

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**AKDAĞ (DİVRİĞİ-SİVAS) DEMİR YATAĞININ OLUŞUMUNUN  
MİNERALOJİK, JEOKİMYASAL ve İZOTOPIK BULGULAR YARDIMIYLA  
İNCELENMESİ**

**Ece VAROL**

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**ANKARA  
2014**

**Her hakkı saklıdır**

## TEZ ONAYI

Ece VAROL tarafından hazırlanan “Akdağ (Divriği-Sivas) Demir Yatağının Oluşumunun Mineralojik, Jeokimyasal ve İzotopik Bulgular Yardımıyla İncelenmesi” adlı tez çalışması 23/12/2014 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

**Danışman** : Prof. Dr. Taner ÜNLÜ

**Jüri Üyeleri:**

**Başkan:** Prof. Dr. Cem SARAÇ

Hacettepe Üniversitesi/ Maden Yatakları-Jeokimya Anabilim Dalı

**Üye** : Prof. Dr. Taner ÜNLÜ

Ankara Üniversitesi / Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

**Üye** : Prof. Dr. Halim MUTLU

Ankara Üniversitesi / Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

**Yukarıdaki sonucu onaylarım.**

**Prof. Dr. İbrahim DEMİR**

**Enstitü Müdürü**

## ETİK

Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez içindeki bütün bilgilerin doğru ve tam olduğunu, bilgilerin üretilmesi aşamasında bilimsel etiğe uygun davrandığımı, yararlandığım bütün kaynakları atıf yaparak belirttiğimi beyan ederim.

02.12.2014



Ece VAROL

## ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

### AKDAĞ (DİVRİĞİ-SİVAS) DEMİR YATAĞININ OLUŞUMUNUN MİNERALOJİK, JEOKİMYASAL ve İZOTOPIK BULGULAR YARDIMIYLA İNCELENMESİ

Ece VAROL

Ankara Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Taner ÜNLÜ

Çalışma alanı olan Divriği-Eskibeyli yakınlarında bulunan Akdağ demir yatağı, cevher çakılları içeren kumtaşı ile nummulitli kireçtaşı-marn ardalanmasından oluşan Bozbel formasyonu içinde tabakaya uyumlu konumda yataklanmış, ancak daha sonraki olayların etkisi ile yan kayaçlarla tektonik ilişkili bir yapı kazanmıştır. Fosil bulgularına göre yatağın yaşı Küviziyen'dir. Akdağ demir yatağında gözlenen birincil cevher, farklı düzeylerde martitleşmiş ve relikleri izlenen, bununla birlikte yer yer taşınmış özelliklerde olan manyetitlerden oluşmaktadır. İkincil oluşan cevher mineralleri ise hematit ve götittir. Hematit çoğunlukla manyetitin dönüşüm ürünü olarak gözlenirse de tipik ringförmig ve küresel çökelim yapısı ile sedimanter taneleri ornatarak yerleşmesi de söz konusudur. Götitler ise hem hematitin ayrışması sonucu oluşan hem de manyetit tanelerinin aralarını dolduran ve daha sonradan oluşmuş biçimdedir. İnceleme alanındaki demir cevherlerinde Eu/Eu\* oranı ortalama 1.63, ortalama La/Yb oranı 1 ve Ce/Ce\* oranı ise 0.75-1.06 arasındadır. Ortalama ANTE değeri 0.15 ve ortalama HNTE değeri 1.25'tir. La/Ce oranları 0.5-1, Y/Ho oranları 10-36 arasındadır. Çalışılan cevher örnekleri ile Divriği hematit ve manyetitlerinin element zenginleşme desenlerinin benzer olması her iki tür cevherleşmenin aynı kökenli olabileceğine işaret etmektedir. Cevher örneklerine ait NTE'lerin PAAS ve NASC'a göre 10-100 kat arasında tüketilmiş oldukları görülmüştür. Kondrit ile yapılan karşılaştırmada ise HNTE'lerin 1-50 kat civarında zenginleştiği ANTE'lerin ise değişmediği belirlenmiştir. Karbonat yan kayaçlarına özgü kalsit ve dolomit örneklerinde yürütülen duraylı izotop çalışmalarına göre;  $\delta^{13}\text{C}$  izotop değerleri (VPDB) kalsitler için -5.91 ile +3.52 ‰, dolomitler için -1.01 ile +5.68 ‰,  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri (VSMOW) ise kalsitler için +21.94 - +27.27 ‰, dolomitler için +25.39- +29.55 ‰ arasındadır. Tüm bu bulgular neticesinde, Akdağ demir cevherleşmesinin sıg bir denizel havzada çökeldiği (hidrojenetik) ve yatağın kimyasal sedimanter bir tür olduğu ortaya konmuştur.

**Aralık 2014, 139 sayfa**

**Anahtar Kelimeler:** Sivas, Akdağ Demir Yatağı, Sedimanter, Mineraloji, Jeokimya, İzotop

## ABSTRACT

Master Thesis

### MINERALOGICAL, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC INVESTIGATION OF THE AKDAĞ (DİVRİĞİ-SİVAS) IRON DEPOSIT

Ece VAROL

Ankara University  
Graduate School of Natural and Applied Sciences  
Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Taner ÜNLÜ

The Akdağ iron deposit in the vicinity of Divriği-Eskibeyli region was formed concordantly to the bedding within the Bozbel Formation which is composed of sandstone with ore pebbles and Nummulitic limestone-marl alternation. As a result of post-depositional processes, the mineralization was tectonically emplaced within the host rocks. Based on fossil assemblage, the deposit is of Cuisian age. In the Akdağ iron deposit, magnetite is the primary ore mineral which partly shows sign of transportation and has been martitized along the relicts. The secondary ore minerals are hematite and goethite. Hematite is transformed from magnetite but it may also occur replacing the sedimentary grains revealed by typical ringförmig and colloidal structures. Goethites that are formed by alteration of hematite in a later stage fill the space between magnetite grains. In the studied iron deposit,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  and  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  ratios are 1.63 (average), 1 and 0.75-1.06, respectively. The average HREE and LREE values are 0.15 and 1.25.  $\text{La}/\text{Ce}$  and  $\text{Y}/\text{Ho}$  ratios are 0.5-1 and 10-36. The comparable element enrichment patterns of the studied ore samples and the Divriği hematite and magnetite deposits might indicate that both types of mineralizations are of similar source. REE's of ore samples are found to be enriched 10- to 100-fold with respect to PAAS and NASC. In comparison with chondrite, LREE's are enriched 1 to 50-fold whilst HREE's remained unchanged. According to stable isotope studies conducted on calcite and dolomite samples of the carbonate host rocks,  $\delta^{13}\text{C}$  values (VPDB) are -5.91 to +3.52 ‰ for calcites and -1.01 to +5.68 ‰ for dolomites and  $\delta^{18}\text{O}$  values (VSMOW) are +21.94 to +27.27 ‰ for calcites and +25.39 to +29.55 ‰ for dolomites. All these findings yield that the Akdağ iron mineralization is of a chemical sedimentary type and was deposited in a shallow marine environment (hydrogenetic).

**December 2014, 139 pages**

**Key Words:** Sivas, Akdağ Iron Deposit, Sedimentary, Mineralogy, Geochemistry, Isotope

## TEŞEKKÜR

Tez çalışmalarım sırasında ve tezin her aşamasında büyük katkıları olan, kaynaklarını, bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan, değerli eleştiri ve fikirleri ile beni öğrencilik yıllarımdan beri yönlendiren, bana her zaman destek olan ve akademik gelişimimde de büyük katkıları olan Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı öğretim üyelerinden danışman hocam Prof. Dr. Taner ÜNLÜ'ye teşekkür ederim. Ayrıca, tez süresince değerli katkılarından dolayı hocam Sayın Prof. Dr. Halim MUTLU'ya müteşekkirim.

Arazi çalışmalarım sırasında bana yardımcı olan Jeoloji Yüksek Mühendisi Deniz TRİNGA'ya (MTA), Jeoloji Mühendisi Bülent ATEŞÇİ'ye (MTA) ve Jeoloji Mühendisi Fatih Murat SAĞLAM'a (MTA),

Paleontoloji çalışmalarında büyük katkıları olan Sayın Dr. Ercüment SİREL'e, Mineraloji - Petrografi çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen hocam Sayın Prof. Dr. Baki VAROL'a, Dr. Elif GÜNEN AKISKA'ya ve Dr. Meltem BAYKAL DÖLEN'e (MTA), bilgisayar programlarında kaynak ve bilgilerini benimle paylaşan Dr. Sinan AKISKA'ya,

Cevher mikroskobisi çalışmalarında ve yorumlamalarında büyük yardımı olan hocam Sayın Prof. Dr. Şükrü KOÇ'a,

XRD ve jeokimya analizleri sırasında laboratuvar imkanından yararlanmamı sağlayan hocam Sayın Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU'na, tez ile ilgili doküman ve fikir yardımları olan Araş. Gör. Ceyda ÖZTÜRK'e,

En önemlisi; sonsuz sabırları, güvenleri, maddi ve manevi destekleri ile her zaman yanımda olan, beni her zaman her konuda destekleyen aileme ve manevi desteklerinden dolayı Jeoloji Mühendisi Uğur Zeki KIRAT'a teşekkür etmeyi bir borç bilirim.

Bu tez çalışması, "Akdağ (Divriği-Sivas) Demir Yatağının Oluşumunun Mineralojik, Jeokimyasal ve İzotopik Bulgular Yardımıyla İncelenmesi" adlı 14L0443007 numaralı Bilimsel Araştırma Projesi tarafından desteklenmiştir. Bu bağlamda Ankara Üniversitesi Bilimsel Araştırma Koordinasyon Birimine teşekkür ederim.

Ayrıca bana bu imkanı veren Ahi Evran Üniversitesi nezdinde Sayın Rektörüme teşekkür etmeyi bir borç bilirim.

Ece VAROL

Ankara, Aralık 2014

## İÇİNDEKİLER

### TEZ ONAYI

ETİK.....	i
ÖZET.....	ii
ABSTRACT.....	iii
TEŞEKKÜR .....	iv
SİMGELER DİZİNİ.....	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ .....	xiv
1. GİRİŞ .....	1
1.1 Çalışmanın Amacı .....	1
1.2 Çalışma Alanının Tanımı .....	1
1.3 Çalışma Alanının Coğrafik Durumu .....	2
2. MATERYAL VE YÖNTEM.....	3
2.1 Saha Çalışmaları .....	3
2.2 Laboratuvar Çalışmaları.....	3
2.2.1 Polarizan mikroskopi çalışmaları.....	3
2.2.2 Cevher mikroskobisi çalışmaları .....	4
2.2.3 X-Ray Difraktometresi çalışmaları .....	4
2.2.4 Jeokimya çalışmaları .....	4
2.2.5 İzotop çalışmaları.....	5
2.3 Büro Çalışmaları .....	5
3. ÖNCEL ÇALIŞMALAR .....	6
4. BÖLGESEL JEOLJİ.....	13
4.1 Bölgesel Jeodinamik Evrim (Havzanın Jeolojik Evrimi) .....	13
4.2 Yöresel Jeodinamik Evrim (Bölgenin Jeolojik Evrimi).....	15
4.3 Stratigrafi.....	19
4.3.1 Temel Kayalar .....	19

4.3.2 Post-Tektonik Havza Çökelleri (Örtü Kayaları).....	25
4.3.3 Mağmatik Kayalar .....	26
5. İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ.....	27
5.1 Munzur kireçtaşları .....	27
5.2 Subaşı Formasyonu .....	30
5.3 Bozbel Formasyonu.....	30
5.4 Başpınar Formasyonu.....	33
5.5 Kangal Formasyonu.....	35
5.6 Akdağ Demir Yatağının Cevher Geometrisi .....	36
6. MİNERALOGİ-PETROGRAFI ÇALIŞMALARI.....	37
6.1 Rekrystalize Kireçtaşları (Munzur Kireçtaşları).....	37
6.2 Çakıltaşları (Bozbel Formasyonu).....	39
6.3 Kumtaşları (Bozbel Formasyonu) .....	40
6.3.1 Sublit Arenitler .....	40
6.3.2 Litik Arenitler.....	43
6.4 Fosilli Kireçtaşları (Bozbel Formasyonu) .....	45
7. XRD ÇALIŞMALARI .....	47
8. CEVHER MİKROSKOBİSİ ÇALIŞMALARI.....	57
9. JEOKİMYA ÇALIŞMALARI.....	67
9.1 Cevher ve Yan Kayaçların Jeokimyası .....	67
9.1.1 Yan kayaçların ana element bileşimleri.....	67
9.1.2 Cevherli kayaçların ana element bileşimleri .....	74
9.1.3 Yan kayaçların eser element bileşimleri .....	77
9.1.4 Cevherli kayaçların eser element bileşimleri.....	79
9.1.5 Yan kayaçların nadir toprak element bileşimleri .....	83
9.1.6 Cevherli kayaçlara ait nadir toprak element analizleri.....	85
10. DURAYLI İZOTOP ÇALIŞMALARI.....	92
10.1 Temel Kavramlar .....	92



<b>10.2 Karbonatlarda Oksijen ve Karbon İzotop Analizleri.....</b>	<b>95</b>
<b>11. TARTIŞMA .....</b>	<b>101</b>
<b>12. SONUÇLAR .....</b>	<b>105</b>
<b>KAYNAKLAR .....</b>	<b>108</b>
<b>EKLER.....</b>	<b>119</b>
<b>EK 1 İnceleme Alanından Derlenen El Örneklerin Makroskobik Tanımlamaları.....</b>	<b>120</b>
<b>EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları.....</b>	<b>127</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ.....</b>	<b>147</b>

## SİMGELER DİZİNİ

mm	Milimetre
m	Metre
km	Kilometre
ppm	Milyonda bir kısım
ppb	Milyarda bir kısım
%	Yüzde
‰	Binde
δ	Delta
°C	Celcius

### Kısaltmalar

B	Batı
D	Doğu
G	Güney
GB	Güneybatı
GD	Güneydoğu
K	Kuzey
KB	Kuzeybatı
KD	Kuzeydoğu

## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1	İnceleme alanı yer bulduru haritası.....	1
Şekil 1.2	Çalışma alanının Google Earth görüntüsü.....	2
Şekil 4.1	Sivas havzasının yapısal evrimi.....	18
Şekil 4.2	Divriği- Eskibeyli arasının genelleştirilmiş litostratigrafik dizinimi.....	21
Şekil 4.3	Divriği-Eskibeyli arasının jeolojisi.....	22
Şekil 4.4	Divriği-Çetinkaya arasının genelleştirilmiş litostratigrafik dizinimi.....	23
Şekil 4.5	Alacahan-Çetinkaya alanının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kesiti.....	24
Şekil 5.1	Divriği Akdağ hematit yatağının jeoloji haritası .....	28
Şekil 5.2	Munzur kireçtaşı ile hematit cevheri arasındaki dokanak ilişkisi.....	29
Şekil 5.3	Bozbel formasyonuna ait granit-serpantin-cevher çakılları içeren sarı renkli çakıltaşı.....	31
Şekil 5.4	Bozbel formasyonuna ait gri- yeşil renkli nummulitli kireçtaşı .....	32
Şekil 5.5	Bozbel formasyonu ve hematit cevheri oluşumlarının arazi görünümü.....	33
Şekil 5.6	Kangal formasyonuna ait sarı- beyaz renkli killi kireçtaşı .....	35
Şekil 5.7	a. Kırmızı renkli cevher çakıllı çakıltaşı, b.Kaolen bantlı killi kireçtaşı .....	35
Şekil 6.1	Derin ortama işaret eden dolomitik kireçtaşı (Örnek No: 40) (a:teknikol, b:çift nikol).....	37
Şekil 6.2	a. Dolomit minerallerinden oluşan kireçtaşı (çift nikol) (Örnek No:11), b. demir oluşumlarının da izlendiği dolomitik kireçtaşı (çift nikol) (Örnek No: 9).....	38
Şekil 6.3	Granüler kalsit minerallerinden oluşan kireçtaşı (Örnek No: 10) .....	38
Şekil 6.4	Basınç ikizi gösteren kalsit mineralleri (Örnek No:53).....	38
Şekil 6.5	Serpantinleşmiş ultramafik kayaç taneleri bulunan çakıltaşı örneği (Örnek No:25) (a. tek nikol, b. çift nikol) (S: serpantinleşmiş ultramafik kayaçtanesi).....	39
Şekil 6.6	İnce taneli matriks içeriği %15'den az olan kumtaşlarının (arenitlerin) Dott sınıflaması .....	40

Şekil 6.7	Alkali Feldispat, kuvars ve yaygın olarak opak mineral içeren kumtaşı örneği (Örnek No:22) (a. tek nikol b. çift nikol) (AF: alkali feldispat, K: kuvars, OP: opak mineral) .....	41
Şekil 6.8	Sublitarenit örnekleri; a. tane boyları birbirine yakın iyi boylanma gösteren kumtaşı örneği (çift nikol) (Örnek No: 37) b. farklı tane boylarına sahip kötü boylanma gösteren kumtaşı örneği (çift nikol) (Örnek No: 48) (K: kuvars, OP: opak mineral, AF: alkali feldispat) .....	42
Şekil 6.9	Oldukça ince kılıfsız demir kaplamalı kırıntılı taneler (Örnek No: 5) (a. tek nikol, b. çift nikol) (AF: alkali feldispat, K: kuvars) .....	42
Şekil 6.10	Kayaç parçalarının fazla oranlarda gözlendiği kumtaşı örneği. Ortadagörülen sarı elek dokulu serpantinleşmiş ultramafik kayaç parçasıdır (Örnek No:31) (a. tek nikol, b. çift nikol) (S: serpantinleşmiş ultramafik kayaç tanesi, AF: alkali feldispat, K: kuvars) .....	44
Şekil 6.11	Azurit minerali (mavi renkli) içeren litik arenit örneği (Örnek No:36) (a. tek nikol, b. çift nikol) (AZ: azurit, AF: alkali feldispat) .....	44
Şekil 6.12	Fosilli kireçtaşları a. (Örnek No: 7) tek nikol, b. (Örnek No:8) tek nikol .....	45
Şekil 6.13	Eosen yaşlı Bozbel ve Subaşı formasyonları örneklerinde görülen <i>Nummulitespartsi</i> fosilleri .....	46
Şekil 7.1.	a. b. 3 ve 6 numaralı örneklere ait difraktogramlar .....	52
Şekil 7.2.	a. b. 37 ve 31 numaralı örneklere ait difraktogramlar .....	53
Şekil 7.3.	a. b. 36 ve 52 numaralı örneklere ait difraktogramlar .....	54
Şekil 7.4.	a. b. 12 ve 20 numaralı örneklere ait difraktogramlar .....	55
Şekil 7.5.	a. b. 43 ve 46 numaralı örneklere ait difraktogramlar .....	56
Şekil 8.1	İri öz şekilli bir manyetit tanesinin kenarlarından ve iç kesimlerinden martitleşmesi (Örnek No: 19) (MN: manyetit, MRT: martit).....	58
Şekil 8.2	a.Hematitleşmiş manyetitlerin aralarını doldurmuş götit (gri), b.Götit ile hematitleşen manyetitlerin keskin dokanağı (Örnek No:19) (HM MN: hematitleşmiş manyetit, GT:götit) .....	58
Şekil 8.3	Martitlerin (beyaz) götitleşmesi (gri) (Örnek No:19) (HM: hematit, GT: götit).....	59
Şekil 8.4	Lekeler halinde pembemsi gri renkli manyetit ve tamamen hematitleşen manyetitlerde kalıntı (relikt) dokular, beyaz kısımlar martit (Örnek No: 19) (MN: manyetit, GT: götit, MRT: martit) .....	59

Şekil 8.5	Manyetitın hematitleşmesi ve kenar-çatlaklardaki götit minerali çözümleri (Örnek No: 46) (MN: manyetit, HM: hematit, GT: götit) .....	60
Şekil 8.6	Öz şekilli manyetitlerde (gri renkli) hematitleşme (beyaz) ve götitledmeler.Üst kesimde hematit+götited ağırlıklı kısım (Örnek No:46) (MN: manyetit, HM: hematit, GT: götit).....	60
Şekil 8.7	a. Hematit tabakaları. Tabaka düzlemleri ok ile gösterilmiştir b. Orta kısımda bulunan hematitın etrafındaki çözümler ve götited oluşumu (Örnek No:46) (HM: hematit, GT: götit).....	61
Şekil 8.8	a. Karbonat gangı ornatın hematitler (sağ taraftaki yaklaşık 75°lik açılı romboeder şekiller) ve gang tarafından ornatılan hematitler, b. Genç bir gang tarafından kırık ve çatlaklardan itibaren ornatılan hematitler (Örnek No:42) .....	61
Şekil 8.9	Karbonatı ornatın yaklaşık 75°lik açılı yüzeye sahip hematitler a. 10x büyütme, b. 20x büyütme (Örnek No:42).....	62
Şekil 8.10	Kalsitin boşalttığı hacimce yerleşen hematitler, küresel oluşumlar (Örnek No:42).....	62
Şekil 8.11	Sedimanter (detritik) kayacın çimentosunun ve tanelerin hematit tarafından ornatılması ve götitledmeler (Örnek No:15) (HM: hematit, GT: götit) .....	63
Şekil 8.12	Hematitlerin (beyaz renkli) götitledmesi (gri renkli) (Örnek No:20) (GT: götit, HM: hematit) .....	63
Şekil 8.13	a. Tanelerin etrafını saran hematitlerde “ringförmig” yapısı, b. Çimento ve gang tanelerini ornatın hematitlerin götitledmesi (Örnek No: 14) (GT: götit, HM: hematit) .....	64
Şekil 8.14	Tanelerin etrafını saran hematitler (Örnek No: 14) (HM: hematit).....	65
Şekil 8.15	a. Kenar ve köşeleri biraz yuvarlaklaşmış manyetit tanesinin büyük oranda hematitleşmesi ve pembemsi gri renkli manyetit kalıntısı (Örnek No: 14) b. Hematitlerin (ince ve beyaz renkli) götitledmesi (gri renkli) (Örnek No: 20) ( HM: hematit, MN: manyetit, GT: götit) .....	65
Şekil 9.1	Yan kayaç örneklerine ait ana elementlerin PAAS’ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Taylor ve McLennan 1985’ten alınmıştır).....	74
Şekil 9.2	Cevherli kayaç örneklerinde Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ’e karşı: SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO ve CaO Harker dağılım diyagramları (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> toplam demir oksiti ifade eder) .....	75
Şekil 9.3	Cevherli kayaç örneklerinde Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ’e karşı: K <sub>2</sub> O, Na <sub>2</sub> O, MnO, TiO <sub>2</sub> ve Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Harker dağılım diyagramları (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> toplam demir oksiti ifade eder) .....	76

Şekil 9.4	Cevher örneklerine ait $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ diyagramı (Wonder vd. 1988'den alınmıştır).....	77
Şekil 9.5	Yan kayaç örneklerine ait eser elementlerin PAAS'ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Taylor ve McLennan 1985'ten alınmıştır).....	79
Şekil 9.6	Cevher örneklerine ait eser elementler ile DA 16 manyetit örneğine ait eser elementlerin karşılaştırılması .....	81
Şekil 9.7	Cevher örneklerine ait eser elementler ile DB 20 hematit örneğine ait eser elementlerinin karşılaştırılması .....	82
Şekil 9.8	(Ni + Co) 'a karşı (As + Cu+ Mo + Pb + V + Zn) ayırım diyagramı .....	83
Şekil 9.9	Yan kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerin PAAS'ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Taylor ve McLennan 1985'ten alınmıştır).....	84
Şekil 9.10	Yan kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerin NASC'ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Gromet vd. 1984'ten alınmıştır) .....	84
Şekil 9.11	Yan kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerinin kondrit değerleriyle karşılaştırılması (normalize değerler Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır).....	85
Şekil 9.12	PAAS değerleriyle normalize edilmiş ANTE (Ort)/HNTE (Ort) değerlerinin Eu/Eu*oranı ile karşılaştırılması diyagramı .....	87
Şekil 9.13	Cevherli kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerin PAAS'ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Taylor ve McLennan 1985'ten alınmıştır).....	89
Şekil 9.14	Cevherli kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerin NASC'yegöre karşılaştırılması (normalize değerler Gromet vd. 1984'ten alınmıştır) .....	89
Şekil 9.15	Cevherli kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerin kondrit değerleriyle karşılaştırılması (normalize değerler Sun ve McDonough1989'dan alınmıştır) .....	90
Şekil 9.16	Cevherli kaya örneklerine ait NTE'lerin DA 16 manyetit örneğine göre karşılaştırılması.....	91
Şekil 9.17	Cevherli kaya örneklerine ait NTE'lerin DB 20 hematit örneğine göre karşılaştırılması .....	91
Şekil 10.1	Farklı su tipleri için $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta\text{D}$ oranları (I: I tipi granit, S: S tipi granit)....	94
Şekil 10.2	Bazı jeolojik rezervuarlara ait $\delta^{13}\text{C}$ oranları.....	94

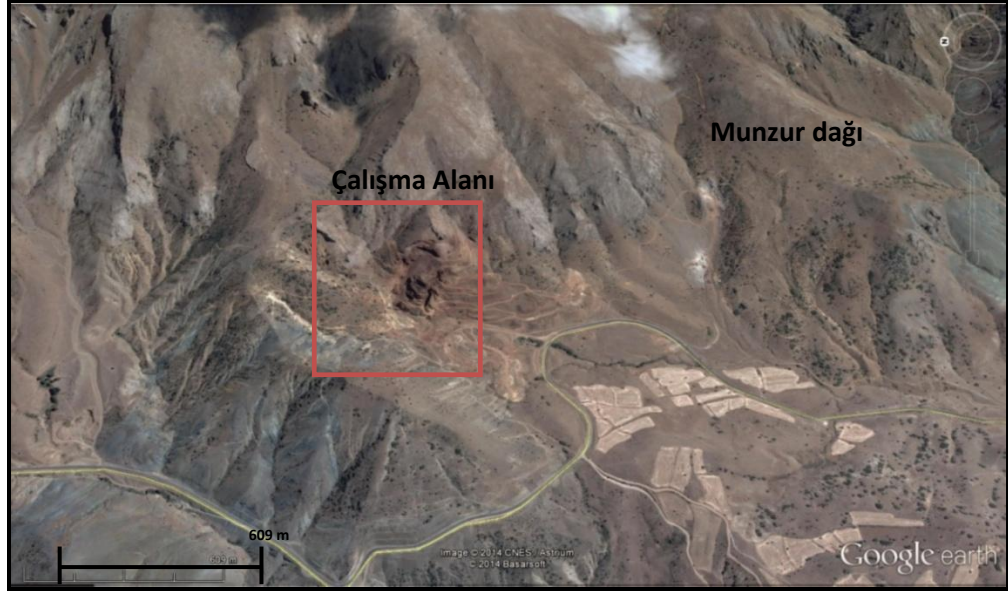
Şekil 10.3 Bazı jeolojik rezervuarlara ait $\delta^{18}\text{O}$ oranları.....	95
Şekil 10.4 Kalsit ve dolomit örnekleri için $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ diyagramı.....	97
Şekil 10.5 Dolomit örneklerine ait duraylı izotop bileşimleri ve çeşitli element konsantrasyonları arasındaki ilişkiler (◆ 9, ■ 11, ▲ 22 ve × 36 numaralı örnekler).....	99
Şekil 10.6 Dolomit örneklerine ait mol % $\text{CaCO}_3$ 'a karşı Srkonsantrasyonu (ppm) (◆ 9,■11,▲22 ve × 36 numaralı örnekler).....	100
Şekil 11.1 Divriği Akdağ demir yatağının tektonik evrimi .....	103
Şekil 11.2 Akdağ demir yatağının kuzeyindeki demirli tortul kayalarla yan kayaların ilişkilerini gösteren ölçülü kesit ve litoloji tanımlamaları .....	104

## ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 7.1	İnceleme alanı örneklerinin XRD tanımlamaları .....	50
Çizelge 9.1	Yan kayaç örneklerine ait ana element (%), iz element konsantrasyonları (ppm) ve Post-Archean Australian Shale (PAAS) ortalamaları (Taylor ve McLennan 1985) .....	68
Çizelge 9.2	Cevher örneklerine ait ana element (%) ve iz element konsantrasyonları (ppm).....	70
Çizelge 9.3	PAAS (Taylor ve McLennan 1985), NASC (Gromet vd. 1984) ve Kondrit (Sun ve McDonough 1989) NTE konsantrasyonları .....	83
Çizelge 10.1	Karbonatlara ait oksijen (VSMOW) ve karbon (VPDB) izotop sonuçları (‰).....	96







Şekil 1.2 Çalışma alanının Google Earth görüntüsü

### 1.3 Çalışma Alanının Coğrafik Durumu

Sivas ilinin topoğrafik yapısı, genelde karbonatlı kayalarla temsil olduğundan engebeli görünümündedir. Kuzeyinde Tecer Dağları, güneyinde Gürün ve Yama Dağı ile sınırlanan bölgenin en önemli akarsuyu Çaltı vadisi boyunca akan Çaltı Çayı'dır. Hakim iklim kara iklimi olup, yazları sıcak, kışları soğuk geçmektedir. Bitki örtüsü fakirdir. Sivas-Kangal-Divriği karayolu sahanın güneyinden, demir yolu 1 km kadar kuzeyinden geçer.

## **2. MATERYAL VE YÖNTEM**

Tez çalışması kapsamında, petrografik ve jeokimyasal incelemeler için örnek alınması ve alınan bu örnekler üzerinde petrografik, cevher mikroskobisi ve laboratuvar çalışmaları yapılması öngörülmüştür. Elde edilen veriler, büroda yapılan çalışmalarla görsel hale getirilmiştir. Bu nedenle, çalışmalar ve uygulanan analiz yöntemleri ve özellikleri aşağıda saha, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç ayrı bölümde toplanarak sunulmuştur.

### **2.1 Saha Çalışmaları**

2012 yılı yaz ayında yapılan arazi çalışmaları ile Yıldızeli (1978) tarafından yapılan cevherleşmenin yer aldığı sahanın 1/2000 lik jeoloji haritası bu çalışma kapsamında gerekli görülen, çok kısıtlı bazı bölümler revize edilmiştir. Çevreden sedimanter ve cevherli kayalardan sistematik olarak 54 adet örnek alınmıştır. Bununla birlikte karşılaştırma yapmak amacıyla Divriği A- ve B-Kafa'ya ait hematit ve manyetit örnekleri alınmıştır.

### **2.2 Laboratuvar Çalışmaları**

Laboratuvar çalışmaları Polarizan Mikroskopi, Cevher Mikroskobisi, X-ray Difraktometresi, Jeokimya ve İzotop Çalışmaları başlıkları altında aşağıda sunulmuştur.

Yüzey örneklerinden ince kesit ile parlatmalar yapılmış ve incelenmiştir. Mineralojik ve petrografik amaçlı çalışmalar MTA Jeoloji Etütleri Dairesi elemanlarının yardımıyla Leica marka alttan aydınlatmalı mikroskop ile incelenmiş, cevher mikroskobisi çalışmaları Ankara Üniversitesi'nde Leitz marka mikroskopta yapılmıştır.

#### **2.2.1 Polarizan mikroskopi çalışmaları**

İnceleme alanından alınan toplam 54 adet örnekten Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi (AÜMF) Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit ve Parlatma Laboratuvarı'nda ince kesit hazırlanmıştır. Petrografik tanımlamalar yapmak üzere MTA Jeoloji Etütleri Dairesi elemanlarının yardımıyla Leica marka polarizan

mikroskopta incelenmiştir. Önemli bulunan kesitlerden mineralojik bileşimi ve dokusal özellikleri belirtmek üzere fotoğraflar çekilmiştir. Bunlardan önemli özellikler sunanlar seçilerek teze konulmuştur.

### **2.2.2 Cevher mikroskobisi çalışmaları**

İnceleme alanından alınan cevherli örneklerden Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi (AÜMF) Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit ve Parlatma Laboratuvarı'nda 16 adet parlatma kesiti yapılmıştır. Leitz marka üstten aydınlatmalı mikroskopta incelenen parlak kesitlerden tipik özellikleri yansıtan örneklerin fotoğrafları çekilip önemli özellik gösterenler tezde sunulmuştur.

### **2.2.3 X-Ray Difraktometresi çalışmaları**

40 adet toz halindeki örnekler hazırlanmış ve bunların XRD analizleri MTA Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Örnekler Ni-filtreli Cu X-ışın tüplü Panalytical X'Pert Powder XRD Analiz Cihazı kullanılarak çekimler yapılmıştır. Ölçüm aralığı  $2\theta:2^{\circ}-70^{\circ}$  arasındadır.

### **2.2.4 Jeokimya çalışmaları**

Çalışma alanından derlenen örneklerden 16 adet cevherli kayaç ve 9 adet sedimanter kayaçlar olmak üzere toplan 25 örnek çekiçle parçalara ayrıldıktan sonra Fritsch marka öğütücüde 200 mesh'in altına öğütülmüştür. 20 g civarında ağırlıkta olan örnekler naylon torbalara konularak numaralanmış ve Kanada ACME laboratuvarlarına ana, eser ve nadir toprak element analizleri için gönderilmiştir. Bu laboratuvarlarda örnekler ana element bileşimleri için ICP-ES yöntemi ile eser element bileşimleri ise ICP-MS yöntemi kullanılarak (Group 4A + 4B yöntemi) Perkinelmer markalı cihazda analiz edilmişlerdir. Elementlerin gözlenebilir sınıırı olan ng/L üzerindeki miktarlar ölçülmüştür.

### **2.2.5 İzotop çalışmaları**

15 adet kalsit ve dolomitten oluşan, Fritsch marka öğütücüde 200 mesh'in altında öğütlen örnekler hazırlanmıştır. 10 g civarında ağırlıkları olan örnekler naylon torbalara konularak numaralandırılmış ve laboratuvara gönderilmiştir. Analizler Arizona Üniversitesi Çevresel İzotop Laboratuvarı'nda yapılmıştır. Karbonatlardaki  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  izotop değerleri karbonat hazırlama cihazı ile birleştirilmiş gaz oranlı kütle spektrometresinde (KIEL-III) ölçülmüştür (Finnigan MAT 252). Toz numuneler,  $70^{\circ}\text{C}$ 'de vakum altında fosforik dehidratla muamele edilmiştir. İzotop oranları NBS-19 ve NBS-18 tekrarlanan ölçümlerde,  $\delta^{18}\text{O}$  için  $\pm 0.1 \text{ ‰}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  için  $\pm 0.08 \text{ ‰}$  (1 sigma) hassasiyetinde ölçülmüştür. Tüm oksijen oranları VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) ile ilişkili standart per mil notasyonundadır.

### **2.3 Büro Çalışmaları**

Büro çalışmalarında ise inceleme alanıyla ilgili rapor ve makaleler incelenmiş, kazanılan bilgiler laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerle denetlenmiştir. Büro çalışmaları ile revize edilen ve çizilen jeoloji haritaları, stratigrafik istif ve diğer haritalar ile şekillere ait çizimler Adobe Illustrator ve Corel Draw X5 bilgisayar programları ile çizilmiştir. Analiz verilerinin bulunduğu çizelge, diyagramlar ve jeokimya verilerinden elde edilen grafikler Microsoft Excel ve Grapher 10 programlarıyla hazırlanmıştır. Daha sonraki aşamada ise mineralojik, petrografik, jeokimyasal ve izotopik özellikler birlikte yorumlanarak, cevherleşmenin özellikleri ortaya konmaya çalışılmıştır.

### 3. ÖNCEL ÇALIŞMALAR

Kovenko (1937), Divriği ve yöresi demir yatakları oluşumlarının, aynı bölgede bulunan granitik kayalar ile doğrudan ilişkili olduğunu belirtmiştir.

Gysin (1938), gabro-diyorit türü kayaların içine sokulum yapan granitik karakterli bir magma sokulumunun varlığından bahsetmiş ve bu sokulumla oluşan kayaların monzonitik karakterde olduğunu belirtmiştir. Divriği demir yataklarını granitik kayalara bağlı skarn tipi bir yatak olarak değerlendirerek, Fe elementinin doğrudan granitlere bağlı pnömatolitik-hidrotermal eriyikler ile geldiği düşüncesini öne sürmüştür.

Kovenko (1938), intrüzif kütlelerin kontaklarında görülen skapolitleşmeler olduğunu belirtmiş, ana cevherin Akdağ kireçtaşları ile ultrabazik kayalar içindeki ankeritli zonlara intrüzif kütlelerin sokulum yapmasıyla oluşan üçlü dokanaklarda pirometazomatik yolla meydana geldiğini vurgulamıştır.

Wijkerslooth (1939), Akdağ kireçtaşlarını; Jura-Kretase yaşlı alt Divriği kalkerleri ve Üst Kretase yaşlı üst Divriği kalkerleri olarak ikiye ayırmıştır. Ayrıca, serpantinleşmiş ultramafik kayaları da petrografik olarak iki grupta incelemiştir. Alt Kretase-Miyosen yaş aralığında oluşan siyenitik karakterli magmatik kayaların, kireçtaşı ve serpantinleşmiş kayaları kestiğini ve dokanaklarında cevherleşmelerin meydana geldiğini vurgulamıştır.

Kovenko (1941), Divriği A-, B-Kafa cevherleşmelerinde sondaj ve galeriler yardımıyla rezerve yönelik çalışmalarda bulunmuştur. A-Kafa cevherleşmelerinin pirometazomatik yolla ve B-Kafa cevherleşmelerinin magmatik kökenli akışkanların kireçtaşları ile reaksiyonları sonucu oluşan pnömatolitik evre ürünleri olduğunu ileri sürmüştür.

Klemm (1960), Divriği cevherleşmelerinde gerçekleştirdiği mineralojik-petrografik çalışmalarında Divriği A-, B-Kafa cevherleşmelerinin skarn tipte bir yatak olduğunu öne sürmüştür.

Koşal (1971), Divriği bölgesi cevherleşmeleri üzerinde detaylı çalışmalar yapanlardan birisidir. Cevher kökenine yönelik çalışan araştırmacı A-, B-Kafa ve C plaserinin

gelişimi ve oluşumunu mineralojik-petrografik, yapısal ve jeokimyasal veriler ile değerlendirmiştir. A-, B-Kafa yataklarının kontak metazomatik-pnömatolitik ve pnömatolitik-hidrotermal süreçlerle, C plaserinin A-, B-Kafa yataklarından Çaltı vadisine taşınan cevherle oluştuğunu belirtmiştir. Akdağ'ın batı yamaçlarında nummulitik Eosen'in mostra vermiş olduğunu ve aynı formasyonun içinde bir hematit yatağı da bulunduğunu belirtmiştir. Burada Lütesiyen katına ait nummulitler bulunduğunu öne sürmüştür. Ayrıca A- ve B-Kafa yataklarının rezerv-tenör hesaplamalarına değinerek, bu yataklardaki bakır zenginleşmelerinden bahsederek ekonomik miktarlarda Cu rezervinin olabileceğini öne sürmüştür.

Yıldızeli (1977), Dumluca cevherleşmelerinin A-Kafa cevherleşmeleri gibi kontak-metasomatik özellikte olduğunu, intrüzyonların asit ve nötr karakterli olduğunu belirtmiştir. Cevherleşmelerin siyenitik karakterli kayalardan kaynaklanan akışkanların yan kayaları metazomatizma etmesiyle oluştuğunu ortaya koyar.

Bozkurt (1980), Divriği A-, B-Kafa ve Dumluca demir yatağındaki cevher minerallerini incelemiş, asidik magma içinde asimile olan kireçtaşı-ultrabazit karmaşığında türeyen demirce zengin solüsyonların, pirometasomatik türdeki manyetit yatağını oluşturduğunu, demirin taşınmasının ise demir klorürler şeklinde olduğunu öne sürmüştür.

Bayhan ve Baysal (1982), Çetinkaya-Divriği arasında bulunan inceleme alanındaki derinlik ve yüzey kayalarını petrografik-petrolojik açıdan değerlendirmişler, Güneş ofiyolitine ait kayaların, kalkalkalen karakterli Dumluca sokulumunun neden olduğu alkali metazomatizmanın etkisinde kaldığını belirtmişlerdir.

Ünlü (1983), Akdağ demir yatağının kimyasal sedimanter bir yatak olduğunu, ancak daha sonraki tektonik olaylardan etkilenecek, bugünkü konumunu kazandığını belirtmiştir.

Ünlü ve Stendal (1986), içerisinde Akdağ sedimanter yatağının da bulunduğu Divriği bölgesi demir yataklarının element korelasyon analizlerini yapmışlar ve sonuçlarını yorumlamışlardır. Divriği bölgesi cevherleşmelerinin bulunduğu yataklanma tiplerini iki ayrı gruba ayırarak, Akdağ cevherleşmelerini kireçtaşlarıyla tektonik kontakt

konumlu ve sedimanter (konglomeratik) yataklanma özelliğinde kireçtaşları içinde tektonik konumlu olduğunu belirtmişlerdir. Tektonik konumlu değerlendirilen cevherleşmeler "Neo-Tethyan Ofiyolit Melanj Zonu" içerisinde yer aldığını söylemişlerdir. Bu çalışmalar sonucunda Divriği bölgesinde bulunan yataklarda 2 tip cevher oluşumundan bahsetmişlerdir. Birinci tip cevherin, yüksek Cr, Co ve bazı durumlarda Ni ve MgO içerikleri ile ultrabazik kayalara doğru bir jeokimyasal yönelim gösterdiğini, ikinci tip cevherin ise farklı jeokimyasal karakteri ile (örneğin, yüksek Ba içeriği ile) sedimanter özellik taşıdığını belirtmişlerdir.

Zeck ve Ünlü (1988), Murmano plütonunun kökenini ve yan kayaçlarla olan ilişkisini ortaya koymuşlar, tüm kayaç Rb/Sr izotop yöntemiyle plütonun yaşını  $110 \pm 5$  my olarak ve monzonitik karakterde bir plüton olduğunu belirtmişlerdir. Plütonun I-tipi karakterli aktif dalma batma zonu ile ilişkili kıtasal ada yayı ortamında olması nedeniyle okyanusal kökenli olmadığını, şoşonitik karakterli bir plüton olabileceğini öne sürmüşlerdir.

Ünlü (1989), Türkiye'deki demir yataklarının dağılımı, rezervi, üretim, tüketim, ihracat ve ithalatı hakkında görüş bildirmiş, özellikle büyük skarn yataklarının okyanusal kabuk kayaçları ile ilişkisinden söz etmiş ve "okyanus kabuğuna özgü demir yataklanmaları" kavramını ortaya koymuştur.

Ünlü ve Stendal (1989), Divriği cevherleşmeleri nadir toprak element jeokimyası sonuçlarını değerlendirmiştir. Cevherleşmelerin serpantinleşme ile kökensel ilişkisinin bulunduğunu ancak, granitik kayaçlar ve hidrotermal eriyiklerin de cevherleşmelerle yakından ilişkili olduğunu belirtmiştir. Ayrıca, cevherleşmelerin alkali metaller ( $\text{Na}_2\text{O}$  ve  $\text{K}_2\text{O}$ ) bakımından zengin olduğunu ve intrüzif kayaçlardan kaynaklanan çözeltilerin daha sonradan cevher ve yan kayaçlar üzerinde alterasyonlara yol açtığını belirtir. Akdağ demir zuhurunun masif hematitten oluştuğunu, Otlukilise'de olduğu gibi karstlaşma ile yakın ilişkili yığılım türü yuvarlağımsı hematit çakıllı, götit, kalsit ve kil mineralleri ara katkılı konglomeratik cevher karakterinde olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, Akdağ bölgesinde bulunan cevherin XRD analizi sonucunda hematit, götit ve kalsit minerallerini belirlemişler, nadir element analizleri sonucu bu bölgeden aldıkları örneklerde negatif Ce ve Eu anomalileri gözlemişlerdir.



Öztürk ve Öztunalı (1993), Divriği demir yatakları üzerindeki genç tektonizmanın etkilerini araştırarak, neotektonik dönemdeki hareketler sonucu, cevher ve yan kayaç ilişkilerinin değiştiğini ve cevherde yapısal ve mineralojik değişimlerin olduğunu savunmuşlardır. Bu nedenle cevher gövdelerinin hızlı yükseldiğini ve buna bağlı olarak yamaç plaserlerinin oluştuğunu ve bazı yatakların erozyon ile tamamen tükendiğini ve bölge cevherleşmelerinin genellikle KD-GB doğrultulu faylar boyunca yer aldıklarını belirtmişlerdir.

Boztuğ (1998), Orta Anadolu'da meydana gelen magmatik süreçleri çalışmış, Murmano plütununun A-tipi çarpışma sonrası, levha içi karakterli ve silis bakımından aşırı doygun alkali (ALKOS) siyenitik-monzonitik bir plütön olduğunu belirtmiştir.

Çelebi (1998), İç-Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki demir cevherleşmelerini; 1)hidrotermal kalıntı ve yığılım, 2) sedimenter, 3) plaser, 4) yüksek hidrotermal-skarn, 5)serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar içinde yüksek hidrotermal, 6) kontakt metamorfik zon içinde manyetit ve 7) fels tipi olmak üzere 7 tip cevherleşme biçiminde ayırmıştır. Divriği cevherleşmelerini fels tipi yataklar sınıfına dahil etmiştir.

Doğan (1998), Divriği tipi yatakların, CO<sub>2</sub>'ce zengin alkalen bir magmanın, ultramafik kayaçlara sokulum yapması ve ultramafik kayaçları ısı ve metazomatik etkiyle değiştirerek, cevherleşmeyi oluşturduğunu öne sürmüştür.

Gümüş (1998), Divriği demir yataklarında demirin kaynağının bazik ve ultrabazik kayaçlar olduğunu belirtmiştir. Bazik ve ultrabazik kayaçları ile yatağın boyutu arasında bir ilişki olduğunu ileri sürmüştür. Asidik magmanın, demirin karbonatlı kayaçlara geçişine yol açtığını ve cevherin oralarda yoğunlaşmasını sağladığını belirtmiştir.

Öztürk (1998), Divriği bölgesindeki cevherleşmeleri yan kayaç ilişkilerine göre 4 gruba ayırmıştır; 1) monzonitik intrüziflerle serpantinleşmiş ultrabazik kayaç dokanaklarındaki cevherleşmeler, 2) monzonitlerle kireçtaşı dokanaklarındaki cevherleşmeler, 3) kireçtaşı ile serpantinleşmiş ultrabazik kayaçların tektonik dokanaklarındaki cevherleşmeler ve 4) plaser cevherleşmeler. Bu cevherleşmelerden en önemlisinin, monzonitik intrüziflerle serpantinleşmiş ultrabazik kayaç dokanaklarında yer aldığını vurgulamıştır.

Yıldızeli (1998), Ultramafik kayaçların, granitik kayaçların yerleşiminden daha önce, bölgeye yerleşimi esnasında serpantinleştiği ve bu serpantinleşme süreci ile birlikte bir miktar demirin açığa çıkarak zenginleştiğini öne sürmüştür. Granitik intrüzyon ile tektonit-kümülat dilimi altındaki mafik kayaç topluluğunu oluşturan zonda kontak metamorfizma olduğu ve dolayısıyla “felsleşmelerin” başladığını belirtmiştir.

Çopuroğlu ve Yalçın (1998), Divriği ve Hasançelebi demir yataklarının, bölgede Üst Kretase’de başlayıp Pliyosen’e kadar devam eden alkali karakterli magmatizmaya bağlı olarak, ofiyolitik kayaçlar içerisinde geliştiğini öne sürmüşlerdir.

Erler ve Bayhan (1998), Orta Anadolu Granitoidleri (OAG) ile ilişkili maden yataklarını sınıflandırarak skarnları demirli, volframli, kurşun-çinkolu ve bakırlı skarnlar olarak ayırmışlar, Divriği yataklarını da granitoid-ofiyolit-mermer üçlü dokanalarında gözlenen demir skarn yatakları olarak öne sürmüştür.

Kuşçu vd. (2002), Divriği bölgesinde Fe oksit-Cu-Au yataklarının Türkiye'deki varlıkları konusunda çalışmalarda bulunmuşlardır. Divriği A-, B-Kafa cevherleşmelerinin, yaygın alkali metazomatizma ve alterasyon geçirmiş plütonik kayaçlar içinde bulunduğunu, bu evreyi daha geç ve/veya sığ potasik alterasyon evresinin izlediğini vurgulamışlardır. A-, B-Kafa cevherleşmelerinin, alterasyon ürünleri ve cevherleşme biçimleri bakımından, Fe oksit-Cu-Au türü cevherleşmelerle ilişkili olabileceği görüşünü savunmuşlardır.

Yılmaz vd. (2002), Divriği A-, B Kafa demir cevherleşmelerinin alterasyon haritasını oluşturmuşlardır. Divriği bölgesindeki manyetit cevherleşmelerinin K-feldispatik zonlar içinde yer yer de bu zonları damar biçiminde kesen zonlar biçiminde geliştiğini, manyetit cevherleşmesinin özellikle flogopitli zonlar ile doğrudan ilişkili olduğunu vurgulamışlardır. A-, B-Kafa demir cevherleşmelerinin Fe-oksit türü (Olympic Dam tipi, Avustralya) yataklara benzer özellikler taşıdığını öne sürmüşlerdir.

Boztuğ vd. (2003), Avrasya ve Anadolu Levhası arasındaki Neotetis konverjan sistemdeki; çarpışma öncesi, çarpışma ile eş yaşlı ve çarpışma sonrası granitoidlerle ilişkili maden yataklarını tartışmışlardır. Orta Anadolu’daki en önemli ve büyük maden yataklarının A-tipi çarpışma sonrası granitoidlerle ilişkili yataklar olduğunu söyleyen

araştırmacılar, Divriği'deki A-tipi granitoidlerle Divriği ofiyoliti dokanağındaki skarn tipi demir cevherleşmelerini, buna örnek olarak vermişlerdir.

Yılmaz vd. (2003), Geç Kretase yaşlı Murmano plütonunun yerleşme, kristallenme ve soğuma süreçlerinin, Divriği A-, B-Kafa cevherleşmelerini kontrol eden magmatik hidrotermal sistemler olduğunu vurgulamışlardır. Yataktaki alterasyon ve cevherleşmelere bakıldığında; prograd evre (skapolit, skapolit-granat birlikteliği), retrograd evre (flogopit-manyetit+Kfeldispat±skapolit±granat birlikteliği) ve geç alterasyon evresi (hematit, limonit, götit oluşumları ve sülfid cevherleşmeleri) olmak üzere, birbirlerini izleyen 3 evreden oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Demirela vd. (2005), Orta Anadolu bölgesinde bulunan Fe-skarn granitoidlerinin temel jeokimyasal özelliklerini araştırmışlardır. Orta Anadolu'da yer alan granitoidlerin tamamının sub-alkalen ve kalk-alkalen bileşimde olduğunu ve benzer tektonik ortamlarda oluştuğunu, ancak Murmano ve Dumluca plütonlarının alkali metasomatizması nedeniyle kısmen alkalen özellik gösterdiğini söylemişlerdir. Bu plütonların diğer plütonlara göre daha yüksek Y ve Nb içeriği göstermeleri sebebiyle daha ilksel bileşimde olduğunu söylemişlerdir.

Yılmaz vd. (2005), Divriği-Hekimhan havzasındaki önemli demir yataklarının; Jura-Kretase yaşlı ofiyolitli karışık, Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı volkano-tortul dizi, Paleosen yaşlı granitik kayalar, Eosen yaşlı kırıntılı kayalar ve Miyo-Pliyosen yaşlı volkanitlerin tümü ile ilişkilendirilebileceğini belirtmişlerdir.

Yılmaz ve Yılmaz (2006), Divriği (Sivas) yöresinin tüm birimlerini ayrıntılı olarak incelemişler ve her bir formasyonun temel jeolojik özelliklerini ortaya koymuşlardır. İnceleme alanındaki tektonik yapıları; paleotektonik evre, geçiş evresi ve neotektonik evre yapıları olarak ayırtlamışlardır. Kozluca formasyonunda konglomeratik hematit cevheri bulunduğunu söylemişlerdir. Yöredeki ofiyolitlerin ve ofiyolitli karışığın, kuzeyden güneye doğru üzerleme mekanizmasıyla Toros görelili otoktonu üzerine gelip yerleştiğini ve bu yerleşimin Maastrichtiyen öncesinde tamamlandığını, bölgedeki granitoidlerin ise paleotektonik evreden sonra sokulum yaptığını belirtmişlerdir.

Marschik vd. (2008), Orta Anadolu'daki alterasyonların yoğun biçimde oluşturduğu hidrotermal manyetit cevherlerinde yapmış oldukları jeokronolojik ve duraylı izotop çalışmalarında; Divriği'deki hidrotermal tip demir cevherlerinin 2 tür cevher kütlelerinde bulunduğunu, bunlardan A-Kafa'nın manyetitçe zengin, B-Kafa'nın ise limonitik karakterde olduğunu belirtmişlerdir. Manyetit cevherlerinin Divriği ofiyolitindeki serpantinlerle Murmano plütonunun dokanağında gözlemlendiğini belirtmişlerdir. Divriği A-Kafa'daki hidrotermal biyotitlerde yapmış oldukları yaşlandırma çalışmalarında;  $73,75 \pm 0,62$  ve  $74,34 \pm 0,83$  Ma yaşları saptamışlardır. Bu biyotitlerin geç evre alterasyon fazını karakterize ettiğini ve elde edilen yaşların manyetit cevherleşmelerinin minimum yaşı olabileceğini öne sürmüşlerdir.

Tokel vd. (2011), İç-Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki demir cevherleşmelerinin 2 farklı kökenli skarn oluşumu şeklinde meydana geldiğini söylemişler, bunlardan ilkinin güneyde Toridlerdeki ofiyolitik kuşakla ilişkili skarn oluşumları, diğerinin ise kuzeyde Pontid paleomanyetik-yayı ile ilişkili skarn oluşumları olduğunu vurgulamışlardır. Bu cevherleşmelerin genellikle bazik kayalar, granitoid ve kireçtaşlarının üçlü kontağında oluştuğunu, demirin kaynağının bazik yan kayalar olduğunu belirtmişlerdir.

Öztürk vd. (2012), Yellice sahasında bulunan ofiyolitik kayalara özgü serpantinleşmiş ultramafik kayalar içerisinde ağırlıklı olarak yer alan manyetitten oluşan cevheri incelemişlerdir. Geniş bölgede yer alan diğer sayısız manyetik anomalilerin değerlendirilmesi sonucunda, Yellice manyetit oluşumları gibi yörede potansiyel olabilecek daha birçok gizli (örtülü) manyetit cevherleşmesinin bulunması gerektiğini söylemişlerdir. Bu manyetik anomalilerin bir bölümünün, Divriği A-, B-Kafa'da olduğu gibi büyük ölçüde ultrabazik kayaların serpantinleşmesi sonucu açığa çıkan manyetit minerallerinden kaynaklanmış olduğu görüşü, bu çalışma ile ortaya konmuştur.

## 4. BÖLGESEL JEOLJİ

Sivas Havzası, Neotetis'in kuzey koluna özgü ofiyolitik birimlerin Torid platformuna üzerlemesi sonucu oluşmuş ve çarpışma sonrası meydana gelmiş bir havzadır.

Çalışma sahasının içinde yer aldığı bölgenin jeolojisi, bölgesel jeodinamik evrim ve yöresel jeolojik evrim çatsı altında irdelenebilir.

### 4.1 Bölgesel Jeodinamik Evrim (Havzanın Jeolojik Evrimi)

Bölgesel ölçekte öncelikle ofiyolitik kayaçların ilksel konumlarından kıta kabuğu üzerine yerleşmelerine kadar gerçekleşen bir süreci yansıtan yapısal unsurlar paleotektonik dönem yapıları, Maastrichtiyen-Alt Pliyosen aralığında oluşan yapısal unsurlar geçiş dönemi tektonik yapıları ve Üst Pliyosen-Kuvaterner aralığında oluşmuş, doğrultu atımlı rejimin egemen olduğu yapısal unsurlar ise neotektonik dönem yapıları olarak ayırtlanmıştır.

Paleotektonik döneme ait birlikler iki temel gruba ayrılabilir: 1) Torid-Anatolid Platformu'nun ya da Gürün Görelî Otoktonu'nun yöredeki temsilcileri Keban metamotfitleri ve üzerindeki Munzur kireçtaşı, 2) Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nı oluşturan ofiyolitler (Güneş Ofiyoliti) ve ofiyolitik karışık (Refahiye ofiyolitik melanji). Bu evrede; Sivas yöresinin Üst Kretase öncesinde, bölgenin yaklaşık doğu-batı uzanımlı bir okyanus gelişiminin olduğu, bu okyanusun kuzey ve güney kenarlarının bugünkü Atlantik türü pasif kıta kenarlarını temsil ettiği, kuzey kenarın Üst Kretase sırasında yitime uğradığı (Şengör ve Yılmaz 1981) ve sonrasında yitime bağlı olarak kuzeyde ve güneyde yer alan kıtaların Maastrichtiyen öncesinde çarpıştığı kabul edilmektedir (Gürer 1992, Yılmaz 1994, 1998).

Toros platformunun inceleme alanında yer alan; altta Permîyen-Triyas yaşlı Keban metamotfitleri ve üstte Alt Karbonifer-Kretase yaşlı Munzur kireçtaşından oluşan, genel olarak pasif bir kıta kenarını yansıtan bu topluluk, inceleme alanının görelî otokton istifidir. Görelî otoktonun üzerinde ise; sıra ile ofiyolitli karışıktan oluşan Refahiye ofiyolitik melanji ve Güneş ofiyoliti olarak tanımlanan tektonik yapılar, bindirmeli olarak yer almaktadır. Gereçleri ofiyolitlerden ve ofiyolitli karışıktan oluşan bu

topluluklar, inceleme alanındaki okyanusal kabuğun temsilcileri olarak yorumlanmaktadır (Yılmaz ve Yılmaz 2004).

Yukarıda tanımlanan pasif kıta kenarı ve okyanusal ortamı temsil eden birimlerin gerek oluşum evrelerinde, gerekse ilksel konumlarından ikincil konumlarına gelip yerleşmeleri sırasında meydana gelen tüm unsurlar daha önce de belirtildiği gibi paleotektonik dönem yapıları olarak yorumlanmıştır. Paleotektonik dönem yapıları, başlıca magmatik bantlanma, levha dayklar ile paleotektonik dönem birimleri içinde gelişmiş olan, ancak geçiş tektoniği dönemi birimlerini etkilemeyen, niteliği belirsiz kırık ve faylarla ve paleotektonik dönem birimleri arasında gelişmiş olan bindirmeler ile temsil olunmaktadır (Yılmaz ve Yılmaz 2004).

Paleotektonik dönem birimlerinin üzerine açılı uyumsuzlukla gelen ve kendi içinde de yer yer açılı uyumsuzluklar kapsayan Maastrichtiyen-Alt Pliyosen yaşlı örtünün deformasyonu ile ilgili tüm yapılar geçiş dönemi tektonik yapıları olarak yorumlanmıştır. Bu yapılar ise başlıca, katmanlanma-kıvrımlanma, niteliği belirsiz kırıklar ile faylar ve bindirmelerdir (Yılmaz ve Yılmaz 2004).

Üst Pliyosen-Kuvaterner aralığında Neotektonik evrede oluşan birimler ise kıvrımlanmamış ve ağırlıklı olarak K-G doğrultulu bir sıkışmanın güdümünde KB-GD doğrultulu sağ ve KD-GB doğrultulu sol yönlü eşlenik faylar ile K-G doğrultulu normal faylar gelişmiştir. Bu yapılar, KAF ve DAF sistemlerini oluşturan neotektonik süreçlerle uyum içinde gelişmişlerdir (Yılmaz ve Yılmaz 2004).

Sivas yöresinin önemli neotektonik yapıları; Suşehri-Koyulhisar yöresinden geçen Kuzey Anadolu fayı (KAF), Yıldızeli'nin güneyinden geçen Belcik-Pazarcık fayı, Gemerek-Şarkışla-Sivas hattında Kızılırmak boyunca uzanan Yukarı Kızılırmak fayı (YKF), Tecer Dağı yöresinden geçen Tecer fayı, Gemerek güneyinden geçen Deliler fayı (DF), İmranlı'dan geçen İmranlı fayı (İF) ve Tecer bindirmesi (TB) ile Kuzey Anadolu bindirmesi (KAB) biçiminde sıralanabilir.

## 4.2 Yöresel Jeodinamik Evrim (Bölgenin Jeolojik Evrimi)

İnceleme alanı çevresinde, Mesozoyik süresince karbonat platformunun geliştiği ortamlar egemen olmuştur (Şengör ve Yılmaz 1981). Bu platform; kuzeyde Neotetis'in bir kolu olan İç Toros Okyanusu ile güneyde ise Neotetis'in güney kolu ile sınırlanmıştır. Güneş ofiyoliti, İç Toros Okyanusu'nun bir ürünü olarak değerlendirilmekte, kıta kabuğu üzerine devinerek üzerleme yapmış ve güneye doğru devrilmiş bir okyanus kabuğunu akla getirmektedir (Bayhan 1980).

Bölgenin Mesozoyik dönemi; Paleozoyik yaşlı düşük dereceli metamorfik kayalardan oluşan Keban metamorfikleri ile değişik yaş, tür ve büyüklükte bloklar içeren olistostromal kırıntılıların oluşturduğu geç Senoniyen yaşlı Kemaliye formasyonu tarafından uyumsuzlukla üzerlenir. Oluşum yaşı Kampaniyen-erken Maastrichtiyen olan Kemaliye formasyonu, sıkışma tektoniğinin etkisi ile yer değiştiren Munzur kireçtaşı ve ofiyolitli melanjin önünde, Keban metamorfiklerinin ise üzerinde gelişen, duraysız derin denizel ortam koşullarında depolanmıştır.

Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı platform kireçtaşlarından oluşan Munzur kireçtaşı (Özgül vd. 1981) Kemaliye formasyonu ve Keban metamorfikleri üzerinde tektonik dokanakla yer alır. Bu platformun kuzeyde Neotetis'in bir kolu olan İç Toros Okyanusu'yla, güneyde bulunan Neotetis'in güney koluyla bağlantılı olduğu düşünülmektedir. Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı Munzur kireçtaşları üzerine Üst Kretase'de yerleşmiş olan Güneş ofiyoliti (Bayhan 1980) ise İç Toros Okyanusu'nun bir ürünü olarak değerlendirilmektedir. Güneş ofiyolitini oluşturan kayaç tiplerinde izlenen mineral birliktelikleri ve az da olsa izlenen okyanus tabanı metamorfizmasının etkileri, Coleman (1971)'in de belirttiği biçimde kıta kabuğu üzerine yüzeyleme yapmış ve güneye doğru devrilmiş bir okyanus kabuğunu akla getirmektedir. Bu nedenle Güneş ofiyoliti; Anadolu plakacığı ile Kuzey Anadolu plakacığı arasında, çarpışma sırasında batmakta olan plakadan koparak üst yüzeyleme yapmış, okyanusal kabuğa özgü üst manto parçaları olarak yorumlanabilir (Bayhan 1980). Güneş ofiyoliti üzerinde tektonik olarak yer alan Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı Refahiye ofiyolitik melanji (Yılmaz vd. 1985, Aktimur vd. 1986, 1988) ise çeşitli bloklar içeren serpantin, dünit, peridotit, gabro gibi ofiyolitik (Güneş ofiyoliti) kayaçlardan oluşur.

Güneş ofiyoliti ve Refahiye ofiyolitik melanji üzerine açısız uyumsuzlukla gelen örtü birimlerinin tabanında Maastrichtiyen yaşlı volkano-tortul bir dizi yer alır. Ofiyolitli melanjin üzerinde uyumsuz olan ve Eosen yaşlı Bozbel formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülen birimin yaşının Maastrichtiyen olduğu söylenmiştir (Gültekin 1993). Kurt (1971) tarafından “andezitler” olarak tanımlanan birim, genel olarak diyabaz, spilit, tuf, aglomera, pillow lav ve koyu gri-mor renkli andezitik lavlardan oluşur (Yurt ve Doğan 1990).

Birimin, bu dizilimi değerlendirildiğinde, ofiyolit yerleşmesinin ardından, bölgeyi yeni sığ bir denizin kapladığını ve gerilmeli bir rejimin bölgede etkin olduğunu (Saya formasyonu) anlaşılmaktadır (Gültekin 1993, Yılmaz vd. 2001).

Geç Senoniyen-Eosen aralığında Munzur kireçtaşı ve ofiyolitli melanji, granitik sokulumlar tarafından kesilmiştir. Munzur kireçtaşı ve ofiyolitlerin yanı sıra Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı volkano-tortul birimi de kesen (Yılmaz vd. 2001) granitoid çakıllarını içermesi nedeniyle Eosen yaşlı birimlerin diğer birimleri uyumsuzlukla üzerlediği kabul edilmektedir (Ünlü vd. 1989, Yılmaz vd. 2001).

Munzur kireçtaşı ve Güneş ofiyoliti üzerinde açısız uyumsuzlukla gelen bu Tersiyer yaşlı kaya birimlerinin tabanında Alt Eosen yaşlı taban çakıllarıyla başlayan, aglomera ara katkılı çakıltaşı, kumtaşı, şeyl gibi kırıntılı kayalar ile üzerinde yer alan aglomera, tuf ve andezitlerin oluşturduğu Subaşı formasyonu (Özgül vd. 1981) bulunur. Bunun üzerinde taban çakıltaşları ile başlayan ve genellikle sarı, gri, yeşil renkli kumtaşı, kireçtaşı, marn araldanmasından oluşan Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonu (Kurtman 1973) Güneş ofiyoliti üzerinde uyumsuzlukla yer alır ve Oligosen yaşlı alacalı renkli kırıntılı kayalardan ve jips araldanmasından oluşan Selimiye formasyonu (Kurtman 1973) tarafından uyumsuzlukla üzerlenir. Bu formasyonun üzerinde yer alan Alt Miyosen yaşlı sarı, kırmızı, gri renkli polijenetik çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı araldanmasından oluşan birim Karacaören formasyonu (Kurtman 1973) olarak isimlendirilmiştir. Eosen ve daha yaşlı birimler üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alan, genellikle neritik kireçtaşlarından oluşan bu formasyon Özgül vd. (1981) tarafından Başpınar formasyonu olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanının güneyinde geniş alanlar



kaplayan Erken-Orta Miyosen yaşlı gölssel kireçtaşı ile kırıntılar ise Divriği formasyonu (Aktimur vd. 1988) adı ile tanımlanmıştır.

Çakıltası, çakıllı kumtaşı, çamurtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşan Kangal formasyonu (Aktimur vd. 1988) Divriği formasyonu üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alır. Üzerinde ise Kuvaterner yaşlı alüvyonlar bulunur.

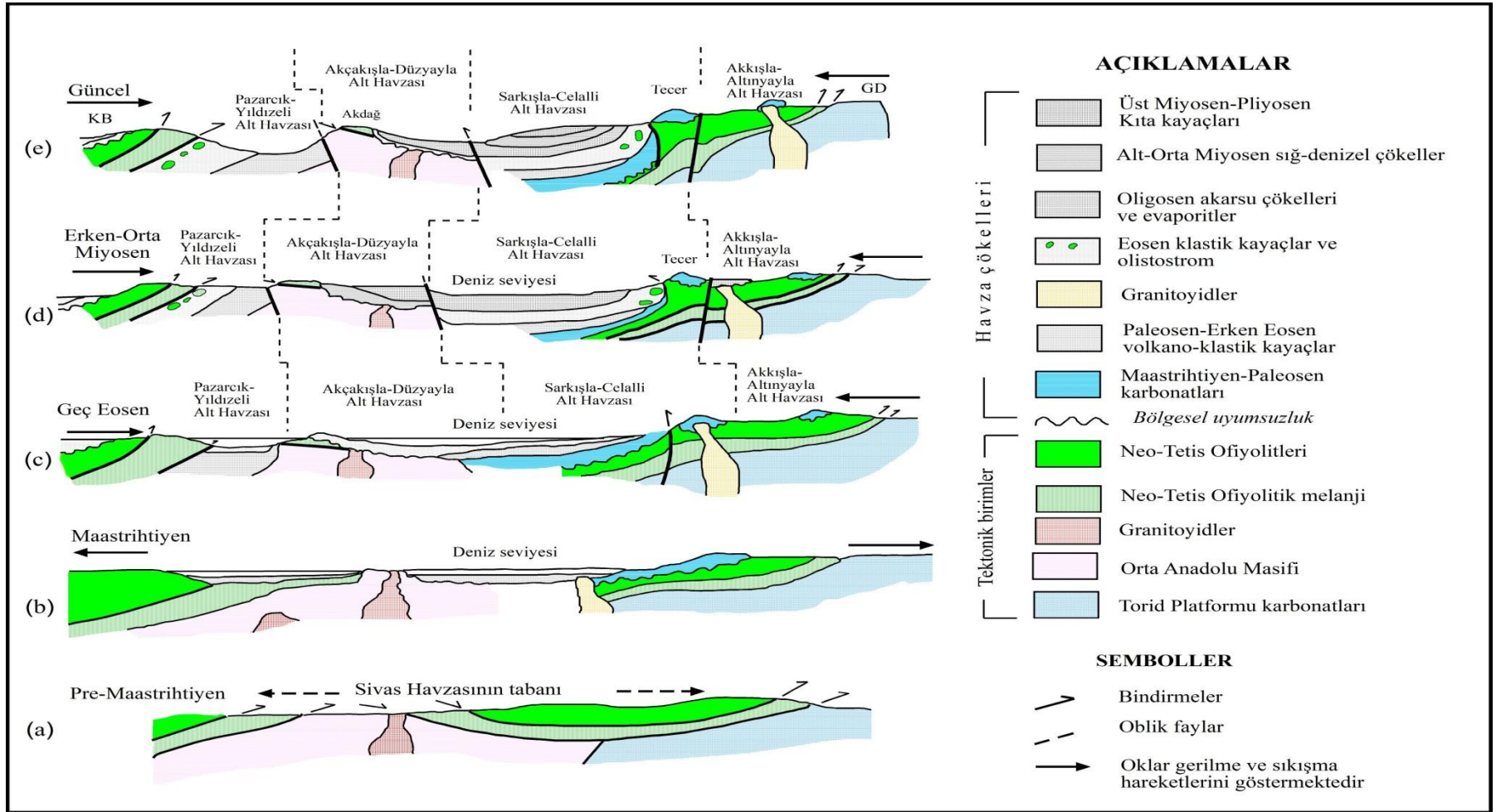
Andezitik lav ve piroklastiktitler yüksek düzlüklerin hemen hemen tümünü meydana getiren altta karasal kırıntılarla geçişli genç bazaltik tüf, aglomera ve plato bazaltlarından oluşan kaya topluluğu Yamadağı volkaniti (Tunç vd. 1991, İnan vd. 1993) olarak adlandırılmıştır.

Bu şekilde Maastrichtiyen döneminde en derin konumunu kazanan bölge giderek regresif bir karakter kazanmış (Bozkaya ve Yalçın 1992, Gürer 1992) ve zamanla sığlaşmıştır. Sığlaşan bu çökeltim ortamındaki gelişmeler, Orta-Üst Eosen'e kadar devam etmiş ve istifin Alt Miyosen öncesinde ömrünü tamamladığı düşündürmektedir.

Bölgeye özgü birimlerin Maastrichtiyen-Paleosen döneminden itibaren giderek regresif özellik taşıması ve izleyen evrelerde de sığ denizel birimlerin havzada gelişmiş olması, ofiyolit yerleşmesi ardından etkin olan gerilmeli rejimin, giderek sıkışmalı bir rejime yerini bıraktığına işaret etmektedir (Gültekin 1993).

Miyosen'den başlayarak gelişimini sürdüren çökel kayaçlar ve volkanik birimler ise, inceleme alanında birbirleriyle uyumsuz ilişkiler sergilemektedir. Bunlar genellikle sığ denizel ve karasal özellikler taşımaktadır. Aralarındaki diskordanslar, özellikle Yamadağ volkanitlerinin tabanında izlenen Pliyosen diskordansı, bölgenin bu dönemde gelişmiş olan epirojenik olaylardan da etkilendiğini göstermektedir (Gültekin 1993).

Sivas havzasının ve bölgenin yukarıda sunulmuş bulunan yapısal evrimi şekil 4.1'de evresel biçimde şematize edilmeye çalışılmıştır.



Şekil 4.1 Sivas havzasının yapısal evrimi (Yılmaz ve Yılmaz 2006'dan değiştirilerek alınmıştır)

### 4.3 Stratigrafi

İnceleme alanının yer aldığı Sivas yöresinde yüzeyleyen birimler çok genel biçimde; en altta izlenen temel kayalar (Paleozoyik-Mezozoyik), bunların üzerine gelen Tersiyer ve Kuvaterner kayaları (Senozoyik) ve Mesozoyik-Senozoyik zaman aralığında etkili olmuş magmatik kayalar biçiminde sıralanabilir (Şekil 4.2-4.3). Paleozoyik yaşlı metamorfitle, bölgede yüzeyleyen en yaşlı birimler olup, okyanusal kabuğa özgü ofiyolit parçaları ve ofiyolitli melanj tarafından üzerlenir. Bu birimler Orta Anadolu granitoidleri ve alkali magmatizma ürünleri tarafından kesilir. Bu topluluk, çoğunluğu sedimanter olan ve kısmen volkanik-piroklastik kayalardan oluşan örtü kayaları ile örtülür (Erler ve Bayhan 1995).

#### 4.3.1 Temel Kayalar

İnceleme alanı ve yakın çevresinde yüzeyleyen Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı temel kayalar; metamorfitle, ofiyolitler ve kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Temel kayalara ait en alt düzeyi metakırıntılı Permiyen-Geç Triyas yaşlı Keban metamorfitle oluşturur. Paleozoyik yaşlı ve düşük dereceli metamorfik kayalar Gültekin (1993) tarafından Kangal Formasyonu (Şekil 4.4), Özgül (1976) ve Beyazpirinç vd. (2010) tarafından ise Bolkar Dağı Napı olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.5).

Kısmen rekristalize olan kireçtaşı Özgül vd. (1981) tarafından Munzur kireçtaşı, Bedi vd. (2004, 2009) tarafından Munzur napı olarak tanımlanmıştır. Bu birimin üzerine, Kemaliye formasyonu, Refahiye ofiyolitli melanj ve Güneş ofiyoliti tektonik olarak ve daha genç birimler ise açılı uyumsuzlukla otururlar.

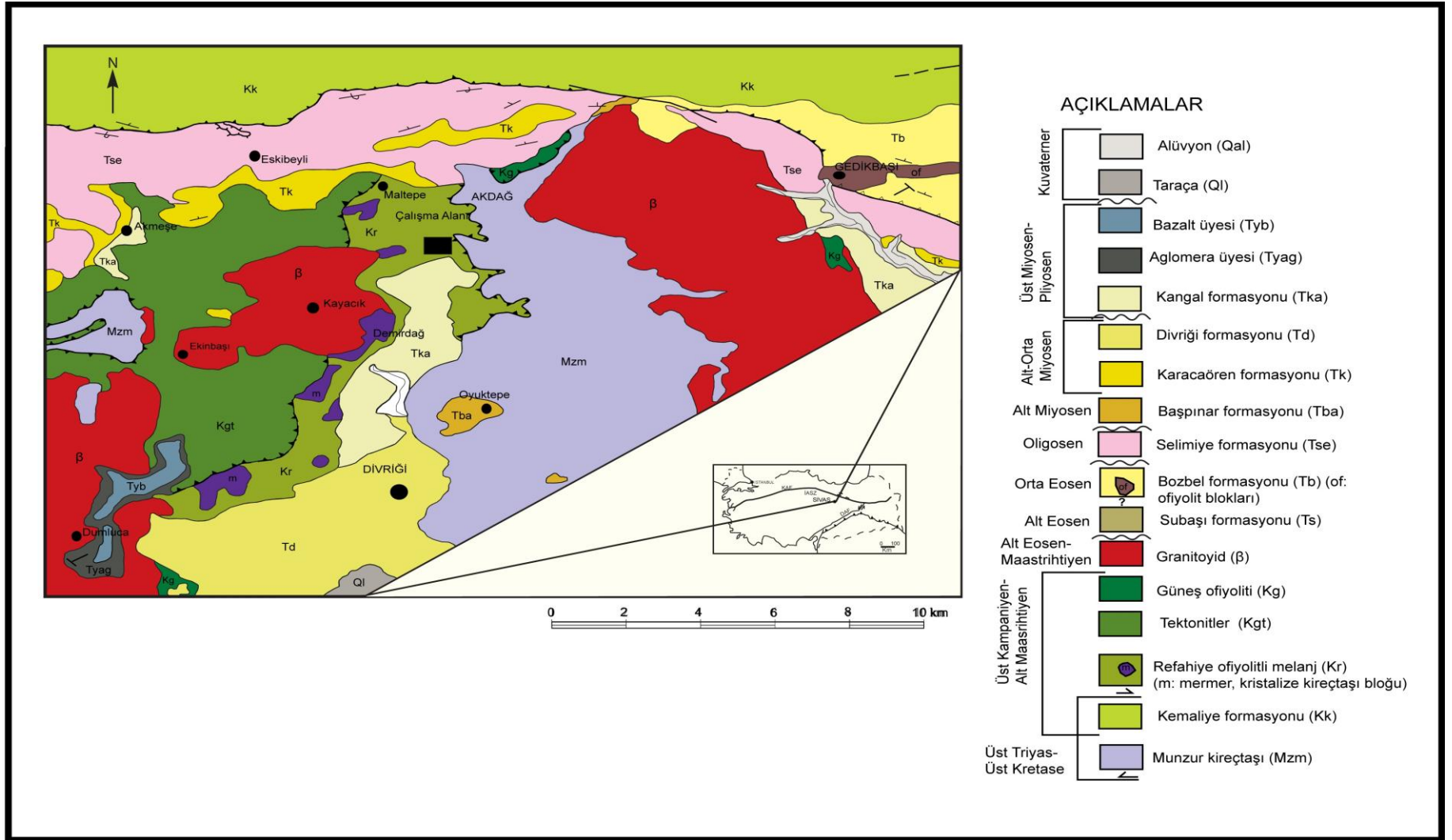
Kemaliye formasyonu genellikle tabakalanma göstermeyen kil, kum, çakıl boyu kırıntılılar ile spilitik volkanitlerin oluşturduğu bir matriks içinde değişik yaş, kaya türü büyüklükte blokların yer aldığı kaotik yapıli olistostromal bir birimdir ve Özgül vd. (1981) tarafından adlandırılmıştır ve bu kaotik yapı mineralojik çalışmalarla da doğrulanmaktadır (Koşal 1971, Boztuğ 1998a,b).

Alt sınırı Munzur kireçtaşı ve üst sınırı Güneş ofiyoliti ile tektonik dokanaklı olan Refahiye ofiyolitli melanjında (Yılmaz vd. 1985, Aktimur vd. 1986, 1988) ya da Yeşiltaşyayla karışığında (Erkan vd. 1978, Yılmaz vd. 1989, 1993), Munzur kireçtaşına ait bloklar ve metamorfik kaya blokları, serpantinleşmiş bir matriks içinde görülür. Blokların dokanakları tektoniktir. Melanj yeşil, gri ve kahverengi renkli serpantinit, dünit, peridotit, amfibolit ve gabro içerir. Yaşı Kampaniyen-Maastrichtiyen olarak kabul edilir.

Metamorfitletler üzerine, Neotetis okyanusunun kuzey koluna (İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu) ait okyanusal kabuk birimleri yerleşir. Bu birimler; ultramafik kayalar, izotropik gabro, plajiyogranit, diyabaz, yastık lavlar ve epi-ofiyolitik çökellerden oluşmaktadır. Divriği bölgesindeki ofiyolitik kayalar Güneş ofiyoliti olarak adlandırılmıştır (Bayhan ve Baysal 1982). Birimin yerleşme yaşı Maastrichtiyen öncesidir, Jura-Kretase yaşlı Munzur kireçtaşı ve Yeşiltaşyayla karışığı üzerinde tektonik konumludur. Ofiyolitik birimlerin bir bölümünün dizinimi ilksel konumlarını korurken, bir diğer bölümü ise yerleşme sonrasında kazanılan dokanaklar boyunca temel birimler ile tektonik ilişkiler sergilemektedir (Göncüoğlu vd. 1991, 1992, Erler vd. 1996).

SİSTEM	SERİ / KAT		FORMASYON	SEMBOL	KALINLIK (m)	KAYA TÜRÜ	
<b>KUVATERNER</b>							
TERSİYER	ÜST MİYO. PLYOSEN	KANGAL YAMADAĞ	Tka	Tyb	1000	Alüvyon Tyb: siyah renkli bazalt Tya: Gri, mor renkli andezit Tyag: Koyu renkli aglomera Tka: Çakıltaşı, kumtaşı, killi kireçtaşı Tba: Çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı Tk: Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı	
			Tba	Td		Tk	Td: Çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı, jips Tse: Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, jips
	OLİGOSEN		SELİMİYE	Tse		Tse: Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, jips	
	EOSEN	ORTA ÜST	BOZBEL	Tb		Tb: Çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı, şeyl	
		ALT	SUBAŞI	Ts		Ts: Aglomera, tuf, andezit, çakıltaşı-kumtaşı, -şeyl	
	JURA-KRETASE	KAMPAİNİYEN MAASTRİHTİYEN	KEMALİYE	Kv	β		Kv: Andezit, diyabaz, spilit β: Granitoyid
				Kr	Kg	Kgt	Kr: Ofiyolitli melanj Kg: Güneş ofiyoliti Kgt: Tektonitler
			KEMALİYE	Mzm			Mzm: Munzur kireçtaşı
				Kk			Kk: çeşitli bloklar içeren olistostromal klastikler
	TRİYAS	ALT-ORTA ÜST TRİYAS ÜST KRETASE	KEMALİYE				Rudistli kireçtaşı Megalodont'lu kireçtaşı Şist, mermer aralanımları
ORTA-ÜST						Stramatolitli, oolitli kireçtaşı Yeniden kristallenmiş kireçtaşı-dolomit Şist, mermer, dolomit	
PERMİYEN KARBONİFER		KEBAN METAMORFİTLERİ			2000		

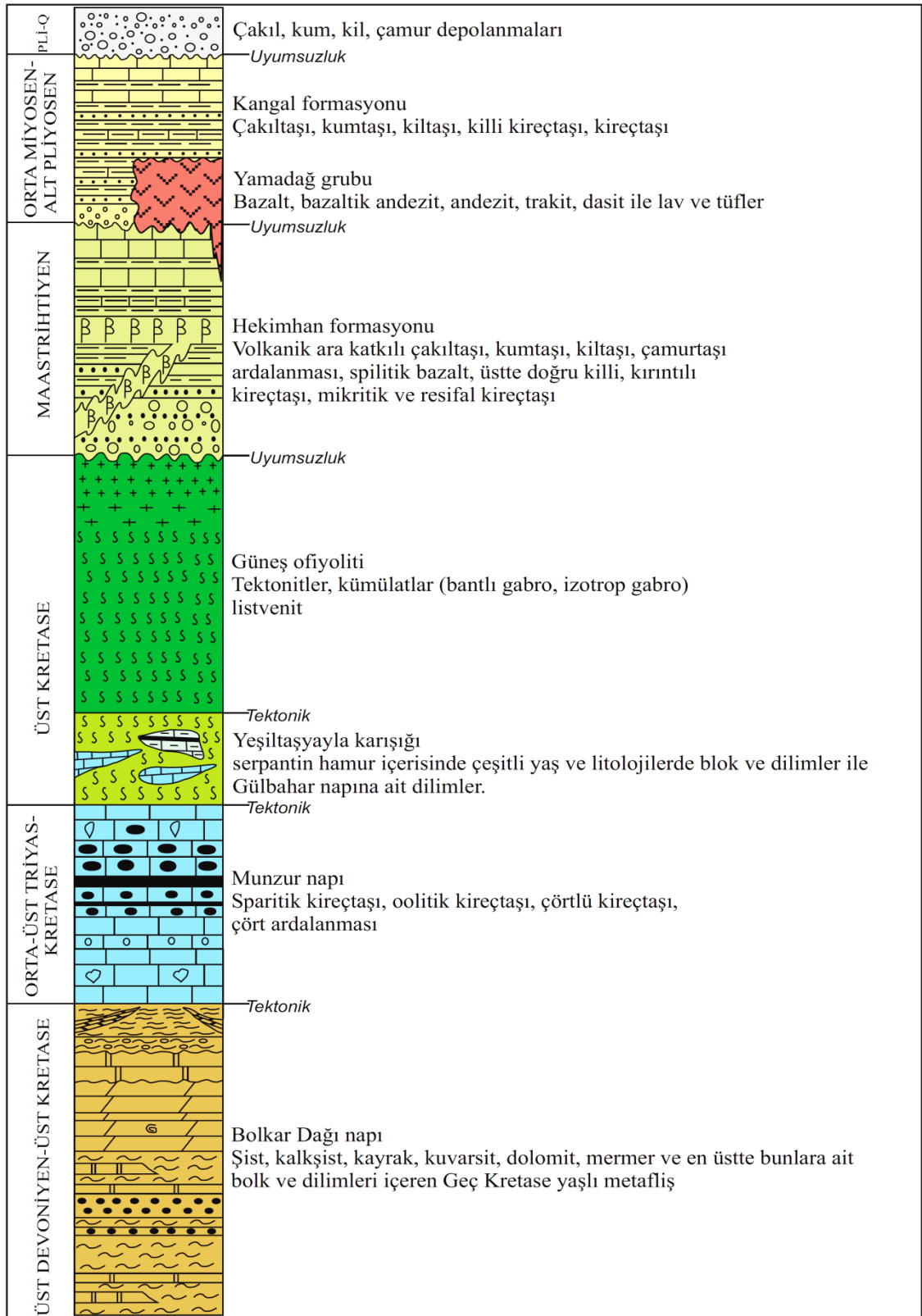
Şekil 4.2 Divriği-Eskibeyli arasının genelleştirilmiş litostratigrafik dizinimi (Bilgiç 2008'den değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 4.3 Divriği-Eskibeyli arasının jeolojisi (Bilgiç ve Terlemez 2001, Bilgiç 2008'den değiştirilerek alınmıştır)

Yaş	Formasyon Litodemi	Kalınlık (m)	Kaya türü	Açıklamalar
Kuvaterner	Örenlice	60		Alüvyon Yer yer kumtaşı ve silttaşı ara düzeyleri kapsayan çakıltaşı
	Pliyosen	Yamadağı		Bazalt Bazaltik piroklastitler ve karasal kıvrımlı tortul kayalar Andezitik lav ve piroklastitler
Üst Miyosen		Uzunyayla	75	Yer yer çamurtaşı arakatıkları içeren beyaz-bej renkli, bitki kırıntılı, gastropod ve pelecypoda kireçtaşı
Orta Miyosen	Kurtoglu	250		Yaygın çapraz tabakalanmalı kırmızı çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanması
	Sincan Jipsleri	Güneye-ler	300	Masif / Yer yer jips ve andezitik lav ve tuf Jips / ara düzeyleri kapsayan, kumtaşı- marn-çamurtaşı ardalanması
Üst Oligosen	Kulmacdagi	120		Kalın ve orta tabakalı, fosilli görsel kireçtaşı
	Altinyayla	300		Çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı
Eosen	Kozluca	200		Çakıltaşı, kumtaşı, Nummulitesli kireçtaşı-marn ardalanması
Paleosen	Divriği Granitoidleri			Granitik kayalar
Maastritliyen	Saya	750		Volkano-tortul dizi Pelajik kireçtaşı Bordomsu-yeşilimsi çakıltaşı-kumtaşı Pınargözü-Davutoğlu demir yatağı
	Jura	Güneş Ofiyoliti	2500	Ofiyolitik kayalar
Alt Maastritliyen	Yeşiltayayla Karşıği	500		Serpantinleşmiş matris içinde kireçtaşı ve metamorf blokları
Kampaniyen	Munzur Kireçtaşı	1000		Rekristalize kireçtaşı
Alt Karbonifer				
Devoniyen- Permiyen	Kangal	600		Meta-kuars kumtaşı, meta-şeyl ve sleyt, rekristalize kireçtaşı

Şekil 4.4 Divriği-Çetinkaya arasının genelleştirilmiş litostratigrafik dizinimi (Yılmaz vd. 2005'den çok az değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 4.5 Alacahan-Çetinkaya alanının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kesiti (Beyazpınar vd. 2013)



### 4.3.2 Post-Tektonik Havza Çökelleri (Örtü Kayaları)

Temel kayaları Üst Kretase-Pliyosen aralığında çökelmiş olan değişik sedimanter ve volkanik kayaçlar tarafından uyumsuzlukla örtülür. Örtü birimleri genellikle serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar ve kristalize kireçtaşları üzerine uyumsuzlukla gelen; Maastrichtiyen yaşlı volkano-sedimanter istif ile çakıllı, kumlu Eosen birimleri ve Oligo-Miyosen yaşlı killi kireçtaşı, kumtaşı seviyelerinden oluşmaktadır. Pliyosen birimleri ise, manyetit çakıllı konglomera seviyeleri ve volkanik akıntılar ile tuf, aglomera ve andezitik, bazaltik örtü ile (Yamadağ volkanitleri) temsil olunur.

Maastrichtiyen yaşlı Saya formasyonu (Gültekin 1993), alttan üste doğru çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı-marn aralanması, kireçtaşı mercekleri, aglomera, tuf ve yer yer spilitik lavlardan oluşan volkano-sedimanter bir istiftir. Güneş ofiyolitinin üzerine uyumsuz olarak gelmektedir.

İlerdiyen-Küviziyen (Erken Eosen) yaşlı Subaşı formasyonu (Özgül vd. 1981) taban çakılları ile başlar ve aglomera ara katkılı çakıltaşı, kumtaşı gibi kırıntılı kayalar üzerine tuf ve andezitin oluşturduğu volkanitlerden oluşur.

Subaşı formasyonunun üzerine gelen Lütesiye (Orta Eosen) yaşlı ve Kurtman (1973) tarafından Bozbel formasyonu olarak isimlendirilen istif, Tunç vd. (1991) tarafından Kozluca formasyonu olarak adlandırılmıştır. Tabanda ofiyolitik kaya, granit, kireçtaşı ve demir cevheri çakılları içeren bir çakıltaşı ile başlamak üzere, çakıltaşından itibaren alttan üste doğru sırasıyla açık yeşilimsi sarı, ince taneli ve demir cevheri taneleri içeren kumtaşı ile koyu grimsi yeşil renkli nummulitli kireçtaşı görülür.

Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu (Kurtman 1973) veya Altınyayla formasyonu (Yılmaz vd. 1989), tabakalı çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ve jips aralanmalıdır.

Miyosen yaşlı Kulmaçdağı formasyonu (Yılmaz vd. 1993) veya Başpınar formasyonu (Özgül vd. 1981) kumlu fosilli kireçtaşından oluşur.

Alt-Orta Miyosen yaşlı Sincan grubu ya da Divriği formasyonu (Aktimur vd. 1988) jips, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ara yüzeylerinden oluşur.

Bunların üzerinde yer alan Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı renkli karasal kırıntılı kayalardan (çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı) oluşan birim ise Yılmaz vd. (1989) tarafından Kurtoğlu formasyonu, Aktimur vd. (1988) tarafından Kangal formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Yamadağ volkanitleri ismi verilen birimler (Yılmaz 1991), inceleme alanının güneyinde geniş bir alandaki yükseltelerin önemli bir bölümünde izlenir. Andezitik lav ve piroklastitlerden oluşur. Yüksek düzlüklerin hemen hemen tümünde alta karasal kırıntılılarla geçişli genç bazaltik tüf, aglomera ve plato bazaltlarından meydana gelir. Bu grup, Höbek volkanitleri, bazaltik piroklastik kayalar ve karasal kırıntılı kayalardan oluşan İnallı Formasyonu (Gültekin 1993) ve bazaltik lavlardan oluşan Adatepe volkanitleri (Yılmaz vd. 1993) şeklinde üç formasyona ayrılmıştır.

#### **4.3.3 Mağmatik Kayalar**

İnceleme alanına yakın lokalitede yer alan Murmano ve Dumluca plütonları; A-tipi, çarpışma sonrası, levha içi karakterli alkalin birliğe ait, silisçe aşırı doygun alkali siyenitik, monzonitik plütonik kayalar olarak tanımlanmaktadır (Boztuğ 1998a,b). Bunlar Geç Kretase yaşlı birimleri sıcak dokanaklarla keserler. Kendi içerisinde mineralojik-petrografik farklılıklar sunan plütonların egemen kayalık tipi monzonit olup, kuvars-siyenitten başlayıp monzonite, hatta diyorite kadar değişen modal bileşimler sunarlar (Zeck ve Ünlü 1988a,b, 1991). Divriği bölgesindeki magmatik kayaların OAKK'nda (Orta Anadolu Kristalen Kompleksi) yüzeyleyen granitoidlerle aynı ve/veya benzer kökenlere sahip olduğu vurgulanmaktadır (Boztuğ 1998a,b). Bu benzerlik aynı zamanda petrografik ve mineralojik çalışmalarla da doğrulanmaktadır (Koşal 1971, Boztuğ 1998a,b).

## 5. İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ

İnceleme alanında ayırtılan kayaç birimleri aşığıdaki biçimde sıralanabilir:

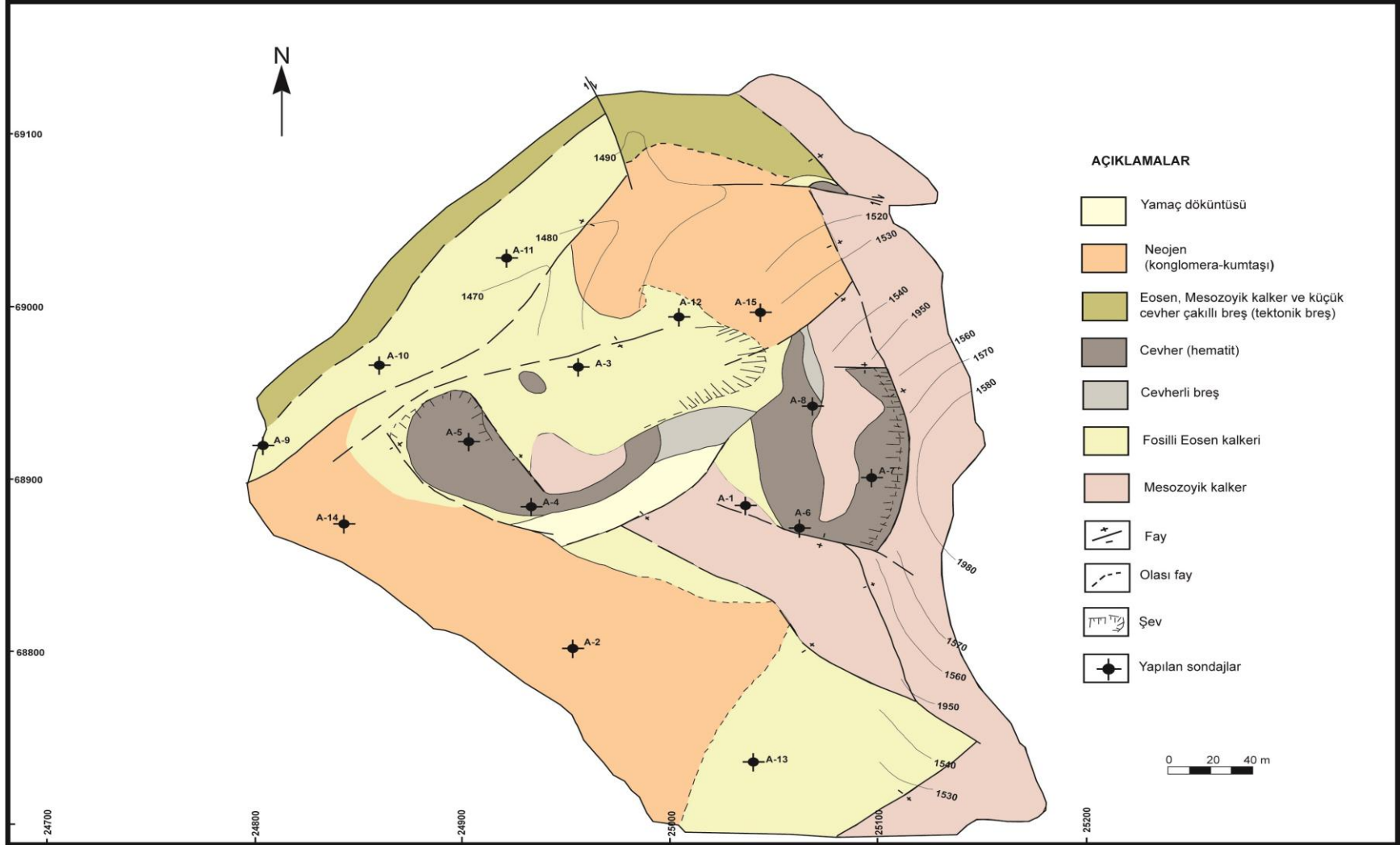
- 1) Munzur kireçtaşıları
- 2) Subaşı formasyonu
- 2) Bozbel formasyonu
- 4) Başpınar formasyonu
- 5) Kangal formasyonu

İnceleme alanına özgü jeoloji haritası, Yıldızeli (1978)'den alınarak ve çok az değiştirilerek şekil 5.1'de verilmiştir.

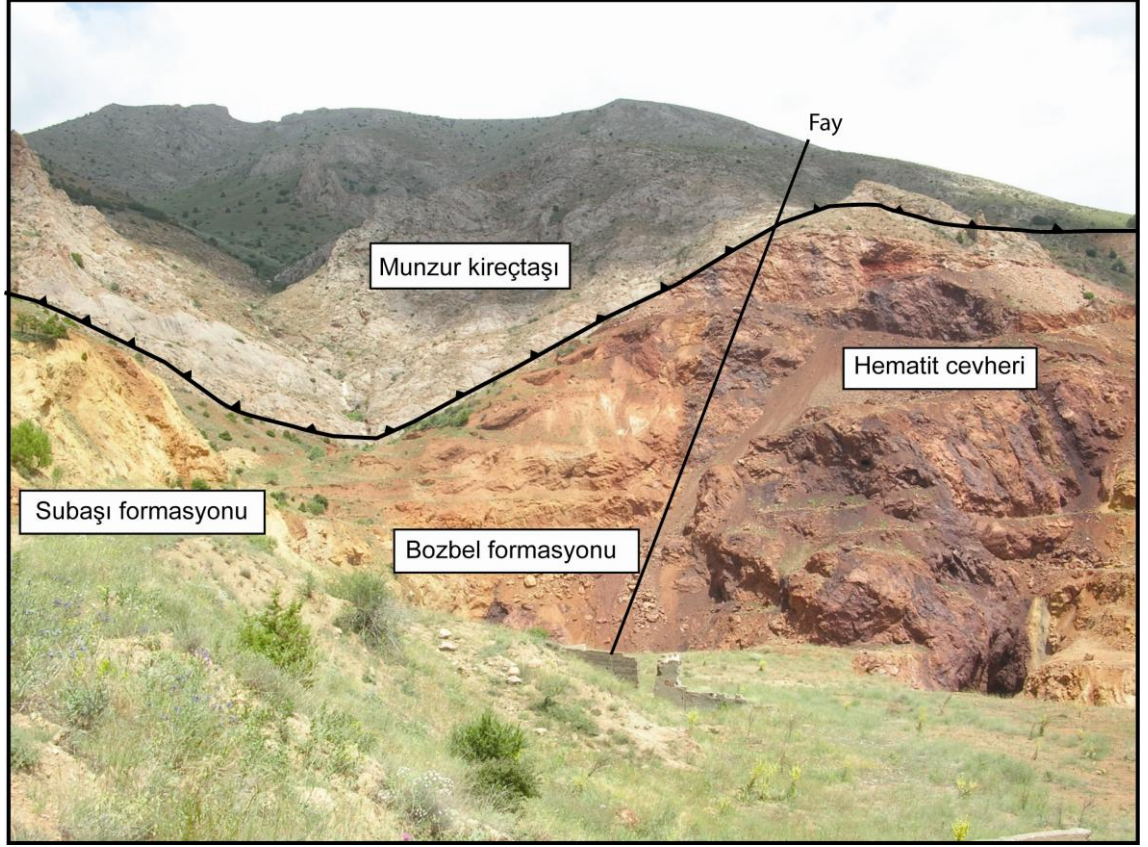
### 5.1 Munzur kireçtaşıları

Birim Özgöl vd. (1981) tarafından tanımlanmıştır. Bedi vd. (2004, 2009) tarafından Munzur napı olarak olarak adlandırılmıştır. Gültekin (1993) Çetinkaya-Kangal yakınlarındaki benzer birimleri Kıratgediğı rekristalize kireçtaşıları olarak adlandırılmıştır. Munzur kireçtaşıları, Toros platformunun doğu kesimini temsil eder. Birim kısmen rekristalize olmuş kireçtaşı litolojisinden oluştuğu için, genellikle yüksek tepeleri oluşturmaktadır. Birimi oluşturan kireçtaşılarının ayrışmış yüzeyleri gri-açık gri, grimsi mavi ve kahverengimsi gridir. Taze kırık yüzeyleri açık grimsi bej, boz ve yer yer açık kahverengimsi gridir. Orta-kalın tabakalı, yer yer masif ve bol çatlaklıdır.

Özgöl ve Turşucu (1983), Munzur dağlarında alttan üste doğru; algli kireçtaşı, oolitik kireçtaşı, algli-foraminiferli kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, neritik kireçtaşı, rudistli biyostromal kireçtaşı ve pelajik kireçtaşılarından oluşan birimin çoğunluğunun, sığ ve duraylı bir şelf ortamında çökeldiğini belirtmişlerdir. Munzur kireçtaşılarının bazı kesimlerinde demir cevherince zengin bölümler de yer almaktadır (Şekil 5.2).



Şekil 5.1 Divriği-Akdağ hematit yatağının jeoloji haritası (Yıldızeli 1978'den çok az değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 5.2 Munzur kireçtaşı ile hematit cevheri arasındaki dokanak ilişkisi

Munzur dağlarında yapılan çalışmalarda, Özgül ve Turşucu (1983) birime Alt Triyas-Kampaniyen yaş aralığını vermişlerdir. İnan vd. (1993) ise Ulaş-Sincan arasında Çataldağ kireçtaşı olarak adlandırdıkları birimin çeşitli düzeylerinde *Clypenia cf jurassica* Faure, *Pseudocyclammina* sp., *Protoglobigerine* sp. ve çok sayıda mercan, mollusk ve sünger spikülleri saptayarak, birime Üst Jura-Alt Kretase yaşını önermişlerdir. Öztürk ve Öztunalı (1993) Divriği doğusundaki kireçtaşlarını Akdağ kireçtaşları olarak adlandırmışlar ve Maltepe yakınındaki kireçtaşı bloklarında saptadıkları *Endotyra* sp. fosiline dayanarak birimin yaşının Karbonifer'e kadar indirilmesi gerektiğini belirtmişlerdir.

Bu verilere göre Munzur kireçtaşlarının Alt Karbonifer-Kampaniyen yaş aralığında çökelmiş olduğu söylenebilir. Alt sınırı inceleme alanında gözlenemeyen birimin üzerinde geniş bölgede, Refahiye ofiyolitli melanji ve Güneş ofiyoliti tektonik olarak yer almaktadır. Eosen yaşlı Subaşı formasyonu ile Miyosen yaşlı Karacaören ve Başpınar formasyonları ise Munzur kireçtaşı üzerinde açıl uyumsuzdur.

Yaklaşık 1200 m kalınlığında olan Munzur kireçtaşının büyük kısmını oluşturan neritik karbonatlar şelf ortamında, en üst kısmını oluşturan pelajik kireçtaşları ise derin denizel ortamda depolanmıştır.

## 5.2 Subaşı Formasyonu

Erken Eosen yaşlı kırıntılı kayalar ve volkanitler, Özgül vd. (1981) tarafından Subaşı formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Taban çakılları ile başlayan birim, aglomera ara katkılı çakıltaşı, kumtaşı, şeyl gibi kırıntılı kayalar ile üzerinde yer alan aglomera tuf ve andezitlerin oluşturduğu volkanitlerden oluşur. Munzur kireçtaşı ve Güneş ofiyoliti üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alan Subaşı formasyonunu, Miyosen yaşlı Başpınar formasyonu uyumsuzlukla örter.

Birimin yaşı, alt düzeyini oluşturan kırıntılı kayalarda tespit edilen *Alveolina* sp., *Cuvillierina* sp., *Orbitolites* sp., *Ranikothalia* sp., *Assilina* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Kathina selveri* Smout, *Alveolina* cf. *decepiens* Schwager, *Alv(Glomal) leupoldi(?)* Schwager, *Lockhartia* sp., *Asterocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp. ve Miliolidae fosillerine göre Erken Eosen'dir (Üst İlerdiyen-Küviziyen).

Yaklaşık 1000 m kalınlığı olan Subaşı formasyonu transgresif ve yüksek enerjili, sığ denizel ortamda depolanmıştır. Çökelmeye daha sonra volkanizma da eşlik etmiştir.

## 5.3 Bozbel Formasyonu

İnceleme alanında yüzeyleyen Lütesiyen yaşlı kumtaşı-kireçtaşı-marn ardalanımı Özgül vd. (1981) tarafından Dedek formasyonu, Tunç vd. (1991) tarafından Kozluca formasyonu, Aktimur (1986) tarafından Gülandere formasyonu olarak adlandırılmıştır. Ancak Sivas havzasında benzer birimlerin Kurtman (1973) tarafından Bozbel formasyonu adı ile tanımlanması ve bu adın araştırmacılar tarafından benimsenmesi (Yılmaz vd. 1989, Tekeli vd. 1992, İnan vd. 1993, Bilgiç ve Terlemez 2001) nedeniyle Bozbel formasyonu adı verilmiştir.

Birim, tabanda ofiyolitik kaya, granit, kireçtaşı ve demir cevheri çakılları içeren bir çakıltaşı ile başlamaktadır. Genellikle sarı, gri, yeşil renkli tabakalı kumtaşı, kireçtaşı, marn ardalılarından oluşur. Taban çakıltaşından itibaren alttan üste doğru sırasıyla açık yeşilimsi sarı, ince taneli ve demir cevheri taneleri içeren kumtaşı, koyu grimsi yeşil nummulitli kireçtaşı, bordo renkli kumtaşı ve koyu bej renkli kireçtaşı görülür (Şekil 5.3-5.5).

Genellikle türbiditik özellikler gösteren ve olistostromal düzeyler de içeren birim ofiyolit ve kristalize kireçtaşı-mermer gibi çeşitli blokları da kapsar. Aniden biten konglomera, aglomera seviyeleri, formasyon içi diskordanslar, kayma yüzeyleri vasıtası ile tekrarlanan seviyeler gibi çok karışık stratigrafik ve tektonik yapılar mevcuttur. Tüm bu Eosen yaşlı filiş karakterli birim tabanın hareketli olmasından dolayı çökme esnasında kayma yüzeyleri vasıtası ile yerlerinden koparılarak sürüklenmiş ve bugün ayrı birimlermiş gibi görünmesine neden olmuştur (Aktimur vd. 1988).

Güneş ofiyoliti üzerinde uyumsuzlukla yer alan Bozbel formasyonu, Oligo-Miyosen yaşlı Selimiye formasyonu tarafından uyumsuzlukla üzerlenir.



Şekil 5.3 Bozbel formasyonuna ait granit-serpantinit-cevher çakılları içeren sarı renkli çakıltaşı



Şekil 5.4 Bozbel formasyonuna ait gri- yeşil renkli nummulitli kireçtaşı

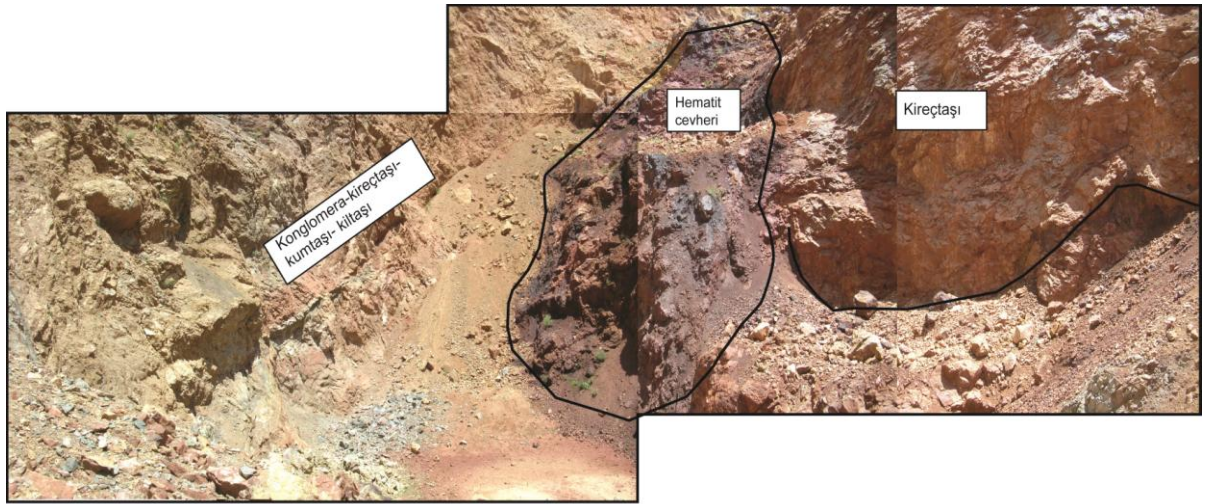
Bozbel formasyonu'nun tabanına yakın kesimlerde *Rotaliia cf. Trochidi formis*, *Asterigerina cf. rotula*, *Nummulites sp.*, *Alveolina sp.*, *Sphaerogypsina sp.*, *Orbitolites sp.*, *Acervulina sp.*, *Smoutina? sp.* ve *Miliolidae sp.* fosil içeriği saptanarak olasılı Alt-Orta Eosen; *Alveolina sp.*, *Orbitolites sp.*, *Valvulammina sp. Cushman*, *Haddonina sp.*, *Siphovalvulina sp. (Septfontaine)* ve *Miliolidae sp.* fosil içeriği saptanarak olasılı Alt Eosen ve üst düzeylerde *Fabiania cassis*, *Halkyardia sp.*, *Discocyclina sp.*, *Gyrodinella cf. Magna*, *Rotalia sp.*, *Nummulites sp.* ve *Rotaliidae sp.* fosil içeriği saptanarak Orta Eosen'in en üstü (Bartoniye) yaşları belirlenmiştir (Yılmaz ve Yılmaz 2004).

Formasyonun alt seviyelerinde tespit edilen *Halkyardiaminima* (Liebus), *Alveolina sp.*, *Orbitolites sp.*, *Nummulites sp.*, *Lockhartia sp.*, *Operculina sp.*, *Sphaeragypsina sp.*, *Miliolidae sp.* ve *Rotalidae sp.* fosillerine göre yaşı geç Lütésiye'dir (Özgül vd. 1981). Tunç vd.(1991)' de birimde geç Lütésiye'i temsil eden fosiller tespit etmişlerdir.

Bozbel formasyonunun alt kısmı transgresif ve sığ denizel ortamda, çeşitli bloklar içeren olistostromal ve türbiditik kısmı ise derin denizel ortamda depolanmıştır.



Formasyon filiş çökmesine uygun derin denizde çökelmiştir. Ancak, çökme sırasında, havza çok hareketlidir. Bundan dolayı devamlı bir istif izlenmemektedir. Çökme devam ederken hem birimin altındaki kayalar (ofiyolitli kayalar) hem de birimin kendisi yerlerinden koparılarak kayma satırları ile veya gelişi güzel olarak çökel havzasına aktarılmıştır. Bu kaymalar yer yer büyük boyutlara erişmiş kayan kısım zaman zaman su yüzeyine çıkmış ve bu yüzeyler oksitlenmiştir. Bundan dolayı bu kayma satırları arazide bir oksidasyon zonu (demirce zengin seviyeler) şeklinde izlenmektedir. Sonra tekrar derinleşerek çökme devam etmiştir. Bundan dolayı ilk bakışta aynı birim farklı iki birim izlenimini vermektedir. Tüm bu olaylar Eosen havzasında formasyon içi diskordanslara, aniden biten konglomera aglomera seviyelerine, yarım kalmış senklinallere, gelişi güzel olistolit ve olistostrom oluşumlarına neden olmuştur (Aktimur vd. 1988).



Şekil 5.5 Bozbel formasyonu ve hematit cevheri oluşumlarının arazi görünümü

#### 5.4 Başpınar Formasyonu

Munzur kireçtaşları üzerinde yüzeyleyen Erken Miyosen yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan çökel kayalara Özgül vd. (1981) tarafından Başpınar formasyonu adı verilmiştir. Birim, Aktimur vd. (1988) tarafından Yoğurtdağı üyesi adı ile tanımlanmıştır.

Genellikle taban çakıltaşları ile başlayan birim kumtaşı, kumlu kireçtaşı, şeyl ve kireçtaşlarından oluşur. Formasyonun egemen kaya türünü oluşturan kireçtaşları beyaz renkli, orta-kalın tabakalı ve fosillidir.

Eosen ve daha yaşlı birimler üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alan Başpınar formasyonunu, Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Yamadağı volkaniti tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür.

Formasyonun yaşlı, kireçtaşlarında tespit edilen *Miogyptina* sp., *Amphistegina* sp., *Operculina* sp., *Miogyptinoides* sp., *Globigerina* sp., Miliolidae, Gastropoda, Lamellibrans kavkı parçaları, Alg ve Bryozoa fosillerine göre Erken Miyosen (Burdigaliyen)'dir (Özgül vd. 1981).

Birim sığ denizel ortamda depolanmıştır.

## **5.5 Kangal Formasyonu**

İnceleme alanında Alt-Orta Miyosen yaşlı jipsleri ve daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örten kırmızı egemen alacalı renkli karasal kırıntılı kayalar, Yılmaz vd. (1989) tarafından Kurtoğlu formasyonu, Tunç vd. (1991) tarafından Örenlice formasyonu, Aktimur vd. (1988) tarafından Kangal formasyonu olarak adlandırılmıştır.

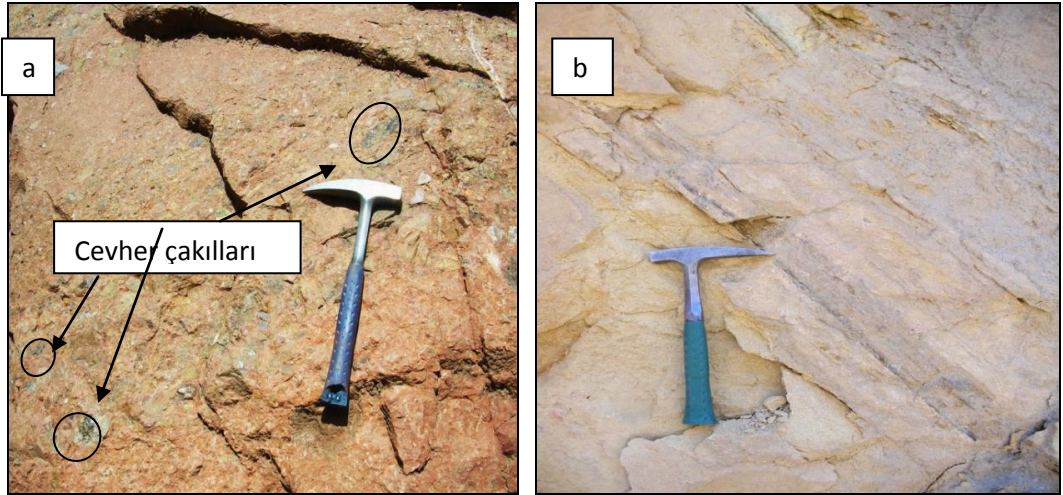
Birim çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, çamurtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşur. Egemen kaya türünü oluşturan çakıltaşları açık pembe-boz gri renkli, orta-kalın tabakalı ve gevşek tutturulmuştur. Killi kireçtaşları ise, sarı-beyaz renkli, orta-kalın tabakalı fosilli ve kaolen bantlıdır (Şekil 5.6-5.7.b). Genellikle gevşek çimentolu olan formasyonda katmanlanma çok belirgin değildir ve çok değişken kalınlıklar sunar. Birimde çakıltaşlarının taneleri yuvarlaklaşmış, ancak boylanmamıştır (Şekil 5.7.a). Derecelenme ve çapraz tabakalanma yer yer görülen özelliklerdir.

Yaklaşık 200 m kalınlığında olan Kangal formasyonu, Erken-Orta Miyosen yaşlı Divriği formasyonu üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alır. Üzerinde ise Kuvaterner yaşlı alüvyonlar bulunur.

*Candona angulata* G.W Müller, *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), *Candona* sp., *Atropidina* cf. *pulchella* Studer, *Gastropoda* indet, Opercul ve Chara fosilleri saptanmıştır. Bu fosillere göre birimin yaşı Pliyosen'dir (Bilgiç 2008). Birim tamamen karasal ortam ürünüdür (Yılmaz ve Yılmaz 2004).



Şekil 5.6 Kangal formasyonuna ait sarı- beyaz renkli killi kireçtaşı



Şekil 5.7 a. Kırmızı renkli cevher çakıllı çakıltaşı, b. Kaolen bantlı killi kireçtaşı

## 5.6 Akdağ Demir Yatağının Cevher Geometrisi

Cevherleşme sahasına özgü Yıldızeli (1978) tarafından yapılmış bulunan 1/2000 ölçekli detay jeoloji haritasının bir bölümü şekil 5.1'de verilmiştir. Aynı haritadan yararlanılarak Yıldızeli (1978) tarafından hazırlanmış bulunan jeolojik kesitlerden de bu çalışmada yararlanılmıştır. Bu şekillerde, MTA Genel Müdürlüğü tarafından yapılmış bulunan sondajların bir bölümü de yer almaktadır. Yatak civarının daha önce yapılan gravite ve manyetik anomali haritası da bulunmaktadır.

1963-1977 yılları arasında yataktan 1.350.000 ton üretim yapılmıştır. Yatak için 1971 yılında yapılan çalışmalarda verilen rezerv; görünür+muhtemel+mümkün olarak 1.5 milyon tondur (Koşal 1972). Yatak alt ve üst olmak üzere ikiye ayrılmıştır. Alt ocakta görünür rezerv 209.000 ton, üst ocakta ise 219.000 ton olarak hesaplanmıştır. Cevher % 60 Fe, % 3 P, % 0.03 Mn ve % 0,015 Cu içermektedir (Yıldızeli 1978).

Önder ve Yıldızeli (1985) tarafından yatağın görünür rezervi mostralardaki cevherin uzanımı gözönüne alınarak 200 bin ton civarında tahmin edilmiştir.

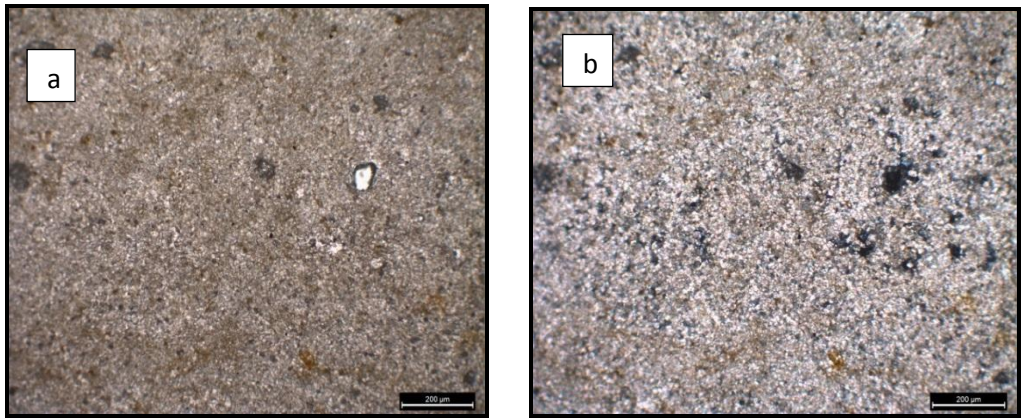
Şekil 5.1'deki jeoloji haritası incelendiğinde temelde yan kayaçlarla tektonik dokanak ilişkisi bulunan Mesozoyik kalker olarak adlandırılan Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı Munzur kireçtaşı yer almaktadır. Bu birimle uyumsuz dokanak ilişkisine sahip fosilli Eosen kalker olarak isimlendirilen birim ise Alt Eosen yaşlı Bozbel formasyonu (Kurtman 1973) dur. Neojen konglomera- kumtaşı olarak gösterilen birim ise Alt-Orta Miyosen yaşlı Kangal formasyonu (Aktimur 1988) dur. Ayrıca sahada cevherli breş, cevher, tektonik breş ve yamaç döküntüleri ayırtlanmıştır.

## 6. MİNERALOGİ-PETROGRAFİ ÇALIŞMALARI

Bu bölümde 54 adet kayaç örneklerinden hazırlanan ince kesitlere dayanarak yapılan mineralojik ve petrografik incelemelerin sonuçları sunulacaktır. XRD çalışmaları ve cevher mikroskopisi çalışmaları ise bundan sonraki bölümlerde ayrı başlıklar altında verilecektir.

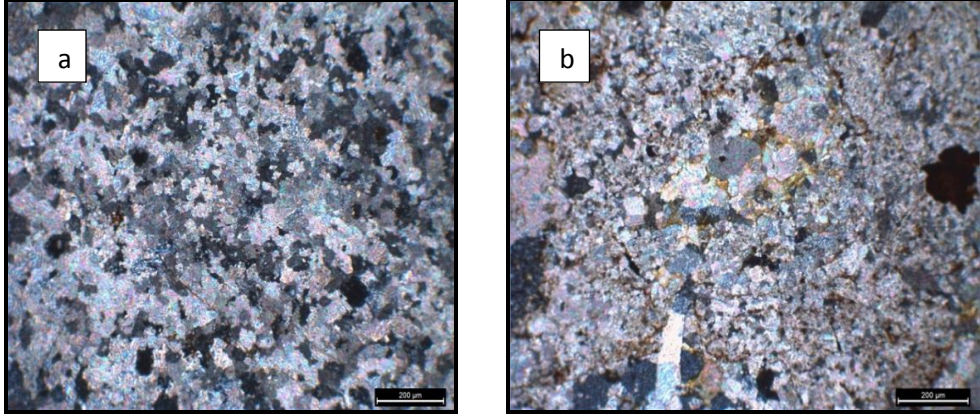
### 6.1 Rekrystalize Kireçtaşları (Munzur Kireçtaşları)

İnceleme alanında görülen rekrystalize kireçtaşları kalsit, kalsit+dolomit ve dolomit mineral bileşimindedir. Bağlayıcıları genel olarak mikrit-sparittir. Kalsit damarlarının etrafında demir mineralleri de görülmektedir. Bazı örneklerde oluşan çatlaklar ikincil kalsit tarafından damarlar şeklinde doldurulmuştur ve kestiği kayacın mineral tanelerine göre daha iri taneler içermektedir. Gömülme derinliği fazla olan örneklerde (Şekil 6.1) taneler çok ince ve öz şekillidir. Şekil 6.2’de görüldüğü gibi dolomit kristalleri yarı özşekilli mozayik dokudadır. Çoğu dolomit kristali romboeder şeklindedir ve aralarında düzgün sınırlar bulunmaktadır. Bununla birlikte granüler dokuda kalsit mineralleri (Şekil 6.3) ve çift nikolde basınç ikizi gösteren kalsit mineralleri de ayırtlanmıştır (Şekil 6.4). Mineraller arasında düzgün sınırlar dikkati çeker.

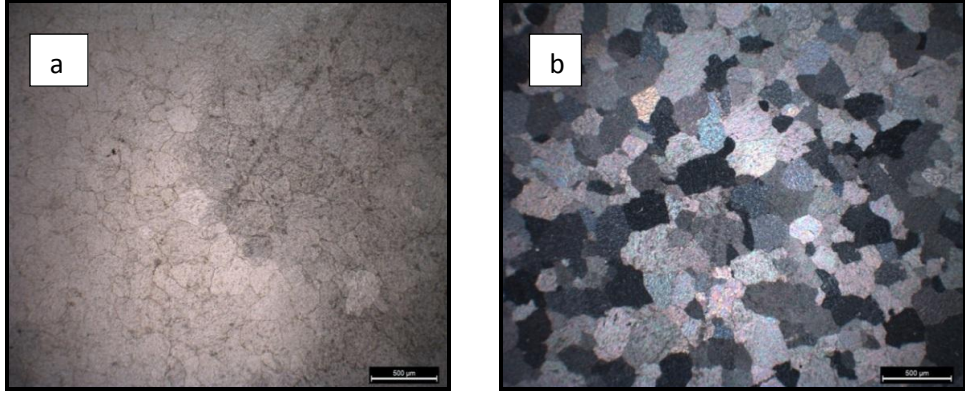


Şekil 6.1 Derin ortama işaret eden dolomitik kireçtaşı (Örnek No: 40)

(a. tek nikol, b.çift nikol)

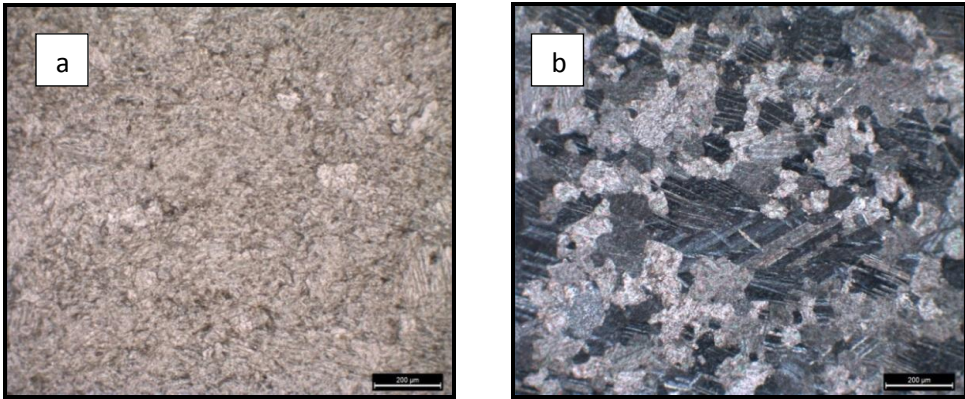


Şekil 6.2 a.Dolomit minerallerinden oluşan kireçtaşı (çift nikol) (Örnek No: 11), b. demir oluşumlarının da izlendiği dolomitik kireçtaşı (çift nikol) (ÖrnekNo: 9)



Şekil 6.3 Granüler kalsit minerallerinden oluşan kireçtaşı (Örnek No: 10)

(a. tek nikol, b. çift nikol)

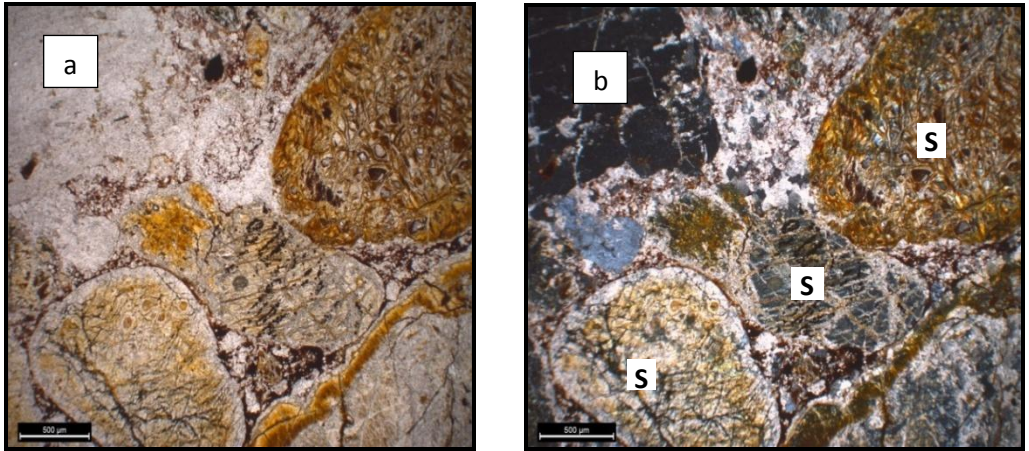


Şekil 6.4 Basınç ikizi gösteren kalsit mineralleri (Örnek No:53)

(a. tek nikol, b. çift nikol)

## 6.2 Çakıltaşları (Bozbel Formasyonu)

İnceleme alanında görülen çakıltaşları % 15'ten az hamur malzemesine sahip, farklı çakıl tanelerini içeren çok bileşenli (petromikt) ve tane boyu büyüklüğüne göre kaba taneli çakıltaşı özelliğine sahiptir. Hamur dolomit ve kalsitten oluşmaktadır. Çakıl tane boyları 0,5 mm ile 3 mm arasında değişmektedir. Çakılların bileşimine bakıldığında; taneler arasında girift sınır ilişkisi gösteren polikristalli kuvars mineralleri, farklı tane büyüklüğüne sahip alkali feldispatlar, plajiyoklas çakılları, serpantinleşmiş ultramafik kayaç çakılları, mika, piroksen ve opak mineralleri bulunmaktadır (Şekil 6.5). Çakılların çoğunda alterasyon sonucunda bünyelerindeki demir ortaya çıkmış ve tane etrafında demir birikimleri, opasitleşmelere neden olmuştur. Bu tip kayaç parçalarındaki yoğun ayrışma nedeniyle taneler hemen hemen tanınmaz hale gelmiştir. Çakılların bir kısmı köşeli bir kısmı iyi yuvarlaklaşmış haldedir. Bu durum iyi yuvarlaklaşanların daha yaşlı ve çökme havzasına uzaktan taşınarak geldiğini, köşeli olanların ise ana kayalarının çökme bölgesine yakın olduğu alandan türeyip geldiğini göstermektedir.

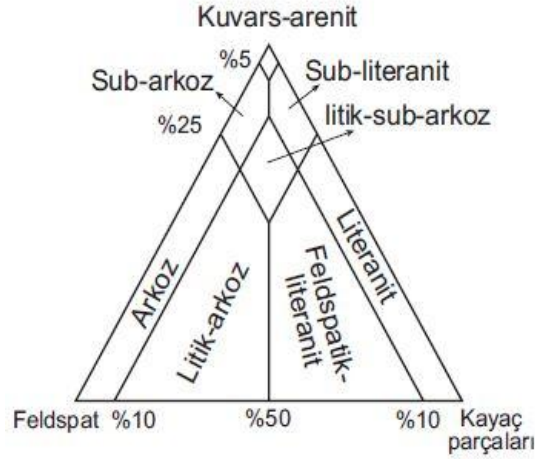


Şekil 6.5 Serpantinleşmiş ultramafik kayaç taneleri bulunan çakıltaşı örneği (Örnek No:25)

(a. tek nikol, b. çift nikol) (S: serpantinleşmiş ultramafik kayaç tanesi)

### 6.3 Kumtaşları (Bozbel Formasyonu)

İnceleme alanında ayırtılan kumtaşları matris içeriği % 15'ten az olması sebebiyle arenit grubu içerisine girmektedir (Şekil 6.6). Örneklerde sublit ve litik olmak üzere iki çeşit arenit türü tanımlanmıştır.



Şekil 6.6 İnce taneli matris içeriği % 15'den az olan kumtaşlarının (arenitlerin) Dott sınıflaması (Folk vd. 1970)

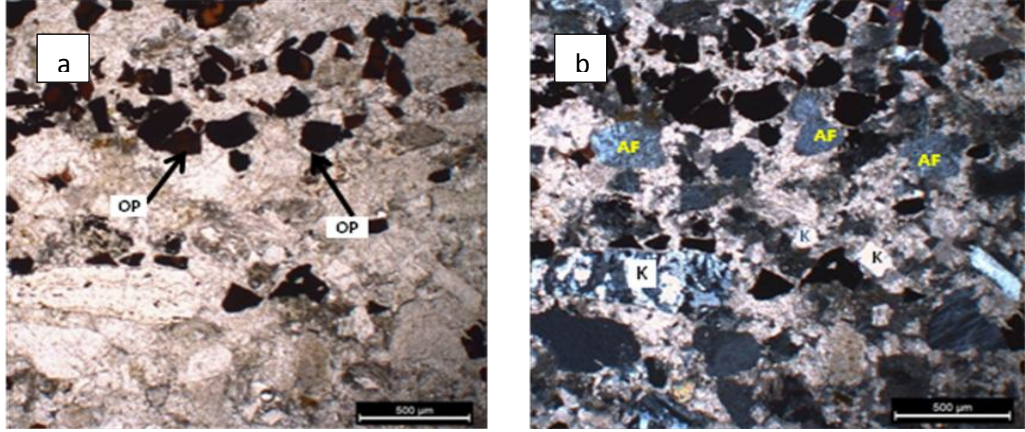
#### 6.3.1 Sublit Arenitler

İnceleme alanında ayırtılan sublit arenitlerde kuvars % 75'den daha fazla olup geri kalan taneler ise kayaç parçaları ve feldispatlardır. Bu tip kumtaşlarında potasyum feldispatlar, ortoklas ve pertit yaygın bileşenlerdir. Kalsiyum plajiyoklas pek enderdir. Diğer parçaları muskovit veya biyotit türü mika, değişik kayaç parçaları ve ağır minerallerden oluşur. Boylanma genelde kötüdür. Feldispat taneleri genelde köşeli veya az köşelidir, ancak birlikte buldukları kuvarsa göre daha yuvarlaklaşmıştır. Başlıca çimento kalsit ve dolomittir. Yer yer hematit çimento da izlenmektedir. Siyah-koyu kahve renkli opak mineraller ise çok yaygındır.

Şekil 6.7'de 22 numaralı örnekte bağlayıcı çift nikelde 4.diziden yüksek girişim rengine sahip dolomit ve az miktarda ise demir mineralleridir. Feldispat taneleri genelde köşeli ve birlikte bulunduğu kuvarslara göre yuvarlaklaşmıştır. Çift nikelde feldispatlar gri renkli, kuvarslar beyaz-gri renkli birinci dizi girişim renklerini sergiler. Arada bulunan



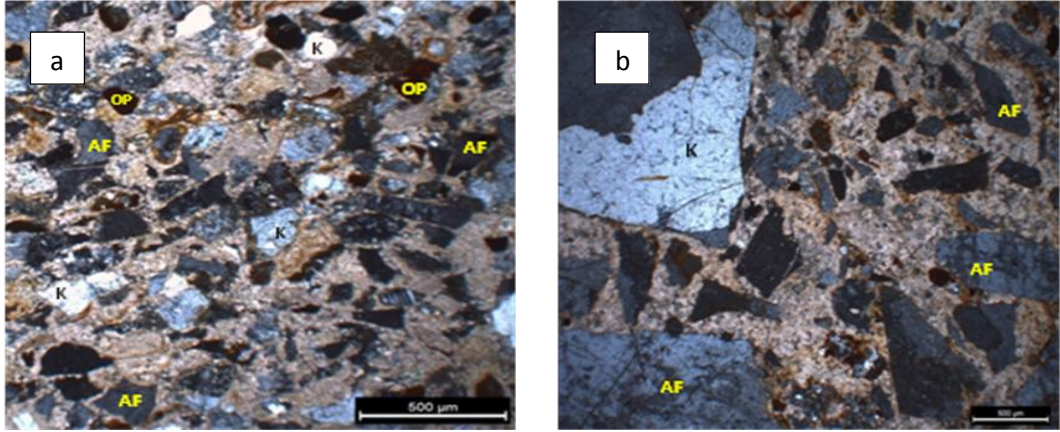
biyotit ve mika mineralleri çift nikolde iki ve daha yüksek girişim renklerine sahiptirler. Mono (plütonik) kuvarslar yaygın olup bazı bölgelerde az oranda polikuarlar da bulunmaktadır. Feldispat tanelerinin çoğu bozunmuş ve pertitlemiştir. Kayaç parçaları ince taneli sedimanter ve metasedimanter kayalardan oluşur.



Şekil 6.7 Alkali Feldispat, kuvars ve yaygın olarak opak mineral içeren kumtaşı örneği (Örnek No:22)

(a. tek nikol, b. çift nikol) (AF: alkali feldispat, K: kuvars, OP: opak mineral)

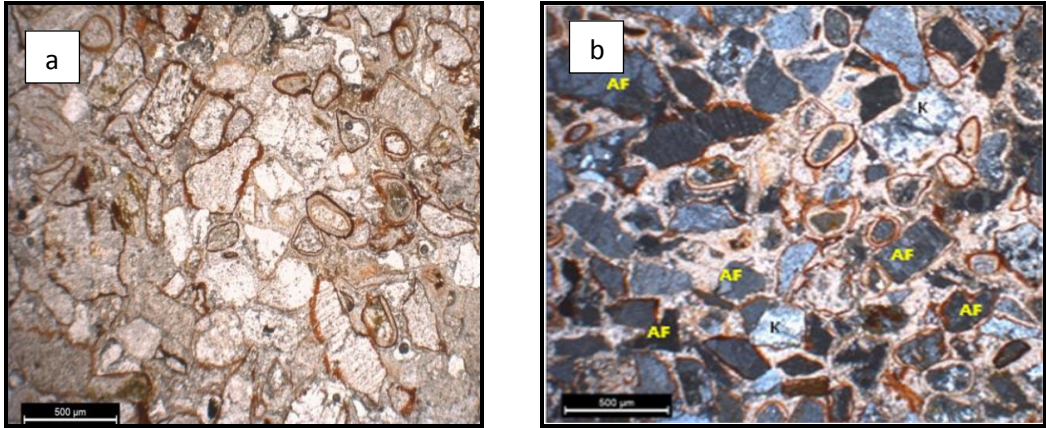
Şekil 6.8’de daha önce anlatılana benzer özellikler sergileyen feldispat, kuvars, kayaç parçaları ve kahverengi-siyah renkli opak mineraller görülmektedir. Şekil 6.8a ve b’de feldispat taneleri çift nikolde gri girişim renginde ve köşeli, kuvarslar çift nikolde beyaz renkli birinci dizi girişim rengine sahip ve köşeli olup, dolomitten oluşan matriks çift nikolde 4.diziden yüksek girişim rengine sahip ve öz şekillidir. Şekil 6.8b’de tane boylarının farklı olması dikkat çekmektedir. Demir mineral oluşumları bazı tanelerin etrafında ve çatlaklarını doldurmuş bir şekilde görülmektedir.



Şekil 6.8 Sublit arenit örnekleri

a. tane boyları birbirine yakın iyi boylanma gösteren kumtaşı örneği (çift nikol) (Örnek No: 37) b. farklı tane boylarına sahip kötü boylanma gösteren kumtaşı örneği (çift nikol) (Örnek No: 48) (K: kuvars, OP: opak mineral, AF: alkali feldispat)

Bazı örneklerde karbonat matriks (dolomit) içerisinde köşeli tanelerin etrafını demir zarfları sararak oolitik yapıyı oluşturmuşlardır (Şekil 6.9). Örnekte klorit parçaları ile iri, yer yer kil minerallerine dönüşmüş düşük Ca'lu feldispatlar bulunmaktadır. Oolitlerin çekirdeklerini karbonat ve feldispat parçaları oluşturmaktadır. Bu yapılar sığ ve hareketli kıyı ortamına işaret etmektedir.



Şekil 6.9 Oldukça ince kılıfsız demir kaplamalı kırıntılı taneler (Örnek No: 5)

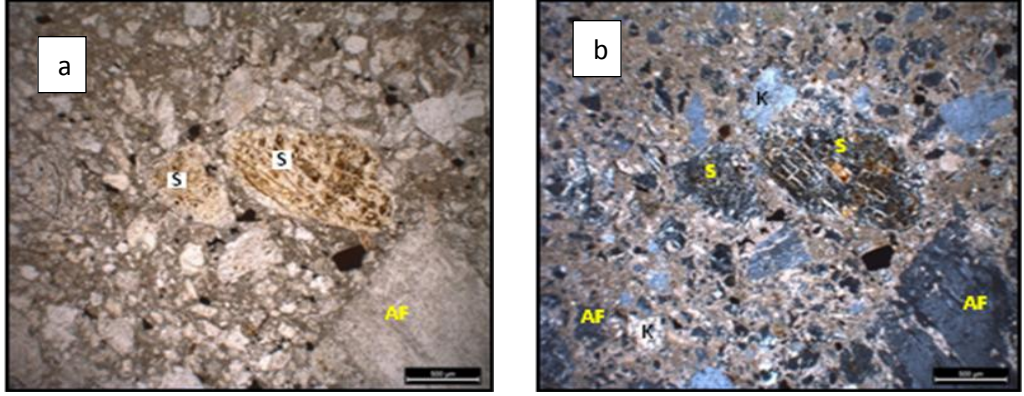
(a. tek nikol, b. çift nikol) (AF: alkali feldispat, K: kuvars)

### 6.3.2 Litik Arenitler

Litik arenitler, % 95'den az kuvarstan oluşan ve feldispattan daha çok kayaç parçası içeren kumtaşlarıdır. Kayaç parçaları genelde % 10 ile % 50 arasında değişir. Genelde, düşük dereceli metamorfik kayaçlardan (fillit, sleyt, mikaşist vb.), afanitik volkanik kayaçlardan (bazalt, andezit, dasit vb.) veya ince taneli sedimanter kayaçlardan (şeyl, silttaşı, çört, kireçtası, dolomit vb.) türemişlerdir. Litik arenitler, iyiden kötüye kadar tüm boylanma ve yuvarlaklaşma türlerinde olabilirler.

İnceleme alanında ayırtılan litik arenitlerde ultramafik kayaçlar ve volkanik kayaçlardan türeyen taneler bulunmaktadır. Tüm tane boylarından taneler barındıran bu tür kumtaşları kötü boylanmaya sahiptirler. Hatta bazı örnekler ince taneli konglomeraya dahi geçiş göstermektedir.

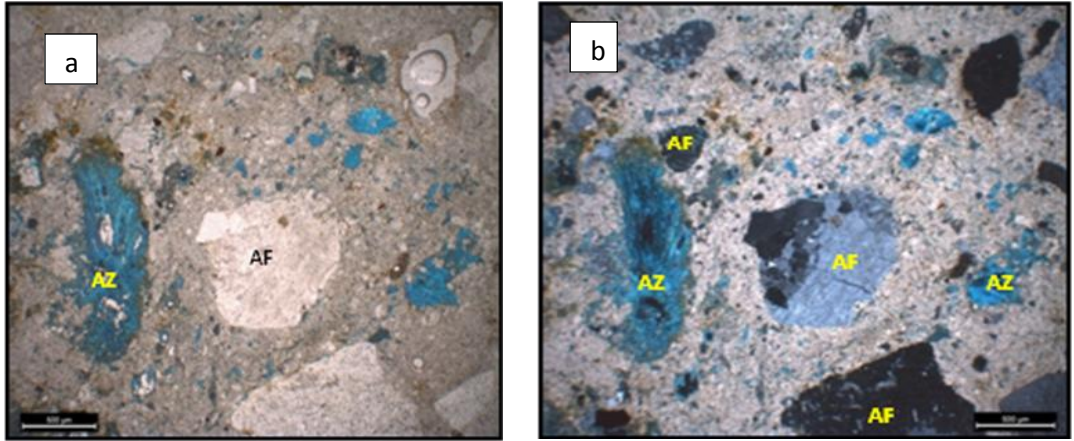
Şekil 6.10'da matriksi dolomitten oluşmuş olup çift nikolde 4.dizi girişim rengine sahiptir. Taneler farklı boylarda ve farklı bileşenlerden oluşmaktadır. Aralarında az oranda opak taneler görülmektedir. Bazı bölgelerde demir mineralleri de izlenir. Orta alanda görülen serpantinleşmiş ultramafik kayaç parçası elek dokusuna sahiptir. Bununla birlikte volkanik elemanlı dalgalı sönme gösteren kuvars taneleri, yüzeyleri altere olan ve killeşen feldispat fenokristalleri ve piroksen mineralleri de kayaçta yer almaktadır. Örnekte ikincil oluşan kalsedon mineralleri de bulunmaktadır.



Şekil 6.10 Kayaç parçalarının fazla oranlarda gözlendiği kumtaşı örneği. Ortada görülen sarı elek dokulu serpantinleşmiş ultramafik kayaç parçasıdır (Örnek No:31)

(a.tek nikol, b. çift nikol) (S: serpantinleşmiş ultramafik kayaç tanesi, AF: alkali feldispat, K: kuvars)

Şekil 6.11’de bazı bölgelerdeki öz şekilli romboeder kristaller halinde dolomit çimentosu ve farklı boy ve bileşimde olan kayaç parçaları ile opak mineraller yer almaktadır. Tek nikolde açık mavi ve çift nikolde 3. dizi girişim rengine sahip parlak mavi renkli azurit minerali kayacın genelinde baskın bir biçimde görülmektedir. Örnekte yaygın olmayan ve taşınıp geldiği düşünülen glokonit mineraline de rastlanmıştır.

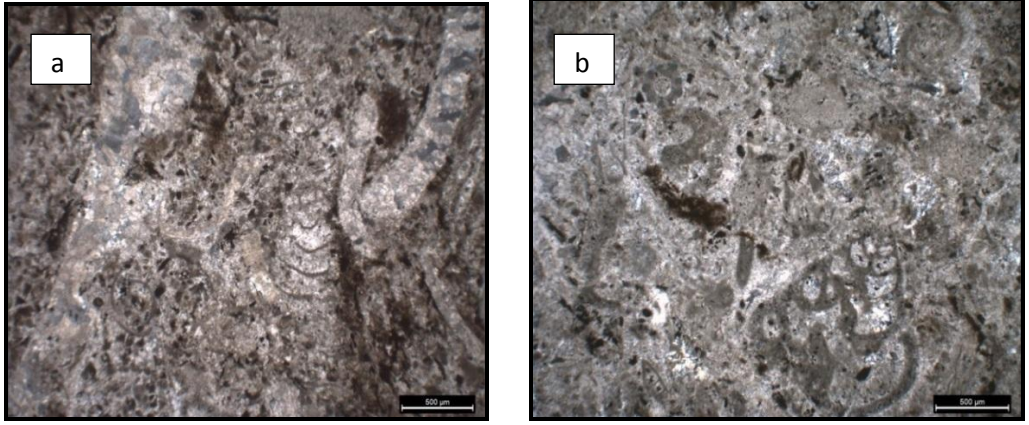


Şekil 6.11 Azurit minerali (mavi renkli) içeren litik arenit örneği (Örnek No: 36)

(a. tek nikol, b. çift nikol) (AZ: azurit, AF: alkali feldispat)

#### 6.4 Fosilli Kireçtaşları (Bozbel Formasyonu)

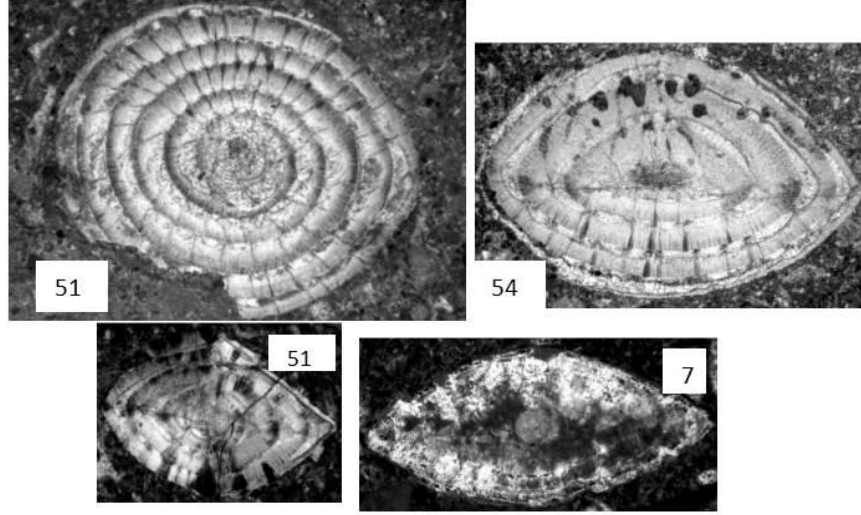
Fosilli kireçtaşları mikrit+sparit bağlayıcılarından oluşmuştur. Kireçtaşları içerisinde makro kavkılar, bentik foraminiferler, kırmızı algler, mercanlar, intraklastlar, kuruma çatlakları, tekstularit ve pellet yapıları izlenmektedir (Şekil 6.12). Demir bağlayıcı bazı fosil kavkılarının içinde kapanımlar oluşturmuş ve bazen de çatlakları doldurmuştur. Çoğu fosil kavkılarının içi boşalmış ve bu yerler kuvars ve kalsit tarafından doldurulmuştur. Kireçtaşlarının istifışı fasiyesinde, sakin ve tatlı su ortamında oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 6.12 Fosilli kireçtaşları

a. (Örnek No: 7) tek nikol, b. (Örnek No:8) tek nikol

Şekil 6.13’da görülen Subaşı formasyonuna özgü 51 ve 7 numaralı örneklerde *Nummulites partschi*, 54 numaralı örnekte *Nummulites partschi* de LaHarpe fosilleri Dr. Ercüment Sirel tarafından ayırtlanmış ve yaş Kuviziyen (Alt Eosen’in üstü) olarak önermiştir. Ayrıca Dr. Ercüment Sirel Bozbel ve Subaşı formasyonlarına özgü sahadan derlediğimiz fosilli kireçtaşı örneklerinde Alt-Orta Eosen’i karakterize eden *Ornatorotalia* sp., *Acerualina?* sp., *Rotaliidae*, *Assilina* cf. *Morior* Heim, *Alveolina* sp., *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Eorupertia* sp., *Fabiania?* sp., *Assilina* cf. *exponens* Sowerby fosillerini de tayin etmiştir.



Şekil 6.13 Eosen yaşlı Bozbel ve Subaşı formasyonları örneklerinde görülen Nummulites partschi fosilleri ( fosillerin tümü x10 büyütmededir) (7, 51 ve 54 örnek numaralarıdır)

## 7. XRD ÇALIŞMALARI

İnceleme alanından toplanan 40 adet el örneklerinde XRD analizleri yardımı ile mineralojik tanımlamalar yapılmıştır (Çizelge 7.1). Elde edilen kırınım desenleri (difraktogramlar) ASTM (1972) kartları kullanılarak değerlendirilmiştir. Örneklerde belirlenen minerallerin göreceli bollukları + ile +++ arasında olacak şekilde belirtilmiştir.

İnceleme alanında en yaşlı birim kristalize kireçtaşı ile temsil edilen Munzur kireçtaşlarıdır. Bu birime ait 3 numaralı örnekte kalsit ve dolomit pikleri şekil 7.1.a'da görülmektedir. Buradaki kireçtaşların algli foraminiferli, neritik, pelajik kireçtaşlarından oluştuğunu ve sığ, duraylı kıta sahanlığında çökeldiğini belirten Özgül vd. (1981)'in verileri göz önünde bulundurulduğunda, dolomitlerin karbonat çökeli mi esnasında veya sonrasında oluştukları düşünülmektedir.

6 numaralı Bozbel formasyonuna özgü konglomera örneğinde matrikste en çok kalsit ve dolomit, tane bileşimlerinin kuvars, ortoklas, plajiyoklas ve piroksen minerallerinden oluştuğu şekil 7.1.b'de görülmektedir. Bu minerallere eşlik eden kil minerallerinin simektit ve illit olduğu düşünülmektedir.

Farklı bileşimsel özelliklere sahip Bozbel formasyonuna özgü kumtaşlarının XRD pikleri incelendiğinde; 37 numaralı örneğin (Şekil 7.2.a) dolomit çimentosu ile birlikte tanelerinin kuvars, plajiyoklas, ortoklas minerallerinden oluştuğu ve kil mineralinin simektit olduğu düşünülmektedir. Hematit pikinin bulunmasıyla ortamdaki demirin varlığından söz edilebilir.

31 numaralı örnekte dolomit çimentosuyla birlikte ortoklas ve kuvars mineralleri kayacı oluşturmaktadır. Bunlara eşlik eden piroksen, silis mineralleri, kil minerallerinden simektit ve hematit pikine sebep olan cevher taneleri bulunmaktadır. Şekil 7.2.b'de pik şiddetlerine bakıldığında az bir alanda tümseklik görülür. Bu durumda amorf malzemededen söz edilebilir.

36 numaralı örnekte matriks dolomit minerallerinden oluşmaktadır. Matriksin içine az oranda plajiyoklas ve azurit mineralleri katılmıştır (Şekil 7.3.a). Hematit pikinin bulunması ortamda demirin bulunduğunu göstermektedir. Kil minerali olarak klorit mineralinin bulunduğu düşünülmektedir.

52 numaralı Bozbel formasyonuna ait fosilli kireçtaşı örneğinin tamamen kalsit mineralinden oluştuğu şekil 7.3.b'deki piklerde görülmektedir.

Çimentolanma sadece gömülmeye bağlı olarak değil, karbonat sedimanlarının tatlı/meteorik (atmosfer kaynaklı) su ile karşılaştığı (kontakta olduğu) her ortamda oluşabilmektedir. Bununla birlikte sığ ve derin deniz ortamında karbonatların çimentolanması için mutlaka bu proseslere ihtiyaç olmadığı ve sedimantasyonla eş zamanlı (symsedimenter) çimentolanmanın çok yaygın olduğu anlaşılmıştır (Tucker 1981). İnceleme alanındaki kumtaşları ve konglomeraların çimentolarının kaynağı Mesozoyik yaşlı kireçtaşının bileşenleri ve ikincil kalsit-dolomit oluşumlarıdır. İnceleme alanı çevresinde bulunan ultramafik kayaların bozunması sonucu açığa çıkan  $Mg^{+2}$  iyonlarının taşınıp kalsitin yapısına girmesi, bu kadar yaygın dolomit oluşumlarının sebebini de açıklayabilmektedir.

Cevher örneklerinde ise iki ayrı grup dikkati çekmektedir. 1. grup kalsit ve dolomit mineral içeriği fazla, demir mineralleri göreceli olarak daha az, 2. grupta ise kalsit ve dolomit içeriği daha düşük, demir minerallerinin daha fazla oluşturduğu örneklerdir. Bu duruma jeokimyasal çalışmalar kısmında da değinilecektir. 1. Grupta incelenen 12 numaralı örnekte hematit, manyetit ve götit mineralleri ile birlikte kalsit ve dolomit mineralleri bulunmaktadır (Şekil 7.4.a). Yine aynı grupta olan 20 numaralı örnek ise pik yüksekliği en fazla olan kalsit minerali ile birlikte hematit ve götit minerallerini içermektedir (Şekil 7.4.b).

2. grup içerisinde yer alan 43 numaralı örnekte hematit, manyetit ve götit minerallerinin yanında pik yüksekliği düşük olan kalsit minerali yer alır (Şekil 7.5.a). Bu gruptaki 46 numaralı örnekte ise şekil 7.5.b'de görüldüğü gibi tamamen hematit, manyetit ve götit mineralleri izlenmektedir.



Her iki grupta da hematit, manyetit ve götit piklerinin çakışık olduğu durumların varlığı ve ayırtlamada zorluklarla karşılaştığı belirtilmelidir.

Burada değinilen kil mineralleri, fraksiyonel çekimleri yapılmadığından sadece d değerlerine göre genel biçimde isimlendirilmiştir.

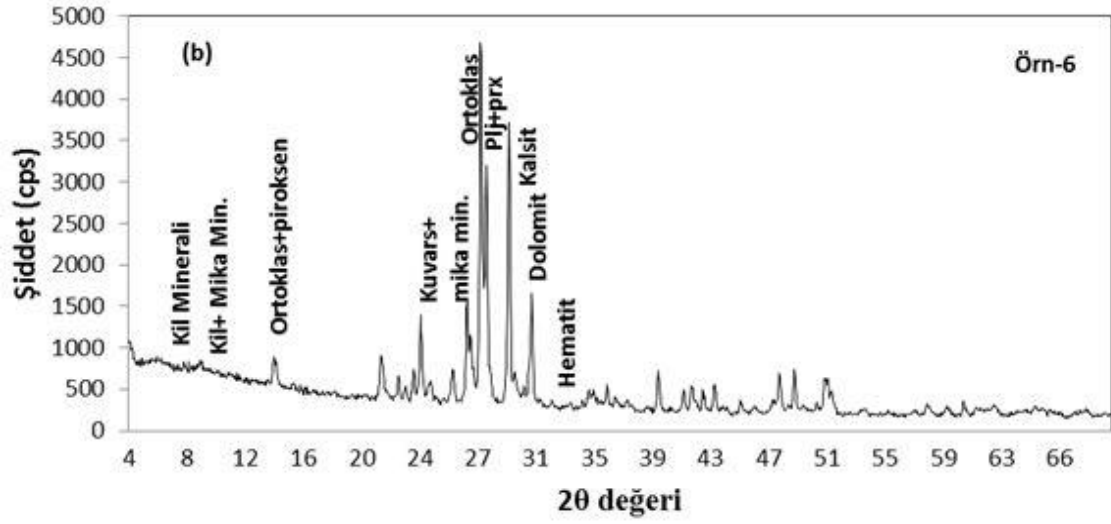
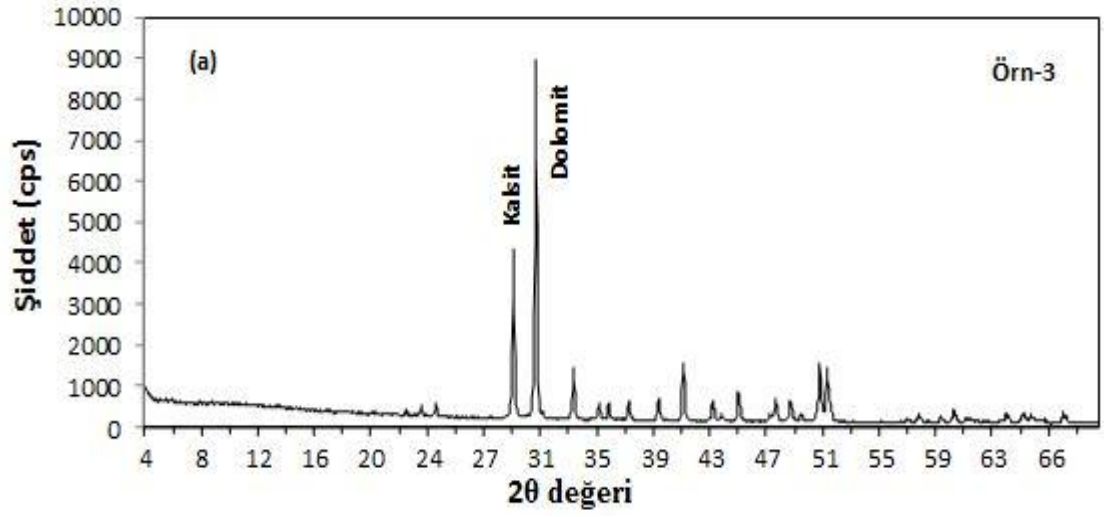
Ayrıca XRD çalışmalarında araziden sistematik olarak derlenmiş olan ve bir düşey kesiti betimleyen cevher örnekleri arasında kesitin alt bölümlerinde karbonat piklerinin baskın olması, buna karşın kesitin üstlerine doğru demir mineral piklerinin karbonat bileşenlerine karşın daha baskın olduğu gözlenmektedir.

Bu bölümde konuya açıklık getirebilecek önemli diyagramlar sunulmuştur. Ayrıca diğer örneklere özgü difragtogramlar ise tezin sonundaki ekler bölümüne koyulmuştur.

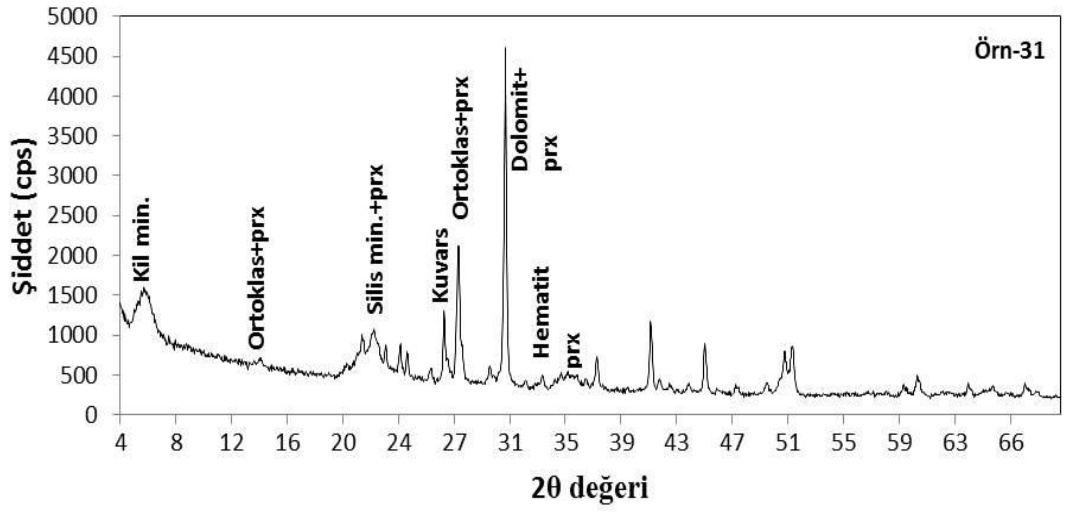
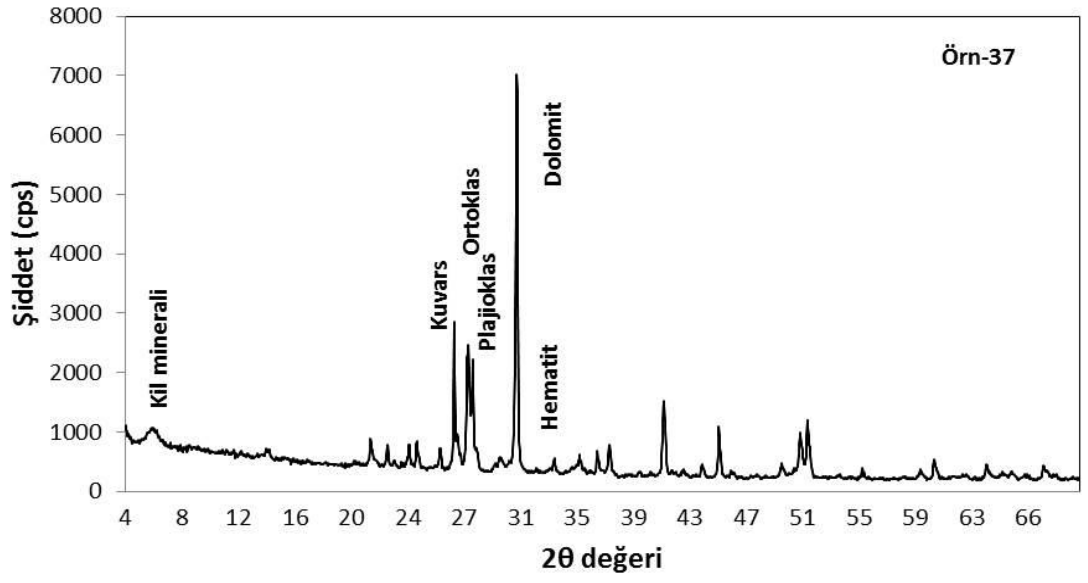
Çizelge 7. 1 İnceleme alanı örneklerinin XRD tanımlamaları (+++ çok bulunan, ++ orta ve + az bulunan)

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Mika mineralleri	Piroksen	Plajiyoklas	Ortoklas	Hematit	Manyetit	Götüt	Azurit	Kil Mineralleri
1	+++											
2	+++	+++										
3	++	+++										
4	++	+++										
5		+++			+	++	++	+				+
6	++	+	+	+	+	++	+++	+				+
7	+++		+			+						
9	+	+++	+									
10	+++											
11	+	+++										
12	++							+++	++	++		+
13	+++		+					+++		++		+
14	+++							++	+	++		
15	+++							++		++		
16	+++							++		++		
17	++							+++	+++			
18	+++							++		+		
19	++		+					+++	+++	++		
20	+++		+					++		++		
21	+++		+					+++		++		
22		+++	+			+	+	+				+
31		+++	+		+		++					+
33		+++	+		+	+						

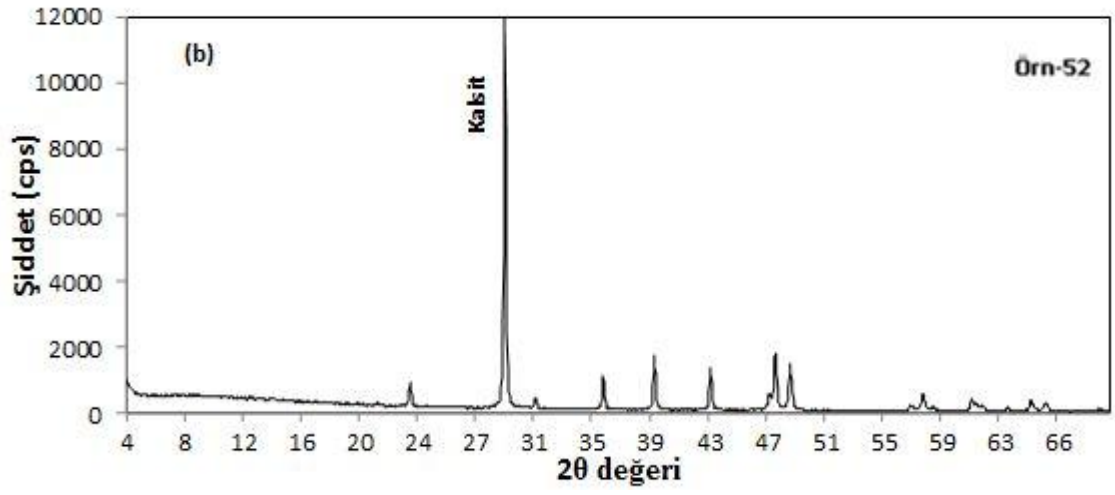
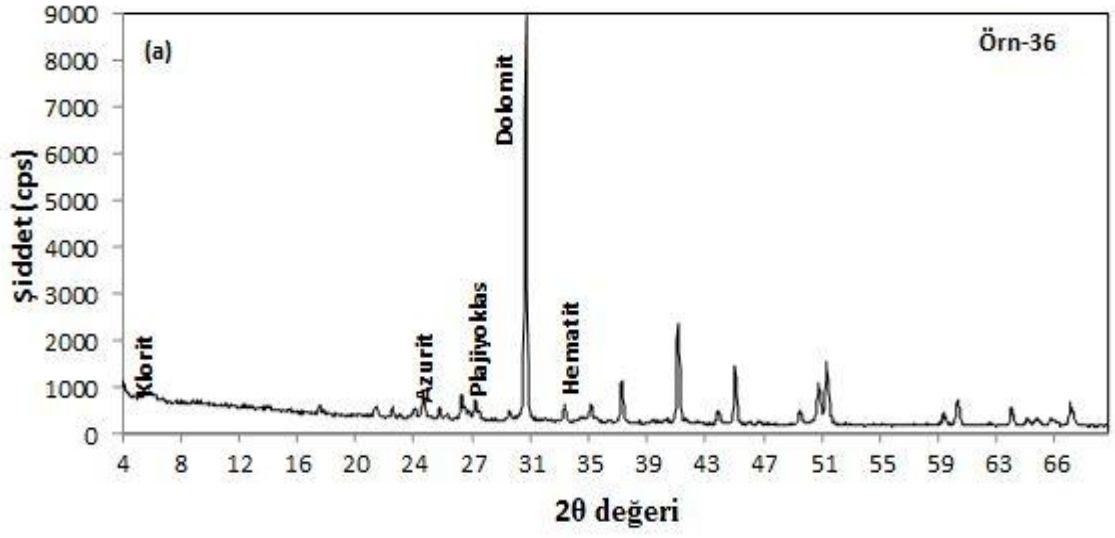




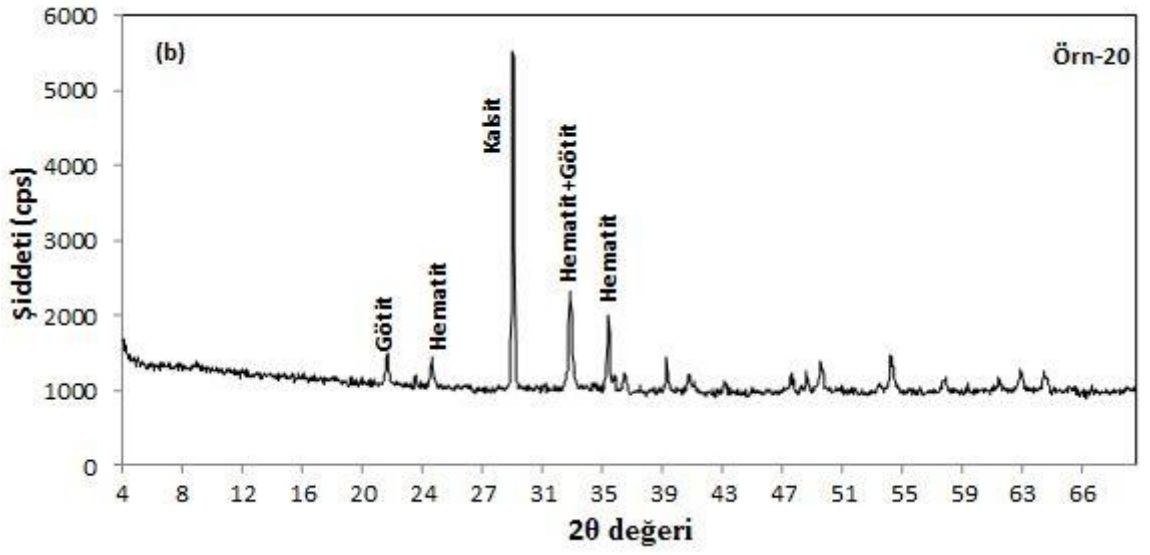
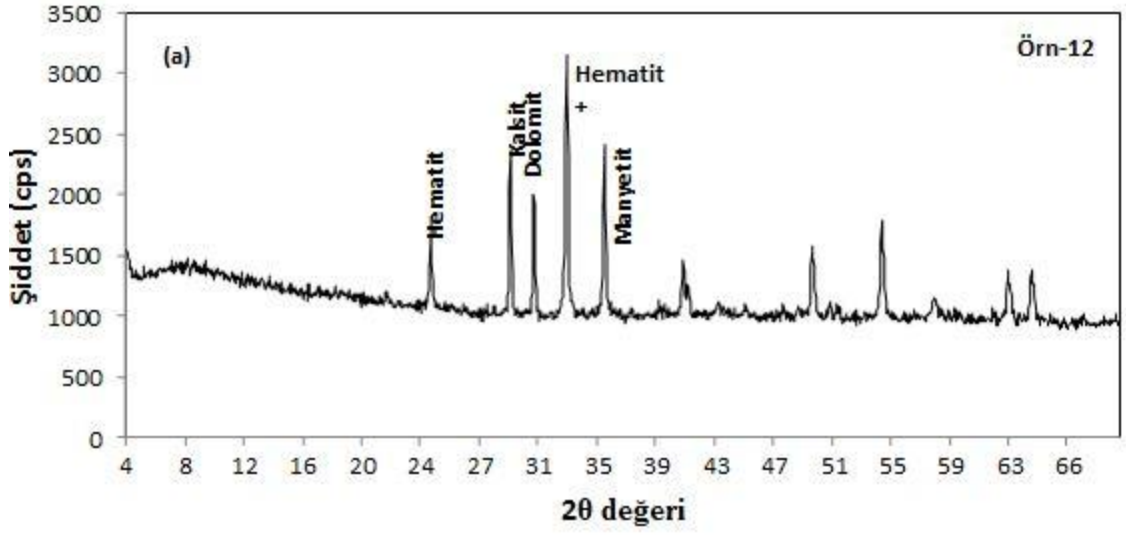
Şekil 7.1. a. b 3 ve 6 numaralı örneklere ait difraktogramlar



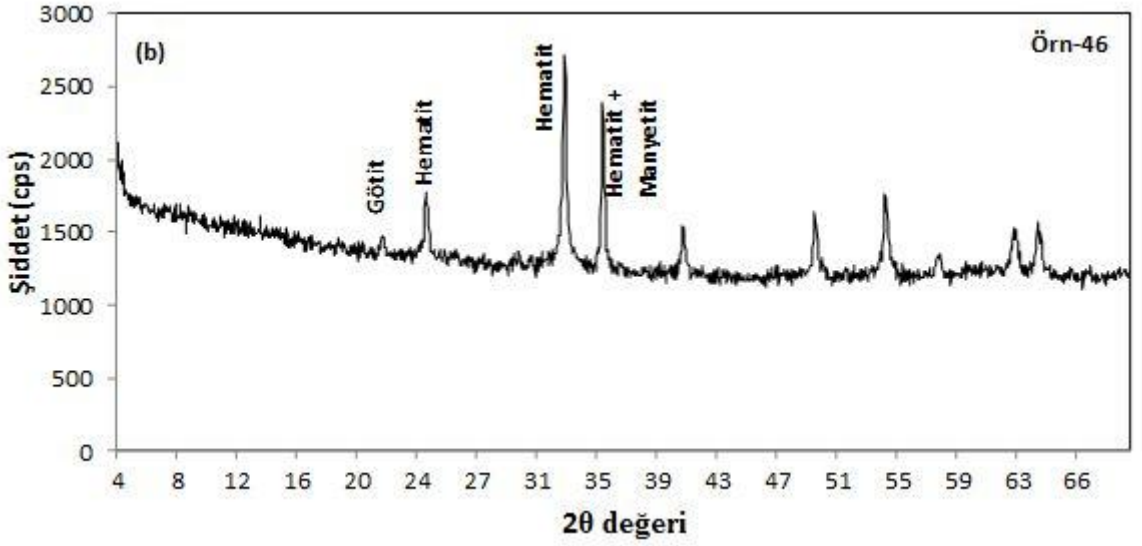
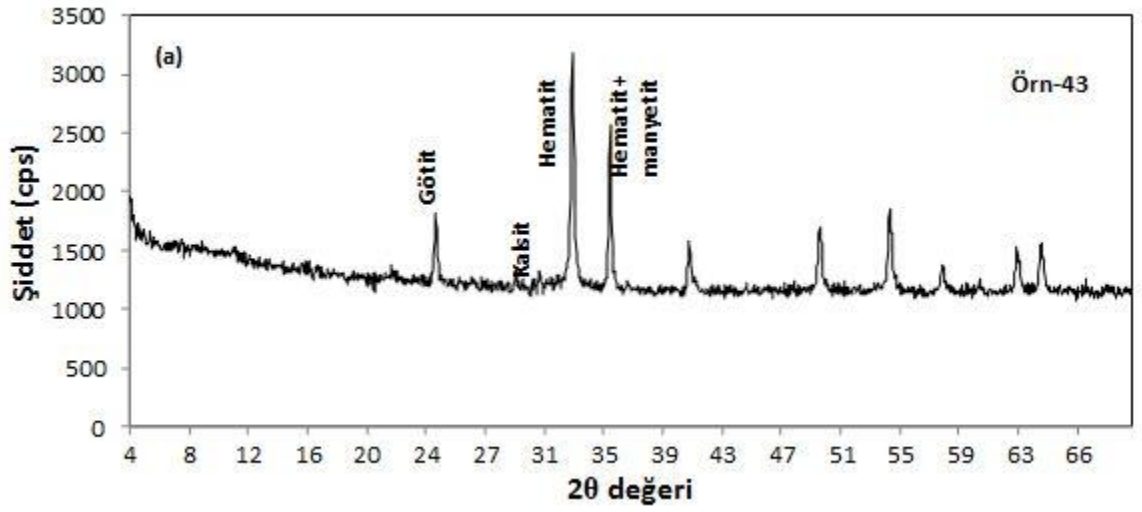
Şekil 7.2. a. b 37 ve 31 numaralı örneklere ait difraktogramlar



Şekil 7.3. a. b 36 ve 52 numaralı örneklere ait difraktogramlar



Şekil 7.4. a. b 12 ve 20 numaralı örneklere ait difraktogramlar



Şekil 7.5. a. b 43 ve 46 numaralı örneklere ait difraktogramlar

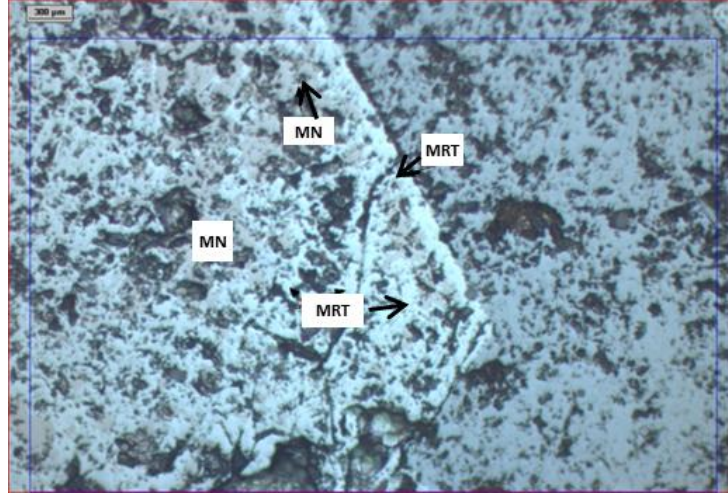


## 8. CEVHER MİKROSKOBİSİ ÇALIŞMALARI

Sahadan derlenen örnekler içinden seçilen 16 adet kayaç örneklerinden hazırlanan parlak kesitlere dayanarak, cevher mikroskobisi çalışmaları gerçekleştirilmiştir. İnceleme alanındaki sedimanter kayaçlar arasında bulunan cevherli zonlar içerisinde oluşan cevher mineralleri hematit, manyetit ve götit olarak belirlenmiştir. Bu bölümde cevher minerallerinin birbiriyle ilişkileri irdelenmiş ve oluşum ortamı hakkında yorum yapılmaya çalışılmıştır.

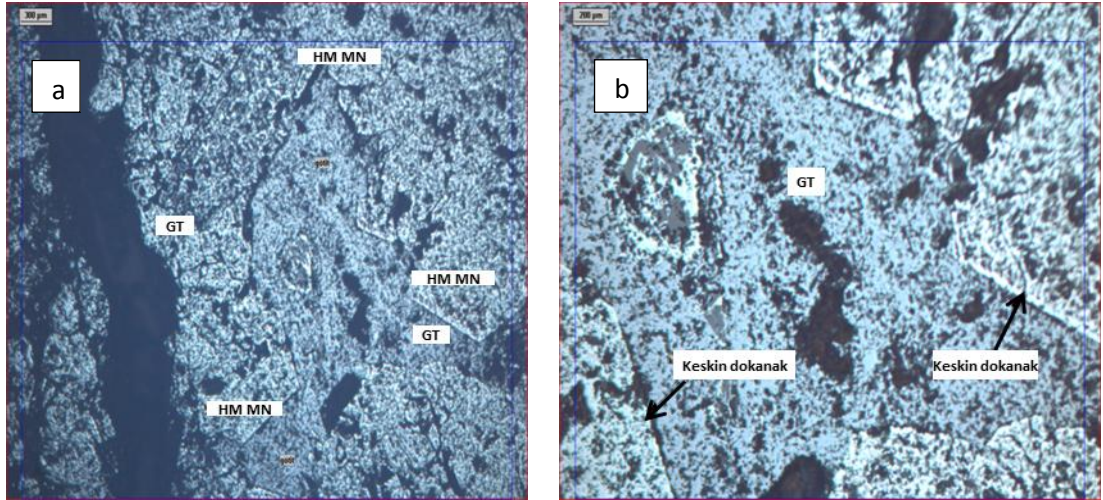
19 numaralı cevher örneğinde manyetitten hematite dönüşümü simgeleyen öz şekilli manyetitlerin kenarlarından ve iç kesimlerden başlayan martitleşme kolayca anlaşılmaktadır (Şekil 8.1-8.3). Şekil 8.2.a'da sol taraftaki siyah genç gang minerallerinin opak mineralleri keserek yerleştiği ve onları ornatması görülmektedir. Şekil 8.2.b ve şekil 8.4'de götit ve manyetit arasında bulunan keskin dokanak, götitin boşluğu sonradan doldurduğunu göstermektedir.

Aynı örnekte opak mineral olarak manyetitin hematite dönüşümünden sonra oluştuğu düşünülen götitler belirlenmiştir (Şekil 8.3) ve hematitler belirli oranlarda götite dönüşmüşlerdir. Bu durum öz şekilli manyetitlerin bulunduğu alanlarda gözlenmektedir. Bu şekildeki götitler gri renklidir, gri mavimsi tonlarında anizotropi göstermektedir. Pembe renkli manyetit kalıntıları (reliktleri) da aynı kesit üzerinde izlenmektedir (Şekil 8.4).



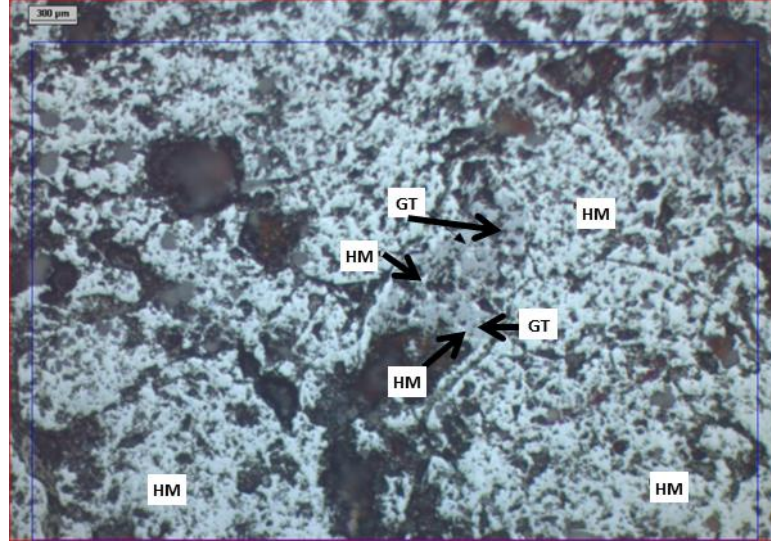
Şekil 8.1 İri öz şekilli bir manyetit tanesinin kenarlarından ve iç kesimlerinden itibaren martitleşmesi (Örnek No: 19)

(MN: manyetit, MRT: martit)



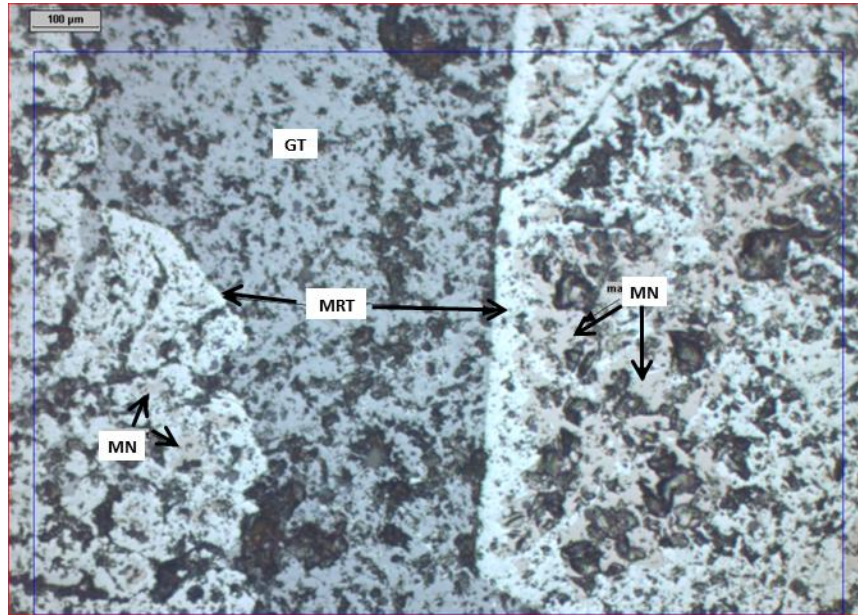
Şekil 8.2 a.Hematitleşmiş manyetitlerin aralarını doldurmuş götit (gri), b. Götit ile hematitleşen manyetitlerin keskin dokanağı (Örnek No:19)

(HM MN: hematitleşmiş manyetit, GT:götit)



Şekil 8.3 Martitlerin (beyaz) götipleşmesi (gri) (Örnek No:19)

(HM: hematit, GT: götüt)

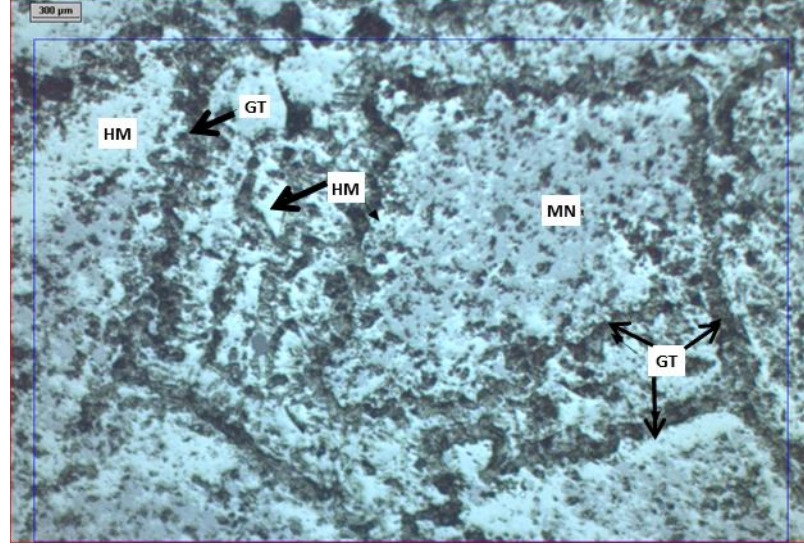


Şekil 8.4 Lekeler halinde pembemsi gri renkli manyetit ve tamamen hematitleşen manyetitlerde kalıntı (relikt) dokular, beyaz kısımlar martit (Örnek No: 19)

(MN: manyetit, GT: götüt, MRT: martit)

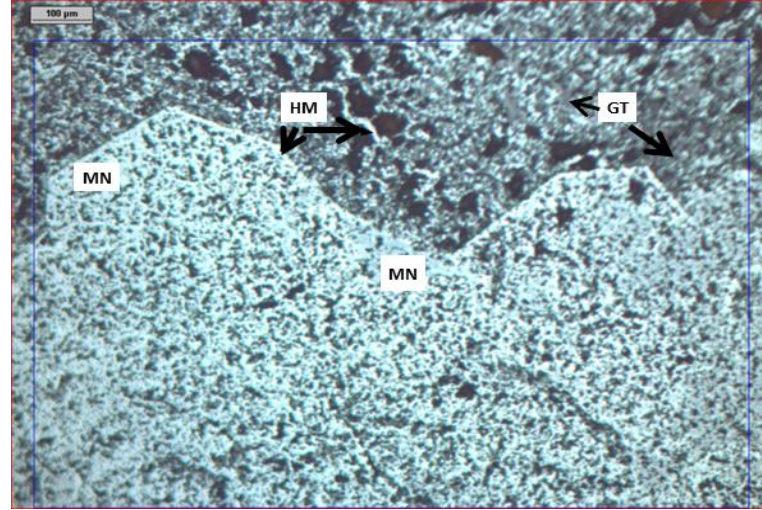
46 numaralı örnekte manyetitin pentagondodekaeder yüzeylerinde yaygın biçimde hematitleşmeler ve götipleşmeler görülmektedir (Şekil 8.5). Tane kenarlarında ve çatlaklarında gelişen götüt oluşumları zonlu yapılar şeklindedir (Şekil 8.6). Şekil 8.7.a'da hematit tabakaları, tabaka ara yüzeyleri ve zayıf kısımlarda götüt oluşumları

bulunmaktadır. Gri renkli götitler +N’de kırmızı-kahverengi renkli iç yansımalar göstermektedir. Hematitin etrafındaki çözünmeler ve götit oluşumu şekil 8.7.b’de görülmektedir.



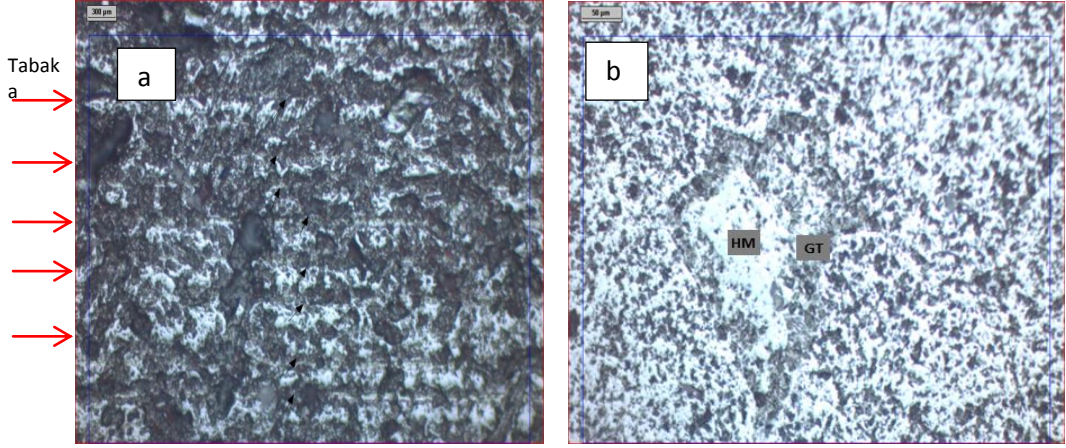
Şekil 8.5 Manyetitin hematitleşmesi ve kenar-çatlaklardaki götit minerali çözümleri (Örnek No: 46)

(MN: manyetit, HM: hematit, GT: götit)



Şekil 8.6 Öz şekilli manyetitlerde (gri) hematitleşme (beyaz) ve götitleşmeler. Üst kesimde hematit+götit ağırlıklı kısım (Örnek No:46)

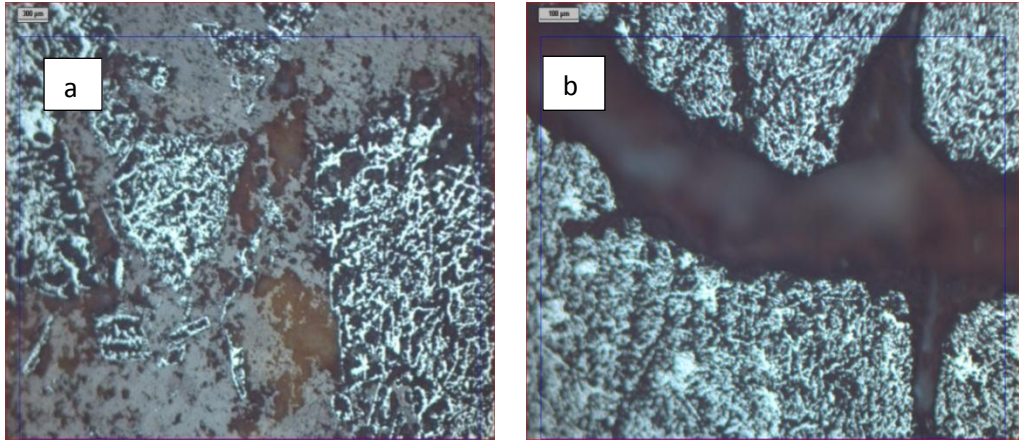
(MN: manyetit, HM: hematit, GT: götit)



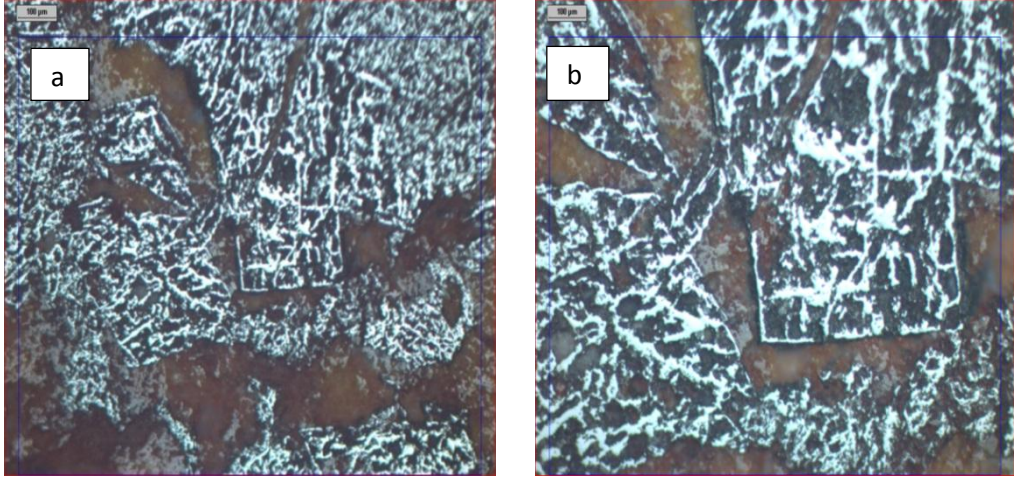
Şekil 8.7 a. Hematit tabakaları. Tabaka düzlemleri ok ile gösterilmiştir b. Orta kısımda bulunan hematitin etrafındaki çözünmeler ve götit oluşumu (Örnek No: 46)

(HM: hematit, GT: götit)

42 numaralı örnekte, hematitin karbonatları ornattığı (Şekil 8.8.a) ve genç gang tarafından da kırık ve çatlaklar boyunca hematitin ornatıldığı belirlenmiştir (Şekil 8.8.b). Bununla birlikte romboeder yüzeylerin (Şekil 8.9.a,b) kenarlarının hematitleştiği görülmektedir. Şekil 8.10'da hematitte görülen küresel oluşumlar koloidal çökelmeyi işaret etmektedir.

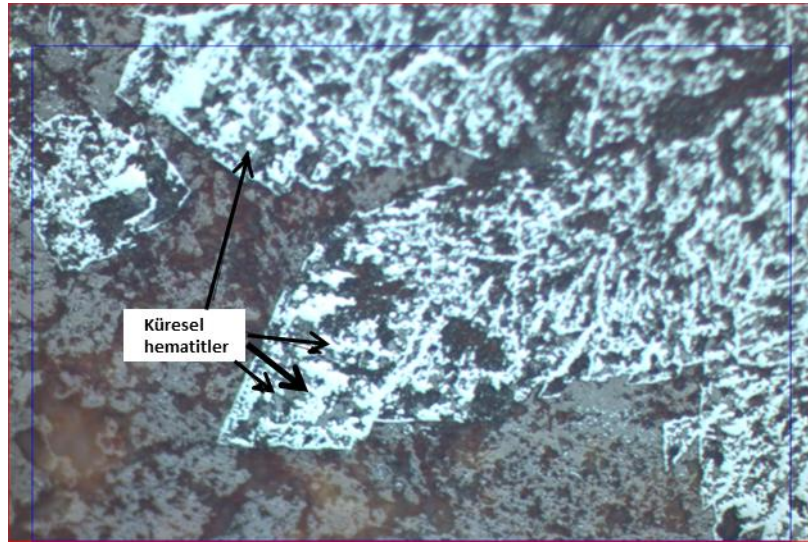


Şekil 8.8 a. Karbonat gangı ornatan hematitler (sağ taraftaki yaklaşık  $75^{\circ}$ 'lik açılı romboeder şekiller) ve gang tarafından ornatılan hematitler, b. Genç bir gang tarafından kırık ve çatlaklardan itibaren ornatılan hematitler (Örnek No:42)



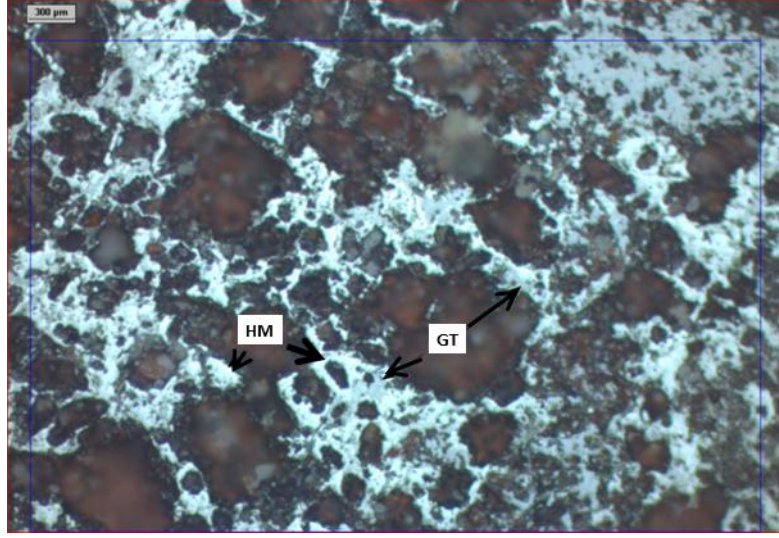
Şekil 8.9 Karbonatı ornatılan yaklaşık  $75^{\circ}$ 'lik açılı yüzeye sahip hematitler (Örnek No:42)

a. 10x büyütme, b. 20x büyütme



Şekil 8.10 Kalsitin boşalttığı hacimlere yerleşen hematitler, küresel oluşumlar (Örnek No:42)

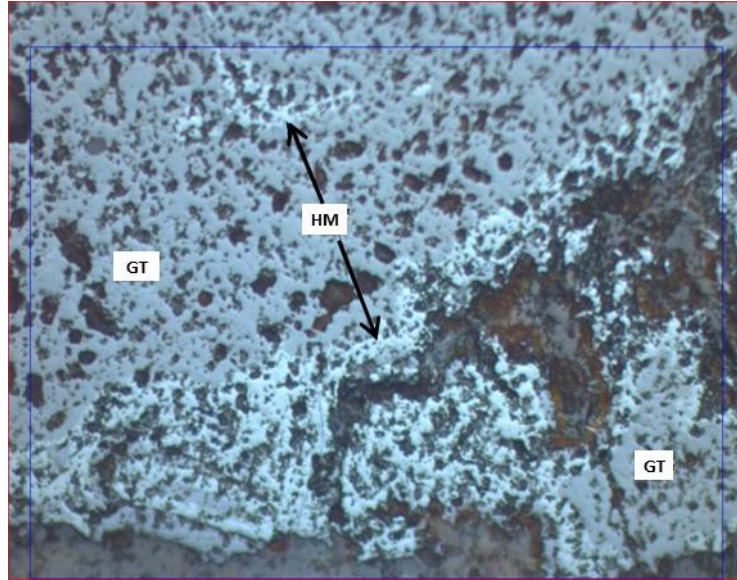
15 numaralı örneğe ait şekil 8.11’de sedimanter kayacın çimentosu ve taneleri hematit tarafından ornatılmış ve bunun sonucunda “ringförmig yapısı (yüzük benzeri yapılar)” oluşmuştur. Ayrıca, hematitler (beyaz renkli) götit (gri renkli) tarafından ornatılmıştır.



Şekil 8.11 Sedimanter (detritik) kayacın çimentosunun ve tanelerin hematit tarafından ornatılması ve götitledirmeler (Örnek No: 15)

(HM: hematit, GT: götit)

20 numaralı örneğe ait şekil 8.12’de götit minerali gri renkli ve tüm yüzeyini örten kahve-kırmızı renkli iç yansımasıyla tipiktir. Şekilde merkezdeki ve aşağı kısımlardaki ince beyazlıklar hematit, gri olanlar ise götittir. Bu örnekte de hematitler götitledirmiştir.

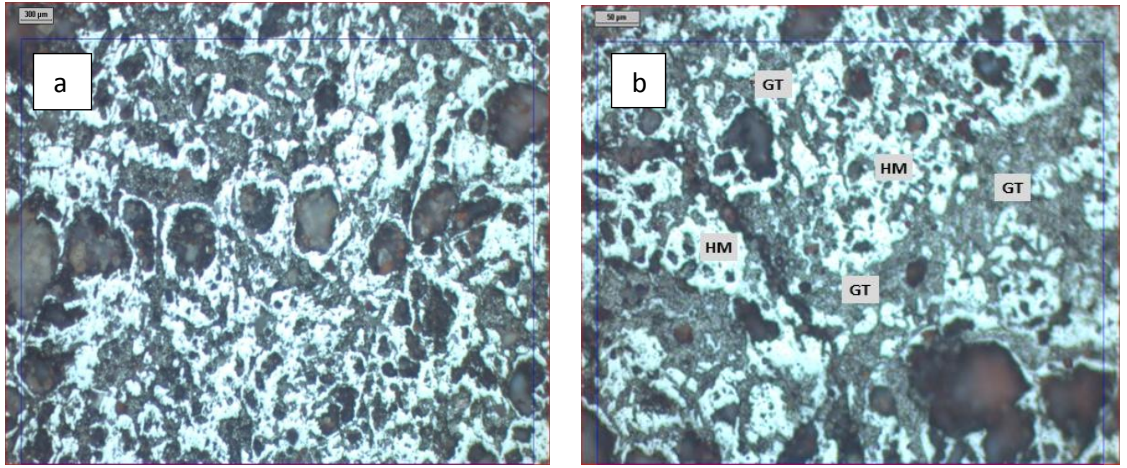


Şekil 8.12 Hematitlerin (beyaz renkli) götitledirmesi (gri renkli) (Örnek No: 20)

(GT: götit, HM: hematit)

14 numaralı örnekte hem çimento ve gang tanelerinin hematit tarafından ornatılması (Şekil 8.13.a, 8.14.a,b) hem de bu hematitlerin götitledilmesi (Şekil 8.13.b) belirlenmektedir. Bununla birlikte şekil 8.15 a’da kenar ve köşeleri biraz yuvarlaklaşan manyetit tanesinin büyük oranda hematitleştiği ve pembemsi gri renkli manyetit kalıntısının tanenin orta kısmında bulunduğu belirgin şekilde görülmektedir.

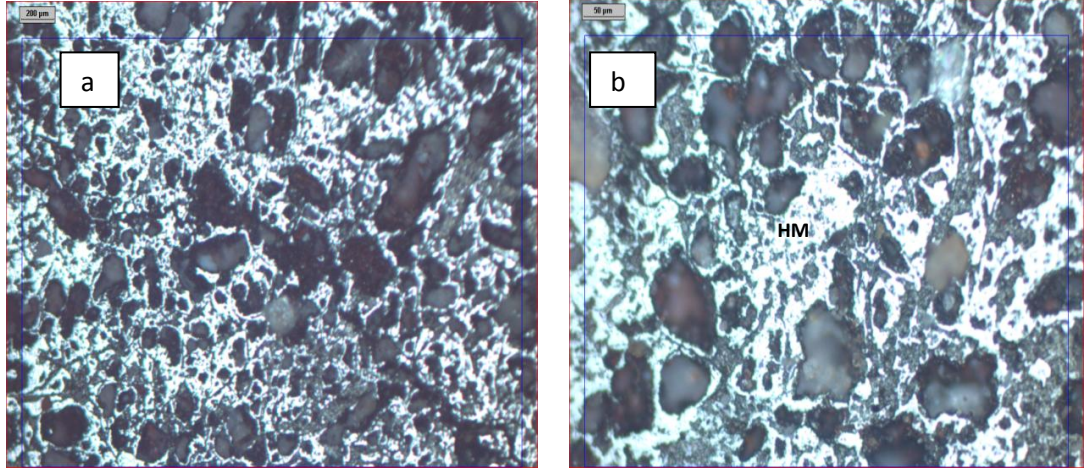
20 numaralı örnekte gri renkli götit mineralleri bol miktarda görülmekte ve tüm yüzeyini örten kahverengi-kırmızı iç yansıması tayin edilebilmektedir. Şekil 8.15.b’de de hematitlerin büyük oranda götitlediği, hematitlerden geriye çok az bir beyazlığın kaldığı anlaşılmaktadır.



Şekil 8.13 a. Tanelerin etrafını saran hematitlerde “ringförmig” yapısı, b. Çimento ve gang tanelerini ornatın hematitlerin götitledilmesi (Örnek No: 14)

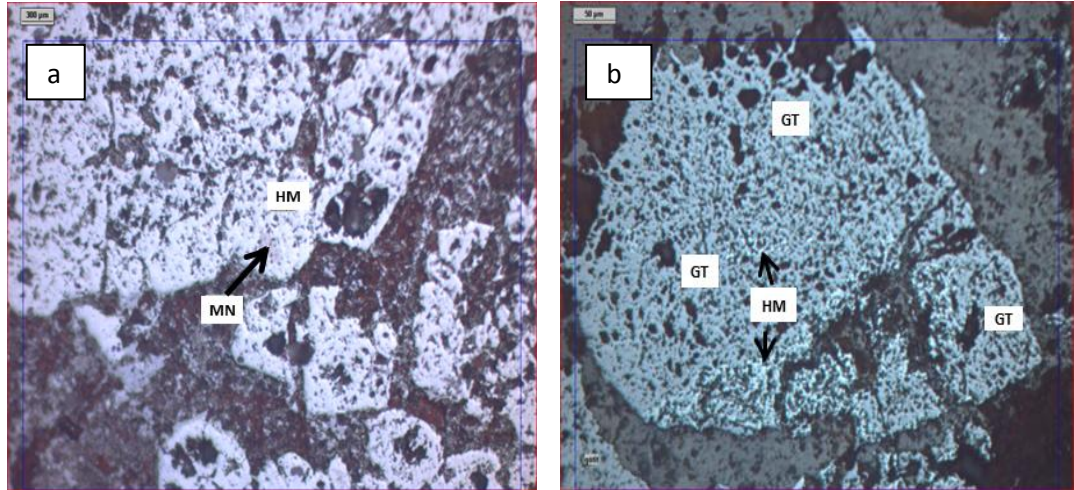
(GT: götit, HM: hematit)





Şekil 8.14 Tanelerin etrafını saran hematitler (Örnek No: 14)

(HM: hematit)



Şekil 8.15 a. Kenar ve köşeleri biraz yuvarlaklaşmış manyetit tanesinin büyük oranda hematitleşmesi ve pembemsi gri renkli manyetit kalıntısı (Örnek No: 14)  
b. Hematitlerin (ince ve beyaz renkli) götitledilmesi (gri renkli) (Örnek No: 20)

(HM: hematit, MN: manyetit, GT: götit)

İncelenen örneklerde manyetit birincil, hematit ve götitler ise ikincil minerallerdir. Tüm bu örnekler irdelendiğinde oluşumda iki ayrı hematitin ve götitin var olduğu anlaşılmaktadır.

1. tip hematit manyetitin dönüşüm ürünüdür. Bu dönüşümler öz şekilli manyetit tanelerinde daima izlenmektedir. Bu tanelerdeki hafif yuvarlaklaşma manyetitin taşındığına işaret etmektedir. Manyetit tanelerinde farklı düzeyde gelişmiş

martitleşmeler bulunmaktadır. Ancak en ileri düzeyde gelişenlerde dahi manyetit reliklerine rastlanmaktadır.

2. tip hematitin daha genç olduğu ve cevherden taşınarak çökelme sürecinde oluştuğu düşünülmektedir. Bu tip hematitler ya sedimanter tanelerin arasında çimento olarak ya da tanelerin etrafını saran halkalar (ringförmig yapısı) şeklinde izlenmektedir. Küresel haldeki hematitlerde 2. tip hematitler arasında yer almakta ve kalsitleri ornatarak yerleşen hematitlerde görülmektedir. 14 numaralı örnekte bu iki oluşum birlikte belirlenmiştir. Yer yer küresel çökelimlerin görülmesi, onların kolloidal karakterini ortaya koymaktadır.

İki ayrı oluşumlu götitlerden 1. tip götitler ortamın oksidasyon koşuluna bağlı olarak hematitlerin götipleşmesiyle oluşmuştur. Bu oluşum önce manyetitten hematit oluşumu sonra da hematitten götit oluşumu şeklindedir.

2. tip götitler ise 1.tipe göre daha sonra oluşmuş ve manyetit tanelerinin aralarını doldurmuş şekilde (keskin kontaklı) izlenmektedir.

Diğer bir fark edilen durum ise detritik kayacı oluşturan tanelerin tane boylarının çok değişik olması, yuvarlaklaşmanın az olması ve boylanmanın olmamasıdır. Ayrıca, manyetit taneleri de öz şekillerini korumuşlardır. Bu durum detritik kayaç tanelerinin yakın bir alandan taşındığını, manyetit kaynağının da çökelme ortamına yakın olabileceğini ve bölgedeki ofiyolitik melanj içerisinde bulunan ultramafik kayalardan kopan parçaların taşınarak çökeldiğini veya yakın bir demir yatağından malzemenin taşınarak geldiğini düşündürmektedir.

## **9. JEOKİMYA ÇALIŞMALARI**

İnceleme alanından toplanan 25 adet örnekte ICP-MS ve ICP-AES analizleri yapılmıştır. Bunlardan 16 adeti cevherli örnekler için 9 örnek ise sedimanter kayalardan (Munzur ve Bozbel formasyonları kireçtaşlarından ve Bozbel formasyonu konglomera ve kumtaşlarından) seçilmiştir. Bu örnekler için ana, eser ve nadir toprak element analizleri sırasıyla çizelge 9.1 ve 9.2’de sunulmuştur. Cevherleşme ile ilişkilerini irdelenen 2 örnek ise inceleme alanı dışından Divriği A-Kafa ve B-Kafa’dan alınmıştır. Bunlara ait analiz sonuçları ise çizelge 9.2’de DA-16 (Divriği A-Kafa manyetiti) ve DB-20 (Divriği B-Kafa hematiti) isimleriyle yer almaktadır.

Bu bölümde, cevher ve yan kayaç örneklerinin ana, eser ve nadir toprak element analiz sonuçları ayrı ayrı değerlendirilmiş ve çeşitli diyagramlar kullanılarak cevherleşmenin karakteri tartışılmıştır.

### **9.1 Cevher ve Yan Kayaçların Jeokimyası**

#### **9.1.1 Yan kayaçların ana element bileşimleri**

Cevher örneklerinin yan kayaçları olan sedimanter kayalardan Munzur kireçtaşlarına ait 3 adet rekristalize kireçtaşı, Bozbel formasyonuna ait 1 adet konglomera, 4 adet kumtaşı ve 1 adet fosilli kireçtaşı analiz edilmiştir (Çizelge 9.1).

Çizelge 9.1 Yan kayaç örneklerine ait ana element (%), iz element konsantrasyonları (ppm) ve Post-Archean Australian Shale (PAAS) ortalamaları (Taylor ve McLennan 1985)

Kayaç Türü	Örnek No	Rekristalize Kireçtaşı			Konglomera	Kumtaşı				Fosilli Kireçtaşı	PAAS
		4	9	11	6	22	31	36	50	53	
SiO <sub>2</sub>	%	0,61	3,78	0,64	45,20	21,10	42,82	14,89	35,82	0,57	64,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,22	0,02	0,45	11,74	5,45	6,53	3,48	9,41	0,13	16,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	%	0,81	2,03	0,78	3,41	9,59	4,75	2,01	2,73	0,10	5,66
MgO	%	16,82	17,86	19,44	2,27	11,67	8,05	15,29	8,83	0,29	2,86
CaO	%	34,37	30,97	31,88	14,16	17,36	12,05	22,63	14,43	55,80	3,36
Na <sub>2</sub> O	%	0,03	0,07	0,06	2,41	0,59	0,71	0,34	1,33	<0,01	1,14
K <sub>2</sub> O	%	0,05	<0,01	0,08	5,64	1,96	2,93	2,14	4,99	0,04	3,97
TiO <sub>2</sub>	%	0,01	<0,01	0,02	0,20	1,29	0,26	0,11	0,24	<0,01	0,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	<0,01	<0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	<0,01	0,13
MnO	%	0,08	0,18	0,05	0,04	0,16	0,04	0,13	0,04	0,01	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,004	<0,002	<0,002	0,002	3,762	0,344	0,064	<0,002	<0,002	-
Ni	ppm	83	108	45	63	1093	960	134	31	<20	55
Sc	ppm	<1	<1	<1	<1	5	5	2	1	<1	-
A.K.	%	46,6	44,7	46,2	14,7	26,1	21,1	36,6	21,9	43,0	-
<b>Total</b>	%	99,65	99,67	99,66	99,81	99,21	99,68	97,75	99,74	99,97	-
Ba	ppm	9	34	17	533	180	289	206	343	4	650
Be	ppm	<1	2	1	2	1	1	<1	2	<1	-
Co	ppm	8,3	16,2	9,1	8,7	147,8	36,4	19,1	28,4	1,7	23
Cs	ppm	0,3	<0,1	0,3	4,1	3,5	6,6	3,6	5,1	0,1	15
Ga	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	12,6	6,3	6,8	3,0	9,5	<0,5	-
Hf	ppm	<0,1	<0,1	0,2	2,0	50,9	3,5	1,3	1,8	<0,1	5
Nb	ppm	0,4	0,2	0,6	22,4	148,9	27,2	13,2	29,4	0,2	19
Rb	ppm	1,9	0,2	3,4	138,2	55,8	91,3	49,8	126,2	1,7	160
Sn	ppm	<1	<1	<1	3	5	2	2	3	<1	-
Sr	ppm	206,9	35,2	35,2	172,2	243,7	340,3	150,6	82,6	98,9	200
Ta	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	1,4	7,7	1,7	1,4	1,6	<0,1	-
Th	ppm	<0,2	<0,2	0,3	6,2	20,9	7,2	3,6	7,0	<0,2	14,6
U	ppm	3,0	0,4	0,7	1,4	11,5	1,7	10,9	1,2	0,6	3,1
V	ppm	12	10	13	11	151	26	131	14	8	150
W	ppm	26,4	89,8	48,7	117,7	107,1	17,9	12,8	86,5	22,2	-
Zr	ppm	2,0	1,1	5,1	90,3	2552,0	159,1	58,0	81,6	2,1	210
Y	ppm	1,6	4,2	1,2	8,2	28,7	9,1	8,3	11,1	0,9	27

(A.K. ateşte kayıp, \* toplam demir oksiti ifade eder)

Çizelge 9.1 Yan kayaç örneklerine ait nadir toprak element içerikleri (ppm), metal konsantrasyonları (ppm) ve Post-Archean Australian Shale (PAAS) ortalamaları (Taylor ve McLennan 1985) (devam)

Kayaç Türü	Örnek No	Rekristalize Kireçtaşı			Konglomera		Kumtaşı			Fosilli Kireçtaşı	PAAS	
		4	9	11	6	22	31	36	50	53		
	La	ppm	2,4	2,6	1,3	18,6	34,4	20,7	13,5	23,1	0,8	38,2
	Ce	ppm	4,1	3,3	2,5	30,3	62,4	36,7	24,7	39,7	1,1	79,6
	Pr	ppm	0,50	0,35	0,27	3,31	5,81	3,82	2,38	4,29	0,07	8,83
	Nd	ppm	1,5	1,5	0,8	10,3	17,8	12,3	8,9	15,1	0,4	33,9
	Sm	ppm	0,20	0,19	0,21	1,84	2,85	2,22	1,38	2,56	0,10	5,55
	Eu	ppm	0,06	0,13	0,05	0,70	0,54	0,46	0,38	0,60	0,03	1,08
	Gd	ppm	0,33	0,48	0,18	1,56	2,96	1,80	1,36	2,19	0,11	4,66
	Tb	ppm	0,06	0,07	0,03	0,26	0,52	0,29	0,21	0,35	<0.01	0,77
	Dy	ppm	0,30	0,36	0,14	1,48	3,81	1,73	1,28	1,93	0,08	4,68
	Ho	ppm	0,07	0,07	0,03	0,31	1,06	0,36	0,27	0,42	0,02	0,99
	Er	ppm	0,15	0,21	0,05	0,95	3,85	1,19	0,74	1,13	0,05	2,85
	Tm	ppm	0,02	0,04	0,01	0,16	0,72	0,17	0,11	0,19	<0.01	0,41
	Yb	ppm	0,15	0,22	0,07	1,01	5,49	1,22	0,85	1,19	0,05	2,82
	Lu	ppm	0,02	0,02	0,02	0,15	0,95	0,18	0,10	0,18	<0.01	0,43
	TOT/C	%	13,15	12,58	13,18	3,78	6,94	5,36	10,12	5,86	12,30	-
	TOT/S	%	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0,15	0,03	<0.02	<0.02	-
	Mo	ppm	0,4	1,1	0,3	1,2	0,8	0,2	1,1	1,2	<0.1	-
	Cu	ppm	15,5	9,4	14,4	2,3	6,7	332,2	>10000.0	13,0	1,0	50
	Pb	ppm	25,4	9,1	6,1	10,2	20,4	30,2	548,1	13,6	1,9	-
	Zn	ppm	250	62	55	252	227	193	665	76	5	-
	Ni	ppm	85,9	124,4	39,9	54,5	999,0	841,5	136,6	19,5	0,6	55
	As	ppm	4,7	51,8	25,5	48,2	8,2	6,0	764,1	17,6	2,2	-
	Cd	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,5	0,1	2,5	<0.1	<0.1	-
	Sb	ppm	0,3	6,0	1,7	0,7	0,7	0,4	9,8	2,0	0,2	-
	Bi	ppm	0,1	<0.1	<0.1	0,4	0,4	0,8	1,4	0,4	<0.1	-
	Ag	ppm	0,3	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	0,5	25,8	<0.1	<0.1	-
	Au	ppb	<0.5	5,4	<0.5	0,9	2,1	<0.5	120,8	<0.5	<0.5	-
	Hg	ppm	0,06	<0.01	<0.01	0,02	0,05	0,13	0,31	0,04	<0.01	-
	Tl	ppm	0,7	<0.1	<0.1	0,3	0,1	0,2	1,2	<0.1	<0.1	-
	Se	ppm	0,7	1,1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,6	<0.5	<0.5	-
	Cr	ppm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	110

Çizelge 9.2 Cevher örneklerine ait ana element (%) ve iz element konsantrasyonları (ppm)

Kayaç Türü		Cevher															Manyetit	Hematit	
		1.Grup										2.Grup							
Örnek No		12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	41	42	43	44	45	46	DA-16	DB-20
SiO <sub>2</sub>	%	1,06	3,39	1,38	1,37	1,35	1,43	1,81	1,25	1,22	1,46	1,88	16,60	2,39	2,02	1,54	1,74	5,98	2,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,12	2,01	0,37	0,38	0,42	0,42	0,37	0,29	0,40	0,43	0,50	0,07	0,32	0,25	0,53	0,38	1,63	0,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	%	70,33	74,93	91,93	88,27	76,19	90,02	81,05	93,07	82,21	69,59	91,36	69,88	90,23	90,85	92,96	94,61	83,42	91,16
MgO	%	3,88	0,20	0,13	0,11	0,46	0,13	0,24	0,16	0,36	0,43	<0,01	2,15	0,46	0,58	0,01	0,15	3,07	0,1
CaO	%	9,90	8,80	2,35	4,72	10,67	3,33	7,03	1,63	6,99	14,23	2,34	3,47	1,78	1,09	1,09	0,09	2,49	0,08
Na <sub>2</sub> O	%	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	<0,01	<0,01	0,05	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,14	0,03
K <sub>2</sub> O	%	<0,01	0,10	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,02	<0,01	0,06	0,03	0,83	0,08
TiO <sub>2</sub>	%	<0,01	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	<0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,14	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,05	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,09
MnO	%	0,68	0,31	0,03	0,03	0,06	0,04	0,07	0,04	0,06	0,11	0,02	0,60	0,06	0,09	0,02	0,05	0,06	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	<0,002	0,002	0,005	0,005	0,005	0,004	0,015	0,004	0,003	0,006	0,004	0,002	0,003	<0,002	0,004	0,008	0,011	0,01
Ni	ppm	200	119	211	182	421	432	579	172	291	342	229	798	413	209	209	229	2438	677
Sc	ppm	1	2	1	1	1	1	1	1	1	2	1	<1	1	<1	1	1	2	2
A.K.	%	13,7	9,8	3,6	4,9	10,4	4,4	9,0	3,4	8,6	13,5	3,6	6,9	4,4	4,9	3,5	2,7	1,8	4,6
<b>Total</b>	<b>%</b>	<b>99,72</b>	<b>99,61</b>	<b>99,89</b>	<b>99,87</b>	<b>99,69</b>	<b>99,88</b>	<b>99,73</b>	<b>99,90</b>	<b>99,89</b>	<b>99,85</b>	<b>99,88</b>	<b>99,82</b>	<b>99,80</b>	<b>99,81</b>	<b>99,86</b>	<b>99,84</b>	<b>99,83</b>	<b>99,92</b>
Ba	ppm	88	49	29	33	29	34	14	26	17	74	98	93	297	964	109	377	23	6
Be	ppm	4	2	4	5	11	3	8	6	3	7	3	2	3	2	5	4	<1	3
Co	ppm	65,5	32,8	52,5	34,5	97,5	164,3	227,7	77,0	82,8	108,1	34,2	106,4	109,2	46,4	30,5	115,7	160	50,1
Cs	ppm	0,2	0,4	1,4	1,3	1,0	1,5	0,6	1,0	0,7	0,4	3,5	0,3	1,2	0,4	1,7	3,8	2,9	2,1
Ga	ppm	0,9	5,6	11,0	11,0	7,8	8,2	11,2	10,2	9,5	8,3	11,5	1,2	12,7	9,0	11,8	11,8	13,3	13,2
Hf	ppm	<0,1	0,3	<0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,1	0,2	<0,1	0,2	<0,1	0,1	0,2	0,1	0,3
Nb	ppm	<0,1	0,4	3,7	3,9	6,6	4,9	4,3	4,8	5,7	4,6	4,9	0,5	10,4	5,5	4,2	5,4	1,1	1
Rb	ppm	0,9	4,4	3,5	2,9	1,6	2,8	1,6	1,6	1,0	0,6	6,4	0,8	2,3	0,9	2,9	6,6	72,3	11
Sn	ppm	46	10	25	23	54	28	22	32	41	25	34	3	50	29	32	41	4	3
Sr	ppm	45,6	96,3	50,9	48,0	105,0	45,6	46,9	31,9	39,6	87,4	60,6	27,7	68,9	22,9	242,1	28,0	10,7	2
Ta	ppm	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,2	<0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1	<0,1	<0,1
Th	ppm	<0,2	2,3	1,0	0,9	1,1	0,8	0,6	0,5	0,7	0,8	1,1	<0,2	1,1	0,7	0,9	1,1	0,6	2,1
U	ppm	2,3	3,3	3,2	3,0	3,5	6,4	2,6	2,9	1,9	2,1	1,5	2,8	2,0	2,9	0,9	1,8	3,1	9,1
V	ppm	31	60	117	106	111	88	84	96	77	113	119	34	116	72	138	110	289	161
W	ppm	40,8	79,5	41,5	60,9	64,9	87,8	70,7	60,8	61,9	152,3	50,1	165,9	169,6	86,0	73,4	97,1	1,3	1,5
Zr	ppm	2,4	8,5	5,9	6,4	6,7	5,9	10,2	4,8	5,1	8,3	7,3	1,8	6,6	3,7	5,3	9,5	7,6	16,3
Y	ppm	2,7	1,2	0,4	0,8	2,7	2,1	2,1	1,2	2,4	3,0	0,6	2,2	1,5	1,4	0,8	1,4	0,6	0,9

(A.K. ateşte kayıp, \* toplam demir oksiti ifade eder)

Çizelge 9.2 Cevher örneklerine ait nadir toprak element içerikleri (ppm) ve metal konsantrasyonları (ppm) (devam)

Kayaç Türü	Örnek No	Cevher															Manyetit	Hematit		
		1.Grup										2.Grup								
		12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	41	42	43	44	45	46	DA-16	DB-20	
	La	ppm	2,3	5,4	1,8	1,5	6,8	2,4	2,1	1,5	2,4	3,4	0,7	1,9	6,7	1,5	2,8	1,7	1,5	1,8
	Ce	ppm	4,5	6,0	2,4	2,8	10,9	3,9	4,1	2,4	4,1	5,0	0,7	3,0	9,3	2,1	3,4	2,3	1,6	2,4
	Pr	ppm	0,41	0,43	0,22	0,21	1,03	0,43	0,41	0,22	0,46	0,56	0,08	0,36	0,89	0,20	0,36	0,21	0,14	0,25
	Nd	ppm	1,4	1,5	0,7	0,6	3,7	1,5	1,5	1,0	1,8	1,9	0,3	1,6	3,7	0,9	1,4	1,0	0,5	1,1
	Sm	ppm	0,34	0,28	0,07	0,11	0,49	0,32	0,33	0,16	0,29	0,46	<0,05	0,32	0,35	0,17	0,19	0,22	0,07	0,18
	Eu	ppm	0,24	0,37	0,03	0,03	0,17	0,12	0,11	0,04	0,09	0,14	0,02	0,10	0,11	0,05	0,04	0,07	0,03	0,1
	Gd	ppm	0,56	0,32	0,13	0,17	0,61	0,45	0,41	0,16	0,43	0,42	0,12	0,33	0,37	0,20	0,16	0,36	0,09	0,19
	Tb	ppm	0,07	0,05	0,02	0,02	0,09	0,07	0,06	0,02	0,07	0,07	0,02	0,04	0,05	0,03	0,02	0,05	0,02	0,03
	Dy	ppm	0,54	0,34	0,12	0,14	0,64	0,43	0,32	0,18	0,34	0,52	0,11	0,32	0,30	0,19	0,16	0,27	0,08	0,15
	Ho	ppm	0,10	0,05	0,04	0,03	0,10	0,07	0,10	0,04	0,08	0,11	0,02	0,06	0,07	0,04	0,03	0,07	<0,02	0,02
	Er	ppm	0,25	0,12	0,09	0,09	0,40	0,24	0,22	0,16	0,25	0,33	0,05	0,17	0,19	0,14	0,13	0,29	0,05	0,09
	Tm	ppm	0,03	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,02	0,05	0,05	0,01	0,02	0,04	0,03	<0,01	0,04	<0,01	0,01
	Yb	ppm	0,28	0,14	0,16	0,11	0,34	0,24	0,25	0,16	0,30	0,32	0,08	0,14	0,32	0,18	0,14	0,22	<0,05	0,1
	Lu	ppm	0,04	0,03	0,01	0,03	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	<0,01	0,01
	Eu/Eu*		2,45	5,75	1,37	0,99	1,44	1,44	1,38	1,17	1,15	1,50	1,12	1,44	1,43	1,26	1,08	1,11		
	Ce/Ce*		1,06	0,79	0,84	1,12	0,93	0,88	1,02	0,94	0,90	0,82	0,64	0,83	0,85	0,85	0,75	0,85		
	La/Yb		0,61	2,85	0,83	1,01	1,48	0,74	0,62	0,69	0,59	0,78	0,65	1,00	1,55	0,62	1,48	0,57		
	NTE TOP.	ppm	13,76	16,25	6,2	6,65	28,06	12,34	12,09	7,28	13,1	16,32	2,87	10,58	23,92	7,16	9,66	8,24		
	ANTE(Ort)/HNTE(Ort)		1,87	0,82	1,22	1,43	0,98	1,61	1,69	1,42	1,69	1,45	2,09	1,17	0,70	1,76	0,77	2,33		
	TOT/C	%	3,46	2,06	0,47	1,07	2,50	0,72	1,69	0,34	1,69	3,21	0,49	1,41	0,50	0,42	0,21	0,03	0,5	0,05
	TOT/S	%	0,03	0,07	0,09	0,09	0,08	0,11	0,09	0,11	0,07	0,05	0,14	<0,02	0,25	0,19	0,29	0,10	3,33	0,12
	Mo	ppm	10,9	5,6	15,2	23,8	20,4	7,7	19,9	8,8	4,0	9,7	10,9	11,5	4,7	2,2	8,6	6,0	0,3	0,9
	Cu	ppm	242,3	150,9	36,4	42,6	170,3	104,8	201,5	57,1	54,6	53,2	44,1	95,6	99,3	25,3	72,8	40,0	216,5	75,9
	Pb	ppm	396,5	1390,9	66,8	64,7	270,1	71,3	141,2	34,2	69,4	151,1	60,8	96,7	161,8	35,1	79,9	126,8	2,1	11,4
	Zn	ppm	315	476	74	75	259	84	264	69	129	129	97	307	100	46	83	108	37	40
	Ni	ppm	172,0	97,3	143,8	127,6	387,6	298,8	482,8	118,0	233,1	227,5	160,3	717,4	259,7	146,1	169,8	209,1	2461	599,9
	As	ppm	672,6	547,2	198,1	170,5	733,3	171,6	415,2	171,5	327,0	284,6	184,3	414,7	183,8	66,5	156,0	196,7	72	220
	Cd	ppm	0,3	0,2	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
	Sb	ppm	55,3	57,5	43,9	40,8	65,3	34,5	34,9	22,9	26,7	33,5	52,6	37,5	39,4	7,9	36,6	22,7	11,9	3,3
	Bi	ppm	13,0	3,7	15,4	13,2	1,9	2,3	2,0	1,1	2,0	3,0	6,6	5,5	17,6	2,9	8,5	1,4	0,4	4,2
	Ag	ppm	0,1	0,5	0,6	0,6	0,2	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,3	0,4	<0,1	0,2	<0,1	0,7
	Au	ppb	1,3	<0,5	3,5	3,5	10,4	6,3	<0,5	<0,5	0,9	2,5	1,0	0,9	2,6	0,7	<0,5	2,3	7,1	15,3
	Hg	ppm	0,01	<0,01	0,01	0,02	0,04	0,05	0,03	0,02	0,06	0,03	<0,01	0,06	0,04	0,05	0,03	0,03	<0,01	<0,01
	Tl	ppm	0,6	1,8	0,1	<0,1	0,5	0,5	0,2	0,2	0,6	0,6	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,6	<0,1
	Se	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,8	<0,5	2,4	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	0,7
	Co/Ni		0,38	0,34	0,37	0,27	0,25	0,55	0,47	0,65	0,36	0,48	0,21	0,15	0,42	0,32	0,18	0,55		
	Co/Zn		0,21	0,07	0,71	0,46	0,38	1,96	0,86	1,12	0,64	0,84	0,35	0,35	1,09	1,01	0,37	1,07		

Munzur kireçtaşlarına ait rekristalize kireçtaşlarının  $\text{SiO}_2$  değerleri % 0.61 ile 3.78 arasında değişmektedir.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  değerleri % 0.02 ile 0.45 arasında olup nispeten değişim aralığı dardır. 4, 9 ve 11 örnekleri için CaO değerleri sırasıyla % 34.37, 30.97 ve 31.88, MgO değerleri sırasıyla % 16.82, 17.86 ve 19.44'tür. Ateşte kayıp değerleri sırasıyla % 46.6, 44.7 ve 46.2'dir. Bu durum 4 ve 11 numaralı örneklerin 9 numaralı örneğe göre daha fazla dolomitik karakterli olduğuna işaret eder.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  değerleri sırasıyla % 0.81, 2.03 ve 0.78 arasında olup, 9 numaralı örnekte bu değer diğerlerine göre oldukça fazla olduğu dikkat çekmektedir. Bu durum cevherli çözeltilerin 9 numaralı kireçtaşı örneğinin yapısına nüfuz ettiği şeklinde değerlendirilebilir.  $\text{Na}_2\text{O}$  değerleri % 0.03 ile 0.07 arasındadır.  $\text{K}_2\text{O}$  değerinin 4 ve 11 numaralı örneklerde sırayla % 0.05 ile 0.08 iken, 9 numaralı örnekte % 0.01'den düşüktür.  $\text{TiO}_2$  değerleri % 0.02 ile 0.01 arasında,  $\text{P}_2\text{O}_5$  değerleri % 0.02 ile 0.01 değerinden düşük olarak dağılım göstermektedir. MnO değerleri 4, 9 ve 11 numaralı örneklerin sırasına göre % 0.08, 0.18 ve 0.05'dir.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  değeri 4 numaralı örnekte % 0.004, 9 ve 11 numaralı örneklerde % 0.002'den düşüktür.

Bozbel formasyonuna ait konglomera örneklerinden sadece birisinin analizi yapılmıştır. 6 numaralı örnekte  $\text{SiO}_2$  değeri % 45.2,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  değeri % 11.74,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  değeri % 3.41'dir. Çakıl bileşimlerinin silikat mineralleri içermesi nedeniyle  $\text{SiO}_2$  ve  $\text{Al}_2\text{O}_3$  konsantrasyonları yüksektir.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  değerinin yüksek olması cevher çakılı ve demirin çimento malzemesine katkısı ile ilişkilendirilebilir. MgO değeri % 2.27, CaO değeri % 14.16,  $\text{K}_2\text{O}$  değeri % 5.64,  $\text{TiO}_2$  değeri % 0.02,  $\text{P}_2\text{O}_5$  değeri % 0.02, MnO değeri % 0.05 ve  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  değeri % 0.002'dir. CaO içeriğine bakılarak çakıl taneleri arası çimentonun karbonat bileşenli olduğu petrografik incelemelerle de belirlenmiştir.

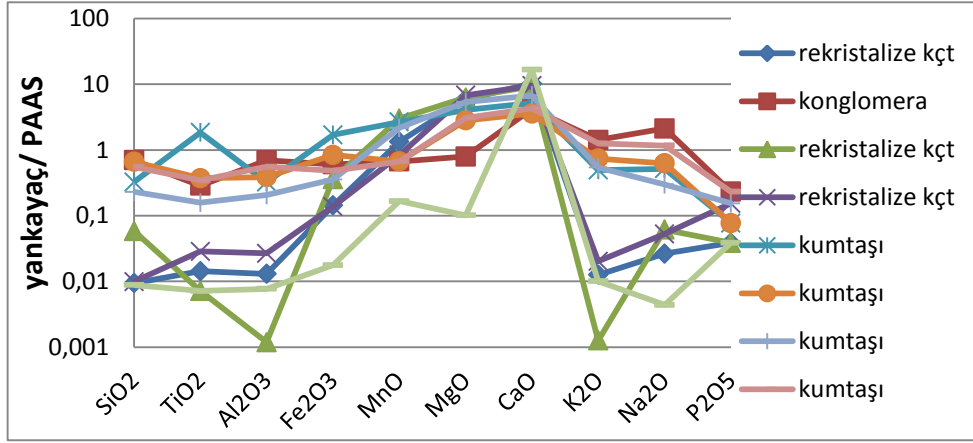
Bozbel formasyonuna ait kumtaşları örneklerinin  $\text{SiO}_2$  değeri % 14.89 ile 42.82 şeklinde geniş bir aralıktadır.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  değeri % 3.48 ile 9.41 arasındadır. Bu durum kumtaşını oluşturan tanelerin esas olarak kuvars ve feldispattan meydana geldiğini ve bunlara az oranda silikat minerallerinin eşlik ettiğini göstermektedir. CaO değerinin % 12.05 ile 22.63 arasında, MgO değerinin % 8.05 ile 15.29 aralığında olması kumtaşı çimentosunun karbonattan (kalsit ve dolomit) yapıldığının bir göstergesidir. Bu durum petrografik incelemelerde de izlenmiş ve kalsit ve dolomit minerallerinin miktarlarının örnekten örneğe değiştiği görülmüştür.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  değerinin % 2.01 - 9.59 gibi nispeten geniş bir aralıkta olması, cevher tanelerinin bazı örneklerde yoğun biçimde



yer almasına karşılık bazılarında ise cevherli çözeltilerin mineral çatlaklarına sızması şeklinde açıklanabilir. Na<sub>2</sub>O değeri % 0.34 ile 0.71, K<sub>2</sub>O değeri % 1.96 ile 4.99, TiO<sub>2</sub> değeri % 0.11 ile 1.29, MnO değeri % 0.04 ile 0.16 ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> değeri % 0.01 ile 0.03 aralığında değişmektedir. 22 numaralı örneğin Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değeri % 3.76 olup diğer örneklere göre yüksek değerdedir. Bu durum ağır minerallerden kaynaklanmış olabilir. Sodyum ve potasyum oksit değerlerinin düşük olması kil ve serizit minerallerinin dolayısıyla alterasyonun gelişmediğine işarettir. % 21.1 - 36.6 arasında değişen ateşte kayıp değeri olasılıkla yüksek karbonat içeriği nedeniyledir.

Bozbel formasyonuna ait fosilli kireçtaşı örneğinin kimyasal analizi sonucunda; SiO<sub>2</sub> % 0.57, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> % 0.13, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> % 0.10 ve MgO % 0.29 olarak bulunmuştur. CaO % 55.8 ve ateşte kayıp değerinin % 43 olması karbonat mineralinin kalsitten meydana geldiğini göstermiştir.

Deniz suyunda çökelen sedimanter kökenli kayaç ve cevher oluşumları için kullanılan PAAS (Post-Archean Australian Shale) normalize değerleri ile yan kayaç örneklerinin ana elementleri şekil 9.1'de karşılaştırılmıştır. Genel anlamda bakıldığında kireçtaşları kumtaşlarına göre daha fazla tüketilmiştir. Bu durum özellikle Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve K<sub>2</sub>O konsantrasyonlarında açık bir şekilde gözlenmektedir. Kireçtaşlarında çok az bulunan bu elementlerin, büyük bir kısmının denizel ortamda kil minerallerinin yapısına girdiği, kumtaşlarında ise alüminyum ve potasyumun feldispat bünyesinde yer aldığı söylenebilir. CaO artışı, çimento malzemesi olarak ikincil karbonatların kayaçların yapısına katılmasıyla açıklanabilir. Na<sub>2</sub>O yönelimleri K<sub>2</sub>O için saptanan ani düşüşler kadar olmasa da benzer bir desen sunmaktadır. Kireçtaşlarındaki Na<sub>2</sub>O değerleri kumtaşlarına göre düşüktür. Potasyuma benzer şekilde, sodyum da kumtaşlarında feldispat içinde tutulmuş olmalıdır.



Şekil 9.1 Yan kayaç örneklerine ait ana elementlerin PAAS'ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Taylor ve McLennan 1985'ten alınmıştır)

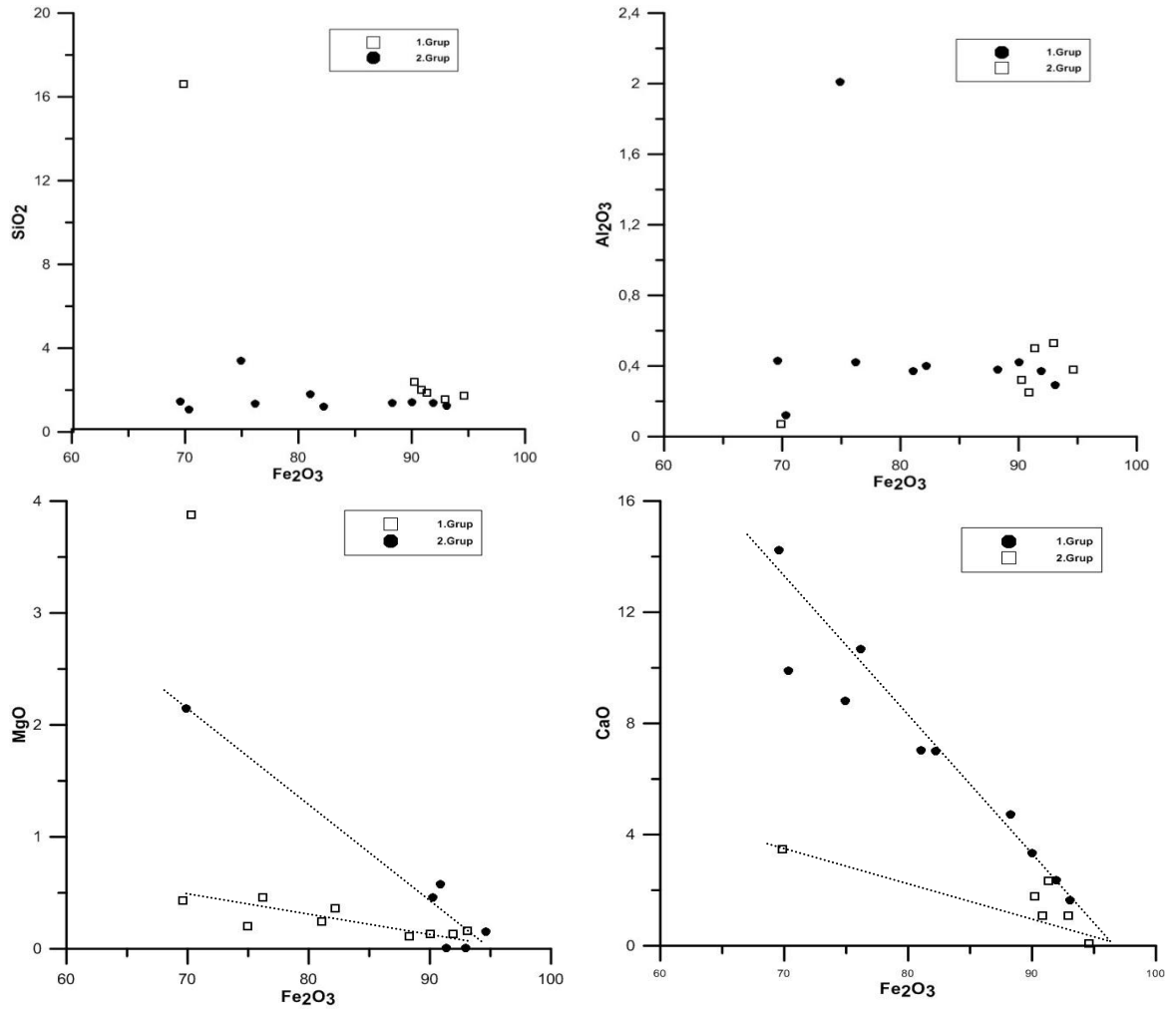
### 9.1.2 Cevherli kayaçların ana element bileşimleri

Cevher örneklerinin  $\text{SiO}_2$  değerleri (Çizelge 9.2), 42 nolu örnek hariç (%16.6), % 1.06 ile 5.98 arasında değişmektedir. 42 nolu örnekte silika alterasyonunun varlığından söz edilebilir.  $\text{CaO}$  değerlerinin % 0.09-4.72 arasında değiştiği ancak 5 adet örneğin değerinin 7'den yüksek olduğu gözlenir. Cevher örnekleri  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  değerlerine göre iki kısımda toplanmıştır. 1. grupta yer alan örneklerin  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  değerleri % 70-93 arasında, 2. grupta yer alan cevher örneklerinin  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  değerleri, 42 numaralı örnek dışında (% 69.88), % 90-94 arasındadır.

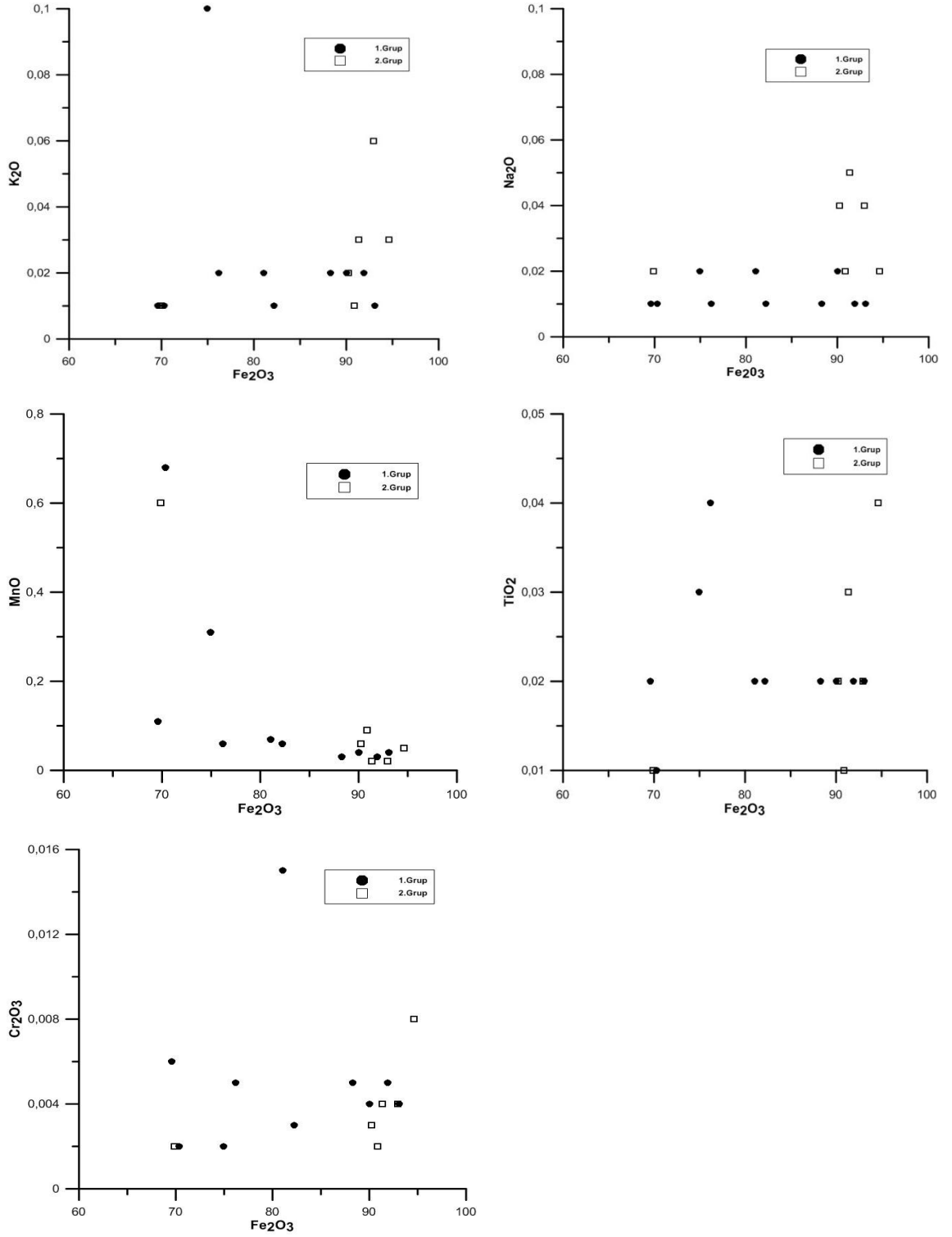
$\text{Al}_2\text{O}_3$  konsantrasyonları % 0.5'in altındadır.  $\text{MgO}$  ise % 0.01-0.58 arasında olup sadece iki örnekte  $\geq$  % 2.15'dir.  $\text{Na}_2\text{O}$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  değerleri  $\leq$  % 0.06'dır. Sadece 13 numaralı örnekte  $\text{K}_2\text{O}$  konsantrasyonu % 0.1'dir.  $\text{MnO}$  analizlerinin sonuçları üç örnekte % 0.31 - 0.68 arasında iken genelde % 0.1-0.02 arasındadır.  $\text{TiO}_2$  değerleri % 0.04 ve altında,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  konsantrasyonları % 0.008 ve bu değerden daha düşüktür. Ateşte kayıp değerleri iki örnekte % 13 iken diğerlerinde % 10 ve altındadır.

Şekil 9.2 ve şekil 9.3'de cevherli kayaçlara özgü bazı ana oksitlerin  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  konsantrasyonları ile karşılaştırıldığı grafikler sunulmuştur.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ 'e karşı  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$  ve  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  konsantrasyonlarının belirgin olarak değişmemesi,

buna karşılık çok düşük değerler göstermeleri cevherleşmenin hidrotermal olamayacağına işaret etmektedir.  $Fe_2O_3^*$ 'e karşı MgO ve CaO diyagramlarında ise, her iki gruptaki Fe konsantrasyonunun artmasıyla birlikte Mg ve Ca değerlerinde bir azalma belirlenmiştir. Bu durum, her iki grupta da demir içeriğindeki yükselmenin karbonatlaşma derecesinin düşmesine yol açtığı şeklinde yorumlanabilir.



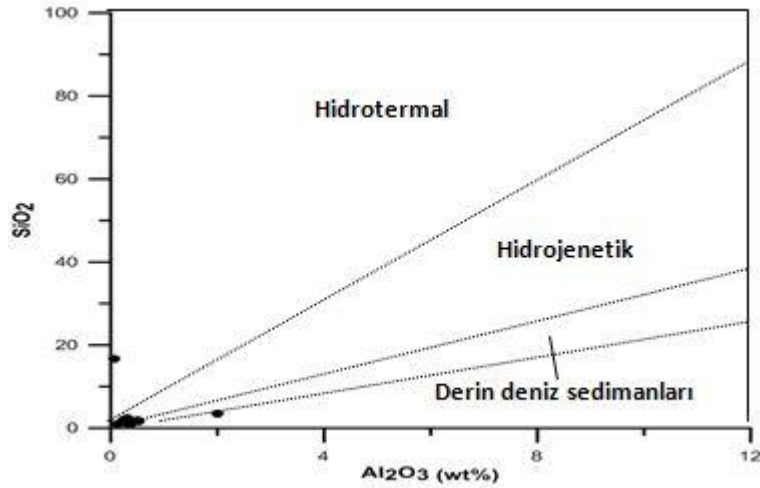
Şekil 9.2 Cevherli kayaç örneklerinde  $Fe_2O_3$ 'e karşı: SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO ve CaO Harker dağılım diyagramları ( $Fe_2O_3$  toplam demir oksiti ifade eder)



Şekil 9.3 Cevherli kayaç örneklerinde Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'e karşı: K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, MnO, TiO<sub>2</sub> ve Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Harker dağılım diyagramları (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> toplam demir oksiti ifade eder)

Cevher çökeliiminin ortamsal olarak irdelendiđi Őekil 9.4'deki % SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramında, çok dűŐük SiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> konsantrasyonlarına sahip örneklerin hidrojenetik kökenli olduklarını göstermektedir.

Karasal birimlerin gűnlenmesi sonucu ađa çıkan detritik kökenli demir, deniz suyuna kaynak teŐkil edebilir. Ana, eser ve nadir toprak elementleri arasındaki iliŐkiler, ana kayacının denizel ortamda çökmesi sırasında (detritik) demirin kısmen suda zűnerek kısmen de ilksel cevher formunu koruyarak ortama taŐındıđını göstermektedir. Bu Őekilde sulu ortamlarda çökelen cevherler hidrojenetik olarak tanımlanırlar (Baioumy vd. 2014).



Şekil 9.4 Cevher örneklerine ait SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diyagramı (Wonder vd. 1988'den alınmıştır)

### 9.1.3 Yan kayaçların eser element bileşimleri

Bu blűmde yan kayaç örneklerindeki eser element dağılımları ile bu elementler arasındaki iliŐkiler tartıŐılmıŐtır. Sedimanter kayaçların eser element analiz sonuçları izelge 9.1'de verilmiŐtir.

Ba elementi rekristalize kireçtaŐı ve fosilli kireçtaŐı örneklerinde < 34 ppm, konglomera örneğinde 533 ppm değerinde olup kumtaŐı örneklerinde ise 180-343 ppm arasındadır. Konglomerada Ba konsantrasyonun yűksek olması volkanik ve/veya ultramafik taneler içermesi ile açıklanabilir.

Sr değerleri rekristalize kireçtaşlarında 35-206 ppm arasındadır. Sr konsantrasyonu konglomerada 172.2 ppm, kumtaşlarında 82-340 ppm, fosilli kireçtaşında ise Sr 98 ppm'dir. Bu değerler cevherlerin Sr değerlerine göre nispeten yüksektir. Bunun sebebi bu kayaçları oluşturan minerallerin bünyesinde, yer değiştirme ile geniş lde Sr elementinin kendisine yer bulmasıdır.

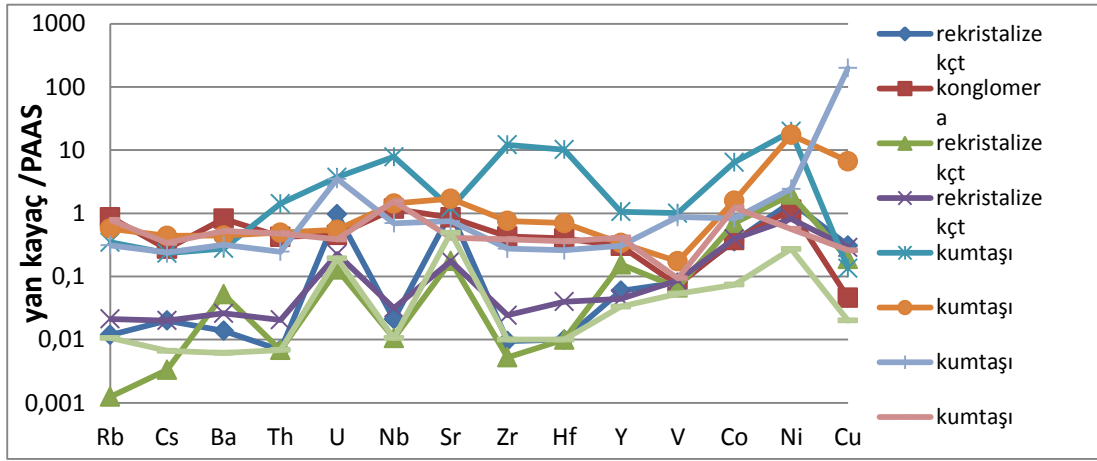
Yan kayaçlarda Be 2 ppm'e, Sn 5 ppm'e kadar çıkabilmektedir. Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Ta, Th, U, V, W, Zr ve Y elementleri rekristalize ve fosilli kireçtaşında düşük değerlere sahipken, konglomera ve kumtaşlarında oldukça zenginleşmiştir. Bu da taşınarak zenginleşen Zr gibi ağır elementlerin, cevher ve ultramafik kayaç tanelerinde oldukça yüksek oranda bulunduğundan kaynaklanır.

Tüm yan kayaç örneklerinde Se 1.1 ppm'e, Tl 0.7 ppm'e Hg 0.31 ppm'e, Bi 0.4 ppm'e, Cd 2.5 ppm'e ve Mo 1.2 ppm'e kadar çıkmaktadır. Bazı metal miktarları özellikle 36 numaralı kumtaşı örneğinde diğerlerine göre nispeten yüksektir. Bu rnekte Cu  $\geq$  10000 ppm, Pb 548 ppm, Zn 665 ppm, As 764 ppm, Ag 25.8 ppm ve Au 120 ppb değerindedir. Bu rneğin metal konsantrasyonu yüksek çözeltilerden oluştuğu söylenebilir. Örneğin ince kesit incelemelerinde de azurit mineralleri bu örnekte saptanmıştır.

Ni ise rekristalize kireçtaşlarında 39-124 ppm, konglomerada 54 ppm, kumtaşlarında 136-999 ppm ve fosilli kireçtaşında ise 0.6 ppm değerindedir. Nikelin mobil bir element olduğu göz önüne alındığında, uygun jeokimyasal şartlar sağlandığında bu element çeşitli kayaçlarda kendine yer bulabilir. Öte yandan sedimanter havza yakınlarda nikel kaynak teşkil edecek ultramafik ve mafik kayaçların bulunması ve bunların bir kısmının metamorfizmaya uğramış olmaları ve/veya alterasyona uğramış olmaları, nikelin mafik ve ultramafitlerden taşınma yolu ile çökelme ortamına getirildiği olasılığını güçlendirmektedir.

şekil 9.5'te yan kayaçlara ait eser element içerikleri ile PAAS (Post-Archean Australian Shale) normalize değerleri karşılaştırılmıştır. Buna göre kumtaşı ve konglomera örneklerinin değerleri PAAS'ye yakın (=1), kireçtaşlarının değerleri ise PAAS'ye göre tüketilmiştir (<1). Kireçtaşlarında hafif bir tüketilme söz konusu olsa da Sr konsantrasyonu tüm litolojiler için 1'e yakın değerler göstermiştir. Bu durum, Sr ile

Ca'un iyon yarıçapı büyüklükleri birbirine yakın olması sebebiyle Sr, Ca ile yer değiştirerek kalsitin mineral yapısına girmesi ile açıklanabilir. Aynı şekilde U ve Th elementleri de benzer bir davranış göstererek Ca ile yer değiştirmişlerdir. İki kumtaşı örneği dışında, tüm örneklerde nikelin PAAS'ye yakın değerlerde olması, nikelin detritik olarak taşınan demir minerallerinin (Çizelge 9.1) yapısına girdiğine işaret etmektedir.



Şekil 9.5 Yan kayaç örneklerine ait eser elementlerin PAAS'ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Taylor ve McLennan 1985'ten alınmıştır)

#### 9.1.4 Cevherli kayaçların eser element bileşimleri

Cevher örneklerindeki eser element dağılımları çizelge 9.2'de verilmiştir.

Ba element değerleri 1.grup cevherlerde 14-74 ppm, 2.grup cevherlerde 93-964 ppm arasındadır. Demir içeriğinin artışıyla Ba miktarında da bir yükseliş söz konusudur.

Sr değerleri cevher örneklerinde belirgin bir homojenlik göstermemekle birlikte 31-242 ppm arasındadır.

Cevher örneklerine genel anlamda bakıldığında Be 11 ppm'e, Cs 3.8 ppm'e, Ga 12.7ppm'e, Hf 0.2 ppm'e, Nb 6.6 ppm'e, Sn 54 ppm'e, Te 0.2 ppm'e, Th 1.1 ppm'e, U 3.4 ppm'e, Zr 10.2 ppm'e ve Y 2.2 ppm'e kadar çıkmaktadır.

Co konsantrasyonları homojenlik göstermemekte ve çoğu örnekte 30-80 ppm arasında değişirken, bazılarında da 106-227 ppm arasındadır.

Rb üç cevher örneğinde  $\geq 3.5$  ppm, diğerlerinde 1-2.9 ppm arasındadır. V konsantrasyonları genelde  $\geq 111$  ppm, bazı örneklerde 70 ppm ve altındadır. W değerleri gruplara göre farklılık göstermekte; 1. gruba ait cevherlerde 40-70 ppm, 2. gruba ait cevherlerde ise 86-169 ppm arasındadır.

Cevher örneklerinde Se, Tl, Hg, Au, Cd ve Ag konsantrasyonları oldukça düşüktür. Mo 2-23 ppm arasındadır. Pb içerikleri genelde 34-160 ppm aralığında olup sadece 12, 13 ve 16 numaralı örneklerde sırasıyla 395, 1390 ve 270 ppm olarak bulunmuştur. Zn 45-315 ppm, Ni 97-259 ppm arasında olup sadece 16, 17, 18 ve 47 numaralı örneklerde sırasıyla 387, 298, 482 ve 717 ppm'dir.

As genel olarak 66-415 ppm aralığında olup sadece 12, 13 ve 16 numaralı örneklerde sırasıyla 672, 547 ve 733 ppm'dir.

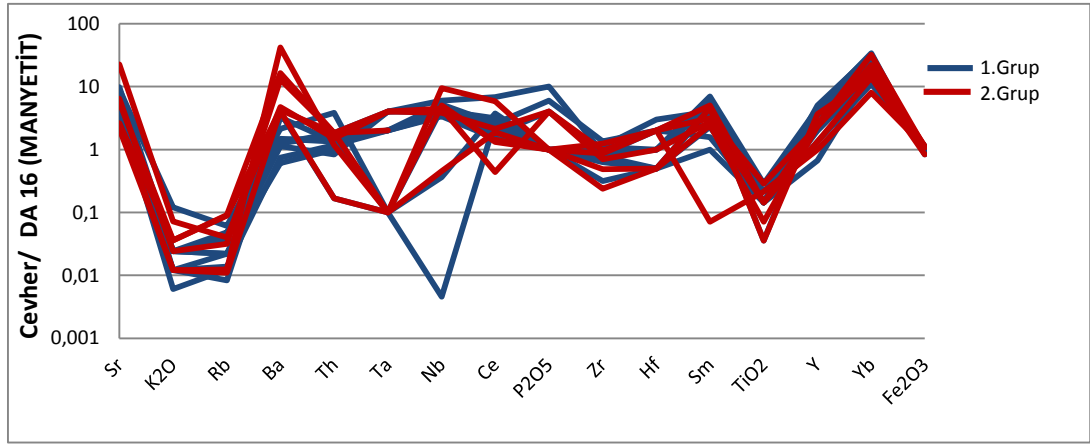
İnceleme alanında oluşan cevherleşmeler ile Divriği A-B-Kafa'da görülen cevherleşmeler arasında kökensel bir ilişki varsayımı nedeniyle, Divriği A-B-Kafa cevherlerinden de örnek (manyetit ve hematit) alınmış ve bu örneklerin element analizleri yapılarak (Çizelge 9.2) çalışma sahasındaki cevher analiz sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen sonuçlar Divriği A-Kafa manyetit örneği için şekil 9.5, Divriği B-Kafa hematit örneği için ise şekil 9.6'da gösterilmiştir.

Divriği A-Kafa'ya ait DA-16 manyetit örneğinde dikkati çeken elementler ve değerleri sırasıyla; Co 160 ppm, Rb 72 ppm, V 289 ppm, Cu 216 ppm ve Pb 2.1 ppm değerlerdedir. Ni 2461 ppm ve Au ise 7.1 ppb'dir (Çizelge 9.2). Divriği B-Kafa'ya ait DB-20 hematit örneğinde ise Ba 6 ppm ile diğer cevherlere göre düşüktür. Rb 11 ppm, V 161 ppm, Zr 16.3 ppm, Pb 11.4 ppm, Ni 599 ppm, As 220 ppm ve Sb 3.3 ppm içerikleri ile diğerlerine göre düşük, Ag 0.7 ppm ve Au 15.3 ppb içerikleri ile diğer cevherlere göre yüksektir (Çizelge 9.2).



Şekil 9.6’da 1. ve 2. gruba ait örneklerin benzer zenginleşme desenine sahip oldukları görülmektedir. Negatif anomali gösteren Rb, K ve Ti elementleri manyetit örneğine göre yaklaşık 100 kat tüketilmişlerdir. Bu elementler denizel ortamda kil minerallerinin yapısına girerek cevherden uzaklaşmışlardır. Deniz suyunda çözülmüş  $Sr^{+2}$  ve  $Ba^{+2}$  iyonları kalsiyumu ornatarak cevherli örneklerdeki karbonat çimentosuna katılmış ve böylece Sr ve Ba elementlerinde pozitif anomaliye sebep olmuşlardır. Ti denizel silikadaki Si elementi ile yer değiştirmiş olduğundan bu element inceleme alanındaki hematitlerde manyetit cevherine göre tüketilmiştir. Bu durum hiç şüphesiz  $TiO_2$ ’deki negatif anomalinin sebebini açıklamaktadır. İnceleme alanındaki hematitlerin  $Fe_2O_3^*$  değerleri Divriği manyetit cevherine göre değişim göstermemiştir.

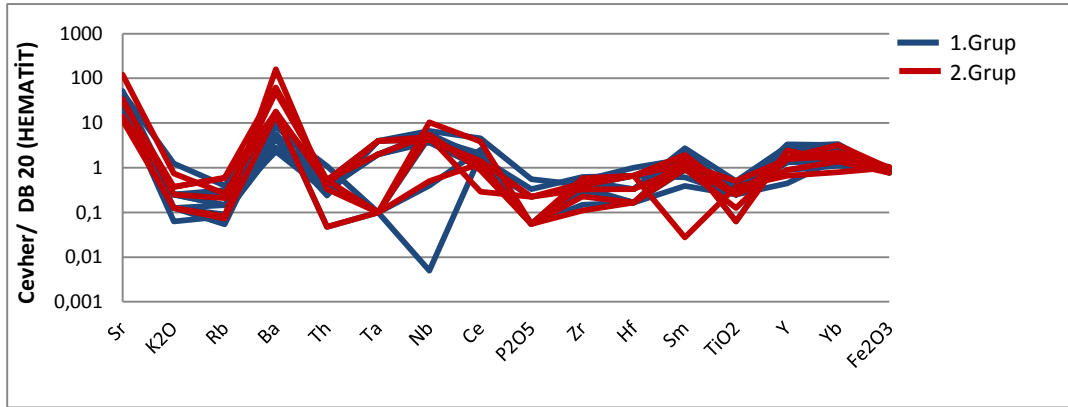
Eser elementlerin (Co, Ni ve Zn) en önemli kaynağı hidrotermal çözeltilerdir. Bu elementlerin konsantrasyonları deniz suyunda oldukça düşüktür. Buna karşılık, hidrotermal akışkanlar daha yüksek NTE içeriğine sahip olduğundan (Porter vd. 2000, Wheat ve Mottl 2000) cevherleşmelerdeki düşük NTE’ler olasılıkla deniz suyu ile ilişkilendirilebilir.



Şekil 9.6 Cevher örneklerine ait eser elementler ile DA 16 manyetit örneğine ait eser elementlerin karşılaştırılması

Divriği B-Kafa hematit cevheri ile çalışma sahasındaki hematit cevherinin eser element bileşimlerinin karşılaştırıldığı şekil 9.7, manyetit ile elde edilen element desenlerine (Şekil 9.6) büyük benzerlik sunmaktadır. Ancak, çalışılan hematitlerde DB 20 hematit örneğinin karşılaştırılmasında element zenginleşmelerinin 1 değerine daha yakın olması,

bu örneklerdeki tüketilme derecelerinin daha düşük olduğunu gösterir. Divriği DA 20 hematit örneğinin, DB 16 manyetit örneğinden türediği (oksidasyon sonucu manyetitlerin hematite dönüşmesi reaksiyonları ile) yani manyetitin alterasyonu sonucu oluştuğu düşünülmektedir. Böylece manyetit için saptanan anomalilerin tamamı hematit için de geçerli olup yalnızca tüketilme dereceleri düşmektedir. İnceleme alanındaki hematitlerin  $Fe_2O_3$  değerleri, 1 değerine yakın olduğundan Divriği hematit cevherine göre değişim göstermemiştir.

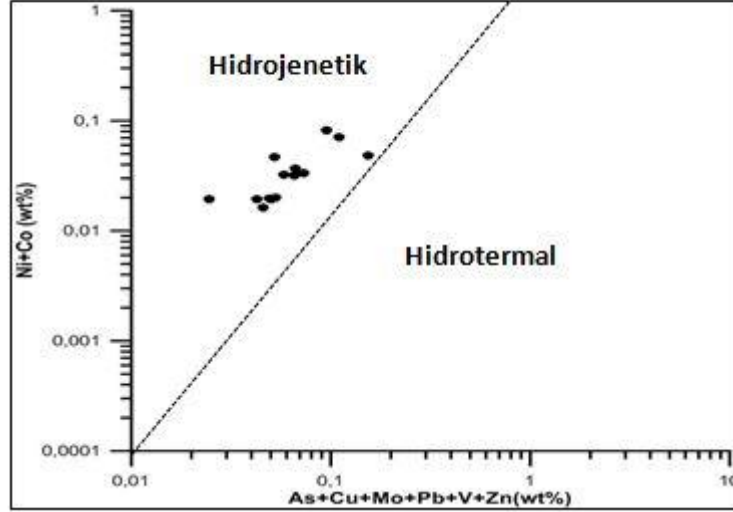


Şekil 9.7 Cevher örneklerine ait eser elementler ile DB 20 hematit örneğine ait eser elementlerinin karşılaştırılması

Co/Ni ve Co/Zn oranları cevherleşmenin kökenini (hidrotermal veya hidrojenetik) belirlemede oldukça kullanışlıdır (Toth 1980, Fernandez ve Moro 1998, Delian 1994, Nayan vd. 1994). Co ile Ni benzer jeokimyasal özelliklere sahip olduklarından Co/Ni oranı sedimanter ortam ve sedimantasyon süreçlerinin ortaya konulmasında, özellikle deniz tabanında sıcak su çökelimlerinin ayırt edilmesinde sıkça kullanılır (Toth 1980). Co/Ni <1 sedimanter kökeni işaret ederken (Fernandez ve Moro 1998), Co/Ni > 1 ise derin denizel ortamı ifade eder (Delian 1994, Nayan vd. 1994). İncelenen hematit örneklerindeki Co/Ni oranı 0.15-0.65 arasında olup 1'den küçüktür. Bu sonuç ise sedimanter kökene işaret etmektedir.

Bir başka ayırtman olan Co/Zn oranı 0.15 ise hidrotermal, 2.5 ise hidrojenetik yatakları ifade eder (Toth 1980). İncelenen cevher örneklerindeki Co/Zn oranı 0.07-1.96 arasındadır.

Bunlarla birlikte şekil 9.8'deki (Ni + Co)'a karşı (As+Cu+Mo+Pb+V+Zn) ayırım diyagramında örnekler hidrojenetik alana düşmektedir.



Şekil 9.8 (Ni + Co) 'a karşı (As + Cu + Mo + Pb + V + Zn) ayırım diyagramı (Nicholson 1992)

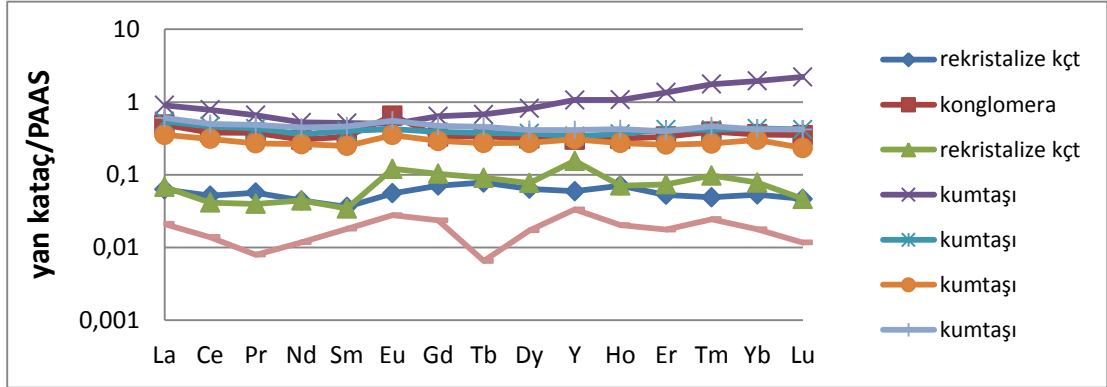
### 9.1.5 Yan kayaçların nadir toprak element bileşimleri

Yan kayaçlara ait nadir toprak element (NTE) analiz sonuçları çizelge 9.1'de verilmiştir. Bu bölümde yan kayaçlar ile kondrit, PAAS (Post-Archean Australian Shale) ve NASC (North American Shale Composite) normalize değerleri (Çizelge 9.3) karşılaştırılarak bu rezervuarlara göre zenginleşme dereceleri incelenmiştir.

Çizelge 9.3 PAAS (Taylor ve McLennan 1985), NASC (Gromet vd. 1984) ve Kondrit (Sun ve McDonough 1989) NTE konsantrasyonları

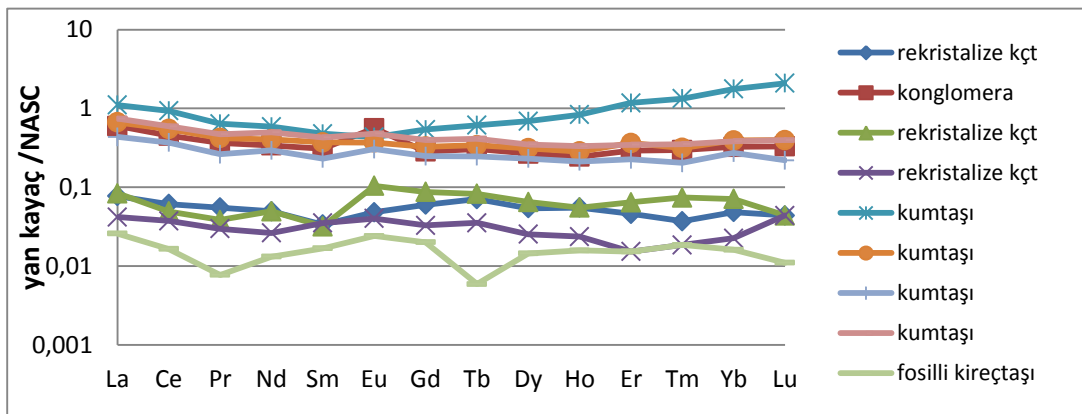
	PAAS	NASC	Kondrit
La	38,2	31,1	0,237
Ce	79,6	67,03	0,612
Pr	8,83	9,1	0,095
Nd	33,9	30,4	0,467
Sm	5,55	5,98	0,153
Eu	1,08	1,25	0,058
Gd	4,66	5,5	0,2055
Tb	0,77	0,85	0,0374
Dy	4,68	5,54	0,254
Y	27	-	1,57
Ho	0,99	1,27	0,0566
Er	2,85	3,275	0,1655
Tm	0,41	0,54	0,0255
Yb	2,82	3,11	0,17
Lu	0,43	0,456	0,0254

Kumtaşı ve konglomeralardaki NTE konsantrasyonları hafif oranda tüketilmiş olsalar da PAAS değerlerine benzerlik gösterirler (Şekil 9.9). Ancak, rekristalize ve fosilli kireçtaşlarına ait NTE değerlerinin PAAS'a göre yaklaşık 10 ile 100 kat arası değişen oranlarda tüketildikleri görülmüştür.



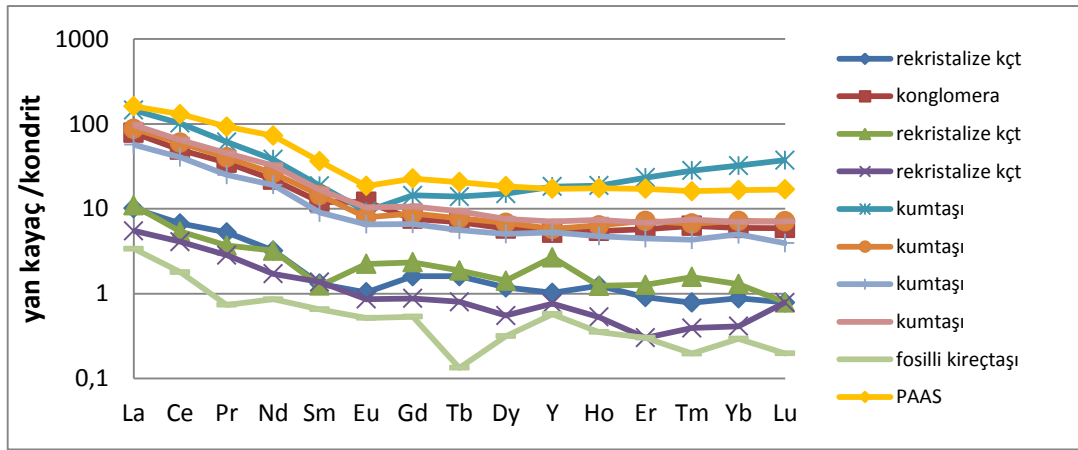
Şekil 9.9 Yan kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerin PAAS'ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Taylor ve McLennan 1985'ten alınmıştır)

NASC değerlerine göre yapılan karşılaştırmada ise (Şekil 9.10), konglomera ve kumtaşı örnekleri 5 kat, kireçtaşı örneklerinin yaklaşık ise 50 kat tüketildikleri görülür. Bununla birlikte konglomera, kumtaşı ve bazı kireçtaşı örneklerinde hafif pozitif Eu anomali tespit edilmiştir.



Şekil 9.10 Yan kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerin NASC'ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Gromet vd. 1984'ten alınmıştır)

Şekil 9.11’de aynı örneklerin NTE içerikleri kondrit değerleri ile karşılaştırılmıştır. Hafif nadir toprak element (HNTE) konsantrasyonları, ağır nadir toprak elementlere (ANTE) göre daha zenginleşmiştir. Aynı diyagramda kondrit değerlerine göre PAAS, konglomera ve kumtaşı değerleri 100 kat, kireçtaşı değerleri 10-100 kat daha yüksektir. Kireçtaşlarında hafif pozitif Y element anomalisi görülmektedir. Kumtaşları ve PAAS değerlerindeki hafif negatif Eu anomalisi, evroppyumun (+2 değerlikli) plajiyoklasların bölümlü kristalleşmesi ile tutulduğunu yansıtmaktadır.



Şekil 9.11 Yan kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerinin kondrit değerleriyle karşılaştırılması (normalize değerler Sun ve McDonough 1989’dan alınmıştır)

### 9.1.6 Cevherli kayaçlara ait nadir toprak element analizleri

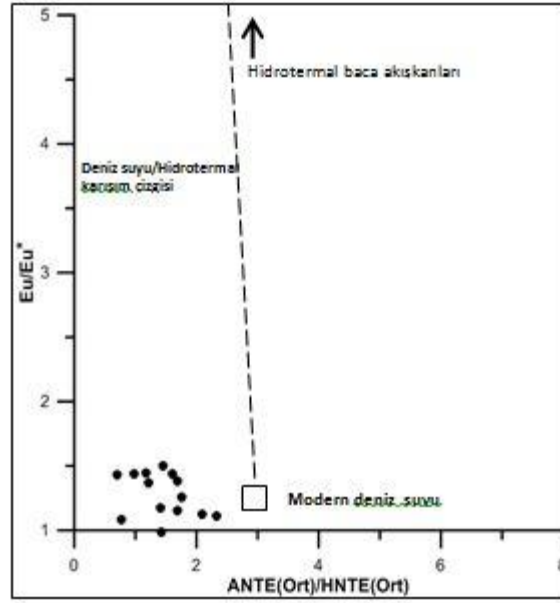
Cevherli kayaçlara ait nadir toprak element sonuçları çizelge 9.2’de verilmiştir. NTE desenleri maden yatakları jeokimyasında; okyanus tabanlarındaki hidrotermal faaliyetleri (Derry ve Jacobsen 1990, Danielson vd. 1992, Gao ve Wedepohl 1995, Bau ve Dulski 1999), deniz sularının kimyasal stratifikasyonunu (German vd. 1991, Möller ve Bau 1993, Schijf vd. 1994, Kuhn vd. 1998), oksitleyici karakterdeki atmosferin etkisini (Fryer 1977, Towe 1991) ve ayrıca geç kimyasal günlenme ile diyajenetik etkileri yansıtır.

Demir oksit-hidroksitlerdeki NTE’ler ve özellikle Eu bolluğu, yüksek sıcaklıklı hidrotermal akışkanların ve deniz suyunun etkilerinin doğrudan belirlenmesinde önemli yer tutar. Düşük sıcaklıklarda Eu,  $Eu^{+3}$  halindedir, ancak indirgeyici çözeltiler içeren

okyanusal hidrotermal bacalar (>250 °C) gibi sıcak alanlarda  $Eu^{+2}$  halinde bulunur (Sverjensky 1984). Modern deniz şeyllerinde Eu zenginleşmesi ile ilgili hiçbir veri olmasa da (Elderfield ve Greaves 1982), okyanus ortası sırtlarında akışkan çıkışları, gaz bacaları ve kimyasal çökellerle yakından ilişkili Eu zenginleşmelerine yönelik Eu anomalileri;  $Eu/Eu^* = 6.3-19.7$  (Michard ve Albare`de 1986) ve oldukça yüksek  $Eu/Eu^* = 72.9$  (Derry ve Jacobsen 1990, Edmonds ve German 2004) değerlerindedir ( $Eu^* = Eu$  PAAS değerleridir).

Orta Atlantik Sırtı (MAR) ve Doğu Pasifik Yükselimi'ndeki (EPR) hidrotermal çözeltiler HNTE'ce zengin desenler ile güçlü pozitif Eu anomalileri ile karakterize edilir (Michard vd. 1983, Michard ve Albarede 1986, Bau ve Dulski 1999, Douville vd. 1999). Buna karşın deniz suyu ANTE'ce zengin desenlerle birlikte negatif Ce anomlisi göstermektedir (Elderfield ve Greaves 1982, Bau vd. 1996, Alibo ve Nozaki 1999).

Şekil 9.12'de ANTE değerleri PAAS değerleriyle normalize edilmiş Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb ve Lu elementlerinin ortalamalarını, HNTE değerleri ise PAAS değerleriyle normalize edilmiş La, Pr, Nd ve Sm elementlerinin ortalamalarıdır. Karışım çizgisi farklı derecelerdeki hidrotermal ve denizel çözelti girişlerini gösteren kuramsal bir hattır. Bu diyagram okyanus suyu ve hidrotermal akışkanların arasındaki karışım derecesini belirlemek için kullanılmaktadır (Hren vd. 2006). İnceleme alanındaki hematit örneklerinin PAAS'a göre normalize edilmiş ANTE (Ort)/HNTE (Ort) değerleri 0.6-2.08,  $Eu/Eu^*$  değerleri ise 0.98-1.44 arasındadır. Bu değerler modern deniz suyu ile hidrotermal baca akışkanları arasındaki bölgede yani deniz suyu/hidrotermal karışım çizgisi üzerinde olmadığı için, cevherleşmenin hidrotermal bir ortamda oluşmadığı görülür.



Şekil 9.12 PAAS değerleriyle normalize edilmiş ANTE (Ort)/HNTE (Ort) değerlerinin Eu/Eu\* oranı ile karşılaştırılması diyagramı (Hren vd. 2006)

Yeryüzünde biyolojik olmayan Ce oksidasyonu, oldukça düşük orandadır. Ancak, demir oksit-hidroksitlerin yüzeyleri, oksit çökelmelerinin olduğu düşük pH (< 5) koşullarında oksitlenerek çözünmemiş  $Ce^{+3}$ 'ü çözünürlüğü daha düşük olan  $Ce^{+4}$  fazına yükseltmektedir (Bau 1994, 1999). Bunun sonucunda, Ce çökmesi ve demir oksit-hidroksitlerde pozitif Ce anomalileri görülür. Eğer hematitteki seryumun kaynağı yerel sideritik demirtaşları (BIF: Bantlı Demir Formasyonları), ultramafik ve felsik volkanik kayalar, demirli çözeltiler ve NTE'lerce zengin kayaçların oksidasyon kalıntıları ise bunlara özgü bazı hematitlerde pozitif Ce anomalileri görmek mümkündür. Hematitteki bu tür Ce zenginleşmeleri götitler ve stratigrafik olarak ilişkili birimlerle de alakalıdır. Ce zenginleşmeleri birincil hematit çökelimleri, bunu takiben yüzeyde oluşan hematite katılımlar,  $Ce^{+3}$ 'ün  $Ce^{+4}$ 'e oksitlenmesi ve ayrıca seryumun oksit çökeltilerle birlikte bulunması nedeyleleriyle ortaya çıkmaktadır (Bau 1999). Götitlerde negatif Ce anomalileri demirce zengin çözeltilerin diğer NTE'lere göre seryumca tüketilmesi sonucunda, hematitlerde önceden oluşmuş oksitleyici Ce yıkanmalarıyla oluşan oksit çökelimlerinden kaynaklanabilir. Sonuç olarak; yüksek pH'daki Ce'ca tüketilmiş çözeltilerden çökelen demir oksitlerde, negatif Ce anomalisi ve düşük pH'da çökelen tüm oksitlerde yaygın NTE zenginleşmesinin görülmesi beklenir (Koeppenkastrop ve De Carlo 1992, Bau vd. 1998, Bau 1999). Hren vd. (2006) Barberton bantlı demir

tabakalarındaki (BIF: Bantlı Demir Formasyonları) hematit ve götitlerdeki NTE içeriklerini PAAS'ye göre normalize etmiştir. Hematit ve götitler için hafif pozitif Eu anomalisi saptanmıştır. Aynı zamanda hematitler için ortalama  $Eu/Eu^*$  değerinin 1.7 ve götitler için ise ortalama  $Eu/Eu^*$  değerinin 1.6 olduğu bu çalışma ile ortaya konmuştur. Aynı araştırmacılar birkaç hematit örneğinde pozitif Ce anomalisi ( $Ce/Ce^* = 1.3-3.4$ ) ve bazı götitlerde negatif Ce anomalisi ( $Ce/Ce^* = 0.2-0.5$ ) belirlemişlerdir. Akdağ demir yatağı hematit cevherlerinde ise  $Eu/Eu^*$  oranı ortalama 1.63, ortalama La/Yb oranı 1 ve  $Ce/Ce^*$  oranı ise 0.75-1.06 arasındadır. Ortalama ANTE değeri 0.15 ve ortalama HNTE değeri 1.25'tir. La/Ce oranları 0.5-1, Y/Ho oranları 10-36 arasında değişmektedir.

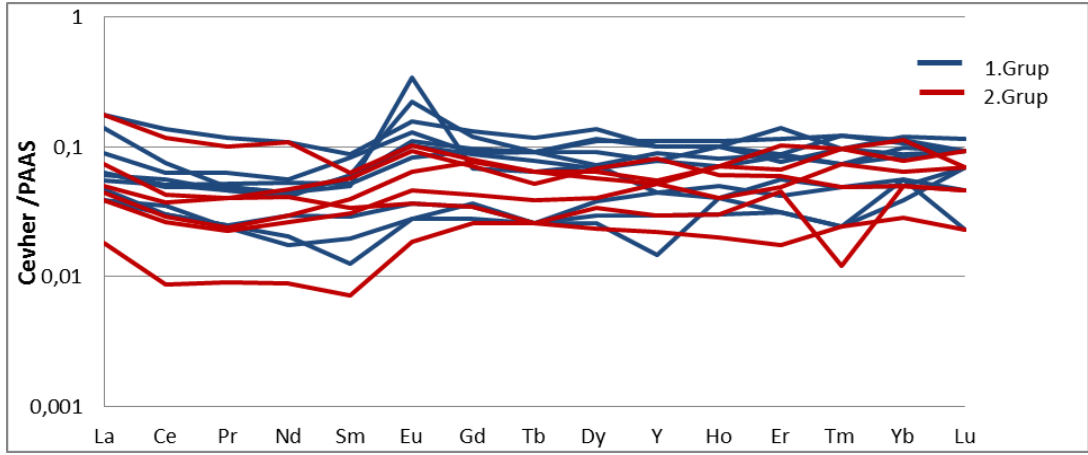
$SiO_2-Al_2O_3$  diyagramı da göz önüne alındığında, çalışma sahasındaki hematit cevherlerindeki düşük La/Ce ve yüksek Y/Ho oranları ve HNTE'ce zengin desenlerle birlikte hafif negatif Eu anomalisi, Hren vd. (2006)'da da ifade edildiği gibi hidrojenetik bir kökene işaret etmektedir.

Analiz edilen cevherli kayaç örneklerine ait nadir toprak elementleri PAAS (Post-Archean Australian Shale; Taylor ve McLennan 1985) (Şekil 9.13) ve NASC (North American Shale Composite; Gromet vd. 1984) (Şekil 9.14) ile normalize edildiklerinde oldukça benzer element desenleri ortaya çıkmıştır. Her iki standart ile (PAAS ve NASC) yapılan karşılaştırmada, cevherlerin NTE konsantrasyonlarının genel olarak düz bir desen sergiledikleri görülmüştür. NTE'lerin esas olarak killerin yapısında tutulduğu göz önüne alındığında, Akdağ demir cevherlerinin denizel killeri temsil eden bu standartlara göre yaklaşık 10-100 kat arasında tüketilmiş olmaları beklenen bir sonuçtur. Hafif negatif Sm ve yüksek sayılabilecek pozitif Eu anomalilerinin de oldukça belirgin olduğu söylenebilir. Genellikle, bu grafiklerde düşük-Fe içerikli cevher örnekleri (mavi) yüksek-Fe içeren örneklere (kırmızı) göre daha yüksek zenginleşme derecesi gösterirler.

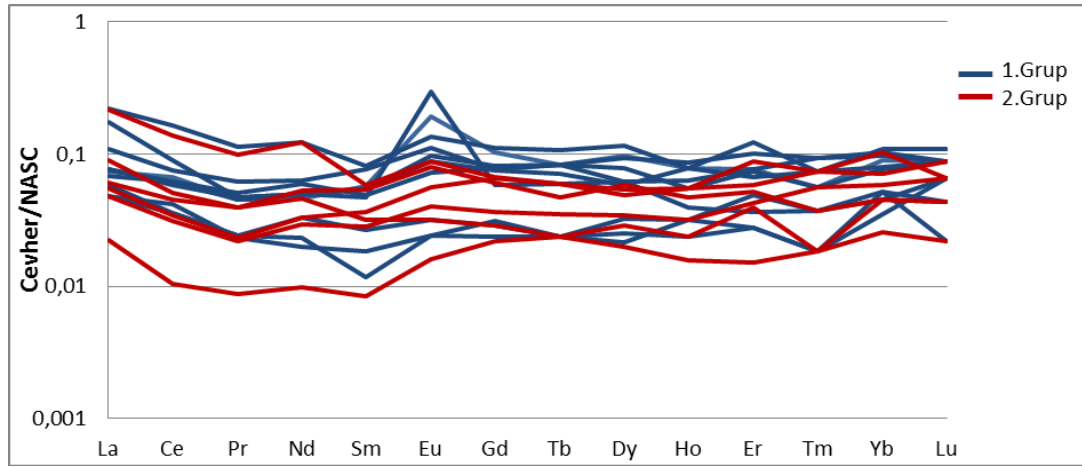
Bazı demir oksit örneklerinde  $\pm$  Ce anomalilerinin bulunması; çört, ultramafik seviyeler ve felsik volkanik kayaçlarla stratigrafik ilişkili ilksel çökelme sırasında demir ve NTE içeren çözeltilerin mobilizasyonu ve oksidasyonunu ön plana çıkarır. Hren vd. (2006), NTE'lerce zengin çözeltilerin, demir oksitlerin yüzeylerindeki oksitleyici Ce yıkanmalarından ve ana kaya seviyelerinin yerel kimyasal günlemesinden



kaynaklandığını öne sürmüşlerdir. Ancak Akdağ demir yatağına özgü analiz edilen cevherli kayaçlara ait NTE'lerin PAAS ile karşılaştırıldığı diyagrama bakıldığında Ce negatif anomalileri ya çok hafif ya da hiç görülmemektedir. Bu durum cevherin çökeltim ortamı konusunda herhangi bir bilgi sunmamaktadır. Cevherleşme sonrası ortaya çıkan ikincil olayların ve bunlarla ilişkili çözeltilerin beklenen seryum anomalisini maskeleymesi de göz ardı edilemeyecek başka bir olası durumdur.



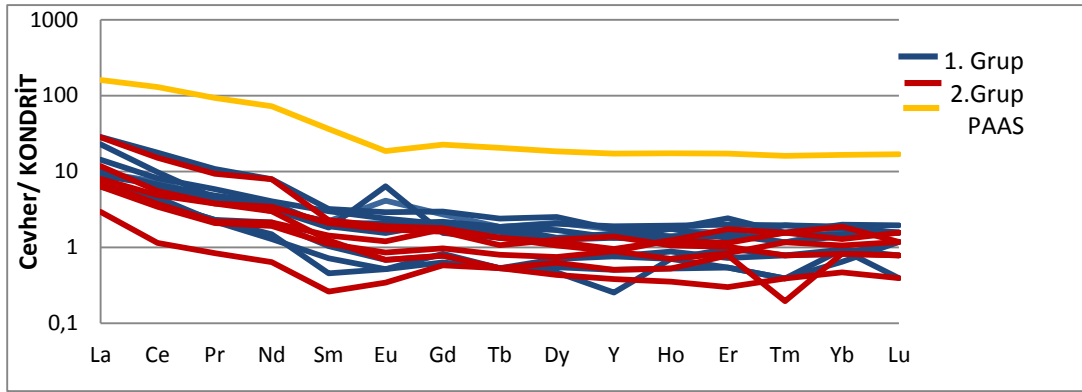
Şekil 9.13 Cevherli kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerin PAAS'ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Taylor ve McLennan 1985'ten alınmıştır)



Şekil 9.14 Cevherli kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerin NASC'ye göre karşılaştırılması (normalize değerler Gromet vd. 1984'ten alınmıştır)

Cevher örneklerinin NTE konsantrasyonları kondrit (Sun ve McDonough 1989) ile karşılaştırıldıklarında hafif NTE'lerin ağır NTE'lere göre takriben 10-120 kat daha

zengin oldukları görülür (Şekil 9.15). Ağır NTE'ler kondrit değerlerine yakın değerler sergilerler (desenler çoğunlukla >1 şeklindedir). Düşük-Fe içerikli cevher örnekleri (mavi) yüksek-Fe içeren örneklere (kırmızı) göre çoğunlukla daha yüksek zenginleşme derecesi gösterir, bununla birlikte aynı grafikte PAAS değerlerinin bu örneklerden yaklaşık 10 kat zenginleşmiş olması dikkat çekicidir. Ayrıca hafif olmakla birlikte pozitif Nd ve negatif Sm ve Eu anomalileri görülmüştür.

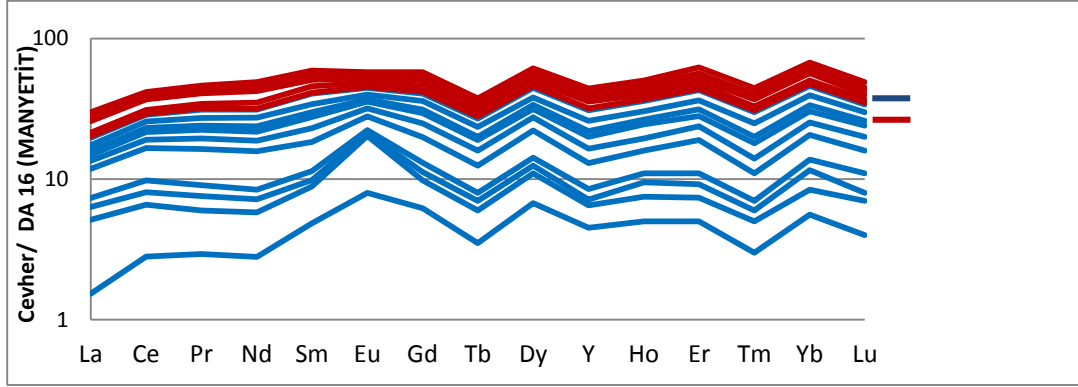


Şekil 9.15 Cevherli kayaç örneklerine ait nadir toprak elementlerin kondrit değerleriyle karşılaştırılması (normalize değerler Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır)

Ünlü ve Stendal (1989) Akdağ demir yatağına özgü cevher örneklerinde Nötron Aktivasyon Analizi ile yaptığı NTE analizlerinin kondritlere göre normalize edilmiş (karşılaştırılmış) diyagramlarında önemli negatif Ce ve Eu anomalileri saptamışlardır. Bu durum denizel sedimanter yatakların en belirleyici özelliğidir (Robertson ve Boyle 1984). İncelenen Akdağ demir cevherleri NTE konsantrasyonlarının kondrit ile karşılaştırıldığı şekil 9.14'te belirgin negatif Ce ve Eu anomalilerinin olmaması, Nötron Aktivasyon Analiz sonuçlarının ICP-MS ve ICP-AES analizlerine göre NTE analizleri için daha hassas sonuçlar verdiği şeklinde açıklanabilir.

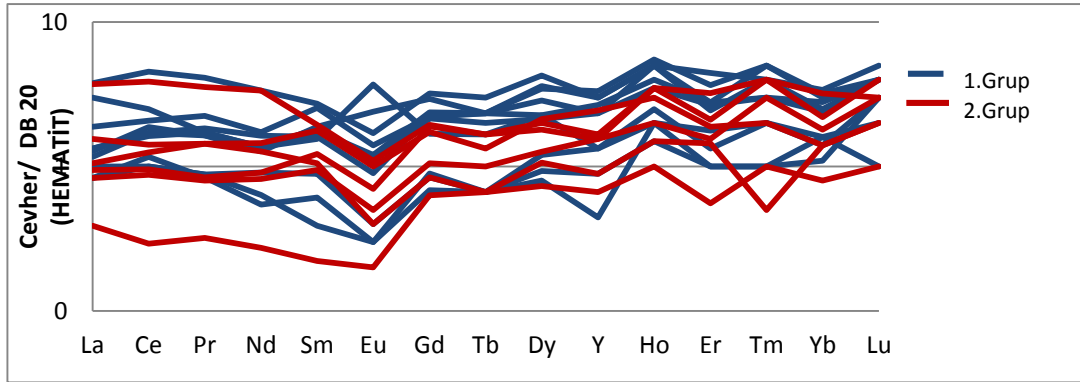
Hematit cevherlerinin NTE içerikleri, cevherin kaynak kayacı olduğu düşünülen manyetite (DA 16) göre yaklaşık 100 kat zenginleşmiş, özellikle Yb değeri 700 kat artarak pozitif bir anomali göstermiştir (Şekil 9.16). Zenginleşme derecesi ağır NTE'lerde daha fazladır. 2. grup yüksek- Fe içeren cevher örnekleri, 1. grup düşük-Fe içeren cevherlere göre NTE'lerce daha zenginleşmiştir. Tüm örneklerde manyetite göre

element zenginleşme/tüketilme desenleri benzerdir. Örneğin, negatif Tb, Y ve Nd anomalileri ile pozitif Dy, Er ve Yb anomalileri tüm cevher örneklerinde görülmektedir.



Şekil 9.16 Cevherli kaya örneklerine ait NTE'lerin DA 16 manyetit örneğine göre karşılaştırılması

Hematit cevherlerinin NTE içerikleri aynı kökenden olduğu düşünülen hematite (DB 20) göre (Şekil 9.17) yaklaşık 7 kat zenginleşme göstermiştir. 1. grup hematit cevherleri, 2. gruba göre NTE'lerce daha zenginleşmiştir. Negatif Eu ve Er anomalileri, pozitif Dy, Ho ve Tm anomalileri söz konusudur.



Şekil 9.17 Cevherli kaya örneklerine ait NTE'lerin DB 20 hematit örneğine göre karşılaştırılması

## 10. DURAYLI İZOTOP ÇALIŞMALARI

Bu bölümde ilk olarak duraylı izotoplara yönelik bazı temel prensipler tanıtılacak, daha sonra da inceleme alanındaki karbonat yan kayaçlarından toplanan kalsit ve dolomit örneklerine ait oksijen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) ve karbon ( $\delta^{13}\text{C}$ ) izotop bileşimleri çeşitli iyon bolluklarına göre karşılaştırılıp, bu kayaçların çökeldikleri ortamının izotopik özellikleri tartışılacaktır.

### 10.1 Temel Kavramlar

Bir elementin nötron sayısı farklı, elektron ve proton sayıları aynı olan atomlarına izotop adı verilir. Bu nedenle izotopların atomik kütleleri birbirinden farklıdır. Aynı elemente ait izotopların kimyasal davranışlarının çok az değişmesi sebebiyle, izotoplar arasındaki kütle farkı da oldukça küçük sapmalara neden olmaktadır. Duraylı izotop konsantrasyonları; sıcaklık, su-kayaç etkileşimi, buhar ayrımı, seyrelme veya karışım gibi faktörlere bağlı olarak değişmektedir. Gaz, su ve kaya gibi sistemlerdeki izotop değişimleri ortamda gelişen doğal süreçler sonucu ortaya çıkmaktadır.

**İzotop oranı ( R ):** Bir elementin herhangi bir izotopu ile aynı elementin en bol bulunan izotopları arasındaki sayısal orandır. Örnek olarak döteryum (D) alınırsa:

$$R_{(D)} = {}^2\text{H}/{}^1\text{H}$$

İzotop oranları ve farklı kütleli izotopların bollukları kütle spektrometresi ile ölçülür. Analiz sırasında ortaya çıkan çeşitli kimyasal, fiziksel ve elektronik süreçler nedeniyle, bu oran kesin şekilde ölçülememekte, ancak aynı kütle oranına sahip bir standart ile karşılaştırılmaktadır. Böylece bir örnekteki kütle oranı,  $R_{\text{Örnek}}$  (örneğin  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , D/H veya  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  gibi) tam olarak bilinmese de referans olarak alınan bir maddedeki ( $R_{\text{Standart}}$ ) aynı kütle oranı ile doğru bir şekilde karşılaştırılabilmektedir. İzotop konsantrasyonları ‰ cinsinden  $\delta$  işareti ile gösterilir.

$$\delta = 10^3 \times \frac{R_{\text{Örnek}} - R_{\text{Standart}}}{R_{\text{Standart}}}$$

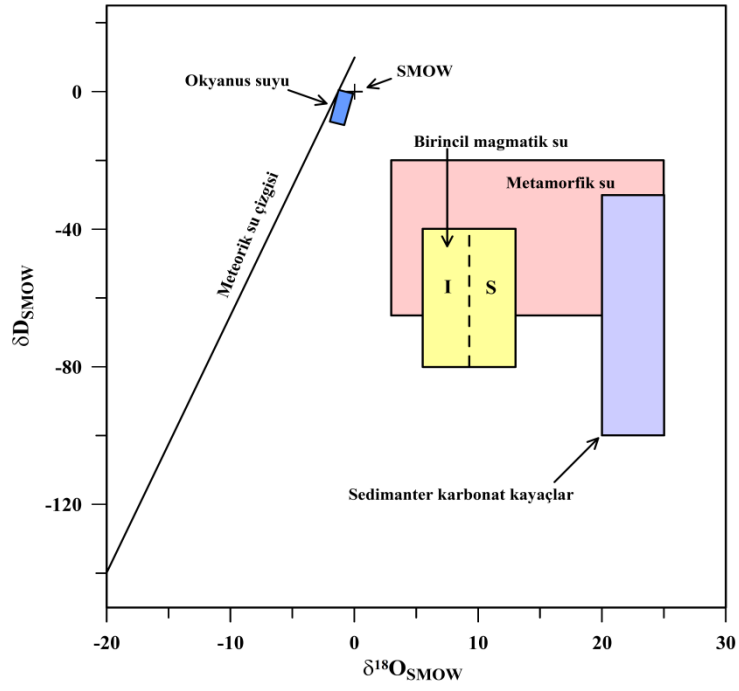
Aynı denklem oksijen için yazılırsa;

$$\delta^{18}\text{O} = \left[ \frac{(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}})_{\text{örnek}} - (\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}})_{\text{SMOW}}}{(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}})_{\text{SMOW}}} \right] \times 10^3$$

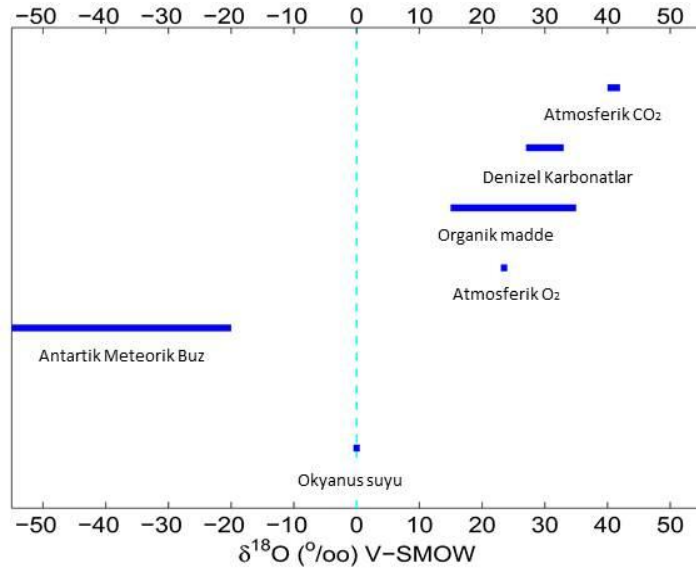
Burada  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  değerleri için, ortalama deniz suyu anlamına gelen SMOW (Standard Mean Ocean Water) standart olarak kullanılmaktadır. Hidrolojik döngünün giriş ve çıkış noktalarını en iyi şekilde temsil etmesinden dolayı, okyanus suyu standart olarak seçilmiştir. SMOW için  $\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰}$  ve  $\delta\text{D} = 0 \text{ ‰}$  olarak alınır.

Oksijen ve hidrojenin yanı sıra, jeokimyasal çalışmalarda sık kullanılan elementlerden olan karbonun üç izotopu vardır. Bunlardan  $^{12}\text{C}$  ve  $^{13}\text{C}$  izotopları duraylı,  $^{14}\text{C}$  izotopu ise radyoaktiftir. Karbon izotop değerleri  $\delta^{13}\text{C}$  olarak gösterilir. Karbon izotop analizleri çoğunlukla karbonat mineralleri, inorganik karbon çökelleri veya  $\text{CO}_2$  gazı için yapılmaktadır. Analiz izotop verisi üretilecek mineralden yakma suretiyle elde edilen  $\text{CO}_2$  gazından kütle spektrometresi yardımıyla  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ve  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  oranlarının ölçülmesine dayanmaktadır. Karbon için öngörülen standart, Kuzey Carolina PeeDee Formasyonunda görülen belemnit fosilinin (PDB) karbon izotop bileşimidir. Bu standarta özgü orijinal malzeme günümüzde mevcut değildir. Yeni karbonat referansı ise NBS-19'dir.  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 1.03091 \delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} + 30.91$  denklemi kullanılarak  $\delta^{18}\text{O}$  (VPDB; Viyana PDB) değeri  $\delta^{18}\text{O}$  (VSMOW; Viyana SMOW) değerine dönüştürülür (Coplen vd. 1983).

Oksijen, hidrojen, kükürt ve karbon gibi elementler farklı jeokimyasal süreçler altında farklı izotop oranları sergilerler. İzotoplara ait farklı oransal davranışlar, cevheri oluşturan akışkanların kökeni ve sıcaklığının belirlenmesinde, yan kayaçlar ile hangi oranda etkileşimde oldukları konusunda oldukça faydalı bilgiler sağlar (Bowman 1998). Magmatik, metamorfik ve meteorik akışkanlara ait  $\delta^{18}\text{O}$  -  $\delta\text{D}$  oranları şekil 10.1'de görüldüğü gibi birbirinden oldukça farklı değerlere sahiptir (Taylor 1974, Sheppard 1981). Şekil 10.2 ve şekil 10.3'de ise farklı jeolojik rezervuarlara ait  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri gösterilmiştir. Denizel karbonat kayaçlarına ait  $\delta^{13}\text{C}$  değeri -3 ila +3‰ (PDB) arasında iken, mantosal  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri ise hafifçe tüketilmiş olup -5 ila -10‰ arasındadır (Hoefs 1987).



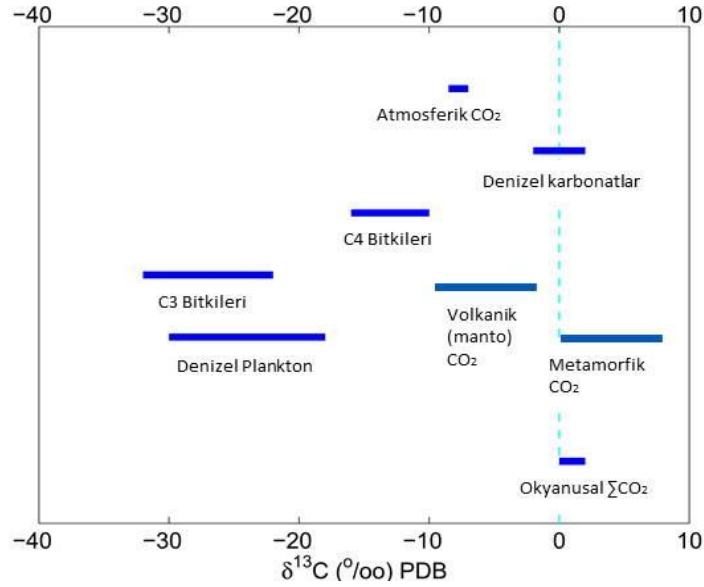
Şekil 10.1 Farklı su tipleri için  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  oranları (I: I tipi granit, S: S tipi granit) (Craig 1961, Taylor 1974, Sheppard 1981)



Şekil 10.2 Bazı jeolojik rezervuarlara ait  $\delta^{13}\text{C}$  oranları (Zeebe ve Wolf-Gladrow, 2001)

Magmatik ve denizel karbonatlara ait karbon izotop değerleri organik madde içeren sedimanter kayalara göre önemli ölçüde zenginleşmiştir. Buna karşın ağır karbon izotopu bakımından oldukça tüketilmiş olan organik maddece zengin kayaların  $\delta^{13}\text{C}$

oranları -18 ila -38 ‰ arasında seyrederek (Hoefs 1987). Denizel karbonatlara ait  $\delta^{18}\text{O}$  oranları +25 ile +30 ‰ arasında olup ağır oksijen izotopu bakımından zengindir (Şekil 10.3).



Şekil 10.3 Bazı jeolojik rezervuarlara ait  $\delta^{18}\text{O}$  oranları (Zeebe ve Wolf-Gladrow, 2001)

## 10.2 Karbonatlarda Oksijen ve Karbon İzotop Analizleri

İnceleme alanında bulunan Munzur kireçtaşlarına ait 7 adet dolomit ve Bozbel formasyonuna ait 8 adet kalsit örneğine ait duraylı izotop sonuçları çizelge 10.1'de verilmiştir.

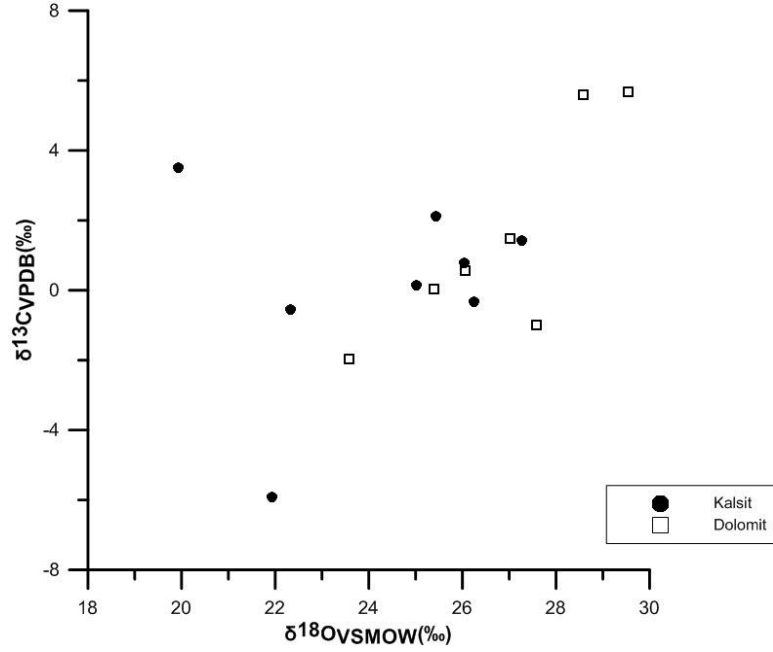
Çizelge 10.1 Karbonatlara ait oksijen (VSMOW) ve karbon (VPDB) izotop sonuçları (‰)

Örnek No	Kayaç Bileşimi	$\delta^{13}\text{C}$	Std sapma	$\delta^{18}\text{O}$	Std sapma
1	Kalsit	-5,91	0,02	21,94	0,01
7	Kalsit	1,42	0,01	27,27	0,04
10	Kalsit	2,11	0,03	25,45	0,02
34	Kalsit	0,14	0,03	25,02	0,04
38	Kalsit	3,52	0,03	19,93	0,08
52	Kalsit	-0,32	0,02	26,25	0,04
53	Kalsit	0,78	0,04	26,05	0,01
54	Kalsit	-0,54	0,03	22,33	0,01
9	Dolomit	0,56	0,01	26,06	0,01
11	Dolomit	1,49	0,02	27,02	0,07
22	Dolomit	-1,97	0,02	23,58	0,05
33	Dolomit	-1,01	0,03	27,58	0,03
36	Dolomit	0,03	0,02	25,39	0,01
39	Dolomit	5,68	0,01	29,55	0,03
40	Dolomit	5,58	0,03	28,59	0,01

$\delta^{13}\text{C}$  izotop sonuçları, kalsitler için -5.91 ile +3.52 ‰, dolomitler için -1.97 ile +5.68 ‰ arasındadır. Bu değerler Hoefs (1987) ve Clark ve Fritz (1997) tarafından -3 ile +3 ‰ şeklinde belirlenen denizel kireçtaşı izotop oranlarına yakın olduğundan, kalsit ve dolomitteki karbonun denizel kökenli olduğu sonucuna varılmıştır. Dolomitlere ait  $\delta^{13}\text{C}$  değeri, iki örnek (39 ve 40 numaralı örnekler) haricinde, kalsitlerin karbon izotop değerlerinin sınırları içerisinde yer almaktadır (Şekil 10.4).

$\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri ise kalsitler için 38 numaralı örnek haricinde (19.93 ‰) +21.94 - +27.27 ‰, dolomitler için 22 numaralı örnek dışında (23.58 ‰), +25.39 - +29.55 ‰ arasındadır. Dolomitlerin  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri karbon izotoplarında olduğu gibi, kalsite göre yüksek ve izotopik olarak daha ağırdır. Rosen vd. (1988) oksijen değerlerinin tamamen evaporasyonla kontrol edildiğini, dolomitlerin kalsitlere göre daha evaporitik ve karasal sulardan uzak bir izotopik bileşim gösterdiğini belirtmişlerdir.





Şekil 10.4 Kalsit ve dolomit örnekleri için  $\delta^{18}\text{O}$  -  $\delta^{13}\text{C}$  diyagramı

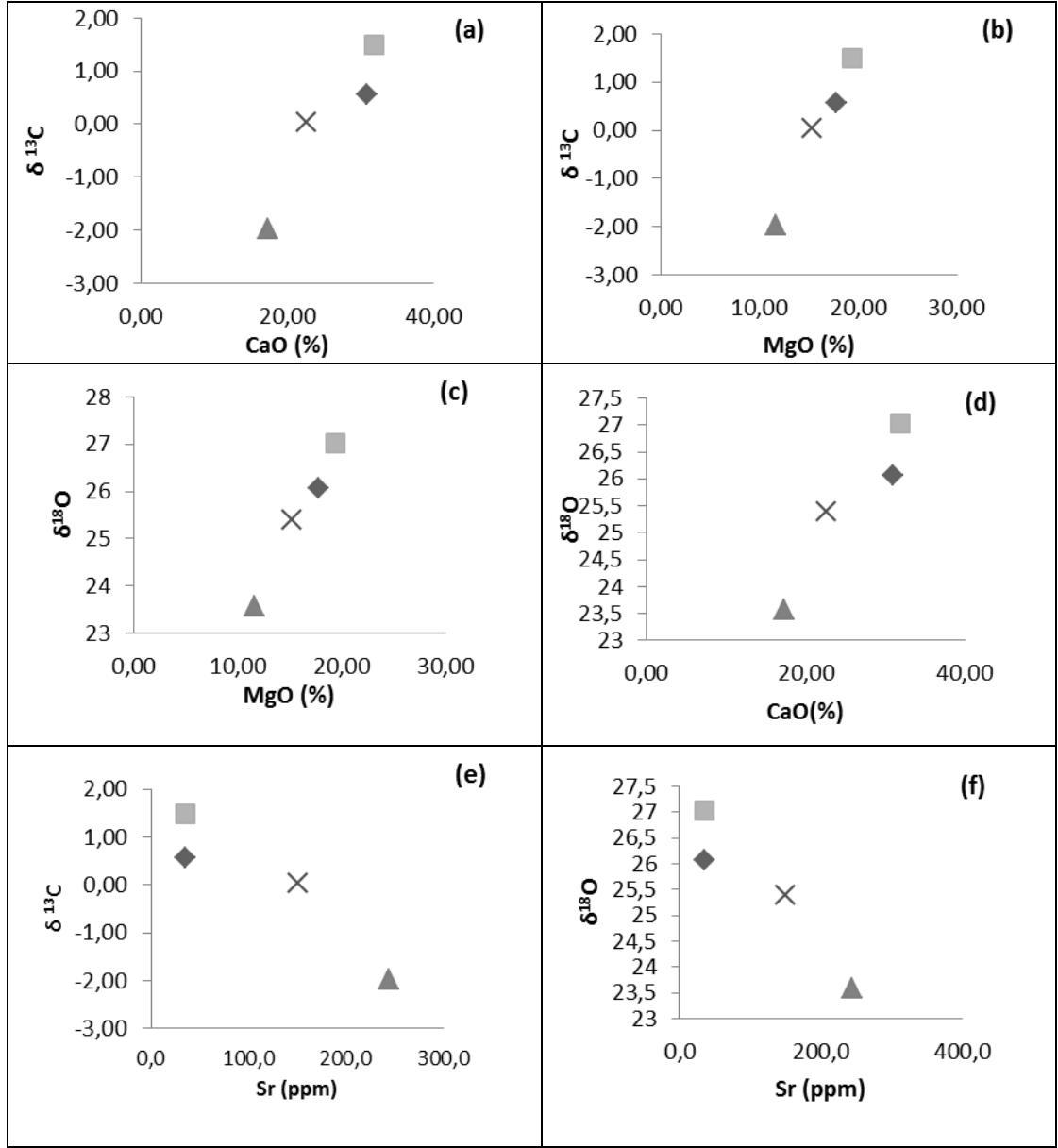
Dolomitler genellikle denizel diyajenezin erken safhalarında oluşurlar, deniz suyunun baskın olduğu akışkanlardan çökelirler ve bu nedenle depolanma sonrasındaki süreç boyunca ilksel deniz suyuna ait izotop işaretlerini taşırlar. Ancak, dolomitler diyajenez ve gömülmeye bağlı olarak, kalsitlerin dolomitleşmesi sırasında havza içi akışkanlar ve/veya meteorik akışkanlar tarafından alterasyona uğratılmalarının yanı sıra, metamorfik akışkanlarla izotopik olarak yer değiştirmiş de olabilirler. Diyajenezle oluşan dolomitler, ilksel karbonatlara ait karbon izotop bileşimini ve bazı örneklerde olduğu gibi stronsiyum izotop bileşimlerini (örneğin, Azmy vd. 2001) yapılarında tutmaktadırlar. Bu özellik, çökeldiği dolomitlerle aynı yaşta olan deniz suyu hakkında da önemli bilgiler sağlamaktadır (Melezhik vd. 2005).

$\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerine karşı çizilen MgO ve CaO diyagramlarında (Şekil 10.5: a)  $\delta^{13}\text{C}$ -CaO, b)  $\delta^{13}\text{C}$ -MgO, c)  $\delta^{18}\text{O}$ -CaO ve d)  $\delta^{18}\text{O}$ -MgO) kimyasal analiz verisi mevcut olan dolomit örnekleri için  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  oranlarının artmasıyla, MgO ve CaO konsantrasyonlarının da arttığı görülmüştür. Konsantrasyon artışıyla ağır oksijen ( $^{18}\text{O}$ ) ve karbon ( $^{13}\text{C}$ ) izotoplarının zenginleşmesi, evaporasyon ve/veya diyajenezle açıklanabilir.

$\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerine karşı çizilmiş Sr konsantrasyonu diyagramlarında ise (şekil 10.5: e)  $\delta^{13}\text{C}$ -Sr ve f)  $\delta^{18}\text{O}$ -Sr dolomitlerdeki Sr konsantrasyonu arttıkça  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin azaldığı, bir başka deyişle  $^{18}\text{O}$  ve  $^{13}\text{C}$  izotop değerlerinin tüketildiği saptanmıştır. Melezhik vd. (2005) bu durumu, metamorfik akışkanların diyajenez yoluyla dolomitler üzerinde izotopik ve kimyasal değişimlere neden olduğu biçiminde açıklamışlardır. Burada inceleme alanındaki dolomitlerin, olasılıkla Sr konsantrasyonu farklı bir akışkan tarafından alterasyona uğratıldığı söylenebilir. Bu alışmada Sr izotop verisi bulunmadığından söz konusu akışkanın metamorfik veya magmatik kökenli olduğuna yönelik bir şey söylemek olanaksızdır.

Dolomitler için Sr dağılım katsayısı ( $D^{\text{Sr}}$ ), kalsitlerdeki Sr elementinin yer değiştirme derecesine bağlıdır (Behrens ve Land 1972). Bununla birlikte, birbirini takip eden rekristalizasyon süreçleri kimyasal saflaşma ile birlikte Sr içeriğinin azalmasına da sebep olmaktadır (Land 1980).

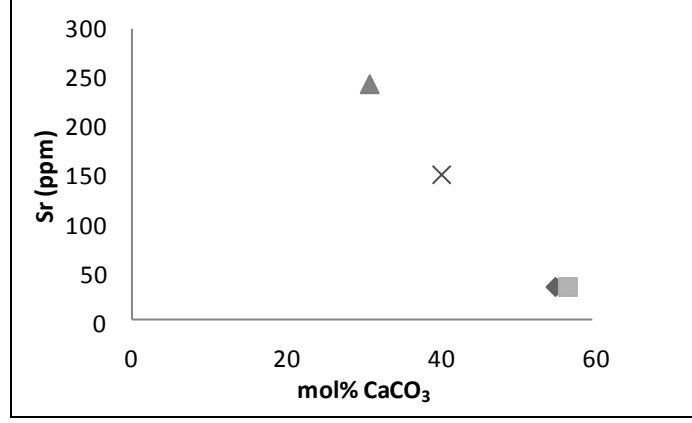
Vahrenkamp ve Swart (1990) denizel ortamda oluşan dolomitlerdeki Sr'un dağılım katsayısını belirlemişler ve böylece  $D^{\text{Sr}}$  ile % mol  $\text{CaCO}_3$  olarak ifade edilen dolomit stokiyometrisi arasındaki ilişkiyi formlleştirmişlerdir. şekil 10.6'da çalışma bölgesindeki dolomitlerdeki sınırlı sayıda örnek olmasına karşın, bu ilişki irdelenmiştir.



Şekil 10.5 Dolomit örneklerine ait duraylı izotop bileşimleri ve çeşitli element konsantrasyonları arasındaki ilişkiler (◆ 9, ■ 11, ▲ 22 ve × 36 numaralı örnekler)

% mol  $CaCO_3$  artışıyla Sr konsantrasyonunun azalması, dolomitlerin çökelme sonrasında farklı Sr içerikli akışkanlar tarafından alterasyona uğratıldığını belirgin bir biçimde açıklamaktadır. İdeal 1 mol dolomit içerisinde 1 mol  $CaCO_3$  % 54 ve 1 mol  $MgCO_3$  ise % 46 oranında bulunur. Şekil 10.6'da noktaların dağılımına bakıldığında tüm örneklerin ideal bileşimden uzaklaştığı görülür. Dolomitlerin ilksel bileşimlerini kaybetmeleri, Sr konsantrasyonu bakımından fakir ancak  $\delta^{18}O$ 'ca zengin bir kaynaktan etkilenerek altere

olduklarını göstermektedir. Ancak, dolomitlerdeki Mg konsantrasyonu artışına karşılık gelen Ca konsantrasyonu azalmasının ve bununla ilişkili Sr eksilmesinin göz ardı edilmemesi de unutulmamalıdır.



Şekil 10.6 Dolomit örneklerine ait mol % CaCO<sub>3</sub> 'a karşı Sr konsantrasyonu (◆ 9, ■ 11, ▲ 22 ve × 36 numaralı örnekler)

## 11. TARTIŞMA

Bu bölümde Akdağ demir yatağı hakkında yapılan tüm çalışmalara ait tartışmalar ve yorumlamalar bir bütün halinde ele alınıp, bölgede çalışan diğer araştırmacıların bulgu ve verileri ile karşılaştırılarak değerlendirilecektir.

Akdağ demir yatağı yöredeki demir yataklarının tektono-stratigrafik diziliminde ayrı bir yer tuttuğu için önemlidir. Önceki çalışmalarda bu yatağın tektono-stratigrafik konumuna yönelik farklı görüşler ileri sürülmüştür.

Yıldızeli (1978) tarafından ileri sürülen görüşe göre; Akdağ demir yatağı cevherleşmesinin oluşum ortamı, hidrotermal metazomatik bir yatak şeklindedir. Cevher, Mesozoyik yaşlı Munzur kireçtaşı ile Eosen yaşlı kireçtaşı diskordasına yerleşmiştir. Eosen kireçtaşları cevherleşme sonrasında tektonizmadan büyük ölçüde etkilenerek breşik bir yapı kazanmıştır. Yatağın cevherleşme yaşı Eosen sonlarıdır.

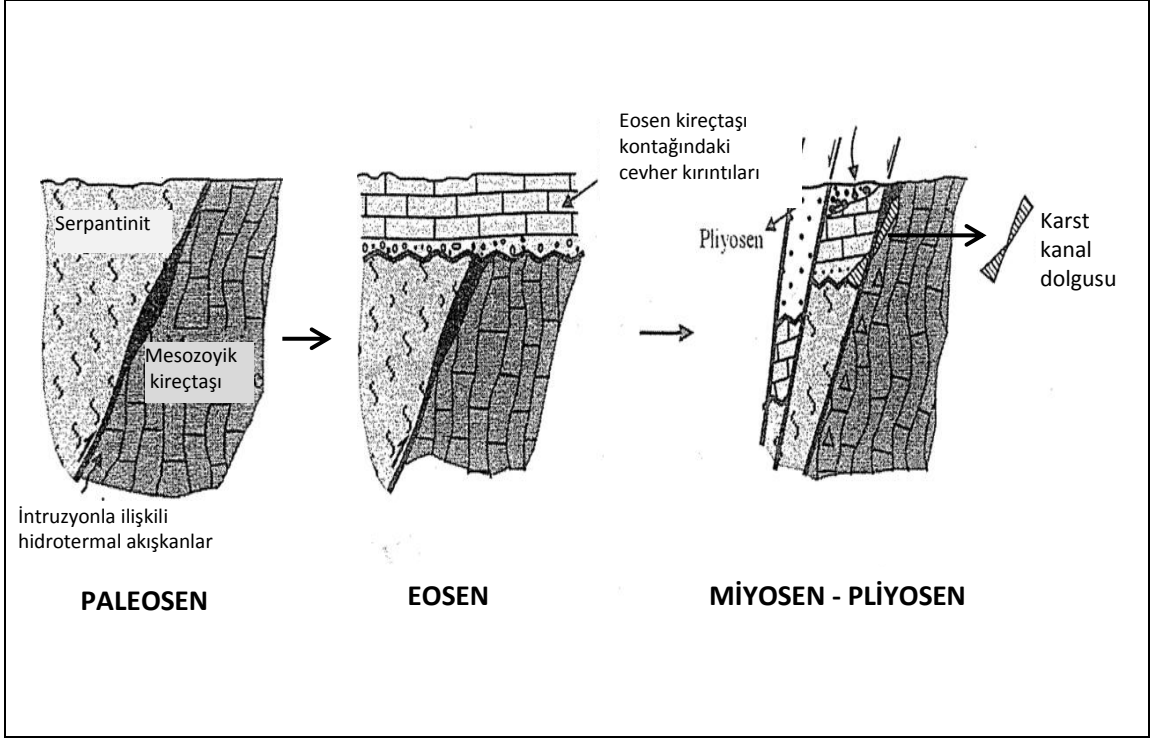
Ünlü (1983) Akdağ demir yatağının daha önceden oluşan demir yatak ve zuhurlarından taşınma sonucu oluşan kimyasal sedimanter bir yatak olduğunu savunmuştur.

Önder ve Yıldızeli (1985) Akdağ demir yatağının paleoplaser tipte bir yatak olduğunu öne sürmüşlerdir. Cevherleşmenin taşınma ürünü olduğunu, ilksel olarak başka yerde oluşmuş cevherin önce iyon halinde daha sonra da klastik olarak taşınıp yığıldığını söylemişlerdir. Cevherin tabanında yer alan Mesozoyik yaşlı rekristalize kireçtaşları üzerinde oluşan küvetlere cevherin yığıldığını, daha sonra Eosen yaşlı kireçtaşlarının çökelmiş olduğunu belirtmişlerdir.

Ünlü ve Stendal (1986) Akdağ demir yatağının hem kireçtaşı ile tektonik konumlu olduğunu, hem de sedimanter (konglomeratik) yataklanma özelliğini taşıdığını belirtmişlerdir. Ünlü ve Stendal (1989)'da yaptıkları çalışmada ise Akdağ demir cevherlerinin masif hematitten oluştuğunu ve yığışım şeklinde oluştuktan sonra karstlaştığını belirtmişlerdir.

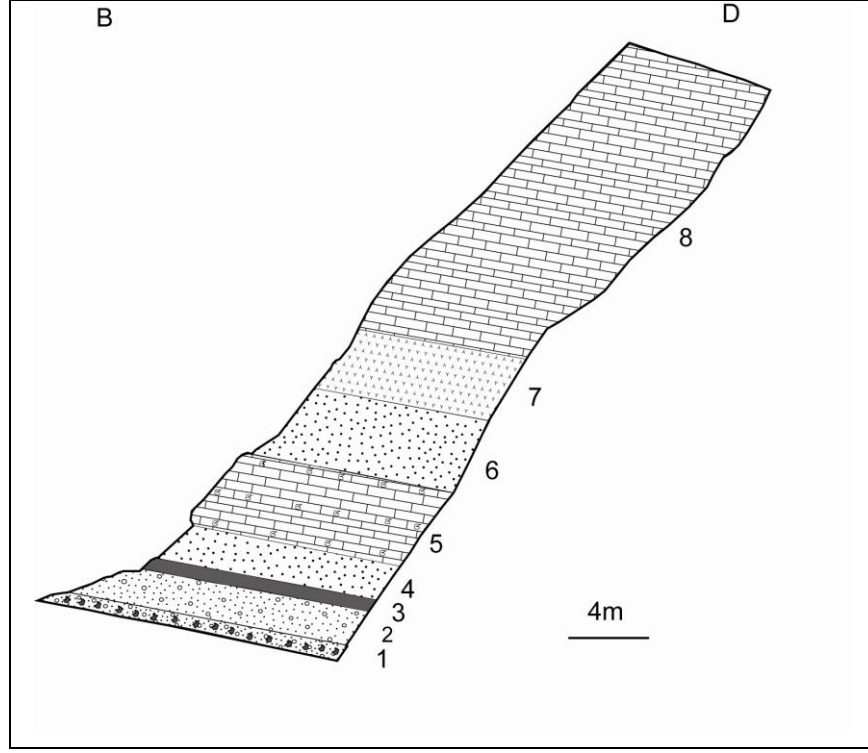
Öztürk (1989) yatağın Mesozoyik yaşlı kireçtaşları içinde bulunduğunu, bölgede termal etkinliğin yükseldiği Paleosen'de oluştuğunu ve Alt Eosen yaşlı hematit çakılları içeren kumlu kireçtaşları tarafından uyumsuz olarak örtüldüğünü savunmuştur. Daha sonra Öztürk ve Öztunalı (1993) ile Öztürk (1998) ise bu yatağın Mesozoyik kireçtaşları ile Eosen kireçtaşları arasında tektonik hat üzerinde karstlaşma geçirdiğini belirtmiştir.

Öztürk vd. (2005) tarafından öne sürülen görüşe göre, Akdağ demir yatağında kireçtaşları içinde gelişen demir cevherleşmeleri olasılıkla serpantinitle kireçtaşı dokanağında intruzyonla ilişkili hidrotermal akışkanlar tarafından oluşan birincil cevherin kireçtaşı içine aktarılması şeklinde karstik süreçlerle oluşmuştur (Şekil 11.1). Akdağ demir yatağında izlenen iyi yuvarlaklaşmış monojenik cevher çakılları bu yatağın karstlaşma geçirdiğini açıkça belgelemektedir. Yatağın tabanında Mesozoyik yaşlı breşik ve kristalize kireçtaşları bulunmaktadır. Cevher, tabanındaki kireçtaşları üzerine kırıntılı veya yeniden işlenmiş bir yapıda gelmektedir. Cevher üstten ise tektonik dokanaklı şekilde Eosen kireçtaşları tarafından örtülmektedir. Bu bağlamda hematit yatağı Eosen sonrasına ait gerilme tektoniğiyle ilişkili gelişen düşük açılı sıyrılma zonlarının karstlaşması sürecinde dolgulanmıştır. Bu dolgulanmanın yaşı olasılıkla Miyosen'dir. Şimdiye dek 2.5 milyon ton demir cevheri üretilen bu yatakta yeniden işlenme veya aktarılma sırasında empüriteler yıkanarak uzaklaştırılmış ve oldukça kaliteli bir demir cevherinin oluşumuna sebep olmuştur. Akdağ demir yatağının ana cevher minerali hematit olup maghemit oranı % 60'tır. Hematit % 30, götit % 5 ve manyetit % 2 civarındadır. Düşük miktarda da gösteren cevher içinde manyetitler hala izlenmektedir.



Şekil 11.1 Divriği Akdağ demir yatağının tektonik evrimi (Öztürk vd. 2005)

Yılmaz vd. (2005) tarafından ileri sürülen görüşe göre; Akdağ demir yatağı paleoplaser bir oluşumdan çok sığ denizel bir ortamda oluşmuştur. Cevherin, granitin bölgeye sokulum yapmasından sonra granitik kayaları da kapsayan bir temel üzerinde gelişmiş Eosen yaşlı bir havzada çökelen Kozluca formasyonunun içinde yer almaktadır. Cevher kırıntılarının formasyonun tabanından itibaren belirli düzeylerde gözlemlendiğini, yatakta görülen nispeten iyi yuvarlaklaşmış cevher kırıntılarının, cevher kırıntılarının taşındığını gösteren bulgular olduğunu ifade etmişlerdir. Cevherli kırıntıların belirgin katmanlanmalar göstermeleri ve hemen üzerinde nummulitli kireçtaşlarının bulunmasının (Şekil 11.2) ise sığ denizel bir ortama işaret ettiğini savunmuşlardır.



Şekil 11.2 Akdağ demir yatağının kuzeyindeki demirli tortul kayalarla yan kayaların ilişkilerini gösteren ölçülü kesit ve litoloji tanımlamaları (Yılmaz vd. 2005)

- 1- 30 cm cevher çakıllı konglomera: Çakılların bazıları iyi yuvarlaklaşmış bazıları da daha köşeli,
- 2- 1.5 m çakıllı kumtaşı: 0-30 cm kalınlığındaki tabakalarda cevher kırıntılarında derecelenme gözlenmektedir,
- 3- 40-50 cm kalınlığında hematit,
- 4- 2 m cevher kırıntıları içeren kumtaşı.
- 5- 8 m nummulitli kireçtaşı,
- 6- 6 m kumtaşı: Kahverengi ve yer yer bordo renkli, limonitize ve yer yer mikalı. Bu düzeyde tabaka kalınlığı 15-30 cm arasında değişmektedir,
- 7- 5 m tuf: Açık yeşilimsi gri renkli ve 10-40 cm kalınlığında tabakalı,
- 8- 30 m kristalize kireçtaşı.



## 12. SONUÇLAR

1) Çalışma sahasının temelini Munzur kireçtaşları oluşturur. Munzur kireçtaşlarının üzerinde tektonik bir dokanakla Güneş ofiyoliti yer alır. Munzur kireçtaşı ve Güneş ofiyoliti üzerinde açısız uyumsuzlukla gelen Alt Eosen yaşlı taban çakıllarıyla başlayan, aglomera ara katkılı çakıltaşı, kumtaşı, şeyl gibi kırıntılı kayalar ile üzerinde yer alan aglomera, tuf ve andezitlerin oluşturduğu Subaşı formasyonu bulunur. Bunun üzerinde yer alan Bozbel formasyonu, cevher taneleri içeren taban çakıltaşı ile başlar ve cevher çakılları içeren kumtaşı, nummulitli kireçtaşı marn ardalanmasından oluşan birim Güneş ofiyoliti üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Akdağ demir yatağı Bozbel formasyonu içinde tabakaya uyumlu konumda yataklanmış, ancak daha sonraki olayların etkisi ile yan kayaçlarla tektonik ilişkili bir yapı kazanmıştır.

2) Yatağın yaşı elde edilen fosil bulgularına göre Küviziyen (Alt Eosen'in üstü) dir.

3) Cevher örneklerine ait XRD çalışmalarında iki ayrı grup dikkati çekmiştir. 1. grup cevherlerde kalsit ve dolomit mineral içeriği fazla, demir mineralleri göreceli olarak daha azdır. 2. grup cevherlerde ise kalsit ve dolomit içeriği daha düşük, demir mineralleri göreceli olarak daha fazladır. Bu durum cevherin oluşumu sırasında sedimantasyonun da etkili olduğunu göstermektedir.

4) Akdağ demir yatağında cevher mineralleri manyetit, hematit ve götit mineralleri olarak belirlenmiştir. Manyetit birincil, hematit ve götitler ise ikincil minerallerdir.

5) Çalışma sahasındaki cevher örneklerinden yapılan cevher mikroskopisi çalışmalarındaki gözlemlere göre, iki ayrı hematit ve götitin var olduğu anlaşılmıştır. 1. tip hematitler öz şekilli manyetit tanelerinin dönüşüm ürünüdür. Manyetit tanelerinde farklı düzeyde gelişmiş martitleşmeler bulunsa da, manyetit reliktlerinin izlenmesine devam edilmiştir. 2. tip hematitler ise daha genç ve cevherden taşınarak çökme sürecinde oluşmuştur. Bu hematitler ya sedimenter tanelerin arasında çimento olarak ya da tanelerin etrafını saran "ringförmig" yapısı (yüzük benzeri yapılar) şeklinde izlenmektedir. Kolloidal karakteri temsil eden küresel haldeki hematitler 2. tip hematitler arasında yer almakta ve kalsitleri ornatarak yerleşen hematitlerde

görülmektedir. Ayrıca, 1. tip götiller, hematitin götilleşmesiyle oluşmuşlardır. 2. tip götiller ise 1. tipe göre daha sonra oluşmuş ve manyetit tanelerinin aralarını doldurmuş şekillerde (keskin kontaklı) izlenmektedir.

6) Bozbel formasyonuna ait konglomera örneğinde  $Fe_2O_3^*$  değeri % 3.41, bu formasyona ait kumtaşı örneklerinde  $Fe_2O_3^*$  değeri % 2.01 - 9.59 aralığında değişmektedir. Bu durum cevher tanelerinin bazı örneklerde yoğun biçimde yer almasına karşın bazılarında ise cevherli çözeltilerin mineral çatlaklarına sızmış olması biçiminde yorumlanmıştır. Cevher örnekleri  $Fe_2O_3^*$  değerlerine göre iki kısımda toplanmıştır. 1. grupta yer alan örneklerin  $Fe_2O_3^*$  değerleri % 70-93 arasında, 2. grupta yer alan cevher örneklerinin  $Fe_2O_3^*$  değerleri (42 numaralı örnek dışında (% 69.88)) % 90-94 arasındadır. İnceleme alanındaki demir cevherlerinde Eu/Eu\* oranı ortalama 1.63, ortalama La/Yb oranı 1 ve Ce/Ce\* oranı ise 0.75-1.06 arasındadır. Ortalama ANTE değeri 0.15 ve ortalama HNTE değeri 1.25'tir. La/Ce oranları 0.5-1, Y/Ho oranları 10-36 arasındadır.

7) Akdağ demir cevherine özgü cevherli kayalarda yapılan jeokimyasal çalışmalara göre, cevherlerde düşük La/Ce ve yüksek Y/Ho oranları ve HNTE'ce zengin desenler belirlenmiştir. Bu bağlamda, demir cevherlerinde ana kayacın denizel ortamda çökmesi sırasında detritik demirin kısmen suda çözünerek kısmen de ilksel cevher formunu koruyarak ortama taşındığını ve sulu ortamda çökeldiği düşünülerek hidrojenetik kökenli olduğu belirlenmiştir.

Çalışılan cevher örnekleri ile Divriği hematit ve manyetitlerinin element zenginleşme desenlerinin benzer olması her iki tür cevherleşmenin aynı kökenli olabileceğine işaret etmektedir.

Cevher örneklerine ait NTE'lerin PAAS ve NASC'a göre 10-100 kat arasında tüketilmiş oldukları görülmüştür. Kondrit ile yapılan karşılaştırmada ise HNTE'lerin 1-50 kat civarında zenginleştiği ANTE'lerin ise değişmediği belirlenmiştir. Bu durum cevher bileşiminin denizel özelliklere daha yakın olma karakterini ön plana çıkarmaktadır. Kondrit değerlerine göre yapılan diyagramda çok zayıf Ce ve Eu negatif anomalisi belli belirsiz biçimde görülmektedir.

8) İnceleme alanındaki karbonat yan kayaçlarına özgü kalsit ve dolomit örneklerinde yapılan duraylı izotop çalışmalarına ( $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$ ) göre;  $\delta^{13}\text{C}$  izotop değerleri kalsitler için -5.91 ile +3.52 ‰, dolomitler için -1.01 ile +5.68 ‰,  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri ise kalsitler için +21.94 - +27.27 ‰, dolomitler için +25.39 - +29.55 ‰ arasındadır. Bu veriler kalsit ve dolomitlerin denizel kökenli olduğu göstermektedir.

9) Dolomitlerde MgO ve CaO konsantrasyonlarının artışıyla ağır oksijen ( $^{18}\text{O}$ ) ve karbon ( $^{13}\text{C}$ ) izotoplarının zenginleşmesi evaporasyon ve/veya diyajenezle açıklanmaktadır. Dolomitlerdeki Sr konsantrasyonu arttıkça  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin azaldığı, bir başka deyişle  $^{18}\text{O}$  ve  $^{13}\text{C}$  izotop değerlerinin tüketildiği saptanmıştır. İnceleme alanındaki dolomitlerin olasılıkla Sr konsantrasyonu farklı bir akışkan tarafından alterasyona uğratıldığı söylenebilir. Sr izotop verisi bulunmadığından söz konusu akışkanın metamorfik veya magmatik kökenli olduğuna yönelik bir şey söylemek olanaksızdır. % mol  $\text{CaCO}_3$  artışıyla Sr konsantrasyonunun azalması, dolomitlerin çökeltme sonrasında farklı Sr içerikli akışkanlar tarafından alterasyona uğratıldığını belirgin bir biçimde açıklamaktadır. Dolomitlerin ilksel bileşimlerini kaybetmeleri, Sr konsantrasyonu bakımından fakir ancak  $\delta^{18}\text{O}$ 'ca zengin bir kaynaktan etkilenerek altere olduklarını düşündürmektedir. Ancak, dolomitlerdeki Mg konsantrasyonu artışına karşılık gelen Ca konsantrasyonu azalmasının ve bununla ilişkili Sr eksilmesinin göz ardı edilmemesi de gerekir.

10) Tüm bu sonuçlara göre Akdağ demir yatağı kimyasal sedimanter bir demir yatağıdır. Demir büyük olasılıkla daha önce var olan demir yatak ve zuhurlarından veya temelde yer alan ultramafik kayalardan; detritik, absorpsiv, adsorpsiv, koloidal ve/veya jel halinde sığ denizel havzaya taşınmıştır. Çökeltme sonrası oluşan fay sistemleri daha sonraları cevheri yüzeye ulaştırmıştır. Bu taşınma olasılıkla meteorik suların etkileri ile ortaya çıkmış olabileceği gibi, tektonik olarak yatağın kütle halinde yüzeye çıkması biçiminde de olabilir. Daha sonra fay zonlarında karstlaşmalar gelişmiş ve cevher bu karstlaşmalardan da etkilenerek bir kez daha mobilize olmuştur. Böylece yatak bugünkü görünümünü almıştır.

## KAYNAKLAR

- Aktimur, T. 1986. Erzincan, Refahiye ve Kemah dolayının jeolojisi. MTA Rap. No: 7932, Ankara.
- Aktimur, T. 1988. Türkiye Jeoloji Haritaları serisi, Sivas F26 (İ40) Paftası, MTA, Ankara.
- Aktimur, T., Atalay, Z., Ateş, Ş., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E. 1988. Munzur dağları ile Çavuşdağı arasının jeolojisi. MTA Rap. No: 8320, Ankara.
- Alibo, D.S. and Nozaki, Y. 1999. Rare earth elements in seawater: particle association, shale normalization and Ce oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (3–4), 363–372.
- Azmy, K., Veizer, J., Misi, A., de Oliveira, T.F., Sanches, A.L. and Dardenne, M.A. 2001. Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, Sao Francisco Basin, Brazil. *Precambrian Research*, 112, 303– 329.
- Baioumy, H.M., Ahmad, A.H. and Khedr, M.Z. 2014. A mixed hydrogenous and hydrothermal origin of the Bahariya iron ores, Egypt: Evidence from the trace and rare earth element geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration* 146, 149-162.
- Bau, M. 1994. Modeling of Rare-Earth Element partitioning between particles and solution in aquatic environments—comment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 4521–4523.
- Bau, M. and Dulski, P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Pengeand Kurumaniron-formations, Transvaal Super group, South Africa. *Precambrian Research*, 79, 37–55.
- Bau, M., Usui, A., Pracejus, B., Mita, N., Kanai, Y., Irber, W. and Dulski, P. 1998. Geochemistry of low-temperature water-rock interaction: evidence from natural waters, andesite, and iron-oxyhydroxide precipitate at Nishiki-numairon-spring Hokkaido, Japan. *Chemical Geology*, 151, 293–307.
- Bau, M. and Dulski, P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology*, 155, 77–90.
- Bau, M. 1999. Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y–Ho fractionation and lanthanide tetrad effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 67–77.

- Bayhan, H. 1980. Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik petrolojik ve metalojenik incelemesi. Doktora Tezi (basılmamış), Hacettepe Üniversitesi, 206, Ankara.
- Bayhan, H. ve Baysal, O. 1982. Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) yöresinin petrografik-petrolojik incelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurultay Bülteni, 25, 1-13.
- Bedi, Y., Şenel, M., Usta, D., Özkan, M. K. ve Beyazpirinç M. 2004. Binboğa Dağları'nın jeolojik özellikleri ve Batı-Orta Toroslar'daki benzer birimler ile denestirilmesi. 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 271-272.
- Bedi, Y., Yusufoglu, H., Beyazpirinç, M., Özkan, M. K., Usta, D. ve Yıldız, H. 2009. Doğu Toroslar'ın jeodinamik evrimi (Afşin-Elbistan-Göksun-Sarız dolayı). MTA Rapor No: 1150, 388, Ankara (yayımlanmamış).
- Behrens, E.W. and Land, L.S. 1972. Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. Journal of Sedimentary Petrology, 42, 155-161.
- Beyazpirinç, M., Akçay, A. E., Metin, Y., Taptık, M. A., Öcal, H., Çobankaya, M., Çoban, M., Doğan, A., Bağcı, U. ve Rızaoğlu, T. 2010. Doğu Toroslar'ın jeodinamik evrimi (Sivas-Malatya-Kahramanmaraş-Kayseri) 2008 Yılı Arazi Raporu. MTA Rapor No: 11331, 143, Ankara (yayımlanmamış).
- Beyazpirinç, M. ve Akçay, A.E. 2013. Alacahan-Çetinkaya (Kangal-Sivas) yöresindeki metamorfiteilerin tektono-stratigrafik özellikleri. MTA Dergisi, 147, 19-29.
- Bilgiç T. 2008. Türkiye Jeoloji Haritaları serisi, Sivas J40 Paftası. MTA, Ankara.
- Bilgiç, T. ve Terlemez, İ. 2001. Türkiye Jeoloji Haritaları serisi, Sivas J36 Paftası. MTA, Ankara.
- Bowman, J.R. 1998. Stable-Isotope Systematics of Skarns, Mineralized Intrusion-Related Skarn System. D.R. Lentz (Ed.), Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 26, 99-114.
- Bozkurt, M. R. 1980. Divriği madenleri cevher minerallerinin incelenişi ve oluşumu. Doçentlik tezi, 595, Eskişehir.
- Boztuğ, D. 1998a. Orta Anadolu Çarpışma İntrüzifleri. Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 19-37, Sivas.
- Boztuğ, D. 1998b. Post-collisional Central Anatolien Alkaline Plutonism, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 145-165.
- Boztuğ, D., Kuşçu, I., Erçin, A.İ., Avcı, N. and Şahin, S.Y. 2003. Mineral deposits associated with the pre-, syn- and post-collisional granitoids of the Neotethyan convergence. D.G., et al. (Ed.). Mineral Exploration and Sustainable Development, Millpress, 1141 -1144, Rotterdam.

- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H. 1992. Hekimhan havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase-Tersiyer istifinin jeolojisi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, Ozan Sungurlu Özel Sayısı, 4, 59-80.
- Clark, I.D. and Fritz, P. 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, CRC Press, 352, New York.
- Coleman, R. G. 1977. Ophiolites. Springer-Verlag, 229, Berlin.
- Coplen T. B., Kendall C. and Hopple J. 1983. Comparison of stable isotope reference samples. Nature 302, 236–238.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133, 1702-1703.
- Çelebi, A. 1998. İç-Doğu Anadolu Demir Provensindeki karakteristik cevherleşmeler. Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 114-129, Sivas.
- Çopuroğlu, İ. ve Yalçın, M.G. 1998. Divriği (Sivas) ve Hasançelebi (Malatya) demir yataklarının mineralojik-jenetik benzerlikleri. Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 139-147, Sivas.
- Danielson, A., Möller, P. and Dulski, P. 1992. The europium anomalies in banded iron formation sand the thermal history of the oceanic-crust. Chemical Geology, 97, 89–100.
- Delian F. 1994. Geological and Geochemical Research of the Manganese ore Bed (in Chinese). M 1, Weather Publishing Press, Beijing.
- Demirela, G., Kuşçu, İ., Yılmaz, E. ve Saraç, C. 2005. Orta Anadolu Bölgesinde yer alan Fe-skarn granitoidlerinin temel jeokimyasal özellikleri. Türkiye Demir Yatakları Jeoloji Madencilik ve Mevcut Sorunları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, s. 141-163.
- Derry, L.A. and Jacobsen, S.B. 1990. The chemical evolution of Precambrian seawater—evidence from REEs in banded iron formations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, 2965–2977.
- Doğan, H. 1998. Divriği tipi demir yataklarının oluşumuna yönelik görüşler. Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 148- 161, Sivas.
- Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J.L., Donval, J.P., Fouquet, Y., Appriou, P. and Gamo, T. 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63 (5), 627–643.

- Edmonds, H.N. and German, C.R. 2004. Particle geochemistry in the Rainbow hydro thermal plume, Mid-Atlantic Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 759–772.
- Elderfield, H. and Greaves, M. J. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296, 214–219.
- Erkan, E. N., Özer, S., Sümengen, M. ve Terlemez, İ. 1978. Sarız, Şarkışla, Gemerek, Tomarza arasının temel jeolojisi. MTA Rapor No: 5641, Ankara (yayımlanmamış).
- Erlor, A. ve Bayhan, H. 1995. Anadolu Granitoyidleri'nin genel değorlendirilmesi ve sorunları. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri, 17, 49-67.
- Erlor, A., Kuşcu, İ., Dirik, K., Ulu, Y. ve Yavuz, N. 1996. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın metalojenisi. ODTÜ Araştırma Fonu Proje No: 94-03-09-02, Ankara.
- Erlor, A. ve Bayhan, H. 1998. Orta Anadolu Granitoyidleri ile ilişkili maden yatakları. Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 83-95. Sivas.
- Fernandez, A. and Moro, M.C., 1998. Origin and depositional environment of Ordovician stratiform iron mineralization from Zamora (NW Iberian Peninsula). *Mineralium Deposita*, 33, 606-619.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. and Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13, 937-968.
- Fryer, B.J. 1977. Rare-Earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation-states. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 361–367.
- Gao, S. and Wedepohl, K.H. 1995. The negative Eu anomaly in Archean sedimentary rocks—implications for decomposition, age and importance of their granitic sources. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 81–94.
- German, C.R., Holliday, B.P. and Elderfield, H. 1991. Redoxcycling of Rare-Earth Elements in the suboxiczone of the Black-Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 3553–3558.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşcu, İ., Erlor, A. ve Olgun, E. 1991. Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi Bölüm 1: Güney Kesim. TPAO Rapor No: 2909, 140.
- Göncüoğlu, M. C., Toprak, V., Kuşcu, İ., Erlor, A., Olgun, E. ve Rojay, B. 1992. Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta Kesim. TPAO Rap. No:3155, 76.

- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. and Korotev, R.L. 1984, The “North American shale composite”—Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469–2482.
- Gültekin, A.S. 1993. Alacahan-Çetinkaya-Divriği (Sivas ili) arasında kalan alanın jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi (basılmamış), 183.
- Gümüş, A. 1998. Divriği demir yatağının jenezi hakkında yeni görüşler. Ofiyolit-Granitoid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 106- 113, Sivas.
- Gürer, Ö.F. 1992. Hekimhan-Hasançelebi (Malatya) dolayının jeoloji incelemesi. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi (basılmamış), 323.
- Gysin, M. 1938. L'ere impression sur la geologie de la region de Divrik, sur la structure et sur l' origine du gisement de fer. MTA Rapor no. 700, Ankara (yayınlanmamış).
- Hoefs, J. 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Verlag, 241, Berlin.
- Hren, M.T., Lowe, D.R., Tice, M.M., Byerly, G. and Chamberlain, C.G. 2006. Stable isotope and rare earth element evidence for recent iron stone pods within the archean Barberton greenstone belt, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1457-1470.
- İnan, S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H. 1993. Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2, 1-15.
- Klemm, D.D. 1960. Die Eisenerz Vorkommen von Divrik (Anatolien), als Beispiel tektonisch angelegter pneumatolytisch-metasomatischer Lagerstättenbildung. *N. Jahrbuch f. Mineralogie, Abh.* 94 (Festband Ramdohr), 591-607, Stuttgart.
- Koepenkastrup, D. and De Carlo, E.H. 1992. Sorption of Rare-Earth Elements from seawater onto synthetic mineral particles-an experimental approach. *Chemical Geology* 95, 251–263.
- Koşal, C. 1971. Divriği A-B-kafa demir yataklarının sondajlı aramalar jeolojik raporu. MTA Rapor No: 4304, Ankara (yayınlanmamış).
- Koşal, C. 1972. Ereğli demir çelik fabrikaları Divriği Akdağ demir madeninin son durumu. MTA Rapor No: 4737.
- Kovenko, V. 1937. Divriği imtiyaz manyetit yatağı hakkında rapor. MTA Rapor No: 485, Ankara (yayınlanmamış).



- Kovenko, V. 1938. Divrik mıntkasındaki bazı az ehemmiyetli madenlere (demir, bakır, altın) yapılan ziyaret hakkında rapor. MTA Rapor No: 496, Ankara (yayınlanmamış).
- Kovenko, V. 1941. Divrik manyetit yatakları hakkında yeni doneler. MTA Dergisi, 2, 159-191.
- Kuhn, T., Bau, M., Blum, N. and Halbach, P. 1998. Origin of negative Ce anomalies in mixed hydrothermal–hydrogenetic Fe–Mn crusts from the Central Indian Ridge. *Earth Planetary Science Letters*, 163, 207–220.
- Kurt, M. 1971. Divriği-J40 b4 (1/25.000) ve J40 b3, b4, c1, c2 (1/10.000) paftalarının jeolojik raporu. MTA Rapor No: 1036.
- Kurtman, F. 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İmralı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. MTA Dergisi, 80, 1-32.
- Kuşcu, İ., Yılmaz, E. ve Demirela, G. 2002. Sivas-Divriği bölgesi skarn tipi demir oksit yataklarına Fe-oksit-Cu-Au (Olympic Dam tipi) perspektifinden yeni bir bakış. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 171.
- Land, L.S. 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: The state of the art. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Eds D.H. Zenger, J.B. Dunham and R.L. Ethington). SEPM Special Publication, 28, 87–110.
- Marschik, R., Spikings, R. and Kuşcu, İ. 2008. Geochronology and stable isotope signature of alteration related to hydrothermal magnetite ores in Central Anatolia. Turkey. *Mineralium Deposita*, 43, 111–124.
- Melezhik, V.A, Roberts, D., Fallick A.E., Gorokhov I.M. and Kusnetzov A.B. 2005. Geochemical preservation potential of high grade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemstratigraphy. *Chemical Geology*, 203-224.
- Michard, A., Albarede, F., Michard, G., Minster, J.F. and Charlou, J.L. 1983. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13 degrees N). *Nature* 303, 795–797.
- Michard, A. and Albarede, F. 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, 55, 51–60.
- Möller, P. and Bau, M. 1993. Rare-Earth patterns with positive cerium anomaly in alkaline waters from Lake Van, Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 671–676.
- Nicholson, K. 1992. Contrasting mineralogical–geochemical signatures of manganese oxides: guides to metallogenesis. *Economic Geology*, 87, 1253–1264.

- Nayan, J., Rongfen J. and Ziyu W. 1994. Permian palaeogeography and geochemical environment in Lower Yangtze region, China. Petroleum Industry Press, 206, Beijing.
- Önder, E. ve Yıldızeli, N. 1985. Sivas-Divriği-Akdağ demir madeni jeoloji raporu. MTA Derleme No: 7789, Ankara (yayımlanmamış).
- Özgül, N. 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19/1, 65- 78.
- Özgül, N. ve Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ. ve Uysal, Ş. 1981. Munzur dağlarının jeolojisi. MTA Rapor No: 6995 Ankara, (yayımlanmamış).
- Özgül, N. ve Turşucu, A. 1983. Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur Mountains (eastern Taurus). International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 173-181.
- Öztürk, H. 1989. Divriği Akdağ demir yatağının jeolojisi ve oluşumu. 43. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 5, Ankara.
- Öztürk, H. ve Öztunalı, Ö. 1993. Divriği demir yatakları üzerinde genç tektonizma etkileri ve sonuçları. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 8, 97-106.
- Öztürk, H. 1998. Divriği bölgesi demir yataklarının yan kayaç ilişkileri. Ofiyolit-Granitoid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 162- 167, Sivas.
- Öztürk, H., Hanılçı, N., Kasapçı, C. ve Altuncu, S. 2005. Divriği bölgesi demir yataklarının yan kaya özellikleri. Türkiye Demir Yatakları Jeoloji Madencilik ve Mevcut Sorunları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 74-84, İstanbul.
- Öztürk, C., Ünlü, T. ve Sayılı, İ.S. 2012. Yellice (Çetinkaya-Sivas) manyetit oluşumlarının maden jeolojisi. Jeoloji Müh. Dergisi, 36, 2, 125-169.
- Porter, S., Vanko, D.A. and Ghazi, A.M. 2000. Major and trace element compositions of secondary clays in basalts altered at low temperature, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. In: Fisher, A.T., Davis, E.E., Escutia, C. (Eds.), Proc. ODP Science Results, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 168, 149–157.
- Robertson, A. H. F. and Boyle, J. F. 1984. Tectonic setting and origin of metalliferous sediments in the Mesozoic Tethys Ocean. In: Ocean floor hydrothermal processes (eds., Rona, P. A. et al), NATO Advanced Research Institute Series, Plenum Press, 595-663.
- Rosen, M.R., Miser, D.E. and Warren, J.K. 1988. Sedimentology, mineralogy and isotopic analysis of Pellet Lake, Coorong region, South Australia. Sedimentology 35, 105–122.

- Schiff, J., Debaar, H.J.W. and Millero, F.J. 1994. Kinetics of Ce and Nd scavenging in Black- Seawaters. *Marine Chemistry*, 46, 345–359.
- Sheppard, S.M.F. 1981. Stable isotope geochemistry of fluids. Rickard, D.T, Wickman, F.E. (eds.), *Chemistry and Geochemistry of Solutions at High Temperatures and Pressures*, *Physical Chemical Earth*, 13/14, 419-445.
- Sun S.S and McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes. In Saunders A.D ve Norry M.J.(eds), *Magmatism in ocean basins*, Geological Society London Special Publications, 42, 313-345.
- Sverjensky, D. A. 1984. Europium redox equilibria in aqueous-solution. *Earth Planetary Science Letters*, 67, 70–78.
- Şengör, A.M.C and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Taylor, H.P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69, 843-883.
- Taylor, S.R. and McLennan, S. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, 312, Oxford.
- Tokel, S., Köprübaşı, N., Uysal, İ. and Van, A. 2011. Occurrences and genesis of Fe skarn in relation to tectonic environment in E-NE Anatolia: geochemical consideration. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 188/1, Stuttgart.
- Toth, J. R. 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society America Bulletin*, Pt. 1. 91, 44-54.
- Towe, K.M. 1991. Aerobic carbon cycling and cerium oxidation-significance for Archean oxygen levels and banded iron-formation deposition. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 97, 113–123.
- Tucker, M.E. 1981. *Sedimentary petrology an introduction*. Blackwell Science Publishing.
- Tunç, M., Özçelik, O., Tutkun, Z. ve Gökçe, A. 1991. Divriği- Yakuplu-Iliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeoloji özellikleri. *Doğa-Türk Müh. Çevre Bilimleri Dergisi*, 15, 225-245.
- Tekeli, O., Varol, B., Gökten, E., Keskin, Y., Özaksoy, V. ve Işık, V. 1992. Sivas havzasının batı kesiminin jeolojisi (Tuzla Gölü-Tecer Dağı arası). TPAO Rap. No: 3173, Ankara.

- Ünlü, T. 1983. Sivas (Divriği-Akdağ-Gürün, Otlukilise), Erzincan (Kemaliye, Bizmişen-Çaltı, Kurudere) ve Adıyaman (Çelikhan, Bulam) demir yatakları hakkında görüşler. MTA Rap. No:1901.
- Ünlü, T. ve Stendall, H. 1986. Divriği bölgesi demir yataklarının element korelasyonu ve jeokimyası, Orta Anadolu, Türkiye. Jeo. Müh., 28, 127-140.
- Ünlü, T. 1989. Türkiye demir yatakları arama çalışmalarında 1. derecede ağırlıklı hedef saha seçimi ve maden jeolojisi araştırmaları ile ilgili proje teklifi. MTA Rap: 8593, 48, Ankara (yayımlanmamış).
- Ünlü, T. ve Stendall, H. 1989. Divriği bölgesi demir cevheri yataklarının nadir toprak element (REE) jeokimyası, Orta Anadolu, Türkiye. Türkiye Jeoloji Bülteni, 432, 21-37.
- Vahrenkamp, V.C. and Swart, P.K. 1990. New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites. *Geology*, 18, 387–391.
- Wheat, C.G. and Mottl, M.J. 2000. Composition of pore and spring waters from Baby Bare: global implications of geochemical fluxes from a ridge flank hydrothermal system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 629– 642.
- Wijkerslooth, P. DE. 1939. Demirdağ (Divrik) demir yatakları hakkında jeolojik rapor. MTA Rapor No: 803, Ankara (yayımlanmamış).
- Wonder, J.D., Spry, P.G. and Windom, K.E. 1988. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposit, Western Georgia. *Economic Geology*, 83, 1070-1081.
- Yıldızeli, N. 1977. Divriği-Dumluca demir yatağı sondajlı etüd raporu. MTA Rapor No: 6309 (yayımlanmamış).
- Yıldızeli, N. 1978. Divriği-Akdağ hematit yatağı sondajlı etüd raporu. MTA Derleme No: 6203, Ankara.
- Yıldızeli, N. 1998. Divriği (GD Sivas) yöresinde ofiyolit-granitoyid ilişkisiyle gelişen fels tipi demir yatakları. Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 130-138. Sivas.
- Yılmaz, A., Okay, A. ve Bilgiç, T. 1985. Yukarı Kelkit çayı ve güneyinin temel jeoloji özellikleri ve sonuçları. MTA Rapor No: 7777.
- Yılmaz, A., Sümengen, M., Terlemeç, İ. ve Bilgiç, T. 1989. Sivas ile Şarkışla arasındaki bölgenin jeolojisi. MTA Rapor No: 9090.

- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusufoglu, H. ve Aydın, Ş.N. 1993. Doğu Toroslarda Uzunyayla ile Berit dağı arasının jeolojik yapısı. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 5/1, 69-87.
- Yılmaz, A. 1994. An example of post-collisional trough: Sivas Basin, Turkey. 10th Petroleum Congress of Turkey, Proceedings, 21-23, Ankara.
- Yılmaz, A. 1998. Sivas havzasının jeodinamik evrimi. Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 66-82, Sivas.
- Yılmaz, A. and Yılmaz, H. 2006. Characteristic features and structural evolution of a post- collisional basin: The Sivas basin, Central Anatolia, Tukey. Journal of Earh Science, 27, 164-176.
- Yılmaz, H., Arıkal, T. ve Yılmaz, A. 2001. Güneş Ofiyoliti'nin (Divriği-Sivas) Jeolojisi. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitapçığı, 15-16, Ankara.
- Yılmaz, H. ve Yılmaz, A. 2004. Divriği (Sivas) yöresinin jeolojisi ve yapısal evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 47/1, 13-45.
- Yılmaz, H., Yılmaz, A., Yıldırım, A. ve Dumanlılar, Ö. 2005. Divriği (Sivas)-Hekimhan (Malatya) dolayındaki demir yataklarının bölgesel jeolojik konumları. Türkiye Demir Yatakları Jeoloji Madenciliği ve Mevcut Sorunları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 46-73, İstanbul.
- Yılmaz, S. 1991. Hekimhan-Hasançelebi (KB Malatya) yöresi jeolojisi ve magmatitlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Yüksek Lisans tezi (basılmamış), Cumhuriyet Üniversitesi, 256.
- Yılmaz, E., Kuşcu, İ. ve Demirela, G. 2002. Divriği A-B Kafa Cevherleşmeleri: Alterasyon zonlanması ve zonlanma süreçleri. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitapçığı, 320.
- Yılmaz, E., Kuşcu, İ. ve Demirela, G. 2003. Divriği A-B kafa cevherleşmeleri, alterasyon zonlanması ve zonlanma süreçleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 46/1, 17-34.
- Yurt, Z. ve Doğan, H. 1990. Sivas-Erzincan-Malatya cevher provenşleri üzerinde yapılan jeolojik çalışmalar, 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası. MTA Aydinger Arşivi No: 42465, Ankara.
- Zeck, H. P. and Ünlü, T. 1988a. Alpine ophiolite obduction before 110±5 Ma ago Taurus Belt, eastern central Turkey. Tectonophysics, 145, 1-2, 55-62.
- Zeck, H. P. ve Ünlü, T. 1988b. Murmano Plütunu'nun yaşı ve ofiyolitle olan ilişkisi (Divriği-Sivas). MTA Dergisi, 108, 82-97.

Zeck, H. P. ve Ünlü, T. 1991. Orta Anadolu'nun doğusunda yer alan şoşonitik, monzonitik Murmano Plütonu-Ön Çalışma. MTA Dergisi, 112, 103-115.

Zeebe, R.E and Wolf-Gladrow, D. 2001. CO<sub>2</sub> in seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes. Elsevier Oceanography Series, 65, Amsterdam.

## **EKLER**

EK 1 İnceleme Alanından Derlenen El Örneklerinin Makroskobik Tanımlamaları

EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları

**EK 1** İnceleme Alanından Derlenen El Örneklerinin Makroskobik Tanımlamaları

<b>Örnek No</b>	<b>Tanımlama</b>
1	Kırmızı, sarı renk tonunda olan örnek asitle tepkime vermektedir. Örnekte karbonat mineralleri oluşan çatlakları doldurur biçimindedir. Kayaç rekristalize kireçtaşıdır.
2	Sarı renk tonunda olan örnek asitle tepkime vermektedir. İnce çatlaklar içermekte ve bu çatlakları karbonat mineralleri doldurmuş biçimdedir. Kayaç kireçtaşıdır.
3	Açık sarı, kırmızı renk tonunda olan örnek asitle tepkime vermektedir. Kayaç kireçtaşıdır.
4	Sarı ve krem renk tonunda olan örnek asitle tepkime vermektedir. Örnekte karbonat mineralleri oluşan çatlakları doldurmuş biçimde, ara ara demir boyamalı şekildedir. Kayaç kireçtaşıdır.
5	Kırmızı renk tonunda olan örneğin çimentosu demir bileşenlerince zengin ve karbonatlaşmıştır. Beyaz renkli taneler içermektedir. Kayaç kumtaşıdır.
6	Sarı renk tonunda olan örneğin taneleri arasında karbonat mineralleri olması nedeniyle asitle tepkime vermektedir. Kayacın içerdiği taneler yeşil, kırmızı renk tonlarındadır. Lupla bakıldığında tane aralarındaki çimentosu kırmızı renk tonunda olan yerler görülmektedir. Kayaç kumtaşıdır.
7	Gri mavi renk tonunda olan örneğin bazı alanları demir boyamalı biçimdedir. Örnek asitle tepki vermekte ve fosil içermektedir. Kayaç fosilli kireçtaşıdır.
8	Gri renk tonunda olan örneğin dış alanları demir boyamalı biçimindedir. Asitle tepki vermekte ve fosil içermektedir. Kayaç fosilli kireçtaşıdır.
9	Sarı renk tonunda olan örneğin dış kısımları demir boyamalı biçimdedir. Çatlaklarını karbonat mineralleri doldurmuştur. Örnek dolomittir.
10	Gri renk tonunda olan örneğin dış kısımları demir boyamalı biçimdedir. Asitle tepkime vermektedir. Kayaç rekristalize kireçtaşıdır.
11	Sarı renk tonunda olan örneğin bazı alanları demir boyamalı biçimdedir. Örneğin çatlaklarını karbonat mineralleri doldurmuştur. Kayaç dolomittir.



**EK 1** İnceleme Alanından Derlenen El Örneklerinin Makroskobik Tanımlamaları  
(devam)

12	İç kısmı koyu gri ve siyah, dışa doğru kahverengi ve sarı renk tonunda olan cevher örneği eli boyar özelliğindedir. Dış kısmı limonitleşmiş haldedir. Görünüşü masif, çizgi rengi kahverengidir. Manyetik özellik göstermemektedir.
13	Cevher örneği 12 nolu örnek ile aynı özellikler göstermektedir.
14	Dış kısmı koyu kırmızı ve kahverengi, içe doğru koyu gri renk tonunda olan cevher örneğinin çizgi rengi kahverengidir. Manyetik özellik göstermemektedir.
15	Dış kısmı sarı, kahverengi ve kırmızı, içe doğru koyu gri renk tonunda olan cevher örneğinin çatlaklarında karbonat mineralleri bulunmaktadır. Bu karbonat mineralleri asitle tepkime vermekte, cevherde asitle tepkime görülmemektedir. Manyetik özellik göstermemektedir.
16	Dış kısmı koyu kahverengi, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin çatlaklarında karbonat mineralleri bulunmaktadır. Bu karbonat mineralleri asitle tepkime vermekte, cevherde asitle tepkime görülmemektedir. Manyetik özellik göstermemektedir.
17	Dış kısmı koyu kahverengi ve kırmızı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Karbonatlaşmanın olduğu bölgelerde asitle tepkime görülse de, cevherin yoğun olduğu alanlarda asitle tepkime görülmemiştir. Lupla bakıldığında çatlaklarda karbonat mineral kristalleri görülmüştür. Çizgi rengi kahverengi olan cevher örneği manyetik özellik göstermemektedir.
18	Dış kısmı sarımsı, kahverengi ve kırmızı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma ve limonitleşme izlenmektedir. Lupla bakıldığında çatlakların kalsit mineralleri tarafından doldurulduğu görülmektedir. Çizgi rengi kahverengi olmakla birlikte manyetik özellik göstermemektedir.

**EK 1** İnceleme Alanından Derlenen El Örneklerinin Makroskobik Tanımlamaları  
(devam)

19	Dış kısmı koyu kahverengi ve kırmızı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Karbonatlaşmanın olduğu bölgelerde asitle tepkime görülse de, cevherin yoğun olduğu alanlarda asitle tepkime görülmemiştir. Çizgi rengi kahverengi olmakla birlikte manyetik özellik göstermemektedir.
20	Dış kısmı koyu kahverengi, kırmızı ve ara ara sarı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Karbonatlaşmanın olduğu bölgelerde asitle tepkime görülse de, cevherin yoğun olduğu alanlarda asitle tepkime görülmemiştir. Lupla bakıldığında demir ve karbonat mineral kristalleri görülmektedir. Çizgi rengi kahverengi olmakla birlikte manyetik özellik göstermemektedir.
21	Dış kısmı koyu kahverengi, kırmızı ve ara ara sarı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Cevherin yoğun olduğu alanlarda asitle tepkime görülmemiştir. Lupla bakıldığında demir ve karbonat mineral kristalleri görülmektedir. Cevher çatlaklarını karbonat mineralleri doldurmuş biçimdedir. Çizgi rengi kahverengi olmakla birlikte manyetik özellik göstermemektedir.
22	Yeşil ve koyu mavi renk tonunda olan örneğin dış kısımlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Dış alanlarında karbonatlaşma olması sebebiyle asitle tepki görülmektedir. İçindeki taneler yeşil, siyahımsı ve kahverengi renk tonundadır. Koyu renkli taneler tabakalı bir dizilim halindedir. Çok az oranda manyetik özellik göstermektedir. Kayaç kumtaşıdır.
23	Kırmızı ve sarı renk tonunda olan örneğin çakıl taneleri kırmızı, yeşil, beyaz, sarı ve siyah renk tonundadır. Örnek serpantin ve cevher çakılları içermektedir. Çakılların geneli köşeli, çok az bir kısmı yuvarlak biçimindedir. Karbonatlaşmanın olduğu yerlerde asitle tepkime görülse de çakıllar ve genel anlamda kayaç asitle tepkime vermemektedir. Kayaç konglomeradır.

**EK 1** İnceleme Alanından Derlenen El Örneklerinin Makroskobik Tanımlamaları  
(devam)

24	Kırmızı renk tonunda olan örneğin çakıl taneleri sarı, yeşil, koyu kırmızı ve beyaz renk tonundadır. Örnek serpantin ve cevher çakılları içermektedir. Tanelerin geneli iyi yuvarlaklaşmış olsa da, bazı taneler köşelidir. Kayaç konglomeradır.
25	Kırmızı renk tonunda olan örneğin çakıl taneleri yeşil, ve sarı renk tonlarındadır. Çakıllar orta ve ince tane boyunda, orta taneli olanlar ise yuvarlaklaşmıştır. Arada köşeli taneler olsa da, ufak tanelerin çoğu iyi yuvarlaklaşmıştır. Damarlar halinde karbonat mineralleri görülmektedir. Kayaç konglomeradır.
26	Kırmızı renk tonunda olan örneğin çakıl taneleri yeşil ve sarı renk tonlarındadır. Çakıllar ince tane boyunda olup, ufak olanlar ise köşelidir. Kayacın yüzeyinde fay izi görülmektedir. Karbonatlaşma izlenmektedir. Kayaç konglomeradır.
27	Sarı renk tonunda olan örneğin çakıl taneleri kırmızı, sarı, yeşil ve kahverengi renk tonlarındadır. Karbonatlaşmanın olduğu yerlerde asitle tepkime görülse de çakıllar asitle tepkime vermemektedir. İri boydaki taneler daha yoğun ve daha köşelidir. Cevher çakılları bulunmaktadır. Kayaç konglomeradır.
28	Sarı renk tonunda olan örneğin taneleri kırmızı, yeşil ve sarı renk tonlarındadır. Cevher ve serpantin taneleri içermektedir. Karbonatlaşma yaygın olarak izlenmektedir. Çakıllar asitle tepkime göstermemektedir. Kayaç kumtaşıdır.
29	Sarı renk tonunda olan örneğin taneleri kırmızı, yeşil ve sarı renk tonlarındadır. Cevher taneleri içeren örnekte taneler yuvarlaklaşmış ve iri olan tanelerin bazıları yassılaşmış biçimdedir. Karbonatlaşma yaygın olarak izlenmektedir. Çakıllar asitle tepkime göstermemektedir. Kayaç kumtaşıdır.

**EK 1** İnceleme Alanından Derlenen El Örneklerinin Makroskobik Tanımlamaları (devam)

30	Sarı renk tonunda olan örneğin taneleri kırmızı ve yeşil renk tonundadır. Cevher ve granit çakılları içermektedir. Çakılların aralarında karbonat damarları ve bazı bölgelerde karbonatlaşma izlenmektedir. Çakıllar iyi yuvarlaklaşmıştır. Çakıllar asitle tepkime göstermemektedir. Kayaç konglomeradır.
31	Gri, mavi ve yeşil renk tonunda olan örnekte iri ve siyah renkli taneler görülmektedir. Karbonatlaşma izlenmektedir. Kayaç kumtaşıdır.
32	Kahverengi ve sarı renk tonunda olan örnekte karbonatlaşma izlenmektedir. Kayaç kumtaşıdır.
33	Yeşil ve açık sarı renk tonunda olan örneğin içerisinde tabakalı, bantlı halde koyuluklar bulunmaktadır. Çatlaklarında karbonat mineralleri görülmektedir. Kayaç kumtaşıdır.
34	Örneğin geneli yeşil ve mavi, dış kısımları kırmızı renk tonundadır. Örnek asitle tepkime vermektedir. İkincil karbonat mineralleri bulunmaktadır. Kayaç kireçtaşıdır.
35	Geneli sarı ve kırmızı renk tonunda olan örneğin çakılları yeşil, sarı ve beyaz renk tonundadır. Serpantin ve cevher çakılları içermektedir. Sıkışma sebebiyle taneler çok sıkı haldedir. Tanelerin bazılarında yönelme izlenirken, bazıları şekillerini korumuşlardır. Kayaç konglomeradır.
36	Sarı ve mavi renk tonunda olan örnek ince tane boyunda ve bileşimleri belirgin değildir. Koyu kırmızı renk tonunda cevher taneleri içermektedir. Kayaç kumtaşıdır.
37	Sarı renk tonunda olan örneğin içerisindeki bazı taneler kum boyundan daha iridir. Kayaç kumtaşıdır.
38	Sarı ve bazı bölgeleri kırmızı renk tonunda olan örnekte ikincil karbonat mineralleri görülmektedir. Örnek asitle tepkime vermektedir. Kayaç kireçtaşıdır.

**EK 1** İnceleme Alanından Derlenen El Örneklerinin Makroskobik Tanımlamaları  
(devam)

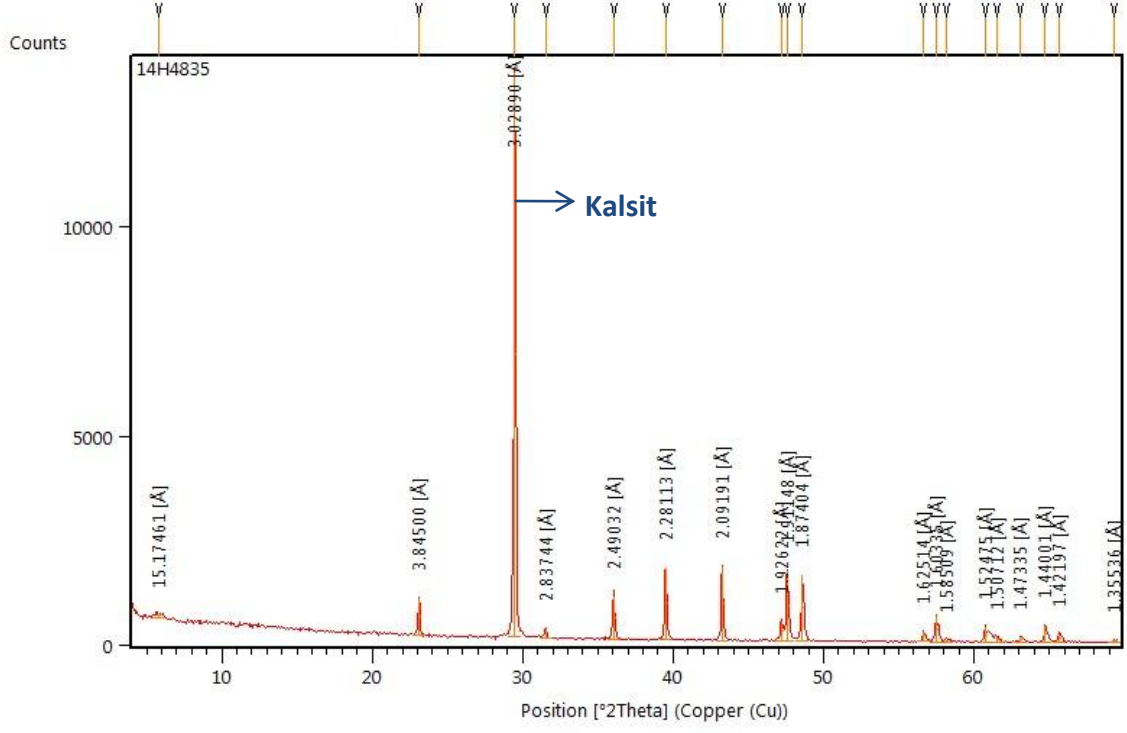
39	Sarı ve kırmızı renk tonunda olan örneğin içerisinde bantlı siyah alanlar görülmektedir. Örnek asitle tepkime vermektedir. Kayaç kireçtaşıdır.
40	Örnek sarı ve kırmızı renk tonlarındandır ve asitle tepkime vermektedir. Kayaç kireçtaşıdır.
41	Dış kısmı koyu kahverengi ve kırmızı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Karbonatlaşmanın olduğu bölgelerde asitle tepkime görülse de, cevherin yoğun olduğu alanlarda asitle tepkime görülmemiştir. Cevher eli boyar biçimdedir. Çizgi rengi kahverengi olmakla birlikte manyetik özellik göstermemektedir.
42	Dış kısmı koyu sarı, kahverengi ve kırmızı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Karbonatlaşmanın olduğu bölgelerde asitle tepkime görülse de, cevherin yoğun olduğu alanlarda asitle tepkime görülmemiştir. Cevherin bir bölgesinde radyal yapı bulunmasıyla birlikte çizgi rengi kahverengidir. Manyetik özellik göstermemektedir.
43	Dış kısmı koyu kahverengi ve kırmızı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Cevherin yoğun olduğu alanlarda asitle tepkime görülmemiştir. Cevher eli boyar biçimdedir. Çizgi rengi kahverengi olmakla birlikte manyetik özellik göstermemektedir.
44	Dış kısmı koyu kahverengi ve kırmızı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Karbonatlaşmanın olduğu bölgelerde asitle tepkime görülse de, cevherin yoğun olduğu alanlarda asitle tepkime görülmemiştir. Cevher eli boyar biçimdedir.

**EK 1** İnceleme Alanından Derlenen El Örneklerinin Makroskobik Tanımlamaları  
(devam)

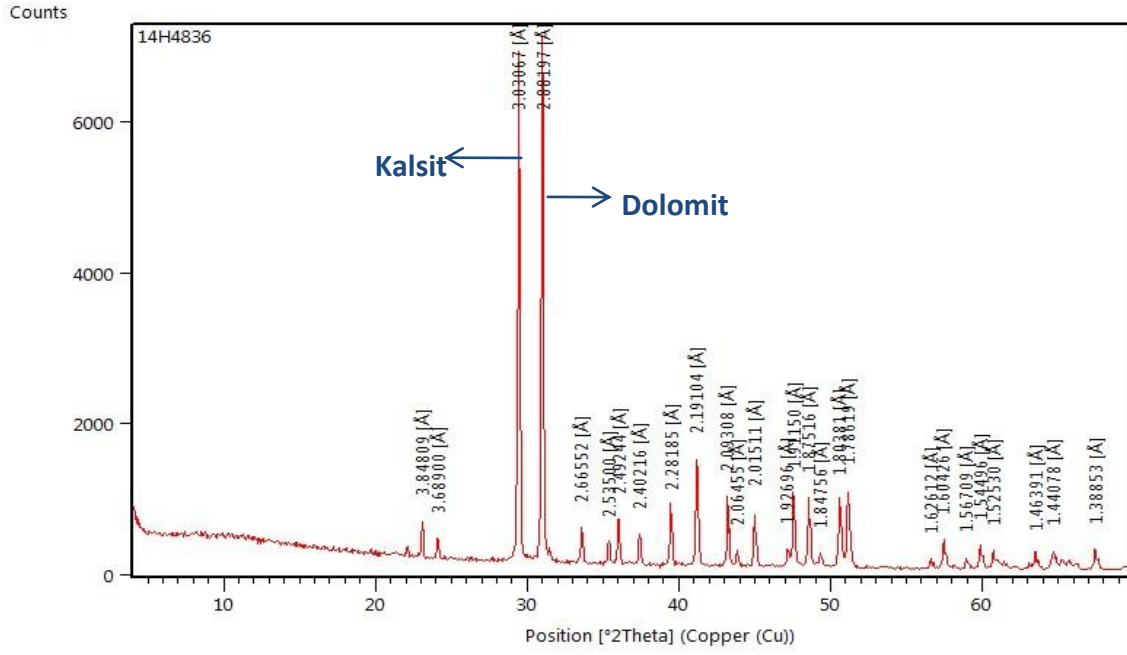
45	Dış kısmı koyu kahverengi ve ara ara açık kırmızı ve sarı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Cevherin olduğu alanlarda asitle tepkime görülmemiştir. Cevher eli boyar biçimdedir. Çizgi rengi kahverengi olmakla birlikte manyetik özellik göstermemektedir.
46	Dış kısmı koyu kahverengi ve kırmızı, içe doğru koyu metalik gri renk tonunda olan cevher örneğinin dış alanlarında karbonatlaşma izlenmektedir. Cevherin olduğu alanlarda asitle tepkime görülmemiştir. Cevher eli boyar biçimdedir. Çizgi rengi kahverengidir.
47	Geneli sarı renk tonunda olan örneğin çakılları beyaz, kahverengi, kırmızı ve yeşil renk tonlarındadır. Çakıllar arasında iyi yuvarlaklaşmış olanlar bulunmaktadır. Kayaç konglomeradır.
48	Geneli sarı renk tonunda olan örneğin çakılları beyaz, kahverengi, yeşil ve kırmızı renk tonlarındadır. Cevher çakılları bulunmaktadır. Çakıllar ince tane boyunda, bazı taneler parçalanmış ve alterasyona uğramışlardır. Kayaç konglomeradır.
49	Geneli sarı ve kırmızı renk tonlarında olan örneğin çakılları beyaz, kahverengi, yeşil ve kırmızı renk tonlarındadır. Kayaç konglomeradır.
50	Geneli sarı ve kırmızı renk tonlarında olan örneğin çakılları beyaz, yeşil, sarı ve kahverengi renk tonlarındadır. Tanelerin çoğu ufak, aralarda orta ve büyük tane boylarında çakıllar bulunmaktadır. Kayaç konglomeradır.
51	Açık kahverengi ve sarı renk tonlarında olan örnek fosil içermekle birlikte asitle tepkime vermektedir. Kayaç kireçtaşıdır.
52	Sarı ve kırmızı renk tonlarında olan örnek asitle tepkime vermektedir. Kayaç kristalize kireçtaşıdır.
53	Gri renk tonunda olan örnek çatlakları boyunca demirli boyamalar içermektedir. Kayaç kireçtaşıdır.
54	Sarı ve açık kahverengi renk tonlarında olan örnek fosil içermektedir. Çatlaklarında ikincil karbonat mineralleri bulunmaktadır. Kayaç fosilli kireçtaşıdır.

## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları

### 1 numaralı örneğe ait difraktogram

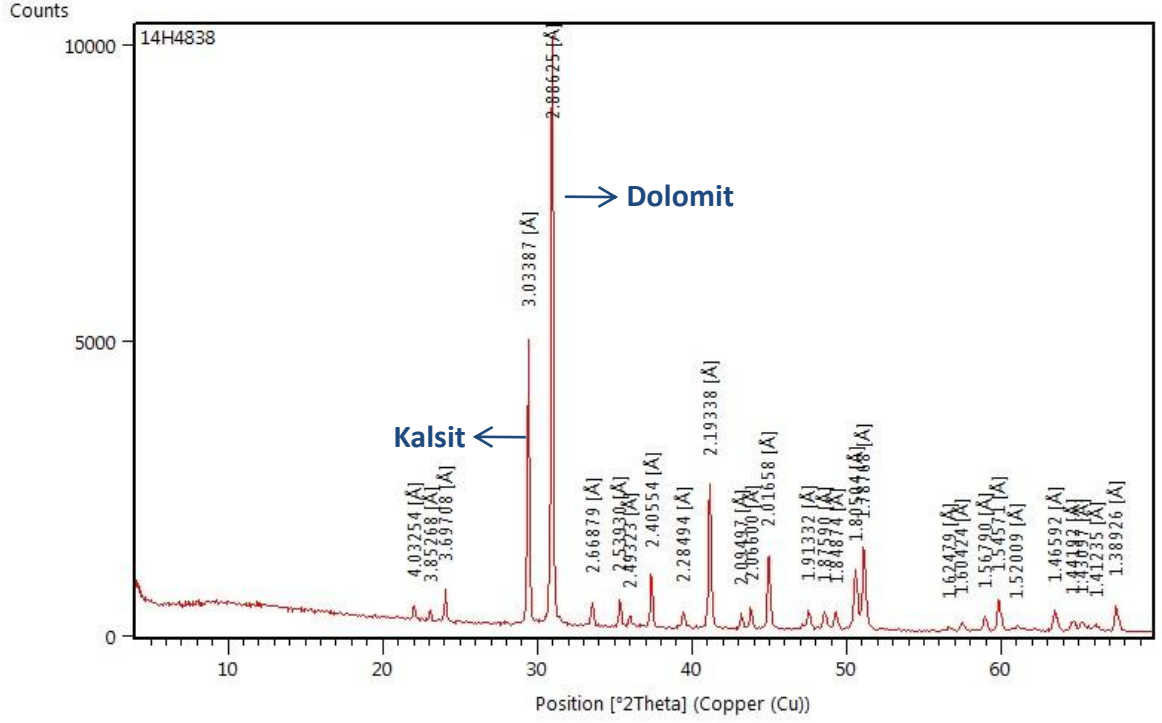


### 2 numaralı örneğe ait difraktogram

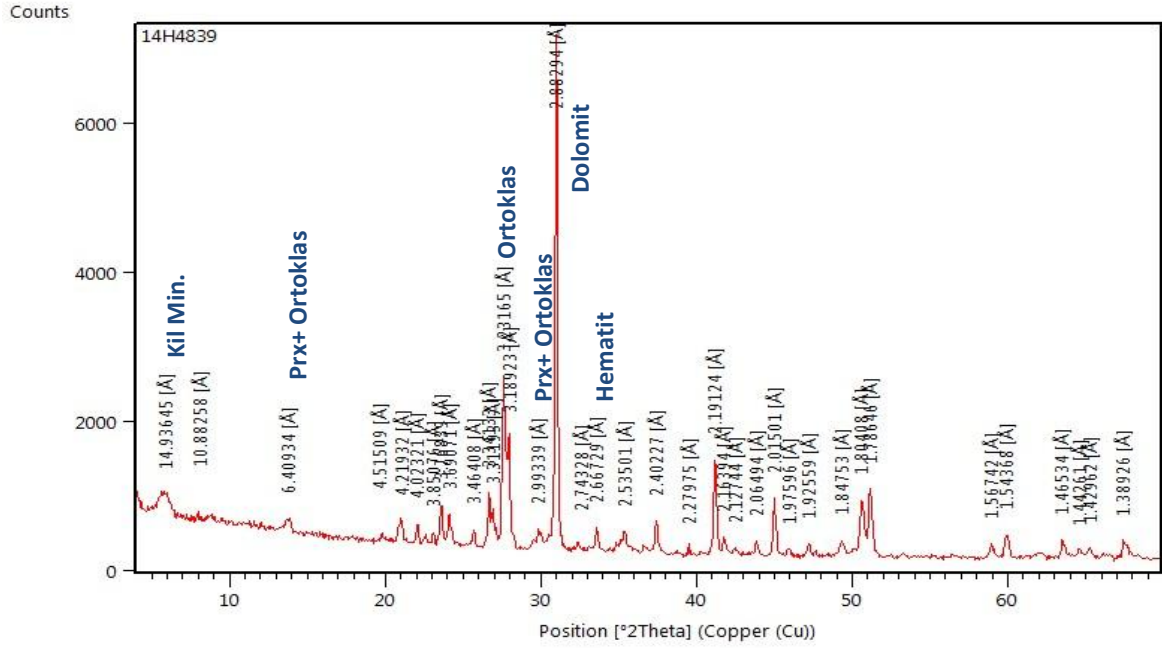


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

4 numaralı örneğe ait difraktogram



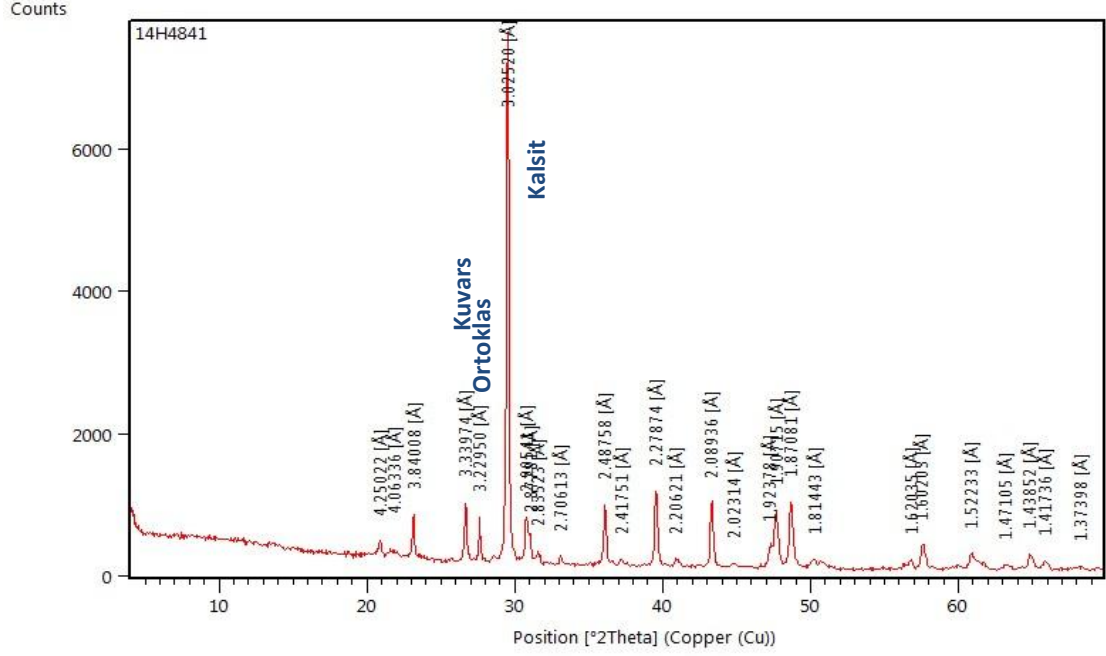
5 numaralı örneğe ait difraktogram



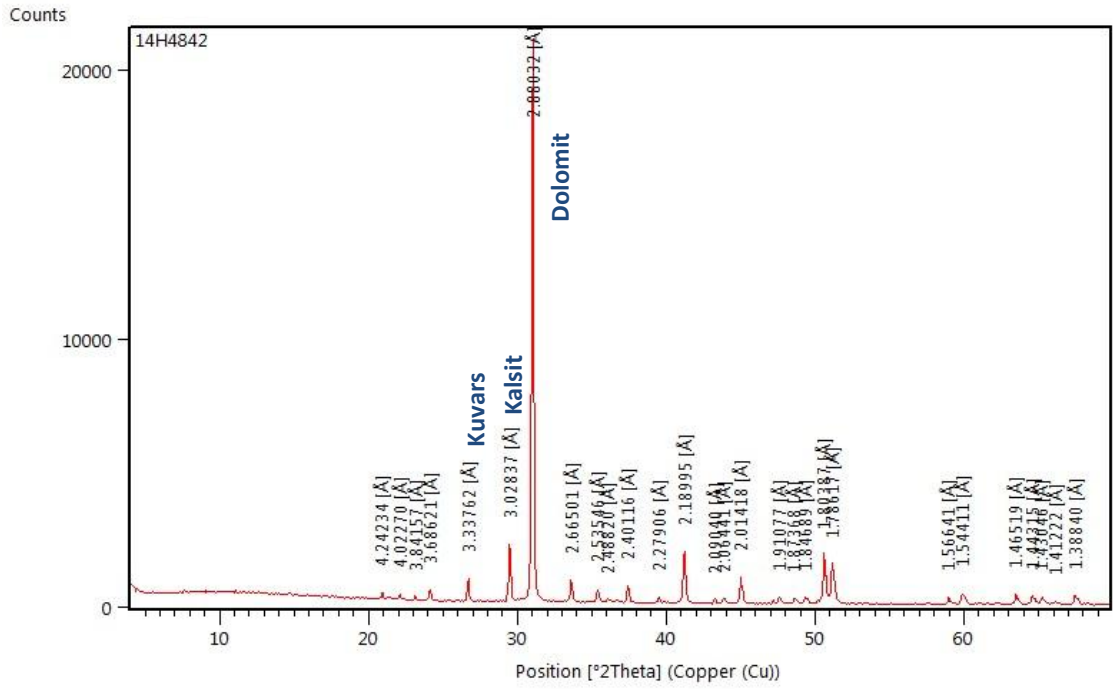


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

7 numaralı örneğe ait difraktogram

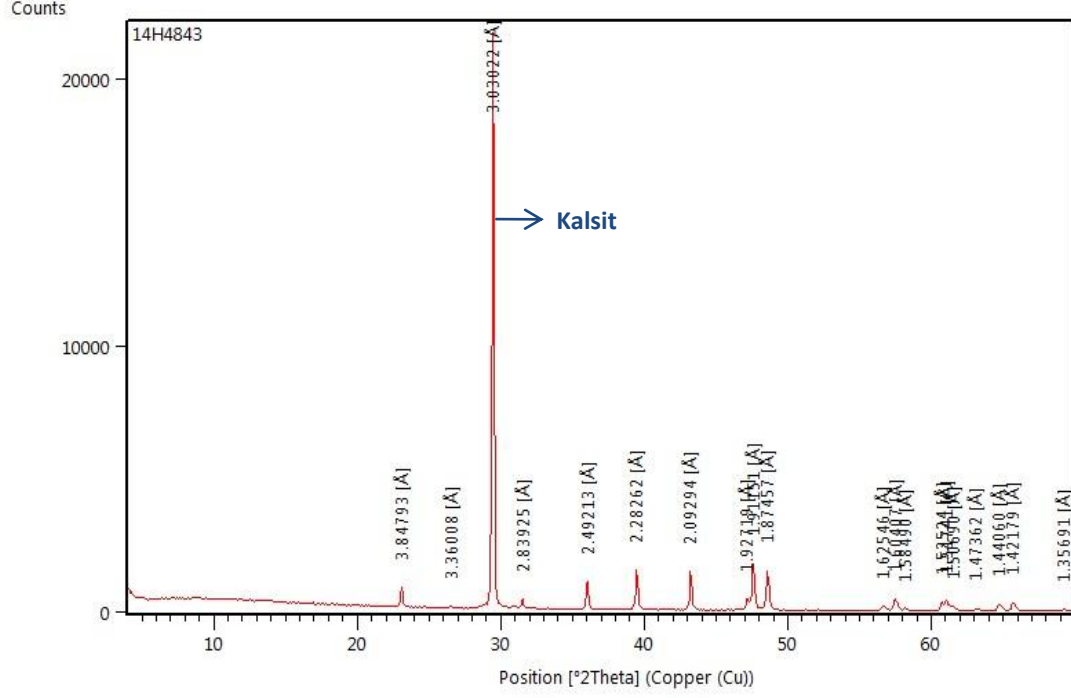


9 numaralı örneğe ait difraktogram

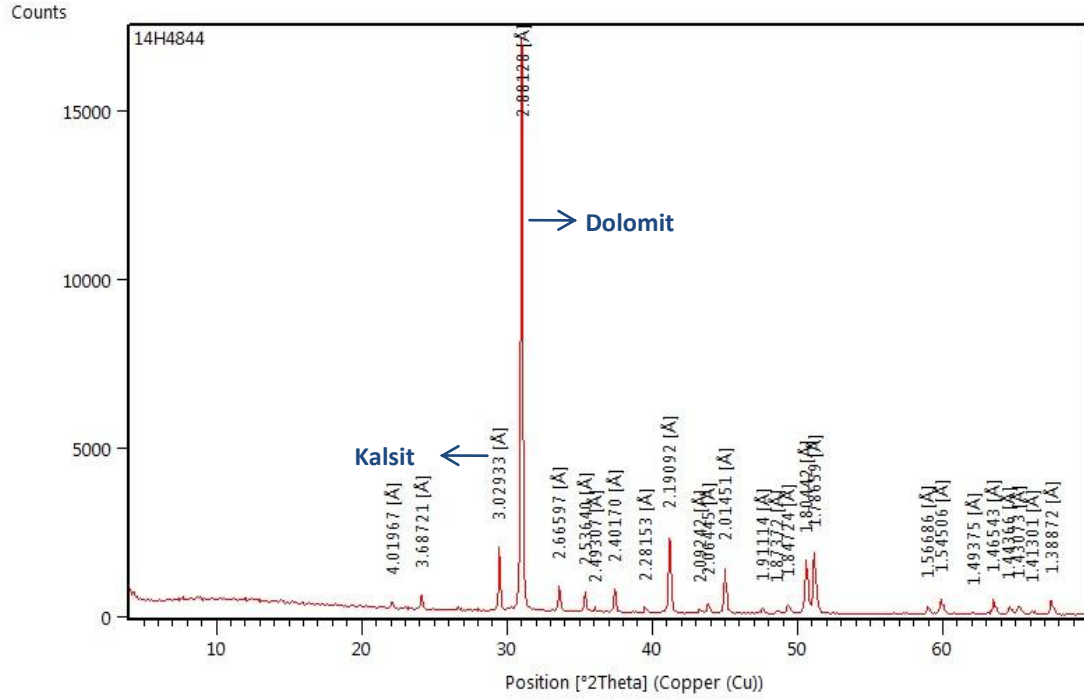


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

10 numaralı örneğe ait difraktogram

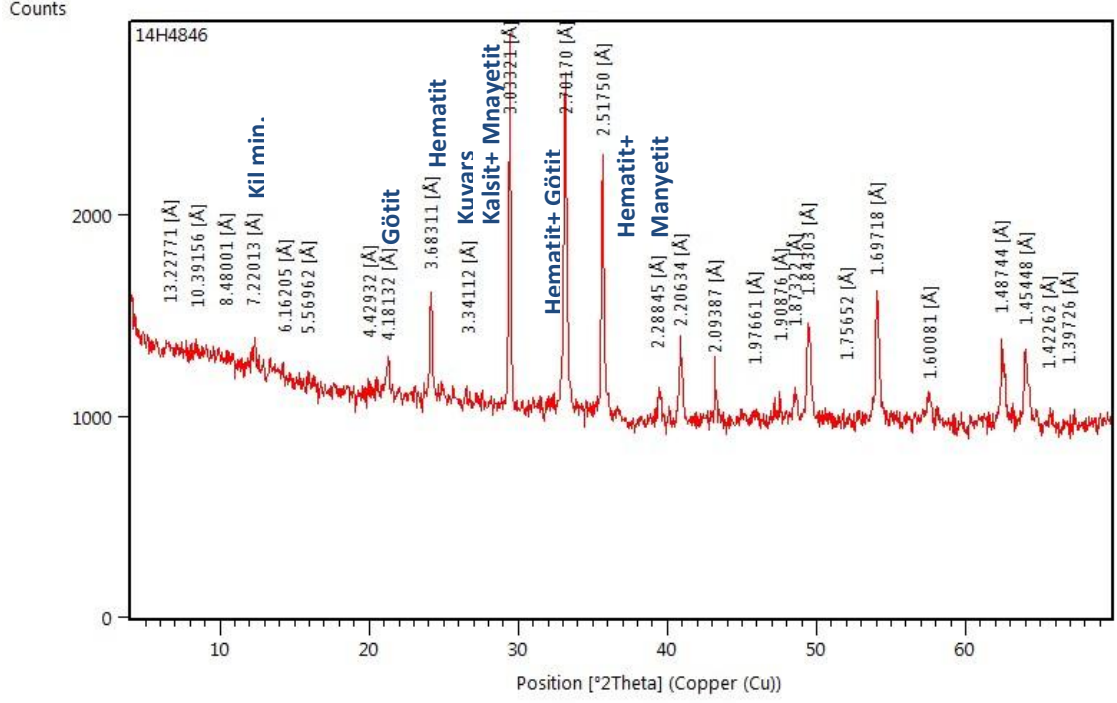


11 numaralı örneğe ait difraktogram

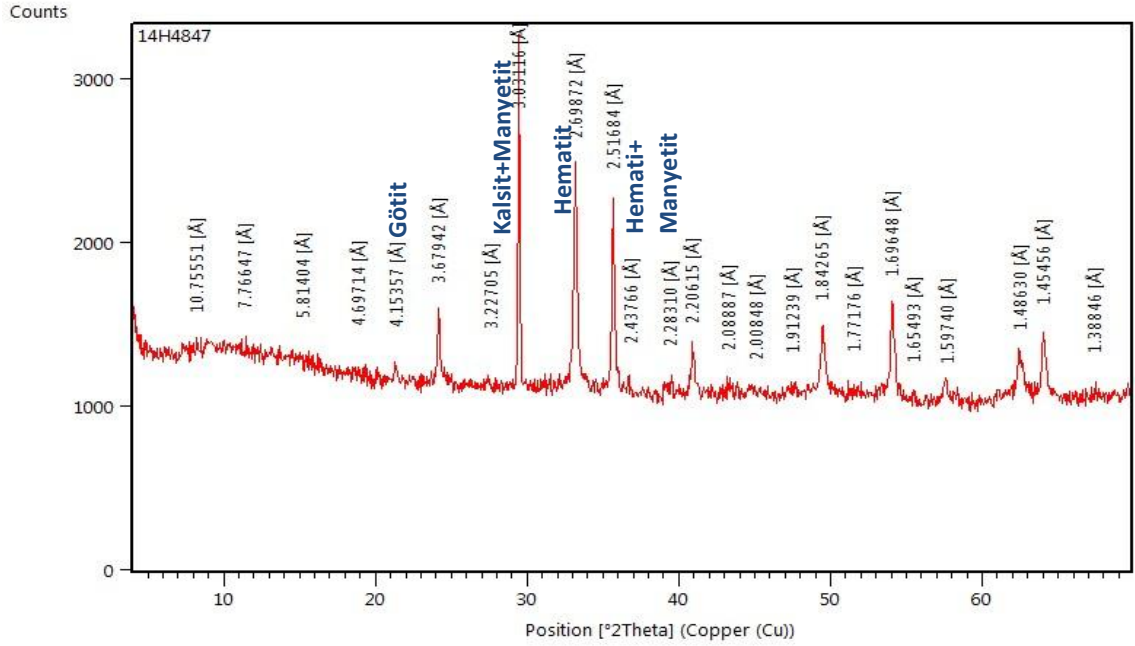


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

### 13 numaralı örneğe ait difraktogram

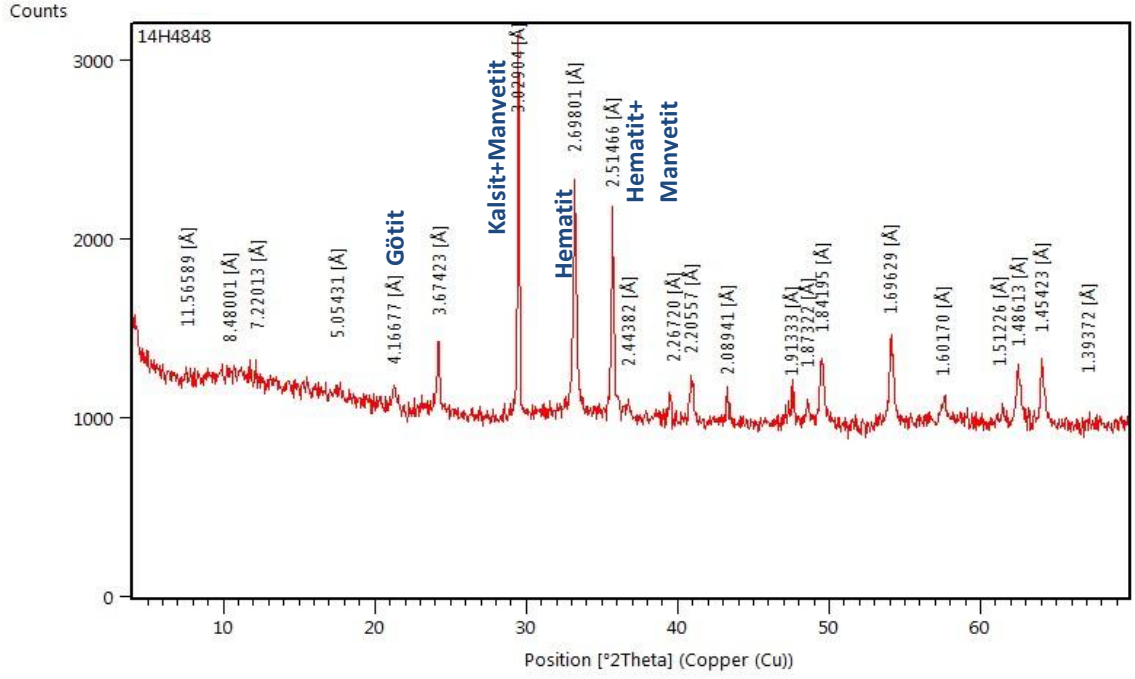


### 14 numaralı örneğe ait difraktogram

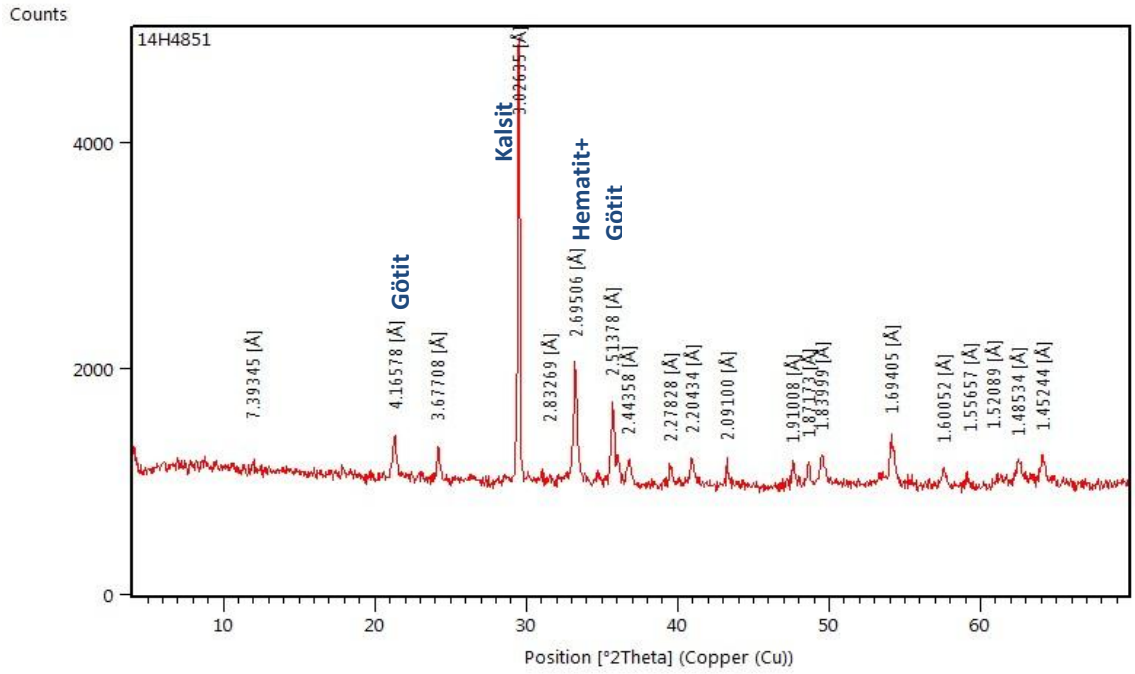


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

15 numaralı örneğe ait difraktogram

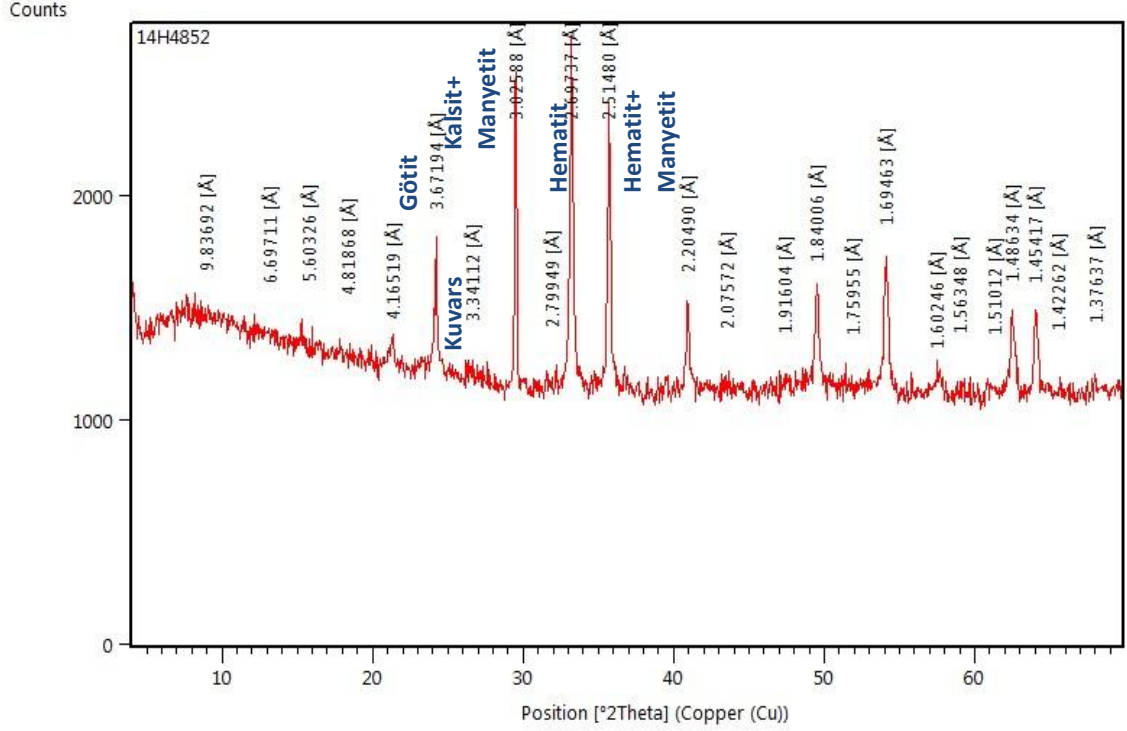


16 numaralı örneğe ait difraktogram

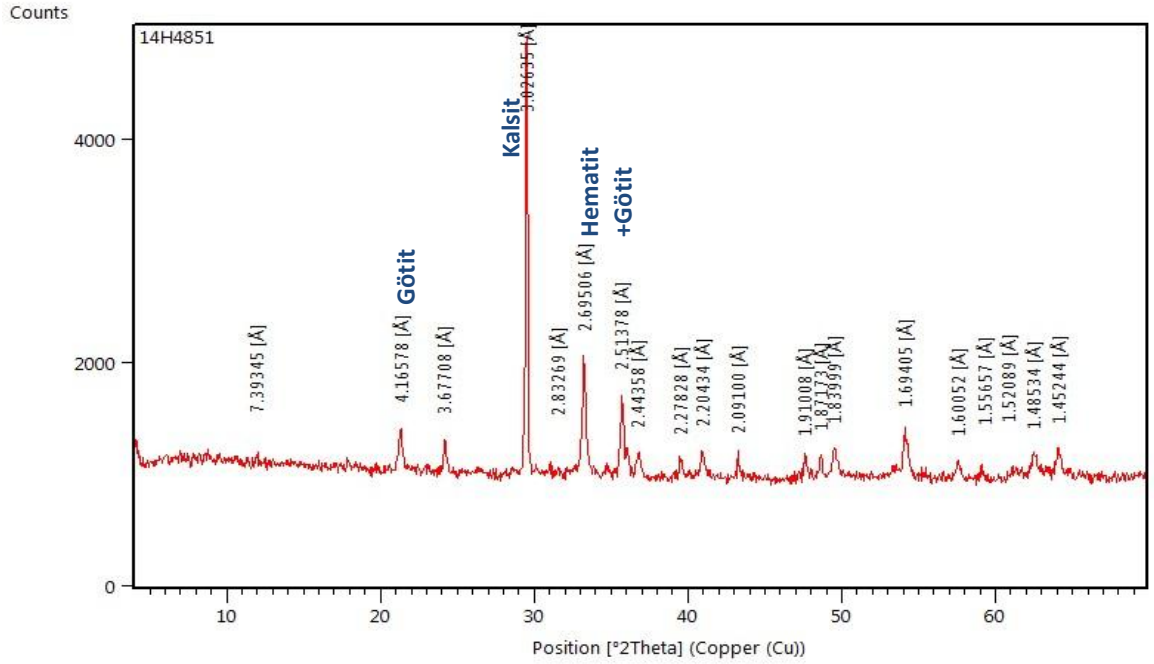


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

17 numaralı örneğe ait difraktogram

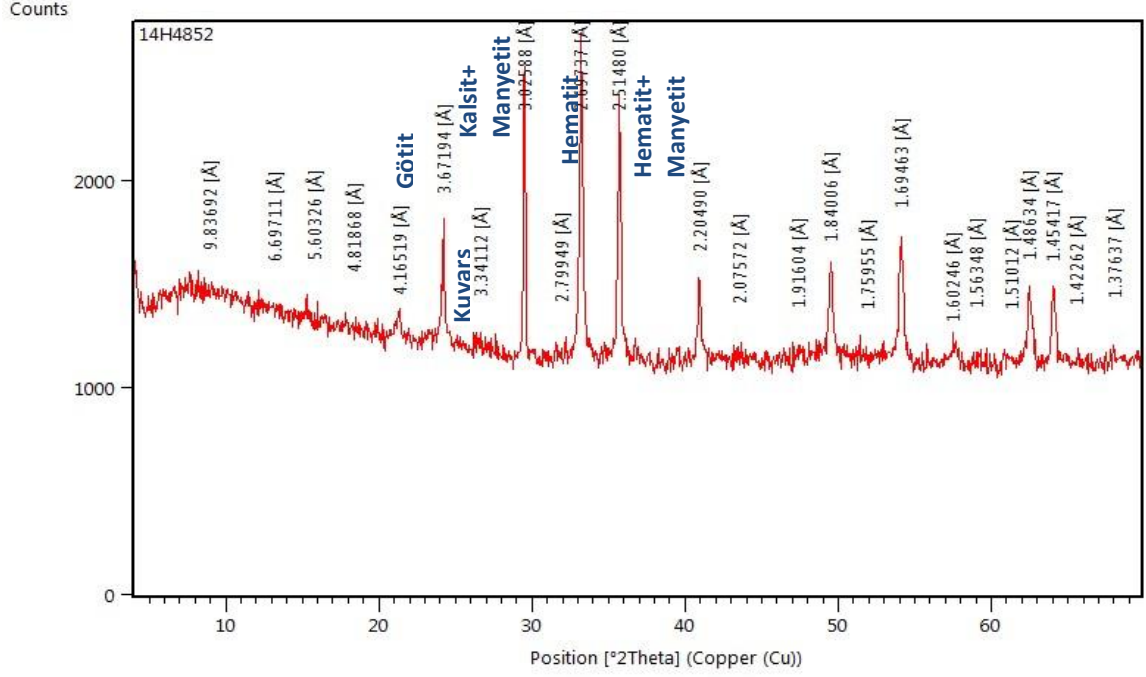


18 numaralı örneğe ait difraktogram

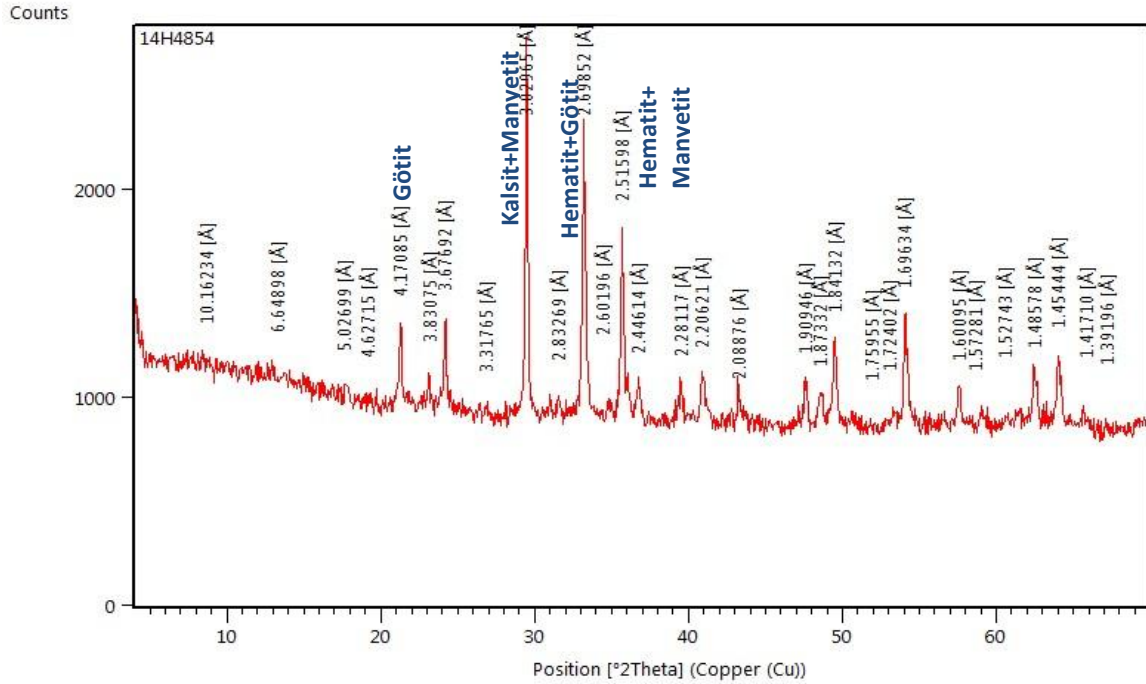


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

### 19 numaralı örneğe ait difraktogram

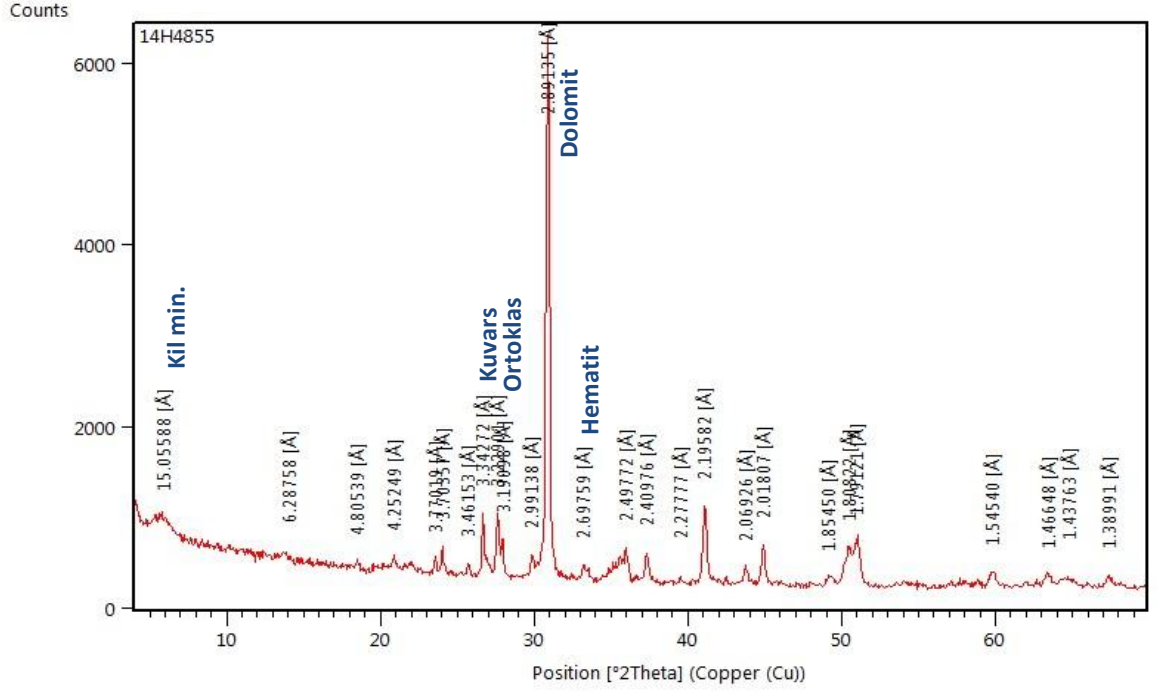


### 21 numaralı örneğe ait difraktogram

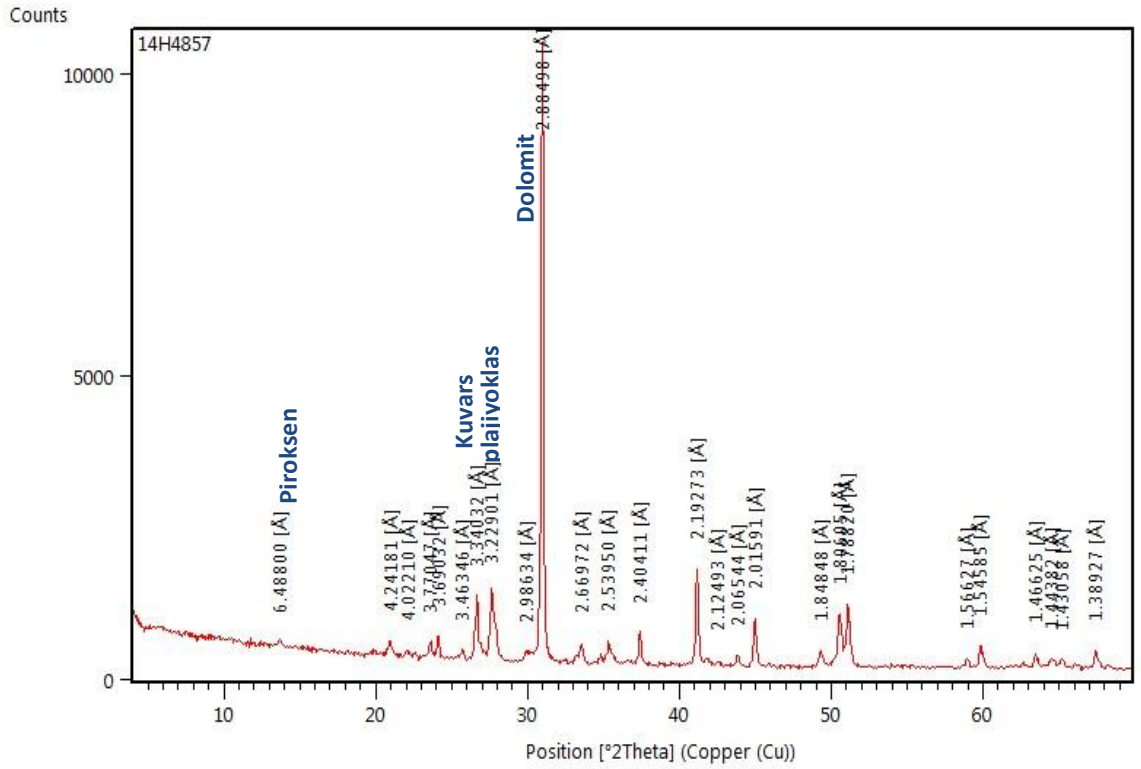


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

22 numaralı örneğe ait difraktogram

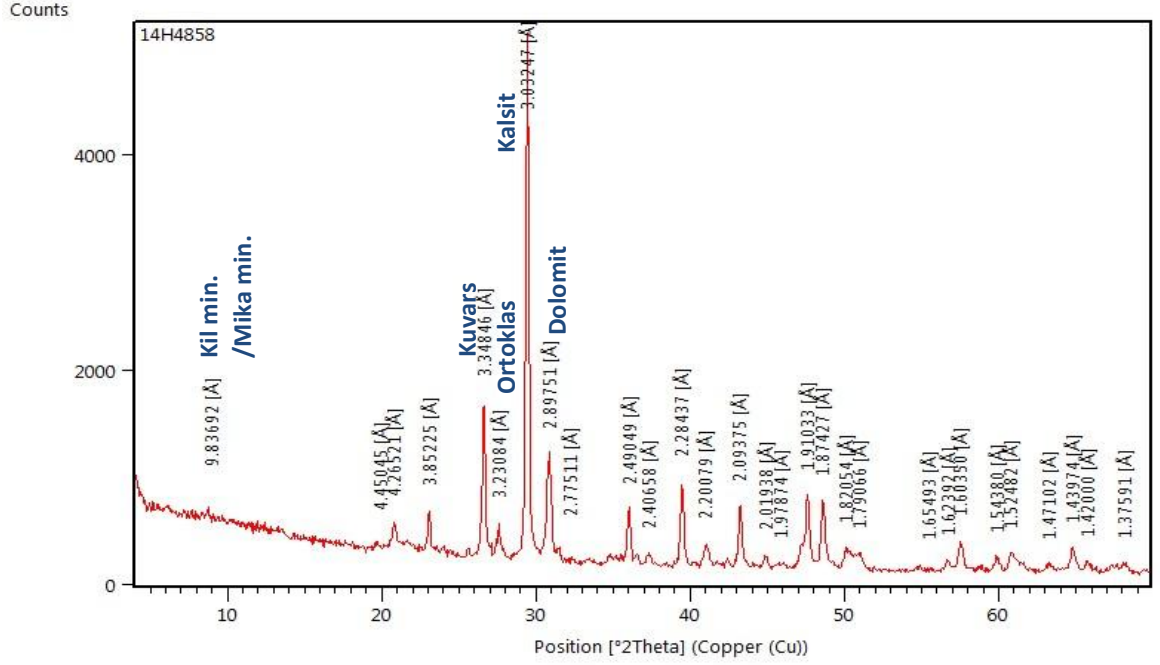


33 numaralı örneğe ait difraktogram

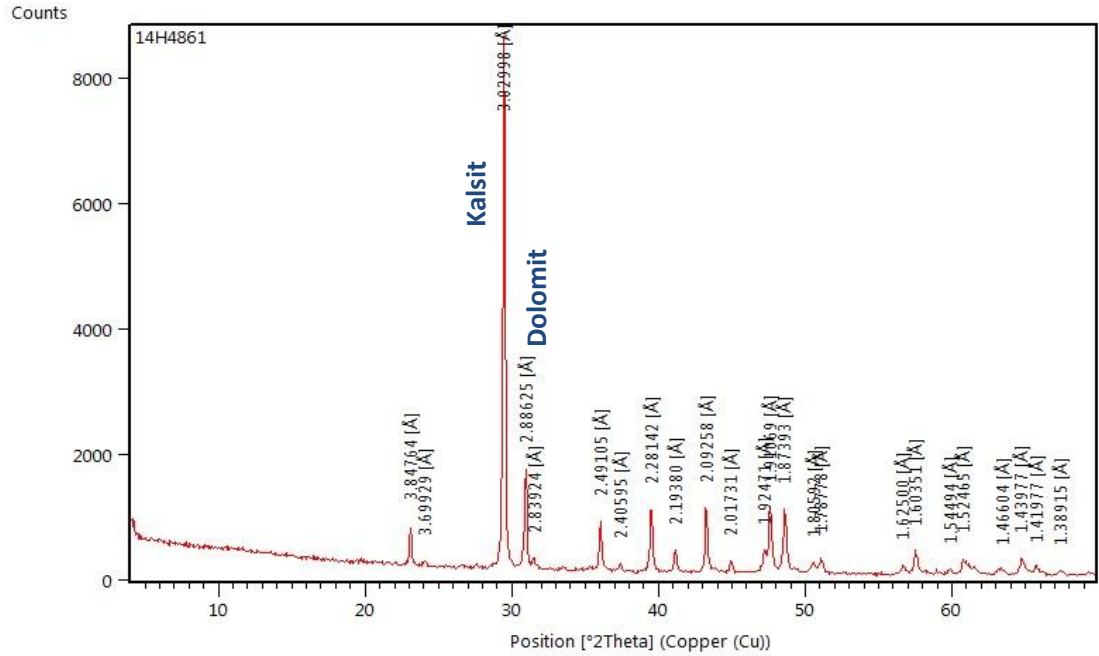


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

34 numaralı örneğe ait difraktogram



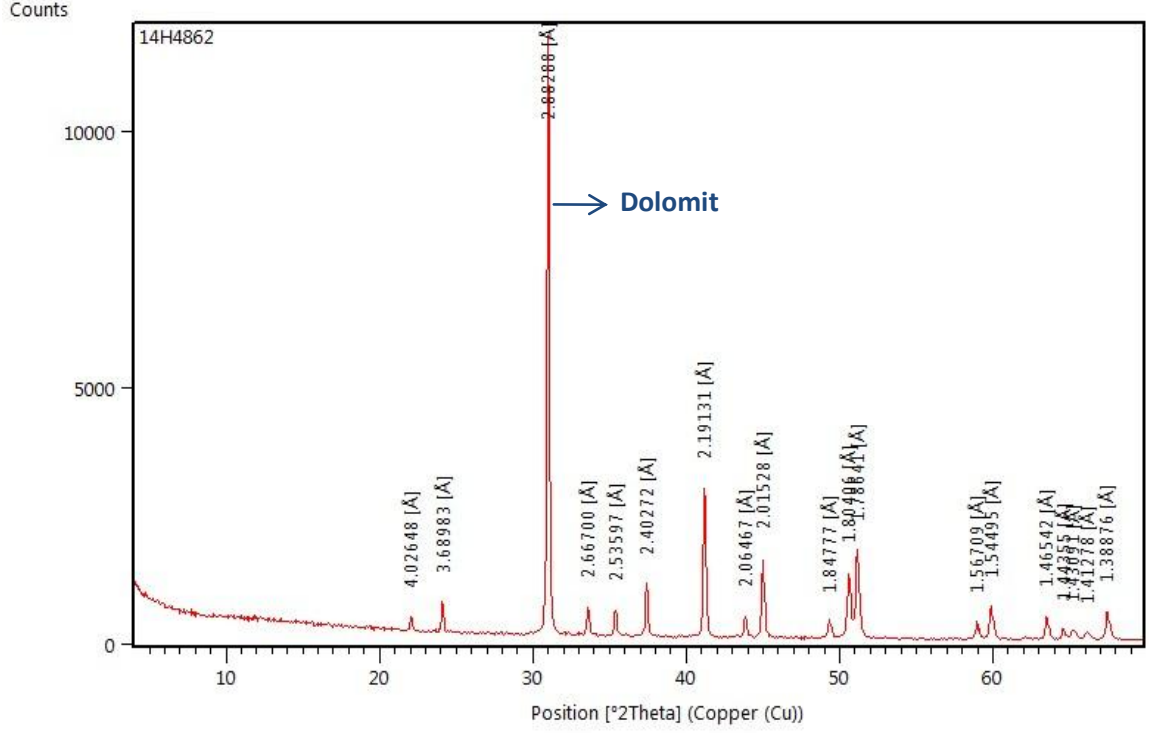
38 numaralı örneğe ait difraktogram



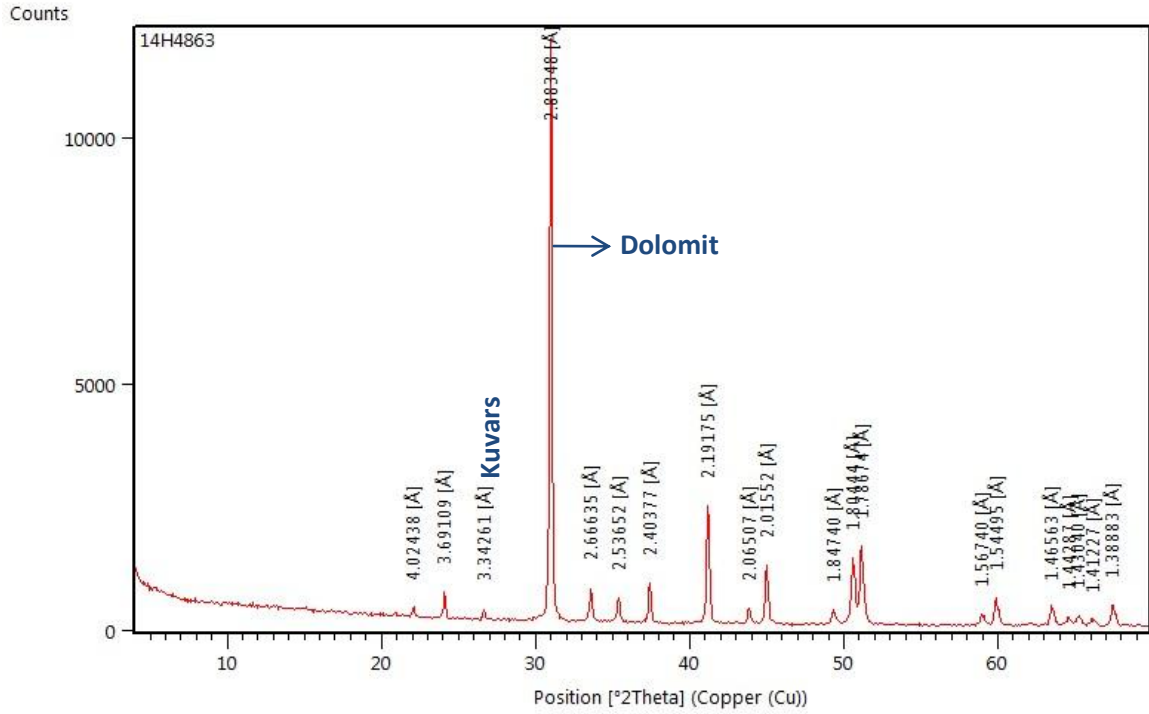


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

### 39 numaralı örneğe ait difraktogram

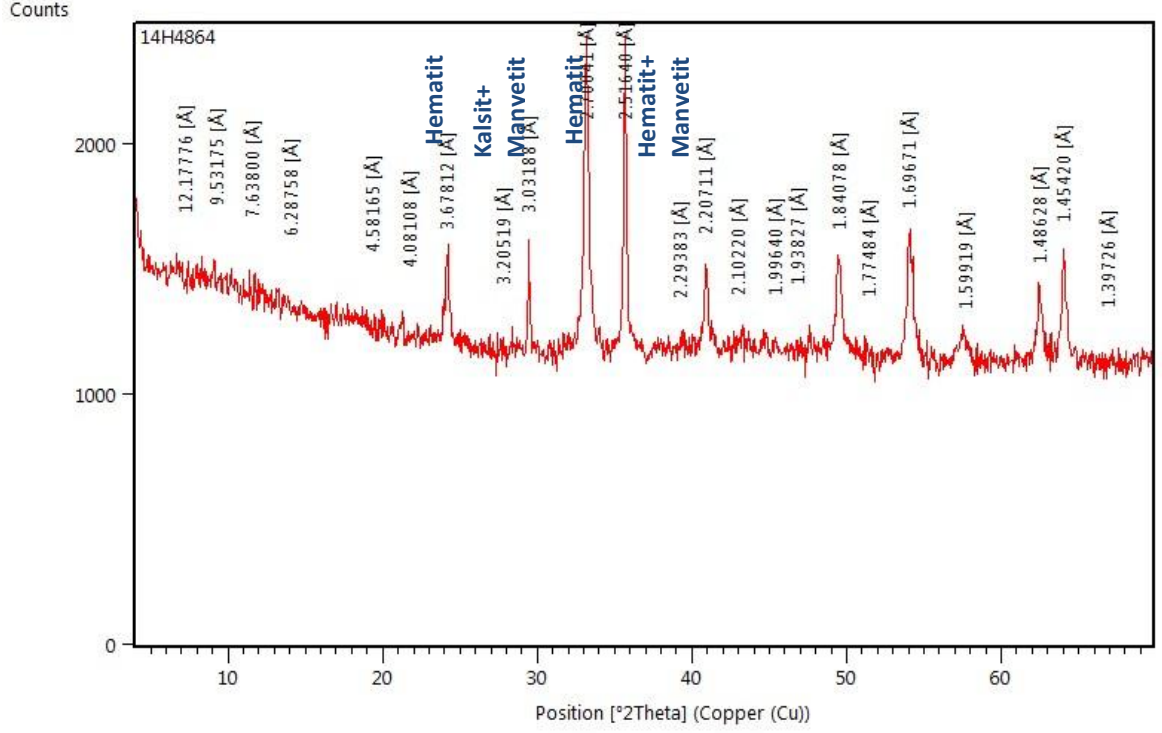


### 40 numaralı örneğe ait difraktogram

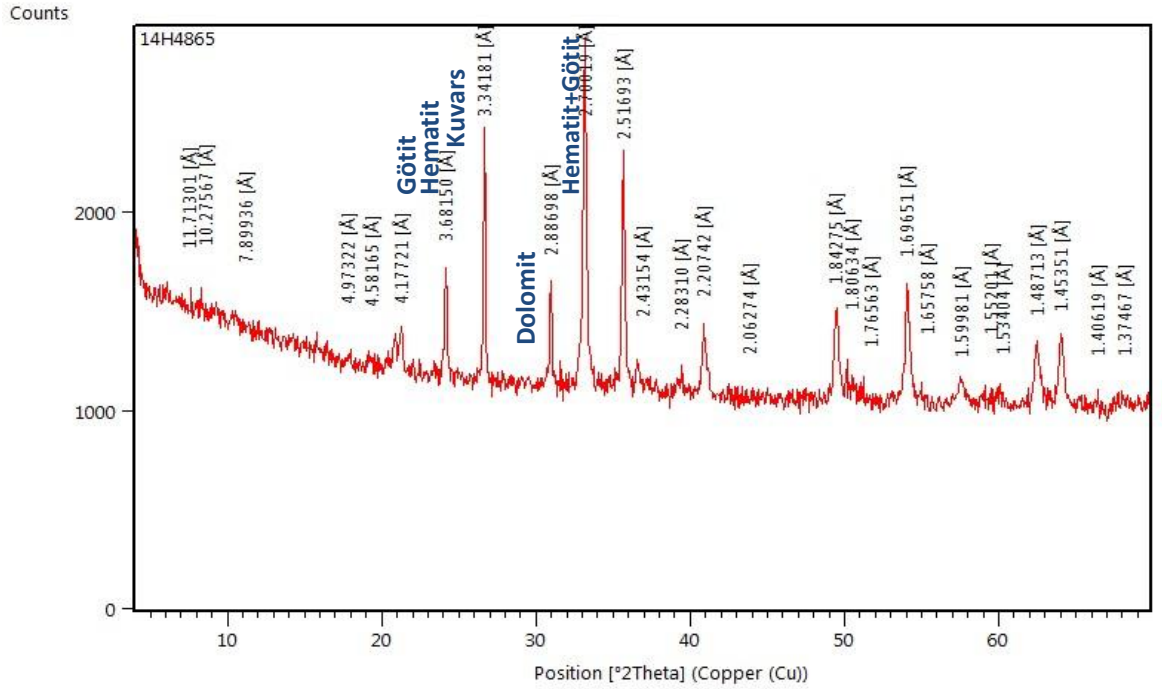


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamalar (devam)

41 numaralı örneğe ait difraktogram

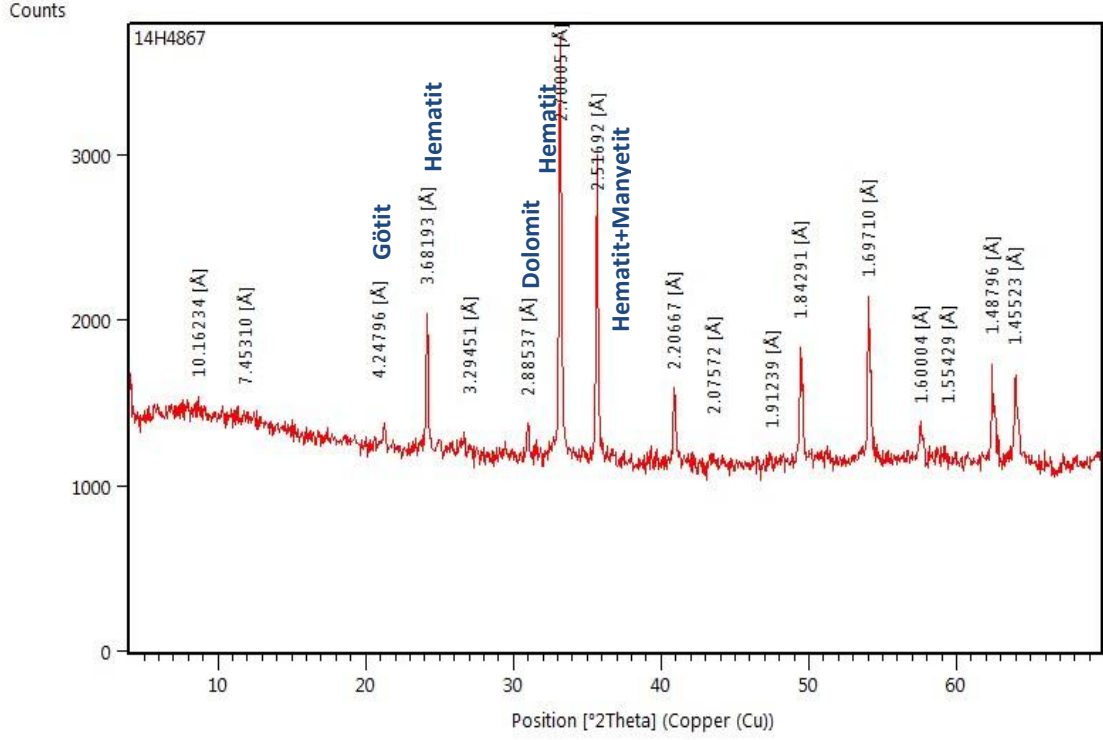


42 numaralı örneğe ait difraktogram

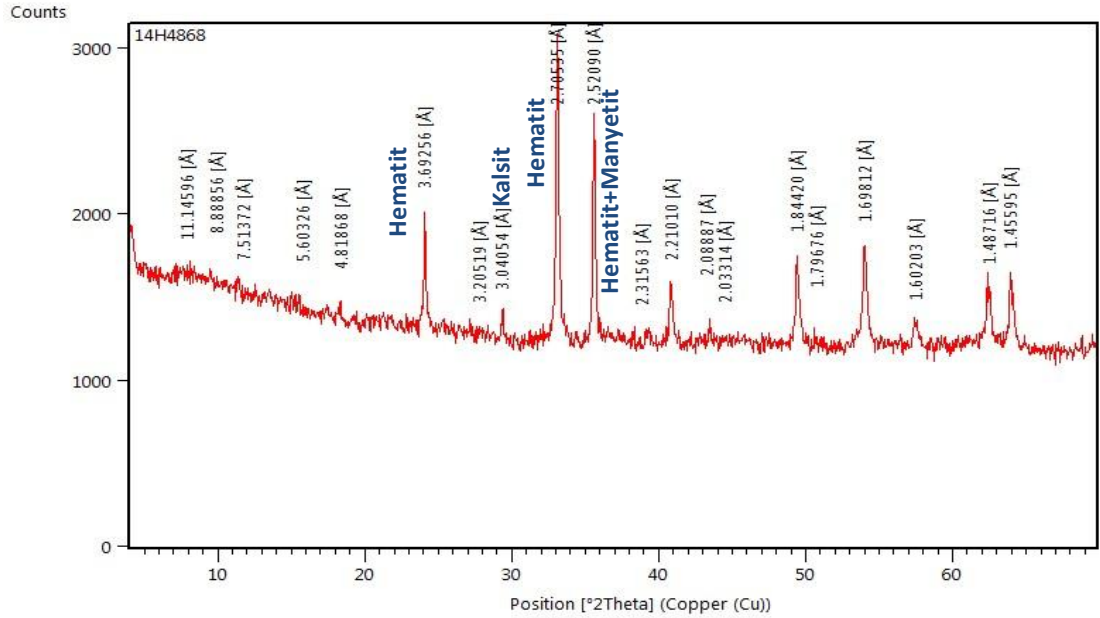


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

44 numaralı örneğe ait difraktogram

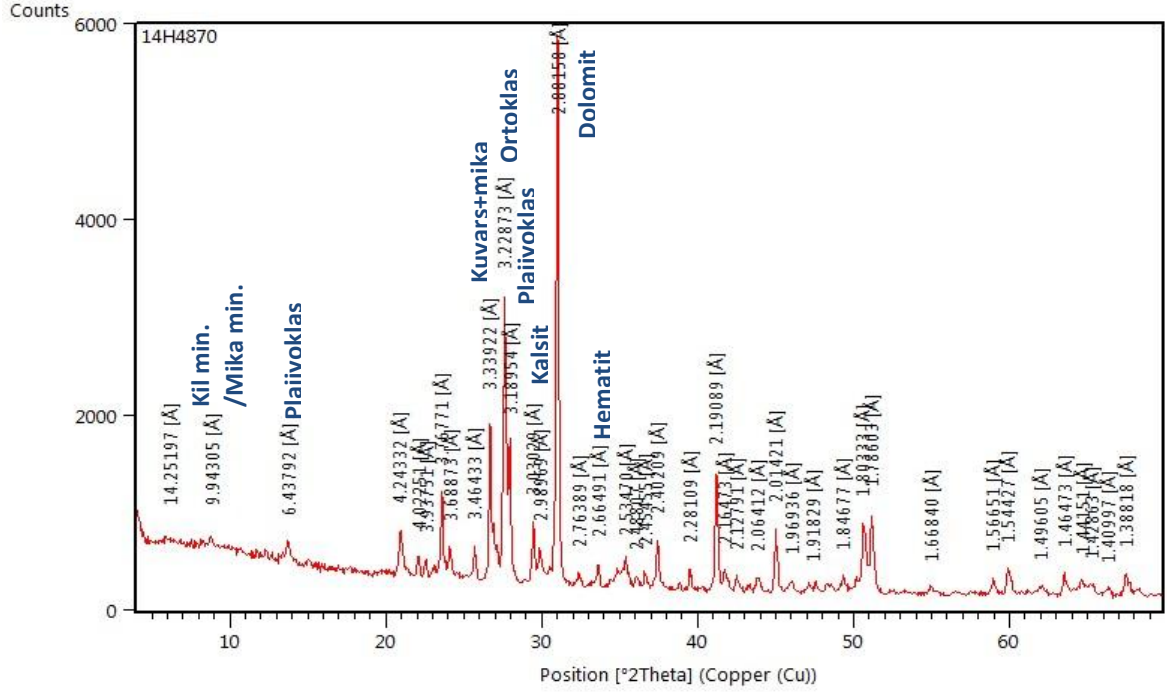


45 numaralı örneğe ait difraktogram

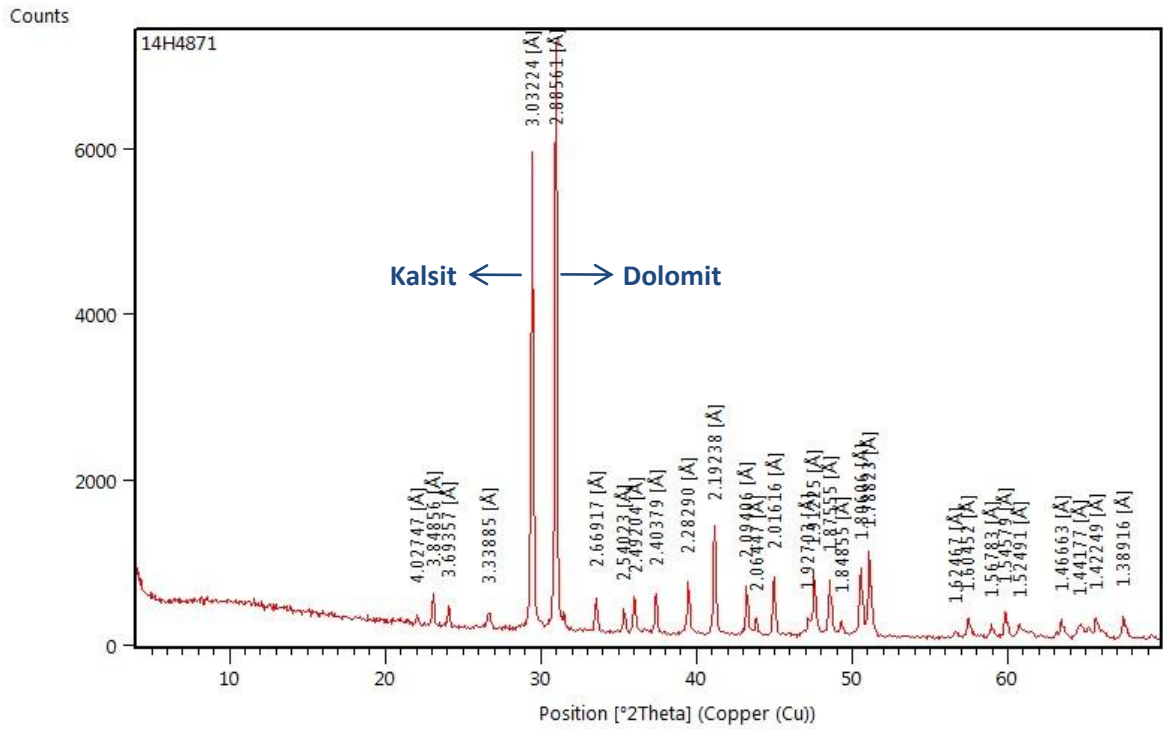


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

50 numaralı örneğe ait difraktogram

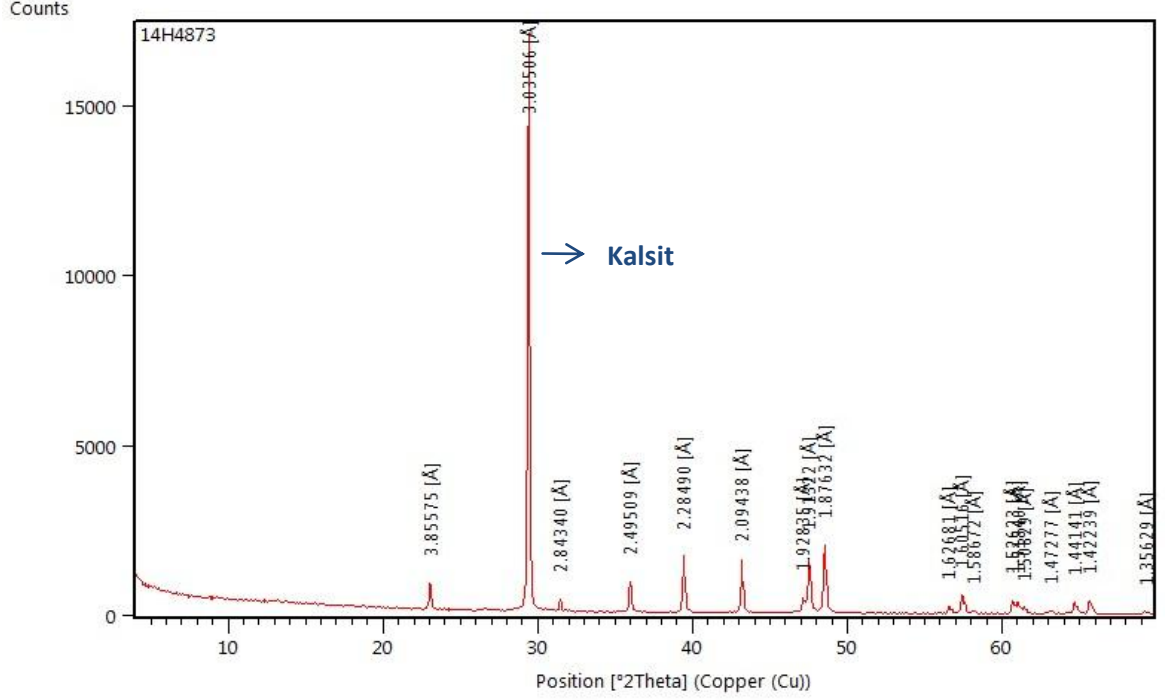


51 numaralı örneğe ait difraktogram

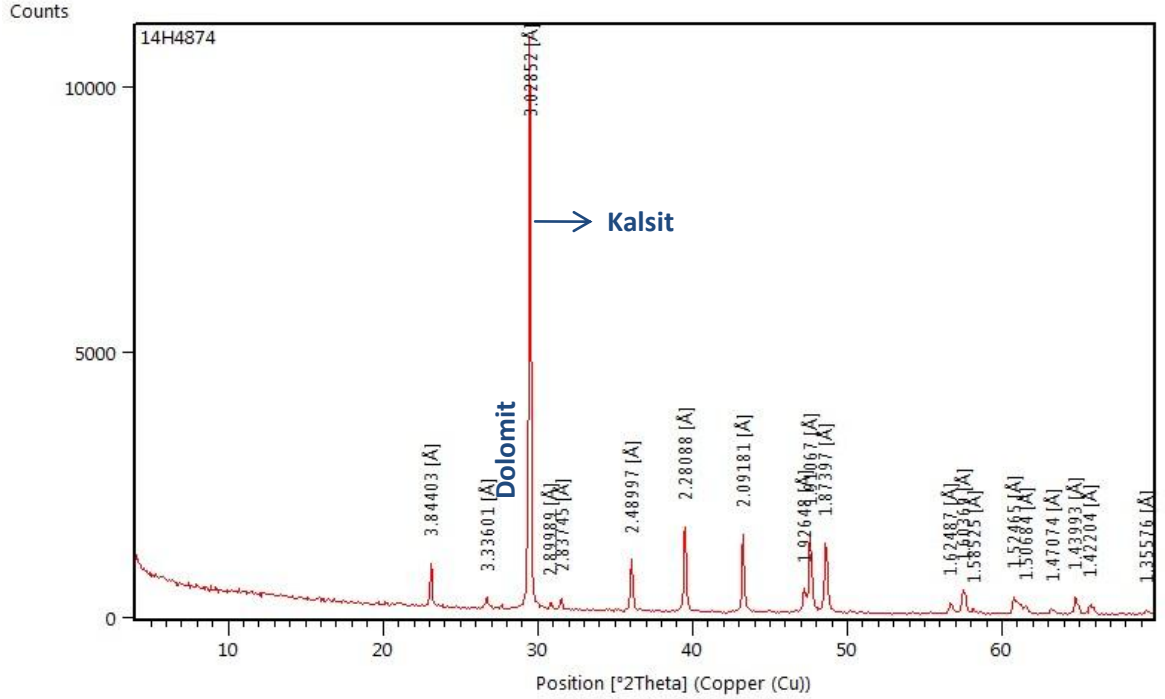


## EK 2 İnceleme Alanından Derlenen Örneklerin XRD Tanımlamaları (devam)

53 numaralı örneğe ait difraktogram



54 numaralı örneğe ait difraktogram



## ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Ece VAROL

Doğum Yeri : Ankara

Doğum Tarihi : 15/07/1989

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

### **Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)**

Lise : Kocatepe Mimar Kemal Lisesi (2003-2006)

Lisans : Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (Anadal) (2006-2011) (Bitirme Ödevi: Divriği çevresi kromit oluşumlarının jeokimyası, Prof. Dr. Taner Ünlü danışmanlığında)

Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Kimya Bölümü (Çift Anadal) (2008-2012)

Yüksek Lisans : Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı (Şubat 2012- Ocak 2015)

### **Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl:**

Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Araştırma Görevlisi, Ocak 2014- devam

Ahi Evran Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Araştırma Görevlisi, Eylül 2013- Ocak 2014

### **Yayımları:**

**1. Varol, E., Öztürk, C. ve Ünlü, T.** 2012. Divriği çevresi kromit oluşumlarının jeokimyası, 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 420-421, Ankara.

**2.Varol, E., Öztürk, C. and Ünlü, T.** 2012. Geochemistry of Chromite Occurences of Divriği Area, Turkey. EGU General Assembly-Geophysical Research Abstracts, 14, 7589. Vienna.