	0,1	4	202,7	0,	630,9	0,02	24,66	0,02	2
BR -92	0,56	2,77	99,59	7,7	498	1,7	0,3	13	437	0,	634,2	0,05	30,12	0,02	2
BR -101	0,08	2,14	129,75	3	593	0,4	0,1	3	22,3	0,	836,3	0,02	11,9	0,02	2
BR -102	1,48	5,39	440,52	7,5	535	2	0,6	10	125,4	0,	683,9	0,12	40,17	0,02	2
GL-1	0,3	307,8	>10000	181	>100	0,7	0,2	9	12,9	<0	9	22,3	619,5	1,9	<2
GL -2	0,3	71,1	>10000	75	>100	0,5	0,1	19	15,6	<0	25	13,3	301,4	0,1	<2
GL -3	0,2	108,7	>10000	152	>100	0,8	0,1	20	100,9	<0	31	17,8	385,1	<0,1	<2
GL -5	0,3	223,2	>10000	118	>100	0,4	<0,1	7	3,5	<0	12	18,1	417,4	0,2	<2
PY-1	2,6	1,2	124,8	24	0,2	3,7	2,0	28	>10000	<0	6	0,1	278,4	<0,1	<2
PY-2	4,6	1,1	123,5	21	0,1	2,4	0,4	41	>10000	<0	5	0,2	217,9	<0,1	<2
Siyenit (3 örn.)	0,3	2,5	10,0	2	-	19,0	4,8	-	3,7	97	1639	-	0,3	0,2	46

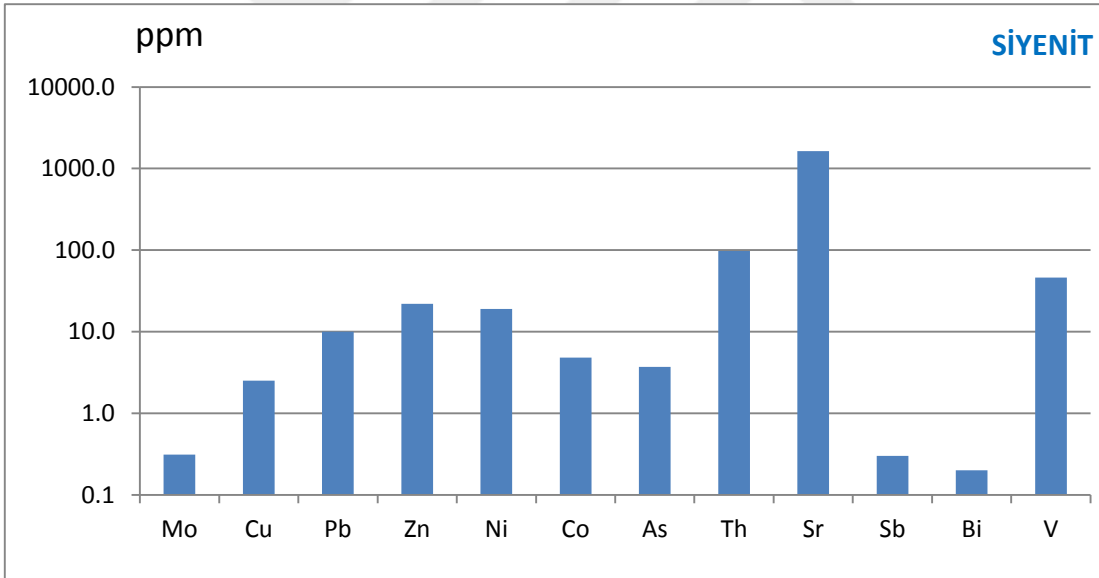


**Şekil 4.4.** Çalışma alanındaki barit ve galen örneklerine ait ortalama iz element değerleri

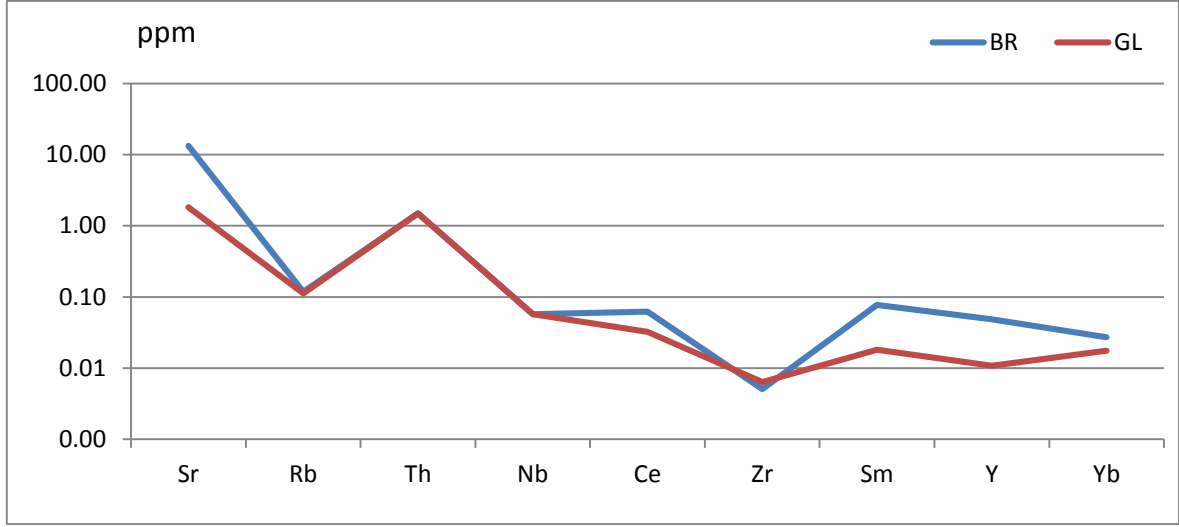




Şekil 4.5. Çalışma alanındaki pirit örneklerine ait ortalama iz element değerleri



Şekil 4.6. Çalışma alanındaki siyenit örneğine ait ortalama iz element değerleri



**Şekil 4.7.** Çalışma alanındaki barit ve galen örneklerinin iz element içeriğinin Pearce (1982) 'in MORB değerlerine göre normalize edilmiş diyagramı

### 4.3. Nadir Toprak Element Jeokimyası

Periyodik cetvel üzerinde atom numaraları 57 ile 71 arasında değişen ve lantandan (La) lutenyuma (Lu) kadar olan elementler nadir toprak elementleri (NTE) olarak adlandırılmıştır. La' dan Eu' ya kadar olan elementler hafif nadir toprak elementleri, Gd' dan Lu' ya kadar olan elementler ise ağır nadir toprak elementler şeklinde tanımlanmaktadır.

Nadir toprak elementleri, benzer fiziksel ve kimyasal özelliklere sahip olduklarından jeolojik olaylar sırasında dağılım beraberlikleri göstermektedirler. Miktarlarında azalma veya çoğalma olmakla birlikte oransal bollukları ve/veya dağılım grafikleri, kaynak malzeme içindeki benzediği için özellikle maden yataklarındaki mineralleri oluşturan elementlerin kökenlerinin araştırılmasında oldukça yararlı olabilmektedir. NTE analiz sonuçları değerlendirilirken, genellikle kondrit örneklerine göre veya bazı temel kayalara (Kuzey Amerika Şeyli, Avrupa Şeyli gibi) ait değerlere göre normalize edilmekte (Normalize edilmiş değerler N simgesi ile işaretlenmekte) ve sonuçlar X ekseninde elementlerin atom numaralarına göre dizildiği, Y ekseninde ise logaritmik olarak normalize edilmiş değerlerin bulunduğu X-Y dağılım diyagramları hazırlanmakta, dağılım eğrilerindeki gidişler (pattern) çeşitli referans verilerle karşılaştırılarak yorumlanmaya çalışılmaktadır (Bozkaya ve Gökçe, 2002).

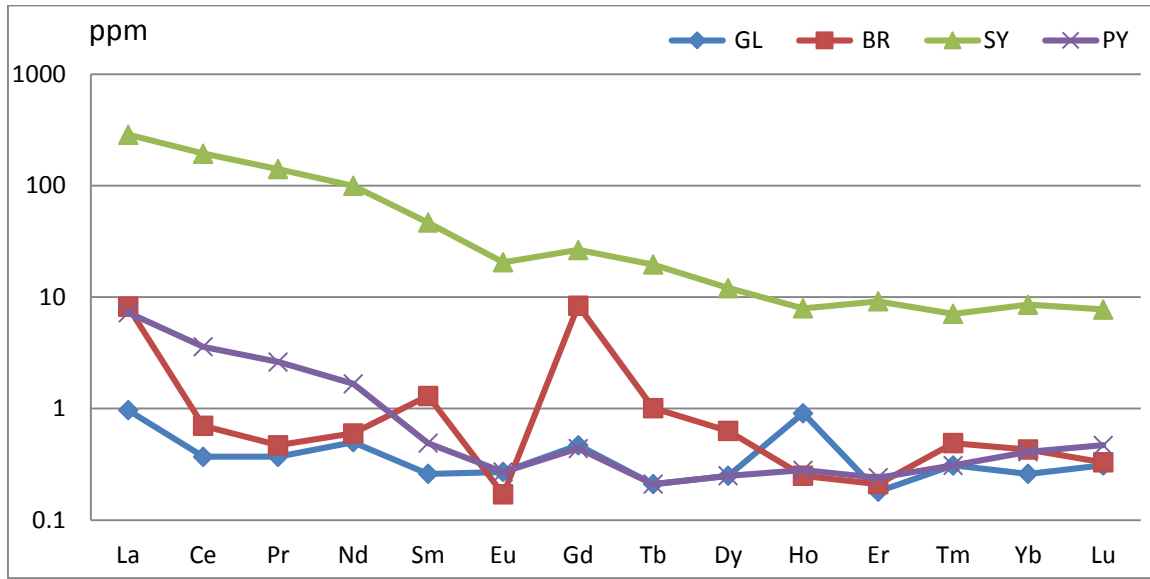
NTE elementleri cevher oluşturan elementlerin kökenini belirlemede kullanılmaktadır (Li, 2015). Hidrotermal çözeltilerin sahip olduğu fizikokimyasal şartlar, nadir toprak elementleri ile de desteklenmektedir. Nadir toprak elementlerinden Eu ve Ce bu amaçla kullanılabilen iki elementtir. Eu indirgen ortamlarda +2 değerlikli iyon halinde bulunurken, Ce oldukça yükseltgen ortamlarda +4 değer göstermektedir (Sverjensky, 1984; Wood, 1990; Bozkaya, 2001).

**Tablo 4.3.** Çalışma alanındaki örneklere ait nadir toprak element analiz sonuçları (ppm)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣNTE
BR-1	2,0	0,3	<0.02	<0.3	0,53	<0.02	2,17	0,05	0,35	<0.02	<0.03	0,02	0,08	<0.01	5,5
BR-2	2,2	0,2	<0.02	<0.3	0,65	<0.02	2,32	0,05	0,49	<0.02	<0.03	0,02	0,14	0,01	6,1
BR-3	2,8	2,1	0,24	1,1	0,69	<0.02	2,26	0,08	0,64	0,05	0,14	0,03	0,25	0,02	10,4
BR-4	1,4	<0.1	<0.02	<0.3	0,52	<0.02	2,07	0,04	0,47	<0.02	<0.03	<0.01	0,12	<0.01	4,6
BR-5	1,8	<0.1	<0.02	<0.3	0,54	<0.02	1,87	0,03	0,42	<0.02	<0.03	0,01	0,09	<0.01	4,8
BR-11	2,90	1,1	0,11	0,8	0,36	0,01	2,37	0,09	0,21	0,06	0,17	0,03	0,17	0,02	8,40
BR-12	2,60	0,6	0,04	0,4	0,24	0,01	2,48	0,06	0,09	0,04	0,10	0,02	0,12	0,01	6,81
BR-13	3,60	0,4	0,06	0,2	0,32	0,01	2,80	0,08	0,21	0,02	0,07	0,02	0,11	0,01	7,91
BR-14	3,00	0,2	0,01	0,3	0,33	0,01	2,60	0,06	0,15	0,01	0,05	0,02	0,12	0,01	6,87
BR-15	3,00	1,6	0,16	0,5	0,32	0,01	2,30	0,07	0,25	0,03	0,12	0,02	0,14	0,01	8,53
BR-16	4,80	4,9	0,53	1,7	0,32	0,01	1,85	0,05	0,14	0,01	0,04	0,01	0,07	0,01	14,44
BR-17	2,20	0,2	0,01	0,2	0,15	0,01	1,76	0,04	0,07	0,01	0,02	0,01	0,06	0,01	4,75
BR-18	2,00	0,2	0,01	0,2	0,06	0,01	1,81	0,04	0,04	0,01	0,03	0,01	0,05	0,01	4,48
BR-19	1,70	0,1	0,01	0,2	0,04	0,01	1,74	0,01	0,43	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01	4,34
BR-20	3,60	0,1	0,01	0,2	0,17	0,01	2,10	0,05	0,10	0,01	0,04	0,01	0,06	0,01	6,47
BR-21	2,00	0,1	0,01	0,2	0,04	0,01	1,72	0,04	0,07	0,01	0,02	0,01	0,07	0,01	4,31
BR-22	2,40	0,3	0,01	0,2	0,08	0,01	1,84	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01	5,02
BR-23	2,10	0,2	0,01	0,2	0,18	0,01	2,09	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01	4,97
BR-24	2,30	0,4	0,05	0,2	0,04	0,01	2,73	0,03	0,66	0,01	0,02	0,06	0,1	0,01	6,62
BR-25	2,80	0,2	0,01	0,2	0,14	0,01	2,20	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,06	0,01	5,75
BR-26	2,20	0,1	0,01	0,2	0,08	0,01	2,01	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01	4,79
BR-27	2,50	0,2	0,01	0,2	0,11	0,01	2,20	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,06	0,01	5,42
BR-28	2,60	0,6	0,02	0,2	0,18	0,01	2,25	0,05	0,04	0,01	0,02	0,01	0,07	0,01	6,07
BR-29	2,20	0,1	0,01	0,2	0,08	0,01	2,76	0,03	0,04	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01	5,53
BR-30	2,80	0,5	0,03	0,2	0,16	0,01	2,08	0,05	0,04	0,01	0,02	0,01	0,07	0,01	5,99
GL-1	0,4	0,3	0,06	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	<0.05	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01	0,8
GL-2	0,5	0,6	0,08	<0.3	<0.05	<0.02	0,20	<0.01	0,07	<0.02	0,06	<0.01	<0.05	<0.01	1,5
GL-3	0,2	0,2	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	0,15	<0.01	0,15	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01	0,7
GL-4	<0.1	<0.1	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	0,08	<0.01	<0.05	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01	0,1
PY-1	3,5	4,7	0,52	1,5	0,14	<0.02	0,18	<0.01	0,10	<0.02	0,07	<0.01	0,12	0,02	10,91
PY-2	1,0	1,1	0,12	0,5	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	0,06	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01	3,03
Siyenit (3 öm.)	89	157	17,2	60	9,1	1,51	6,87	0,93	3,89	0,57	1,93	0,23	1,79	0,25	

Yöredeki barit cevherleşmesinin ΣNTE içerikleri 4,31 ile 14,44 ppm arasında değişmekte olup (Tablo 4.3), bu örnekler Boynton (1984)' un kondritlerine göre

normalleştirildiğinde HNTE bakımından zenginleştiği görülmektedir (Şekil 4.8). Normalleştirilmiş diyagramda Ce ve Eu anomalileri aşağıdaki şekilde hesaplaması yapılmıştır (Kato vd., 2006). Hesaplamalar  $Ce/Ce^* = [(Ce_N)/(La_N * Pr_N)^{1/2}]$  ve  $Eu/Eu^* = [(Eu_N)/(Sm_N * Gd_N)^{1/2}]$  formüllerinden faydalanılmıştır. Bu hesaplamalara göre  $Ce/Ce^* = 0,36$ ;  $Eu/Eu^* = 0,05$ ' dir.  $Eu/Eu^* > 1$  ise anomali pozitif,  $Eu/Eu^* < 1$  ise negatif anomali şeklinde ifade edilmektedir (Henderson, 1984).



Şekil 4.8. Pb-Zn cevherleşmelerindeki örneklerin NTE kondritlere (Boynton, 1984) göre normalleştirilmiş diyagramı

Barit örneklerinin normalleştirilmiş NTE diyagramlarında (Şekil 4.8) La, Sm, Gd ve Tm değerlerinde pikler oluşturacak şekilde oldukça zikzaklı bir gidiş izlenmekle birlikte, diğer elementlere ait değerler düşüktür. Hidrotermal kökenli minerallerdeki NTE içerikleri kondritlere göre normalleştirilmiş diyagramlarında zikzaklı bir trend sunar (Ronov ve diğ.,1967). Çalışma alanındaki barit örnekleri de zikzaklı bir şekil sunmaktadır.  $Ce/Ce^*$  ve  $Eu/Eu^*$  oranları ortamın oksijen içeriği hakkında önemli bilgiler sunmaktadır. Constantopoulos (1988)' e göre  $Ce/Ce^*$  değerleri  $<1$  ise Ce' un oksijenle birleşerek  $CeO_2$  şeklinde çökmesine neden olur, böylece baritlerin yapısına girmesi de engellenmiş olur.

Negatif Ce anomalisi, hidrotermal sıvıların kaynağında yüksek oksijen fugasitesinin varlığını gösterir (Möller ve Morteani, 1983; Brookins, 1989). Bunun sonucu olarak  $Ce^{+3}$

okside olarak  $Ce^{+4}$  şeklinde kaynak ortamında kalmakta ve negatif Ce anomalisi ortaya çıkmaktadır.

Bu çalışmada baritlerde hesaplanan  $Eu/Eu^*$  değeri  $< 1$  olduğu için negatif anomaliden bahsedebiliriz. Buna göre çalışma alanındaki cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal çözeltiler,  $Eu'$  ca tükenmiş veya  $Eu'$  ca tükenmiş bir kaynaktan gelmektedir. NTE ve Eu anomalisi genellikle hidrotermal sistemlerde kullanılmaktadır (Bau, 1991; Giere, 1996; Brugger ve diğ., 2006).

Sulu çözeltilerdeki  $Eu^{+3}/Eu^{+2}$  ve  $Yb^{+3}/Yb^{+2}$  redox potansiyelinde teorik (Sverjensky, 1984; Wood, 1990; Bau, 1991) ve deneysel (Bilal, 1991) sonuçlara göre, basınç (P) ve Ph' a göre en önemli parametre sıcaklıktır (Bau ve Möller, 1992). Ayrıca Bau ve Möller (1992) e göre, 200-250 °C' nin üstündeki sıcaklıklarda hidrotermal çözeltilerde pozitif Eu görülmektedir (Michard, 1989; Bau, 1991; Bolhar ve diğ., 2004; Yanwen ve diğ., 2017). Buna göre çalışılan bölgedeki sıcaklık (112 °C) düşük olduğu için, negatif Eu görülmektedir diyebiliriz.

Takahashi ve diğ., (2000)' ne göre, NTE'lerin iki önemli elementi Ce ve Eu, özellikle sıvıların kökeni ve depolanma ortamının redoks potansiyellerine yaklaşımda bulunmada kullanılmaktadır.

Çeşitli denizel ve karasal ortamlarda oluşmuş barit oluşumlarının NTE dağılımları incelenmiş ve derin denizel baritlerin NTE konsantrasyonlarının yüksek olduğu, kondrite göre normalize edilmiş Eu değerlerinin minimum olduğu, fakat deniz sularında gözlenen Ce anomalisinin bulunmadığı belirlenmiştir. Çoğu karasal, bazıları ise sığ denizel ortamlarda oluşmuş diğer barit oluşumlarında ise NTE konsantrasyonlarının düşük olduğu gözlenmiştir (Guichard ve diğ., 1979).

İnceleme alanındaki barit ve galenlere ait değerleri karşılaştırmak amacıyla değişik çalışmalardan derlenmiş bazı barit oluşumlarına ve hidrotermal sistemlere ait NTE değerleri Tablo 4.4' de, literatürden derlenmiş benzer oluşumlara ait normalize NTE değerleri Tablo 4.5' de görülmektedir. Çalışma alanındaki örneklerle değişik barit oluşumları kondrite göre normalize edilmiş NTE değerlerinin karşılaştırmalı değişim grafiği şekil 4.9' da görülmektedir. Buna göre çalışma alanındaki galen ve barit örneklerinin, diğer çalışmalara göre daha düşük değerlerde olduğu görülmektedir. Gazipaşa (Antalya), Koru (Çanakkale) ve Maden karmaşığındaki baritlerle karşılaştırıldığında ise çalışma alanındaki baritlerin bu oluşumlara benzer trend izlediği görülmektedir (Şekil 4.10).

**Tablo 4.4.** Değişik barit oluşumlarının ve hidrotermal sistemlerin NTE değerleri

Element	Deniz Suyu (1)	MB2 (1)	MB9 (1)	CB3 (1)	Tibet Ort. (2)	Bulg. Ort. (2)	Bulg. Ort. (2)	EPR 21 Ort. (2)	Salton Denizi (3)
La	3,1	13	143	75	-	-	-	-	-
Ce	1,2	3,5	309	103	62,5	21,4	46,3	331,5	706
Pr	0,64	-	12,5	-	-	-	-	-	-
Nd	2,5	-	-	-	21,5	8,9	16,8	102,5	226
Sm	0,43	0,38	7,4	0,98	4,65	1,75	3,2	19	22,6
Eu	0,12	0,1	1,7	0,45	0,3	0,55	0,4	32,5	305
Gd	0,65	-	-	-	3,5	3,75	2,4	25	25
Tb	0,14	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	0,82	0,54	14	1	3,2	5,95	2	19,2	17,3
Ho	0,22	0,18	5,7	-	-	-	-	-	-
Er	0,68	-	18	-	2,2	4,1	1,2	11,7	10,6
Tm	0,15	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0,63	-	26	-	2,2	4,2	1,25	13,3	9,33
Lu	0,17	-	-	-	-	-	-	-	-

**Referanslar**

(1) Guichard ve diğ. (1979)

(2) Michard ve Albarede (1986)

(3) Michard (1989)

(4) Boynton (1984)

**Barit Örnekleri**

MB2 Pelajik barit

MB9 Diajenetik barit

CB3 Hidr. damar tipi barit

**Hidrotermal Çözeltilerdeki Örnekler**

Tibet Ort. Ortalama Tibet AH-9 ve AH-35 değerleri

Bulg.Ort.1 Ort.Bulg. BU-14&amp;BU-13 değ. (pH&lt;7,5)

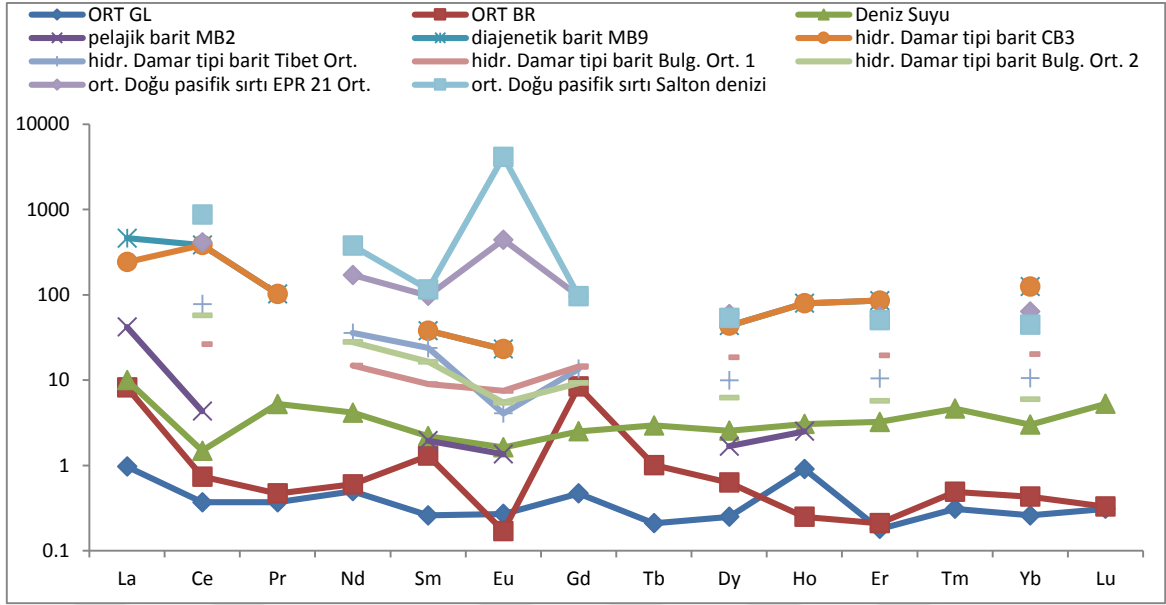
Bulg.Ort.2Ort.Bulg.BU-26,BU-04,BU-21,değ.(pH&gt;7,5)

EPR21Ort.Ort.EastPasific Rise;21°N,SW1149-2,1157-2

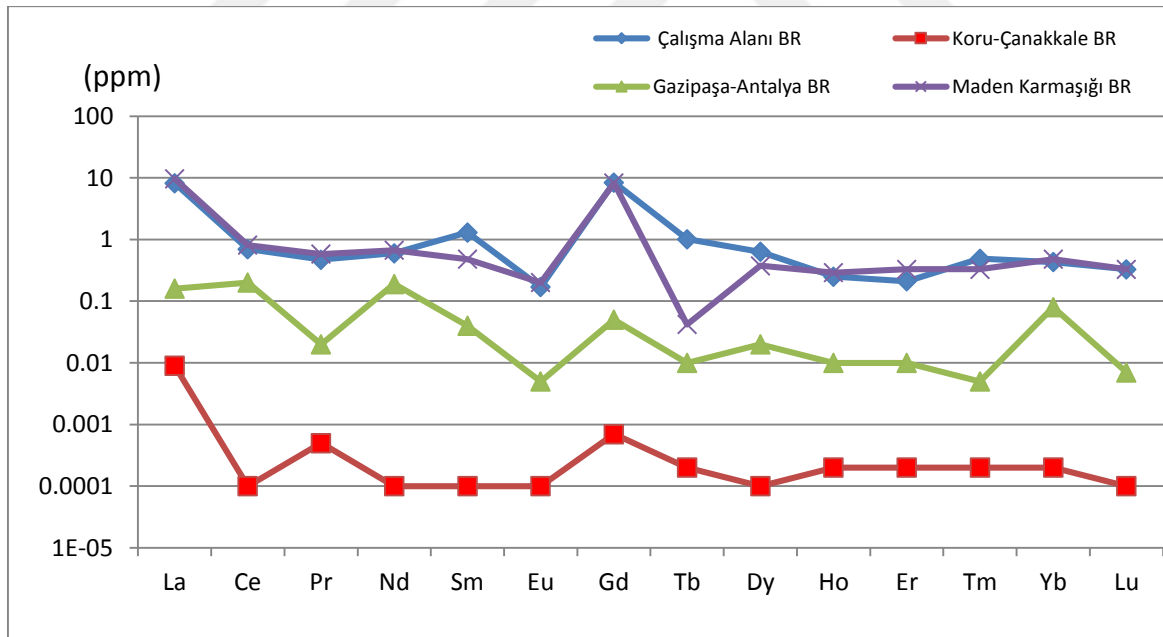
**Tablo 4.5.** Değişik barit oluşumları ve hidrotermal sistemlerin kondrite göre normalize edilmiş NTE değerleri

Element	D.S	MB2	MB9	CB3	Tibet Ort.	Bulg. Ort.	Bulg. Ort.	EPR 21 Ort.	Salton Deniz	Karalar (1)	Maden Karmaışı (2)	Çalışma Alanı
La	10,0	41,9	461,29	241,9	-	-	-	-	-	0,52	9,04	8,2
Ce	1,49	4,33	382,43	382,4	77,35	26,49	57,3	410,3	873,8	0,29	0,6	0,7
Pr	5,25	-	102,46	102,5	-	-	-	-	-	0,16	0,43	0,47
Nd	4,17	-	-	-	35,83	14,83	28,0	170,8	376,7	0,29	0,62	0,6
Sm	2,21	1,95	37,95	37,95	23,85	8,97	16,4	97,44	115,9	0,24	0,38	1,3
Eu	1,63	1,36	23,13	23,13	4,08	7,48	5,44	442,2	4150	0,07	0,18	0,17
Gd	2,51	-	-	-	13,51	14,48	9,27	96,53	96,53	0,19	8,05	8,4
Tb	2,95	-	-	-	-	-	-	-	-	0,21	0,32	1,01
Dy	2,55	1,68	43,48	43,48	9,94	18,48	6,21	59,63	53,73	0,06	0,34	0,63
Ho	3,06	2,51	79,39	79,39	-	-	-	-	-	0,14	0,29	0,25
Er	3,24	-	85,71	85,71	10,48	19,52	5,71	55,71	50,48	0,05	0,26	0,21
Tm	4,63	-	-	-	-	-	-	-	-	0,15	0,43	0,49
Yb	3,01	-	124,40	124,4	10,53	20,10	5,98	63,64	44,64	0,40	0,38	0,43
Lu	5,28	-	-	-	-	-	-	-	-	0,23	0,40	0,33

(1) Bozkaya ve Gökçe, (2004) (2) Çınar, (2016)



Şekil 4.9. Pb-Zn cevherleşmelerindeki galenit ve barit örnekleri ile değişik barit oluşumları ve hidrotermal sistemlerin kondrite göre normalize edilmiş NTE değerlerinin karşılaştırmalı değişim grafiği



Şekil 4.10. Çalışma alanındaki baritlerin çeşitli çalışmalara göre karşılaştırılması

## 5. SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

Sıvı kapanımlar, mineraller oluşurken kristal yapı içinde hapsolmuş çözelti damlacıklarıdır. Mineral oluşturuvcu çözeltileri temsil edici örnekler oldukları için, sıcak ve soğuk sulu çözeltilerden itibaren oluşmuş minerallerin ve/veya cevherleşmelerin oluşum koşullarının ve kökenlerinin araştırılmasında oldukça faydalı bilgiler ortaya koymaktadırlar.

### 5.1. Örnek Seçimi ve Yöntem

Sıvı kapanım incelemeleri, Büyük ve Küçükkızılcık (Göksun-Kahramanmaraş) cevherleşmelerine ait örneklerde, çoğunlukla barit ve daha az olarak da kuvars kristalleri üzerinde yapılmıştır. Cevherleşmelerde, barit damarlarını temsil edecek şekilde alınmış 6 adet örnek seçilmiş ve iki yüzü parlatılmış ince kesitleri hazırlanmıştır. Hazırlanan iki yüzü parlatılmış özel kesitler, Pamukkale Üniversitesi (Denizli) Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan ve OlympusLabophot-Pol tipi polarizan araştırma mikroskobuna monte edilmiş LINKAM THMS-600 ve TMS 92 tipi soğutma ve ısıtma sistemleri ile yapılmış olup, örneklerde ilk erime ( $T_{FM}$ ), son erime ( $T_{MICE}$ ) ve homojenleşme ( $T_H$ ) sıcaklığı ölçümleri belirlenmiştir (Tablo 5.1). Her üç ölçümde de hata payı  $\pm 0.5^\circ\text{C}$ 'den daha azdır.

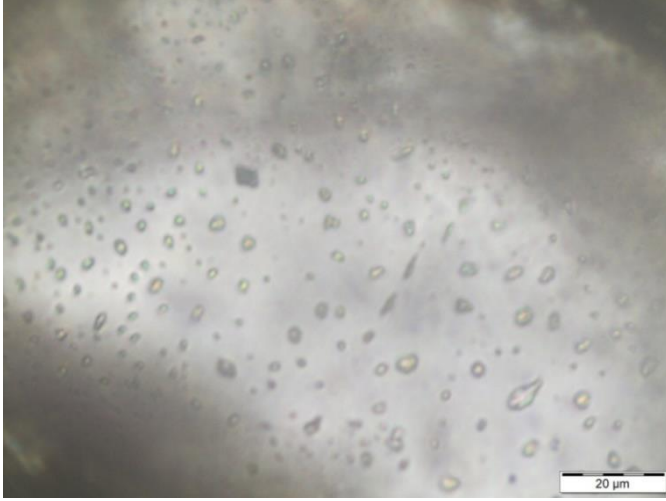
### 5.2. Kapanımların Morfolojik Özellikleri

İncelenen örneklerde, barit kristallerinde çok sayıda ve değişik boyutlarda sıvı kapanımları, kuvars kristallerinde ise çok az sayıda ve ölçüm yapılamayacak kadar küçük boyutlu sıvı kapanımları gözlenmiştir. Barit kristalleri içindeki sıvı kapanımları birincil ve ikincil kapanımlar şeklinde ayrılmış olup, birincil kökenli kapanımların büyük çoğunluğunu tek fazlı (sıvı) kapanımlar oluşturmakta olup, iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar daha azdır (Şekil 5.1; 5.2; 5.3 ve 5.4). Kapanımlar 2-10 mikron arasında değişen boyutlarda olup, genellikle yuvarlak, elipsoidal ve çoğunlukla düzensiz şekillidir.

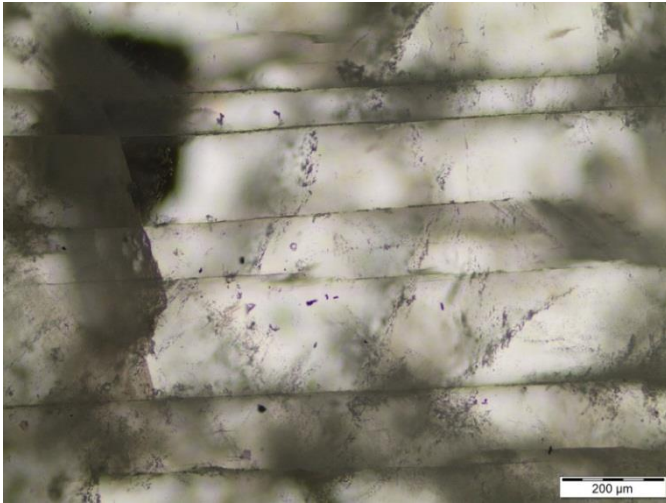


**Tablo 5.1.** Büyük ve Küçükkızılılık cevherleşmelerindeki barit kristallerindeki kapanımlara ait çeşitli ölçüm değerleri

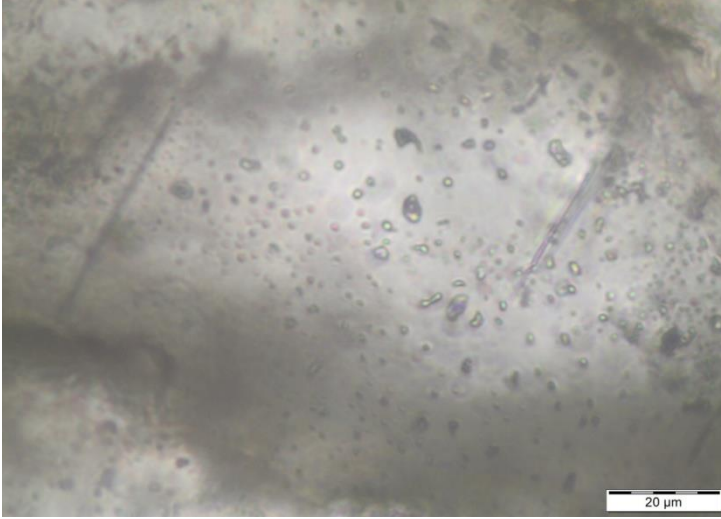
Barit			Kuvars		
$T_{FM}$	$T_{m_{ICE}}$	$T_H$ (°C)	$T_{FM}$	$T_{m_{ICE}}$	$T_H$ (°C)
-53,5	-2	120	-55	-4,7	158
-53,6	-2,5	110	-52,8	-4	142
-52,6	-2,7	105	-54,5	-3	170
-55	-2,5	114	-53,7	-3,3	160
-55	-2,6	116	-55	-4	162
-53,2	-2,4	111	-52,2	-3,2	192
-54,7	-2,5	121	-53,6	-3	150
-54,8	-2	107	-55	-3,1	140
-55	-2,1	110			
-55	-2,3	107			



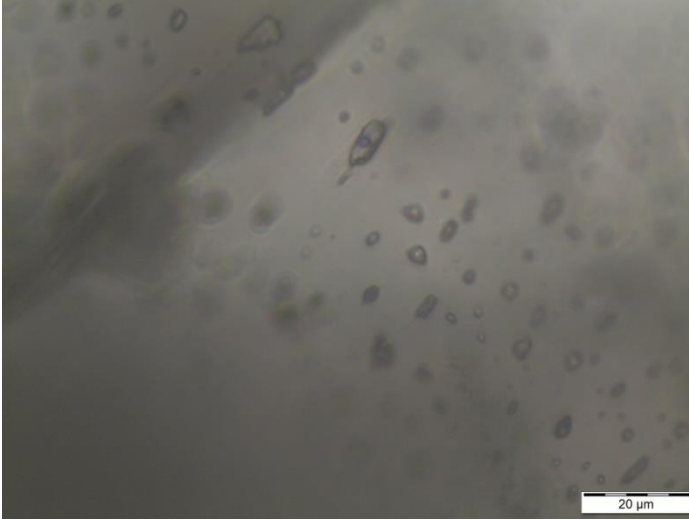
**Şekil 5.1.** Barit kristalleri içinde gözlenen tek fazlı (sıvıca zengin) kapanımlar (Örnek No: BR-4)



**Şekil 5.2.** Barit kristalleri içinde gözlenen ikincil kapanım dizilimleri (Örnek No: BR-2)



Şekil 5.3. Barit kristalleri içinde gözlenen iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar (Örnek No: BR-4)



Şekil 5.4. Barit kristalleri içinde gözlenen iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar (Örnek No: BR-4)

### 5.3. İlk Erime Sıcaklığı Ölçümleri ( $T_{FM}$ )

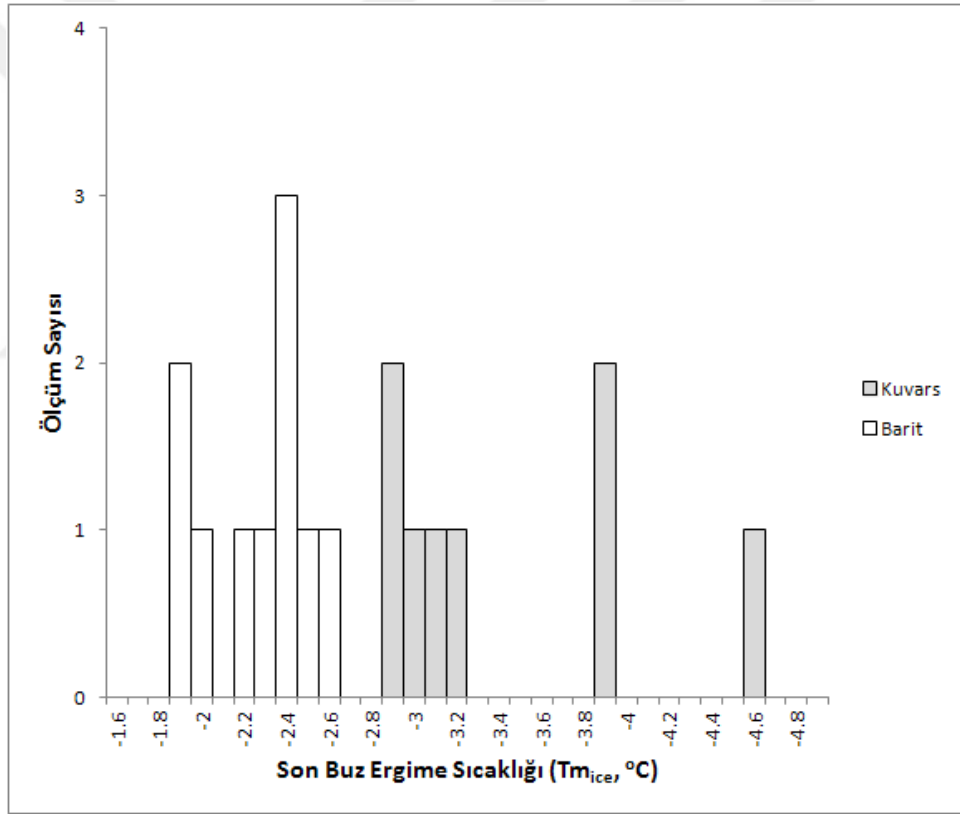
Her iki kapanım türünde de  $-55.0^{\circ}\text{C}$  ile  $-49,5^{\circ}\text{C}$  arasında değişen  $T_{FM}$  değerleri ölçülmüştür. Ölçülen bu sıcaklık değerleri, çeşitli su-tuz sistemlerinin öteklik sıcaklıkları ile karşılaştırıldıklarında, çözelti içinde NaCl, CaCl<sub>2</sub> ve MgCl<sub>2</sub> gibi tuzların bulunduğu işaret etmektedir (H<sub>2</sub>O - NaCl - CaCl<sub>2</sub> sistemi için ötektik sıcaklık;  $-55.0$  veya  $-52.0^{\circ}\text{C}$ , H<sub>2</sub>O - MgCl<sub>2</sub> - CaCl<sub>2</sub> sistemi için ötektik sıcaklık;  $-52.2^{\circ}\text{C}$ , H<sub>2</sub>O - CaCl<sub>2</sub> sistemi için ötektik sıcaklık;  $-49.5^{\circ}\text{C}$ ; Shepherd vd., 1985).

#### 5.4. Son Buz Erime Sıcaklığı Ölçümleri ( $T_{mICE}$ )

$T_{mICE}$  değerleri, barit kristalleri içindeki kapanımlarda  $-2,7^{\circ}\text{C}$  ile  $-1,3^{\circ}\text{C}$  arasında iken, kuvars kristallerinde  $-4,7^{\circ}\text{C}$  ile  $-4^{\circ}\text{C}$  arasında değişmektedir. Elde edilen son buz ergime sıcaklığı değerlerinden Bodnar (1993) tarafından geliştirilmiş :

$$Tuzluluk \% NaCl : (-1.78 \times Tm) - (0.0442 \times (Tm)^2) - (0.000557 \times (Tm)^3) \quad (5.1.)$$

eşitliği yardımıyla belirtilen sınır değerleri için tuzluluk (% NaCl eşdeğeri) değerleri hesaplanmış olup barit kristalleri içerisindeki kapanımlarda tuzluluğun % 4,5 ile 2 aralığında ( $n = 10$ , Ort. = % 4), kuvars kristalleri içerisindeki kapanımlarda ise; % 7,5 ile 6,5 aralığında ( $n = 8$ , Ort = % 6) değiştiği belirlenmiştir (Şekil 5.5).

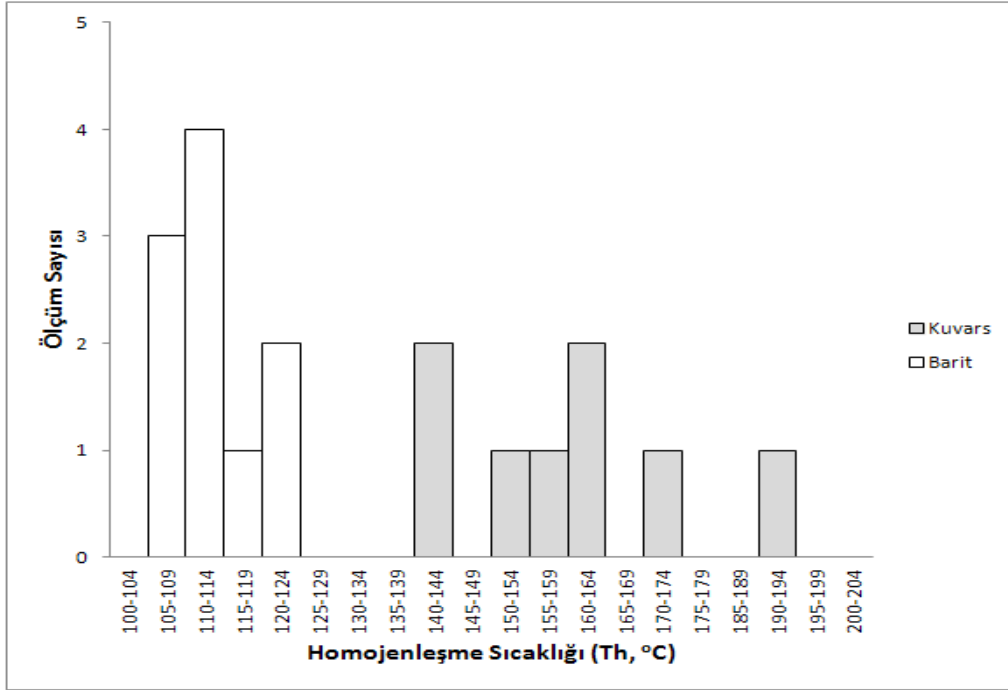


Şekil 5.5. Kuvars ve baritlerdeki kapanımlarda son buz ergime sıcaklığı ( $T_{mICE}$ ) değerlerinin istatistiksel dağılım grafiği

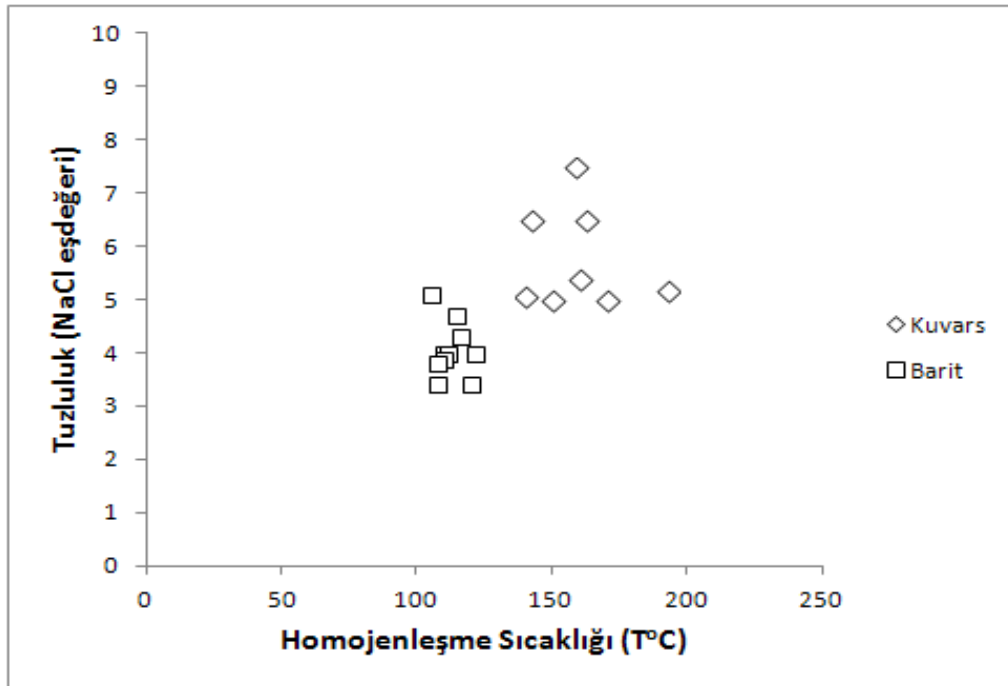
#### 5.5 Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri ( $T_H$ )

Baritler içerisindeki kapanımlarda;  $105^{\circ}\text{C}$  ile  $120^{\circ}\text{C}$  arasında ( $n = 10$ , ort =  $112^{\circ}\text{C}$ ) değişen  $T_H$  değerleri ölçülürken, kuvars kristalleri içindeki kapanımlarda;  $140^{\circ}\text{C}$  ile  $192^{\circ}\text{C}$  arasında ( $n = 8$ , ort =  $159^{\circ}\text{C}$ ) değişen  $T_H$  değerleri ölçülmüş olup, ölçülen homojenleşme

sıcaklığı değerlerinin frekans dağılımı Şekil 5.6' da görülmektedir. Şekil 5.7' de ise sıvı kapanımlarda ölçülmüş tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığının ikili diyagramı görülmektedir.



Şekil 5.6. Kuvars ve baritlerdeki kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklığı (T<sub>H</sub>) değerlerinin istatistiksel dağılım grafiği



Şekil 5.7. Sıvı kapanımlarında ölçülmüş tuzluluk-homojenleşme sıcaklığı değerlendirme grafiği

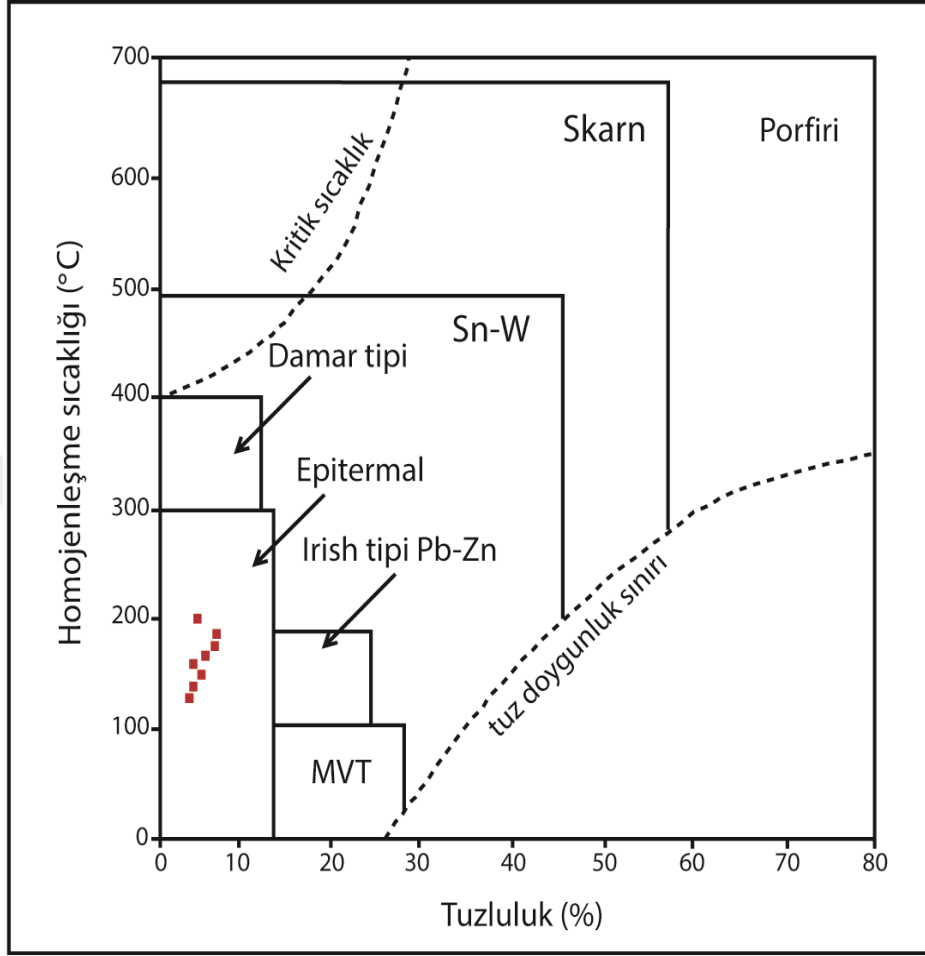
## 5.6. Sıvı Kapanım Sonuçları ve Tartışma

Cevher alanından alınan örneklerde yapılan sıvı kapanım incelemelerinde, barit ve kuvars kristallerindeki kapanımlarda ilk erime ( $T_{FM}$ ), son buz erime ( $T_{MICE}$ ) ve homojenleşme sıcaklığı ( $T_H$ ) ölçümleri yapılmış olup, baritte  $T_{FM}$  değerlerinden (-55,0 ile -49,5 °C); yararlanarak hidrotermal çözelti içinde NaCl, CaCl<sub>2</sub> ve MgCl<sub>2</sub> gibi tuzların bulunduğu, baritteki  $T_{MICE}$  (2,7°C ile -1,3°C) ve kuvarstaki  $T_{MICE}$  (-4,7°C ile -4°C) yararlanarak hidrotermal çözeltinin tuzluluğunun % NaCl eşdeğeri olarak baritte % 4,5 ile 2 aralığında (Ort. = % 4); kuvarsta % 7,5 ile 6,5 aralığında (Ort= % 6) olduğu,  $T_H$  değerlerinden yararlanarak hidrotermal çözeltinin sıcaklığının baritte 105°C ile 120°C arasında (ort = 112°C); kuvarsta 140°C ile 192°C arasında (Ort = 159°C) değiştiği belirlenmiştir.

Hidrotermal kökenli minerallerde sıvı kapanımları; genellikle (CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O) karışımını yansıtan iki fazlı (sıvı+gaz) bir bileşim içerirler (Roedder, 1979). Kapanımlarda katı fazın bulunmayışı mineral oluşturan çözeltilerin düşük sıcaklıklarda bulunduğunu, minerallerin duraylı ve dengeli fiziko kimyasal şartlara uygun bir ortamda oluştuğunu göstermektedir. (Özüş ve Yaman, 1989). Bundan başka katı kapanımların olmaması; tuzluluğun düşük olduğuna da işaret etmektedir (Leach, 1980). Kuvars, kalsit ve sfaleritteki sıvı kapanım çalışmalarında düşük tuzluluk (% 4,5-10,7) ve yüksek CO<sub>2</sub> içeriği, metamorfik sulardan kaynaklanan hidrotermal çözeltileri göstermektedir (Li, 2011). Roedder (1984)' e göre, epitermal yataklarda tuzluluk %0 ve % 13;  $T_H$  ise 140-350°C arasında değişmektedir (Akaryalı, 2016).

İnceleme alanı örneklerden yapılan çalışmalar sonucunda; düşük homojenleşme sıcaklıkları (112 °C) ile MVT tipi barit yataklarının değerleriyle (~100-150) benzerlikler sunmakta, yalnız çalışma alanındaki tuzluluk değerleri (% 6), MVT tipi yataklara göre (% 15-30) düşük olduğu için bu yataklara benzememektedir (Şekil 5.8). Ölçümler sonucu elde edilen düşük tuzluluk değerleri SEDEX tipi yataklara benzemektedir, ancak bunda da çalışılan örneklerde homojenleşme sıcaklık değerleri düşük olduğu için bu yatağa benzememektedir. Ünlüpınar (Gümüşhane) Pb-Zn±Au yataklarında sıvı kapanım çalışmaları yapılmış olup, kuvarsta homojenleşme sıcaklığı 120-330, tuzluluk % 1,6-9,7 olup, oluşum için epitermal damar tipi yatak olarak tanımlanmıştır (Akaryalı ve Akbulut, 2016). İnceleme alanındaki Pb-Zn cevherleşmeleride oluşum ortamı olarak bu yataklara

benzerlik göstermektedir. Fakat Ünlüpararc evherleşmesinde  $\delta^{34}\text{S}$  (‰ 1,6-5,7) değerlerine göre mağmatik kökenli oluşuyla çalışma alanından farklıdır.



**Şekil 5.8.** Kuvarlarda yapılan sıvı kapanımlarda elde edilen homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerleri (Roedder, 1984)

Yine Altınpararc, Torul-Gümüşhane damar tipi Pb-Zn±Au yataklarında sıvı kapanım sonuçları (kuvarsda 170-380°C, tuzluluk ort. % 4,7) çalışma alanındaki değerlere benzemektedir, yalnız Altınpararc cevherleşmesinde  $\delta^{34}\text{S}$  (‰-8,3 ile -2,3) bakımından mağmatik kökenlidir (Akaryalı, 2016). Bu yönüyle çalışma alanına göre farklılık göstermektedir.

Doğu Toroslar (Adana – Feke) yöresi barit yataklarında sıvı kapanım çalışmaları yapılmış, baritlerde ölçülen sıvı kapanım verileri mineralleşen eriyiğin düşük tuzluluğa (% 0,9-1,6) ve 78-190 °C arasında homojenleşme sıcaklıklarına sahip olduğu belirtilmiştir

(Taş, 2009). Çalışma alanındaki barit cevherleşmeleri düşük tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı bakımından bu yöredeki hidrotermal yataklara benzerlik göstermektedir.

Epitermal yataklar tipik olarak düşük tuzluluk ve düşük homojenleşme sıcaklık aralığına sahiptir. Homojenleşme sıcaklığı 200°C' ye ulaşabilirken tuzluluk değeri % 4,9-11,7 aralığındadır (Roedder, 1977 b; Woods ve diğ., 1982; Wilkinson, 2001). Sonuç olarak, çalışma alanında hidrotermal çözeltiler önce kuvars kristallerini çökeltilmişler, daha sonra barit kristallerini oluşturmuşlardır. Homojenleşme sıcaklık değerlerinin düşük olması, baritlerin geç bir dönemde oluştuğunu göstermektedir. Kuvarstaki homojenleşme sıcaklık değerleri baritlere göre daha yüksek olup, cevherleşmeye neden olan çözeltilerin sıcaklık ve tuzlulukları derinlerden yükseldikçe düşmüştür. Üst seviyelerde zamanla meteorik sularla karışım söz konusudur. Sıvı kapanımlardaki homojenleşme sıcaklıklarından yararlanarak, yatağın kökeninin hidrotermal oluşumlu ve epitermal evrelerde oluşmuş olabileceği düşünülmektedir (Şekil 5.8).

## 6. İZOTOP JEOKİMYASI

### 6.1. Kurşun İzotopları

Pb izotopları jeokimyası incelemeleri, Pb mineralleri içeren cevherleşmelerde zenginleşen kurşunun kökeninin araştırılmasında kullanılan en yaygın yöntemdir. Cevherleşmeler içindeki diğer metallerin kökeni için de Pb ile birlikte aynı kaynaktan geldikleri düşünülerek yaklaşımlarda bulunmaktadır.

Kurşun, atom numarası 82 olan bir element olup, kütle numaraları 190 ile 214 arasında değişen 24 izotopu bulunmaktadır.  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$  ve  $^{204}\text{Pb}$  izotopları, doğada en fazla bulunan Pb izotoplarıdır.  $^{204}\text{Pb}$  izotopu oluşumu tamamlanmış bir izotop olarak kabul edilmekte olup,  $^{206}\text{Pb}$  izotopunun,  $^{238}\text{U}$ ' un radyoaktif bozunması sonucu;  $^{207}\text{Pb}$  izotopunun  $^{235}\text{U}$ ' un radyoaktif bozunması sonucu;  $^{208}\text{Pb}$  izotopunun ise  $^{232}\text{Th}$  izotopunun bozunması sonucu oluştuğu, U ve Th içeren mineraller ve/veya kayalar içinde, belirtilen bozunma reaksiyonları sonucu oluşumlarının hala devam ettiği düşünülmektedir.

Jeokimyasal incelemeler sırasında;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ve  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  izotop oranları analiz edilmekte ve sonuçlar  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$  ve  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$  ikili diyagramları hazırlanarak yaş tayini ve köken açısından değerlendirilmeye çalışılmaktadır.

Yaş tayini incelemelerinde U ve Th içeriği yüksek (zirkon) mineraller, köken incelemelerinde ise U ve Th içeriği çok düşük (zamanla radyojenik Pb üretimi sonucu izotopsal bileşimi değişmeyen) galen gibi mineraller kullanılmaktadır.

Jeolojik malzemeler içinde radyojenik Pb' nun gelişimi; tek evreli oluşum (singlestage model) ve iki evreli oluşum (twostage model) şeklinde iki farklı şekilde incelenmektedir. Tek evreli oluşum modelinde, yerkürenin oluşumundan günümüze kadar, kurşun izotopları bileşiminin U ve Th izotoplarının bozunmasına bağlı olarak düzenli bir şekilde değiştiği ve radyoaktif reaksiyonlarla üretilen kurşunun sistemden ayrılmadığı kabul edilmektedir. Bu şekilde gelişmiş Pb izotopları bileşimleri düzgün bir eğri oluşturmaktadır. İki evreli oluşum modelinde ise, zamanla sistemin izotopsal dengesinin bozulduğu ve sistemden radyojenik kökenli kurşunun ayrıldığı kabul edilmektedir. İki evreli oluşum modelinde değişik zamanlarda sistemden ayrılan kurşun izotopları bileşimine ait noktalar, yukarıda belirtilen ikili diyagramlar üzerinde doğrular oluşturacak



şekilde konumlanmakta olup, bu doğrular izokron olarak tanımlanmaktadır. İzokronların, tek evreli gelişim eğrisini kestiği noktalar Pb' nun sistemden ayrıldığı ve yeniden tutuklandığı zamanları belirlemektedir.

Diğer yandan, tek evreli oluşum modeli ile oluşmuş ve genellikle volkanik ada yayları üzerindeki sedimanter ve volkano-sedimanter kayalar içinde bulunan yataklarda gözlenen, alt kabuk veya manto kökenli olduğu düşünülen kurşun izotopları bileşimi "olağan (ordinary) kurşun" olarak, kıtasal kabuk içindeki radyojenik kurşunla karışmış (kirletilmiş), tek evreli oluşum modeline uymayan ve pek çok yatakta gözlenen kurşun ise "anomali (anomalous) kurşun" olarak tanımlanmaktadır. Anomali kurşun izotopları bileşimine sahip yataklarda daha fazla miktarda radyojenik Pb bulunduğu için negatif (gelecekte oluşacak) yaş değerleri ile karşılaşılabilmektedir.

#### 6.1.1. Analitik Yöntem

Pb izotop analizleri, Activation (Actlab) Laboratuvarları' nda (Kanada) ICP-MS yöntemiyle yapılmıştır. Galen örnekleri kral suyu (aquaregia; 3HCL + 1 HNO<sub>3</sub> karışımı) ile çözülerek <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ve <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb izotop oranları analiz edilmiştir. Analizler sırasında NIST - SRM 981 standardı kullanılmış olup, bu standart için <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb değeri 16,9374; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb değeri 15,4916; <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb değeri ise 36,7219 şeklindedir. Bu değerler için 8 saatlik süre içinde tekrarlanabilirlik ve hassasiyet (hata payları % ± RSD) sırasıyla % ±0,27; % ± 0,20 ve % ± 0,17 olarak belirlenmiştir.

#### 6.1.2. Bulgular

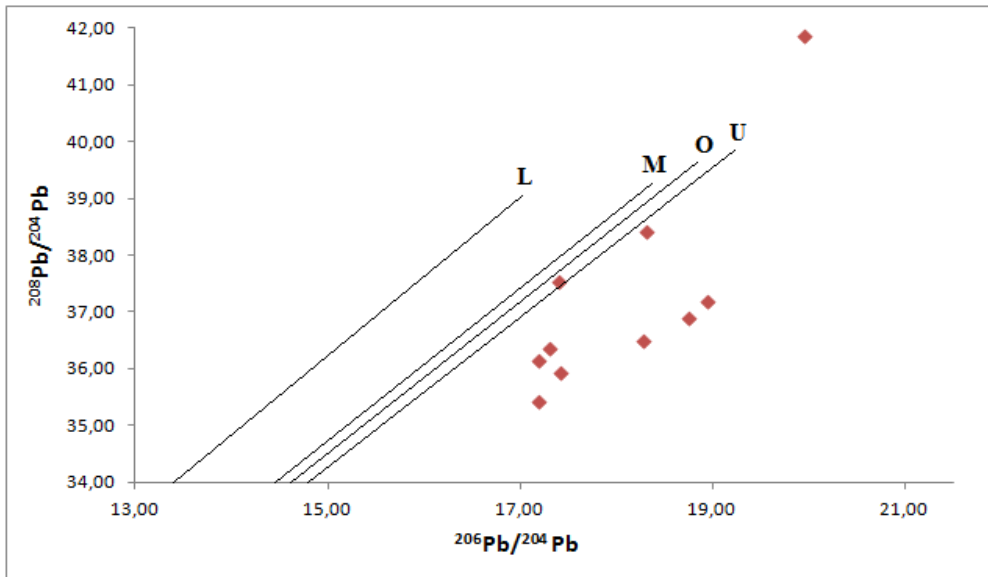
Çalışma alanındaki galen örneklerine ait değerler Tablo 6.1' de görülmektedir. Pb izotopları jeokimyası çalışmalarına göre galendeki <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb değeri ‰ 17,20-19,96 aralığında; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb değeri ‰ 14,07-16,20 aralığında; <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb değeri ise ‰ 35,41-41,87 arasında değişmektedir. Bu değerler üst kabuk malzemelerine işaret etmektedir (Şekil 6.1).

Yerküre üzerinde; manto, alt kabuk, üst kabuk ve orojenik bölgeler <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb - <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb bakımından oldukça farklı bileşimler gösterebilmekte olup, çalışma alanındaki örneklerle karşılaştırılarak kökenleri hakkında yaklaşımlarda bulunulabilmektedir. İnceleme alanındaki galen örneklerine ait değerler, orojenik bölgelerdeki üst kabuk malzemelerine benzemektedir olup, böyle bir kaynaktan geldiği söylenebilir (Şekil 6.1).

Benzer şekilde Doğu Toroslar' daki Pb-Zn yataklarının (Zamanti, Kahramanmaraş, Malatya, Elazığ, Bitlis; ek olarak, Niğde Masifi ve Hakkari bölgesi) kurşun izotopu jeokimyası çalışılmış olup, Pb için üst kabuk kaynağını işaret etmektedir. Çin' de Sichuan' daki metamorfik kökenli hidrotermal Yinchanggou–Qiluogou Pb-Zn yataklarında galendeki  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  değeri 18,116-18,401;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  değeri 15,658-15,756;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  değeri ise 38,249-38,884' tür. Tüm veriler üst kabuk bölgesine yakın yerlerde kümelenmiştir, yani kabuk kaynaklıdır (Li ve diğ., 2016).

**Tablo 6.1.** Çalışma alanındaki galen örneklerinin kurşun izotopları bileşimi

Örnek No	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
BK-11	19,96	16,20	41,87
BK-12	18,94	15,69	37,18
BK-21	17,20	14,23	35,41
BK-22	17,20	14,27	36,13
BK-31	17,40	14,49	37,53
BK-32	18,31	14,93	38,40
BK-41	18,76	15,81	36,89
BK-42	18,28	15,36	36,50
BK-51	17,41	14,66	35,94
BK-52	17,30	14,07	36,35



**Şekil 6.1.** Çalışma alanındaki galen örneklerinin ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) - ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) ikili diyagramındaki dağılımları, U - üst kabuk, O - orojen, M - manto, LC - alt kabuk, (Doe ve Zartman, 1979; Wang, X. ve diğ., 2014' den)

## 6.2. Kükürt İzotopları

Kükürt, yeryuvarı içerisinde çok değişik ortamlarda ve değişik oksidasyon durumlarında bulunabilen bir elementtir. Kükürt, denizel ortamlarda ve evaporitlerde +6 değerlikli kükürt içeren sülfat halinde, tuz domlarında ve bazı volkanik kayalarda nabit halde, mağmatik, metamorfik ve sedimanter kayalarla ilişkili olarak oluşan metalik maden yatakları içerisinde de indirgen kükürt içeren (negatif değerlikli) sülfidler halinde bulunur. Bu değişik bileşimler, çok değişken sıcaklık şartlarını kapsar. Bu nedenle de kükürt izotop jeokimyasında çok önemli bir izotoptur.

Kükürdün dört izotopu vardır: Bunlardan  $^{32}\text{S}$  tüm kükürtün % 95,02' sini,  $^{33}\text{S}$  % 0,75' ini,  $^{34}\text{S}$  % 4,21' ini ve  $^{36}\text{S}$  ise % 0,02' sini oluşturur. Bu izotoplar arasında en bol bulunan iki kükürt izotopu  $^{32}\text{S}$  ve  $^{34}\text{S}$ , kükürt izotop çalışmalarında kullanılan izotoplardır. Kükürt izotop bileşimi  $\delta^{34}\text{S}$  olarak gösterilir ve aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{örnek}} = \left[ \left\{ \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{örnek}} - \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{standart}} \right\} / \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{standart}} \right] * 1000$$

### 6.2.1. Analitik Yöntem

Kükürt izotop analizlerinde standart örnek olarak Canyon Diablo demirli meteoritinin bileşiminde bulunan troilit ( $\text{FeS}$ ) bünyesinden alınan S kullanılmaktadır (Akçay, 2002). Kükürt jeokimyası incelemeleri, cevher damarlarından alınmış örnekler arasından seçilmiş saf galen üzerinde yapılmıştır. Mineral ayırma işlemleri, örnekler kırılıp öğütüldükten sonra, serbestleşmenin en iyi olduğu "(-335) - (+200) mikron" tane boyu fraksiyonu iyice yıkandıktan sonra stereo mikroskop altında elle seçme yöntemi ile yapılmıştır.

Saf galen minerali agat havanda öğütülerek toz haline getirildikten sonra, Kanada' da Activation Laboratories Ltd. (Actlab, Kanada) İzotop Jeokimyası Laboratuvarında VG 602 kütle spektrometresinde standart teknikle (Ueda and Krouse, 1986) analiz edilmiştir. Sonuçlar Viyana Canon Diablo Trioliti (VCDT) değerleri ile karşılaştırılarak ‰  $\delta^{34}\text{S}$  VCDT değerleri şeklinde ifade edilmektedir. Sülfürlü mineraller için hata payının ‰  $\pm 0,2$  ' den daha düşük olduğu belirtilmektedir.

## 6.2.2. Bulgular

Büyükkızılılık-Küçük kızılılık cevherleşmelerinden alınan cevher örneklerindeki galen mineralinin bileşiminde bulunan kükürtün izotopsal bileşimi ( $\delta^{34}\text{S}$  ‰ VCDT) ‰ 8,2 ile 14,4 arasında değişmektedir. Baritteki  $\delta^{34}\text{S}$  değeri ise ‰ 15,7' dir (Tablo 6.2). Çalışma alanındaki  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri cevherleşmenin epitermal evrede oluşmuş hidrotermal yatakları göstermektedir (Şekil 6.2.).

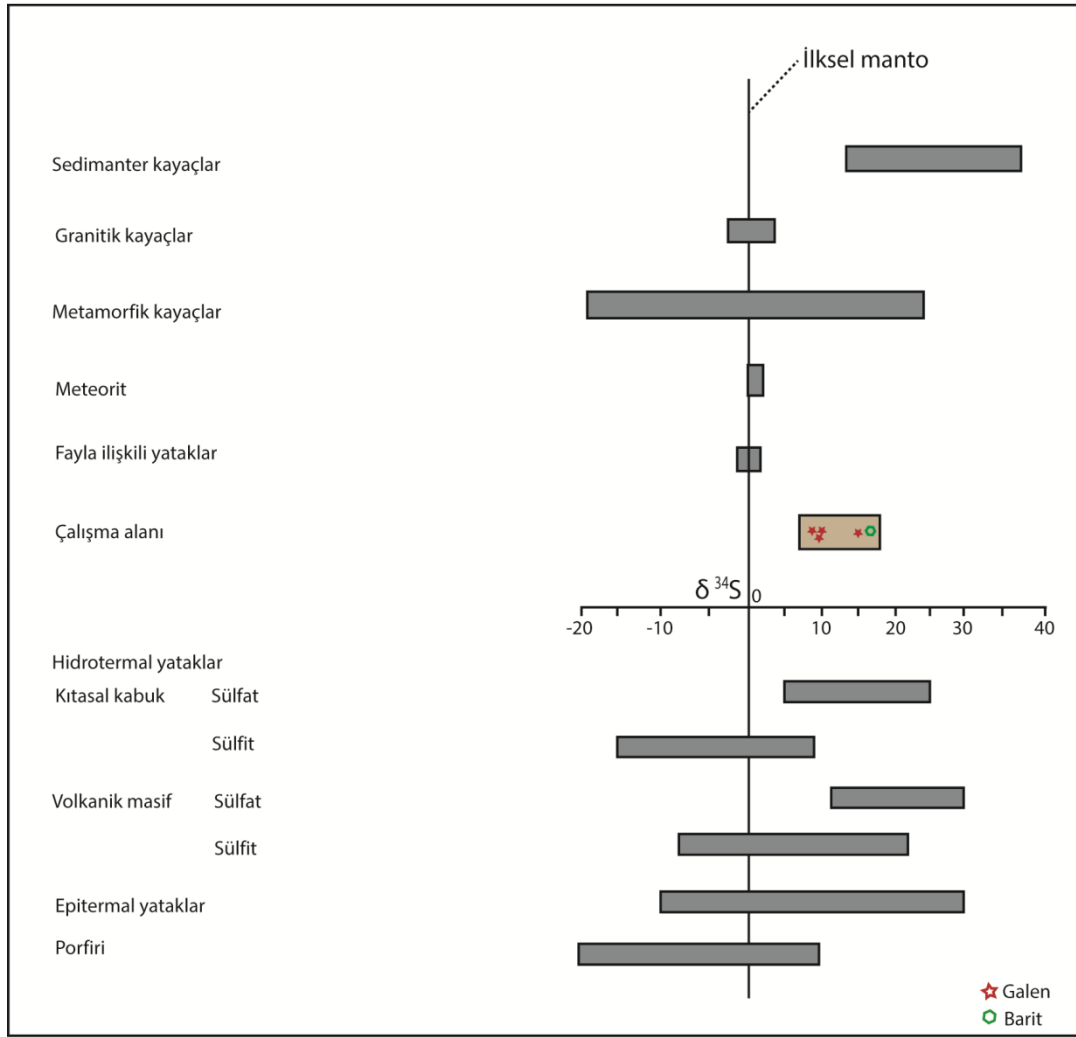
**Tablo 6.2.** Büyük kızılılık-Küçük kızılılık cevherleşmelerinden seçilen örneklerin kükürt izotopları bileşimi

Örnek No	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ (VCDT)
BK-01	Galen	8,2
BK-02	Galen	10,7
BK-03	Galen	10,5
BK-05	Galen	14,4
KK-05	Barit	15,7

Hidrotermal cevherleşmelerde yapılan incelemelerde çok karmaşık sonuçlar elde edilebilmekte olup, ya farklı kökenli kükürtlerin karışımı şeklinde yorumların yapıldığı veya hidrotermal sistemler içindeki fiziko-kimyasal koşulların karmaşıklıklar yarattığı tartışılır (Cengiz ve Kuşçu, 2002).

Hidrotermal yataklarda sülfüdlü minerallerin yapısındaki kükürdün farklı kökenli olabileceği düşünülür. Hidrotermal eriyikler ise;

- Doğrudan mağmatik kökenli (juvenil)
- Formasyon sularından (connate)
- Meteorik sular
- Deniz suları
- Metamorfik sular ve bunların karışımından kaynaklanmış olabilecektir (Kuşçu ve Cengiz, 2001).



**Şekil 6.2.** Çalışma alanındaki örneklerle bazı jeolojik ortamlarda ve kayaç türlerinde ölçülmüş olan kükürt izotop değerlerine göre karşılaştırılması (Hoefs, 1973' ten değiştirilerek)

Orta Toroslar'da çoğunlukla Pb - Zn yatakları batıdan doğuya doğru; Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç - Isparta), Karalar (Gazipaşa - Antalya), Göktepe (Ermenek - Konya), Ortakonuş (Anamur-İçel), Tekneli (Çamardı - Niğde), Bolkardağ - Ulukışla - Çiftehan (Niğde) ve Yahyalı (Kayseri) yataklarıdır. Bu cevherleşmelerden alınan sülfid minerallerinin yapısındaki  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri galen örneklerinde ‰ -2.7 ile +13.9 arasında değişen değerlerdedir. Negatif değerlikli örnekler Göktepe (Ermenek-Konya) yöresi cevherleşmelerinde ortaya çıkarken, Orta Toroslar'da bulunan diğer yataklarda  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinin pozitif olduğu belirlenmiştir. Bu izotopsal bileşim oranları; yatakların diğer kaynaklardan gelen eriyiklerle karışmış ve onların  $^{34}\text{S}$  ve  $^{32}\text{S}$  izotoplarından da etkilenen magmatik-hidrotermal eriyiklerden şekillenmiş olabileceğini göstermektedir (Cengiz ve

Kuşçu, 2002). Büyükkızılcık-Küçükkızılcık cevherleşmesindeki  $\delta^{34}\text{S}$  değeri (% 8,2-14,4) S izotop oranı bakımından Yahyalı (Kayseri) Celaldağı Pb-Zn yataklarındaki değerlere ( $\delta^{34}\text{S}$  değeri % 8.4-10.9 arasında) benzemekte, ayrıca Şarkikaraağaç ( $\delta^{34}\text{S}$  değeri % +13,9) bölgesindeki damar tipi hidrotermal yataklara da benzerlik göstermektedir. Sülfid minerallerindeki (pirit, galen, sfalerit) S izotop bileşimi yaklaşık  $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S-çözeltili}}$  değeri olarak kullanılmaktadır (Ohmoto ve Rye, 1979; Ohmoto vd., 1990; Dixon ve Davidson, 1996; Ohmoto ve Goldhaber, 1997; Basuki vd., 2008; Zhou vd., 2013 a; Bo vd., 2016). Çin’ de Sichuan’ daki Yinchanggou–Qiluogou metamorfik kökenli hidrotermal Pb-Zn yataklarında galendeki  $\delta^{34}\text{S}$  değeri % 5,8 ile 15,8 arasında olup, çalışma alanına benzerlik göstermektedir.

### 6.3. Oksijen İzotopları Jeokimyası

$\text{Ba}^{++}$  ve  $\text{SO}_4^-$  taşıyan hidrotermal çözeltilerdeki suyun kökenini belirlemede oksijen izotopu kullanılmaktadır. Bu izotop değeri, cevheri oluşturan hidrotermal çözeltilerin okyanusal, formasyon suyu, magmatik, metamorfik veya meteorik kökenli sülardan türediğini anlamada kullanılmaktadır. Baritlerdeki  $\delta^{18}\text{O}$  değeri, barit bileşenlerinin hangi tür kayalardan türediği hakkında bilgi verir. Oksijen analizleri, oksijen içermeyen minerallerde mineral içindeki sıvı kapanımlarında hapsolmuş sular üzerinde, oksijen içeren minerallerde ise mineralin oksijen izotopları bileşimi analiz edildikten sonra mineral ile denge halinde bulunan suyun  $\delta^{18}\text{O}$  değeri hesaplanarak gerçekleştirilmektedir.

Bu amaçla 4 adet barit örneğinden  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerini belirlemek için oksijen izotop analizleri yapılmıştır.

#### 6.3.1. Analitik Yöntem

Oksijen, atom numarası 8 olup, atom ağırlıkları 16 ile 18 arasında değişen 3 önemli izotopu olan ve yer kabuğunda en bol bulunan elementtir. 3 izotopun ortalama oransal bollukları  $^{16}\text{O} = 99,7630\%$ ,  $^{17}\text{O} = 0,0375\%$  ve  $^{18}\text{O} = 0,1995\%$  şeklindedir (Hoefs, 1987). İzotop çalışmalarında  $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$  oranı analiz edilmektedir ve standart olarak Viyana Okyanus Suyu Ortalaması Standart' ı (V-SMOW) kullanılmaktadır.

İncelemelerde daha önce sıvı kapanım çalışmaları yapılmış örneklerden ayrılmış saf barit kullanılmış olup, mineral ayırma işlemleri ağır sıvı ve stereo mikroskop yöntemleri kullanılarak yapılmıştır.

Oksijen izotop analizleri toz haline getirilmiş barit mineral ayırımları Clayton ve Mayeda (1963) tarafından geliştirilen ve florlu atak (florination) yöntemiyle analiz edilmiştir. Baritler nikel tüpler içinde yaklaşık olarak 650 °C sıcaklıkta, BrF<sub>5</sub> ile muamele edilerek bileşimlerindeki O' ler önce O<sub>2</sub> gazına, daha sonra da saf sıcak karbon çubuklar yardımıyla CO<sub>2</sub> gazına çevrilerek Finnigan MAT Delta tipi, çift püskürtmeli kütle spektrometresinde analiz edilmiştir.

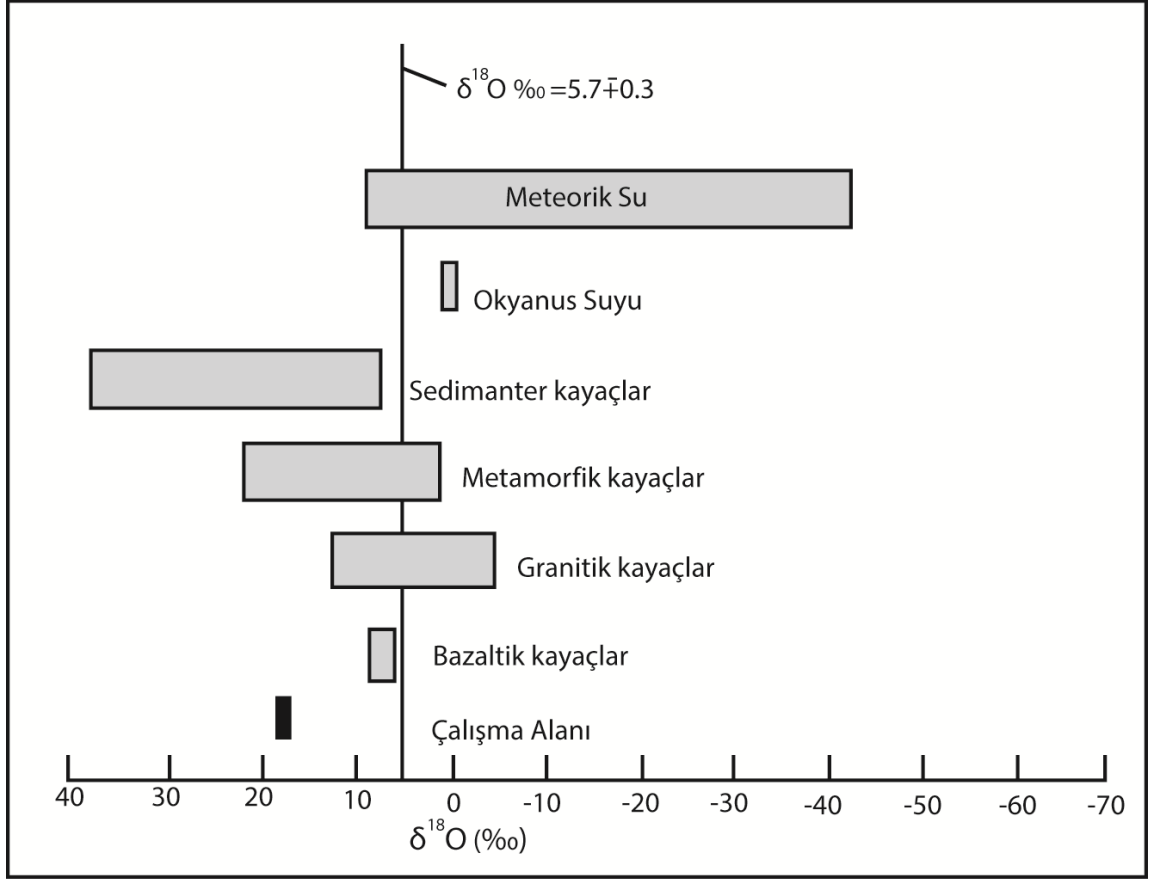
İzotop analizleri Kanada' da Activation Laboratories Ltd. (Actlab) İzotop Jeokimyası Laboratuvarında yaptırılmıştır. Oksijen izotop analizlerinde standart olarak okyanus suyu (V - SMOW / Vianne Standart Mean of OceanicWater) kullanılmış olup, analiz sonuçları  $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW şeklinde ifade edilmiştir.

### 6.3.2. Bulgular

Büyükkızılılık-Küçükkızılılık cevherleşmelerinden alınan cevher örneklerindeki barit mineralinin bileşiminde bulunan oksijenin izotopsal bileşimi (<sup>18</sup>O) ‰ 17 ile 18,5 arasında değişmektedir (Tablo 6.3).

**Tablo 6.3.** Büyükkızılılık – Küçükkızılılık cevherleşmelerinden seçilen mineral örneklerinin oksijen izotopları bileşimi (‰)

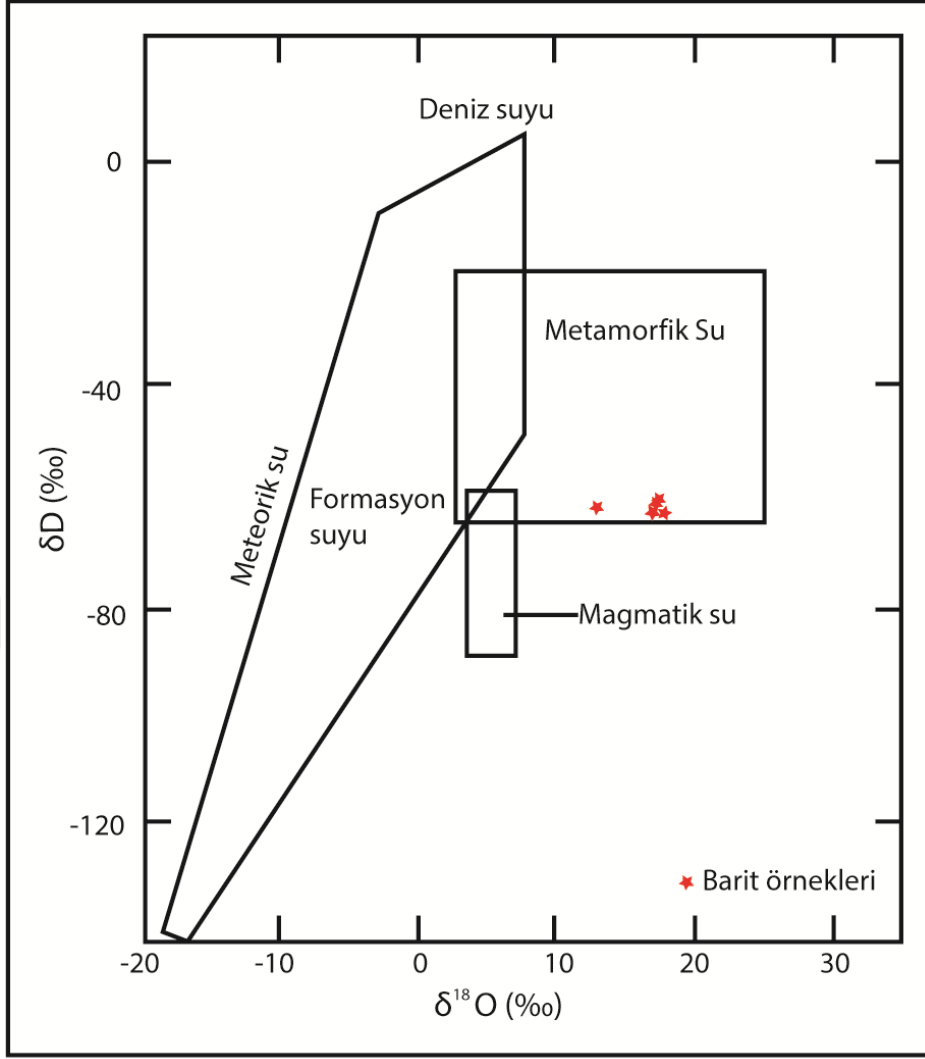
Örnek No	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰
BK-01	Barit	18,5
BK-03	Barit	17,6
BK-04	Barit	18
BK-05	Barit	17



Şekil 6.3. Çalışma alanındaki örneklerin bazı oksijen içeren maddelerin (çözelti ve kayaç) SMOW' a göre oksijen izotop değerlerine göre karşılaştırılması (Hoefs, 1973' ten)

Şekil 6.3' de  $^{18}\text{O}$  sonuçlarına göre hidrotermal çözültideki suyun metamorfik kökenli olduğu görülmektedir. Yine Şekil 6.4' de Kalender (2011)' den alınan  $\delta\text{D}$  değerlerine göre çizilen grafikte metamorfik köken söz konusudur. Buna göre çalışma alanındaki cevherleştirmeleri oluşturan hidrotermal çözültilerdeki suyun, cevherleşmelerin içinde bulunduğu Keban-Malatya metamorfitlelerinden kaynaklandığı görülmektedir.





Şekil 6.4. Cevherleşirmeyi oluşturan mineralli suların  $\delta D - \delta^{18}O$  diyagramındaki dağılımları (Kalender, 2011' den)

## 7. SONUÇLAR

Büyükkızılılık-Küçük kızılılık Pb-Zn cevherleşmeleri, Alpin dağ oluşum süreci ile oluşmaya başlayan Toros kuşağının doğu kesiminde (Doğu Toroslar) yer almaktadır. Bölgede Paleozoyik' ten günümüze kadar gelişmiş olan değişik yaşta ve özellikle formasyonlar yüzeylemektedir. Çalışma alanında Keban-Malatya Metamorfileri ve Ahmetcik formasyonu gözlenmekte, diğer birimler çalışma alanının yakın çevresinde görülmektedir.

Cevherleşmeler Küçük kızılılık köyü batısından başlayıp, Büyük kızılılık köyü kuzeyinden Afşin' e doğru yaklaşık 14 km uzunluğundaki bir zon boyunca gözlenmektedir. Çalışma alanındaki cevherleşmeler, Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Keban-Malatya metamorfilerine ait Yoncayolu formasyonunun alt seviyelerini oluşturan şist-mermer birimlerinin dokanağında gözlenmektedir. Cevherleşmeler batıda barit-antimuanit-fluorit, orta kesimlerde pirit-kalkopirit, doğu kesimlerinde ise galen-sfaleritce zengin zonlar şeklinde gözlenmektedir.

Cevher sahasından alınan örneklerden ince kesit ve parlatma kesitleri hazırlanarak, mikroskopta incelenmeye çalışılmıştır. Cevher örneklerinden hazırlanan parlatma bloklarında cevher minerali olarak barit, galenit, sfalerit, arsenopirit, pirit, kalkopirit ve antimuan, siyenitlerde yapılan ince kesitlerde ise kuvars, florit ve feldispat gözlenmiştir.

Çalışma alanına ait Pb-Zn cevherleşmelerinin ana oksit analiz sonuçlarına göre ana oksit miktarları oldukça düşüktür. Galen örneklerinde ortalama  $\text{SiO}_2$  içeriği % 0,25, barit örneklerinde 0,83;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  miktarı ise galende % 0,36, baritte % 0,23' tür.

Çalışma alanından alınan örneklerin iz element analiz sonuçlarına göre, bölgedeki örneklerin iz element açısından özellikle de Cr, Ni ve Co gibi bazı elementlerce çok fakir olduğu görülmektedir. Ancak Pb, Zn, Cu, Ag ve As gibi elementlerce de zengin olduğu gözlenmiştir. Bu da bölgedeki baritlerin hidrotermal sistem ile bağlantılı, daha çok bazik olmayan olasılıkla nötr veya asidik bir hidrotermal sistemin etkisinde oluşmuş olabileceğini kanıtlamaktadır.

Yöredeki barit cevherleşmesinin  $\Sigma\text{NTE}$  içerikleri 4,31 ile 14,44 ppm arasında değişmekte olup (Tablo 4.3), bu örnekler Boynton (1984)'in kondritlerine göre normalleştirildiğinde HNTÉ bakımından zenginleştiği görülmektedir. Hesaplamalara göre  $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,36$ ;  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,05$  değerleri bulunmuştur. Bu çalışmada baritlerde hesaplanan

Eu/Eu\* değeri < 1 olduğu için, negatif anomaliden bahsedebiliriz. Buna göre çalışma alanındaki cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal çözeltiler Eu' ca tükenmiş veya Eu' ca tükenmiş bir kaynaktan gelmektedir. Çalışılan bölgedeki sıcaklık (112 °C) düşük olduğu için, negatif Eu görülmektedir diyebiliriz.

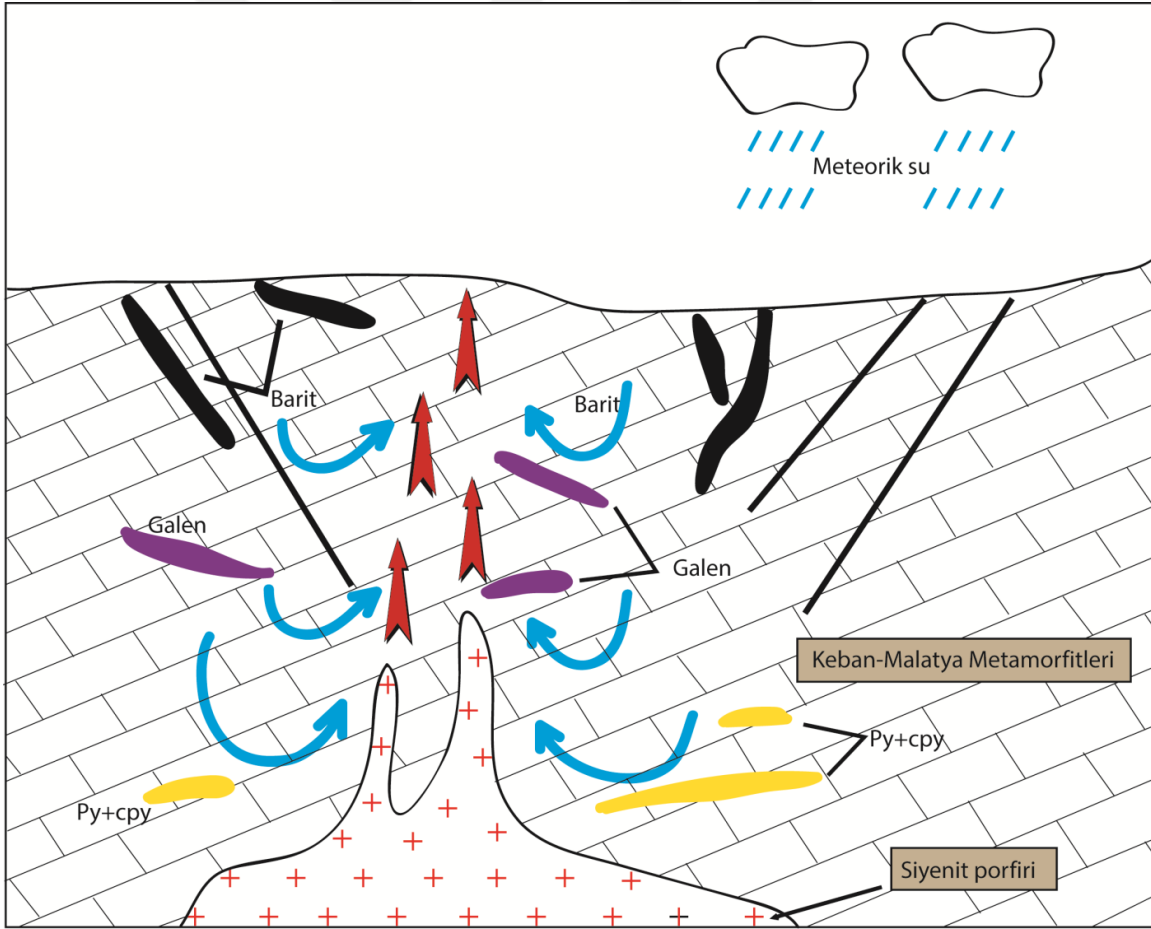
Sıvı kapanım incelemeleri, Büyük ve Küçük Kızılcık (Göksun-Kahramanmaraş) cevherleşmelerine ait örneklerde, çoğunlukla barit ve daha az olarak da kuvars kristalleri üzerinde yapılmıştır. Cevher alanından alınan örneklerde yapılan sıvı kapanım incelemelerinde barit ve kuvars kristallerindeki kapanımlarda ilk erime ( $T_{FM}$ ), son buz erime ( $T_{MICE}$ ) ve homojenleşme sıcaklığı ( $T_H$ ) ölçümleri yapılmış olup, baritte TFM değerlerinden (-55,0 ile -49,5 °C); yararlanarak hidrotermal çözelti içinde NaCl, CaCl<sub>2</sub> ve MgCl<sub>2</sub> gibi tuzların bulunduğu, baritteki  $T_{MICE}$  (2,7°C ile -1,3°C) ve kuvarstaki  $T_{MICE}$  (-4,7°C ile -4°C) yararlanarak hidrotermal çözeltinin tuzluluğunun % NaCl eşdeğeri olarak baritte % 4,5 ile 2 aralığında (Ort. = % 4); kuvarsta % 7,5 ile 6,5 aralığında (Ort = % 6) olduğu,  $T_H$  değerlerinden yararlanarak hidrotermal çözeltinin sıcaklığının baritte 105°C ile 120°C arasında (ort = 112°C); kuvarsta 140°C ile 192°C arasında (Ort = 159°C) değiştiği belirlenmiştir. Sıvı kapanımlardaki homojenleşme sıcaklıklarından yararlanarak, yatağın kökeninin hidrotermal oluşumlu ve epitermal evrelerde oluşmuş olabileceği düşünülmektedir.

İnceleme alanındaki galen örneklerine ait Pb izotop değerleri, orojenik bölgelerdeki üst kabuk malzemelerine benzemekte olup, böyle bir kaynaktan geldiği söylenebilir, yani kabuk kaynaklıdır.

Büyükkızılcık-Küçük kızılcık cevherleşmelerinden alınan cevher örneklerindeki galen mineralinin bileşiminde bulunan kükürtün izotopsal bileşimi ( $\delta^{34}S$  ‰VCDT) ‰ 8,2 ile 14,4 arasında değişmektedir.  $\delta^{34}S$  değerlerinin pozitif olması hidrotermal yataklara işaret etmektedir.

Büyükkızılcık-Küçük kızılcık cevherleşmelerinden alınan cevher örneklerindeki barit mineralinin bileşiminde bulunan oksijenin izotopsal bileşimi ( $^{18}O$ ) ‰ 17 ile 18,5 arasında değişmektedir.  $^{18}O$  sonuçlarına göre hidrotermal çözeltideki suyun metamorfik kökenli olduğu görülmektedir. Buna göre, çalışma alanındaki cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal çözeltilerdeki suyun, cevherleşmelerin içinde bulunduğu Keban-Malatya metamorfitlelerinden kaynaklandığı görülmektedir.

Yukarıda özetlenmiş bulgular ışığında; inceleme alanındaki Büyükkızılcık-Küçükızılcık cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal çözeltilerin NaCl ile birlikte CaCl<sub>2</sub> ve MgCl<sub>2</sub> gibi tuzları içerdiği, ortalama % 4 NaCl eşdeğeri tuzluluğa sahip oldukları ve sıcaklıklarının 112 °C aralığında değiştiği, çözeltilerin bölgedeki kırık, çatlak ve fay zonları boyunca Keban-Malatya Metamorfileri içerisinde sirküle olduktan sonra bu zonlara yerleştiği sonucuna varılmıştır (Şekil 7.1). Bu fay zonları içerisinde yükselen cevher oluşturuvcu çözeltiler tedrici sıcaklık düşüşüne bağlı olarak yüksek sıcaklık ve tuzluluk koşullarında pirit ve kalkopiriti, orta dereceli sıcaklık evresinde kurşun ve çinkoyu ve daha düşük sıcaklıkta ise (ort. 112 °C) epitermal evrede barit cevherleşmeleri tamamlanmış olmalıdır. Ayrıca, cevherleşmenin oluşum döneminde alttaki siyenit profir bileşimli magmatik intrüzyonun da bu cevherleşmelerin oluşumu esnasında ısı, basınç ve metal getirimi açısından önemli derecede katkıları sağladığı da düşünülmektedir.



Şekil 7.1. Bölgedeki cevherleşmenin oluşumunu şematize eden oluşum modeli

## KAYNAKLAR

- Akyıldız, M.**, 1992. Koçlar-Karamanlı-Ziyarettepe (Kahramanmaraş kuzeyi-Bertiz) kurşun-çinko yataklarının jeolojik-metalojenik ve ekonomik incelemesi, *Yüksek lisans tezi*, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- Albayrak, Ş.**, 1998. Büyükkızılcık ve Küçükkızılcık barit cevherleşmelerinin jeolojik-metalojenik ve ekonomik incelenmesi, *Yüksek Lisans Tezi*, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- Aşkın, U.**, 2011. Göksun-Kızılıöz (Kahramanmaraş) demir yataklarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, *Yüksek lisans tezi*, Niğde Üniversitesi, Niğde.
- Akaryalı, E.**, 2016. Geochemical, fluid inclusion and isotopic (O, H and S) constraints on the origin of Pb–Zn ± Au vein-type mineralizations in the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Turkey), *Ore Geology Reviews*, **74**, 1-14.
- Akaryalı, E. ve Akbulut, K.**, 2016. Constraints of C–O–S isotope compositions and the origin of the Ünlüpinar volcanic-hosted epithermal Pb–Zn ± Au deposit, Gümüşhane, NE Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, **117**, 119-134.
- Akçay, M.**, 2002. Jeokimya temel kavramlar ve uygulamaya aktarımları.
- Akkoca, A. B. ve Bahçeci, A.**, 1972. Berit dağı ve yöresindeki demir prospeksiyonun jeolojik raporu. *MTA Derleme Rapor No: 5001*, Ankara (yayınlanmamış).
- Ayhan, A.** 1988. 1:100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji haritaları serisi, Kozan-J 21 paftası; MTA Gen. Müd. Yayını, Ankara, 12 s.
- Bau, M. and Möller, P.**, 1992. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineralogy and petrology*, **45**, 231-246.
- Bau, M.**, 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chem. Geol.*, **93**, 219-230.
- Basuki, N.I., Taylor, B.E. ve Spooner E.T.C.**, 2008. Sulfur isotope evidence for thermochemical reduction of dissolved sulfate in mississippi valley type zinc-lead mineralization, Bongara area, northern Peru, *Economic Geology*, **103**, 183-799.
- Baydar, O.**, 1989. Unpublished Ph.D. Dissertation, İstanbul University, İstanbul.
- Bedi, Y., Yusufoglu, H., Özkan, M.K., Beyazpirinç, M., Usta, D., Baran, C.**, 2009. Malatya-Elbistan Dolayının tektono-Stratigrafik Özellikleri: 388 s. MTA Rapor No. 11150 (yayımlanmamış), Ankara.
- Bedi, Y., Usta, D., Özkan, M. K., Beyazpirinç, M., Yıldız, H. ve Yusufoglu, H.**, 2005. Doğu Toroslar'da (Göksun-Sarız-Elbistan) Allohton İstiflerin Tektono Stratigrafik Özellikleri. 58. *TJK Bildiri Özleri*, 262 s., Ankara.
- Bedi, Y., Şenel, M., Usta, D., Özkan, M. K. ve Beyazpirinç, M.**, 2004. Binboğa Dağları'nın jeolojik özellikleri ve bunların batı-orta Toroslar'daki benzer birimlerle deneştirilmesi. 57. *TJK Bildiri Özleri*, 271 s., Ankara.

- Beyazpirinç, M.**, 2005. Keypez-Nişanıt-Domuzdere-Kitiz (Afşin-Kahramanmaraş) dolayının jeolojisi, *Yüksek Lisans Tezi*, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- Bilal, B.A.**, 1991. Thermodynamic study of  $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$  redox reaction in aqueous solutions at elevated temperatures and pressures by means of cyclic voltammetry. *Z. Naturforsch.*, 46a: I 108-I 116.
- Bingöl, A.F.**, 1984. Elazığ-Pertek-Kovancılar (Doğu Toroslar) yöresinin jeolojisi. *Toros Jeolojisi Uluslararası Simpozyumu*, Tebliğler, Ankara.
- Bozkaya, G. ve Gökçe, A.**, 2004. Trace and rare-earth element geochemistry of the Karalar (Gazipaşa-Antalya) barite-galena deposits, southern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **13**, 63-76.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M., Whitehouse, M.J.**, 2004. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **222** (1), 43–60.
- Bozkaya, G. ve Gökçe, A.**, 2002. Koru (Çanakkale) Kurşun-Çinko yataklarının ana, eser ve Nadir Toprak Elementleri jeokimyası incelemeleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **45**, 1-17.
- Bozkaya, G.**, 2001. Koru (Çanakkale) baritli kurşun-çinko yataklarının jeolojisi, *Doktora tezi*, Pamukkale Üniversitesi, Denizli.
- Boynton, W.V.**, 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *REE Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63e114.
- Brookins, D.G.**, 1989. Aqueous geochemistry of rare earth elements, In: B.R, Lipin and G.A, Mckay (eds), *Geochemistry mineralogy of rare earth elements*, Mineral. Soc. Of America., *Review is mineralogy*, **21**, 201 – 225.
- Brugger, J., Etschmann, B., Chu, Y., Hanland, C., Vogt, S., Rych, C., Jones, H.**, 2006. The oxidation state of europium in hydrothermal scheelite: in situ measurement by xanes spectroscopy, *The Canadian Mineralogist*, **44**, 1079-1087.
- Cengiz, O., Kuşçu, M.**, 2002, Şarkikaraağaç (Isparta ) ile Hüyük (Konya) Arasındaki Barit Yataklarının Jeokimyasal özellikleri ve kökeni, *MTA Dergisi*, **123 – 124**, s. 67- 89.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K.**, 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 43–52.
- Constantopoulos, J.**, 1988. Fluid inclusion and REE geochemistry of fluorite from south central Idaho, *Econ. Geol.*, **83**, 626–636.
- Çağlayan., H.**, 1984. Die Vererzung der Fluorit-Molybdanglanzführenden Blei-Zink Lagerstätten von Keban-Elazığ im Südost-Taurus (Türkei): Ph. D. Theises Univ. Vienna.
- Çınar, N.**, 2016. Maden Karmaşığı (Elazığ) içerisindeki barit oluşumlarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, *Yüksek lisans tezi*, Fırat Üniversitesi, Elazığ.
- Demirtaşlı, E.**, 1967. Pınarbaşı-Sarız-Mağra civarının jeoloji raporu, MTA Rapor No. 4389 yayınlanmamış.

- Dixon, G., Davidson, G.J.**, 1996. Stable isotope evidence for thermo chemical sulfate reduction in the Dugald River (Australia) strata-bound shale-hosted zinc-lead deposit. *Chem. Geol.*, **129**, 227–246.
- Doe, B. R., and R. E. Zartman**, 1979. Plumbotectonics: The Phanerozoic, in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., edited by H. L. Barnes, 798 pp., John Wiley, New York.
- Giere, R.**, 1996. Formation of rare earth minerals in hydrothermal systems. In *rare earth minerals: Chemistry, origin and ore deposits* (A.P. Jones, F. Wall & C.T. Williams, eds.). Chapman & Hall, London, U.K., 105-150.
- Gökalp, E.**, 1972. Elbistan-Cela içmeleri jeoloji, *Hidrojeoloji Etüdü Raporu*. MTA Derleme Rapor No: 5827, Ankara (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N.**, 1984. Geology of the Bitlis Metamorphic Belt: in Tekeli, *Geology of the Taurus Beld*, Ankara, 237-244.
- Gözübol, A.M. ve Gürpınar, O.**, 1980. Kahramanmaraş kuzeyinin jeolojisi ve tektonik evrimi, *Türkiye 5. Petrol Kong.*, **5.**, 21-29. Ankara.
- Guichard, F., Church, T.M., Treuil, M. and Jaffrezie, H.** 1979. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 983–997.
- Guichard, F., Church, T.M., Treuil, M., Jaffrezie, H.**, 1979. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 983e997.
- Gül, M.A.**, 2000. Kahramanmaraş yöresinin jeolojisi, *Doktora tezi*, Hacettepe Üniversitesi, Ankara.
- Hanilçi, N. ve Öztürk, H.**, 2005. Aladağlar-Zamantı (Doğu Toroslar) bölgesinde Misisipi vadisi tipi (MVT) Zn-Pb yatakları: Ayraklı ve Denizovası Zn-Pb yatakları, *Türkiye. İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, **18**, 23-43.
- Hatay, N.**, 1966. Kahramanmaraş-Göksun-Elbistan bölgesi diasporit prospeksiyonu raporu, *MTA Ens. Derleme Rap.* No: 4889, Ankara (Yayınlanmamış).
- Henderson, P.**, 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: *Rare Earth Element Geochemistry*. Henderson, P. (ed.), *Developments in Geochemistry 2*, Elsevier, 1-32.
- Hoefs, J.**, 1973. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Berlin, 140 pp.
- Kalender, L.**, 2011. Oxygen, carbon and sulphur isotope studies in the Keban Pb–Zn deposits, eastern Turkey: An approach on the origin of hydrothermal fluids, *Journal of African Earth Sciences*, **59**, 341-348.
- Ketin, İ.**, 1966. Güneydoğu Anadolu' nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların doğu İran Kambriyesi ile Mukayesesi, *MTA Der.*, **66**, 77-90.
- Karol, B.**, 1971. Afşin, Yenyapan Kitiz bölgesinin Cu-Pb-Zn aramaları ile ilgili jeoloji raporu. *MTA Ens. Derleme* No: 4889, Ankara (Yayınlanmamış).

- Kato, Y., Yamaguchi, K. E. ve Ohmoto, H.,** 2006. Rare earth elements in Precambrian banded iron formations: Secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen, in Kesler, S.E., and Ohmoto, H., eds., *Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere—Constraints from Ore Deposits: Geological Society of America Memoir*, 198, 269–289.
- Kozlu, H., Fourcade, E. ve Günay, Y.,** 1990. Doğu Toros bölgesinde Neo-Tetis'in konumu. *Türkiye 8. Petrol Kongresi*, 387-402., Ankara.
- Kuşçu, M., ve Cengiz, O.,** 2001. Karbonatlı Kayaçlara Bağlı Orta Toroslar Pb-Zn Cevherleşmelerinin Kükürt İzotopları İncelemesi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **44**, 59-73, Ankara.
- Li, W.B., Zhou, J.X., Huang, Z.L., Yan, Z.F., Bao, G.P., Sun, H.R.,** 2015. Geological, rare earth elemental and isotopic constraints on the origin of the Banbanqiao Zn–Pb deposit, southwest China. *J. Asian Earth Sci.*, **111**, 100–112.
- Li, W.B., Zhou, J., Li, Y., Chen, A. Ve Wang, R.,** 2016. Geology and isotope geochemistry of the Yinchanggou-Qiluogou Pb-Zn deposit, Sichuan Province, Southwest China, *Acta Geologica Sinica*, **90**, 1768-1779.
- Li, W.B.,** 2011. The geochemical characteristics and the cause of ore deposit formation in Yinchanggou-Qiluogou lead-zinc deposit, Ninnan, Sichuan. *Master degree thesis*, Chengdu University of Technology.
- Leach, D. L.,** 1980. Nature of mineralizing fluids in the barite deposits of central and southeast Missouri, *Econ. Geol.*, **75**, 1168-1180.
- Metin, S., Ayhan, A., and Papak, L.,** 1986. *1/100000 ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Elbistan\_ 22 paftası* (General Directorate of the Min. Res. Expl. Inst. Turkey (MTA), Ankara.
- Metin, S.,** 1982. Doğu Toroslar Derebaş (Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) köyleri arasının jeolojisi. *Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi, İstanbul (yayınlanmamış).
- Michard, A. ve Albarede, F.,** 1986. The Rare content some hydrothermal fluids, *Chemical Geology*, **55**, 51-60.
- Michard, A.,** 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53 (3)**, 745–750.
- Möller, P.,** 1983. Lanthanoids as a geochemical probe and problems in lanthanoid geochemistry-Distribution and behavior of lanthanoids in non-magmatic-phases. In: Sinha SP (eds.) Systematics and the properties of the lanthanides. NATO ASI seris. Series C, Mathematical and physical sciences, no 1109, 561-616.
- Ohmoto, H., Goldhaber, M.B.,** 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit, 3th ed. John Wiley & Sons*, New York, pp. 517–611.
- Ohmoto, H., Kaiser, C.J., Geer, K.A.,** 1990. Systematics of Sulphur Isotopes in Recent Marine Sediments and Ancient Sediment-Hosted BaseMetal Deposits. In: Herbert, H.K., Ho, S.E. (Eds.), *Stable isotopes and Fluid Processes in*



- Mineralisation. 23. Geol. Dep. Univ. Extens. Univ, Western Australia, pp. 70–120.
- Ohmoto, H., Rye, R.O.,** 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit, 2nd ed. John Wiley & Sons, New York*, pp. 509–567.
- Önalın, M.,** 1986. Kahramanmaraş Tersiyer kenar havzasının jeolojik evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **31/2**, 1-9, Ankara.
- Özgül, N.,** 1981. Munzur dağlarının jeolojisi, MTA Rapor, No. 6995, yayınlanmamış.
- Özgül, N.,** 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **19/1**, 65-78, Ankara.
- Özgül, N., Metin, S., Göğler, E., Bingöl, İ., Baydar, O. ve Erdoğan, B.,** 1973. Tufanbeyli Dolayının (Doğu Toroslar-Adana) Kambriyen-Tersiyer Kayaları, *TJK Bülteni*, **16**, 82-100.
- Özüş, S. ve Yaman, S.,** 1989. Belenköy (Feke-Adana) barit yatakları ve köken sorunları, *Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. Derg.*, **4,1**, 5-15 .
- Parlak, O.,** 2006. Geodynamic significance of granitoid magmatism in the southeast Anatolian orogen: geochemical and geochronological evidence from Göksun-Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) region, *Int. J. Earth Sci.*, **95**, 609-627.
- Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H. and Delaloye, M.,** 2004. Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey). *Geological Magazine*, **141**, 583-603.
- Perinçek, D. ve Kozlu, H.,** 1984a. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğınşehir region (Eastern Taurus): in Tekeli, O., and Göncüoğlu, M.C., (Eds), *Geology of the Taurus Belt*, 181-198, Ankara.
- Perinçek, D. ve Kozlu, H.,** 1981. Afşin-Elbistan-Göksun-Sariz bölgesinin jeolojisi, TPAŞ Rapor No: 4187, (yayınlanmamış).
- Polat, M.N.,** 1970. Kahramanmaraş-Göksun bakır jeolojik etüdü. *MTA Ens. Derleme Rap.* No:4581, Ankara (Yayınlanmamış).
- Rızaoğlu, T.,** 2000. Gözpinarı-Deveboynu-Esence yöresinin (Göksun-Kahramanmaraş) jeolojisi ve petrografisi, *Yüksek lisans tezi*, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- Roedder, E.,** 1984. Fluid inclusions. In: Ribbe, R.H. (Ed.), *Review in Mineralogy*, vol. 12. Mineralogical Society of America, p. 646.
- Roedder, E.,** 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd edition.*, Wiley Interscience, New York, 684-737.
- Roedder, E.,** 1977. Fluid inclusion studies of ore deposits in the Viburnum Trend, southeast Missouri., *Econ. Geol.*, **72**, 474–479.
- Ronov, A., Balashov, Y., Miodisov, A.,** 1967. Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle, *Geochemistry International*, **4**, 1-17.

- Staesche, V.U.**, 1972. Die Geologie des Neogen Beckens von (Elbistan-Turkei) und seiner Umrandung. *Geol. Jb.*, **B4**, 3-52.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M.**, 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie, Glasgow, p. 239.
- Sverjensky, D.A.**, 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth Planet Sci. Lett.*, **67**, 70-78.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, L, Serdaroglu, M., Bölükbaşı, S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A. Z. Uguz, M. F., Korucu M. ve Özgül, N.**, 1992. Eğirdir-Yenisarbademli-Gebiz ve Geris-Köprülü (Isparta-Antalya) arasında kalan alanların jeolojisi. *General Directorate of Mineral Research and Exploraton*, Report No: 9390, 1-559, Ankara (yayınlanmamış).
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y.**, 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- Takahashi, Y., Tada, A., Kimura, T., Shimizu, H.**, 2000. Formation of outer- and inner-sphere complexes of lanthanide elements at montmorillonite–water interface, *Chem. Lett.*, 701 – 702.
- Tarhan, N.**, 1986. Doğu Toroslar' da Neo-Tetisin kapanımına ilişkin granitoyid mağmalarının evrimi ve kökeni. *MTA Derg.*, **107**, 95-110.
- Tarhan, N.**, 1984. Göksun-Afşin-Elbistan dolayının jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, **19**, 3-9, Ankara.
- Tarhan, N.**, 1982. Göksun-Afşin-Elbistan dolayının jeolojisi. *MTA Derleme Rapor* No:7296, 63 s., Ankara.
- Taş, A.**, 2009. Doğu Toroslar (Adana-Feke) yöresi barit yataklarının kökensel incelemesi, *Yüksek Lisans Tezi*, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- Taşkın Ş.**, 1998. Kahramanmaraş (Afşin-Göksun-Kavşut-Kömürköy ve Ağboyun köyü mahallesi) arasında yer alan bölgenin jeolojik petrografik ve barit cevherleşmesi bakımından incelenmesi, *Yüksek Lisans Tezi*, Çukurova Üniversitesi, adana.
- Ueda, A. and Krouse, H.R.**, 1986. Direct conversion of sulphide and sulphate for isotope analyses, *Geochemical Journal*, **20**, 209-212.
- Uras, Y. ve Çalışkan, V.**, 2014. Geochemical patterns of the Buyukkizilcik (Kahramanmars) fluorite deposits, *Geochemistry International*, **52**, 1087-1100.
- Wang, C.M., Deng, J., Carranza, E.J.M., Lai, X.R.**, 2014. Nature, diversity and temporal–spatial distributions of sediment-hosted Pb–Zn deposits in China. *Ore Geol. Rev.* **56**, 327–351.
- Wilkinson, J.J.**, 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* **55**, 229–272. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5).
- Wood, S.A.**, 1990. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 2. Theoretical predictionsof speciation in hydrothermal solutions to 350 ° C at saturation water vapor pressure. *Chem. Geol.*, **88**, 99-125.

- Woods, T.L., Roedder, E., Bethke, P.M.,** 1982. Fluid-inclusion data on samples from Creede, Colorado, in relation to mineral paragenesis. U.S. Geol. Surv. Open File Report 82-313, 77 p.
- Yanwen, T., Xiaofeng, L., Xiaoqi, Z., Jianling, Y., Yuling, X., Lantingguang, Youfu, H., Cheng, H., Rongchao, Y.,** 2017. Some new data on the genesis of the Linghou Cu–Pb–Zn polymetallic deposit—Based on the study of fluid inclusions and C–H–O–S–Pb isotopes, *Ore Geology Reviews*, **71**, 248–262.
- Yazgan, E.,** 1981. Doğu Toroslar’da etkin bir Paleo-Kıta etüdü. *Yerbilimleri Dergisi*, **7**, 83-104, Ankara.
- Yıldırım, M,** 1989. Kahramanmaraş kuzeyindeki (Engizek-Nurhak Dağları) tektonik birliklerin jeolojik, petrolojik incelemesi, *Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Yılmaz, C. ve Korkmaz, S.,** 1999. Basin development in the Eastern pontides, Jurassic to Cretaceous, NE Turkey, *Zbl. Geol. Palaont. H.* 10-12, 1485-1494, Stuttgart.
- Yılmaz, Y., Bedi, Y., Uysal, Ş., Aydın, N.,** 1997. Türkiye Jeoloji Haritaları, Açın-sama Nitelikli 1/100.000 Ölçekli Elbistan-İ23 Paftası, 18s., MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusufoglu, H. ve Aydın, N.,** 1993. Doğu Toroslar’da Uzunyayla İle Beritdağı arasının jeolojik yapısı, *Tpjđ Bült.*, **5/1**, 69-87.
- Yılmaz, A. ve diğ.,** 1992. Doğu Toroslar' da Uzunyayla ile Berit dağı arasının jeolojisi: *MTA Derg. Rap.* No:9453, Ankara.
- Yılmaz, Y. ve Yiğitbaş, E.,** 1991. The different ophiolitic-metamorphic assemblages of the SE Anatolia and their significance in the geological evolution of the region. *Proceedings of the 8 th Petroleum Congress*, **128-140**.
- Yılmaz, Y., Gürpunar, O., Kozlu, H., Gül, M.A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, C. ve Keskin, M.,** 1987. Maraş Kuzeyinin Jeolojisi (Andırın, Berit, Engizek-Nurhak-Binboğa Dağları), Yapı ve jeolojik Evrimi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Yiğitbaş, E.,** 1989. Engizek Dağı (Kahramanmaraş) dolaylarındaki tektonik birliklerin petrografik incelemesi. *Doktora tezi*, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Yusufoğlu, H., Bedi, Y., Usta, D., Özkan, M. K., Beyazpirinç, M. ve Yıldız, H.,** 2005. Afşin-Elbistan Neojen havzasının tektonik evrimi. *Türkiye. 58. TJK Bildiri Özleri*, Ankara.
- Yümün, Ü.Z. ve Kılıç, A.M.,** 2002. Kamandağı ile Camdere köyü arasının stratigrafisi (Göksun-K.Maraş), *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi*, **19**, 193-202, Sivas.
- Zhou, J.X., Huang, Z.L., Zhou, M.F., Li, X.B., Jin, Z.G.,** 2013a. Constraints of C–O–S–Pb isotope compositions and Rb–Sr isotopic age on the origin of the Tianqiao carbonate-hosted Pb–Zn deposit, SW China. *Ore Geol. Rev.*, **53**, 77–92.

## ÖZGEÇMİŞ

Elazığ' da 03.01.1982 tarihinde doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini aynı ilde tamamladıktan sonra 2000 yılında Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü' nü kazandı. 2005 yılında Fen Bilimleri Enstitüsü Maden Yatakları Anabilim Dalı' nda yüksek lisansına başladı. 2007 yılında Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği' nde araştırma görevlisi olarak görev yapmaya başladı ve halen bu ünvanla görev yapmaktadır. 2008 yılında başladığı doktora eğitimi kapsamında bu tezi hazırlamıştır. Evli ve iki çocuk annesidir.

