

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**KEBAN SKARN YATAĞININ MİNERALojİK, JEOKİMYASAL VE
İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ (ELAZIĞ-DOĞU ANADOLU)**

ECE KIRAT

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2020**

Her hakkı saklıdır

ÖZET

Doktora Tezi

KEBAN SKARN YATAĞININ MİNERALOJİK, JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ
(ELAZIĞ-DOĞU ANADOLU)

Ece KIRAT

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Halim MUTLU

Elazığ yakınlarında bulunan Keban skarn yatağı, Permo-Triyas yaşlı metamorfikler ile Geç Kretase magmatik kayaların kontak zonlarında gelişmiştir. Bazı alanlarda dayk/sil, bazı yerlerde ise stok tipi geniş apofizler halinde yerleşen Geç Kretase yaşlı Keban Magmatikleri, Erken Triyas/Jura yaşlı Nimri Formasyonuna ait metaklastik/ karbonatlı kayaları kesmiş ve bunun sonucunda dokanakları boyunca kontak metasomatik skarn zonları ve cevherleşmeler meydana gelmiştir. Cevher mineralleri galenit, kalkopirit, sfalerit, molibdenit, manyetit, hematit, bol miktarda pirit ile az oranda pirotin, arsenopirit, mangan grubu mineraller, nabit altın ve fahlerzdir. Gang mineralleri ise granat, piroksen, florit, kalsit, epidot, klorit ve kuvarstır. Dissemine, damar ve/veya masif formlarda çeşitli tane boylarında yerleşen cevherleşme sülfid minerali, oksitler ve süperjen zonları içerir. Bölgede dar alanda izlenen endoskarn zonu plajiyoklaz, piroksen ve granat minerallerinden, ekzoskarn zonu ise granat, piroksen ve vezüvyanit minerallerinden oluşur. Elektron mikroprob çalışmaları ile endoskarn granatların andradit-grossular, proksimal ekzoskarn granatların grossular ve distal ekzoskarn granatların ise andradit bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Prograd evredeki klinopiroksenlerde diyopsit bileşimi baskın iken retrograd evredeki piroksenlerde hedenberjite doğru bir gidiş görülür.

Keban Magmatikleri nefelin siyenit-foid siyenit porfir bileşiminde olup alkali, metalumina, A-tipi ve şoşonitik karakterlidir. NTE içeriğine bakıldığında negatif Eu anomalisi ($Eu/Eu^* = 0.67-0.79$), kondrite göre normalize edilmiş desenlerde HNTE'ce zenginleşme görülmektedir. Skarn zonlarına ait kayaların NTE konsantrasyonları Keban Magmatikleri ile aynı desende olmasına karşın çoğunluğu 100-150 kat tüketilme sergilemektedir. NTE konsantrasyonları, $(Pr/Yb)_n$, Eu/Eu^* ve Ce/Ce^* oranları, endoskarnı oluşturan hidrotermal akışkanın magmatik kökenli ve büyük bir kısmının düşük ΣNTE konsantrasyonları ve $(Pr/Yb)_n$ oranları ile negatif Eu ve Ce anomalilerine sahip olduğu görülür. Ekzoskarn ve cevherli kayaları oluşturan hidrotermal akışkanlar, yüksek $(Pr/Yb)_n$ oranları ve yüksek NTE konsantrasyonuna sahip, büyük bir kısmı negatif Eu ve Ce anomalisine sahiptir. Nimri formasyonuna ait kalkıştelerin cevher ve ekzoskarn zonuna benzer NTE içeriklerine sahip olması, Keban Pb-Zn skarn yatağının sadece magmatik kökenli akışkanlardan çökelmeyip, metamorfik bir etkinin olduğunu da göstermektedir. Cevherli kayaların La/Y oranının 1'den yüksek olması (ort. 12.38) bunların nötr-alkali koşullarda oluştuğuna işaret eder. Homojenleşme sıcaklıkları ve NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri sırasıyla; prograd evre için 384->600 °C ve % 5.2, retrograd evre için 229->600 °C ve % 2.07-50.8, cevherleşme evresi için 360-440 °C ve % 0.1-38.2 olarak belirlenmiştir. Homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluklarına göre, 1.evrede mineralizasyon derinliği 3 km'ye kadar görülürken 2. evredeki mineralizasyon 2-3 km arasında, cevherleşme ise 1.5-2 km arasında gerçekleşmiştir. Skarn zonlarındaki kalsitlerde $\delta^{13}C$: ‰-4.63 ile -2.24 ve $\delta^{18}O$: ‰ +12.83 ile +18.24 arasındadır. Nimri Formasyonu kireçtaşından türediği düşünülen skarn kalsitlerinin $\delta^{13}C$ ve $\delta^{18}O$ oranları artan sıcaklıkla meteorik su ile reaksiyon sonucunda sistematik olarak azalmıştır. Çalışma alanındaki sülfitlerin $\delta^{34}S$ değerleri (‰ -8.5 ile +2.1 arasında) kükürdün esas olarak magmatik bir kayaktan türediğini göstermektedir. $\delta^{34}S$ değeri nispeten düşük (‰-8.5) olan bazı sülfitlerin bulunması organik madde içeren metasedimanter birimlerden türeyen akışkanın sülfid mineral bileşimini etkilemesi ile açıklanabilir.

Ekim 2020, 207 sayfa

Anahtar Kelimeler: Keban skarn yatağı, Jeokimya, Karbon, Oksijen ve Kükürt İzotopları, Elektron Mikroprob, Sıvı Kapanım

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

MINERALOGICAL, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF THE KEBAN
SKARN DEPOSIT (ELAZIG-EAST ANATOLIA)

Ece KIRAT

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

Supervisor: Prof. Dr. Halim MUTLU

The Keban skarn deposit in the Elazig region, was formed at the contact between the Permo-Triassic metamorphics and the Late Cretaceous plutonic rocks. The Late Cretaceous Keban Magmatics, emplaced as dyke/sill and also stock-like large apophysis, intrudes to the meta-clastic/ carbonate rocks of the Early Triassic/Jurassic Nimri Formation and as a result contact metasomatic skarn zones and mineralization was formed along its contacts. Ore minerals are sphalerite, galena, chalcopyrite, magnetite, hematite abundant pyrite and small amount of pyrrhotite, arsenopyrite, manganese group minerals, native gold and fahlore, whereas gang minerals are garnet, pyroxene, fluorite, calcite, epidote, chlorite and quartz. Mineralization occurs as disseminated, vein and/or massive forms of variable grain sizes and sulphide mineral, oxide and supergene zones. The endoskarn zone which is observed in a narrow zone in the area consists of plagioclase, pyroxene and garnet minerals, whilst the exoskarn zone includes garnet, pyroxene and vesuvianite minerals. Electron microprobe analysis demonstrated that the composition of garnet in endoskarn is andraditic. Garnet in endoskarn is of andradite-grossular composition whereas those of distal exoskarn are composed of andradite type. The diopside composition is predominant in clinopyroxenes in the prograde stage, while hedenbergite type becomes dominant pyroxene phase at the retrograde stage. Keban plutonic rocks are alkaline, metaluminous, A-type and shoshonitic character. Based on REE trends, these plutonic rocks have a negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.67-0.79$) and LREE-enriched patterns. REE concentrations of skarn zones have the same pattern as the Keban Magmatics, but most of them are 100 to 150-fold depleted. Regarding REEs, $(Pr/Yb)_n$, Eu/Eu^* and Ce/Ce^* ratios, the hydrothermal fluids responsible for the endoskarn formation are attributed to a magmatic source and most of them are characterized by low $\sum REE$ and $(Pr/Yb)_n$ ratios with negative Eu and Ce anomalies. The hydrothermal fluids responsible for the formation of exoskarn and ore rocks have high $(Pr/Yb)_n$ ratios and REE contents and the majority have negative Eu and Ce anomalies. However, it is observed that Keban Pb-Zn skarn mineralizations is evolved not only from magmatic source, but also metamorphic effect from calcschists of the Nimri Formation. The ore rocks having $La/Y > 1$ (ave. 12.38) indicate that they are formed under neutral-alkali conditions. Homogenization temperatures and salinity values (wt. % NaCl equivalent) measured from fluid inclusion studies are 384 to >600 °C and % 5.2 for prograde stage, 229- >600 °C and % 2.07-50.8 for retrograde stage, 360-440 °C and % 0.1-38.2 for mineralization stage. According to the homogenization temperatures and salinity values, the 1st stage was occurred at depth of 3 km, while mineralization in the 2nd and 3rd stages correspond to depths of 2-3 km and 1.5-2 km, respectively. $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of skarn calcites of skarn zones range from 4.63 to -2.24 ‰ and +12.83 to +18.24 ‰. These values are due derivation from limestone of Nimri Formation and decreased systematically as a result of meteoric water reaction under increasing temperatures. $\delta^{34}S$ values of sulfide minerals are between -8.5 to +2.1 ‰ indicating that sulfur is derived from a magmatic source. The relatively low $\delta^{34}S$ value (-8.5 ‰) of some sulfide minerals is explained by the enhanced interaction of fluids with the organic matter-bearing metasedimentary units.

October 2020, 207 pages

Key words: Keban skarn deposit, Geochemistry, Carbon, Oxygen and Sulfur Isotopes, Electron Microprobe, Fluid Inclusions

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

2015-2020 tarihleri arasında Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda doktora tezi olarak yapılan bu çalışma büyük bir özveriyle tamamlamaya çalıştığım uzun soluklu bir bilimsel yolculuktu. Problemleri ortaya koyma, arazi ve akabinde gelişen laboratuvar çalışmaları, ortaya çıkan sorunlara cevap bulmak beni sadece bilimsel olarak değil aynı zamanda hayata hazırlanmama katkı sağladı. Tüm bu süreç boyunca mutlu ve üzgün zamanlarımda yanımda olan, yardıma ihtiyacım olduğunda desteklerini esirgemeyen, kaygılandığımda beni motive eden çevremdeki tüm insanlara öncelikli olarak teşekkür ederim.

Çalışmalarım süresince fedakârlık göstererek beni destekleyen sevgili anne, baba ve kardeşlerime, tez çalışmalarımın başından sonuna kadar maddi ve manevi her zaman destek olan, arazi çalışmalarımın katkı sağlayan eşim Uğur Zeki KIRAT'a ve tezimi hazırlarken heyecan ve mutluluk kaynağım sevgili oğlum Ahmet Efe KIRAT'a sonsuz teşekkür ederim.

Tezin her aşamasında bilgi, öneri ve yardımlarını esirgemeyen, değerli görüş ve tecrübeleriyle beni yönlendiren danışman hocam Prof. Dr. Halim MUTLU'ya (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) şükran ve en derin saygılarımı sunarım.

İnceleme alanı olan Elazığ-Keban bölgesinde yapılan arazi çalışmasında yardımlarını gördüğüm Yüksek Mühendis Dr. Nail YILDIRIM (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü) ve Maden Etüd Dairesi Daire Başkanı Cahit DÖNMEZ'e (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü) ile Yüksek Mühendis Mahmut EROĞLU'na (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü),

Petrografi çalışmaları, numunelerin hazırlanması, Raman ve Elektron Mikroprob çalışmaları esnasında yardımlarını ve desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen sayın Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ve birlikte aynı derslerde keyifle görev aldığım bölüm arkadaşım Dr. Öğretim Üyesi Kıymet DENİZ'e (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü),

Sıvı kapanım çalışması ve petrografi çalışmalarında desteğini ve tecrübelerini paylaştan Dr. Öğretim Üyesi Ayşe ORHAN'a (Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), tezin her aşamasında fikir ve desteğini aldığım Dr. Uzman Sinan AKISKA'ya (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü),

Tez çalışmalarım boyunca desteklerini hissettiğim arkadaşlarım Arş. Gör. Süleyman Selim ÇALLI'ya, Arş. Gör. Muhammed Sami US'a, Arş. Gör. Aslıhan KORKMAZ'a Dr. Arş. Gör. Hilal DOKUZ'a, Uzman Başak ESER'e, manevi desteğini esirgemeyen Dr. Arş. Gör. Gülin Gençoğlu KORKMAZ'a, sıvı kapanım çalışmalarında yardımlarını gördüğüm bölümde kısmi zamanlı çalışan Kazım ÖNEK ve Gülçin GÜLER'e, karotları kesmemde yardımcı olan Mahmut ÇIKLAÇOPUR ve Deniz YILMAZ'a (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü),

Çalışmalarımı her altı ayda bir izleyip öneri ve yönlendirmelerde bulunan Tez İzleme Komitesi üyeleri değerli hocalarım sayın Prof. Dr. Nilgün GÜLEÇ'e (Orta Doğu Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), emekli öğretim üyesi Prof. Dr. Taner ÜNLÜ'ye (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), değerlendirme jürimde yer alan Prof. Dr. Aynur GEÇER BÜYÜKUTKU'ya (Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ve Prof. Dr. Abidin TEMEL'e (Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) teze katkılarından dolayı teşekkür ederim.

Bu tez çalışması "Keban Skarn Yatağının Mineralojik, Jeokimyasal ve İzotopik Özellikleri (Elazığ-Doğu Anadolu)" başlıklı, 18L0443002 proje numaralı Doktora Tezi Araştırma Projesi Ankara Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Destekleme Koordinatörlüğü tarafından destelenmiştir.

Ece KIRAT
Ankara, Ekim 2020

İÇİNDEKİLER

ÖZET	i
ABSTRACT.....	ii
ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR.....	iii
SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ	xi
ÇİZELGELER DİZİNİ	xvi
1. AMAÇ ve KAPSAM.....	1
2. MATERYAL ve YÖNTEM	2
2.1 Laboratuvar Çalışmaları	2
2.1.1 Jeokimya çalışmaları.....	2
2.1.2 Konfokal Raman çalışmaları.....	2
2.1.3 Elektron mikroprob (EPMA) çalışmaları	3
2.1.4 Sıvı kapanım çalışmaları.....	3
2.1.5 İzotop çalışmaları	3
2.2 Büro Çalışmaları.....	4
3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	5
4. BÖLGESEL JEOLJİ	14
4.1 Bölgenin Tektonik Evrimi.....	19
5. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ	24
5.1 Keban Metamorfitleleri	24
5.1.1 Keban Mermeri.....	26
5.1.2 Delimehmet formasyonu	27
5.1.3 Arapgir rekristalize kireçtaşı	27
5.1.4 Nimri formasyonu.....	28
5.1.4.1 Şeyhlidere kalkşist üyesi	29
5.1.4.2 Gogodere tabakalı dolomitik-kristalize kireçtaşı üyesi.....	30
5.1.4.3 Akbabatepe masif dolomitik/kristalize kireçtaşı üyesi	30
5.2 Keban Magmatitleri	30
6. KEBAN BÖLGESİNDEKİ SKARN ZONLARI	35
6.1 Skarn Zonlarının Petrografik İncelemeleri	42
7. CEVHERLEŞMELER.....	52
8. MİNERALOGİK ve PETROGRAFİK ÇALIŞMALAR	59

8.1	Magmatik Kayaçlar.....	59
8.1.1	Nefelin siyenit.....	59
8.2	Damar Kayaçları	60
8.2.1	Foid siyenit porfir	60
8.3	Yüzey (Volkanik) Kayaçları	62
8.3.1	Dasit	62
8.4	Metamorfik Kayaçlar	63
8.4.1	Kalkşist	63
8.4.2	Keban Mermeri.....	64
9.	CEVHER MİKROSKOBİSİ	65
10.	ANALİZ ve BULGULAR	76
10.1	Elektron Mikroprob Çalışmaları.....	76
10.1.1	Granat ve piroksen minerallerinin kimyasal bileşimleri.....	76
10.1.2	Vezüvyanit minerallerinin kimyasal bileşimleri.....	88
10.1.3	Feldispat minerallerinin kimyasal bileşimleri	90
10.1.4	Allanit minerallerinin kimyasal bileşimleri	90
10.1.5	Mika minerallerinin kimyasal bileşimleri	92
10.1.6	Elektron mikroprob analiz sonuçlarının yorumlanması	92
10.2	Jeokimya Çalışmaları.....	95
10.2.	Magmatik kayaçların jeokimyası.....	96
10.2.1.1	Magmatik kayaçların ana element jeokimyası	96
10.2.1.2	Magmatik kayaçların iz element jeokimyası.....	103
10.2.1.3	Magmatik kayaçların nadir toprak element jeokimyası.....	105
10.2.1.4	Magmatik kayaçların tektonik yerleşimi	108
10.2.1.5	Keban Magmatikleri'nin majör oksit içeriklerinin dünyadaki diğer skarn granitoidleri ile karşılaştırılması.....	110
10.2.1.6	Keban Magmatikleri'nin iz element içeriklerinin dünyadaki diğer skarn granitoidleri ile karşılaştırılması.....	113
10.2.2	Alterasyon kayaçların jeokimyası.....	114
10.2.2.1	Alterasyon kayaçların majör oksit bileşimleri.....	120
10.2.2.2	Alterasyon kayaçların iz element bileşimleri	122
10.2.2.3	Alterasyon kayaçlarının çoklu element bileşimleri	125
10.2.2.4	Alterasyon kayaçlarının nadir toprak element bileşimleri.....	128
10.2.3	Cevher ve yan kayaçların jeokimyasal incelemeleri	130

10.2.3.1	Yan kayaçların ana element bileşimleri	130
10.2.3.2	Cevherli kayaçların ana element bileşimleri.....	133
10.2.3.3	Yan kayaçların eser element bileşimleri.....	137
10.2.3.4	Cevherli kayaçların eser element bileşimleri	138
10.2.3.5	Cevherli ve yan kayaçlara ait nadir toprak element bileşimleri	140
10.2.3.6	Cevherli kayaçlarda ana, eser ve nadir toprak elementleri değişimi	145
10.3	Sıvı Kapanım Çalışmaları.....	148
10.3.1	Keban skarn mineralizasyonun sıvı kapanım petrografisi.....	149
10.3.2	Homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk.....	153
10.3.3	Sıvı kapanımların ötektik sıcaklık değerleri	157
10.3.4	Cevher oluşturan akışkanların gelişimi ve basınç tahmini.....	161
10.4	Karbonat Minerallerinde Oksijen ve Karbon İzotop Analizleri.....	165
10.5	Sülfür Minerallerinde Kükürt İzotop Analizleri	176
11.	SONUÇLAR.....	183
	KAYNAKLAR	186
	ÖZGEÇMİŞ.....	205

SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ

Ag	Gümüş
Al	Aluminyum
Au	Altın
Ar	Argon
As	Arsenik
Ba	Baryum
BaO	Baryum Oksit
°C	Celcius
Ce	Seryum
Cl	Klor
Cu	Bakır
Eu	Evropyum
F	Flor
FeO	Demir Oksit
Gd	Gadolinyum
Hf	Hafniyum
K	Potasyum
kV	Kilovolt
La	Lantan
m	Metre
Mg	Magnezyum
MgO	Magnezyum Oksit
Mn	Mangan
MnO	Mangan Oksit
Mo	Molibden
µm	Mikrometre
NaCl	Sodyum klorür
Nb	Neobiyum
Nd	Neodmiyum
nA	Nanoamper
nm	Nanometre
Pb	Kurşun
PbO	Kurşun Oksit
Pr	Praseodim
S	Kükürt
s	Saniye
Sb	Antimon
Si	Silisyum
Sm	Samaryum
Sr	Stronsiyum
Ta	Tantalyum
Th	Toryum
Ti	Titanyum
U	Uranyum
V	Vanadyum

V ₂ O ₅	Vanadyum Pentaoksit
Y	İtriyum
Yb	İterbiyum
Zn	Çinko
Zr	Zirkonyum
%	Yüzde
‰	Binde

Kısaltmalar

Ab	Albit
Adr	Andradit
An	Anortit
ANTE	Ağır Nadir Toprak Elementler
Asp	Arsenopirit
B	Batı
D	Doğu
Diy	Diyopsit
Ep	Epidot
Fm	Formasyon
GB	Güneybatı
GD	Güneydoğu
Gln	Galenit
Gr	Granat
Hed	Hedenberjit
HFS	Kalıcılığı yüksek element
Hm	Hematit
HNTE	Hafif Nadir Toprak Element
ICPMS	İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi
ICPOES	İndüktif Eşleşmiş Plazma Optik Emisyon Spektrometresi

Joh	Johansenit
Kal	Kalsit
KB	Kuzeybatı
Kçt	Kireçtaşı
KD	Kuzeydoğu
Kprt	Kalkopirit
Kvl	Kovellin
LIL	Litofil elementler
Lm	Limonit
Mn	Manyetit
MNTE	Orta Nadir Toprak Element
MORB	Okyanus ortası sırtı bazaltları
Mrt	Martitleşme
MTA	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
MVT	Mississippi Valley tip yataklanma
Mzt	Markazit
NTE	Nadir Toprak Element
My	Milyon yıl
OIB	Okyanusal adayayı bazaltları
Or	Ortoklaz
ppb	Milyarda bir kısım
ppm	Milyonda bir kısım
Prn	Pirotin
Prt	Pirit
Prp	Pirop
Prs	Piralspit
SEDEX	Ekzalatif Sedimanter tip yataklanma
Sf	Sfalerit
YEBİM	Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1	İnceleme alanı yer bulduru haritası	1
Şekil 4.1	Elazığ-Keban bölgesinin jeoloji haritası.....	17
Şekil 4.2	Elazığ-Keban bölgesinin kolon kesiti.....	18
Şekil 4.3	Batı Tetis'e ait ana tektonik birimleri gösteren tektonizma haritası.....	20
Şekil 5.1	Keban (Elazığ) sahasının 1/10000 ölçekli jeoloji haritası	25
Şekil 5.2	Keban mermeri biriminin arazi görünümü	26
Şekil 5.3	Nimri formasyonuna ait yeşil renkli klorit şist.....	29
Şekil 5.4	Siyenit biriminin mostra görünümü.....	31
Şekil 5.5	Özşekilli K-feldispatları belirgin olan siyenit el örneği	32
Şekil 6.1	Sarılımağara tepesinin kuzeydoğusunda gelişen cevherleşmeler	36
Şekil 6.2	Sarılımağara tepesinin kuzeydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların a- a' ölçülü kesiti ve mineral zonları	37
Şekil 6.3	Sarılımağara tepesinin güneydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların d ₁ - d ₁ ' ölçülü kesiti ve mineral zonları	38
Şekil 6.4	Sarılımağara tepesinin güneydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların d ₂ -d ₂ ' ölçülü kesiti ve mineral zonları	38
Şekil 6.5	d ₁ - d ₁ ' kesitinde yer alan granat skarnın (endoskarn-prograd evre) mostra görüntüsü	39
Şekil 6.6	Palubaş Mahallesinin kuzeydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların b ₁ -b ₁ ' ölçülü kesiti ve mineral zonları.....	40
Şekil 6.7	Palubaş Mahallesinin kuzeydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların b ₂ -b ₂ ' ölçülü kesiti ve mineral zonları.....	40
Şekil 6.8	Orta-iri taneli kalsit, muskovit ve az miktarda piroksen içeren piroksen skarna (ekzoskarn-retrograd evre) ait arazi görüntüsü	41
Şekil 6.9	Yahyalı Mahallesinin güneydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların c-c' ölçülü kesiti ve mineral zonları	42
Şekil 6.10	Kalınlıkları 1-10 m arasında değişen skarn zonu	42
Şekil 6.11	a. Kalk-silikat hornfelste belirlenen piroksen, alkali feldipat ve kalsit mineralleri, b. Kalsik skarnda yer alan florit ve ona eşlik eden opak mineraller.....	43
Şekil 6.12	Magmatik birime yaklaştıkça kalsitlerde görülen tane boyu değişimi	44
Şekil 6.13	a-b. Kalsik ekzoskarnda belirlenen flogopit, c-d. Endoskarn-prograd evreye ait granat skarna ait özşekilli granat taneleri.....	45
Şekil 6.14	a-b. Endoskarn prograd evreye ait granat-piroksen skarnda belirlenen tek yönlü dilimleri belirgin klinopiroksen.....	45

Şekil 6.15	a. İzotrop ve anizotrop özelliğe sahip granatlar, b. Granat ve allanitle birlikte görülen prizmatik titanit.....	46
Şekil 6.16	a.Kalsik skarn içerisinde gelişen florit ve opak mineral oluşumları, b. Andradit ile birlikte epidot ve kuvars mineralleri	47
Şekil 6.17	a-b. Granat mineralleriyle birlikte görülen kahverengi allanit minerali	47
Şekil 6.18	Allanit mineralinin Raman spektroskopik karakteristikleri.....	48
Şekil 6.19	a. zeytin yeşili girim renkli yassı prizmatik, b. gri girişim renkli çubuksu vezüvyanit.....	48
Şekil 6.20	Alterasyon minerallerinden vezüvyanit mineralinin Raman spektroskopik karakteristikleri.....	49
Şekil 6.21	a-b. Opak mineraller etrafında yer alan kuvars ve epidot.....	49
Şekil 7.1	Kalkıştılar içinde gelişen manganlı cevherleşmeler.....	52
Şekil 7.2	Cevher mineralleri	53
Şekil 7.3	Skarn zornlarında görülen mineraller ve cevherleşmeler	54
Şekil 7.4	Yahyalı Mahallesi'nin güneydoğusundaki KS-18 ve KS-17 sondajlarına ait A-A' ölçülü kesiti ve sondajın kestiği birimlerde gelişen cevherleşmeler	56
Şekil 7.5	Yahyalı Mahallesi'nin güneydoğusundaki KS-18, KS-19 ve KS-13 sondajlarına ait B-B' ölçülü kesiti ve sondajın kestiği birimlerde gelişen cevherleşmeler	57
Şekil 7.6	Keban skarn cevherleşmesine ait skarn ve cevher mineral birliktelikleri	58
Şekil 8.1	Nefelin siyenit kayacında görülen kankrinit minerali ve feldispat mineralinde görülen sossoritleşme	60
Şekil 8.2	Foid siyenit porfir kayacında görülen mineraller	61
Şekil 8.3	Dasit kayacında yer alan mineraller	62
Şekil 8.4	Kalkıştık kayacı.....	63
Şekil 8.5	Mermer kayacı.....	64
Şekil 9.1	a. Sfalerit içerisinde görülen pirotin ile galenit minerali, b. sfalerit tanelerinin aralarını doldurmuş veya sfaleritleri kuşatmış olarak görülen galenit mineralleri (Örnek No: KS-17-21)	66
Şekil 9.2	a. Kalkopirit ayrılımları içeren sfaleritler ile özşekli pirit ya da kalkopirit ayrılımları içeren sfaleritleri kuşatan manyetit ile limonit minerali, b. manyetitin etrafında dönüşüm ürünü olan limonit ile kovellin mineralleri (Örnek No: KS-17-24).....	67
Şekil 9.3	Kısmen veya tamamen limonite dönüşmüş ve ufak bir pirotin kapanımı içeren pirit minerali (Örnek No: KS-17-26).....	67
Şekil 9.4	a. Limonit içerisinde az oranda görülen lifsi mangan grubu mineralleri, b. kısmen piritten dönüşmüş araları dolduran limonit ile limonit içerisinde çok ufak kalkopirit reliktleri içeren kovellin oluşumları (Örnek No: KS-17-40)	68

Şekil 9.5	Galenit içerisinde görülen sülfotuz ayrılmaları, b. sfalerit içerisinde görülen sülfotuz mineralleri (Örnek No: KS-17-45).....	69
Şekil 9.6	a. Kolloform benzeri, framboidal dokudaki pirit, b. az oranda görülen özşekilli arsenopirit (Örnek No: KS-17-45).....	70
Şekil 9.7	a. Kalkopirit ayrılmaları içeren sfalerit, b. özşekilli kapanımlar şeklinde sfalerit içerisinde görülen pirit ile sfalerit içerisinde bulunan kalkopirit kapanım ve ayrılmaları (Örnek No: KS-17-55).....	70
Şekil 9.8	a. Sfaleritin etrafını kuşatmış olan galenit, b. sfalerit içinde kapanım halindeki kalkopiritle kenetli olan fahlerz grubu mineraller ile kalkopiritle kenetli olan burnonit minerali (Örnek No: KS-17-58).....	71
Şekil 9.9	Özşekilsiz ve yarı özşekilli görülen manyetitler ile bazı alanlarda görülen kısmen veya tamamen hematit dönüşümleri (martitleşme) (Örnek No: KS-17-63).....	72
Şekil 9.10	Pirit tanelerinin markazite dönüşümleri (Örnek No: KS-18-5).....	72
Şekil 9.11	a. Kalkopiriti ornatmış halde gözlenen ile kalkopirit ayrılmaları içeren sfaleritleri kuşatmış fahlerz grubu mineraller, b. pirit ile gang arasında yer alan altın (Örnek No: KS-18-12).....	73
Şekil 10.1	Prograd ve retrograd evreye ait granatların kimyasal bileşimindeki değişimler.....	76
Şekil 10.2	Endoskarn ve ekzoskarna ait granatların kimyasal bileşimindeki değişimler.....	84
Şekil 10.3	Prograd ve retrograd evrelere ait piroksenlerin kimyasal bileşimindeki değişimler.....	85
Şekil 10.4	Granatların skarn tipine göre sınıflaması.....	86
Şekil 10.5	Piroksenlerin skarn tipine göre sınıflandırılması.....	86
Şekil 10.6	Prograd evreye ait zonlu granatlarda a. kenar-çekirdek-kenar b. çekirdekten kenar zonlara doğru element değişimleri.....	88
Şekil 10.7	Feldispat minerallerinin kimyasal bileşimleri.....	90
Şekil 10.8	Çalışma alanındaki magmatik kaya gruplarının toplam alkali-silika diyagramındaki (Cox vd. 1979) konumları.....	96
Şekil 10.9	Çalışma alanındaki magmatik kaya gruplarının Nb/Y– Zr/TiO ₂ *0.0001 diyagramındaki dağılımı.....	99
Şekil 10.10	Çalışma alanında yüzeyleyen magmatik kaya gruplarının K ₂ O-SiO ₂ diyagramındaki (Le Maitre vd. 1989, Richwood 1989) dağılımı.....	99
Şekil 10.11	Bölgedeki magmatik kayaların toplam alkali-silika diyagramında (Irvine ve Baragar 1971, Scharzer ve Rogers 1974) dağılımı.....	100
Şekil 10.12	Çalışma alanındaki magmatik kayaların a) FeO/(FeO+MgO)-SiO ₂ ve b) SiO ₂ -(Na ₂ O+K ₂ O)-CaO diyagramlarındaki dağılımları.....	100
Şekil 10.13	Çalışma alanında yüzeyleyen magmatik kaya gruplarının A/NK-A/CNK diyagramında (Maniar ve Picolli 1989) dağılımları.....	101

Şekil 10.14 Magmatik kayaçların SiO ₂ (%) ana oksit element bileşimleri için Harker değişim diyagramları	102
Şekil 10.15 Magmatik kayaç örneklerinin SiO ₂ (%) iz element konsantrasyonlarına ait Harker değişim diyagramları	104
Şekil 10.16 Bölgedeki magmatik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilen iz element içeriklerinin spider diyagramındaki dağılımı.....	106
Şekil 10.17 Bölgedeki magmatik kayaçların Üst Kıta Kabuğuna göre normalize edilen iz element içeriklerinin spider diyagramındaki dağılımı.....	106
Şekil 10.18 Bölgedeki magmatik kayaçların Alt Kıta Kabuğuna göre normalize edilen iz element içeriklerinin spider diyagramındaki dağılımı.....	107
Şekil 10.19 Bölgedeki magmatik kayaçların kondrite göre normalize edilen NTE içeriklerinin dağılımı	108
Şekil 10.20 Çalışma alanındaki magmatik kayaçların Nb-Y ve Rb-Y+Nb diyagramlarındaki (Pearce vd. 1984) dağılımı	109
Şekil 10.21 Manto metasomatizmasının etkisini gösteren Th/Yb-Ta/Tb diyagramı (Pearce 1983), b. MORB ve OIB alanı ile Th/Nb eğrilerinin yer aldığı Nb/Y-Th/Y diyagramı	109
Şekil 10.22 a. Hf-Rb/10-Ta*3 ve b. Hf-Rb/30-Ta*3 tektonik ortam sınıflama diyagramları.....	110
Şekil 10.23 Keban Magmatikleri'nin a) K ₂ O-SiO ₂ , b) MgO-SiO ₂ , c) Na ₂ O+K ₂ O-SiO ₂ , d) ANK-ACNK, e) (Fe ₂ O ₃ +CaO+Na ₂ O)/K ₂ O-SiO ₂ diyagramlarında dünyadaki farklı yerlerdeki skarn granitoidler ile karşılaştırılması.....	112
Şekil 10.24 Keban Magmatikleri'nin iz element içerikleri a. Rb-Sc (ppm), b. V-Ni (ppm) diyagramları ve Meinert vd. (2005)'in belirlediği skarn granitoidler için ortalama değerleri	113
Şekil 10.25 Alterasyon zonuna ait kayaçların AFC [(Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)- (Na ₂ O+K ₂ O) – (CaO-3.3 P ₂ O ₅) – (MgO+MnO+FeO)] diyagramında düştüğü alanlar	120
Şekil 10.26 Alterasyon zonlarının Harker değişim diyagramları	121
Şekil 10.27 Skarn zonlarına ait örneklerin iz element Harker değişim diyagramları.....	123
Şekil 10.28 Keban Magmatikleri ve endoskarn zonuna ait örneklerin kondrite göre karşılaştırıldığı çoklu element diyagramı	126
Şekil 10.29 Keban Magmatikleri, granatlı zonlara ait örneklerin kondrite göre karşılaştırıldığı çoklu element diyagramı	127
Şekil 10.30 Keban Magmatikleri ekzoskarn evreye ait örneklerin kondrite göre karşılaştırıldığı çoklu element diyagramı	128
Şekil 10.31 Keban Magmatikleri, endoskarn ve ekzoskarn zonlarına ait NTE içeriklerinin kondrite göre karşılaştırılması	129
Şekil 10.32 Keban Magmatikleri, prograd ve retrograd evrelere ait NTE içeriklerinin kondrite göre karşılaştırılması	130

Şekil 10.33 Keban Magmatikleri, cevherli kayaçlar, endoskarn, ekzoskarn, Nimri formasyonuna ait kalkışist (ortalama) ile kireçtaşı ve Keban mermerinin kondrite göre normalize edilen NTE içeriklerinin dağılımı	142
Şekil 10.34 Granatça zengin endoskarn ve Keban Magmatiklerine ait siyenit porfirlerin Σ NTE içeriklerinin a.(Pr/Yb) _n , b. Ce/Ce*, c. Eu/Eu* ile karşılaştırılması. Granat ve piroksence zengin ekzoskarn, cevherli kayaçlar, Nimri formasyonuna ait kalkışist ile kireçtaşı ve Keban Mermerinin Σ NTE içeriklerinin d. (Pr/Yb) _n , e. Ce/Ce*, f. Eu/Eu* ile karşılaştırılması.....	143
Şekil 10.35 Farklı evreleri temsil eden farklı türdeki sıvı kapanımların fotoğrafları	152
Şekil 10.36 1., 2. ve 3. evreye ait minerallerin homojenleşme sıcaklık dağılımları (°C)	154
Şekil 10.37 1., 2. ve 3. evreye ait minerallerin % NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri.....	155
Şekil 10.38 1., 2. ve 3. evreye ait minerallerin homojenleşme sıcaklığına karşı tuzluluk değerleri ve NaCl-H ₂ O sıvı kapanımlarının yoğunlukları.....	156
Şekil 10.39 Farklı evrelere ait sıvı kapanımların ötektik sıcaklıkları ile önceden belirlenmiş bazı tuzlu çözeltilerin ötektik sıcaklık değerleri.....	159
Şekil 10.40 Farklı evrelerdeki sıvı kapanımların tahmini basınç değerleri	162
Şekil 10.41 NaCl-H ₂ O sistemindeki faz ilişkilerini gösteren basınç tuzluluk diyagramı	163
Şekil 10.42 Farklı su tipleri için $\delta^{18}\text{O}$ ve δD bileşimleri	165
Şekil 10.43 Bazı jeolojik rezervuarlara ait $\delta^{18}\text{O}$ oranları.....	166
Şekil 10.44 Bazı jeolojik rezervuarlara ait $\delta^{13}\text{C}$ oranları.....	166
Şekil 10.45 Cevherli karbonat damarı, kireçtaşı, manganlı kireçtaşı, mermer, skarn kalsit ve skarn zonlarında yer alan kalsit mineralleri için $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ diyagramı.....	169
Şekil 10.46 Cevherli karbonat damarı, kireçtaşı, manganlı kireçtaşı, mermer, skarn kalsit ve skarn zonlarında yer alan kalsit mineralleri için $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ diyagramı (M-R hesaplanmış Rayleigh fraksiyonlanma eğrisi, M-M' hesaplanmış izotop karışım eğrisi)	175
Şekil 10.47 Üst manto ve kabuk rezervuarlarına ait $\delta^{34}\text{S}$ oranları	177
Şekil 10.48 Hidrotermal yataklarda bulunan kükürt içeren minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri .	178
Şekil 10.49 Kükürt izotop analizleri yapılan galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit ve bornit minerallerinin frekans (sıklık) histogramı	180
Şekil 10.50 Keban skarn cevherleşmesine ait galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit ve bornit $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri ile farklı bölgelerdeki Pb-Zn skarn ve polimetalik yataklara ait sülfid minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerlerinin karşılaştırılması	181

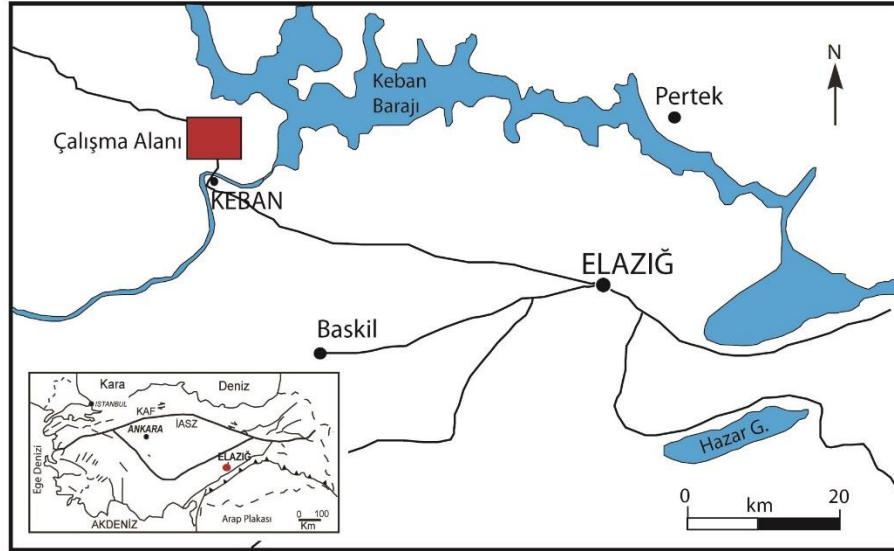
ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 6.1 Çalışma alanındaki skarn zonları, oluşum evreleri, mineral zonları ve bollukları	51
Çizelge 10.1 Skarn zonuna ait granatların elektron mikroprob değerleri (%).....	77
Çizelge 10.2 Skarn zonuna ait klinopiroksenlerin elektron mikroprob değerleri (%).....	81
Çizelge 10.3 Vezüvyanit minerallerinin elektron mikroprob değerleri (%).....	89
Çizelge 10.4 Feldispat minerallerinin elektron mikroprob değerleri (%)	91
Çizelge 10.5 Allanit mineraline ait elektron mikroprob değerleri (%).....	93
Çizelge 10.6 Mika minerallerine ait elektron mikroprob değerleri (%)	94
Çizelge 10.7 Magmatik kayaların majör (%), iz element (ppm) ve nadir toprak element (ppm) içerikleri	97
Çizelge 10.8 Skarn zonuna ait kayaların majör (%), iz ve nadir toprak element (ppm) kompozisyonları	114
Çizelge 10.9 Yan kayaç örneklerine ait ana element (%), iz ve nadir toprak element (ppm) konsantrasyonları.....	131
Çizelge 10.10 Cevher örneklerine ait ana element (%), iz ve nadir toprak element (ppm) konsantrasyonları.....	135
Çizelge 10.11 Cevherli kayaların korelasyon katsayıları	147
Çizelge 10.12 Keban sahasından alınan örneklerin sıvı kapanım çalışmaları.....	150
Çizelge 10.13 Cevherli kayalarda 3. evreye ait florit, kuvars ve kalsit minerallerinde saptanan sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları (°C).....	160
Çizelge 10.14 Bölgedeki mermer ve skarn cevherleşmesi içinde gelişen kalsit minerallerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop oranları (%).....	168
Çizelge 10.15 Dekarbonatlaşma reaksiyonunda buharlaşma süreciyle tüketilen ^{13}C ve ^{18}O miktarları.....	172
Çizelge 10.16 Sülfid minerallerine ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ve kükürt izotop jeotermometresi	179

1. AMAÇ ve KAPSAM

Keban-Elazığ bölgesinde Keban mineralleşmesine ait metal ve halojen zenginleşmeleri mevcuttur. Bu çalışma kapsamında, Keban Havzası'nda yer alan Keban skarn yatağının bölgesel jeolojideki konumu, cevherin kökeni ve yerleşimine yönelik yeni veri üretilerek söz konusu yatağın oluşum koşulları tartışılmıştır.

Çalışma bölgesi Doğu Anadolu Bölgesinde Elazığ ili Keban ilçesinin KD kesiminde Elazığ K41-a3 paftası içinde yer alır (Şekil 1.1). Çalışma alanı Keban ilçesine yakın olan Elazığ-Malatya karayolu üzeri ve Yahyalı köyü civarındadır.



Şekil 1.1 İnceleme alanı yer bulduru haritası

Bu çalışmada, Keban Pb-Zn skarn yatağından alınan magmatik, karbonat ve karbonatlı metasedimanter yan kayaç, alterasyon zonu ve cevherli kayaçlar örneklerinde ana, iz ve nadir toprak element analizleri, yan kayaçlar arasında yer alan karbonatlı kayaçlarda oksijen ve karbon izotop analizleri, sülfid minerallerinde kükürt izotop analizleri, karot ve el örneklerinden derlenen kayaçlarda sıvı kapanım çalışmaları ve alterasyon ile bazı cevher minerallerinde elektron mikroprob (EPMA) çalışmaları yürütülmüştür. Elde edilen veriler ışığında, magmatik kayaç, alterasyon zonu, yan kayaç ve cevher arasındaki ilişkiler irdelenerek yatağın oluşum ortam ve koşulları tartışılmıştır.

2. MATERYAL VE YÖNTEM

Araziden alınan örneklerde jeokimyasal, petrografik ve cevher mikroskopisi çalışmaları yapılmıştır. Elde edilen veriler, büroda yapılan çalışmalarla görsel hale getirilmiştir. Bu nedenle, yapılan çalışmalar laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere iki ayrı bölümde toplanarak sunulmuştur.

2.1 Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları kapsamında petrografi, jeokimya, duraylı izotop, sıvı kapanım ve elektron mikroprob çalışmaları yapılmıştır. Yaklaşık 80 adet örneğin ince kesitleri Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanmış, kesitlerin petrografik incelemeleri Leica DM/LSP marka polarizan mikroskopta yürütülmüştür. 12 adet parlatma kesiti Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi'nde (YEBİM) hazırlanmış, Leitz Ortholux marka üstten aydınlatmalı cevher mikroskopunda incelenmiştir.

2.1.1 Jeokimya çalışmaları

13 adet magmatik kayaç, 28 adet alterasyon kayacı, 18 adet cevherli kayaç ve 8 adet yan kayaç (karbonatlı ve metamorfik kayaçlar) olmak üzere toplam 67 örnek çekiçle parçalara ayrıldıktan sonra Fritsch marka öğütücüde 200 mesh'in altına öğütülmüştür. 20 g civarında ağırlıkta olan örnekler naylon torbalara konularak numaralanmış ve ACME (Kanada) Laboratuvarları'na ana, eser ve nadir toprak element analizleri için gönderilmiştir. Bu örneklerin ana element bileşimleri için ICP-OES yöntemi ile eser element bileşimleri ICP-MS yöntemi kullanılarak Perkin Elmer markalı cihazda analiz edilmişlerdir. Kullanılan standartlar GS311-1, GS910-4, GBM309-15, SO-19, OREAS45EA ve DS11'dir. Hata payı ppt ve ppm düzeyindedir.

2.1.2 Konfokal Raman çalışmaları

Alterasyon ve cevher kayaçlarının mineral parajenezlerini belirlemek amacıyla Ankara Üniversitesi YEBİM'de yer alan HORIBA Jobin Yvon LabRAM HR model Konfokal

Raman Spektrometresi kullanılmıştır. Bu çalışma için örneklerin ince kesitleri üzerinde gerekli görülen mineraller işaretlenmiş, kesitler cihaza yerleştirilmiştir. 632 nm dalga boyundaki lazer ışını 25 µm ışın çapı aralığından örnek üzerine gönderilmiş, saçınan ışınlar CCD dedektör tarafından toplanmıştır. Elde edilen spektrogramlar LabSpec yazılımı ile veri tabanında yer alan minerallerle karşılaştırılarak incelenen mineralin özellikleri belirlenmiştir.

2.1.3 Elektron mikroprob (EPMA) çalışmaları

20 adet cevher ve skarn minerali içeren örnekler Ankara Üniversitesi YEBİM imkânları kullanılarak tek tarafı parlatılmış ve üzerleri karbonla kaplanmış ince kesitler haline getirilmiştir. Mikroprob analizleri Ankara Üniversitesi YEBİM'de yapılmıştır. Elektron mikroprob cihazı 15kV ivmelendirici gerilimde 15 nA demet akımı göndererek, 5 µm ışın çapıyla 20 s sayma zamanı ile analiz yapmaktadır.

2.1.4 Sıvı kapanım çalışmaları

20 adet granat, piroksen, kalsit, kuvars ve florit içeren örnek 200 mikron kalınlığında çift tarafı parlatılmış kesit haline getirilmiştir. Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği sıvı kapanım laboratuvarında Leica DM 2500M marka polarizan mikroskoba entegre edilmiş Linkam THMSG-600 model ısıtma-soğutma düzeneğinde analiz edilmiştir. Isıtma ve soğutma işlemleri hem mikroskop hem de mikroskoba monte edilen kamera ile takip edilmiştir. Örnekler 600 °C'ye kadar ısıtılmış ve azot gazı kullanılarak -150°C'ye kadar soğutulmuştur. Yapılan ölçümlerde ısıtma evresi için doğruluk ± 0.4 °C, soğutma evresi için ± 0.2 °C'dir.

2.1.5 İzotop çalışmaları

20 adet kalsit minerali, Fritsch marka öğütücüde 200 mesh'in altında öğütmüş ve 10 g kadarı naylon torbalara konularak numaralandırılmış ve laboratuvara gönderilmiştir. Karbon ve oksijen izotop analizleri 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°C'de vakum altında fosforik dehidratla muamele edilmiştir. İzotop oranları NBS-19 ve NBS-18 tekrarlanan ölçümlerde, $\delta^{18}\text{O}$ için $\pm 0.1 \%$ ve $\delta^{13}\text{C}$ için $\pm 0.08 \%$ (1 sigma) hassasiyetinde ölçülmüştür. Tüm oksijen oranları VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) ile ilişkili standart per mil notasyonundadır.

15 adet sülfid minerali (pirit, kalkopirit, galenit, sfalerit ve bornit) agat havanda dövülmüş ve Nikon marka binoküler mikroskop altında mineraller elle ayrılmıştır. Ağırlıkları 5 g civarında olan örnekler naylon torbalara konularak numaralandırılmış ve laboratuvara gönderilmiştir. Analizler Arizona Üniversitesi Çevresel İzotop Laboratuvarı'nda yapılmıştır. Sülfidlerdeki $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri sürekli-akış-gaz-oranlı kütle spektrometre (ThermoQuest Finnigan Delta PlusXL) cihazında SO_2 gazı ölçülerek elde edilmiştir. Örnekler 1030°C'de kütle spektroskopisine bağlı element analizör kullanılarak karbonla birlikte oksijen gazı ve V_2O_5 ile yakılmıştır. OGS-1 ve NBS-123 uluslararası standartlarına ve farklı laboratuvarlardaki sülfid ve sülfat materyalleriyle kıyaslama yapılarak standartlaştırılmıştır. Kalibrasyon -10 ile +30 per mil arasında olup, $\pm 0.15 \%$ hassasiyetinde ölçülmüştür.

2.2 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 analiz sonuçları değerlendirilerek mineralojik, petrografik, jeokimyasal ve izotopik özellikler birlikte yorumlanmış, çalışmanın amacı ve konusuna ulaşılmaya çalışılmıştır.

3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bölge tarihine ait madencilik faaliyetleri incelendiğinde, MÖ 3500-4500 yıllarında Roma ve Bizanslılar tarafından başlayan madencilik, daha sonra 18. ve 19.yy'da Osmanlılar tarafından işletilmiş ve daha çok gümüş üretimi yapılmıştır (Seeliger vd. 1985). Sonraki yıllarda çalışmalara 1935 yılında MTA başlatmış ve 1953'den sonra Etibank araştırmalara devam etmiştir. 1972'de Elektrik İşleri Etüd İdaresi'nin yapmış olduğu sondajlar sistemli ve yeterli olmadığından kayda değer bir sonuç elde edilememiştir.

Proje sahası ve yakın civarında günümüze kadar gerçekleştirilen çalışmalardan; Olsner (1938), Kovenko (1941), Kineş (1969), Sağıroğlu (1952), Tolun (1955), Kumbasar (1964), Kineş (1969), Zisserman (1969), Köksoy (1972, 1975), Kipman (1976), Akıncı vd. (1977), Balçık vd. (1978), Perinçek (1980), Yazgan (1983), Kipman (1982), Bingöl (1982), Dirim vd. (1985), Ulutan (1987), Çalık (1986, 1998), Hanelçi (1986), Hanelçi vd. (1989), Öztunalı (1989), Hanelçi (1991), Yılmaz vd. (1992), Çelebi ve Hanelçi (1996), Hanelçi (1997), Kalender (2000), Kalender ve Hanelçi (2001a,b). Bazılarına kısaca değinilecek olunursa;

Pilz ve Ceccatty (1936), Keban maden bölgesinde yaptıkları çalışmada metasomatik yatakların bölgede fazla olduğunu ancak hidrotermal yatak özelliğinde, cevher miktarı 20.000 tonu bulan, bir ton cevherde %9 Pb, %12 Zn, 300g Ag ve 1gr Au bulunan "Dere Baca" ile kalker kantağında görülen "Hazne Mağara" ocaklarının endüstri bakımından önemli olduğunu vurgulamışlardır.

Helke (1937), Keban madenin Derebaca Ocağı'nda kalker ile porfir/şist dokanağında yer alan kurşun cevherleşmesini incelemiştir.

Millet (1937), Keban Yatağı'na ait mineralizasyonun şist-kalker dokanağıyla ilişkili kurşun, çinko cevherleşmesi ile derinlerde blend, pirit ve galen cevherleşmelerinin bulunduğunu söylemiştir.

Maucher (1937), bölgedeki şist ve kalkerlerin siyenit porfirler tarafından kesildiğini, kalkerlerle kontak olduğu bölgelerde granat-epidot skarn kayalarının bulunduğunu

belirtmiştir. Bölgede dört adet olası cevher sahası ayırt etmiştir: (1) Siftil ve Zeytindağ sahasında Derebaca'daki kurşun-gümüş çinko cevheri, (2) Keban Deresi'nde kalkopirit-florit cevherleşmesi, (3) Sereyan Deresi'nde manyetit-pirit ve (4) Fırat Deresi'nin sağ kısmında vanadinit cevheri.

Olsner (1938), Keban cevherinin kristalen kalker ve bunun üzerinde bulunan şistlerin sınırında yer aldığını, hidrotermal metazomatik, kontak metamorfizma türlerinde cevherleşmelerin olduğunu belirtmiştir.

Kovenko (1941), Keban bölgesinde kurşun çinko cevherleşmesini bulunduğu alanda yaptığı çalışmada, şist ile kalker dokanağının tektonik bir dokanak olduğunu, bazı bölgelerde ise normal dokanak şeklinde bulunduğunu belirtmiş ve bu tektonik dokanağın muhtemelen mineralizasyondan sonra meydana geldiğini, dokanakta cevher bulunmamasının bu durumdan kaynaklandığını ifade etmiştir.

Sağiroğlu (1951), Bölgedeki şistleri, metamorfik şistler olarak tanımlamış, metamorfik kalkerlerin şistlerden genç olduğunu ve stratigrafik bakımdan bunların üstünde bulunduğunu söylemiştir. Siyenit porfirlerinde kalkışist ve kireçtaşlarını kestikleri için bunlardan daha genç olduklarını belirtmiştir. Siyenit porfirlerde ve şistlerde şelit zuhurlarının var olduğu ancak metamorfik kalkerlerde bulunmadığını ifade etmiştir.

Tolun (1955), Keban bölgesinin 1/5000 ölçekli jeoloji haritasını yaparak, kristalen şistleri alttan itibaren sırası ile mikaşist, kalkışist, serizitli şist ve mermer olmak üzere dört seviyeye ayırmıştır. Bu istifte stratigrafik konumların karışmasına neden olan kıvrımların Paleozoyik yaşlı olduğu belirtilmiştir.

Geoffoy (1960), bölgenin stratigrafisini şu şekilde özetlemiştir: Fırat vadisinin sadece tabanında görülen Paleozoyik metamorfik şistler ve kalkışistler, Üst Permiyen yaşlı grafitli serizitik şistler ile muhtemelen Permo-Karbonifer yaşlı mermerleşmiş masif kalkerler, bunları üzerine gelen filiş fasiyesi ve konglomera serisinin takip etmiştir. Daha sonra bu birimler intrüzif kütleler, dayklar ve siyenit siller ile kesilmiştir. Keban Dere bölgesinde yaklaşık 3 km² bir alanda yayılım gösteren epidot ve granatlı skarn zonlarını oluşturan oldukça kuvvetli bir kontak metamorfizmanın geliştiğini vurgulamıştır.

Zisserman (1969), bölgenin 1/5.000 ölçekli jeoloji haritası ile 1/500 ve 1/1.000 ölçekli yer altı jeolojik haritalarını yapmıştır. Bölgedeki yatakları iki kısma ayırmıştır (Fırat Tip (Doğu Fırat) ve Kısmet Tip (Batı Fırat)). Çalışmasına göre Pb, Zn, Mn, V konsantrasyonları gravitatif olarak masif kalkerler içerisinde çökelmiştir. Alpin orojenezi esnasında cevher elementleri antiklinallere taşınmıştır. Kıvrımlanma sonrası, magmatik kütleler fayları takip ederek siyenit daykı ve sillerini oluşturmuştur. D-B yönündeki fayların cevherleşmeden sonra meydana geldiğini belirtmiştir.

Kineş (1969), Keban şeelit yatağı ve ana sülfid yatağının skarn zonlarında (225-620°C) oluştuğunu, mangan mineralleri ile az miktarda manyetit içerdiğini belirlemiştir.

Köksoy (1975), yapılan jeokimyasal çalışmalarından elde edilen verilere göre, Keban'da Pb-Zn cevherleşmesinin magmatik hidrotermal sıvılar tarafından çatlaklar ve masif kireçtaşı serizit şist dokanağı boyunca taşınıp yerleştiğini, sahadaki cevherleşme ve jeokimyasal anomalilerin en az iki hidrotermal evrede meydana geldiğini öne sürmüştür.

Kipman (1976), Keban metamorfitletlerini yaşlıdan gence doğru; mermer (rekristalize kireçtaşı), alt şist ve üst şist (kalk fillit) olarak üçe ayırmıştır. Hersiniyen orojenezi sırasında siyenomonzonitik-siyenitik karakterdeki subvolkaniklerin oluştuğunu öne sürmüş ve cevherleşme oluşumunu metasomatizma koşullarıyla ilişkilendirmiştir.

Balçık vd. (1978), sahada bütün porfirlerin dokanaklarında killi karbonatlı kayaçlar olduğu halde skarnların sadece Nallıziyaret Tepe çevresinde görüldüğünü, bu durumun 200 metreden daha derinde gömülü bir intrüzif tarafından kaynaklandığı belirtmiştir. Belirlenen skarn mineralleri andradit, grossular, epidot, piroksen, florit, vollastonit ve flogopittir.

Balçık (1979), Keban maden sahasındaki simli kurşun yatağının polimetalik bir yatak olduğunu, kontakt pnöymatolikten epitermale kadar değişen cevher parajenezlerinin bulunduğunu belirtmiştir.

Kipman (1982), inceleme alanında metamorfik temeli kesen Üst Kretase-Paleosen yaşlı subvolkanik kayaçların siyeno monzonitik bileşimli alkalice zengin bir magmadan dört

ayrı evrede türediğini belirtmiştir. Bu evreler: 1- Piroksen trakilatit, 2- Piroksen hornblend trakilatit, 3- Hornblend-biyotit trakit ve 4- Alkali trakit. Trakitlerin kristallenme evresinde potasyum metasomatizmasının var olduğunu, bu metasomatizmanın alkali feldispat fenokristallerinin oluşumundan sonra başladığını ve alkali trakitleri oluşturan magmada da oldukça geliştiğini vurgulamıştır.

Yazgan (1983), Keban magmatik biriminin K/Ar yöntemiyle yapılmış radyometrik yaş tayininden 76 ± 2.5 ve 78.5 ± 2.5 My tespit etmiştir.

Dirim vd. (1985), Nallıziyaret Tepe'sindeki cevherleşmenin kontakt pnömatolitik olarak porfiri, skarn ve kalkıştler içerisinde geliştiğini, Keban bölgesindeki araştırılan, işletilen tüm yatakların siyenit porfirlerle ilişkilerinin olduğunu öne sürmüşlerdir. Yanal ve düşey yöndeki mineral birlikteliklerinde görülen zonlanma, cevherli çözeltilerin basınç ve sıcaklığı ile yan kayaçların kimyasal bileşimine bağlı olduğunu söylemişlerdir. Araştırmacılar Sedex tipi yataklanmaların olduğunu da belirtmişlerdir.

Akyol vd. (1986), Baskil-Keban-Birvan bölgelerinde yaptığı demir prospeksiyon çalışmalarında ekonomik potansiyel içeren demir sahaları saptayamamış ancak skarn zonları içinde ekonomik olmayan manyetit ve çok az hematit izlemişlerdir.

Hanelçi (1986), tarafından Keban bölgesinin kuzeyinde yer alan Yahyalı Köyü civarının 1/5000 ve 1/1000 ölçekli jeoloji haritaları oluşturulmuş ve çalışma alanındaki cevherleşmeler incelenmiştir. Yahyalı domu çevresinde gelişen kontak metamorfik zonun iki fasiyeste oluştuğunu, bunların 1- Albit-epidot hornfels fasiyesi, 2- Hornblend ve hornfels fasiyesi olduklarını belirtmiştir. Cevherleşmeler tabakaya uyumlu primer cevherleşme ve hidrotermal cevherleşme olarak belirlenmiştir.

Öztunalı (1989), hidrotermal akışkanların metamorfik kökenli olduğunu ve cevherleşmenin gelişmesinde etkin bir rol oynadığını söylemiştir. Keban sahasının polimetallik maden yatağı olarak nitelendirmiştir.

Hanelçi (1991), Keban (Elazığ) Zeryan Dere-Siftil Tepe metalojenisinin incelenmesinde, cevherlerin yerleştiği kayaçların doku ve sedimentolojik özelliklerine dayanarak Zeryan

Dere bölgesinde ağsal (stokvörk), dissemine ve masif sülfid cevherleşmeleri geliştiğini belirtmiştir. Çalışma sahasındaki birimlerin kıta kenarında, derin olmayan sığ denizel ortamlarda oluştuğunu ve Zeryan Dere cevherleşmesinin volkanik kökenli olmayan sedimanter birimler içerisinde yerleşmiş Kuroko tipi sülfid cevherleşmesi olarak tanımlamıştır.

Yılmaz vd. (1992), Nimri formasyonundaki ilksel oluşumların doğrudan granitoidlere bağlı skarn tip cevherleşme olmadıklarını, birincil kökenli cevherlere özgü metallerin daha sonradan granitoidlerin etkileri ile mobilize olarak bir kez daha zenginleştiğini, taşınma öncesi cevher oluşumlarını da SEDEX (Eksalatif Sedimanter) tip ile MVT (Mississippi Valley Tip) yataklanmalar açısından irdelemiş ve SEDEX tipe özgü bazı bulgular elde etmişlerdir.

Çelebi (1997), Keban Batı Fırat sahasında ekonomik bir barit cevherleşmesinin mevcut olmadığını, verilerden elde edilen sonuçlara göre BaO'in MnO ve FeO'e oranla çok düşük olduğunu, PbO'e oranla da yüksek olduğunu söylemiştir. Baritin sülfidli cevherlerde de görülmesi, Mn ve Fe oksit/hidroksitleri ile beraber bulunması, yüksek Pb ile düşük S, Cu ve Zn bileşimleri, Mn ve As arasındaki uyumlu ilişkinin eksalatif sedimanter oluşum savını kuvvetlendirdiği belirtmiş ve Keban Batı Fırat gümüşlü mangan oluşuklarının eş oluşumlu olduğunu vurgulamıştır.

Çelebi vd. (1997), Karamağara Dere Magmatitlerindeki alkali feldispatların sanidin olduğunu ve magmatik ayrışmanın kesintisiz olduğunu belirtmiş, Keban Magmatitleri ve sanidinlerin sahadaki cevher gelişimine etkisi olmadığını öne sürmüşlerdir.

Çalık ve Öngen (2000), Fırat nehrinin kuzeyinde yer alan porfirik sokulumlardan Sarılımağara granat siyenit porfirinin kesmiş olduğu kalkışist birimi ile kontağında yer alan Keban skarn zonlarının endoskarn ve eksoskarn oluşumları ile bimetasomatik karakterde, ornatma skarn şeklinde olduğunu vurgulamışlardır. Keban magmatik biriminin karbonatlı yan kayaçla olan dokanağında Si, Al, Fe, Mg gibi elementlerin getirimine bağlı olarak metasomatik olarak gelişen mineralojik değişimlerle skarn oluştuğunu söylemişlerdir. Başlıca skarn mineralleri, klinopiroksen (diyopsit-hedenberjit), granat (grossular-andradit), vezüvyanit, vollastonit, kalsit ve epidot olarak

belirlenmiştir. Endoskarn oluşumu epidot+klinopiroksen skarn şeklinde gelişirken eksoskarn oluşumları da granat skarn, klinopiroksen+vezüvyanit+granat skarn, epidot+diyopsit skarn, vollastonit+diyopsit+granat skarn ve vezüvyanit+granat skarn şeklinde geliştiğini belirtmişlerdir.

Kalender (2000), Keban Dere civarındaki bakır oluşuklarındaki kuvarslarda yaptığı sıvı kapanım çalışmalarında kuvarsların oluşum sıcaklığının ortalama 374-489 °C aralığında değiştiğini, pirit, kalsit ve florit damarlarındaki kalsitlerde oluşum sıcaklığının ortalama 193 °C, floritlerde ise ortalama 110 °C olduğunu belirtmiştir. Buna göre, kalkopiritlerin hidrotermal sistemin katatermal evresinde, kalsit, pirit ve floritlerin ise epitermal evrede oluştuğunu ileri sürmüştür. Buradaki bakır cevherleşmesinin porfiri tip olduğunu ortaya koymuştur.

Kalender ve Hanelçi (2001a), Keban bölgesindeki eski imalat pasalarındaki cevherleşmelerin mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini incelemişlerdir. Farklı gruba ait pasalarda, küçük değişiklikler olmakla birlikte esas cevher minerallerini, pirolusit, rodokrosit, barit, pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, arsenopirit, Ag-As-Sb sülfü tuzları ve az miktarda götit, siderit, jips, kalsit ve kuvars olarak belirlemişlerdir. Batı Fırat pasalarında Ag'ün sülfat halde çökeldiği, Au ve Ag'ün oksidasyon zonunda yerinde zenginleştiği, Pb ve Zn ise serüzit ve vanadinitin yaygınlığına dikkati çekmişlerdir. Siftil Tepe, Zeytin Dağı ve Derebaca pasalarında ise Pb-Zn-Ag önemli ilişkileri sülfid cevherleşmelerinin doğu Fırat'ta yoğunlaştığını vurgulamışlardır.

Kalender ve Hanelçi (2001b), Nallıziyaret Tepe'deki Cu mineralizasyonlarının kökeni hakkında yaptıkları çalışmada, mineralizasyonlarının KB-GD doğrultulu sinjenetik tansiyon kırıkları içinde yoğunlaştıklarını, cevherleşmenin esas minerallerinin pirit, kalkopirit, molibdenit ve geç hematitler olduğunu, cevherleşmelerin zayıf sodik kalsitik potasik alterasyon içerisinde yer aldığını ve dissemine Cu minearalizasyonlarının düşük sülfidasyon ortamını yansıttığını belirtmişlerdir. Bakır oluşuklarının ada yayı ürünü olan Keban Magmatitlerine ait siyenit porfirler ile ilişkili olduğunu, Cu cevherleşmesinin hidrotermal aktivitenin neden olduğu porfiri bakır sistemine bağlı geliştiğini, yan kayaçların karbonatlı olması sebebiyle kontaklarda skarnlaşmanın gözlemlendiğini söylemişlerdir. Porfiri Cu cevherleşmeleri, Nallıziyaret Tepe'den başlayarak güneye

doğru yerini, hidrotermal işlevlerde, meteorik suların daha etkili olduğu kontak metasomatik (skarn) tip Pb, Zn, Ag cevherleşmelerine bıraktığını belirtmişlerdir.

Kalender (2011), Keban Pb-Zn yatağında piritlerdeki $\delta^{34}\text{S}$ değeri ‰ -0.59 ile +0.17 arasında ve magmatik kayaçla ilişkili, kuvarslardaki $\delta^{18}\text{O}$ değerinin ‰ 10.5 ile 19.9 aralığında, kalsitlerdeki $\delta^{18}\text{O}$ değerinin ‰ +12.9 ile +27.3 ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin ‰ -3 ile +1.6 arasında olduğunu belirtmişlerdir. Bu sonuçlara göre skarn tip Pb-Zn yatağının, düşük sıcaklıkta siyeno-monzonitik kayaç ve kalk-şist dokanağında geliştiiği, magmatizmanın son evresinde oluşan metamorfik-meteorik su karışımından etkilendiği şeklinde yorumlanmıştır.

Kürüm (2011), dalma batma zonu VAG ve I-tipi granitoid özelliğinde olan Keban Magmatitlerine ait tonalitlerin K-Ar yöntemi ile 75.65 ± 1.5 ve 59.77 ± 1.2 My yaşlı, diyorit ve kuvars diyoritler için 84.76 ± 1.8 ve 84.35 ± 1.7 My yaşında olduğunu saptamıştır. Asidik bileşimde olanların bazik olanlardan sonra yerleştiğini belirtmiştir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları tonalitler için 0.705405 ve 0.706053, diyoritik kayaçlar için ise 0.704828 ve 0.704754 aralığındadır.

Kuşçu vd. (2013), 78 My'dan başlayıp 74 My' a kadar devam eden en yaşlı metalojenik olayın yay tipi kalkalkalin magmatik kayaçların (83-79 My) Bitlis-Pütürge ve Malatya-Keban metamorfik birimleri içerisine sokulumu ile ilişkili olduğunu ve Toros platformuna ait Kömürhan-Ispendere ofiyolitlerin bu birimleri üzerlediğini söylemişlerdir. Keban-Nallıziyaret tepe civarındaki siyenit porfir, mikro siyenit ve trakit içerisindeki biyotitte Ar-Ar ve zirkonda U/Pb radyometrik yaş tayini yapılarak magmatizma için sırasıyla 74.08 ve 69.9 My ile 74.1 ve 74.8 My yaş değerleri bulunmuştur. Ayrıca, Pb-Zn damar/skarnın yer aldığı siyenit porfir ve trakitte Ar-Ar radyometrik yaş tayini sonucunda magmatizma yaşı 74.08 ve 69.9 My olarak belirlenmiştir. 76-74 My arasında gelişen alkalın magmatizmasının Hasançelebi'deki (Malatya) demir oksit bakır-altın sistemi ve Keban'daki (Elazığ) porfiri Cu-Mo ile Pb-Zn damarlarıyla ilişkili olduğunu ve bu alandaki alkalın kayaçların kalkalkalinlere göre daha genç olduğunu belirtmişlerdir.

Kaya (2014), Keban metamorfizmaları için şimdiye kadar kullanılan Permo-Triyas/Permo-Karbonifer yaşlarının elde edilen fosil bulgularına göre Orta Devoniyen'e (Keban mermeri) kadar inebileceği, Jura'ya hatta Erken Kretase'ye (Akbaba tepe masif dolomitik-kristalize kireçtaşı birimi) kadar da çıkabileceğini öngörmüşlerdir.

Akgül (2015), Keban siyenitoidlerin metalumina ve A-tipi granitoid özelliğinde ve şösonitik magmadan türediğini belirtmiştir. İz element içeriğine göre Keban siyenitoidleri litosferik mantonun okyanus kabuğu/sedimanlardan türeyen akışkanlar tarafından metasomatizmaya uğraması sonucu oluştuğunu, floritlerin erken faz alkali magmatizma ürünleri olduğunu (HNTE>ANTE) belirlemiştir. A tipi magmatiklerin Cl/F'ca zengin eriyikleri üretme potansiyelinin olması, Keban bölgesinde bulunan birçok florit mineralizasyonun kaynağını açıklamaktadır. Keban floritlerinin Rb, Sr ve Ba bileşimleri intruziflerle ilişkili Akçakışla-Akdağmadeni ve dalma batmayla ilişkili Çelikhana-Adıyaman floritlerine göre oldukça yüksek olduğunu, bunun da şösonitik magmadan kaynaklandığını söylemiştir.

Çelebi (2016), Keban bölgesinde bulunan Fe-Mn cevherleşmesinde yer alan Ag içeren cevher minerallerinde mineralojik, jeokimyasal ve statiksel çalışmalarda bulunmuştur. Fe/Mn oranının 1.6 değerinde olmasının eksalatif sedimanter yatağa ait bir özellik olduğunu, MnO, CaO ve Zn elementlerinin magmatik kökenli olması nedeniyle göreceli frekans dağılımının log-normal dağılımında olduğunu, MnO-FeO, Al₂O₃-K₂O, Hg-Sb ve ters dağılımda olan FeO-MgO element çiftleri arasındaki ilişki sonucu hidrotermal süreçlerin etkili olduğunu belirtmiştir. Keban metalojenik bölgesindeki cevherleşmeleri benzer sedimanter eksalatif yataklarla karşılaştırmıştır.

Kuşçu vd. (2019), Divriği, Hasançelebi, Hekimhan ve Keban' da yer alan Geç Kretase çarpışma sonrası intrüzifler ve volkanik kayalar alkalik, şösonitik ve peralumina karakterde olduğunu belirtmişlerdir. Keban'daki porfiri Cu-Mo yatağının mineralizasyon yaşının 71.85 My olduğunu söylemişlerdir.

Yıldırım vd. (2019), Keban-Batı Fırat skarn yatağının Geç Kretase plutonlarının Permo-Triyas/Permo-Karbonifer meta klastik/karbonatlı kayalara sokulumuyla ilişkili olduğunu, (Cu-Mo-F)-Zn-Pb skarn yatağının polimetalik ve cevher minerallerinin masif,

damar ve dissemine sülfid, oksit ve süperjen zonlarda oluştuğunu, Keban plütonlarının alkalın, metalumina karakterde ve levha içi (A-tipi) orojen sonrası ortamda oluştuğunu söylemişlerdir. Keban plütonlarının yüksek Rb, V ve düşük Sc içerikleri granitoidle ilişkili Cu-Zn-W-Mo skarlara benzerlik gösterdiğini, Batı Fırat skarn birimlerinde yüksek La/Y oranları ve fosfatla NTE arasındaki pozitif korelasyonun nötr ve bazik hidrotermal akışkan koşullarını yansıttığını belirtmişlerdir. Granat ağırlıklı endoskarnın NTE bakımından zengin (özellikle Eu ve Ce) olduğunu ve bu durumunun yatağı oluşturan akışkanın magmatik kökenli olmasından kaynaklandığını, ayrıca NTE içeriklerine göre cevherli zonların magmatik kökenli hidrotermal çözeltiler tarafından oluştuğunu vurgulamışlardır.



4. BÖLGESEL JEOLOJİ

Keban sahası Anadolu'nun tektonik birliklerinden Torid tektonik kuşağında Doğu Toroslar bölgesinde yer almaktadır. Keban Bölgesi'nin yakın çevresi Kipman (1976, 1982), Asutay (1988), Aktaş ve Robertson (1990), Yazgan ve Chessex (1991) ve Yılmaz (1993) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Jeolojik evriminin tüm evrelerinde sıkışmalı bir tektoniğin etkisinde kalan Anadolu bloğunun Permiyen'den günümüze kadar olan levha tektoniği evrimi genel anlamda Paleo-Tetis'in kapanması ve bunu takiben Neo-Tetis'in gelişimi ve kapanışının bir sonucudur (Şengör ve Yılmaz 1983). Doğu Toroslar'ın ön cephesini oluşturan Güneydoğu Anadolu Kenet Kuşağı'nda; kıtasal kabuk kökenli Bitlis, Pütürge, Keban ve Malatya Metamorfileri ile Yüksekova-Maden Karmaşığı ve Guleman Ofiyoliti yer almaktadır (Perinçek ve Özkaya 1981). Güneydeki Arabistan Levhasına ait otokton birimler ile kuzeydeki Toros Kuşağı allohton birimlerinin stratigrafik ve yapısal ilişkilerinin, tek bir okyanusal havzanın gelişimi ve kapanması ile açıklamanın mümkün olamayacağı, bunun yerine bölge tektonik evriminin ancak küçük levhalarla birbirinden ayrılmış dar okyanusal havzaların gelişimi ve kapanımı ile açıklanabileceği öne sürülmüştür (Perinçek ve Özkaya 1981). Bu kapsamda, Keban Metamorfileri ile temsil edilen Keban Kıtacığı bölgenin tektonik evrimi içinde önemli rol oynayan mikro levhalardan biridir. Kampaniyen'de Keban Kıtacığı'nın güney kesimlerinde oluşan yitim zonu sonucunda aktif bir kıta kenarı veya ada yayı magmatizması gelişmiştir. Keban subvolkanitlerinin de bu süreçte geliştiği düşünülmektedir (Perinçek 1980). Keban metamorfilerinin, Neo-Tetis okyanusun güney kolundaki farklı havza koşullarında çökeldiği, Bolkar Dağı Birliği'nin de aynı okyanusun en kuzeyinde oluşmuş bir birlik olduğu ve böylelikle bu metamorfilerin Bolkardağı birliğinin doğusundaki Geyikdağı Birliği'nin altında kalmış bir uzantısı olduğu belirtilmiştir (Kaya 2014).

Keban Maden Yatağı'nın içinde bulunduğu bölge kıvrımlanmanın etkin olduğu karışık bir tektonik yapı sunmaktadır. Sahanının kayaç birimleri genel olarak KD-GB doğrultulu ve G-D dağılımlıdır (Kineş 1969, Hanelçi 1991,1996). Kineş (1969) ve Hanelçi (1991) sahanın tektonik yapısını karakterize eden bu kıvrımların Hersiniyen orojenik fazında şekillendiğini ancak daha genç fay ve kırık sistemlerinin ise Alpin orojen fazına bağlı

olarak oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Hanelçi (1996)'a göre, bölgedeki tektonik yapının oluşumunda KB-GD yönündeki çekme gerilme ve K-G doğrultulu sıkışma kuvvetleri etkili olmuştur. Bu kuvvetlere bağlı olarak, maden yatağı civarında D-B yönünde kırılmalar ve KD-GB yönünde de kıvrımlar meydana gelmiştir. Aynı zamanda sıkışma kuvvetlerinin etkisinde kalan kuzeydeki Keban Metamorfitleri, güneydeki Elazığ Magmatitleri ile Guleman Ofiyolitleri üzerine bindirmiştir. Son olarak, cevher sahası bu kuvvetlerin etkisi ile kuzeyden güneye uzanan bir horst graben yapısı kazanmıştır.

Bölgede yer alan birimler şekil 4.1'deki jeoloji haritasında görölmektedir. Bölgesel metamorfizma ürünlerinden oluşan Keban Metamorfitleri alttan üste doğru tektonostratigrafik konumlarına göre Arapgir kristalize kireçtaşı birimi, Nimri formasyonu, Keban mermeri ve Delimehmet formasyonu şeklinde dizilmektedir (şekil 4.2). Orta-Geç Devoniyen yaşlı Keban mermeri, Keban metamorfitlerini oluşturan napların orta kısmındaki napın tabanında yer alır.

Geç Devoniyen yaşlı Delimehmet formasyonu tabanda Büklümlü metakonglomera-metakumtaşı üyesi ile başlayıp uyumlu bir şekilde üste doğru Kudikan fillit-klorit-serizitli üyesine geçiş gösterir. Çoğunlukla şisti yapıda gözlenen metadiyabazlar sadece bu formasyon içinde gözlenir ve Erken Triyas-Jura yaşlı Nimri formasyonunu kesmezler.

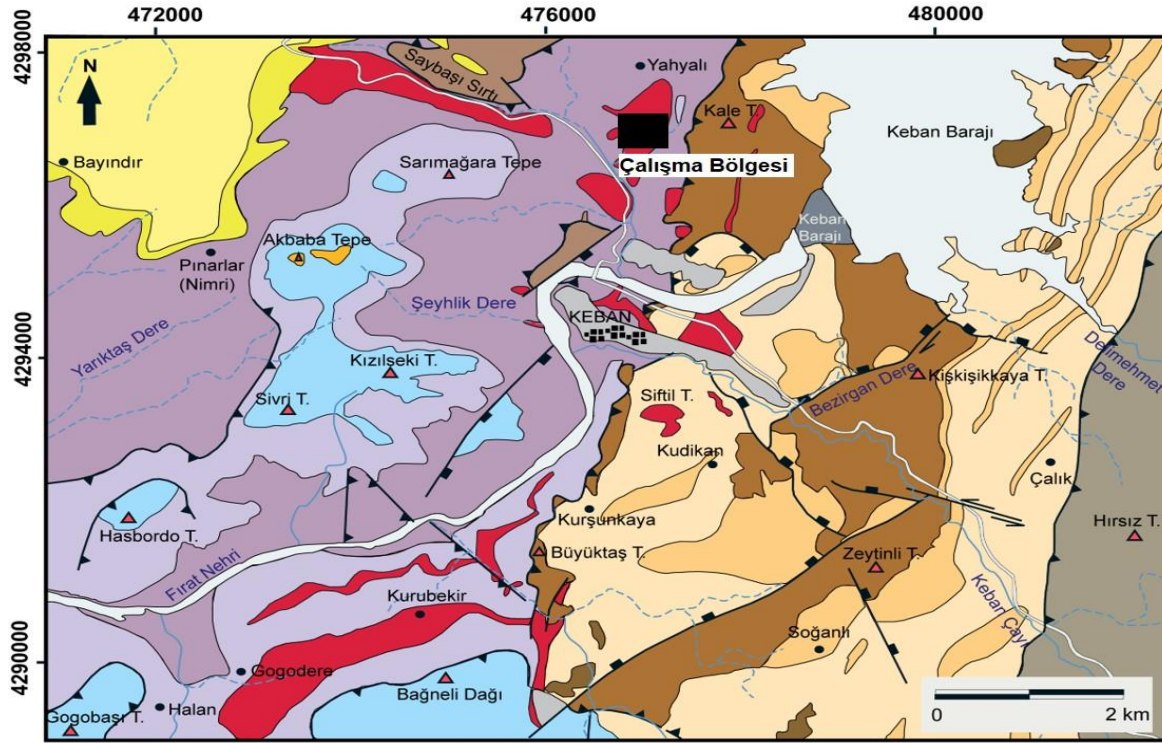
Nimri formasyonun oluşturduğu alt napın tabanında tektonik olarak yer alan Geç Permiyen yaşlı Arapgir kristalize kireçtaşı siyah, sert, mikrokristalin dokulu, silis yumrulu olup belirgin bir tabakalanma sunar.

Keban metamorfitlerinin en alt napını oluşturan Erken-Triyas-Jura yaşlı Nimri formasyonu, Arapgir kristalize kireçtaşı birimi üzerine tektonik olarak oturur. Formasyon alttan üste doğru sırasıyla; şeyhlikdere kalkşist üyesi (Erken Triyas), Gogodere tabakalı dolomitik-kristalize kireçtaşı üyesi (Erken-Orta Triyas) ve Akbabatepe dolomitik-kristalize kireçtaşı üyesi (Geç Triyas-Jura) olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır. Nimri formasyonunun alt ve orta seviyeleri karbonatlı metaklastik kayalardan (metaşeyl, kalkfillit, kalkşist) oluşmakta, üste doğru artan biçimde karbonatlı kayalara (dolomitik/kristalize kireçtaşları) geçmektedir (Kaya 2014). Rekristalize kireçtaşları kalkşistler içerisinde olistolitler halinde yer almaktadır (Hanelçi 1991).

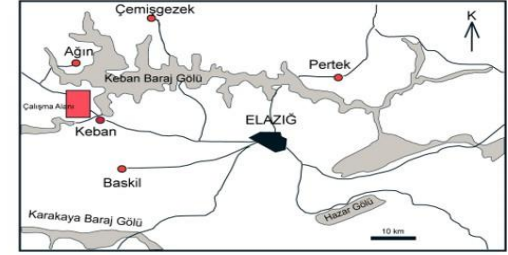
Keban metamorfikleri, aynı magmatik seriye ait muhtemelen derinde bulunan bir batolitten farklı fazlarda sokulum yapmış, alkali özellikte, silisçe doymuş, siyenitik bileşimli Keban Magmatikleri tarafından sil, dayk ve bunların geçiş türleri tarafından kesilir (Çalık 1998). Sil, dayk ve dom şeklinde mostra veren porfirik dokulu subvolkanik Keban magmatitleri, K-Ar yöntemi ile 76 ± 2.5 ve 78.5 ± 2.5 My (Yazgan 1983), 76-78 My (Asutay 1988) ve Kipman (1976)'a göre ise Kretase sonu-Eosen başı olarak yaşlandırılmıştır. Kalender (2000) ise, Keban Magmatiklerinin Alpin orojenezinin Laramiyen fazına bağlı olarak oluştuğunu ve bu nedenle yaşının Üst Kretase-Paleosen olması gerektiğini vurgulamıştır. Kuşçu vd. (2013) Keban'da yer siyenit porfirde Ar-Ar ve zirkonda U/Pb radyometrik yaş tayininden elde ettiği sonuçlara göre magmatizma yaşının sırasıyla 74.08 ± 0 ve 69.9 ± 0.5 My ile 74.1 ± 0.4 ve 74.8 ± 0.5 my olduğunu belirtmiştir. Ayrıca, Pb-Zn damar/skarnın yer aldığı siyenit porfir ve trakitte yapılan Ar-Ar radyometrik yaş tayini sonucunda magmatizma yaşı 74.08 ± 0 ve 69.9 my olarak belirlenmiştir.

Avşar (1983) tarafından yaşı Orta-Üst Eosen olarak belirlenen ve Keban Magmatitleri üzerine açısal uyumsuzlukla oturan Kırkgeçit formasyonu ince bir çakıl seviyesiyle başlayan kumtaşı- kumlu kireçtaşı-kireçtaşı-marn ardalanmasından oluşan bir istif sunar (Şaşmaz ve Sağıroğlu 1990). Konglomera, kumlu kireçtaşı ve marn ile temsil edilen Alt Miyosen yaşlı Alibonca formasyonu, kendisinden daha yaşlı birimler üzerine uyumsuzlukla gelir.

Alt dokanağı uyumsuz olan Üst Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu başlıca tüf, olivin bazalt ve gölsel kireçtaşlarından oluşmuştur (Asutay 1988).



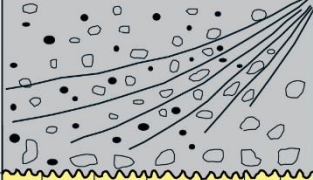
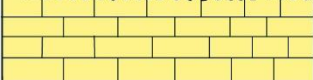
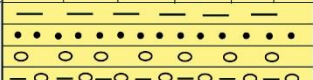

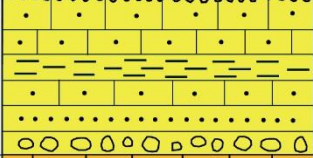
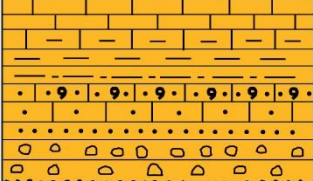
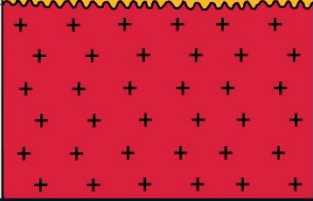
OTOKTON BİRİMLER		ALLOKTON BİRİMLER	
Kuvaterner	Taraça	Nimri Formasyonu	Geç Triyas-Jura
Karabakır Formasyonu	Geç Pliyosen	Akbatatepe Üyesi	Erken-Orta Triyas
Alibonca Formasyonu	Erken Miyosen	Gogodere Üyesi	Erken Triyas
Kırkgeçit Formasyonu	Orta Eosen-Geç Oligosen	Şeyhlikdere Üyesi	Geç Permian
Keban Magmatikleri	Geç Kretase-Erken Paleosen	Arapgir Kristalize Kireçtaşı	Erken Karbonifer
		Süleymanlı Formasyonu	Geç Devoniyen
		Delimehmet Formasyonu	Orta-Geç Devoniyen
		Taşkonak Olistolit Birimi	
		Kurşunkaya Üyesi	
		Büklümlü Üyesi	
		Keban Mermeri	



Şekil 4.1 Elazığ-Keban bölgesinin jeoloji haritası (Kaya 2014, 2016 ve Kürüm 2011'den değiştirilerek alınmıştır)

SİSTEM /SERİ	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Geç Triyas -Jura		Akbatepe üyesi	>150		Kurşuni gri renkli, masif dolomitik-kristalize kireçtaşı
Erken-Orta Triyas	Nimri Formasyonu	Gogodere üyesi	~500		Koyu gri, tabakalı dolomitik kireçtaşı İz fosiller içeren (Planolites isp., Protovirgularia isp., Rhizocoralium isp., Thalassinoides ve Helminthopsis isp. (?)) tabakalı kristalize kireçtaşı
		Şeyhikdere üyesi	~450		Kalkşist Kalkfillit Serizitşist Kristalize kireçtaşı bantları İnce klorit-serizitşist ara seviyeleri içeren orta-kalın tabakalanmalı kristalize kireçtaşı bantları Klorit-serizit şist Yeşilimsi gri kalkfillit Jips
Geç Permiyen	Arapgir Krist. Kireç.		>200		Siyah, silis yumrulu, mikrokristalin dokulu tabakalı kristalize kireçtaşı
Erken Karbonifer	Süleymanlı Formasyonu		>1000		Fillit Organik maddece zengin siyah fillit Organik madde içerikli, siyah kristalize kireçtaşı
Geç Devoniyen	Delimehmet Formasyonu	Kurşunkaya üyesi	>500		Kalkşist, kalkfillit Fillit, klorit-serizit şist Siyah kireçtaşı olistolitleri
		Bükümlü üyesi	>700		Kalkfillit Kuvarsit Karbonat çimentolu metakonglomera Kuvarsa zengin metakumtaşı-metasilttaşı Serizit-kuvars şist Fillit Siyah kireçtaşı kireçtaşı çakılları içeren serizit-kloritşist matriksli metakonglomera
Orta-Geç Devoniyen	Keban Mermeri		>300		Tabanda gri, üstte beyaz-krem renkli, bazı yerlerde dolomitik, genellikle masif, çatlaklı ve karstik mermer

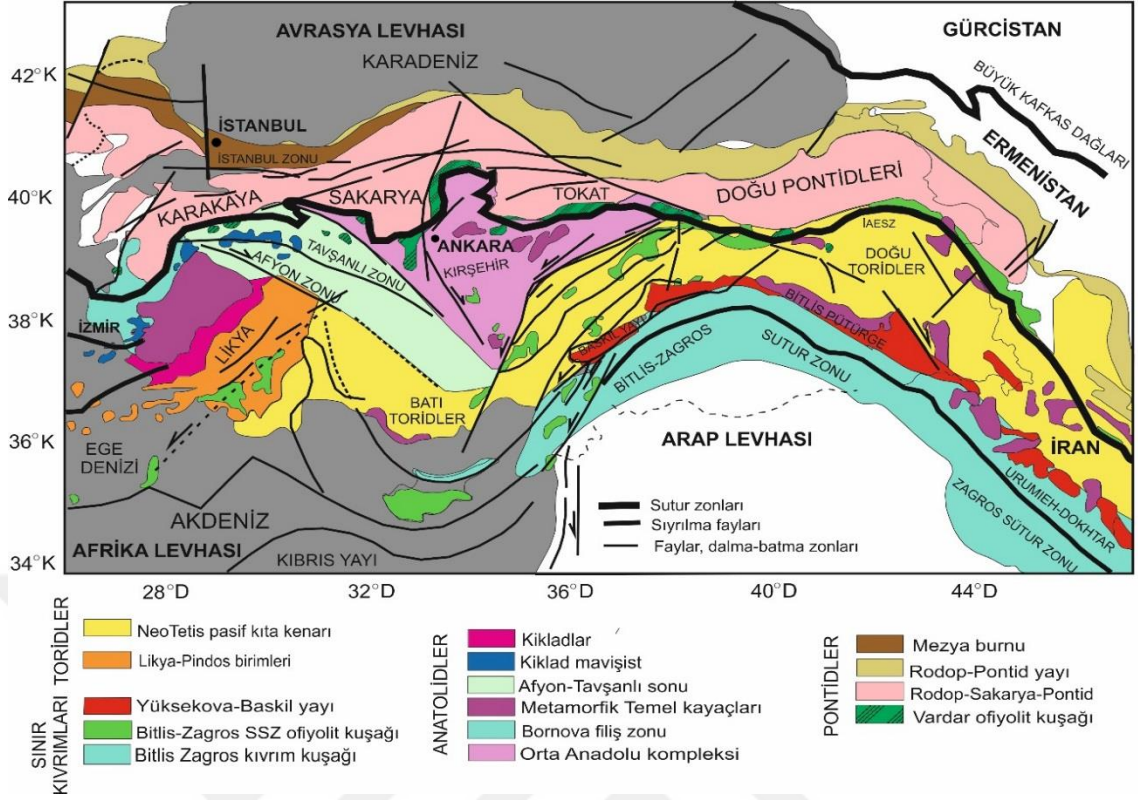
Şekil 4.2 Elazığ-Keban bölgesinin kolon kesiti (ölçeksiz) (Kaya 2001, 2014'den değiştirilerek alınmıştır)

SİSTEM /SERİ	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Kuvaterner			>100		Alüvyon Yamaç molozu Taraça
Geç Pliyosen	Karabakır Formasyonu	Kaşdüzü gölsel kç.	>40		Açık yeşil renkli, erime boşluklu, bitki izleri içeren sert marn-gösel kireçtaşı
		Denizli çakıltası	~120		Beyaz renkli kil, kumtaşı, çakıltası ardalınması
		Bayındır tüfit üyesi	~90		Kırmızı renkli, kil matriksli çakıltası Tüfit Aglomera
Erken Miyosen	Alibonca Formasyonu		>100		Kalın tabakalanmalı, krem renkli, kumlu kireçtaşı Marn Kumtaşı, çakıltası
Orta Eosen-Geç Oligosen	Kırkeçit Formasyonu		>300		Pembe renkli, mercanlı, resifal kireçtaşı Kiltası Nummulitesli, kumlu kireçtaşı Yuvarlaklaşmış çakıltası Köşeli çakıltası
Geç Kretase-Erken Paleosen	Keban Magmatitleri				Siyenomonzonitik derinlik ve yarıderinlik kayaları

Şekil 4.2 Elazığ-Keban bölgesinin kolon kesiti (ölçeksiz) (Kaya 2001'den değiştirilerek alınmıştır) (devam)

4.1 Bölgenin Tektonik Evrimi

Doğu Torosların tektonik gelişimi Geç Kretase sırasında Keban mikro kıtası ile Arap plakasının kıta-yay çarpışması ile yakından ilişkilidir. Çalışma alanının yer aldığı Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı, Kretase-Miyosen döneminde güney Tetis okyanusunun kapanmasını takiben Afro-Arap ile Avrupa kıtalarının çarpışması sonucu oluşmuştur (Rızaoğlu vd. 2009, Parlak 2006) (Şekil 4.3).



Şekil 4.3 Batı Tetis'e ait ana tektonik birimleri gösteren tektonizma haritası (Stamfli vd. 1998, Stamfli 2001, Jolivet vd. 1994, Kaymakçı ve Kuşçu 2007 ve Kuşçu vd. 2013'den değiştirilerek alınmıştır) (IAESZ: İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonu)

Bu kıtasal çarpışma, Doğu Anadolu kıta kabuğunun kalınlaşıp kısılmasına sebep olmuş ve farklı tektonik karakterli ofiyolitik, metamorfik ve volkano-sedimanter birimlerin bir araya gelmesini sağlamıştır (Şengör, 1980, Şengör ve Yılmaz 1981, Fytikas vd. 1984, Yılmaz vd. 1998). Doğudan batıya doğru uzanan bu orojenik kuşak, üç farklı yapısal zondan oluşur (Yılmaz 1990, 1993). Bu yapılar kuzeyden güneye doğru: (1) Geç Kretase yaşlı ofiyolitler ve Paleozoik-Erken Mesozoik yaşlı metamorfik birimlerden oluşan nap zonu; (2) Geç Kretase-Erken Miyosen yaşlı bindirme zonu ve (3) yaşları Erken Kambriyen'den Orta Miyosen'e uzanan denizel sedimanter birimler içeren Arap Platformu (Güneydoğu Anadolu Otoktonu). Nap zonu da alt ve üst olmak üzere iki gruba ayrılır (Yılmaz 1993). Alt nap zonu ofiyolitik birimlerden oluşurken üst nap zonu Malatya Keban metamorfik masiflerinden oluşur (Rızaoğlu vd. 2009, Yılmaz 1993, Ketin 1983). Alt napa ait ofiyolitik kayalar güneyde okyanusal yitim kayalarının parçalarını oluştururken kuzeyde Vardar Okyanusundan türeyen (Yalınz vd. 1999) ve 90 ± 7 my'dan

önce yerleşen (Parlak vd. 2004) ofiyolitik melanj olarak yer alır. Geç Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter ve volkanoklastik kayaçlar kuzeydeki ofiyolitlerin üzerini örterler. Alt nap grubu Kretase sonuna (~77 my) doğru Divriği ve Keban bölgelerinde platform tipi sedimanter kayaçlar ve Malatya-Keban metamorfik kayaçlarının üzerine güneye doğru itilmiştir (Yalın vd. 1999, Boztuğ vd. 2007, Kuşcu vd. 2010). Üst nap grubu ise Geç Paleozoik yaşlı Bitlis-Pütürge masifi ile Mesozoik yaşlı Malatya-Keban metamorfik kayaçları kapsar (Yılmaz 1993, Yılmaz vd. 1993). Bu kayaçlar Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının en yaşlı birimleridir. Bu tektonostratigrafik ünitelerin günümüzdeki konfigürasyonu üç büyük zaman diliminde (Geç Kretase, geç Eosen ve erken –orta Miyosen) güneyden taşınan napların bir sonucudur. Daha yaşlı olan iki zaman dilimi Neotetis okyanus havzasının kapanmasıyla ilişkilidir ve Paleozoik platform istiflerini oluşturan tortul kayaçların bölgesel metamorfizmasıyla ilişkili Malatya-Keban platformunun üzerine gelen ofiyolitlerin üzerlemesi ile temsil edilir (Yiğitbaş ve Yılmaz 1996). Doğu-güney doğu Türkiye’de yer alan metamorfik masiflerin ve üzerleyen ofiyolitlere sokulum yapan granitoidler (83-68 my) metamorfizmayla geniş ölçüde eş zamanlıdır (Beyarslan ve Bingöl 2000, Parlak vd. 2004, Robertson vd. 2006, Kuşcu vd. 2007, 2010). Miyosen sırasında, ofiyolitik kayaçlar ve metamorfik masiflerden oluşan nap grubu Arap platformuna ilerlemiştir (Robertson 1998, Stampfli 2001). Maraş, Malatya ve Elazığ bölgelerinde yer alan ve güney Neotetis’in gelişimi sırasında oluşan granitoidler, metamorfik masifler (Malatya-Keban metamorfikleri), volkanik ada yayı birimleri (Elazığ magmatik kayaçları/Yüksekova karmaşığı), ofiyolitik kayaçlar (Göksun, İspendere, Kömürhan, Guleman) ve ofiyolitlerle ilişkili metamorfik kayaç birimleri (Berit) ile intrüzif kontak ilişkisi sunar (Parlak 2006, Parlak vd. 2009, Rızaoğlu vd. 2006). Malatya-Keban metamorfik masifleri ve ofiyolitik birimleri Geç Kretase döneminde oluşan intrüzyonlardan önce tektonik olarak yerleşmiştir (Perinçek ve Kozlu 1984, Yazgan ve Chessex 1991, Robertson vd. 2006).

Güneydoğu Anadolu Metamorfik kompleksi Toridler ve Arap plakasının ana Alpin bölgelerini oluşturur. Bu kompleksin kökeni ve evrimi bölgesel jeodinamik senaryoyu anlamada büyük önem taşır. Stratigrafik, mineralojik ve petrografik özellikleri belirlemede belirgin bazı izler taşısada, oluşumuyla ilgili başlıca iki hipotez mevcuttur (Bozkaya vd. 2007). İlk hipoteze göre, Malatya ve Keban metamorfikleri Torid platformunu temsil ederken Pütürge ve Bitlis metamorfikleri ise Arap platformuna

karşılık gelir (Yazgan 1984, Göncüoğlu ve Turhan 1984, Yazgan ve Chessex 1991). İkinci görüşe göre, güneydoğu Anadolu'da yer alan tüm metamorfikler Anatolid Platformu'na (Toridler) aittir ve Geç Kretase sırasında tektonik olarak bozulmuş ve kırılanmış benzer stratigrafik istifler içerir (Yılmaz 1993). Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının kuzey sınırı, Doğu Akdeniz bölgesindeki Neotetis kolunun kapanması sırasında oluşmuş tektonostratigrafik birimlerden yapıları Torid Kuşağı ile çevrilidir (Şengör ve Yılmaz 1981, Göncüoğlu 1997). Torid napları, paleocoğrafik dağılımlarına göre Özgül (1976) tarafından tektonik olarak allokton birimlerden türeyen kuzey birimi (Bozkır, Bolcardağı, Aladağ) ile güney (Antalya ve Alanya) ve allokton birimler tarafından bindirilen orta otokton birimi (Geyikdağı) olarak sınıflandırılmıştır. Metamorfik kayalar kuzeyden güneye doğru, Alanya birimi (Özgül 1976) olarak tanımlanan Keban ve Malatya Metamorfikleri ve önceden Misis Birimi (Özgül 1976) ya da Bitlis Zonu (Göncüoğlu vd. 1997) olarak tanımlanan Bitlis-Pütürge Metamorfikleridir. Özgül (1976) tarafından tanımlanan Keban Metamorfikleri, Toridlerin en kuzeydeki metamorfik birimini temsil eder. Bu kayaların kuzey sınırı, Geyikdağı birimine ait (Özgül ve Turşucu 1984) Mesozoyik karbonat kayaları ile temsil edilen Munzur Napları tarafından tektonik olarak üzerlenir. Üst Kretase yaşlı granitik ve siyenitik kayalar (Keban Magmatikleri) ise Keban metamorfiklerinin güney sınırları boyunca yerleşmiştir. Tersiyer örtü kayaları hem Keban metamorfikleri hem de Keban Magmatiklerini örtmektedir.

Bozkaya vd. (2007) Keban metamorfiklerinin Pütürge metamorfiklerine göre daha zayıf şistoziteye sahip olduğunu belirterek bölgesel sıkışmalı bir rejimle ilişkili KD uzantılı yüksek açılı (>45°) dalım gösteren bir kıvrımlanma sisteminin varlığından bahsetmişlerdir. Yazarlara göre, Keban metamorfikleri Alpin çarpışma zonundan gelişmiş, kömürlü metakarbonat seviyeleri ve fillosilikat içermeleri nedeniyle Doğu Torid Otoktonu'ndan ya da Geyikdağı Birimi'nden türemişlerdir (Bozkaya ve Yalçın 2004). Ancak, Malatya metamorfiklerinin kloritik oolitik/pizolitik seviyeler ile Aladağ Birimi'yle benzer mineralojik özellikler sergilemeleri ve herhangi bir çarpışma izi taşımamaları nedeniyle başka bir kaynaktan taşınıp geldiklerini (allokton) söylemişlerdir.

Çelebi (1997), Keban maden yatağının bulunduğu bölgede kıvrımlanmanın etkin olduğunu belirtmiştir. Bazı yazarlar, sahadaki kayaların genel olarak KD-GB doğrultulu

ve GD dağılımlı olduğunu ve bölgedeki kıvrımların Hersiniyen orojenik fazına ait ancak, daha genç fay ve kırık sistemlerinin Alpin orojenik fazına ait olduğunu belirtmişlerdir (Kineş 1969, Hanelçi 1991, 1996). Hanelçi (1996)'ye göre, bölgedeki tektonik yapının oluşumunda etkili olan çekme gerilmenin KB-GD yönlü ve sıkışma kuvvetleri ise K-G doğrultulu olup cevherleşme bölgesinde bu kuvvetlerle ilişkili olarak D-B yönünde kırılma ve KD-GB yönünde kıvrımlar oluşmuştur. Sıkışma etkisinde kalan kuzeydeki Keban Metamorfikleri güneyde yer alan Yüksekova Karmaşığı ve Guleman Ofiyolitleri üzerine bindirmiş, son olarak da cevherleşme sahası bu kuvvetlerin etkisiyle kuzeyden güneye bir horst-graben yapısına dönüşmüştür.

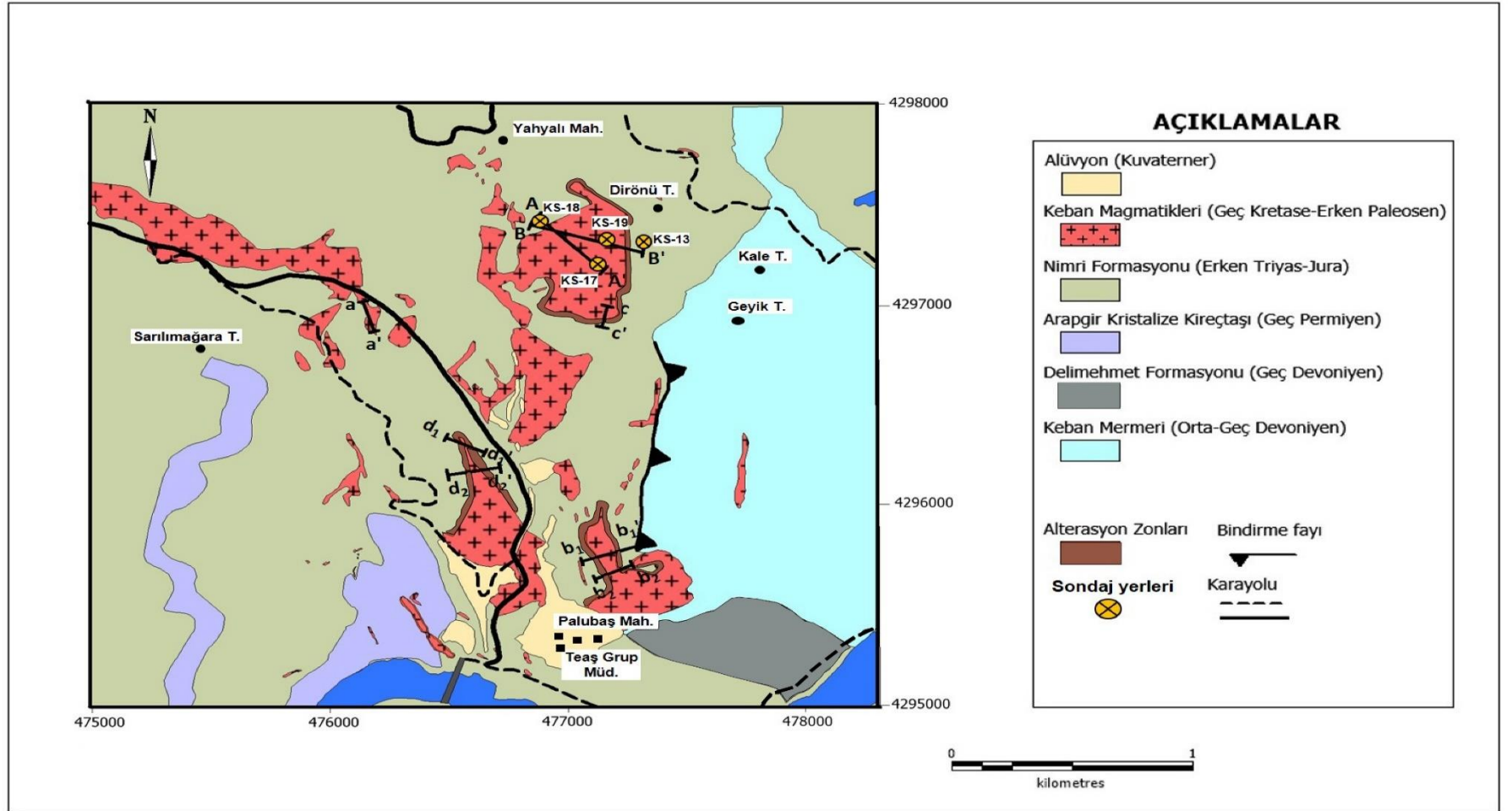


5. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

İnceleme alanının yer aldığı Elazığ-Keban bölgesinde yüzeyleyen birimler çok genel biçimde; en altta izlenen temel kayalar (Permiyen-Triyas) ve bunların üzerine gelen Geç Kretase-Geç Paleosen zaman aralığında oluşmuş magmatik kayalar şeklindedir (Şekil 5.1).

5.1 Keban Metamorfikleri (Permo-Triyas)

Keban metamorfikleri ilk kez Özgül (1976) tarafından Karbonifer-Triyas yaşı verilerek adlandırılmış ve Alanya Birliği içinde değerlendirilmiştir. Keban Metamorfiklerini Kipman (1976) mermer, rekristalize kireçtaşı, kalkşist, metakonglomera ve kalkfillit, Balçık vd. (1979) ve Yılmaz (1993) alt şist (Nimri Fm.), mermer (Keban Mermeri) ve üst şist (Delimehmet Fm.) olarak incelemiştir. Keban Metamorfikleri Hanelçi (1991) tarafından kalkşist, serizit klorit şist, tabakalı kireçtaşı, laminalı kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı, Yılmaz vd. (1992) tarafından ise mermer ve şist (Permo-Karbonifer) olarak tanımlanmıştır. Bölgesel metamorfizma ürünlerinden oluşan Keban metamorfik kayaları, tektonostratigrafik konumlarına göre alttan üste doğru; Arapgir kristalize kireçtaşı birimi, Nimri formasyonu, Keban mermeri, Delimehmet formasyonu ve Süleymanlı formasyonu şeklinde dizilmektedir (Kaya 2014).



Şekil 5.1 Keban (Elazığ) sahasının 1/10000 ölçekli jeoloji haritası (Balçık vd.1978'den değiştirilerek alınmıştır)

5.1.1 Keban Mermeri (Orta-Geç Devoniyen)

Adlandırılması Elektrik İşleri Etüd İdaresi (EİEİ) jeologları (Elektrik İşleri Etüd İdaresi, 1972) tarafından yapılan Keban Mermeri, Keban metamorfiteğini oluşturan napların orta kısmında yer alır. Keban Mermeri, çoğunlukla Fırat nehrinin doğusunda yüzeyler. Nehrin batısında, sadece Yahyalı köyünün yaklaşık 1km kadar doğusundaki Kale tepe ve Geyik tepede gözlenir. Çalışma alanında yüksek topoğrafik yerleri kapsar (Şekil 5.2). Mermerin mostra özelliği incelendiğinde dış yüzeyi açık gri, taze kırık yüzeyi beyaz renkli, dayanımlı, çatlaklı ve masif bir yapıdadır. Keban-Elazığ karayolu yarmalarında ve Keban çayı vadisindeki taze yüzeylemelerinde farklı renk bantlarıyla dikkat çeken tabaka düzlemleri içerir. Bununla birlikte, yoğun karstlaşmadan dolayı mağaralar gelişmiştir. İnceleme alanındaki tektonik hatlara yakın olan yerlerde granoblastik dokulu ve kalsitleri eş boy taneli-grift bir yapı sunarken magmatik intrüzyonların yakınlarında granoblastik kalsit kristalleri statik rekristalizasyondan dolayı poligonal bir yapı kazanmışlardır (Kaya 2001). Birim, inceleme alanının doğusunda yer alan Kale tepe ve Geyik tepe civarı ile Keban ilçesinin güneyindeki Siftil tepe civarında, doğudan batıya doğru Nimri formasyonu üzerine tektonik olarak sürüklenmiş bir napın tabanında bulunmaktadır (Kaya 2014).



Şekil 5.2 Keban mermeri biriminin arazi görünümü

5.1.2 Delimehmet formasyonu (Geç Devoniyen)

Formasyon tabanda metakonglomera-metakumtaşı ile başlayıp üstte fillit, klorit serizit şist şeklinde istiflenmiş olup yer yer koyu yeşil metadiyabaz dayklarıyla kesilmiştir (Kaya 2001). Metaflaş özelliğindeki formasyon arazide koyu renkli görünümü ile Keban metamorfitlelerinin diğer formasyonlarına göre yumuşak bir topoğrafya sergiler (Kaya 2014). Kalkşistler grafit serizit-kuvars-feldispat ve klorit mineralleri ile temsil edilmektedir. Bu formasyon içerisinde ayrılan Sal kireçtaşı üyesi mercekler halinde olup yer yer ufak kuvars mineralleri de içermektedir (Yılmaz vd. 1992).

5.1.3 Arapgir rekristalize kireçtaşı (Geç Permiyen)

Keban Metamorfitlelerinin en alt seviyesini oluşturan Arapgir Rekristalize Kireçtaşı, Siftil Tepe kuzeyi, Derebaca ve Yukarı Kudikan civarında gözlenir. Nimri formasyonunun oluşturduğu alt napın tabanında tektonik olarak yer alır. Tamamıyla metakarbonat kayaçlarından oluşan birim siyah, koyu kül renkli, sert, mikrokristalin dokulu, silis yumrulu olup belirgin bir tabakalanma sunar (Kaya 2014). Arapgir ve Kemaliye bölgesindeki yüzleklerinde kristalleşmiş *Mizzia* sp. ve diğer fosil içeriklerine göre birimin yaşı Orta-Geç Permiyen olarak belirlenmiştir (Özgül vd. 1982). Bazı araştırmacılar, rekristalize kireçtaşlarını Keban mermeri, bazıları ise masif kristalize kireçtaşı olarak adlandırmıştır. Kineş (1971) rekristalize kireçtaşlarının şistler ile aynı yaşta olmadığını, fakat daha sonra bunların içine girerek budinaj yapılarını oluşturduğunu vurgulamıştır. Kipman (1976) rekristalize kireçtaşlarının Permiyen yaşlı kalkşistler üzerine gelmesinin mümkün olmadığını ve bu nedenle kireçtaşlarının daha yaşlı olması gerektiğini ve bindirme ile kalkşistlerin üzerine geldiğini öne sürmüştür. Şistler ile rekristalize kireçtaşları arasında az da olsa geçişin olduğunu savunarak kalkfillitlerin kimyasal olarak çökeldiğini, daha sonra gelişen disharmonik kıvrımlanma sonucu şistlerle mercekler arasındaki geçişin ortadan kalktığını belirtmiştir. Ancak, rekristalize kireçtaşlarının güney ucunun tabakalı kristalize kireçtaşları tarafından çevrelenmiş olması bu birimin tektonik değil olistolit karakterli olması gerektiği sonucunu işaretlemiştir (Hanelçi 1991).

5.1.4 Nimri formasyonu (Erken Triyas-Jura)

Nimri Formasyonu Keban metamorfitlelerinin en alt napını oluşturup Arapgir kireçtaşı üzerine tektonik olarak gelmektedir. Formasyon alttan üste doğru sırasıyla; Şeyhlikdere kalkşist üyesi, Gogodere tabakalı dolomitik-kristalize kireçtaşı üyesi ve Akbabatepe dolomitik-kristalize kireçtaşı üyesi olmak üzere üç üyeden yapıldır. Nimri formasyonunun alt ve üst seviyeleri karbonatlı metaklastik kayalardan (metaşeyl, kalkfillit, kalkşist) oluşmakta, üste doğru karbonatlı kayalara (dolomitik/kristalize kireçtaşları) geçmektedir. Aynı zamanda, formasyonun tabanında baskın olarak bulunan fillitler/klorit-serizit şistler (Şekil 5.3) üste doğru giderek azalırken, kristalize kireçtaşı tabakalarının kalınlığında ise belirgin bir artış gözlenir. Nihayet en üst seviyelerde tamamen karbonatlardan oluşmuş masif kristalize/dolomitik kristalize kireçtaşları yer alır (Kaya 2014).

Nimri formasyonu Fırat Nehri'nin batı tarafında Akbaba tepenin doğu yamacında oldukça geniş yüzeyleme sunar. Formasyon, Keban güneyinde, nehrin doğu tarafında Kurubekir ve Gogodere mahalleleri boyunca uzanır. İnceleme alanının yaklaşık 35 km kuzey batısındaki Arapgir ilçesinin doğusunda yer alan Alıçlı köyü (Koru köyü) civarında, Özgül vd. (1982) tarafından tanımlanan ve vermes izleriyle tipik olan Erken-Orta Triyas (Skitiyen-Anisiyen) yaşlı kireçtaşlarıyla temsil edilen Alıçlı formasyonu ile karşılaştırılabilir (Kaya 2014).



Şekil 5.3 Nimri formasyonuna ait yeşil renkli klorit şist

Başlıca karbonat mercekli mikaşist ve kalkışistlerden meydana gelmiştir. Karbonat merceklerinin bir kısmı dolomitiktir. Genellikle kirli beyaz, sarımsı yer yer de yeşilimsi gri renklerde izlenen birim, yeşil şist fasiyesi kuvars-albit-klorit alt fasiyesi metamorfizma koşullarında başkalaşıma uğramıştır. İlksel tabakalanma ve buna uygun şistozite sunan birimde büyük asimetrik kıvrım sistemleri gelişmiştir (Asutay 1988). Kipman (1976), saptadığı Glomospira, Ammodiscu ve Hemigordius fosillerine dayanarak birimin yaşının Permiyen olduğunu savunmuştur.

5.1.4.1 Şeyhlikdere kalkışist üyesi (Erken Triyas)

İnceleme alanında birimin en iyi yüzlek verdiği yerlerden biri Şeyhlikdere civarındaki Fırat nehrine bakan yamaçlardır. Kalkışistler çoğunlukla beyaz ve sarımsı, yer yer artan klorit ve grafit içeriğine bağlı olarak grimsi yeşil renkli olup, sert ve bol çatlaklıdır. İlksel tabakalanma izlerini halen korumuş olan kalkışistlerde, tabakalanmaya paralel klivaj oluşumları mevcuttur. Kalkışistlerin tabanına doğru metapelitik kayalar yoğunlaşmaktadır (Kaya 2014).

5.1.4.2 Gogodere tabakalı dolomitik-kristalize kireçtaşı üyesi (Erken-Orta Triyas)

Gogodere Üyesi, Fırat nehrinin batısında; Hasbordo tepenin Fırat nehrine bakan yamaçlarında ve nehrin doğusunda ise; Zeryan dere ve Gogo dere civarında geniş yüzlekler vermektedir. Birimin tabakalanması düzenli olup yaygın olarak koyu kül, sarı ve bej renklerde izlenir. Gogodere Üyesi mikrogranoblastik dokulu olup, mikroskop altında karbonat kristalleri ayırt edilememektedir. Ayrıca dolomitik kireçtaşları içinde bazen öz şekilli kuvars kristalleri gözlenir. Birim içerisinde yer yer klorit-serizit fillitlerden oluşan ince metapelitik ara seviyeler mevcuttur. Birimin en belirgin özelliği, alt seviyelerine yakın kesimlerindeki tabaka üst yüzeylerinde vermes izleri içermesidir (Kaya 2014).

5.1.4.3 Akbabatepe masif dolomitik/kristalize kireçtaşı üyesi (Geç Triyas-Jura)

Akbabatepe Üyesi inceleme alanının batısında; Akbaba tepe, Kızılseki tepe, Sivri tepede, güneyinde ise; Bağneli Dağı, Gogobaşı ve Ordu tepe civarlarında Gogodere tabakalı dolomitik-kristalize kireçtaşları üzerinde çoğunlukla faylı bir dokanakta gözlenir. Birimin en belirgin özelliklerinden biri tabakalanmanın olmadığı masif bir yapı sunmasıdır. Nimri formasyonunun en üst seviyesini oluşturan birim, masif yapıda ve çoğunlukla dolomitik bir bileşime sahiptir. Bazen yanal olarak kristalize kireçtaşlarına geçen birim, tümüyle tekdüze neritik kireçtaşlarından oluşmakta ve çökeltmede belirgin bir kesiklik veya uyumsuzluk göstermemektedir (Kaya 2014).

5.2 Keban Magmatitleri (Geç Kretase-Erken Paleosen)

Keban Magmatitleri olarak isimlendirilen kayaçlar, alkali siyenit, siyenit, kuvars siyenit ve kuvars monzonit, monzonit bileşimli plütonik kayaçlar ve bunların yüzey eşleniklerinden oluşmuştur. K-G doğrultulu bir hat boyunca Yahyalı köyünden Kurubekir mahallesi güneyine kadar uzanan bu kayaçlar, özellikle Keban Arapgir karayolu, Karamağara Dere ve Zeryan Dere ile inceleme alanı içerisinde, Siftil Tepe ve Nallızıyaret Tepe civarında yüzeylenmektedir (Kalender 2000). Metamorfitlerin kırık ve çatlak sistemlerine, tabaka ve şistozite düzlemlerine dayk ve sil şeklinde yerleşmişlerdir. Birimin yaşı, Kipman (1976) tarafından Kretase sonu Eosen başı olarak, Asutay (1988)

tarafından ise Üst Kretase (76-78 My) olarak önerilmiştir. Kalender (2000), magmatiklerin Alpin orojenezinin Laramiyen fazına bağlı olarak oluştuğunu, bu nedenle yaşının Üst Kretase-Paleosen olması gerektiğini savunmuştur. Pembe renkli ve porfirik dokulu bu kayaçların kalınlıkları bazı yerlerde birkaç 100 m'ye varmaktadır (Şekil 5.4).



Şekil 5.4 Siyenit biriminin mostra görünümü

Gevşek yapılı olan birim, şiddetli şekilde hidrotermal alterasyona uğramıştır. Mineralojik bileşimi yaygın özşekilli K-feldispat, yarı özşekilli plajiyoklaz ve hornblendlerden oluşmaktadır (Şekil 5.5). Bunların yanında sıkça biyotit ve kuvars bulunmaktadır. Eser halde zirkon, apatit, titanit, pirit ve manyetit gözlenir (Çelebi 1997). İri taneli siyenit porfirin alterasyonu sonucu K-feldispat, serizit, biyotit ve doğu boyunca uzanan damarlarda granat mineralleri görülür. Barit-kalsit-florit ve molibdenitle birlikte az oranda kalkopirit-sfalerit damarları barındıran siyenit mikrosiyenit ve trakit porfir dayklar tarafından kesilir. Siyenit porfirlerin kalkıştı ve mermerler ile olan dokanaklarında kontakt metamorfizma mineralleri olan granatlar ve epidotlar izlenir. Ayrıca siyenit

porfirler de kendi içinde alterasyona uğrayarak serizitleşme, killeşme ve kloritleşmeye uğramışlardır (Yılmaz vd.1992).

İntrüzif kütlenin kalınlığı birkaç metre ile birkaç on metre arasında değişirken, sillerin kalınlıkları 200-250 m'ye ulaşmaktadır. Keban Dere civarında 20 m derinliğinde ve 1-1.5 m çapında damarlar gözlenir. Magmatik sokulumların her yerde aynı tane boyuna ve renge sahip olmayışı soğumadaki ani değişikliğe, metasomatizmanın şiddetine ve magmanın bileşimine bağlanmaktadır.



Şekil 5.5 Özşekilli K-feldispatları belirgin olan siyenit el örneği

Kipman (1982), siyenomonzonitik bileşimli bu kayaçların alkalice zengin bir magmadan itibaren, piroksenit trakilatit, piroksen hornblend trakilatit, hornblend-biyotit trakit ve alkali trakit bileşiminde kristallendiğini, trakitlerin normal koşullarda katılaştığını ancak kristallenme sırasında potasyum metasomatizmasına maruz kaldıklarını belirtmiştir. Bu metasomatizma hornblend-biyotit trakitleri oluşturan magmada, alkali feldispat fenokristallerinin oluşmasından sonra başlamıştır. Asutay vd. (1988), Keban magmatitlerinin Baskil derinlik kayaçlarının son ürünü olduğunu belirtmiştir. Baskil magmatitlerinin bileşimi gabroyla başlayıp, siyenitlerle son bulmakta, başlangıçta plajiyoklazca zengin bazik kayaç bileşimindeyken kuvars bakımından zenginleştikten sonra K-feldispat miktarı artan bir bileşimde son halini almıştır.

Çelebi (1997), Keban magmatitlerin petrolojisi ve jeokimyasına yönelik yaptığı çalışmada Karamağara Dere civarından toplanan sanidin kristallerinin An % 6.46-1.97, Ab %19.24-20.86 ve Or % 74.13-77-71 bileşimli olduğunu, K₂O ile BaO ve Rb miktarının doğrusal olarak arttığını, bunun yanında Na₂O/K₂O oranının N₂O artışı ile yükselirken SrO/CaO ile eğrisel olarak azaldığını belirtmiştir. Na₂O/K₂O ile Na₂O arasındaki ilişki, magmatik ayrışmanın sonuna doğru K'a göre daha uyumlu element olan Na'un artarak albit kristallenmesini sağladığını göstermiştir.

Geç Kretase magmatik kayaçlarına dahil olan Keban siyenitoidleri Divriği gabroik, monzonitik ve monzodiyoritik kayaçlarına göre daha yüksek Nb/Y ve Zr/TiO₂ oranlarına sahiptir. Çarpışma sonrası kayaç grubuna dahil edilen Keban Magmatikleri Baskil yayı kayaçlarına göre, yüksek iz ve nadir toprak element (NTE) içerikleri, Ba ve Th'ca zenginleşme ve Nb, K ve Ti elementlerince tüketilme gösterir. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında en yüksek Nb ve Zr içerikleri Keban siyenitik kayaçlarında görülür. İksel mantoya göre karşılaştırılan Geç Kretase magmatik kayaçları, büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerinde (LIL) zenginleşme gösterir. Keban magmatik kayaçları dik HNTE yönelimi ve yüksek La/Sm ile karakteristiktir (Kuşçu vd. 2013). Çarpışma sonrası ortamda oluşan Geç Kretase magmatik kayaçları kondrite göre karşılaştırıldığında, hafif nadir toprak elementlerin (HNTE) genellikle zenginleşmiş olduğu ve negatif Eu anomalisi göze çarpar (Kuşçu vd. 2013, Akgül 2015, Yıldırım vd. 2019).

Dalma batma zonu VAG ve I-tipi granitoid özelliğinde olan Keban Magmatiklerinde yürütülen K-Ar radyometrik yaş tayinleri (amfibol minerallerinde) tonalitler için 75.6 ± 1.5 ve 59.7 ± 1.2 My, diyorit ve kuvars diyoritler için 84.7 ± 1.8 ve 84.3 ± 1.7 My sonuçları vermiştir (Kürüm 2011). Buna göre, felsik bileşimli olan magmatikler bazik olanlardan daha sonra yerleşmiştir. Tonalit ve diyoritik kayaçlar için ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotop oranları sırasıyla 0.705405- 0.706053 ve 0.704828-0.704754 olarak elde edilmiştir. Kuşçu vd. (2013) Keban'daki biyotit-florit damarlı siyenit porfir ile metamorfik ksenolit içeren siyenit porfirden ayıklanan biyotitte Ar-Ar ve zirkonda U/Pb yöntemleriyle magmatizma yaşlarını sırasıyla $74.08 \pm 0-69.9 \pm 0.5$ My ile $74.1 \pm 0.4-74.8 \pm 0.5$ My olarak elde etmiştir. Ayrıca, Pb-Zn damar/skarnın yer aldığı siyenit porfir ve trakittin Ar-Ar analizleri 74.08 ± 0 ve 69.9 My magmatizma yaşları vermiştir.

Akgül (2015), Kuşçu vd. (2013) ve Yıldırım vd. (2019)'un yaptığı çalışmalara göre Keban Magmatikleri Geç Kretase yaşlı olup çarpışma sonrası oluşmuşlardır. A-tipi, kıta içi, metaluminal ve şoşonitik karakterlidir. Keban magmatitlerinin kökenine yönelik çok sayıda görüş vardır. Bingöl ve Beyarslan (1996), Üst Kretase sonunda kuzeydeki Bitlis-Pütürge-Keban Masiflerinin Üst Kretase'de oluşan ada yayı üzerine doğru itilmesinin kabuğun kalınlaşmasına neden olduğunu ve bunun sonucunda alttaki manto kamasının kısmi ergimeye uğrayarak hem gabro ve diyabazları hem de daha önce oluşan tüm yay malzemesini ve Keban Metamorfitlerini kesen granitik magmayı ürettiğini belirtmişlerdir. Keban siyenitik kayaçların Nb/Ta oranının ilksel manto değerine yakın çıkması magmanın ağırlıklı olarak manto kaynaklı olduğunu gösterir. Bu kayaçların MORB ve OIB'ye göre yüksek Zr/Hf oranına sahip olması alt kıtasal manto kaynağının göstergesidir. Eser element içeriklerine göre, litosferik mantodan türeyen Keban siyenitoidleri okyanusal kabuk/sediment-türevli akışkanlar tarafından metasomatizmaya uğramıştır. Keban cevherleşmelerinin metal ve halojen içerikleri metasomatizmaya uğramış mantodan türemiş siyenitoid magmalar tarafından kabuğa taşınmıştır (Akgül 2015). Divriği, Hasançelebi ve Keban'da Geç Kretase'de çarpışma sonrası oluşan magmatik kayaçlar yüksek Nb ve Zr içerikleri göstermelerine rağmen Zr/Nb oranları <10 'dur. Buna göre, jeokimyasal özellikleri anorojenik bir ortamı göstermektedir. Potansiyel bir senaryoya göre, Arap kıtasal litosferi Torid-Anatolid platformunun güney altına dalması sırasında bir çarpışma gelişmiş ve çarpışmayı takiben dalma kaması geri çekilmiş veya geri dönmüştür. Kırılan levhadan sıvı akışı ve levhanın geriye gitmesi veya geri çekilmesiyle basıncın hızlı bir şekilde azalması, Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında alkalın kayaların oluşumunu kolaylaştırmış olabilir. Levhanın geri gelmesi sonucu açılan kıtasal pencereden yükselen astenosfer, metasomatizmaya uğramış mantosal litosferin ergimesine neden olmuş ve durum dalma batmayla ilişkili ve çarpışma sonrası magmatik kayaçların jeokimyasal özelliklerini karmaşık hale getirmiştir. Bu durumda, üstteki kıtasal kabuğun altındaki manto ergiyikleri, Geç Kretase sırasında Bitlis-Zagros dalma-batma sistemine devamlılık sunacak bir genişleme ile üst kabukta kalk alkalın ve alkalın tipte bir magmatizma oluşturmuştur (Kuşçu vd. 2013).

6. KEBAN BÖLGESİNDEKİ SKARN ZONLARI

Skarn mineralizasyonu, Permo-Triyas/Permo-Karbonifer yaşlı Keban Metamorfikleri içerisindeki karbonatlı metaklastik kayalar (metaşeyl, kalkşist, ve kalkfillit) ile Geç Kretase Keban Magmatiklerine ait alkali siyenit porfirlerin dokanaklarında meydana gelmiştir. Erken distal metamorfizma sonucunda kalk-silikat hornfels oluşmuş ve bu metamorfizma yeniden kristalleşmeye neden olmuştur. Hornfels genel olarak kalsit, kuvars, serizit, feldispat, piroksen, hornblend ve granat içerir. Şekerimsi bir doku sergileyen karbonat kayaçları rekristalleşme sürecinde mermere doğru bir dönüşüm göstermekte ve genellikle metaklastik kayalar ile intrüzifler arasındaki dokanıklarda yer alırlar (Yıldırım vd. 2019).

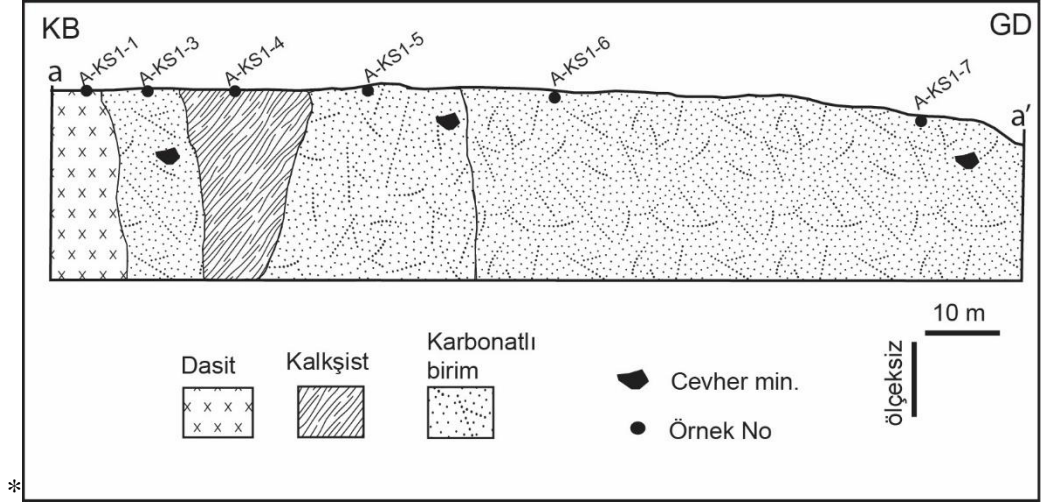
Bu bölümde Sarılımağara tepesinin kuzeydoğusunda ve güneydoğusunda, Palubaş mahallesinin kuzeydoğusunda ve Yahyalı mahallesinin güneydoğusunda gelişen skarn zonları tanıtılacaktır. Petrografik çalışmalar ile kayaçların dokusal özellikleri ve mineral bolluk dereceleri göz önüne alınarak mineral zonları ayırtlanmıştır. Skarn zonları dokusal özelliklerine, dokanaktan olan uzaklığına ve mineral bolluk derecelerine göre endo ve ekzoskarn olarak iki şekilde geliştiği belirlenmiştir. İntrüzif birimlerin kantağında veya içerisinde birkaç cm ile birkaç metre arasında oldukça dar bir alanda görülen endoskarn zonu, plajiyoklaz, piroksen ve farklı bileşim ve yoğunluklardaki granat (grossular-andradit) mineralleri içerir. Ekzoskarn zonları ise keskin dokanağa sahip olup metasedimenter kayalara doğru geçiş gösterir. Bu zon granat, piroksen ve vezüvyanit mineralleri içermekte, kalsit ve andraditik granat içeriği arttıkça kahverengi, piroksen, epidot ve klorit içeriğinin artışına göre ise gri-yeşil tonlarında görülmektedir. Ayrıca, sıcaklığın düşmesiyle sulu minerallerden aktinolit, epidot, biyotit, flogopit, muskovit ve klorit retrograd evrede görülür.

Şekil 5.1’de bir hat boyunca toplanan yan kayaç ve skarn zonu örneklerinden oluşturulan kesit hatları (a-a', b₁-b₁', b₂-b₂', c-c', d₁-d₁' ve d₂-d₂') ile sondaj loglarından oluşturulan kesitlerin lokasyonları gösterilmiştir (KS-18-17 sondajlarına ait A-A' ile KS-18-19-13 sondajlarına ait B-B' kesitleri).

Sarılımağara tepesinin kuzeydoğusunda Keban Magmatikleri içerisinde ayırtılan dasitlerin bulunduğu alanda florit ve metal cevherleşmeleri oluşmuştur. Söz konusu alanda, piroksen ve muskovitten oluşan karbonatlı bir birim belirlenmiş olup içerisinde cevher mineralleri bulunur. Bu alanda açılan bir arama galerisinde (Şekil 6.1a) yer yer ince damarlar şeklinde (0.5-2cm) bazı yerlerde ise 5-10 cm kalınlıkta florit damarları tespit edilmiştir (Şekil 6.1b). Yine aynı sahada, pirit, kalkopirit ve sarı-yeşil renkli alterasyon zonları tespit edilmiştir. Galeriye yakın bir mostrada 2-5 cm kalınlığında florit damarları (Şekil 6.1c) ve galeri pasasında hematit ve limonit cevher mineralleri görülmüştür (Şekil 6.1d). Söz konusu alandaki kayaçların ölçülü kesiti ve mineral birliktelikleri şekil 6.2’te verilmiştir.

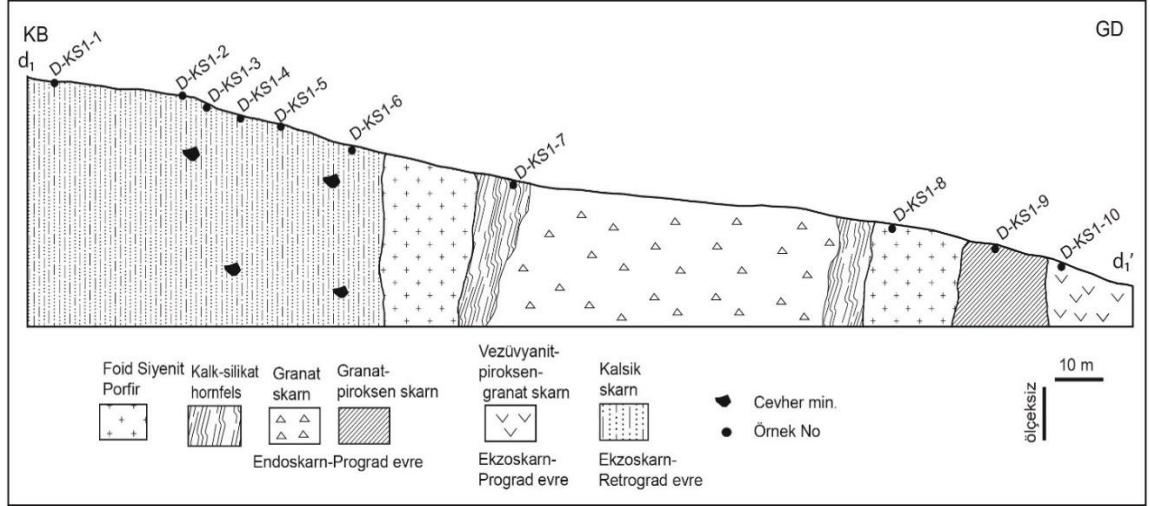


Şekil 6.1 Sarılımağara tepesinin kuzeydoğusunda gelişen cevherleşmeler a. alanın yakınındaki gözlem galerisi, b. galeri içerisinde izlenen 5-10 cm kalınlığındaki florit damarı ve sarı-yeşil renkli alterasyon zonları, c. mostrada görülen ince-orta kalınlıktaki florit damarları, d. galeri pasasında oluşmuş hematit ve limonit cevherleşmeleri

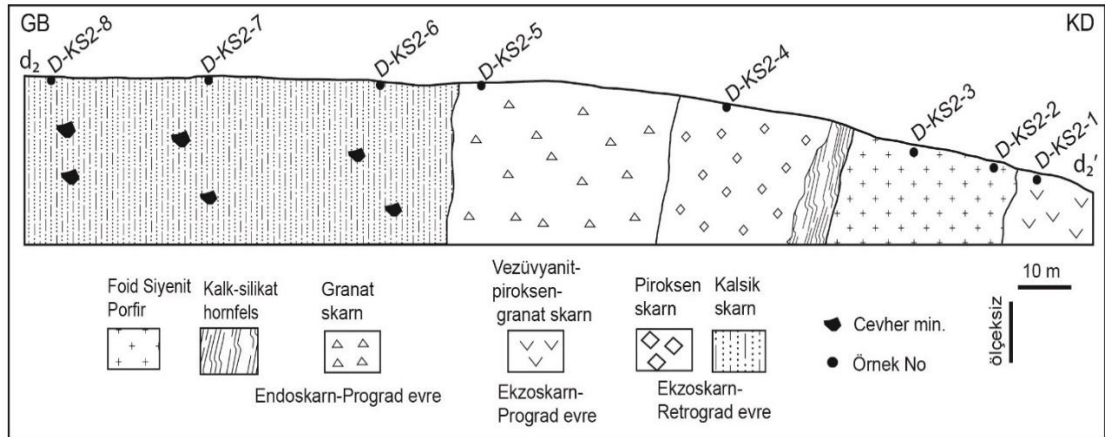


Şekil 6.2 Sarılımağara tepesinin kuzeydoğusundaki kayaçların a- a' ölçülü kesiti ve mineral birliktelikleri

Sarılımağara tepesinin kuzeydoğusunda görülen skarn mineralleri foid siyenit porfir day/sillerin dokanaklarında ve çevresinde bulunan Nimri formasyonuna ait kalkşist ve kristalize kireçtaşı etrafında düzensiz bir şekilde bulunur. Kalk-silikat hornfels intrüzif birim ile kalkşist-karbonatlı birimler arasında gelişmiştir. Ayırtlanan skarn mineralleri granat, piroksen, tremolit, vezüvyanit, muskovit, flogopit ve titanittir. Hematit ve limonit kalsik skarnın içinde yer alır. Bu alanda endoskarn-prograd evreye ait granat skarn ve granat-piroksen skarn, endoskarn-retrograd evreye ait vezüvyanit-piroksen-granat skarn, ekzoskarn retrograd evreye ait kalsik skarn zonları belirlenmiştir. Sarılımağara tepesinin güneydoğusunda yer alan skarn zonu kayaçların ölçülü kesiti ve mineral zonları şekil 6.3 ve 6.4'te verilmiştir.



Şekil 6.3 Sarılımağara tepesinin güneydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların d₁-d₁' ölçülü kesiti ve mineral zonları



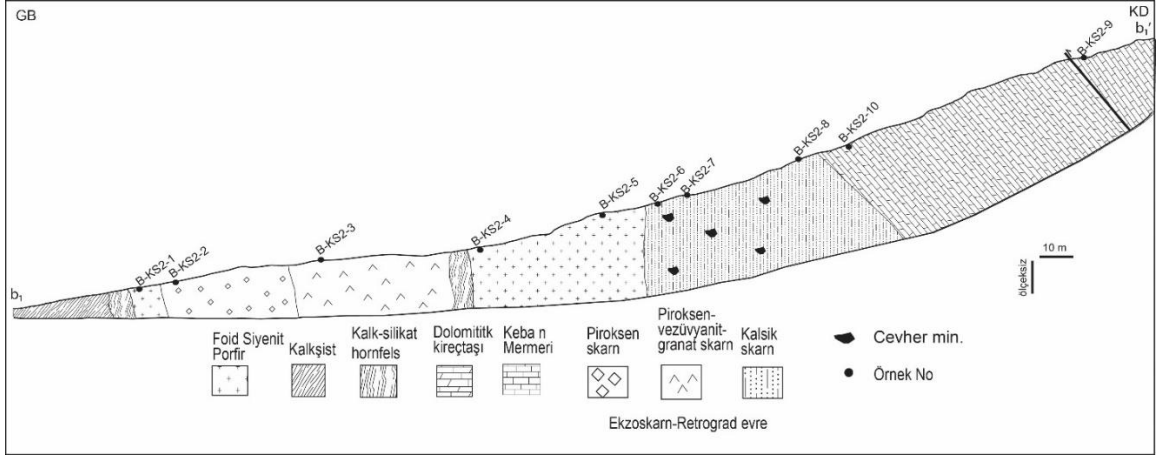
Şekil 6.4 Sarılımağara tepesinin güneydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların d₂-d₂' ölçülü kesiti ve mineral zonları

Granatlar mostrada masif yapıda olup koyu kahverengi, kırılması zor ve nispeten ağır oluşlarıyla ayırt edilirler (Şekil 6.5).

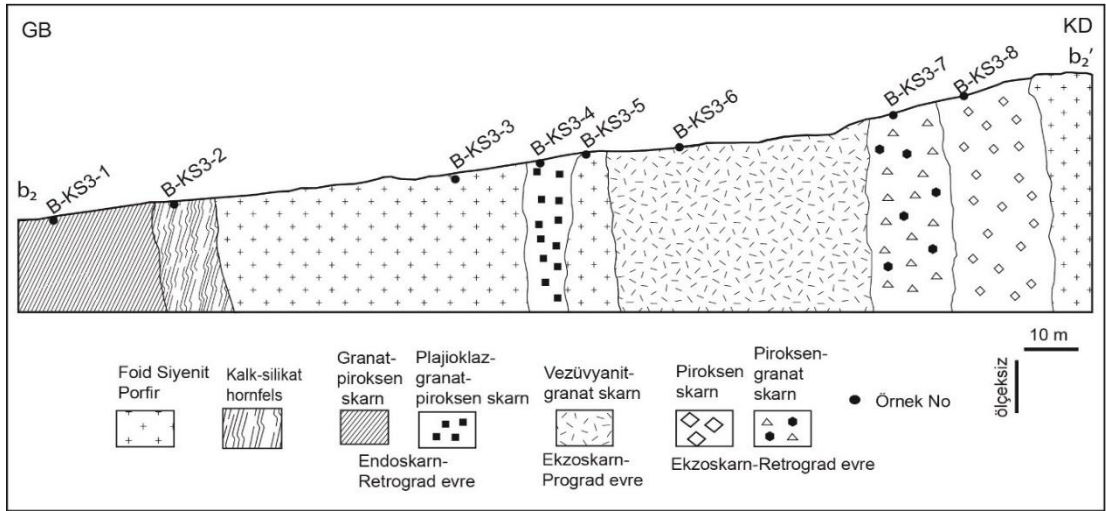


Şekil 6.5 d₁- d₁' kesitinde yer alan granat skarnın (endoskarn-prograd evre) mostra görüntüsü

Palubaş Mahallesi'nin kuzeydoğusunda gelişen skarn mineralleşmeleri, florit ve cevherleşmeler Keban Magmatikleri içerisinde ayırtılanan foid siyenit porfir damar kayacı ve nefelin siyenit derinlik kayacı ile Nimri formasyonuna ait birimlerinin dokanaklarında yer alır. Düzenli zonlanma göstermeyen skarn mineralleri apofizler halinde görülen alkali siyenit ve porfirlerin dokanaklarında ve Nimri formasyonuna ait kalkışist-kristalize kireçtaşı etrafında bulunur. Yüksek kotlarda mostra veren Keban Mermeri tüm birimleri üzerlemiştir. Ayırtılanan skarn mineralleri granat, piroksen, alkali feldispat, vezüvyanit, muskovit, tremolit, allanit ve epidottur. Kalsik skarn içerisinde hematit ve manyetit mineralleri bulunur. Bu alanda, endoskarn-retrograd evreye ait granat-piroksen skarn ile plajiyoklaz-granat-piroksen skarn, ekzoskarn-prograd evreye ait vezüvyanit-granat skarn, ekzoskarn-retrograd evreye ait piroksen skarn, piroksen-granat skarn, piroksen-vezüvyanit-granat skarn ve kalsik skarn zonları belirlenmiştir. Buradaki skarn mineralizasyonu belirgin özellikler taşıması ve mineral çeşitliliğinin fazla olması nedeniyle diğer bölgelerden farklılık gösterir. Palubaş mahallesi kuzeydoğusundaki skarn zonu kayaçlarının ölçülü kesiti ve mineral zonları şekil 6.6 ve 6.7'de verilmiştir.



Şekil 6.6 Palubaş Mahallesinin kuzeydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların b₁-b₁' ölçülü kesiti ve mineral zonları



Şekil 6.7 Palubaş Mahallesinin kuzeydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların b₂-b₂' ölçülü kesiti ve mineral zonları

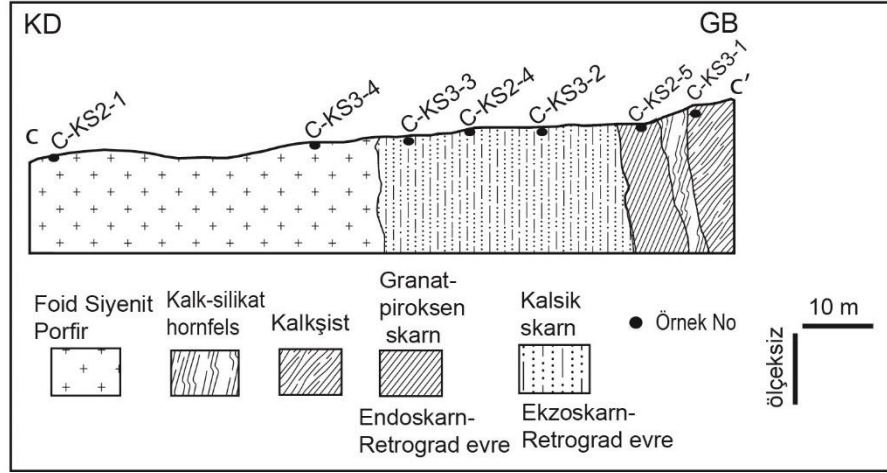
Arazide sınırlı alanda gözlenen piroksen skarn muskovit, kalsit ve piroksen minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 6.8).



Şekil 6.8 Orta-iri taneli kalsit, muskovit ve az miktarda piroksen içeren piroksen skarna (ekzoskarn-retrograd evre) ait arazi görüntüsü

Yahyalı Mahallesi'nin güneydoğusundaki skarn zonları ve cevherleşmeler Keban Magmatikleri içerisinde ayırtılanan foid siyenit porfir damar kayacı ile Nimri formasyonuna ait birimler içinde ve arasında bulunur. Alkali siyenit porfir apofizlerinin dokanaklarında ve Nimri formasyonuna ait kalkşist ve kristalize kireçtaşı etrafında görülen skarn minerallerinde herhangi bir zonlanma yoktur. Kalkşist-karbonatlı birimler ile intrüzif kayacın dokanaklarında kalk-silikat hornfels gelişmiştir. Ayırtılanan skarn mineralleri granat, piroksen, vezüvyanit, tremolit, muskovit, flogopit ve epidottur. Kalsik skarn içerisinde hematit ve manyetit mineralleri bulunur. Bu alanda endoskarn- prograd evreye ait granat-piroksen skarn ile ekzoskarn-retrograd evreye ait kalsik skarn zonları belirlenmiştir.

Yahyalı mahallesi güneydoğusunda skarn zonundaki kayaçların c-c' ölçülü kesiti ve mineral zonları şekil 6.9'da verilmiştir. Şekil 6.10'de ise bu alanda görülen kalınlığı 1-10 m arasında değişen skarn zonu yer alır.



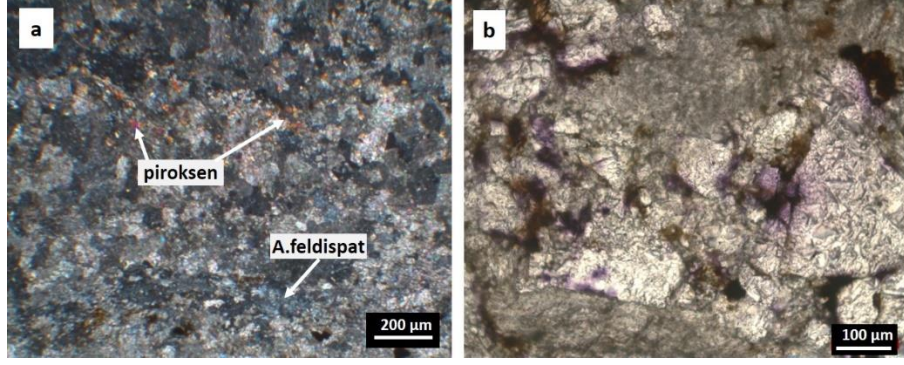
Şekil 6.9 Yahyalı Mahallesi'nin güneydoğusunda gelişen skarn zonundaki kayaçların c-c' ölçülü kesiti ve mineral zonları



Şekil 6.10 Kalınlıkları 1-10 m arasında değişen skarn zonu

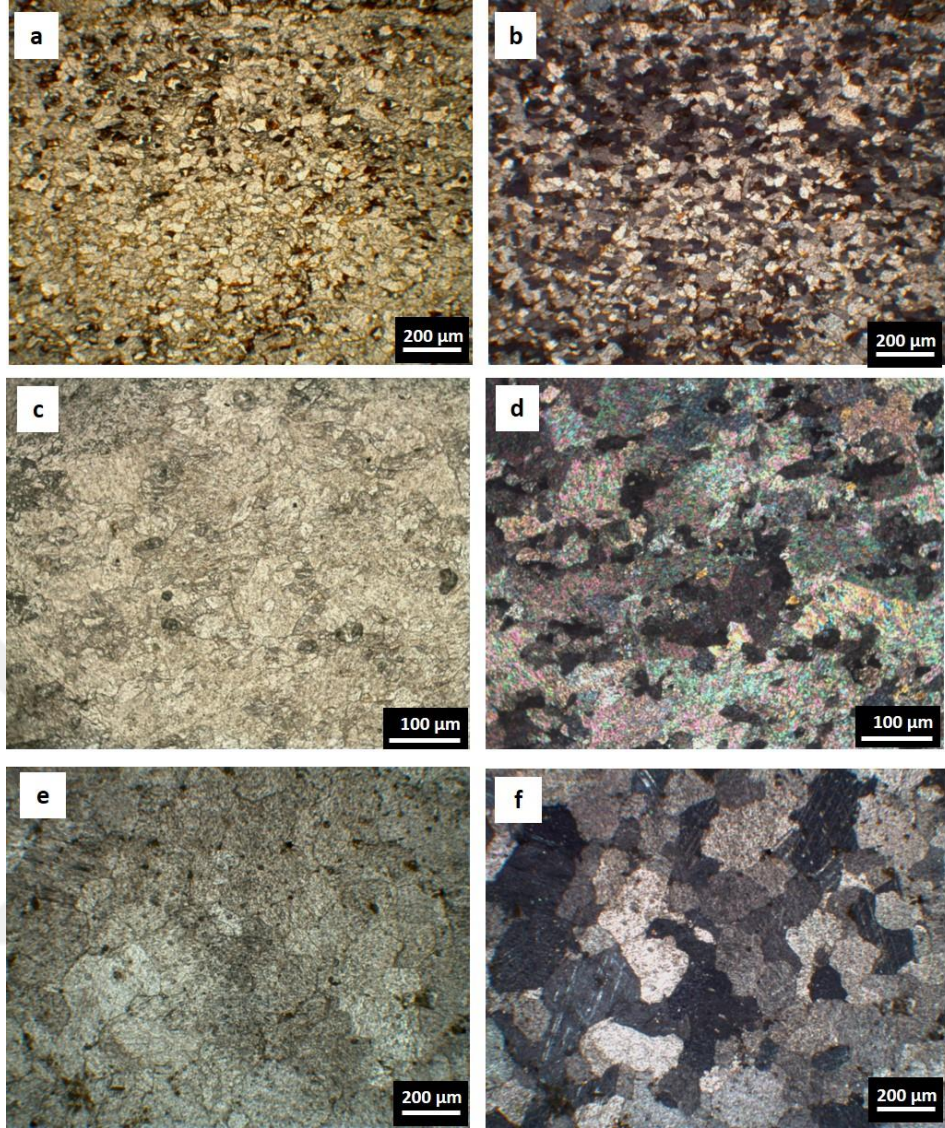
6.1 Skarn Zonlarının Petrografik İncelemeleri

Sarılımağara tepesinin kuzey doğusunda gelişen kalk-silikat hornfels, büyük oranda kalsit ile piroksen, alkali feldispat, serizit ve granat içerir (Şekil 6.11). Kalsik skarn içerisinde görülen floritler 1. nikelde yarı özşekli-özşekilsiz, beyaz ve yer yer mor renkleri ile kolaylıkla ayırt edilirler. Aralarını muskovit, kalsit ve opak mineraller doldurur.



Şekil 6.11 a. Kalk-silikat hornfelste belirlenen piroksen, alkali feldipat ve kalsit mineralleri (Örnek No: B-KS3-2) (2.Nikol), b. Kalsik skarnda yer alan florit ve ona eşlik eden opak mineraller (Örnek No: A-KS1-7) (1. Nikol)

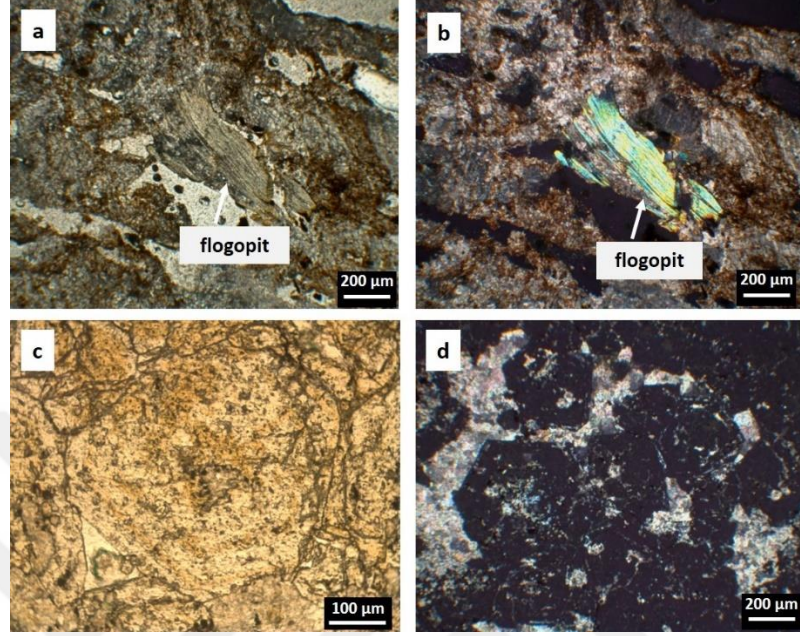
Sarılımağara tepesinin güneydoğusunda görülen intrüzif birime doğru kalsik skarn içinde gelişen kalsitlerin tane boylarının irileştiği görülür. Magmatik birimin uzağından toplanan örnekte, granüler dokudaki kalsitlerin tane boyları 5-10 mikron arasında olup aralarını bol miktarda opak mineral doldurmuştur (Şekil 6.12 a,b). Magmatik birime doğru yaklaştıkça sıcaklık artışına bağlı olarak yeniden kristalleşen kalsitler girift doku kazanmışlar ve boyları artarak 50-150 mikrona kadar çıkmıştır (Şekil 6.12 c,d). İntrüzif birime en yakın örnekte ise poligonal doku gösteren kalsitlerin tane boyları 200 mikron civarındadır (Şekil 6.12 e,f).



Şekil 6.12 Magmatik birime yaklaştıkça kalsitlerde görülen tane boyu değişimi a-b. D-KS1-4 nolu örnekteki kalsit ve yoğun opak mineral oluşumları, c-d. Girift dokulu kalsitlerin yer aldığı D-KS1-5 örnek, e-f. Magmatik birim dokanağına en yakın olan D-KS1-6 örneğindeki iri taneli kalsitler (a,c,e: 1.Nikol, b,d,f: 2.Nikol)

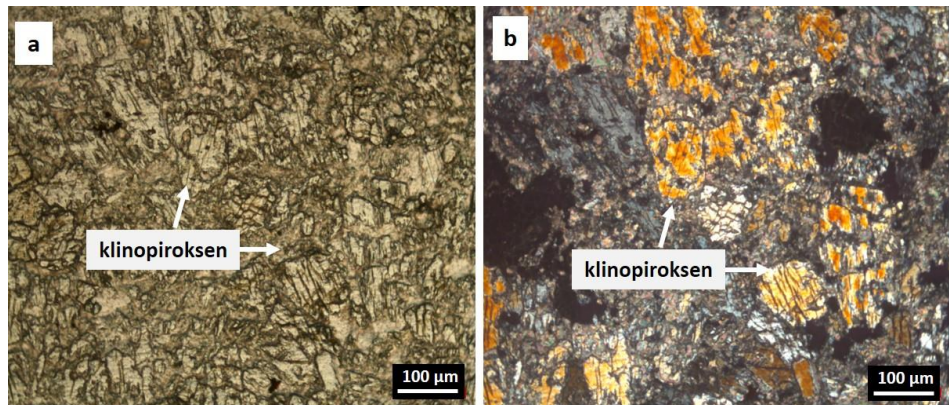
Boşluklu yapı ve hematit ile limonit minerallerinin ayrıldığı D-KS1-6 nolu örnekle bol oranda flogopit ve kalsit tespit edilmiştir (Şekil 6.13 a,b). Endoskarn prograd evredeki granat ve granat-piroksen skarnda görülen granatların bileşimi elektron mikroprob analiz sonucuna göre grossular-andradit karışımı olup grossular bileşimi daha baskındır (Şekil 6.13 c,d). Bu alandaki granatlar özşekilli, az oranda kalsit tarafından ornatılmış ve araları kalsit ile kuvars mineralleri tarafından doldurulmuştur. Granatların boyu 1000 µm (0.1

cm) ile 200 µm (0.02 cm) arasında değişmekte, vezüvyanit granata yer yer eşlik etmektedir.



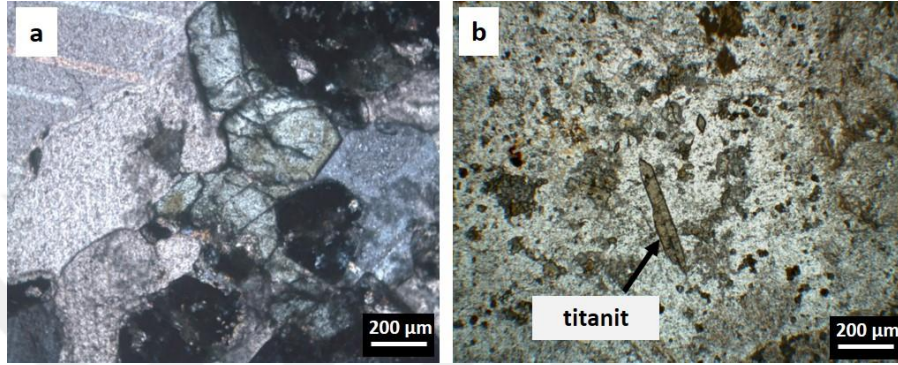
Şekil 6.13 a-b. Kalsik ekzoskarında belirlenen flogopit (Örnek No: D-KS1-6), c-d. Endoskar-prograd evreye ait granat skarna ait özşekilli granat taneleri (Örnek No: D-KS1-7) (a,c: 1.Nikol, b,d: 2.Nikol)

Endoskar prograd evreye ait granat-piroksen skarndaki klinopiroksenlerin bileşimi diyopsit olarak belirlemiş olup bu minerale granat ve kalsit eşlik etmektedir (Şekil 6.14).



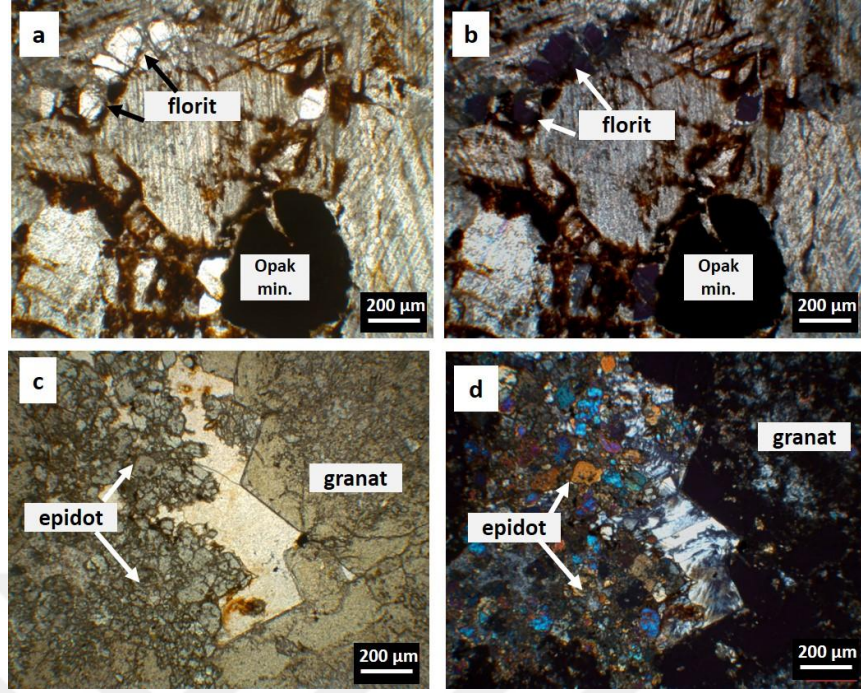
Şekil 6.14 a-b. Endoskar prograd evreye ait granat-piroksen skarnda belirlenen tek yönlü dilimleri belirgin klinopiroksen (Örnek No: D-KS1-9) (a: 1.Nikol, b: 2.Nikol)

Vezüvyanit ve piroksenle birlikte görülen granatların bazıları yüksek Al içeriği nedeniyle anizotrop özellik sergiler (Şekil 6.15a). Granat, serizit ve yer yer kuvarsın görüldüğü endoskarn prograd evredeki granat skarnında titanitin prizmatik şekilli yapısıyla dikkat çeker ve incelenen örnekte taneler arasını kalsit doldurmuştur. (Şekil 6.15b). Ayrıca, kalsik skarn içindeki opak mineraller kalsit, muskovit ve flogopitin bulunduğu örneklerde yer yer öz şekillidir.



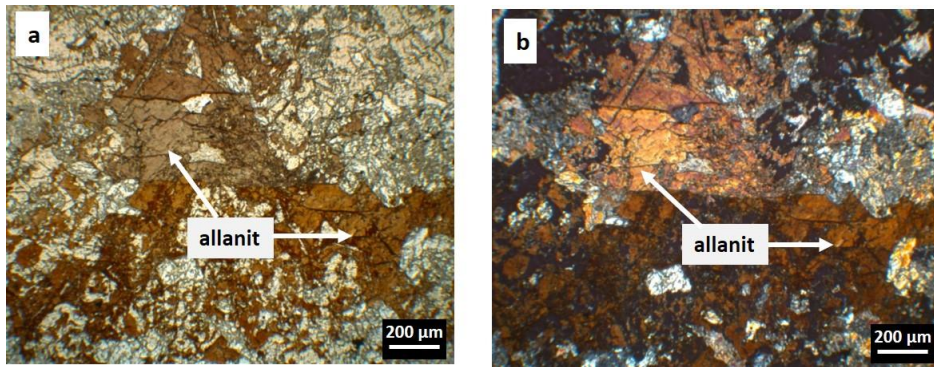
Şekil 6.15 a. İzotrop ve anizotrop özelliğe sahip granatlar (Örnek No: D-KS2-1), b. Granat ve allanitle birlikte görülen prizmatik titanit (Örnek No: D-KS2-5) (a: 2. Nikol, b: 1.Nikol)

Palubaş Mahallesi'nin kuzeydoğusundaki skarn mineral çeşitliliği diğer bölgelere göre daha fazladır. Kalsik skarn içerisinde opak mineraller, florit ve çoğunlukla kalsit bulunur ve çatlaklar hematit sıvımları ile doldurulmuştur (Şekil 6.16a,b). Foid siyenit porfirlere yakın olan granatlar grossular bileşiminde olup diyopsit, vezüvyanit, epidot ve kalsit bu minerale eşlik eder. Granatlar genellikle kalsit bazı kesitlerde ise epidot tarafından ornatılmıştır. Yer yer zonlanma gösteren endoskarn retrograd evredeki andradite plajyoklaz, piroksen ve allanit eşlik eder (Şekil 6.16c,d).

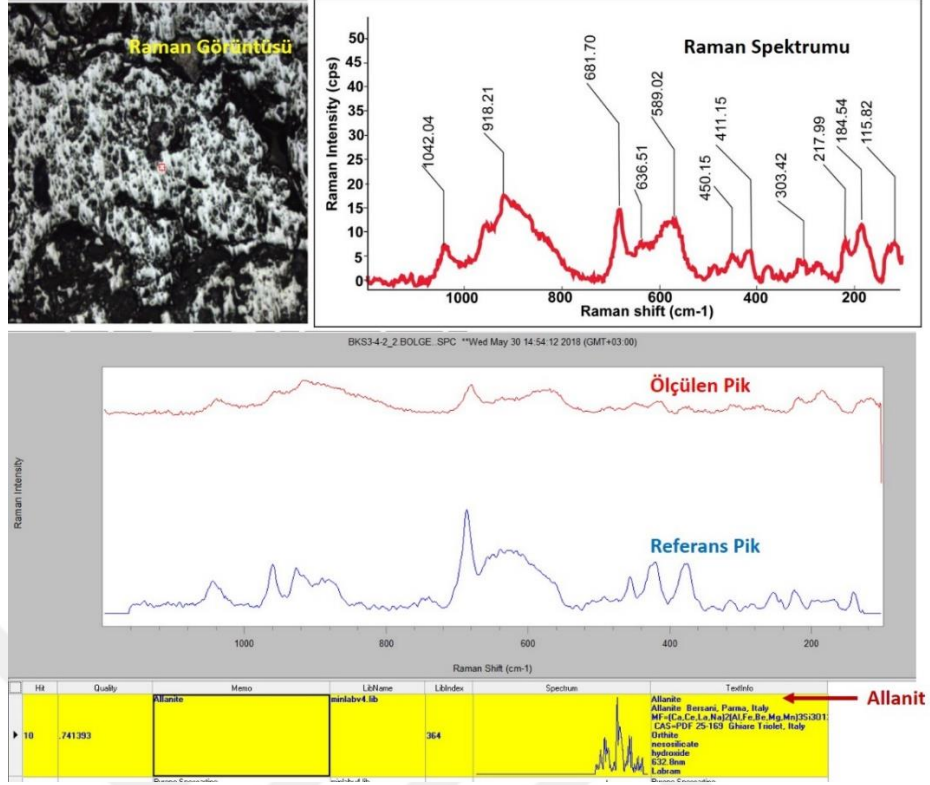


Şekil 6.16 a. Kalsik skarn içerisinde gelişen florit ve opak mineral oluşumları (Örnek No: B-KS2-6), b. Andradit ile birlikte epidot ve kuvars mineralleri (Örnek No: B-KS3-4-1) (a,c: 1.Nikol, b,d:2.Nikol)

Petrografik çalışmada, allanit kahverenginin tonlarında pleokroizmaya sahip (Şekil 6.17a), rölyefi yüksek ve 2. dizi girişim renkleri gösterir (Şekil 6.17b). Raman spektroskopisinde de allanit minerali tanımlanmıştır (Şekil 6.18).

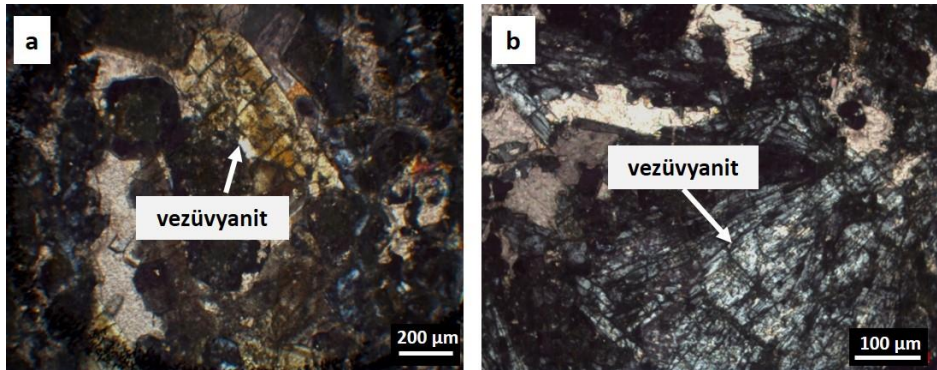


Şekil 6.17 a-b. Granat mineralleriyle birlikte görülen kahverengi allanit minerali (Örnek No: B-KS3-4-2) (a: 1.Nikol, b:2.Nikol)

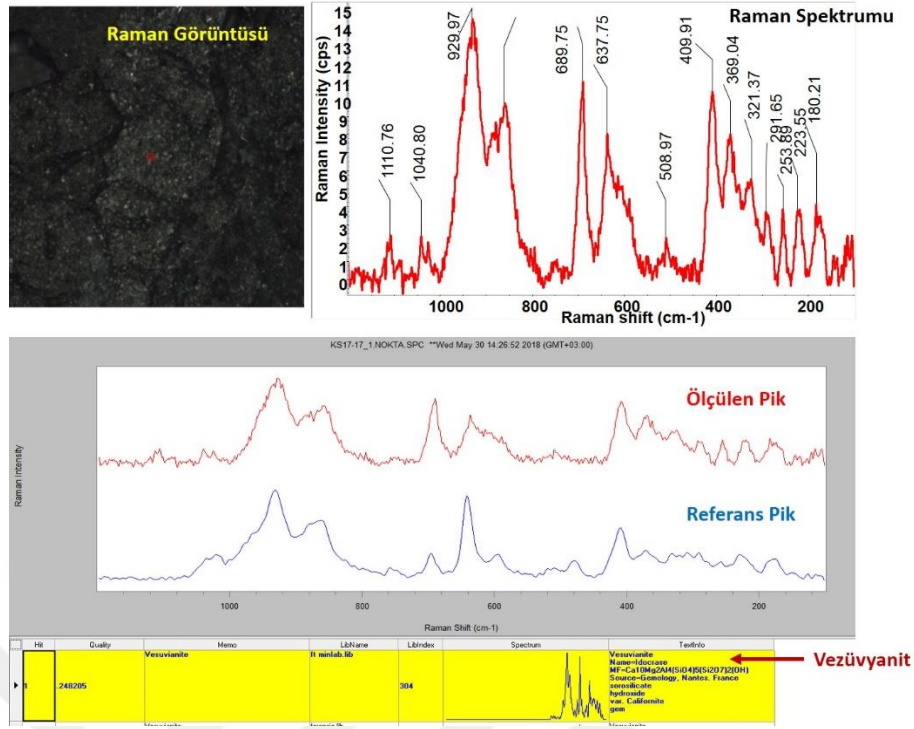


Şekil 6.18 Allanit mineralinin Raman spektroskopik karakteristikleri

Kalsit ve grossular ile birlikte görülen özşekilli ve yarı özşekilli vezüvyanit taneleri zeytin yeşili ile gri girişim renginde gözlenmekte birlikte yassı prizmatik (Şekil 6.19a) ve çubuksu (Şekil 6.19b) kristal halindedir. Vezüvyanit minerali Raman spektroskopisinde de tanımlanmıştır (Şekil 6.20).

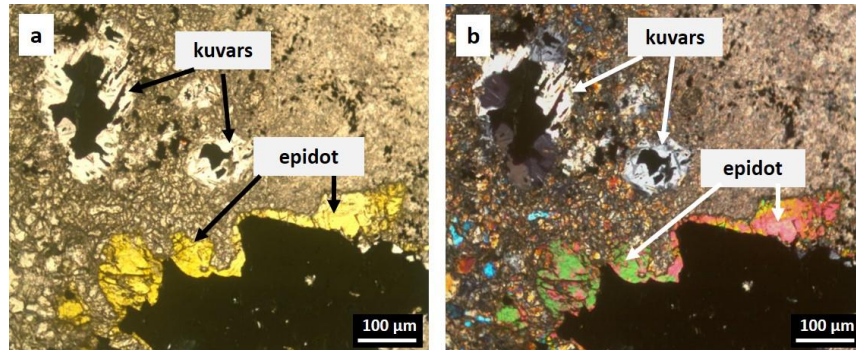


Şekil 6.19 a. zeytin yeşili girim renkli yassı prizmatik, b. gri girişim renkli çubuksu vezüvyanit (Örnek No: B-KS3-6) (a,b: 2.Nikol)



Şekil 6.20 Alterasyon minerallerinden vezüvyanit mineralinin Raman spektroskopik karakteristikleri

Yahyalı Mahallesi'nin güneydoğusundaki skarn zonlarına yönelik petrografik çalışmalarında, granatlarla birlikte vezüvyanit ve az oranda piroksen belirlenmiştir. Granat-piroksen skarn zonundaki granatlar yarı özşekilli taneler halindedir. Kalsik skarn içerisinde opak minerallerle birlikte kuvars ve açık yeşil-sarı renkli epidot yer alır (Şekil 6.21a,b). Granatlarda alterasyon ürünü olarak klorit ve kalsit oluşumları bulunur.



Şekil 6.21 a-b. Opak mineraller etrafında yer alan kuvars ve epidot (Örnek No: C-KS2-5) (a: 1.Nikol, b:2.Nikol)

Geç Kretase yaşlı Keban Magmatiklerinin Geç Triyas yaşlı metaklastik/ karbonat kayaçlarına sokulumu ve bu kayaçlarla etkileşimi sonucunda hornfels oluşmuş ve kontakt metasomatik tipte cevherleşmeler gelişmiştir. Skarn mineralizasyonun boyut ve şekli, litoloji ve kimyasal bileşim, geometri ve intrüzif kayacın etkileme derecesi ile kontrol edilmektedir. Boyut ve şekli kontrol eden parametrelerin en önemlisi intrüzif birimle Nimri formasyonuna ait birimler arasındaki geometrik ilişkidir. İntrüzif birimin bazı alanlarda sil ve dayklar halinde, bazı yerlerde ise stok tipinde geniş apofizler halinde bulunması nedeniyle aynı skarn zonlarının yan yana görülmesi yerine (düzenli) farklı skarn zonlarının yan yana görüldüğü (düzensiz) bir yayılım söz konusudur. Buna karşın, özellikle Palubaş köyü kuzeydoğusundaki skarn oluşumları az da olsa düzenli bir yayılım gösterirler. Skarnlaşma siyenit porfir içerisinde az oranda olmakla birlikte foid siyenit porfir ile Nimri formasyonu birimleri arasında belirgin bir zonlanma göstermeksizin yataklanmıştır. Skarnın genişliği apofiz şeklinde yerleşen intrüzif kayacın olduğu alanlarda 15-20 m'yi bulmaktadır. Skarn zonları genellikle K-G doğrultudadır ve yan kayaçla siyenit arasındaki kantağa paralel şekilde gelişmiştir. Hornfels zonları intrüzyon ile metaklastiklerin dokanağında olup kalınlıkları 1-10 m arasında değişir. Metasomatizma etkisinin az görüldüğü siyenit porfirlerde, endoskarn zonun kalınlığı birkaç cm ile birkaç metre arasındadır. Ekzoskarn zonları ise keskin dokanağa sahip olup metasedimanter kayalara doğru ilerler. Skarn zonlarının boyutlarının kısıtlı olması nedeniyle dokusal özellikleri ve mineral bollukları petrografik incelemeler sonucunda tanımlanabilmiştir. Cevher içeren skarn kalsitler genellikle Nimri formasyonu içinde ve siyenit intrüzyonlarının dokanakları boyunca gelişmiştir. Endoskarn zonunda plajiyoklaz-piroksenin yer alması W skarn, andraditik granat, diyopsitik piroksen, vezüvanit, aktinolit ve epidot içermesi ise Cu skarn özelliği taşıdığını göstermektedir. Bölgedeki skarn zonlarına ait skarn evreleri çizelge 6.1'de verilmiştir.

Çizelge 6.1 Çalışma alanındaki skarn zonları, oluşum evreleri, mineral zonları ve bollukları

SKARN ZONLARI	ENDOSKARN					EKZOSKARN					
	PROGRAD EVRE		RETROGRAD EVRE			PROGRAD EVRE		RETROGRAD EVRE			
	Gr-prk skarn	Gr skarn	Plj-gr-prk skarn	Gr-prk skarn	Vezüv-prk-gr skarn	Vezüv-gr skarn	Prk skarn	Prk-gr skarn	Prk-vezüv-gr skarn	Vezüv-gr skarn	Kalsit skarn
MİNERAL BOLLUĞU	Gr: %50-60 Prk: %10-20 Ku: %5-10, ±Ka	Gr: %80-90, Ka:%5-10	Gr: %40-50 Prx: % 20-30 Plj: %10-20 ±Ep ± Ka ± Allanit	Gr: %50-60 Prk: 20-30 ±Musk ±Ku ±Ka	Vezüv: %30-40 Gr: %30-40, Ka: %20-30, Prk: %5-10	Gr: % 40-50 Vezüv: %20-25 Ka:% 30-40	Prk: % 50-70 Ka: % 20-30 ±Ep ± Ku ±Musk Biyotit, flogopit ±florit	Gr: %60-70, Prk: %10-15, Ka: % 20-25 ±Ep	Gr: % 20-30 Vezüv: % 20-30 Prk: %10-20 Ka: %20-30 ±Ep ±Musk ±Op.min.	Gr: % 30-40 Vezüv: %20-30 Ka: % 30-35, ±Ep	Ka: % 70-90 Gr: %5-10 Musk: %5-10 Florit: %5-20 ±Sf ±Op. min.
ÖRNEK NO	D-KS1-9	ÖRNEK 1 ŞİST-SİYENİT DOK., D- KS1-7	B-KS3-4(1)(2)- B-KS3-4-2, KS- 17-13	C-KS2-5, B- KS3-1	B-D-KS1-10, DKS2-1	B-KS3-5-(2), B- KS3-6, C-KS1-2	B-KS2-1, B-KS2- 2, B-KS3-8, D- KS2-4	B-KS3-7, KS- 17-50, KS- 17-62	B-KS1-2	KS-17-53	A-KS1-3, A-KS1-3-(2), A-KS1-6, A- KS1-7-(1), A-KS1-7-(2), B-KS1-3, B-KS2-6-(1), B-KS2-6-(2), B-KS2- 7, B-KS2-8, C-KS2-4-1, C-KS2-4-2, C-KS2-4, C-KS3-2, C-KS3-3, D- KS1-1, D-KS1-2, D-KS1-3, D-KS1- 4, D-KS1-5-1, D-KS1-5-2, D-KS1-6, D-KS2-6, D-KS2-7, D-KS2-8, KS- 17-57, KS-17-59
İKİNCİL ÜRÜN	KARBONATLAŞMA, KLORİTLEŞME					KARBONATLAŞMA					
GRANAT BİLEŞİMİ	ANDRADİT ve GROSSULAR					GROSSULAR					

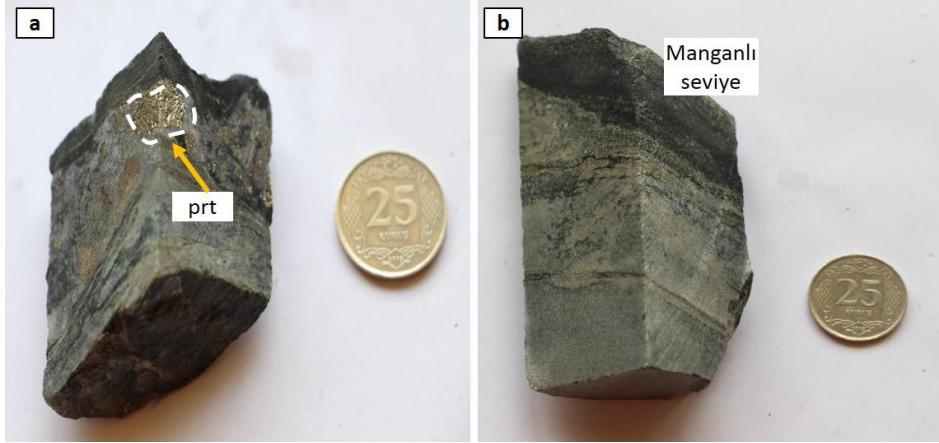
Gr: granat, prk: piroksen, plj: plajiyoklaz, vezüv: vezüvyanit

7. CEVHERLEŞMELER

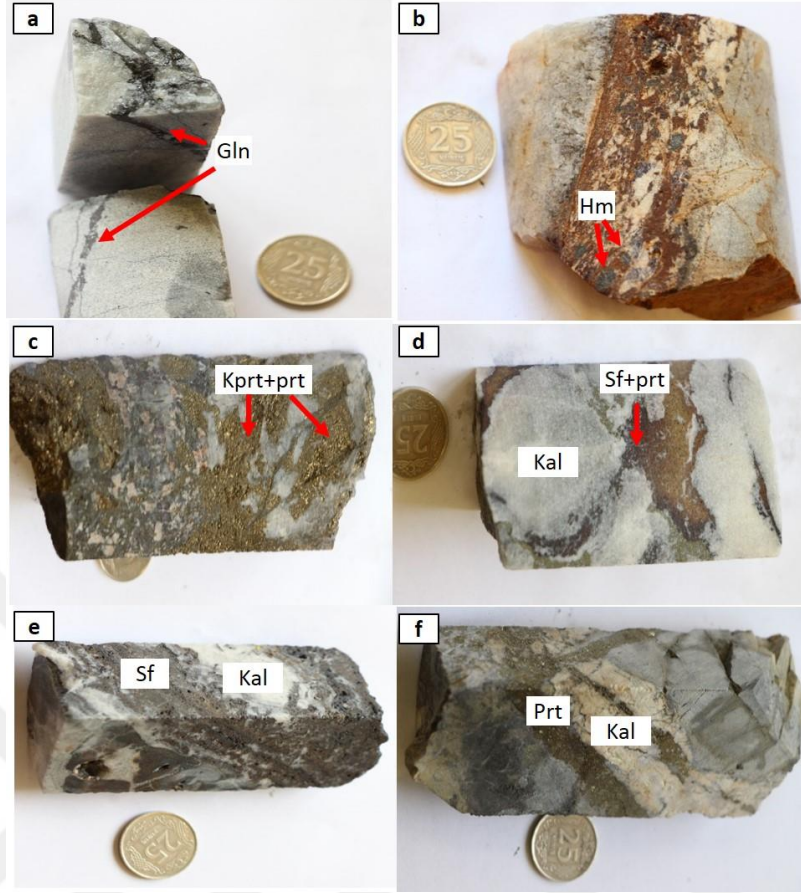
İnceleme alanında cevherleşmelerin kökenini ortaya koymak amacıyla, Dirönü Tepe ile Yahyalı ve Kale Tepe'nin güneyindeki alanlarda 2015-2016 yıllarında MTA tarafından yapılan toplam 20 adet sondaj yapılmış ancak bunlardan sadece KS-17, KS-18 ve KS-19 nolu sondajlardan (Şekil 5.1) hem cevher hem de yan kayaç örnekleri alınmıştır.

Keban sahasındaki kalkıştler içerisinde kalınlıkları 1-15 m olan gümüşlü mangan cevherleşmesi mevcuttur (Şekil 7.1a-b). Açılmış galerilerde, şistoziteye uyumlu mangan cevherleşmesinin yanı sıra yer yer damar tipi, yer yer de küçük cepler ve kontak metasomatik halde mangan oluşumları görülmüştür. Cevherleşme seviyesinin altında kalkışt kireçtaşı ardalanması içerisinde dissemine ve ince damarlar halinde sülfürlü cevherleşme zonu gelişmiştir.

Cevher mineralleri pirit, kalkopirit, galenit, sfalerit, molibdenit, manyetit, pirit ile az oranda fahlerz grubu mineraller, mangan grubu mineraller, arsenopirit, sülfotuzlar, nabit altın ve pirotindir. İkincil olarak; kovellin, markazit, hematit ve limonit yer alır (Şekil 7.2a-f). Gang mineralleri ise granat, piroksen, florit, kalsit, epidot, klorit ve kuvarstır.

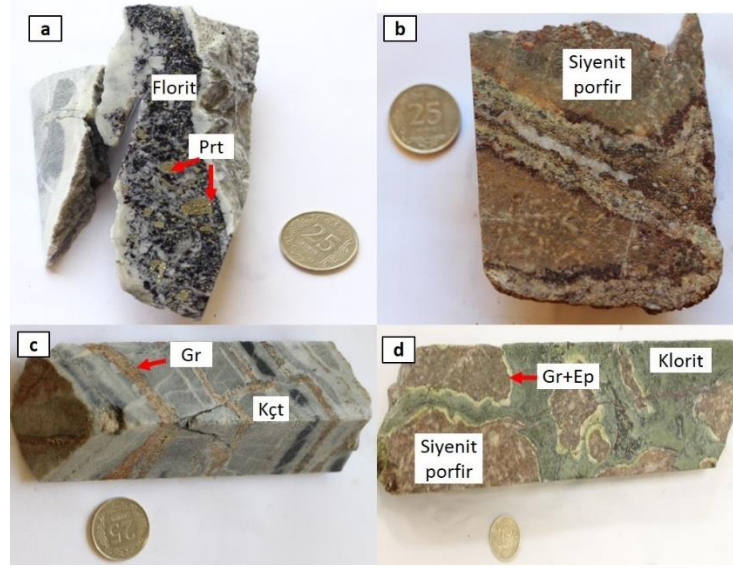


Şekil 7.1 Kalkıştler içinde gelişen manganlı cevherleşmeler. a. Pirit minerali ile birlikte görülen manganlı seviye, b. skarn mineralleri ile görülen mangan cevherleşmesi (prt: pirit)



Şekil 7.2 Cevher mineralleri a. kireçtaşı içine yerleşen 1 cm kalınlığındaki galenit damarı, b. kireçtaşı içine yerleşen kalınlığı 3-5 cm arasında olan hematit ve limonit damarı, c. Pirit ve kalkopirit cevherleşmeleri, d. Kireçtaşı içine yerleşen farklı kalınlıklarda bulunan sfalerit ve pirit damarları, e. Sfalerit ve piritin dönüşüm ürünü olan markazit cevherleşmeleri, f. 1-2 cm kalınlıklarında birbirini kesen iki pirit damarı (Gln: galen, Hm: hematit, Kprt: kalkopirit, Prt: pirit, Sf: sfalerit, Kal: kalsit)

Sondaj çalışmalarında siyenit profir ile şist-mermer dokanağında 20-30 m kalınlığa ulaşan skarn zonları (grossular, diopsit, epidot, kalsit, florit, vezüvyanit mineralleri içermekte) kesilmiştir (Şekil 7.3a-d). Bu zonlarda içerisinde yer yer galen, sfalerit ve kalkopirit saçınım ve damarcıkları izlenmektedir. Ayrıca şist ve mermerler içerisindeki kırık zonlarında yerleşmiş 1 cm den 20 m'ye ulaşan kalınlığa sahip altınlı piritik zonlar kesilmiştir. Floritli zonların, genellikle sil şeklinde sokulmuş siyenit porfir dokanaklarına yakın yerlerde geliştiği ve bazı zonlarda 4 m kalınlığa ulaştığı gözlenmiş, sülfür mineralleri de bu zonlara yer yer eşlik etmektedir.



Şekil 7.3 Skarn zornlarında görülen mineraller ve cevherleşmeler a. 3-4 kalınlığında pirit ve kalkopirit içeren kireçtaşı içine yerleşen florit damarı, b. alkali siyenit kayacının çatlaklarında görülen metasomatik zon ve bununla birlikte gelişen skarn ve alterasyon mineralleri, c. kireçtaşı içine tabakalar halinde yerleşen ve çatlaklarla taşınmış 0.5-1.5cm kalınlıklarındaki granat damarları, d. alkali siyenit kayaç parçalarının etrafında görülen metasomatik zon (Prt: pirit, Gr: granat, Kçt: kireçtaşı, Ep: epidot)

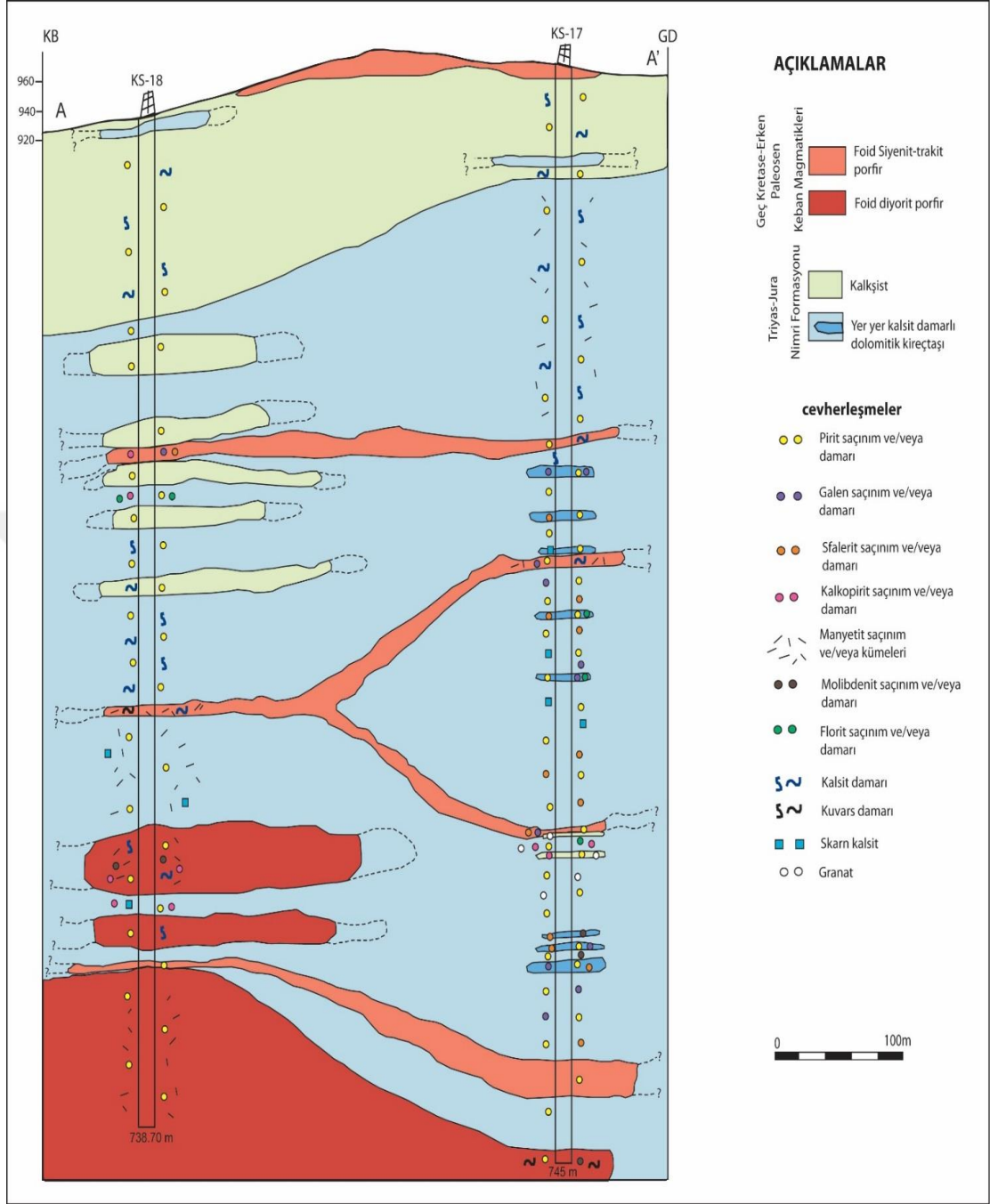
Arazi çalışmalarında, incelenen magmatik kayaçların nefelin siyenit, foid siyenit porfir ve dasit bileşiminde olduğu, kalkışist ile mermer dokanaklarında 20 m kalınlığa ulaşan skarn zonlarının (grossular, andradit, epidot, diyopsit, klinopiroksen, vezüvyanit, flogopit, florit, muskovit, allanit, serizit ve titanit mineralleri içermekte) geliştiği belirlenmiştir. Cevher minerallerinden kalkopirit, pirit ve yer yer hematit kalkışist ile magmatik kayaçlar içerisinde saçınımlı halde izlenmektedir. Florit, granat, kuvars ve kalsitten oluşan skarn mineralleri ise kalkışist-mermer ile magmatik kayaç kontağında küçük boyutlu makaslama çatlakları boyunca görülmektedir. Bahsi geçen cevherleşmeler alkali magmatizmayla ilişkili olup kontak metasomatik tiptedir.

Cevherleşmeler magmatik kayaçların içerisinde, yaygın olarak Nimri formasyonuna ait serizit klorit bantlı kalkışist, dolomitik kireçtaşları ile bu birimlerin içerisinde yer alan kalsit, kuvars ve florit damarlarında dissemine, damar ve masif formlarda çeşitli tane boylarında oluşmuştur. Cevherleşme sülfür, oksit ile süperjen zonda oksit ve ikincil

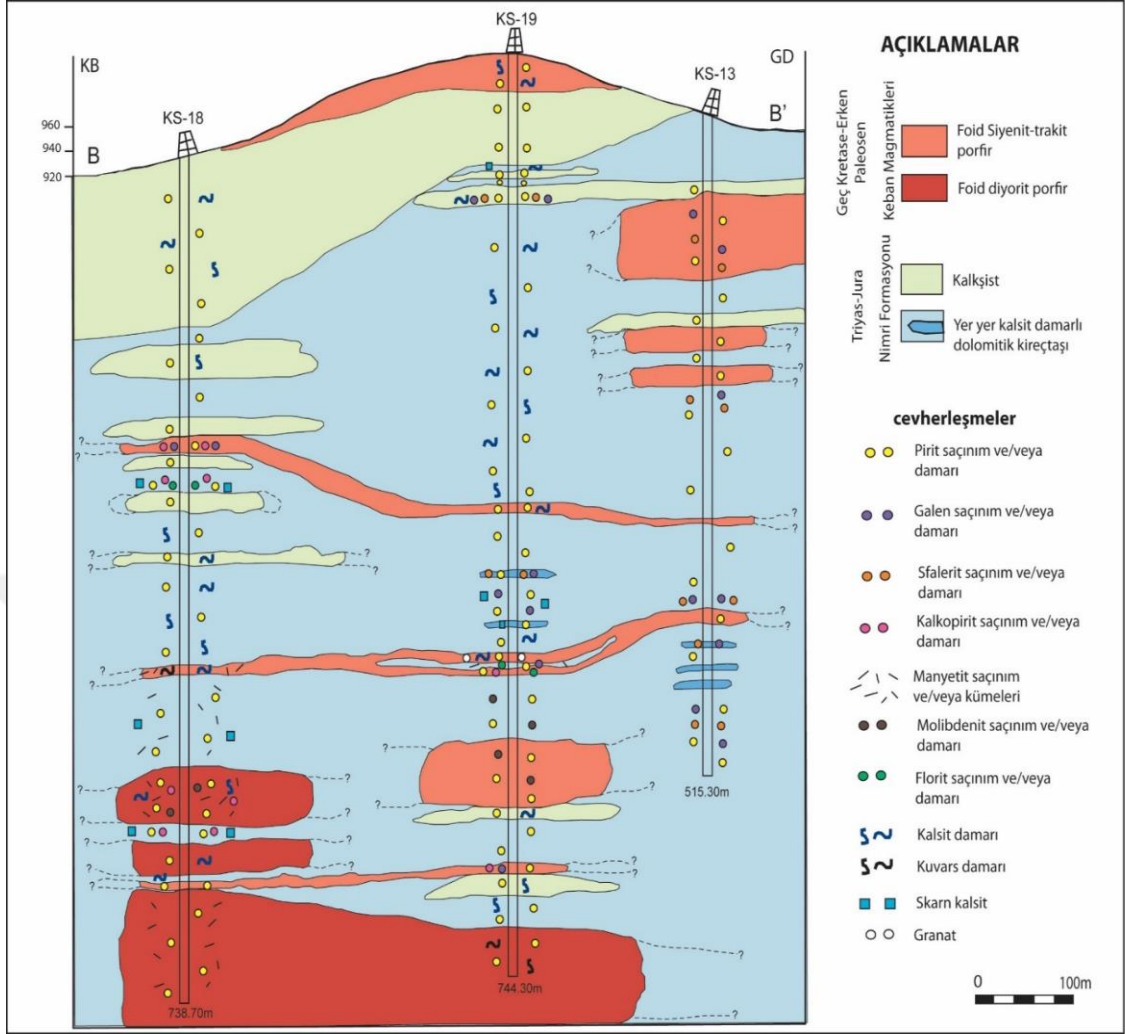
minerallerden oluşur. Süperjen alterasyonda (oksidasyon) hematit, götit, markazit ve limonit ve ikincil bakır mineralleri (kalkosin, kovellin) yer alır. Süperjen minerallere pirolusit, götit, rodokrozit ve smitsonit mineralleri eşlik eder. Geç evrede oluşan kalsit, kuvars ve florit damarları tarafından kesilirler.

Şekil 7.4'te Yahyalı köyü güney doğusunda KS-17 (X:4297220, Y:477112, derinlik: 747.70 m) ve KS-18 numaralı (X:4297430, Y: 476907, derinlik: 738.70 m) sondajlardan elde edilen loglar kullanılarak A-A' ölçülü kesiti oluşturulmuştur. Şekil 7.5'teki B-B' ölçülü kesit ise KS-18, KS-19 (X: 4297366, Y: 477103, derinlik: 744.30 m) ve KS-13 (X:4297278, Y: 477325, derinlik: 515.30 m) numaralı sondajlara aittir. Her iki kesitte de hâkim olan cevher mineralleri galenit, kalkopirit, sfalerit, molibdenit, manyetit, florit, bol miktarda pirit ile az oranda pirotin, arsenopirit, nabit altın ve fahlerzdir.

Prograd (1. Evre) skarn granat ve diyopsit, retrograd (2. Evre) filogopit, muskovit, aktinolit, epidot ve kloritle birlikte belli miktarda manyetit ve hematit içerir. Bu iki evre de önemli oranda sülfür minerali yer almazken 3. Evredeki galen, sfalerit, kalkopirit ve pirit mineralleri kalsit, kuvars ve florit damarları içerisinde bulunup skarnları kesmektedir. Az oranda pirit içeren ve yaygın olarak görülen karbonat damarları tüm bu birimleri kesmektedir (Şekil 7.6).



Şekil 7.4 Yahtyalı Mahallesi'nin güneydoğusundaki KS-18 ve KS-17 sondajlarına ait A-A' ölçülü kesiti ve sondajın kestiği birimlerde gelişen cevherleşmeler



Şekil 7.5 Yahyalı Mahallesi'nin güneydoğusundaki KS-18, KS-19 ve KS-13 sondajlarına ait B-B' ölçülü kesiti ve sondajın kestiği birimlerde gelişen cevherleşmeler

Evreler Mineral	1. Evre	2. Evre	3. Evre	Süperjen Evre
	Prograd skarn	Retrograd skarn	Retrograd-Sülfidler	
Granat	████████████████████			
Piroksen	████████████████████			
Vezüvyanit		████████████████████		
Aktinolit		████████		
Flogopit		—————		
Muskovit		—————		
Epidot		████████████████████	----	
Klorit		████████████████████		
Manyetit			—————	
Pirotin			----	
Pirit		████████████████████	████████████████████	
Arsenopirit			—————	
Kalkopirit			████████████████████	
Sfalerit			████████████████████	
Galenit			████████████████████	
Molibdenit			—————	
Fahlerz			----	
Altın			----	
Hematit				████████████████████
Götit				████████████████████
Limonit				—————
Pirolusit				—————
Rodokrozit				—————
Smitsonit				—————
Kuars			████████████████████	████████████████████
Florit			████████████████████	-----
Kalsit	████████████████████	████████████████████	████████████████████	████████████████████

Bolluğu fazla
 Bolluğu orta
 Bolluğu az
 Bolluğu çok az

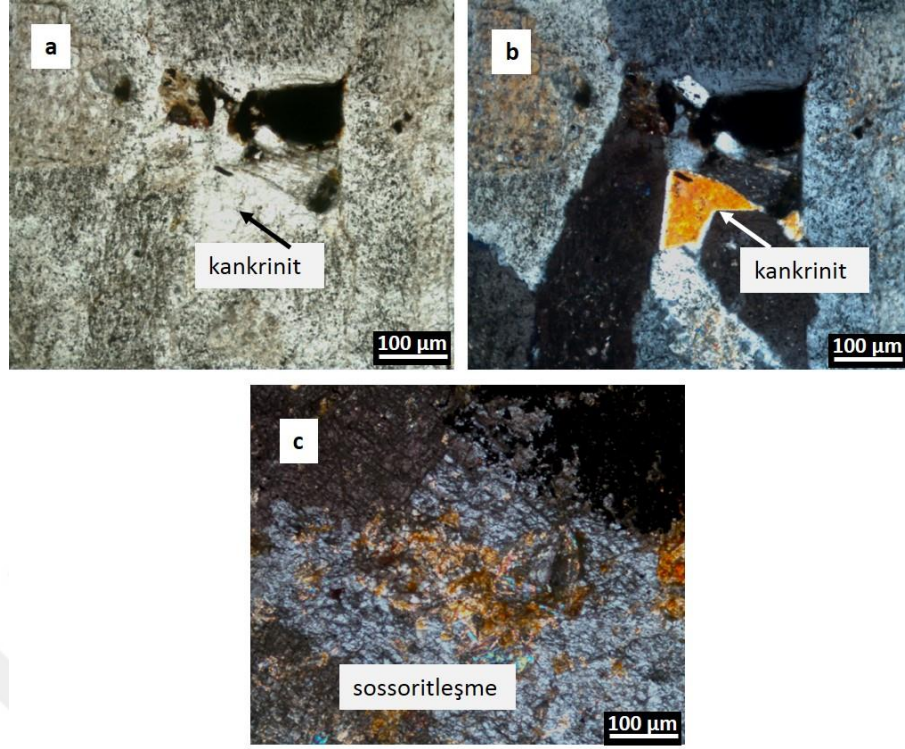
Şekil 7.6 Keban skarn cevherleşmesine ait skarn ve cevher mineral birliktelikleri

8. MİNERALOGİK ve PETROGRAFİK ÇALIŞMALAR

8.1 Magmatik Kayaçlar

8.1.1 Nefelin siyenit

Ana bileşen olarak feldispatoid (özellikle nefelin) ve feldispat içermektedir. Feldispatlar başlıca alkali feldispat şeklindedir ve plajiyoklaz bolluğu tüm feldispatların %0-10'unu oluşturur. Dokusu holokristalin hipidiyomorf olup ana bileşiminde nefelin fenokristalleri, plajiyoklaz ve ortoklaz mineralleri bulunur. Mafik mineral olarak biyotit ve amfibol, tali mineraller ise titanit, melanit ve kankrinittir. Nefelin çoğunlukla özşekilli dikdörtgen veya altıgen kesitler sunmakla birlikte iri fenokristaller halinde izlenir. Sarımsı gri renkte, paralel sönmeye sahip, engebese düşük, 1.dizi girişim renkleri gösterirler. Plajiyoklaz mineralleri düşük engebeye sahip olup polisentetik ikizlenme gösterir. Ortoklaz eğik sönmeye gösterir, mineral yüzeylerinde killeşme hakimdir. Kankrinite özşekilsiz, zayıf optik engebeye sahip olup (Şekil 8.1a) ve 2. dizi girişim rengi gösterir (Şekil 8.1b). Nefelinin bozunma ürünü de olabilmektedir (Anonim 2018). Feldispat minerallerinin neredeyse tamamında killeşme yaygındır. Mafik minerallerden biyotit ve amfibolde belirgin pleokroizma görülmekte; ancak biyotit paralel sönmeye, amfibol eğik sönmeye ile beraber kafes sönmeye göstermektedir. Özel doku olarak feldispat minerallerinde zonlu doku ve poikilitik doku görülür. Andradit bileşimli granat minerali olan melanit, kızılımsı kahverengi ile kahverengi arasında, yarı özşekilli-özşekilsiz ve bol çatlaklı yapıdadır. Tali mineral olarak titanit belirlenmiş, Fe^{+3} bakımından zengin olduğundan zayıf kahverengimsi bir renk ve pleokroizma gösterir. Yarı özşekilli halde, dilinimli ve yüksek optik engebeye sahiptir. Kayaçta görülen bozunma türleri sossoritleşme (feldispat minerallerinde epidot, kalsit ve serizit minerallerinin bir arada bulunması) (Şekil 8.1c), opaklaşma, killeşme ve karbonatlaşmadır.



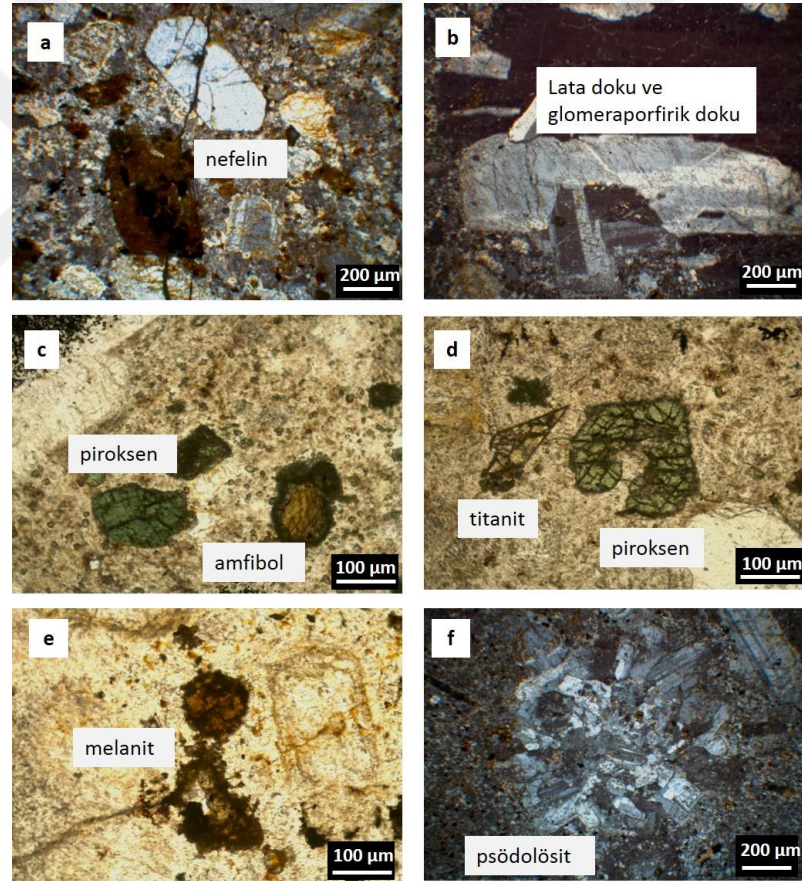
Şekil 8.1 Nefelin siyenit kayacında görülen kankrinit minerali ve feldispat mineralinde görülen sossoritleşme a. Düşük rölyefe sahip kankrinit minerali (1.nikol görüntüsü), b. 2.dizi girişim rengindeki kankrinit (2.nikol görüntüsü), c. Alkali feldispatlarda görülen sossoritleşme

8.2 Damar Kayaçları

8.2.1 Foid siyenit porfir

Ana bileşeni nefelin ve feldispat mineralleridir. Feldispatlar başlıca alkali feldispat şeklindedir ve plajiyoklaz tüm feldispat miktarının % 0-10'unu oluşturur. Kayacın diğer bileşenleri nefelin, plajiyoklaz, ortoklaz, amfibol ve piroksendir. Tali mineraller ise biyotit, titanit, melanit, kankrinit, pseudolösit, opak mineral, kuvars (ikincil) ve kalsittir (ikincil). Kayacın genel dokusu holokristalin hipidiyomorf porfirik olup zonlu doku, poiklitik doku, lata dokusu ve glomeraporfirik doku özel doku türleri olarak belirlenmiştir. Serizitleşme, killeşme, karbonatlaşma, demir oksitleşme, opasitleşme ve silisleşme kayacda görülen başlıca bozunma türleridir. Nefelinler özşekilli ara ara porfirik dokudur (Şekil 8.2a). Plajiyoklazlar poiklitik, zonlu, lata ve glomeraporfirik doku

göstermektedir (Şekil 8.2b). Alkali feldispatlar da yer yer serizitleşmiştir. Ortoklazlar, serizitleşme nedeni ile genellikle bulanık ve toprağımsı görünümündedir. Amfibol mineralleri eş boyutlu-levhamsı şekilli ve kuvvetli pleokroizmaya sahip olup, bazı örnekler ise kafes sönmesi gösterirler (Şekil 8.2c). Piroksenler 1.nikolde açık yeşil rengeyle belirgin (Şekil 8.2c,d), levhamsı şekilli ve iki yönde dilinimlere sahiptir. Biyotit, kahve ve kırmızımsı kahve renkli, levhamsı-yapraksı olup, pleokroizması ve tek yönde dilinim izleri ile belirgindir. Titanit optik engebese yüksek ve dilinimleri ile dikkat çeker (Şekil 8.2d). Melanit özşekilli kristal şeklinde gözlenir (Şekil 8.2e). Kankrinit nefelinle dokanak halinde bulunmakla beraber özşekilsiz, zayıf optik engebeye sahip ve 2. dizi girişim rengi ile karakteristiktir. Psödolösit minerali 1. dizi girişim rengine sahip olup optik engebese düşüktür (Şekil 8.2f).

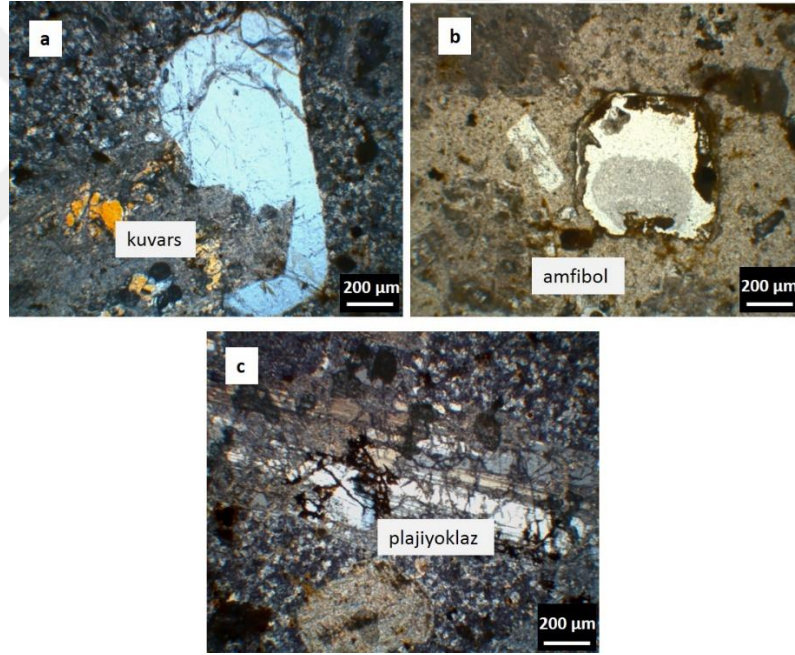


Şekil 8.2. Foid syenit porfir kayacında görülen mineraller a. Özşekilli nefelin, b. Lata ve glomeraporfirik dokusu gösteren plajiyoklaz, c. İki yönde dilinime sahip piroksen ve amfibol mineralleri, d. yarı özşekilli kahve renkli titanit ve açık yeşil renkli piroksen mineralleri, e. kahve renkli özşekilli melanit, f. Psödolösit minerali

8.3 Yüzey (Volkanik) Kayaçlar

8.3.1 Dasit

Dasit kayacının dokusu hipokristalindir. Hamur çok ince taneli olup bileşiminde plajiyoklaz, kuvars ve amfibol bulunur. Kuvars çoğunlukla kemirilmiş, köşeleri yuvarlatılmış, oyulmuş fenokristaller halindedir (Şekil 8.3a). Genellikle polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz fenokristalleri bol kırık ve çatlak içerir (Şekil 8.3c). Amfibol fenokristallerine bazı kesitlerde rastlanılmıştır (Şekil 8.3b). Özşekilli veya yarı özşekilli olan amfiboller fenokristaller çoğunlukla tamamen volkan camından ibaret olan ve ayrıca kristalit denilen çok küçük tanecikler de içeren bir hamur içinde bulunurlar. Demiroksitleşme ve killeşme belirlenen bozunma türleridir.

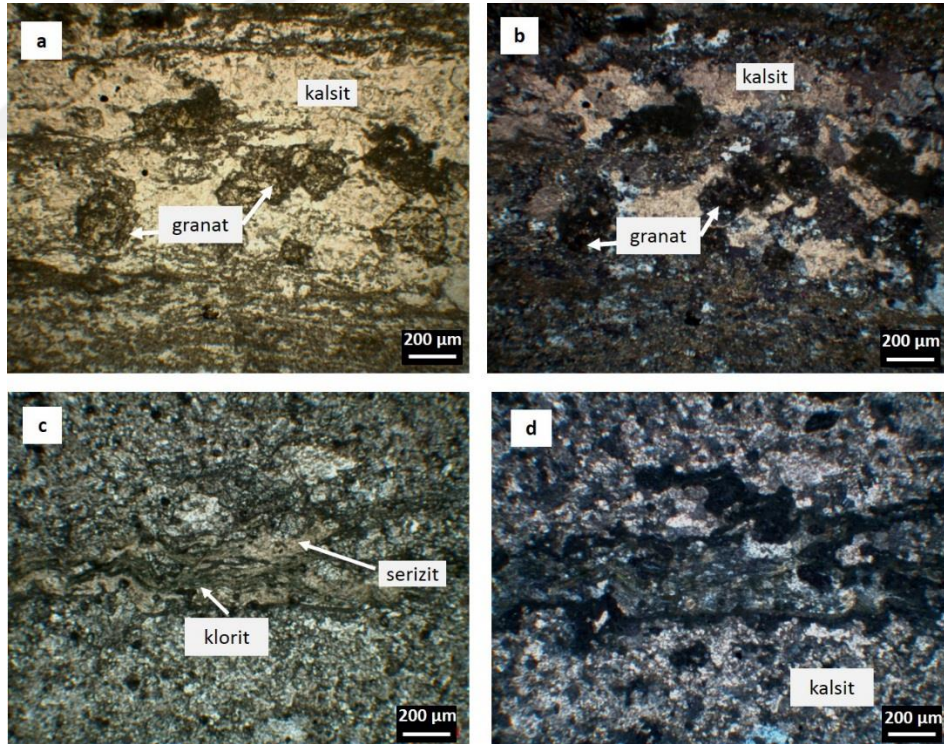


Şekil 8.3 Dasit kayacında yer alan mineraller. a. Kemirilme dokusuna sahip kuvars minerali, b. İçi boşalmış amfibol minerali, c. kırık-çatlaklı polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz fenokristali

8.4 Metamorfik Kayaçlar

8.4.1 Kalkşist

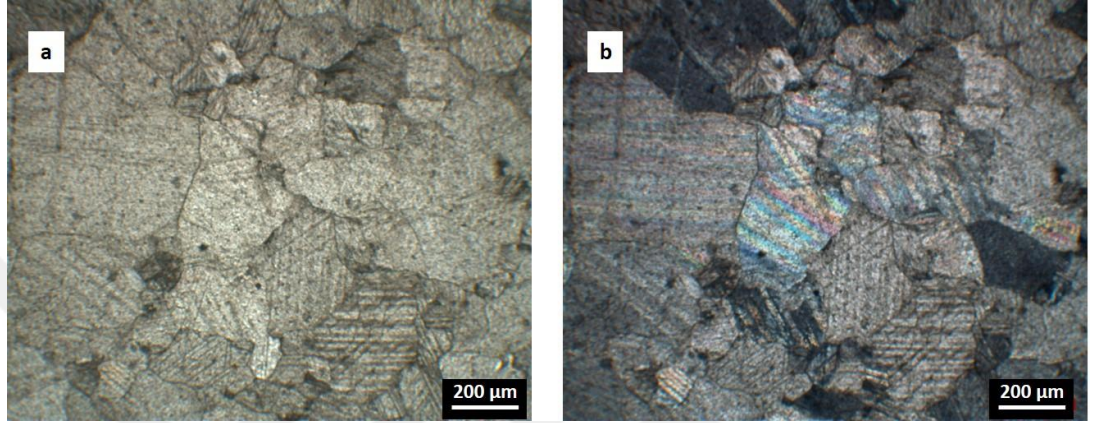
Kayaç bileşiminde kalsit, kuvars, serizit, feldispat, granat, klorit, epidot ve opak mineralleri bulunur. Granolepidoblastik ve lepidoblastik doku özelliği gösterir. Ana mineral olarak yer alan kalsit, şistozite yönünde veya şistoziteye paralel uzanır veya granoblastik kristaller halinde bulunur (Şekil 8.4a,b). Az miktarda gözlenen kuvars, dalgalı sönme gösteren özşekilsiz kristaller halindedir. Feldispat ise az miktarda ve relikt kristaller halinde bulunur. Granat küçük-orta boy kristalli olup izotrop özelliktedir (Şekil 8.4a-d). Klorit 1. nikelde yeşil, 2. nikelde ise mavi girişim rengiyle ayırt edilir (Şekil 8.4c). Epidot yarı özşekilli, 1. nikelde belirgin yeşil renkte 2.nikelde ise canlı girişim renkleriyle dikkat çeker. Foliasyon yüzeyleri boyunca yer yer ince organik madde tabakaları yer alır.



Şekil 8.4 Kalkşist kayacı. a-b. kalsit, granat ve çok ince taneli feldispatların olduğu kalkşist kayacı (1. ve 2. nikel görüntüleri), c-d. Granat, klorit, serizit ve kalsit minerallerinin olduğu kalkşist kayacı (1. ve 2.nikel görüntüleri)

8.4.2 Keban Mermeri

Keban Mermerinin bileşimini oluşturan kalsit mineralleri granoblastik doku gösterir. Bu mineraller iri kristaller halinde, 4. dizi girişim rengine sahip olup basınç ikizlenmesi belirgindir (Şekil 8.5 a,b).



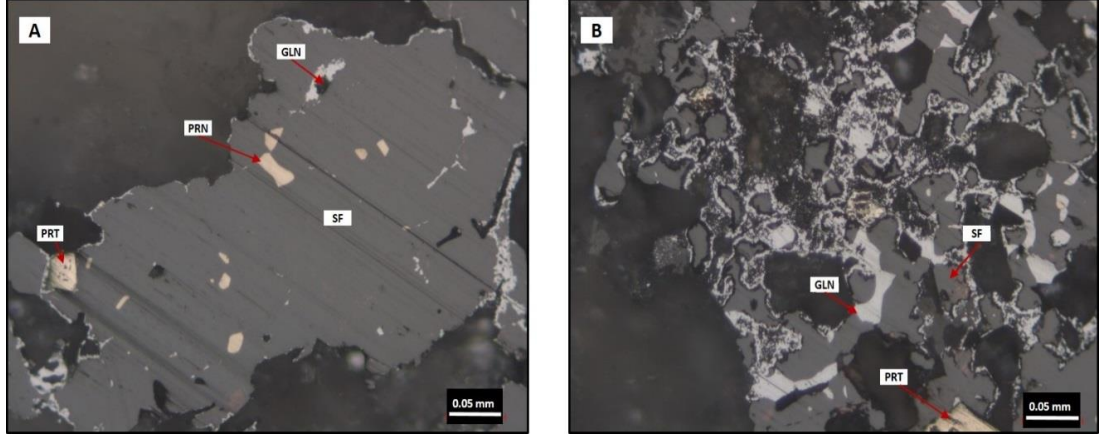
Şekil 8.5 Mermer kayacı. a-b. İri kristalli kalsitlerin oluşturduğu mermer kayacı (1. ve 2. nikol görüntüleri).

9. CEVHER MİKROSKOBİSİ

Çalışma alanındaki cevherleşmelerin mineralojik ve dokusal özelliklerini araştırmak amacıyla sondaj örneklerinden alınan cevherli kısımlardan 22 adet parlak kesit hazırlanarak mikroskobik incelemeleri yapılmıştır. Cevher mikroskobisi Ramdohr (1969)'de belirtilen mineralojik kriterlere göre çalışılmıştır.

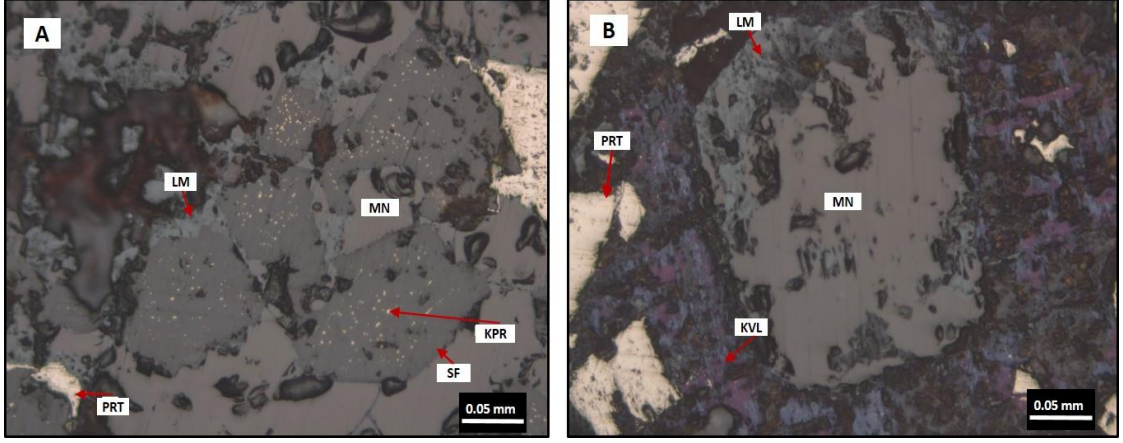
Ana sülfid mineralleri sfalerit ve galen olmakla birlikte bunlara minerallere pirit, kalkopirit, manyetit, arsenopirit, markazit, kovellin, pirotin, limonit, mangan grubu mineraller, sülfotuz mineralleri ve fahlerz grubu mineralleri eşlik eder. Gang mineralleri ise başlıca kalsit ile birlikte kuvars ve florittir.

KS-17-21 nolu örnekte piritler özşekilsiz, yarı özşekilli-özşekilli olup bazılarında markazite dönüşüm tespit edilmiştir. Sfaleritler özşekilsiz olup kenar zonları boyunca galenit görülmüştür. Özşekilsiz sfalerit tanelerinde eser miktarda boyutu en fazla 15 mikron olan pirotin mineralleri belirlenmiştir (Şekil 9.1a). Sfaleritler içerisinde az/eser miktarda çok ufak kalkopirit kapanımları bulunmaktadır. Galenit sfaleritten daha genç oluşumludur. Galenitler özşekilsiz taneler halinde olup genelde seruzite ve eser oranda ise anglezite dönüşmüştür. Bununla birlikte, galenitler serbest taneler halinde, sfaleritlerin arasını doldurmuş ya da sfaleritleri kuşatmış olarak da görülür (Şekil 9.1b). Bazı galenitlerin ise içerisinde çok küçük sülfotuz tanecikleri tespit edilmiştir. Ortalama tane boyu 30 mikron olan ve serbest halde bulunan manyetitlerin bir kısmı martitleşmiştir. Limonit bazı kesitlerde özşekilsiz izlenmekle birlikte özşekilli pirit tanelerinin arasını doldurmuş olarak da görülmektedir.



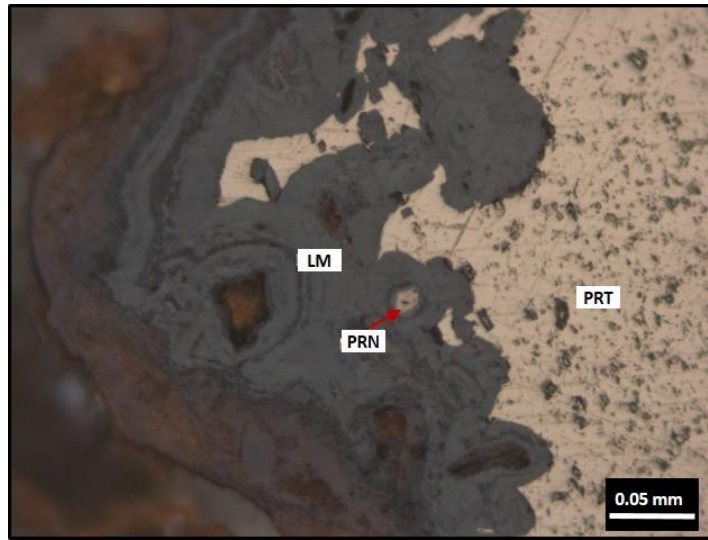
Şekil 9.1 a. Sfalerit içindeki görülen pirotin ile galenit minerali, b. sfalerit tanelerinin aralarını doldurmuş veya sfaleritleri kuşatmış olarak görülen galenit mineralleri (Örnek No: KS-17-21)(GLN: galenit, PRN: pirotin, PRT: pirit, SF: sfalerit)

KS-17-24 nolu örnekte görülen başlıca cevher mineralleri pirit ve manyetit, daha az miktarda sfalerit, galenit ve kalkopirittir. Farklı tane boylarında olan piritler özşekilsiz ya da özşekillidir. Ancak, çok ufak taneli piritler özşekillidir. Manyetitler özşekilsiz olup limonite (Şekil 9.2b) ve eser oranda hematite dönüşmüşlerdir (martitleşme). Bazı kesimlerde manyetitin özşekilli piritleri ya da kalkopirit ayrılmaları içeren sfaleritleri kuşattığı görülmüştür (Şekil 9.2a). Bu durumda, kalkopirit ayrılmaları içeren özşekilsiz sfaleritler manyetitten daha yaşlıdır. Kalkopiritin çok ufak galenit taneleriyle ve galenit+sfalerit ile kenetli olduğu veya serbest tane olarak bulunduğu kesimlerde kovelline dönüştüğü tespit edilmiştir. Galenitler (en büyük tane boyu 260 mikron) serbest taneler halinde veya kalkopirit ile kenetli veya sınırlı olarak pirit içinde (boşluk/gözenek) belirlenmiştir. Örnekte özşekilli piritleri kuşatmış şekilde limonit izlenmiştir. Bu limonitler içerisinde ufak kovellin taneleri mevcut olup, limonit bazen kolloform dokulu olarak da bulunmaktadır.



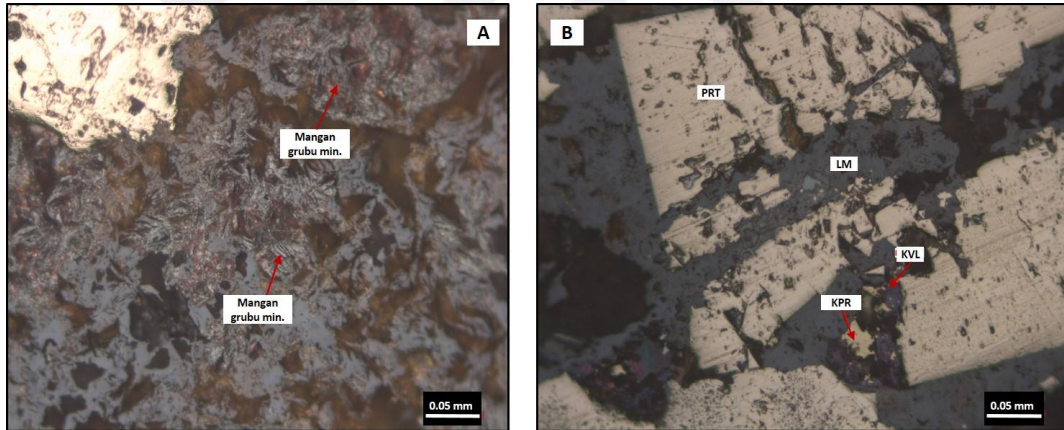
Şekil 9.2 a. Kalkopirit ayrılmaları içeren sfaleritler ile özşekilli pirit ya da kalkopirit ayrılmaları içeren sfaleritleri kuşatan manyetit ile limonit minerali, b. manyetitin etrafında dönüşüm ürünü olan limonit ile kovellin mineralleri (Örnek No: KS-17-24) (LM: limonit, MN: manyetit, KPR: kalkopirit, PRT: pirit, SF: sfalerit, KVL: kovellin)

KS-17-26 nolu örnekte özşekilli ve yarı özşekilli taneler halinde kısmen ya da tamamen limonite dönüşmüş pirit gözlenmiştir. Pirit içinde eser miktarda pirotin kapanımı bulunmaktadır (Şekil 9.3). Boyutu 110 mikrona kadar ulaşan eser miktarda özşekilsiz ilmenit taneleri ile çok ince çatlak dolgusu şeklinde mangan grubu mineraller ayrıca tespit edilmiştir.



Şekil 9.3 Kısmen veya tamamen limonite dönüşmüş ve ufak bir pirotin kapanımı içeren pirit minerali (Örnek No: KS-17-26) (LM: limonit, PRT: pirit, PRN: pirotin)

KS-17-40 nolu örnekte cevher minerali olarak pirit, galenit, sfalerit, kalkopirit, çok az hematit ve mangan mineralleri görülmüştür. Piritler özşekilli- yarı özşekilli ya da özşekilsiz serbest taneler halindedir. Pirit tanelerinin aralarında bir kısmı piritten dönüşmüş limonit izlenmiştir. Bu limonitlerde içerisinde az oranda lifsi şekilde mangan mineralleri de tespit edilmiştir (Şekil 9.4a). Bazı piritler ise yer yer markazite dönüşmüştür. Limonit içerisinde çok ufak kalkopirit reliktleri içeren kovellin oluşumları da gözlenmiştir (Şekil 9.4b). Galenitler özşekilsiz olup en büyük tane boyu 200 mikrondur. Sfaleritler özşekilsiz ve değişik tane boylarında olup eser miktarda kalkopirit kapanımı içermektedir. Kalkopiritler özşekilsiz serbest taneler halinde (eser miktarda) ya da sfalerit içinde kapanımlar şeklinde görülmüştür. Parlatma örneğinde yaklaşık 1 cm genişliğindeki limonitle boyanmış bir damar içinde pirit izlenmiştir. Mangan grubu mineraller özellikle limonite dönüşmüş piritler ile ilişkilidir. Pirit içinde eser miktarda martitleşmiş manyetit tespit edilmiştir. Hematit limonitler içerisinde veya 15-20 mikron tane boyutlu serbest taneler halinde ve eser miktarda tespit edilmiştir.



Şekil 9.4 a. Limonit içerisinde az oranda görülen lifsi mangan grubu mineralleri, b. kısmen piritten dönüşmüş araları dolduran limonit ile limonit içerisinde çok ufak kalkopirit reliktleri içeren kovellin oluşumları (Örnek No: KS-17-40) (LM: limonit, PRT: pirit, KVL: kovellin, KPR: kalkopirit)

KS-17-45 nolu örnekte görülen başlıca cevher minerali sfalerittir. Daha az miktarda galenit, pirit, kalkopirit ve sülfotuzlar tespit edilmiştir. Sfaleritler masif dokuda, özşekilsiz olup bazılarının içinde ufak sülfotuz tanecikleri bulunmaktadır (Şekil 9.5b). Galenitler özşekilsiz taneler halinde olup genellikle küçük boyutlu sülfotuz ve fahlerz

mineralleri içerirler (Şekil 9.5a). Düşük sıcaklıkta oluştukları düşünülen kolloform benzeri dokudaki özşekilsiz piritler (Ramdohr 1969) (Şekil 9.6a) kenarlarından itibaren markazite dönüşmüştür. Kalkopiritler özşekilsiz taneler halindedir. Esas olarak galenit daha az oranda da sfalerit içinde görülen sülfotuzların maksimum tane boyu 90 mikrondur. Bunların bazılarında SEM-EDS analizi yapılmış olup alınan sonuçlar aşağıda verilmiştir:

-Pb:%69.56, Sb:%9.34, As:%5.71, S:%15.

-Pb:%69.23, Sb:%9.83, As:%6.14, S:%14.80

-Pb:%68.96, Sb:%9.76, As:%4.69, S:%16.59

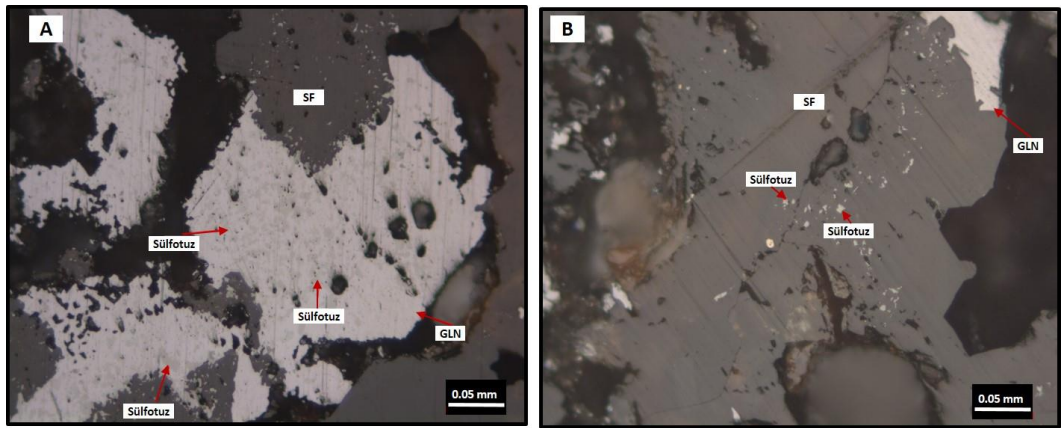
-Pb:%50.02, Ag:%15.41, Sb:%17.30, S:%17.27

-Ag:%9.77, Sb:%27.58, Cu:%33.27, S:%29.53

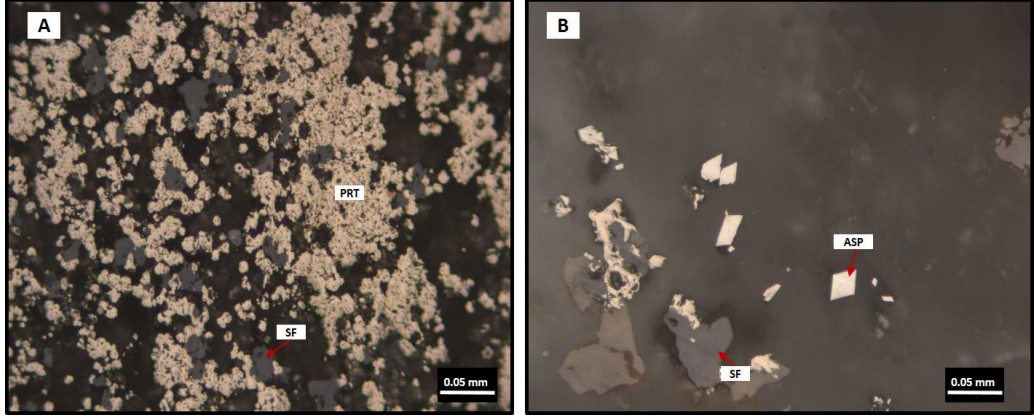
-Ag:%6*1.12,Sb:%10.17, Cu:%10.86, S:%17.85

-Ag:%70.67, Cu:%10.08, S:%19.25

Eser miktarda görülen fahlerz grubu mineraller kalkopirit ve sülfotuzlarla kenetlenmiş veya sülfotuzlar içerisinde ufak taneler şeklinde dağılmışlardır. Az oranda görülen arsenopiritler özşekilli olup en büyük tane boyu 40 mikrondur (Şekil 9.5b).

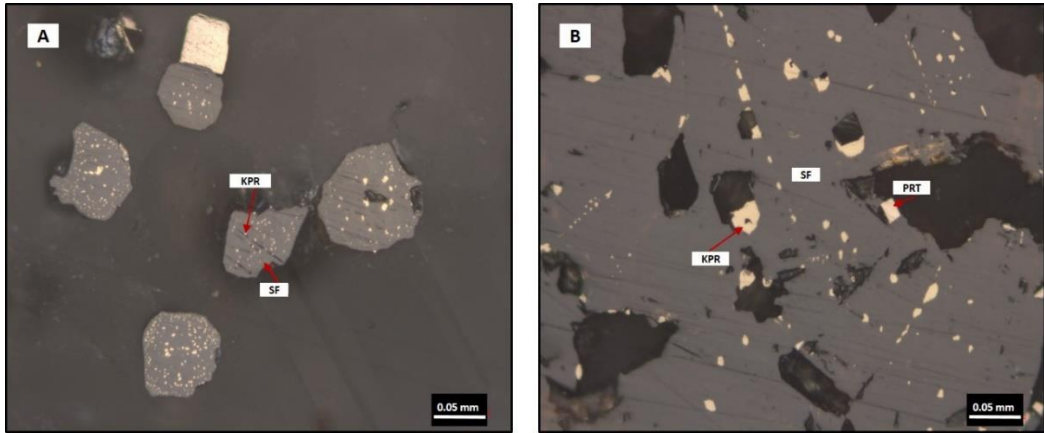


Şekil 9.5 a. Galenit içerisinde görülen sülfotuz ayrımları, b. sfalerit içerisinde görülen sülfotuz mineralleri (Örnek No: KS-17-45) (SF: sfalerit, GLN: galenit)



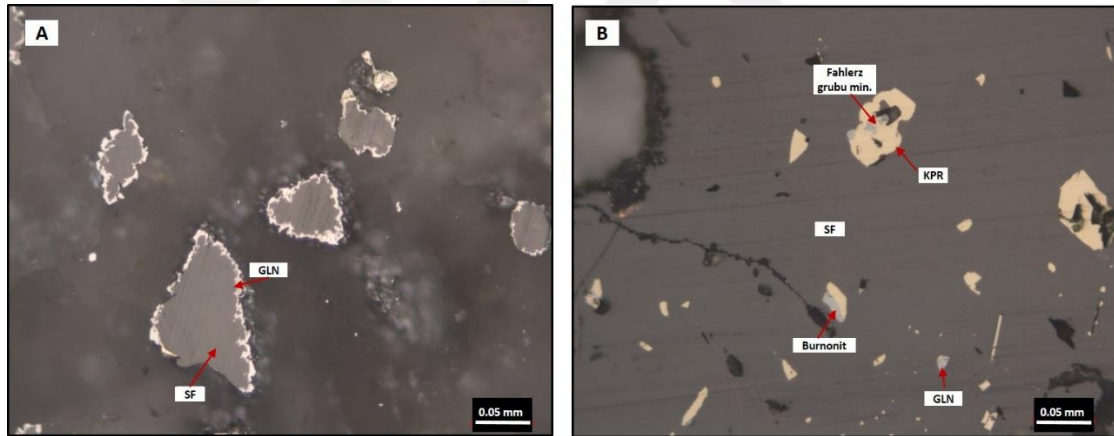
Şekil 9.6 a. Kolloform benzeri, framboidal dokudaki pirit, b. az oranda görülen özşekilli arsenopirit (Örnek No: KS-17-45) (SF: sfalerit, PRT: pirit, ASP: arsenopirit)

KS-17-55 nolu örneğin başlıca cevher mineralleri sfalerit ve pirittir. Az miktarda kalkopirit, eser miktarda ise galenit ve fahlerz grubu mineraller ve bulanjerit (1 adet) tespit edilmiştir. Sfaleritler özşekilsiz olup irili ufaklı taneler halindedir. Bazıları kalkopirit kapanım ve ayrılımları içermektedir (Şekil 9.7a). Kalkopiritler, bazı serbest sfalerit tanelerinde ya da piritlerin arasını dolduran sfaleritlerdeki boşlukların bir kısmında izlenmiştir. Sfalerit içerisinde görülen yuvarlağımsı sülfotuz (bulanjerit) kalkopirit ile kenetlidir. Piritler özşekilli ve yarı özşekilli olup serbest taneler halinde sfaleritlerin çatlaklarında, özşekilli kapanımlar şeklinde sfaleritler içinde (Şekil 9.7b) ve yarı özşekilli olarak sfaleritle kenetli şekilde izlenmiştir. Az miktarda görülen kalkopiritler serbest taneler halinde ya da sfaleritlerle kenetli olarak bulunmaktadır. Eser miktarda görülen fahlerz grubu mineraller özşekilli piriti kısmen kuşatmış olarak ya da kalkopiritle kenetli olarak görülmüştür.



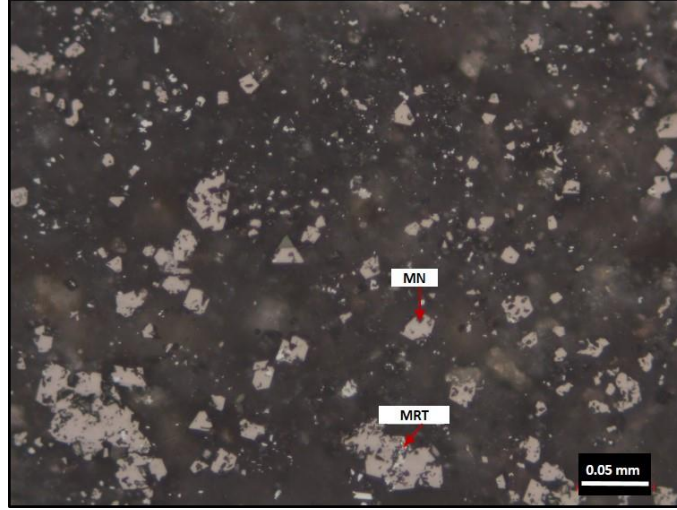
Şekil 9.7 a. Kalkopirit ayrılımları içeren sfalerit, b. özşekilli kapanımlar şeklinde sfalerit içerisinde görülen pirit ile sfalerit içerisinde bulunan kalkopirit kapanım ve ayrılımları (Örnek No: KS-17-55) (SF: sfalerit, PRT: pirit, KPR: kalkopirit)

KS-17-58 nolu örnek başlıca sfalerit, daha az miktarda pirit, galenit, kalkopirit ve eser miktarda fahlerz grubu mineraller ile burnonit içermektedir. İrili ufaklı sfaleritler küçük boyutlu galenit ve kalkopirit barındırırlar. Galenit bazen sfaleritin kenar kısımlarını kuşatmış olarak görülür (Şekil 9.8a). Bazı sfaleritlerin etrafında ise submikroskopik boyutlu galenitler bulunmaktadır. Sfaleritten daha az oranda görülen piritler öz-yarı özşekilli taneler halindedir. Piritten daha sonra oluştuğu düşünülen sfaleritler özşekilli pirit kapanımları içermektedir. Galenitler bazen özşekilli piritleri de kuşatmış durumdadır. Eser miktarda görülen fahlerz grubu mineraller, sfalerit içinde kalkopirit ile kenetli olarak bulunur (Şekil 9.8b). Burnonit sfalerit içerisinde ve kalkopiritle kenetli olarak tespit edilmiştir.



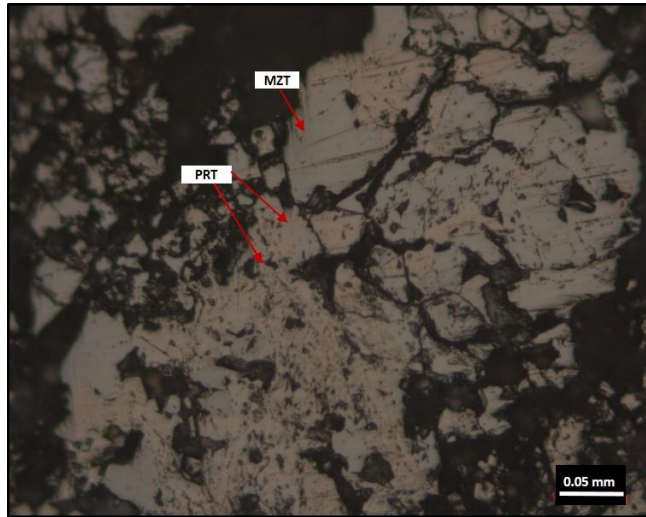
Şekil 9.8 a. Sfaleritin etrafını kuşatmış olan galenit, b. sfalerit içinde kapanım halindeki kalkopiritle kenetli olan fahlerz grubu mineraller ile kalkopiritle kenetli olan burnonit minerali (Örnek No: KS-17-58) (SF: sfalerit, PRT: pirit, GLN: galenit, KPR: kalkopirit)

KS-17-63 nolu örnek çok miktarda saçınımlı manyetit içermektedir. Manyetitler özşekilsiz, yarı özşekilli veya özşekilli olup en büyük tane boyları 240 mikrondur. Özşekilsiz manyetitler kısmen veya tamamen martitleşmiştir (Şekil 9.9). Örnekte ayrıca küçük tanecikler halinde ya da gang minerali içerisinde rutil görülmüştür.



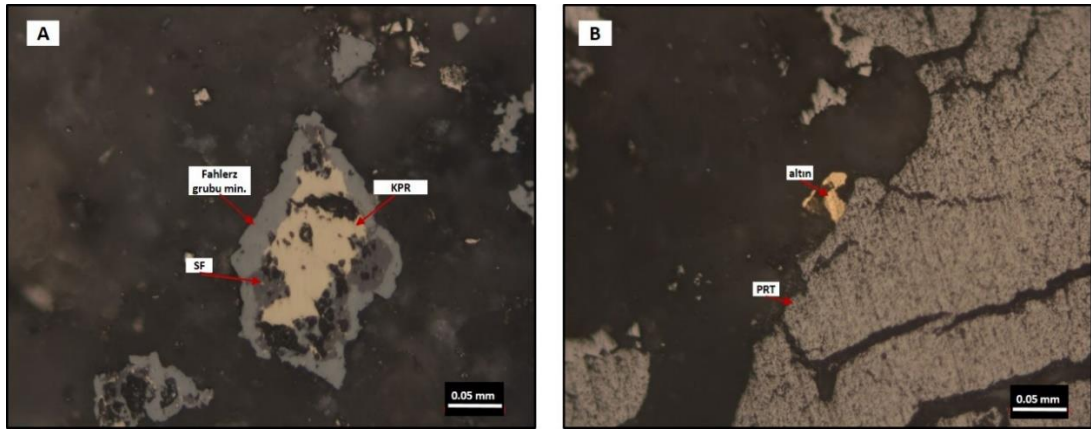
Şekil 9.9 Özşekilsiz ve yarı özşekli görülen manyetitler ile bazı alanlarda görülen kısmen veya tamamen hematit dönüşümleri (martitleşme) (Örnek No: KS-17-63) (MN: manyetit, MRT: martitleşme)

KS-18-5 nolu örnek başlıca masif dokuda olan pirit içerir. Piritler bol çatlaklı olarak izlenmekle beraber bazen özşekilsiz küçük taneler halinde de görülürler. Piritler büyük ölçüde markazite dönüşmüştür (Şekil 9.10). Pirit taneleri arasında eser miktarda kaydedilen manyetitler özşekilsizdir. Az miktardaki lifsi mangan grubu mineraller piritlerin arasında bulunmaktadır. Özşekilsiz serbest taneler halinde görülen sfalerit ve rutillerin ulaştıkları en büyük tane boyu 110 mikrondur.



Şekil 9.10 Pirit tanelerinin markazite dönüşümleri (Örnek No: KS-18-5) (MZT: Markazit, PRT:pirit)

KS-18-12 nolu örnek farklı tane boylarında özşekilsiz pirit taneleri içermektedir. Daha az miktarda ise manyetit, fahlerz grubu mineraller, kalkopirit ve sfalerit ile eser miktarda altın ve bizmut içeren mineraller tespit edilmiştir. Örnekte iki farklı pirit jenerasyonu dikkat çekmektedir. Birinci grup piritler özşekilsiz irili ufaklı taneler halinde olup yer yer markazite dönüşmüştür. Diğeri gruba ait piritler ise çok ince tanelerin bir araya gelmesiyle oluşmuştur. Bunlar özşekilsiz ya da kolloform benzeri dokuda görülür. Kenarlarından itibaren martitleşmiş (hematite dönüşüm) olan manyetitler boyutları 112 mikrona kadar varabilen özşekilsiz ve yarı özşekilli taneler halinde izlenirler. Fahlerz grubu mineraller, sfalerit ve kalkopiritle birlikte bulunur. Bazen kalkopiriti ornatmış olarak izlenen fahlerz mineraller adacıklar şeklinde ufak kalkopirit taneleri içerir. Bu mineraller kalkopirit ayrımları içeren sfaleritleri kuşatmış olarak da görülür (Şekil 9.11a). Fahlerz grubu mineraller içinde (sadece bir adet tanede) enarjit izlenmiştir. Özşekilsiz serbest taneler halinde de görülen kalkopiritlerde tespit edilen en büyük tane boyu 110 mikrondur. Bu örnekte, 8-10 mikron tane boyutundaki pirit içerisinde gömülü şekilde, piritle kenetli olarak 45 mikron boyutunda ve serbest tane olarak 15 mikron boyutunda olmak üzere örnekte 3 adet altın tanesi tespit edilmiştir (Şekil 9.11b). Aynı örnekteki bizmut minerali özşekilsiz, 90 mikron tane boyutunda ve serbest tane halindedir.



Şekil 9.11 a. Kalkopiriti ornatmış halde gözlenen ile kalkopirit ayrımları içeren sfaleritleri kuşatmış fahlerz grubu mineraller, b. pirit ile gang arasında yer alan altın (Örnek No: KS-18-12) (SF: sfalerit, PRT: pirit)

Yapılan incelemeler ışığında, her bir cevher mineralinin farklı tiplerde görüldüğü belirlenmiştir. Bunlardan ilki olan pirit mineralinde 3 farklı tipte oluşum görülmüştür. Bunlardan ilki genellikle özşekilli ve yarı özşekilli, iri-orta tane boyutlu kataklastik doku gösteren piritlerdir. Bununla birlikte, bazı taneler sfalerit, fahlerz grubu mineralleri, manyetit, limonit ile bulunmakla birlikte markazite dönüşmüştür. Oldukça düşük sıcaklıkta oluşan Upper Silesia-Aachen-Missouri tipindeki Pb-Zn yataklarında görülen büyük miktardaki markazit, pirit ve kolloform piritlerle yakın ilişkilidir (Ramdohr 1969). İkinci gruba ait olan piritler tamamen öz şekilsiz olup sfaleritin içinde yer alır. Bazı piritlerin sınırları markazit tarafından çevrelenmiştir. Üçüncü grubu oluşturan piritler ise framboidal dokudadır. Ramdohr (1969)'a göre bu yapı hidrotermal yapılara benzemekte ve oldukça farklı boyutlarda olabilmektedir.

Yapılan incelemeler, sfaleritin üç ayrı tipte oluştuğunu göstermiştir. Birincisi orta-iri taneli, yarı özşekilli, iç yansıma görülen, bazen pirit ile birlikte bulunan ve içerisinde herhangi bir mineral kapanımı barındırmayan sfaleritlerdir. Bazılarının etrafını kabuk şeklinde galenit çevrelemiştir. İkinci grup sfaleritler özşekilsiz ve kalkopirit ayrılımları veya kapanımları içermektedir. Üçüncü grup ise daha iri tane boyuna sahip, bazı durumlarda galenitlerle birlikte görülen ve içlerinde yer yer sülfotuz mineralleri, fahlerz grubu mineraller, pirotin, pirit, markazit veya galenitin yer aldığı sfaleritlerdir.

Kalkopirit minerali sfalerit içerisinde iki ayrı formda bulunmaktadır. İlkinde damla ve çubuk şeklinde uzanmış kalkopirit taneleri rastgele yayılmışlardır. Barton ve Bethke (1987) tarafından "chalcopyrite disease" olarak adlandırılan bu durum, cevher yerleşmesinden sonra soğuma sırasında meydana gelen eksolüsyon yapısını tanımlar. Bu yapı uzun bir süre, soğuma esnasında önceden var olan karışmamış tek fazlı homojen bir çözeltide gelişen eksolüsyon olarak yorumlanmıştır. Ancak, Craig (2001) "kalkopirit disease"i oluşturan tek bir mekanizmanın olmadığını belirtmiştir. Barton ve Bethke (1987)'ye göre birlikte çökelme ve ikincil alterasyon bu dokuyu oluşturmakta, Mizuta ve Scott (1997)'ye göre ise eksolüsyon bu dokuların çok az bir kısmını etkilemektedir. Ayrıca, Wiggins ve Craig (1980) ile Hutchison ve Scott (1981)'in yaptıkları deneysel çalışmalar, sıcaklık 500°C üzerine çıkmadığı sürece kalkopiritin sfalerit içerisinde önemli ölçüde çözünemeyeceğini göstermiştir. Daha ayrıntılı cevher mikroskobisi çalışmalarında ise (Barton 1978, Barton ve Bethke 1987), bazı kalkopiritlerin birkaç yüz

mikron boyutunda olduğu ve mirmekitik ya da çubuk benzeri yapılar gösterdiği ortaya konulmuştur. Barton ve Bethke (1987), kalkopirite ait bu tür yapıların sfalerit oluşması sırasında epitaksial büyüme veya bakırca zengin akışkanların sfaleriti ornatması sonucunda meydana geldiğini ileri sürmüştür. Ayrılım dokusunda görülen diğer bir yapı ise farklı boyutlardaki kalkopirit tanelerinin düzgün şekiller halinde ayrılımıdır. Rhamdohr (1969) bu durumun söz konusu tanelerin ornatma kalıntılarına hatalı yerleşmesi nedeniyle oluştuğunu savunmuştur. Kalkopiritin sfalerit içerisinde bulunduğu ikinci durumda ise; kalkopirit taneleri kenar ve köşelerini koruyarak kapanım şeklinde oluşurlar. Bu tür örneklerde kalkopiritler sfaleritten daha yaşlıdır. Kalkopiritlerin reliklerinde yer alan kovellinler kalkopiritin dönüşüm ürünüdür.

Manyetit genellikle öz şekilsiz olup, özşekilli olan taneleri kısmen veya tamamen limonite dönüşmüştür. Bazı örneklerde öz şekilli romboeder manyetit tanelerinin kenarlarında martitleşme izlenmiştir. Bazı manyetit taneleri arasında da kalkopirit ayrılımları içeren sfalerit bulunmaktadır. Bu durumda olan manyetitler sfaleritten daha genç oluşumludur. Ayrıca, özşekilli manyetitlerin de sekonder yapılı limonitlere dönüştüğü belirlenmiştir. Galenitler üç farklı tipte izlenmiştir. İlk olarak, sfaleritlerle eş yaşlı olduğu düşünülen ve mineral sınırları ortak olan özşekilsiz galenitlerdir. İkinci tipte gelişen galenitler ise genellikle özşekilsiz veya yarı özşekilli olup, içlerinde sülfotuz ve fahlerz mineral ayrılımları içermektedir. Üçüncü galenit tipi ise sfalerit tanelerini kabuk şeklinde sarmıştır. Bu durum Rhamdohr (1969) tarafından, gözle görülemeyecek kadar küçük gang ya da oksit minerallerinin sfaleritin girintili kenarlarında ince kabuk bağlaması şeklinde açıklanmıştır. Mangan grubu mineraller çatlakların arasını doldurur biçimde yer alıp ikincil olarak oluşmuşlardır. Sülfotuzlar genellikle sfalerit ve galenit içerisinde ayrılım şeklinde görülmektedir.

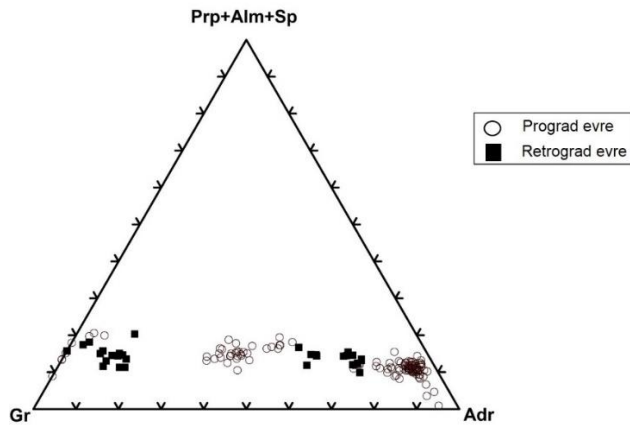
10. ANALİZ ve BULGULAR

10.1 Elektron Mikroprob Çalışmaları

10.1.1 Granat ve piroksen minerallerinin kimyasal bileşimleri

Granat ve piroksen minerallerinin uç bileşenlerini hesaplamak için sırasıyla 24 ve 6 oksijen molekülü esas alınmıştır. Granatlara ait ferrik demir (Fe^{+3}) konsantrasyonu ise Droop (1987)'ye göre hesaplanmıştır. Bu minerallere ait kimyasal kompozisyonlar ve uç bileşen hesaplamaları sırasıyla çizelge 10.1 ve 10.2'de verilmiştir.

Granatlardaki grossular içeriği % 2.39 ile 90.44 mol arasında değişmekte ve andradit içeriği ise % 91.63 mol'e kadar ulaşmaktadır. MnO % 1.04'e kadar çıkmaktadır. Granatlardaki toplam pirop, almandin ve spessardin içerikleri % 20.80 mol'den düşük olup birçoğu grossular –andradit katı çözelti serine aittir. Skarn zonlarında, prograd evreye ait granatlar And 7.38-94.62 Grs 2.41-90.04 Prs 3.57-20.51, retrograd evreye ait granatlar ise And 3.94-70.59 Grs 16.05-79.67 Prs 9.74-19.98 bileşimindedir (Prs=piralspit=pirop+spessardin+almandin) (Şekil 10.1). Prograd evreye ait granat örneklerinde andradit içeriği ile birlikte grossulara doğru bir geçiş görülürken retrograd evredeki granatların bir kısmı grossularca zengin bir kısmı ise andradit ağırlıklı andradit-grossular geçiş alanındadır.



Şekil 10.1 Prograd ve retrograd evreye ait granatların kimyasal bileşimindeki değişimler (Gr: Grossular, Adr: Andradit, Prp: Pirop, Sps: Spessardin, Alm: Almandin)

Çizelge 10.1 Skarn zonuna ait granatların elektron mikroprob değerleri (%)

Skarn zonu ve evresi	Endoskarn Retrograd				Ekzoskarn-Prograd								
Mineral Fasiyesi	Pj-Gr-Prk				Gr								
Örnek No	B-KS3-4-2-2 (K)	B-KS3-4-2-2 (K)	B-KS3-4-2-2 (M)	B-KS3-4-2-10	B-KS3-7-1(K)	B-KS3-7-1(K)	B-KS3-7-1(K)	B-KS3-7-1(K)	B-KS3-7-1(K)	B-KS3-7-1(K)	B-KS3-7-1(M)	B-KS3-7-4 (K)	B-KS3-7-4 (K)
SiO ₂	36,21	36,74	37,28	36,98	35,75	36,08	35,75	37,01	37,32	36,51	36,18	36,71	
TiO ₂	0,55	0,03	0,54	0,33	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	
Al ₂ O ₃	4,14	3,98	4,03	4,17	1,35	0,81	1,02	1,32	1,39	1,50	0,64	0,55	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	
FeO	26,26	26,67	26,54	26,00	30,20	31,10	30,66	30,29	29,89	29,69	32,26	32,24	
MnO	0,56	0,47	0,51	0,47	0,31	0,23	0,38	0,30	0,33	0,35	0,58	0,55	
MgO	0,09	0,27	0,11	0,08	0,22	0,15	0,23	0,24	0,19	0,33	0,05	0,03	
CaO	30,85	30,07	29,84	30,61	32,21	32,12	31,16	31,11	30,47	30,51	29,68	29,74	
Toplam	98,67	98,23	98,86	98,65	100,10	100,54	99,21	100,26	99,58	98,90	99,41	99,81	
12 oksijen göre hesaplanan katyonlar													
Si	2,98	3,04	3,07	3,04	2,93	2,95	2,96	3,03	3,07	3,02	3,01	3,04	
Ti	0,03	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,40	0,39	0,39	0,40	0,13	0,08	0,10	0,13	0,13	0,15	0,06	0,05	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ⁺³	1,56	1,53	1,40	1,47	2,01	2,02	1,98	1,82	1,72	1,80	1,92	1,87	
Fe ⁺²	0,24	0,31	0,42	0,32	0,06	0,10	0,14	0,25	0,34	0,25	0,32	0,36	
Mn	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	
Mg	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	0,00	
Ca	2,72	2,66	2,63	2,70	2,82	2,81	2,76	2,73	2,69	2,71	2,64	2,64	
Uç bileşenler (mol %)													
Alm	8,08	10,20	13,60	10,49	1,91	3,54	4,79	8,31	11,05	8,34	10,58	11,82	
Prp	0,36	1,07	0,42	0,33	0,93	0,61	0,94	0,95	0,74	1,34	0,19	0,12	
Grs	18,13	17,65	18,10	18,83	5,86	3,53	4,47	5,89	6,37	6,71	2,79	2,40	
Sps	1,30	1,09	1,14	1,07	0,73	0,53	0,90	0,69	0,75	0,80	1,35	1,27	
Uvr	0,00	0,04	0,07	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	
Adr	70,59	69,86	65,12	68,30	90,43	91,64	88,86	84,15	81,09	82,75	85,01	84,39	

K: Kenar, M: Merkez

Çizelge 10.1 Skarn zonuna ait granatların elektron mikroprob değerleri (%) (devam)

Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn-Prograd												
Mineral Fasiyesi	Gr												
Örnek No	B-KS3-7-4 (K)	B-KS3-7-4 (K)	B-KS3-7-4 (M)	B-KS3-7-6 (M)	B-KS3-7-6 (K)	B-KS3-7-6 (K)	B-KS3-7-6 (K)	B-KS3-7-6 (K)	B-KS3-7-6 (K)	B-KS3-7-7 (M)	B-KS3-7-7 (K)	B-KS3-7-7 (K)	B-KS3-7-7 (K)
SiO ₂	36,03	36,10	36,58	37,72	37,21	36,16	36,74	36,72	37,01	35,92	37,05	36,23	
TiO ₂	0,01	0,03	0,02	0,20	0,14	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	
Al ₂ O ₃	1,10	1,44	0,76	3,85	2,50	2,41	1,48	0,88	0,99	0,89	1,21	1,36	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
FeO	31,34	30,55	31,75	26,92	28,33	28,56	29,95	30,69	30,82	30,66	30,15	30,03	
MnO	0,46	0,51	0,46	0,27	0,22	0,22	0,30	0,23	0,26	0,32	0,88	0,34	
MgO	0,02	0,08	0,05	0,18	0,21	0,26	0,31	0,18	0,25	0,22	0,35	0,28	
CaO	30,23	29,93	30,08	31,04	31,06	30,75	30,53	30,61	30,49	30,56	30,10	30,43	
Toplam	99,19	98,64	99,70	100,18	99,67	98,37	99,35	99,34	99,82	98,57	99,76	98,67	
12 oksijen göre hesaplanan katyonlar													
Si	2,99	3,01	3,03	3,06	3,05	3,00	3,03	3,04	3,05	2,99	3,05	3,01	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,11	0,14	0,07	0,37	0,24	0,24	0,14	0,09	0,10	0,09	0,12	0,13	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ⁺³	1,91	1,84	1,87	1,49	1,65	1,76	1,79	1,84	1,81	1,92	1,78	1,84	
Fe ⁺²	0,27	0,29	0,32	0,34	0,29	0,22	0,28	0,29	0,31	0,21	0,29	0,24	
Mn	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,02	
Mg	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	
Ca	2,69	2,67	2,67	2,70	2,72	2,73	2,70	2,71	2,69	2,73	2,65	2,71	
Uç bileşenler (mol %)													
Alm	8,99	9,71	10,68	10,91	9,48	7,31	9,10	9,46	10,14	7,18	9,55	8,06	
Prp	0,07	0,32	0,19	0,69	0,82	1,07	1,25	0,72	1,01	0,90	1,42	1,15	
Grs	4,79	6,32	3,34	17,26	11,31	10,76	6,61	3,98	4,43	3,98	5,37	6,07	
Sps	1,08	1,20	1,06	0,59	0,51	0,52	0,70	0,54	0,60	0,75	2,02	0,79	
Uvr	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	
Adr	85,04	82,36	84,67	69,95	77,47	80,35	82,23	85,22	83,81	87,18	81,60	83,93	

K: Kenar, M: Merkez

Çizelge 10.1 Skarn zonuna ait granatların elektron mikroprob değerleri (%) (devam)

Skarn zonu ve evresi	Endoskarn-Prograd										Ekzoskarn-Prograd	
Mineral Fasiyesi	Gr-Prk										Vezüv-Prk-Gr	
Örnek No	D-KS1-9-1 (K)	D-KS1-9-1 (M)	D-KS1-9-1 (K)	D-KS1-9-4 (K)	D-KS1-9-4 (M)	D-KS1-9-4 (K)	D-KS1-9-5	D-KS1-9-5	D-KS1-9-6	D-KS1-9-6	D-KS1-10-1	D-KS1-10-1
SiO ₂	38,76	39,19	38,65	38,25	39,59	39,39	39,20	38,92	37,75	38,74	41,41	41,32
TiO ₂	0,19	0,13	0,18	0,07	0,38	0,10	0,24	0,24	0,99	0,51	0,27	0,17
Al ₂ O ₃	10,06	10,31	9,49	10,29	10,37	11,13	10,24	9,91	7,78	7,57	16,89	18,60
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	18,33	18,14	18,98	17,34	19,69	16,84	17,95	18,63	22,13	22,84	9,15	7,35
MnO	0,84	0,77	0,60	0,39	0,80	0,36	0,55	0,98	0,66	0,63	1,05	0,48
MgO	0,20	0,24	0,18	0,16	0,15	0,16	0,15	0,24	0,16	0,13	0,31	0,51
CaO	31,14	31,19	31,43	31,98	30,29	31,83	31,52	30,85	30,19	30,29	31,21	31,36
Toplam	99,52	99,98	99,50	98,48	101,28	99,82	99,85	99,76	99,68	100,70	100,29	99,78
12 oksijen göre hesaplanan katyonlar												
Si	3,09	3,10	3,08	3,07	3,11	3,11	3,11	3,10	3,04	3,09	3,19	3,17
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,06	0,03	0,02	0,01
Al	0,94	0,96	0,89	0,97	0,96	1,04	0,96	0,93	0,74	0,71	1,53	1,68
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,86	0,81	0,92	0,88	0,78	0,73	0,80	0,85	1,06	1,05	0,06	0,00
Fe ⁺²	0,36	0,39	0,35	0,28	0,51	0,38	0,39	0,39	0,43	0,47	0,52	0,47
Mn	0,06	0,05	0,04	0,03	0,05	0,02	0,04	0,07	0,05	0,04	0,07	0,03
Mg	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,06
Ca	2,66	2,65	2,69	2,75	2,55	2,69	2,68	2,63	2,61	2,59	2,57	2,58
Uç bileşenler (mol %)												
Alm	11,65	12,42	11,17	9,05	16,33	12,20	12,48	12,45	13,89	15,17	16,38	15,02
Prp	0,77	0,90	0,71	0,63	0,58	0,60	0,58	0,90	0,63	0,50	1,11	1,87
Grs	44,60	45,81	42,47	46,73	44,29	50,48	46,32	43,74	33,40	32,95	76,38	81,66
Sps	1,82	1,65	1,30	0,86	1,70	0,78	1,18	2,12	1,46	1,36	2,14	0,98
Uvr	0,02	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Adr	40,60	38,79	43,84	42,52	36,06	35,65	38,76	40,12	47,91	48,61	3,23	0,00

K: Kenar, M: Merkez

Çizelge 10.1 Skarn zonuna ait granatların elektron mikroprob değerleri (%) (devam)

Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn-Prograd		Ekzoskarn Retrograd						
Mineral Fasiyesi	Vezüv-Prk-Gr		Vezüv-Gr						
Örnek No	D-KS1-10-3	D-KS1-10-3	KS-17-53-1 (K)	KS-17-53-1 (M)	KS-17-53-1 (K)	KS-17-53-3	KS-17-53-3	KS-17-53-3	KS-17-53-3
SiO ₂	41,40	41,28	39,88	40,32	39,38	39,19	39,87	40,39	
TiO ₂	0,19	0,21	0,46	0,79	0,36	0,48	0,40	1,96	
Al ₂ O ₃	15,87	19,91	16,23	16,56	15,81	16,57	15,25	18,44	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	
FeO	10,78	4,80	9,01	8,31	10,30	9,69	10,22	5,68	
MnO	0,57	0,59	0,63	0,37	0,37	0,43	0,32	0,45	
MgO	0,30	0,45	0,22	0,29	0,25	0,35	0,22	0,53	
CaO	31,10	31,53	31,70	31,69	31,63	31,68	31,90	31,60	
Toplam	100,22	98,75	98,13	98,32	98,10	98,39	98,18	99,07	
12 oksijen göre hesaplanan katyonlar									
Si	3,20	3,18	3,14	3,16	3,10	3,07	3,14	3,13	
Ti	0,01	0,01	0,03	0,05	0,02	0,03	0,02	0,11	
Al	1,45	1,81	1,50	1,53	1,47	1,53	1,42	1,68	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ⁺³	0,13	0,00	0,17	0,06	0,28	0,27	0,25	0,00	
Fe ⁺²	0,56	0,31	0,43	0,49	0,40	0,37	0,43	0,37	
Mn	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	
Mg	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,06	
Ca	2,57	2,60	2,67	2,66	2,67	2,66	2,69	2,62	
Uç bileşenler (mol %)									
Alm	17,55	10,30	13,44	15,21	12,81	11,94	13,46	11,95	
Prp	1,09	1,70	0,80	1,06	0,94	1,32	0,81	1,97	
Grs	72,92	86,14	74,77	77,72	70,96	72,00	71,37	79,67	
Sps	1,16	1,28	1,32	0,76	0,78	0,93	0,67	0,96	
Uvr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,06	
Adr	6,71	0,00	8,30	2,89	13,48	12,48	12,48	0,00	

K: Kenar, M: Merkez

Çizelge 10.2 Skarn zonuna ait klinopiroksenlerin elektron mikroprob değerleri (%)

Skarn zonu ve evresi	Endoskarn Retrograd									Endoskarn-Retrograd			
	Prk-Vezüv-Gr									Plj-Gr-Prk			
Mineral Fasiyesi													
Örnek No	B-KS3-1-3	B-KS3-1-3	B-KS3-1-3	B-KS3-1-3	B-KS3-1-3	B-KS3-1-3	B-KS3-1-3	B-KS3-1-3	B-KS3-1-3	B-KS3-4-2-4	B-KS3-4-2-4	B-KS3-4-2-4	B-KS3-4-2-4
SiO ₂	52,78	50,48	51,38	57,26	51,37	51,45	52,11	52,49	50,85	54,01	52,21	53,14	
TiO ₂	0,53	0,38	0,05	0,06	0,04	0,11	0,05	0,26	0,17	0,03	0,04	0,02	
Al ₂ O ₃	6,41	3,87	2,34	3,73	2,80	2,16	2,84	3,65	3,51	1,43	1,49	1,43	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
FeO	3,75	5,79	6,72	6,19	7,21	6,78	7,72	6,46	6,46	4,43	4,50	4,91	
MnO	0,25	0,18	0,03	0,01	0,02	0,04	0,07	0,22	0,44	0,65	0,60	0,63	
MgO	15,52	13,49	13,20	15,89	12,66	13,23	12,98	13,59	13,67	14,89	14,41	14,43	
CaO	21,07	22,52	22,60	19,84	22,41	22,51	21,41	22,33	23,97	23,70	23,99	23,97	
Na ₂ O	0,42	0,24	0,37	0,50	0,47	0,25	0,75	0,44	0,11	0,10	0,12	0,13	
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	
Toplam	100,72	96,95	96,70	103,52	97,00	96,56	97,97	99,47	99,19	99,23	97,37	98,67	
6 oksijen göre hesaplanan katyonlar													
Si	1,91	1,92	1,97	2,00	1,97	1,98	1,97	1,95	1,90	2,00	1,98	1,99	
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,27	0,17	0,11	0,15	0,13	0,10	0,13	0,16	0,15	0,06	0,07	0,06	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ⁺³	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	
Fe ⁺²	0,11	0,18	0,22	0,18	0,23	0,22	0,24	0,20	0,15	0,14	0,14	0,15	
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	
Mg	0,84	0,77	0,75	0,83	0,72	0,76	0,73	0,75	0,76	0,82	0,81	0,80	
Ca	0,82	0,92	0,93	0,74	0,92	0,93	0,87	0,89	0,96	0,94	0,97	0,96	
Na	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,06	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	
Uç bileşenler (mol %)													
Diy	87,38	80,11	77,70	81,82	75,73	77,56	74,80	78,37	82,02	83,93	83,43	82,26	
Hed	11,84	19,28	22,20	18,15	24,20	22,29	24,96	20,91	16,50	14,01	14,61	15,71	
Joh	0,78	0,60	0,10	0,03	0,07	0,15	0,24	0,72	1,49	2,07	1,97	2,03	
Mn/Fe	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,09	0,15	0,13	0,13	

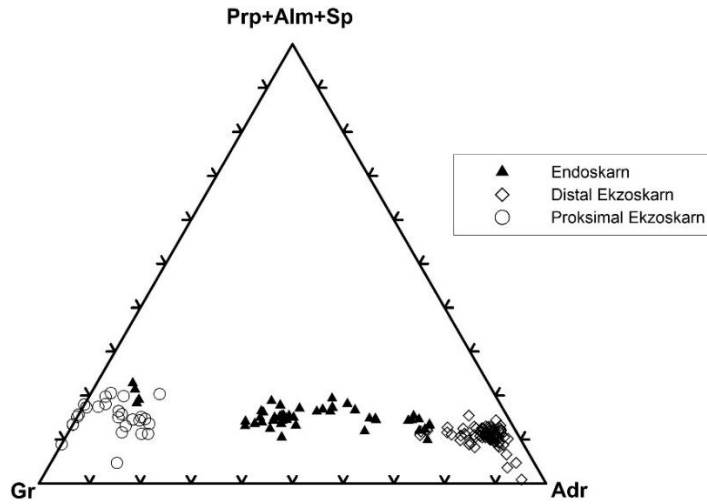
Çizelge 10.2 Skarn zonuna ait klinopiroksenlerin elektron mikroprob değerleri (%) (devam)

Skarn zonu ve evresi	Endoskarn-Retrograd											
Mineral Fasiyesi	Plj-Gr-Prk											
Örnek No	B-KS3-4-2- 4	B-KS3-4-2- 4	B-KS3-4-2- 4	B-KS3-4-2- 4	B-KS3-4-2- 5	B-KS3-4-2- 5	B-KS3-4-2- 5	B-KS3-4-2- 5	B-KS3-4-2- 5	B-KS3-4-2- 5	B-KS3-4-2- 5	B-KS3-4-2- 5
SiO ₂	49,42	51,39	54,61	55,90	53,83	55,11	53,96	53,04	55,52	51,98	54,44	55,54
TiO ₂	0,03	0,09	0,14	0,06	0,03	0,04	0,05	0,04	0,00	0,08	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	4,09	2,56	1,23	1,73	0,77	2,14	1,75	1,87	0,40	3,51	0,44	1,20
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	8,28	5,73	1,07	2,43	9,68	5,12	8,29	5,19	0,83	7,62	10,76	4,14
MnO	0,49	0,65	0,09	0,28	0,64	0,80	0,87	0,76	0,10	0,82	0,46	0,69
MgO	12,42	13,75	16,25	16,53	12,40	15,12	13,48	14,36	17,13	13,09	12,15	15,74
CaO	23,60	23,77	24,08	23,68	22,46	23,78	23,28	23,87	24,46	23,59	22,66	23,94
Na ₂ O	0,17	0,13	0,50	0,35	0,89	0,11	0,33	0,14	0,13	0,18	0,76	0,12
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Toplam	98,49	98,09	97,97	100,99	100,70	102,22	102,01	99,27	98,56	100,87	101,66	101,41
6 oksijen göre hesaplanan katyonlar												
Si	1,87	1,94	2,02	2,01	2,00	1,99	1,97	1,97	2,04	1,92	2,01	2,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,18	0,11	0,05	0,07	0,03	0,09	0,08	0,08	0,02	0,15	0,02	0,05
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,09	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Fe ⁺²	0,17	0,17	0,03	0,07	0,27	0,15	0,25	0,16	0,03	0,22	0,32	0,13
Mn	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02
Mg	0,70	0,77	0,90	0,89	0,69	0,81	0,73	0,80	0,94	0,72	0,67	0,85
Ca	0,96	0,96	0,95	0,91	0,89	0,92	0,91	0,95	0,96	0,93	0,90	0,93
Na	0,01	0,01	0,04	0,02	0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01
Uç bileşenler (mol %)												
Diy	78,75	80,53	96,12	91,56	70,24	81,97	72,37	81,11	97,03	74,94	66,51	85,29
Hed	19,49	17,32	3,56	7,56	27,70	15,57	24,98	16,44	2,64	22,40	32,07	12,58
Joh	1,75	2,16	0,31	0,88	2,07	2,46	2,65	2,45	0,32	2,66	1,42	2,13
Mn/Fe	0,09	0,12	0,09	0,12	0,07	0,16	0,11	0,15	0,12	0,12	0,04	0,17

Çizelge 10.2 Skarn zonuna ait klinopiroksenlerin elektron mikroprob değerleri (%) (devam)

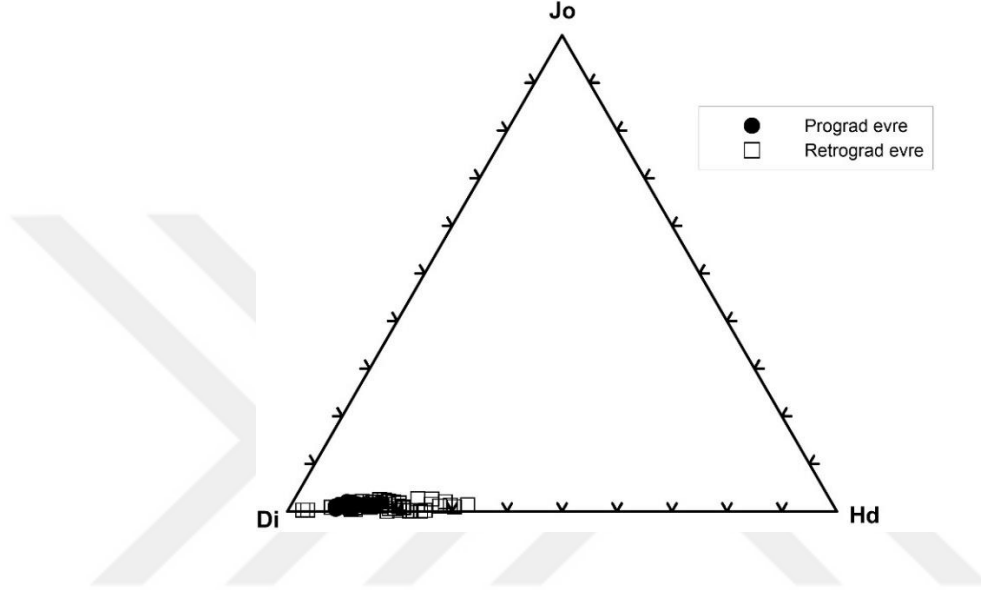
Skarn zonu ve evresi	Endoskarn-Prograd						Endoskarn-Retrograd					
Mineral Fasiyesi	Gr-Prk						Gr-Prk					
Örnek No	D-KS1-9-2	D-KS1-9-2	D-KS1-9-2	D-KS1-9-3	D-KS1-9-3	D-KS1-9-3	KS-17-61-2	KS-17-61-2	KS-17-61-2	KS-17-61-2	KS-17-61-3	KS-17-61-3
SiO ₂	53,92	53,23	54,19	54,13	54,45	53,49	51,51	47,82	50,93	52,46	53,21	47,18
TiO ₂	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,03	0,07	0,00	0,07	0,25
Al ₂ O ₃	2,37	1,61	1,52	1,63	1,57	2,12	0,83	3,50	2,91	0,77	1,19	7,51
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	3,36	4,21	3,31	3,12	2,72	4,66	7,44	11,01	5,10	6,35	5,20	5,96
MnO	0,20	0,50	0,28	0,65	0,17	0,43	0,46	0,43	0,30	0,36	0,36	0,12
MgO	15,74	14,76	15,67	15,69	16,25	14,67	13,74	11,66	14,50	14,29	14,61	13,03
CaO	24,20	23,97	24,17	24,08	24,32	23,97	24,31	22,33	23,54	23,47	22,85	23,42
Na ₂ O	0,05	0,08	0,11	0,09	0,06	0,07	0,04	0,03	0,03	0,02	0,40	0,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,05	0,01
Toplam	99,86	98,36	99,26	99,42	99,56	99,43	98,33	96,85	97,38	97,71	97,89	97,54
6 oksijen göre hesaplanan katyonlar												
Si	1,98	1,99	2,00	1,99	2,00	1,98	1,95	1,86	1,92	1,99	2,00	1,78
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	0,10	0,07	0,07	0,07	0,07	0,09	0,04	0,16	0,13	0,03	0,05	0,33
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,12	0,02	0,00	0,00	0,09
Fe ⁺²	0,10	0,13	0,10	0,10	0,08	0,14	0,17	0,24	0,14	0,20	0,16	0,09
Mn	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	0,86	0,82	0,86	0,86	0,89	0,81	0,78	0,68	0,82	0,81	0,82	0,73
Ca	0,95	0,96	0,95	0,95	0,96	0,95	0,99	0,93	0,95	0,95	0,92	0,95
Na	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Uç bileşenler (mol %)												
Diy	88,74	84,81	88,62	88,12	90,92	83,69	80,85	73,02	84,31	79,15	82,38	88,16
Hed	10,63	13,57	10,49	9,82	8,55	14,92	17,62	25,46	14,68	19,73	16,45	11,40
Joh	0,62	1,62	0,89	2,06	0,53	1,39	1,52	1,53	1,00	1,13	1,17	0,44
Mn/Fe	0,06	0,12	0,08	0,21	0,06	0,09	0,09	0,06	0,07	0,06	0,07	0,04

Endoskarna ait granatlar genellikle grossular (Al'ca zengin) ve ağırlıklı olarak andradit-grossular geçiş alanındadır. Proksimal eksokarna ait granatlar, grossular bakımından zengin olup bunlara vezüvyanit eşlik eder. Distal ekzoskarda yer alan granatlarda ise andradit (Fe^{+3} 'ce zengin) bileşimi baskındır (Şekil 10.2). Skarnlardaki bu tip değişimler genellikle metazomatik zonlanmayı öngörmekle beraber (Korzhinskii 1968, 1970) akışkan dinamikleri (difüzyon, infiltrasyon), akışkan kimyası (pH), basınç (P), sıcaklık (T) ve ana kayaç bileşim değişimini yansıtır (Gasper vd. 2008). Endoskarn oluşumunun başlarında magmadan türeyen HNTE'ce zengin ve ANTE'ce tüketilmiş akışkanlar karbonat birimlerinin etrafını kuşatarak skarn minerallerinin oluşumunu sağlar. Prograd evrenin oluştuğu $CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2$ akışkan sistemi, grossular, Al'ca zengin andradit, hedenberjit, vollastonit ve kuvars ile temsil edilir (Xiuo vd. 2018). Demirce zengin minerallerin ortaya çıkmasıyla, birçok skarn da difüzyon (etkileşen skarn) metasomatizmadan advectif (infiltrasyon) metasomatizmasına bir geçiş olur (Meinert 1982, Meinert vd. 2005). Difüzyon metasomatizmasının infiltrasyon metasomatizmasına geçişini gösteren en önemli belirteç endoskardan ekzoskarna doğru andradit bileşiminin artmasıdır (Xiuo vd. 2018). Keban sahasındaki granatlarda da endoskardan distal ekzoskarna doğru andradit bileşiminde bir artış gözlenmektedir.



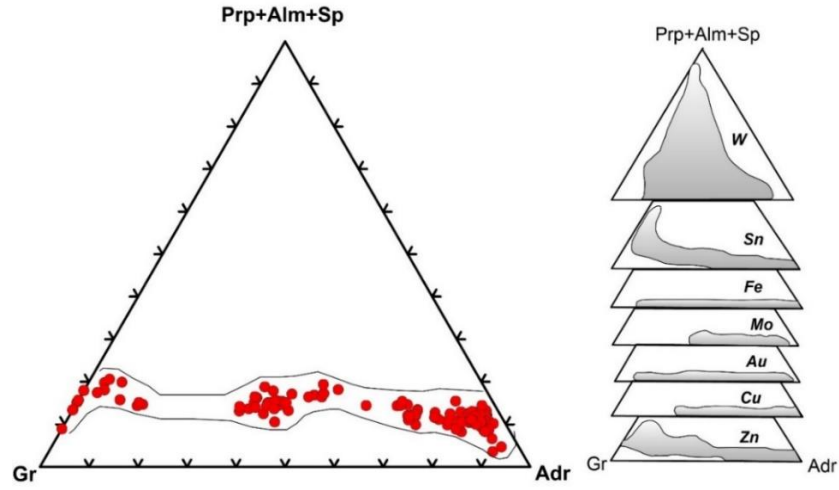
Şekil 10.2 Endoskarn ve ekzoskarna ait granatların kimyasal bileşimindeki değişimler (Gr: Grossular, Adr: Andradit, Prp: Pirop, Sps: Spessardin, Alm: Almandin)

Endoskarna ait piroksenler ise klinopiroksen türünde olup bileşimleri Hed_{2.64-15.96} Diy_{70.23-90.76} Joh_{0.31-2.65} şeklindedir (Şekil 10.3). Prograd evreye ait granat-piroksen skarndaki klinopiroksenlerde, diyopsit bileşimi baskın iken retrograd evredeki piroksenlerde hedenberjite doğru bir yönelim görülür. Prograd evrede demirin büyük bir kısmı Mg ile birlikte diyopsit yapısına girmiştir.

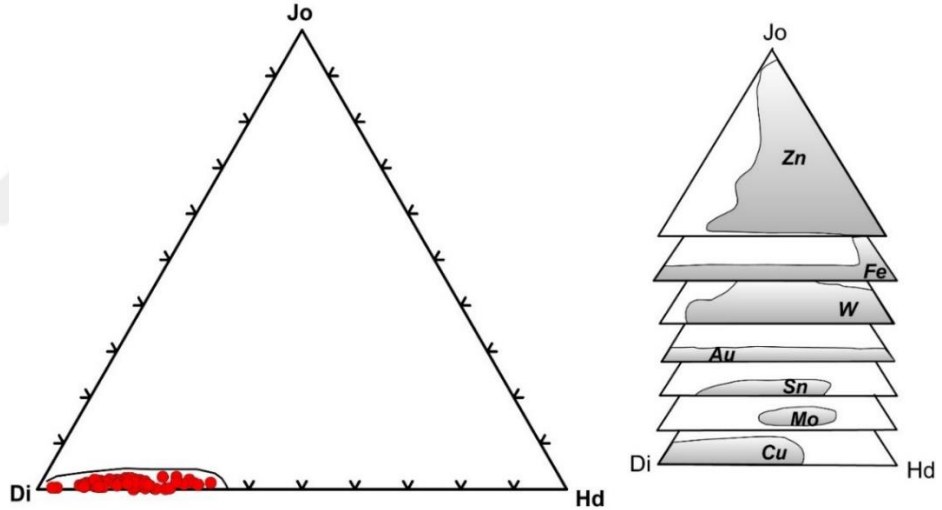


Şekil 10.3 Prograd ve retrograd evrelere ait piroksenlerin kimyasal bileşimindeki değişimler (Di:Diyopsit, Hd: Hedenberjit, Jo: Johansenit)

Granatların kimyasal bileşimleri Einaudi vd. (1981) ve Meinert (1983,1992) çalışmalarındaki verilere göre Zn alanına (Şekil 10.4), piroksenlerde ise Cu alanına (Şekil 10.5) düşmektedir. Einaudi ve Burt (1982) piroksen ve granatların kimyasal bileşiminin skarn tipleriyle ilişkili olduğunu belirtmiştir. Piroksenlerde hedenberjit ve johansenit içeriğinde artış ile diyopsit içeriğinin azalması skarn yatağının Cu'dan başlayarak sırasıyla Fe, W ve Zn-Pb yataklarına geçiş gösterdiğini, granatlarda ise grossular ve spessardin+almandin içeriğinde artış ile andradit içeriğinde azalma skarn yatağının Cu'dan başlayarak sırasıyla Fe, Zn-Pb ve W yataklarına geçtiğine işaret etmektedir (Einaudi ve Burt 1982).



Şekil 10.4 Granatların skarn tipine göre sınıflaması (Einaudi vd. 1981, Meinert 1983,1992)



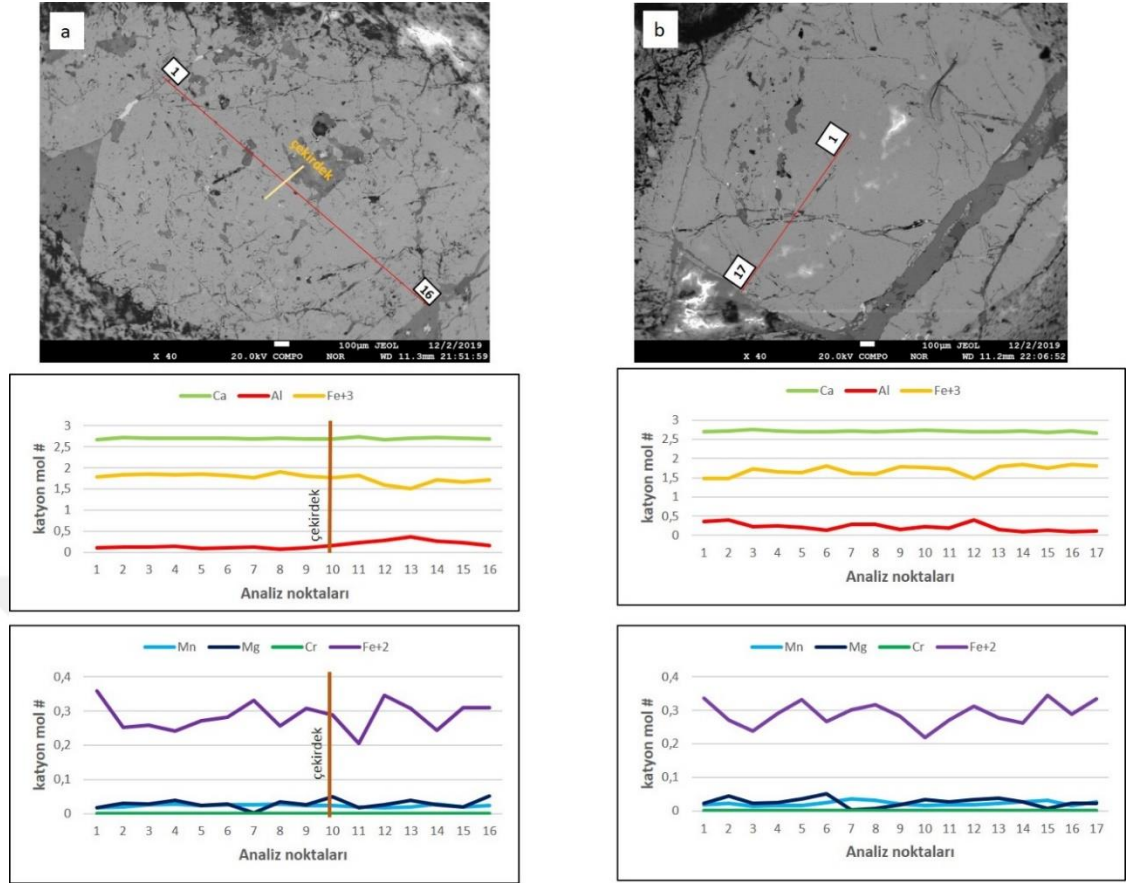
Şekil 10.5 Piroksenlerin skarn tipine göre sınıflandırılması (Einaudi vd. 1981, Meinert 1983,1992)

Kalsik skarn yataklarında granatlardaki (Alm+Sps+Prp) içerikleri sırasıyla Fe, Fe-Cu, W-Sn-Cu, Cu-Zn, W-Bi-Cu-Mo, Sn-Mo-Bi-W, Pb-Zn, W-Sn yataklarında artış gösterir. Piroksenlerdeki johansenit içeriği ise sırasıyla Fe, W-Zn-Cu, Sn, Sn-Mo-Bi-W yataklarında artmaktadır. Sn, W ve Pb-Zn yatakları ve bazı Sn-Mo-Bi-W yataklarındaki granatlar grossular bakımından (Alm+Sps+Prp) zenginleşme göstermeleriyle karakteristiktir. Ayrıca, Fe-Cu yataklarındaki piroksenler diyopsit ve hedenberjit arasında

bileşim gösterirken, Sn, W, Zn ve Cu yataklarındaki piroksenler hedenberjite yakın ve göreceli olarak daha yüksek hedenberjit içeriğine sahiptir. Bununla birlikte, Pb-Zn yataklarında granatlardaki Alm+Sps+Prp içeriği diğerlerine göre yüksek, piroksenlerde ise Mn içeriğine bağlı olarak johansenit bileşimi daha yüksek olup % 15-76 mol arasında bir değer alabilmektedir (Bin ve Barton 1988).

Piroksenlerin Mn/Fe oranları Nakano (1994, 1998) tarafından yapılan çalışmada Cu-Fe tip skarn için <0.1, W tipi skarn da 0.1-0.2 ve Pb-Zn tipi skarn yataklarında >0.2 olarak belirlenmiştir. Keban sahasındaki piroksenlerin Mn/Fe oranları (0.001-0.17) Cu ve W skarn yatağı karakterindedir.

Açık-koyu bantlı proksimal ekzoskarna ait granatların element değişimleri Şekil 10.6'da görülmektedir. Şekil 10.6a'da B-KS3-7 örneğinde açık-koyu bantlı granat tanesinin bir kenarından diğer kenarına doğru bir hat boyunca element değişimleri incelenmiş, Al ve Fe elementlerinin simetrik değişimleri sonucu hafif bir zonlanma yakalanmıştır. Şekil 10.6b'de ise, mineral kimyası profili çekirdekten kenara doğru alınmış olup, Al ve Fe içeriklerinin daha belirgin şekilde değişmesi kayda değer bir zonlanmayı işaret eder. Ca, Mg ve Cr konsantrasyonlarında önemli bir değişim görülmemiştir. Oldukça düşük olan Mn içeriği Fe ile negatif korelasyon gösterir. Proksimal zona ait granatlarda, çekirdekteki bileşim $X_{\text{And}} = 0.69-0.84$ iken kenarlarda $X_{\text{And}} = 0.79-0.94$ olup çekirdekten kenarlara doğru And/Grs oranı artmaktadır. Fe^{+3}/Al oranları ise 3.6-36.24 arasındadır.



Şekil 10.6 Prograd evreye ait zonlu granatlarda a. kenar-çekirdek-kenar b. çekirdekten kenar zonlara doğru element değişimleri

10.1.2 Vezüvyanit minerallerinin kimyasal bileşimi

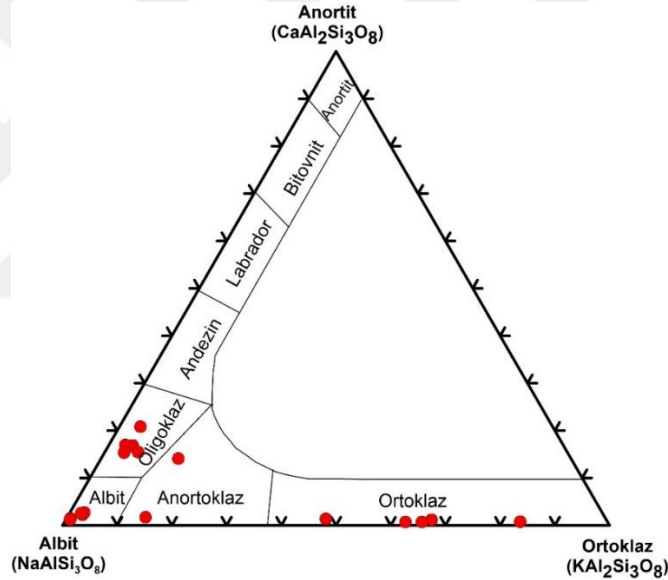
Çalışma alanında vezüvyanit bolluğu prograd evreden retrograda doğru artış sergiler. Ekzoskarn zonlarında yaygın olarak görülen bu mineralin kimyasal bileşimi çizelge 9.3'te verilmiş olup stokiyometrisi 78 oksijene göre hesaplanmıştır. MgO değerleri % 2.11-4.92 arasında değişmekte (ort % 3.00), MnO içeriği ise % 0.2'den düşüktür. Flor %1.00 ile % 1.65 arasında değişir.

Çizelge 10.3 Vezüvyanit minerallerinin elektron mikroprob değerleri (%)

Skarn zonu ve evresi	Ekzoskarn-Prograd								Ekzoskarn-Retrograd			
	Vezüv-Prk-Gr								Vezüv-Gr			
Mineral Fasiyesi												
Örnek No	D-KS1-10-2	D-KS1-10-2	D-KS1-10-2	D-KS2-1-1	D-KS2-1-1	D-KS2-1-1	D-KS2-1-2	D-KS2-1-2	KS-17-53-2	KS-17-53-2	KS-17-53-2	KS-17-53-2
SiO ₂	40,81	38,84	40,77	39,46	40,58	38,04	38,88	38,42	39,00	41,69	38,69	39,65
TiO ₂	0,81	0,52	0,67	1,73	1,67	1,45	0,62	0,65	3,12	2,81	3,10	1,00
Al ₂ O ₃	16,87	17,28	14,10	15,91	16,41	15,90	16,56	16,90	14,95	17,40	14,99	17,85
FeO	4,02	3,27	4,17	3,45	3,48	3,51	3,38	3,28	5,25	4,78	5,34	3,86
MnO	0,16	0,20	0,20	0,14	0,14	0,12	0,12	0,11	0,14	0,09	0,12	0,09
MgO	3,63	3,28	4,92	3,03	3,20	2,78	2,86	2,85	2,34	2,38	2,11	2,65
CaO	31,39	31,52	31,07	31,99	32,11	32,52	32,76	32,44	31,34	29,32	31,89	31,58
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
F	1,38	1,12	1,00	1,31	1,43	1,37	1,31	1,40	1,10	1,65	1,08	1,64
Toplam	98,48	95,59	96,48	96,46	98,41	95,13	95,95	95,45	96,78	99,46	96,87	97,63
78 oksijen göre hesaplanan katyonlar												
Si	20,51	20,12	20,95	20,32	20,44	19,99	20,18	20,04	20,18	20,66	20,06	20,15
Ti	0,31	0,20	0,26	0,67	0,63	0,57	0,24	0,26	1,21	1,05	1,21	0,38
Al	9,99	10,55	8,54	9,66	9,74	9,85	10,13	10,39	9,12	10,16	9,16	10,69
Fe	1,69	1,42	1,79	1,49	1,47	1,54	1,47	1,43	2,27	1,98	2,32	1,64
Mn	0,07	0,09	0,09	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,04
Mg	2,72	2,53	3,77	2,33	2,40	2,18	2,21	2,22	1,81	1,75	1,63	2,01
Ca	16,90	17,49	17,11	17,65	17,33	18,31	18,22	18,13	17,38	15,57	17,72	17,20
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
F	2,19	1,83	1,62	2,14	2,28	2,28	2,15	2,30	1,80	2,59	1,77	2,64

10.1.3 Feldispat minerallerinin kimyasal bileşimi

Skarn zonlarındaki feldispatların elektron mikroprob sonuçları çizelge 10.4’te verilmiştir. Uç bileşenleri 8 oksijen esas alınarak hesaplanmıştır. Şekil 10.7’de feldispatların bileşimleri oligoklaz, albit, anortoklaz ve ortoklaz olarak belirlenmiştir. Washington Camp-Arizona (Lehman 1978), Zimapan-Meksika (Spurr vd. 1912), Temperino-İtalya (Tanelli 1977) ve Yeonhwa II- Kore (Yun 1979) bölgelerindeki Zn skarn yataklarında yer alan intrüzyonlarda izlenen hidrotermal K-silikat alterasyonu endoskarn zonlarında da görülmüştür (Einaudi vd. 1982). Keban Pb-Zn endoskarn zonunda ortoklaz bileşimindeki artışın magmatik kayalarda görülen hidrotermal K-silikat alterasyonundan kaynaklandığı düşünülmektedir.



Şekil 10.7 Feldispat minerallerinin kimyasal bileşimleri

10.1.4 Allanit minerallerinin kimyasal bileşimi

Çalışma alanında sadece B-SK3-4-2 nolu örnekte belirlenen allanit mineralinin kimyasal kompozisyonu çizelge 10.5’te verilmiştir. Stokiyometrik hesap için 12.5 oksijen esas alınmıştır. FeO (15.40-20.20) ve Al₂O₃ (11.97-16.58) hariç diğer ana oksit içerikleri dar bir aralıkta değişmektedir.

Çizelge 10.4 Feldispat minerallerinin elektron mikroprob değerleri (%)

Skarn zonu ve evresi	Endoskarn-Retrograd												
Mineral Fasiyesi	Plj-Gr-Prk												
Örnek No	B-KS3-4-2-1	B-KS3-4-2-1	B-KS3-4-2-1	B-KS3-4-2-1	B-KS3-4-2-1	B-KS3-4-2-1	B-KS3-4-2-1	B-KS3-4-2-9	B-KS3-4-2-9	B-KS3-4-2-9	B-KS3-4-2-9	B-KS3-4-2-9	B-KS3-4-2-9
SiO ₂	60,03	60,93	60,37	64,45	62,54	61,91	67,57	66,01	66,51	65,16	66,92	66,15	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,10	23,05	19,79	20,06	19,90	22,91	20,13	20,31	20,39	19,66	20,44	20,52	
FeO	0,14	0,10	0,08	0,07	0,40	0,09	0,04	0,01	0,11	0,13	0,01	0,10	
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	
MgO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,09	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	
CaO	4,53	3,56	0,15	0,30	0,24	3,10	0,29	0,15	0,49	0,15	0,31	0,52	
BaO	0,04	0,03	2,48	0,39	0,40	0,09	0,00	0,34	0,01	0,26	0,19	0,00	
Na ₂ O	9,04	9,38	1,76	6,06	3,68	8,70	11,13	4,00	9,37	4,51	8,37	10,59	
K ₂ O	0,70	0,72	13,94	8,55	11,71	2,60	0,13	11,69	0,40	11,54	2,17	0,36	
Toplam	98,59	97,79	98,56	99,88	98,96	99,40	99,32	102,52	97,32	101,43	98,43	98,26	
8 oksijen göre hesaplanan katyonlar													
Si	2,79	2,68	2,85	2,90	2,87	2,75	2,98	2,92	3,03	2,90	3,03	2,95	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	1,22	1,27	1,10	1,06	1,08	1,20	1,05	1,06	1,09	1,03	1,09	1,08	
Fe ⁺³	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,17	0,22	0,01	0,01	0,01	0,15	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	
Ba	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,77	0,78	0,16	0,53	0,33	0,75	0,95	0,34	0,83	0,39	0,73	0,92	
K	0,04	0,04	0,84	0,49	0,69	0,15	0,01	0,66	0,02	0,66	0,13	0,02	
Uç Bileşenler (% mol)													
An	16,88	20,85	0,76	1,40	1,16	14,11	1,42	0,70	2,74	0,69	1,73	2,59	
Ab	78,72	75,30	15,97	51,14	31,93	71,77	97,83	33,96	94,64	36,98	83,97	95,28	
Or	4,40	3,85	83,27	47,46	66,91	14,12	0,75	65,34	2,63	62,32	14,30	2,14	

Nadir toprak elementler granat, vezüvyanit, epidot ve allanit gibi minerallerde zenginleşme göstermektedir (Kato ve Watanabe 1993). Bazı Au ve Zn skarnlarda vezüvyanit ve epidotlarda NTE içeriği % 20 wt (Ce > La > Pr > Nd) kadar olmaktadır (Gemmell vd. 1992). Keban sahasında da granat, vezüvyanit, allanit gibi mineraller bol olduğundan NTE'ler bu minerallerde zenginleşmiştir. Özellikle HNTE bakımından zenginleşme gösteren ekzoskarn prograd ve retrograd evreler (Çizelge 10.8) vezüvyanit, allanit, epidot gibi mineraller barındırır.

10.1.5 Mika minerallerinin kimyasal bileşimi

Skarn zonlarına ait mika minerallerinin mikroprob sonuçları çizelge 10.6'da verilmiştir. Flogopit ve muskovit minerallerinin stokiyo-metrik hesabı 22 oksijene göre yapılmıştır.

10.1.6 Elektron mikroprob analiz sonuçlarının yorumlanması

Keban Pb-Zn skarn yatağı, çalışma bölgesinin güneyinde yer alan Nallıziyaret tepe civarındaki porfiri bakır yatağından etkilendiği (Kalender 2000) ve bu yatağın distal zonunda yer alan bir Pb-Zn-Cu skarn cevherleşmesi olabileceği, yatağın oksitlenmiş bileşenlerce göreceli olarak zengin olduğu ortaya konmuştur. Özellikle sülfid mineralizasyonunun granat ya da diğer silikat mineralleri yerine piroksenlerle birlikte görülmesi, retrograd evrenin mineral bileşiminde amfibol, piroksenoid (vezüvyanit), klorit ve floritin yer alması, prograd evreye ait granatların And 7.38-94.62 Grs 2.41-90.04 Prs 3.57-20.51 ve retrograd evreye ait granatların And 3.94-70.59 Grs 16.05-79.67 Prs 9.74-19.98 bileşiminde görülmesi ve cevherleşmenin intrüzif kantağından uzak olması Zn skarnların tipik özellikleridir (Meinert vd. 2005). Bununla birlikte, granatların çoğunluğu andraditik bileşimde ve Mn içerikleri düşük olup çekirdekten kenarlara doğru And/Grs oranının arttığı görülür. Piroksenler ise Mg'ca zengin olup diyopsitik karakterde ve Mn/Fe oranının 0.2'den düşüktür. Tüm bu veriler, ortamda okside koşulların hakim olduğunu ve Cu skarn özelliklerini de taşıdığını göstermektedir.

Çizelge 10.5 Allanit mineraline ait elektron mikroprob değerleri (%)

Skarn zonu ve evresi	Endoskarn Retrograd											
Mineral Fasiyesi	Pj-Gr-Prk											
Örnek No	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3	B-KS3-4-2-3
SiO ₂	30,14	29,58	29,58	29,23	29,66	29,83	29,98	29,88	29,91	30,56	30,68	31,28
TiO ₂	0,56	0,56	0,65	0,78	0,76	0,34	0,38	0,54	0,59	0,27	0,32	0,56
Al ₂ O ₃	14,38	13,90	13,53	13,76	13,86	15,44	12,74	14,59	15,11	16,03	17,20	16,65
FeO	16,38	17,12	17,45	17,55	17,23	17,20	20,20	17,13	17,08	16,76	15,63	15,98
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,41	1,27	1,36	1,34	1,40	0,88	0,66	0,87	1,01	0,79	0,71	0,85
CaO	11,94	11,65	11,63	11,46	11,56	12,70	11,23	12,56	11,93	13,14	13,90	13,89
La ₂ O ₃	10,01	10,23	10,55	10,50	10,45	8,28	8,04	8,72	8,77	5,80	7,04	6,63
Ce ₂ O ₃	10,57	10,80	10,97	11,01	10,83	10,58	12,24	10,68	11,25	11,00	9,75	9,66
Gd ₂ O ₃	0,96	0,98	1,02	1,01	0,97	0,89	0,92	0,94	1,01	0,92	0,83	0,82
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02
Nd ₂ O ₃	0,54	0,41	0,35	0,46	0,39	1,29	2,08	0,91	0,98	1,97	1,18	1,42
Toplam	96,89	96,49	97,08	97,10	97,11	97,42	98,49	96,82	97,64	97,28	97,24	97,75
12,5 oksijen göre hesaplanan katyonlar												
Si	2,81	2,79	2,78	2,75	2,78	2,75	2,79	2,78	2,77	2,79	2,78	2,81
Ti	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02	0,04
Al	1,58	1,54	1,50	1,53	1,53	1,68	1,40	1,60	1,65	1,72	1,84	1,76
Fe ⁺³	1,28	1,35	1,37	1,38	1,35	1,33	1,57	1,33	1,32	1,28	1,18	1,20
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,20	0,18	0,19	0,19	0,20	0,12	0,09	0,12	0,14	0,11	0,10	0,11
Ca	1,19	1,18	1,17	1,16	1,16	1,26	1,12	1,25	1,18	1,29	1,35	1,34
La	0,34	0,36	0,37	0,36	0,36	0,28	0,28	0,30	0,30	0,20	0,24	0,22
Ce	0,36	0,37	0,38	0,38	0,37	0,36	0,42	0,36	0,38	0,37	0,32	0,32
Gd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,07	0,03	0,03	0,06	0,04	0,05

Çizelge 10.6 Mika minerallerine ait elektron mikroprob değerleri (%)

Skarn zonu ve evresi	Endoskarn Retrograd											
	Mineral Fasiyesi	Pj-Gr-Prk										
		Örnek No	B-KS3-4-2-6 (F)	B-KS3-4-2-6 (F)	B-KS3-4-2-6 (F)	B-KS3-4-2-6 (F)	B-KS3-4-2-6 (F)	B-KS3-4-2-8(M)	B-KS3-4-2-8(M)	B-KS3-4-2-8(M)	B-KS3-4-2-8(M)	B-KS3-4-2-8(M)
	SiO ₂	42,49	40,44	39,25	39,24	40,43	50,03	45,21	43,20	43,40	43,48	44,50
	TiO ₂	0,29	0,41	0,37	0,46	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Al ₂ O ₃	13,17	12,85	12,67	13,43	12,79	32,59	34,34	37,00	36,17	36,53	36,18
	FeO	11,23	13,28	13,14	13,06	12,71	2,81	4,50	3,58	4,08	4,34	3,98
	MnO	0,38	0,27	0,19	0,23	0,29	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00
	MgO	21,10	19,21	18,67	18,49	19,12	0,10	0,11	0,12	0,09	0,09	0,06
	CaO	0,24	0,23	0,34	0,16	0,29	0,19	0,18	0,09	0,07	0,11	0,13
	Na ₂ O	0,19	0,33	0,26	0,29	0,27	0,17	0,17	0,16	0,16	0,19	0,20
	K ₂ O	10,46	10,23	10,29	10,32	10,02	9,01	10,02	10,30	10,76	10,57	10,54
	BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,68	2,07	2,64	1,86	2,25	1,98
	F	3,98	3,41	3,18	3,03	2,87	0,00	0,14	0,00	0,02	0,00	0,04
	Toplam	101,86	99,23	97,03	97,42	97,97	96,57	96,70	97,07	96,64	97,62	97,59
22 oksijen göre hesaplanan katyonlar												
	Si	5,96	5,88	5,85	5,81	5,91	6,59	6,12	5,84	5,89	5,86	5,96
	Al ^{iv}	2,04	2,12	2,15	2,19	2,09	1,41	1,88	2,16	2,11	2,14	2,04
	Al ^{vi}	0,13	0,08	0,08	0,15	0,12	3,65	3,59	3,73	3,67	3,66	3,67
	Ti	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Fe	1,32	1,62	1,64	1,62	1,56	0,31	0,51	0,40	0,46	0,49	0,45
	Mn	0,05	0,03	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
	Mg	4,41	4,17	4,15	4,08	4,17	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
	Ca	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02
	Na	0,05	0,09	0,08	0,08	0,08	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05
	K	1,87	1,90	1,96	1,95	1,87	1,51	1,73	1,77	1,86	1,82	1,80
	Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,11	0,14	0,10	0,12	0,10
	OH	2,23	2,43	2,50	2,58	2,67	4,00	3,94	4,00	3,99	4,00	3,98
	F	1,77	1,57	1,50	1,42	1,33	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,02
	Fe/Fe+Mg	0,23	0,28	0,28	0,28	0,27	0,94	0,96	0,94	0,96	0,97	0,97
	Mn/Mn+Fe	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
	Fe+Mn+Ti-Al ^{vi}	1,26	1,61	1,63	1,55	1,52	-3,35	-3,08	-3,32	-3,20	-3,16	-3,23

F: Flogopit, M: Muskovit

Özellikle stok tipi yerleşen intrüzyon etrafında gelişen Zn skarnlardaki endoskarn zonu büyük oranda epidot, amfibol ve klorit içermekte, bazı alanlarda da (Dolores, Meksika, Spurr vd. 1912) rodonit ya da granat-vezüvyanit damarları bulunabilmektedir.

Kuşçu ve Erler (1999) ve Kalender (2000) Keban ilçesine yakın olan Siftül tepe çevresinde görülen piroksenlerin diyopsit bileşiminde olduğunu, granat-piroksen skarnlarda diyopsitin varlığının alkalice zengin bir sistemin göstergesi olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca Ag, Pb ve Zn'nun bulunduğu bu alanda Cu ve W zenginleşmesinin de varlığından söz etmişlerdir.

Çalık ve Öngen (2000) Keban nehrinin kuzeyinde yer alan Sarılmağara tepe skarn oluşumunda yaptığı mikroprob çalışmasında, endoskarndaki granatların grossularca zengin, ekzoskarnın ise grossular-andradit bileşimli olduğunu ortaya koymuştur. Bu alandaki piroksenler, petrografik incelemelerden de görüldüğü üzere, hedenberjit-diyopsit serisine aittir. Aynı araştırmacılar, Keban derenin kuzey ve güneyinde manyetit, kalkopirit, pirit ve sfalerit eşliğinde skarn karakterli Au, Cu, Mo, W cevherleşmesi geliştiğini belirtmişlerdir.

Kalender (2000) ile Kalender ve Hanelçi (2001b) Nallıziyaret tepedeki skarn zonlarına ait piroksenlerin diyopsit bileşiminde olduğunu belirtmiştir. Ayrıca bölgedeki skarn oluşumlarına istinaden bu yatakların porfiri Cu yatağıyla ilişkili olabileceğini söylemişlerdir.

Yıldırım vd. (2019) Keban batı Euprat polimetallik skarn yataklarında prograd evredeki granatların andradit ve grossular, piroksenlerin ise hedenberjit ve diyopsit bileşiminde olduğunu belirtmişlerdir.

10.2 Jeokimya Çalışmaları

İnceleme alanından toplanan kayaç örneklerinin jeokimyasal özelliklerinin ortaya konması amacıyla, kayaç gruplarını temsil eden taze ve karakteristik örnekler seçilerek bunların jeokimyasal analizleri yapılmıştır. Bu kapsamda, 68 adet örnekten tüm kaya ana oksit, iz element ve nadir toprak element (NTE) analizleri gerçekleştirilmiştir. Analiz

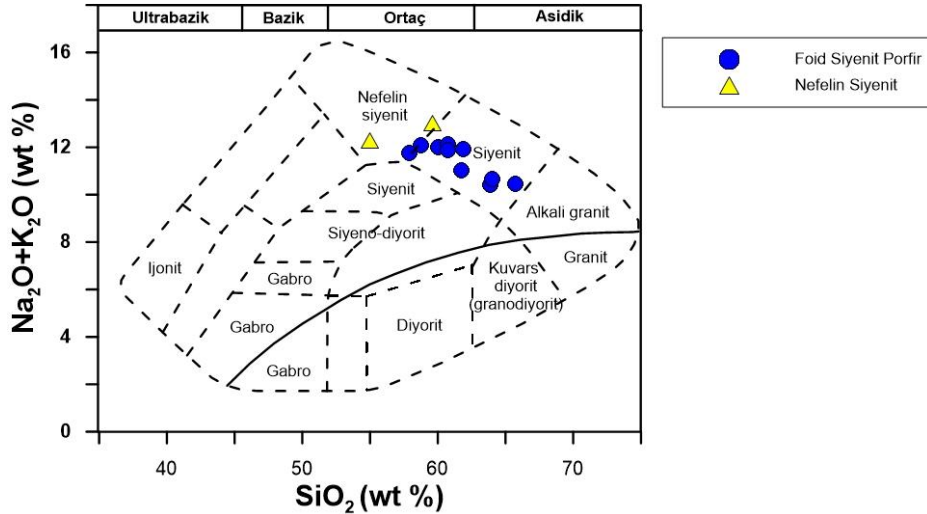
yapılan örneklerin 18 adeti cevherli örneklerden, 8 adeti metamorfik kayalardan (Nimri formasyonu kalkışist, kireçtaşı ve Keban Mermerine ait rekristalize kireçtaşından), 28 adeti alterasyon zonlarından ve 13 adeti magmatik kayalardan seçilmiştir. Bu örneklere ait ana, eser ve nadir toprak element analizlerin sonuçları çizelge 10.7-10.10'da sunulmuştur. Bu bölümde, her bir kaya grubuna ait örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçları ayrı ayrı değerlendirilmiş ve çeşitli diyagramlar kullanılarak cevherleşmenin ve alterasyonların karakteri tartışılmıştır.

10.2.1 Magmatik kayaların jeokimyası

Keban Magmatikleri doku ve mineral bileşimlerine göre dasit, nefelin siyenit ve foid siyenit porfir olmak üzere üç alt gruba ayrılmış ve bu gruplar göz önüne alınarak jeokimyasal diyagramlar yorumlanmıştır. Çizelge 10.7'de magmatik kayaların majör (%), iz element (ppm) ve nadir toprak element (ppm) içerikleri verilmiştir.

10.2.1.1 Magmatik kayaların ana element jeokimyası

Ana element oksit jeokimyasal analiz sonuçlarına dayanarak hazırlanan jeokimyasal adlama diyagramında (Cox vd. 1979), örnekler çoğunlukla siyenit ve nefelin siyenit alanında yer almaktadır (Şekil 10.8).



Şekil 10.8 Çalışma alanındaki magmatik kaya gruplarının toplam alkali-silika diyagramındaki (Cox vd. 1979) konumları

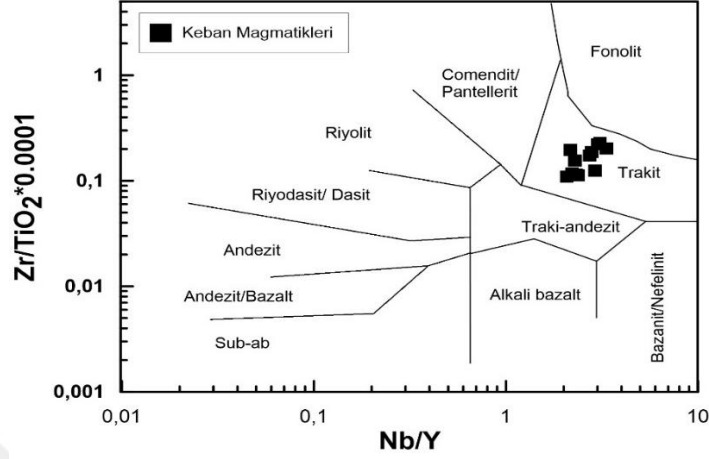
Çizelge 10.7 Magmatik kayaların majör (%), iz element (ppm) ve nadir toprak element (ppm) içerikleri

Magmatik Kayaçlar	Nefelin Siyenit			Foid Siyenit Porfir									
	Dasit	A-	B-	D-	B-	B-	B-	C-	C-	C-	C-	C-	D-
	KS1-2	KS3-3	KS1-8	KS2-3	KS2-3	KS2-5	KS3-4-1-1	KS1-1	KS2-2	KS3-4	KS4-1	KS4-1	KS2-2
SiO ₂ %	67.65	59.58	55.00	60.73	60.04	60.74	58.74	57.92	63.85	65.72	64.04	61.87	61.75
Al ₂ O ₃ %	16.51	18.08	15.95	18.28	18.26	18.02	16.75	15.68	17.10	17.24	17.31	15.77	18.37
Fe ₂ O _{3T} %	1.08	1.31	1.70	2.07	1.96	1.85	2.98	0.69	2.54	2.53	2.34	2.46	2.51
MgO %	0.19	0.16	0.19	0.21	0.14	0.19	0.14	0.22	0.95	0.17	0.34	0.29	0.23
CaO %	0.37	3.20	8.29	3.43	3.42	2.86	5.61	7.30	2.77	1.58	2.31	3.53	3.74
Na ₂ O %	0.98	2.65	1.43	4.81	4.50	4.63	2.82	1.89	5.06	4.99	5.10	1.68	5.30
K ₂ O %	10.84	10.38	10.87	7.06	7.51	7.47	9.25	9.88	5.37	5.47	5.55	10.25	5.74
TiO ₂ %	0.21	0.30	0.26	0.33	0.35	0.29	0.39	0.28	0.32	0.34	0.31	0.30	0.27
P ₂ O ₅ %	0.14	0.05	0.07	0.06	0.08	0.08	0.11	0.10	0.12	0.14	0.12	0.14	0.05
MnO %	0.05	0.06	0.09	0.05	0.03	0.03	0.09	0.05	0.04	0.03	0.02	0.09	0.06
Cr ₂ O ₃ %	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.003	0.010
AZ %	1.6	3.2	5.3	2.2	2.7	3.1	2.3	5.4	1.3	1.1	1.9	2.9	1.3
Toplam %	99.78	99.55	99.62	100	99.51	99.59	99.56	99.68	99.63	99.60	99.63	99.57	99.57
İz elementler (ppm)													
Ba ppm	1707	4846	4551	3125	4587	3423	3397	2866	2219	2643	2307	2661	2138
Be ppm	13	10	6	17	19	13	23	5	9	5	14	20	16
Co ppm	8.7	5.0	4.0	7.5	4.0	6.2	5.8	5.1	11.2	16.6	17.1	20.4	10.9
Cs ppm	8.5	4.5	3.0	1.9	3.3	3.9	2.5	1.8	1.3	2.0	2.2	4.1	4.3
Sc ppm	2	1	2	2	2	2	3	3	4	4	4	4	2
Ga ppm	20.2	21.6	19.0	23.1	22.3	20.7	20.8	20.3	19.7	21.3	18.8	18.2	23.1
Hf ppm	8.5	18.7	14.2	15.6	17.6	16.2	17.4	9.8	10.8	10.7	11.0	11.4	16.9
Nb ppm	33.4	51.9	48.7	57.1	61.9	50.3	59.7	39.1	43.5	44.2	41.6	43.6	52.6
Rb ppm	480.8	242.8	276.5	166.9	175.7	180.1	227.9	223.0	122.7	126.3	138.4	245.0	168.8
Sn ppm	3	5	4	6	7	6	8	3	4	4	4	4	5
Sr ppm	338.6	1977.1	1491.6	1961.6	2091.7	1432.9	1638.7	1381.6	1499.6	1575.8	1357.5	1242.5	1549.9
Ta ppm	1.7	2.2	1.6	2.3	2.7	2.1	2.4	2.3	2.4	2.6	2.5	2.7	1.8
Th ppm	52.3	83.2	93.7	90.6	92.8	118.0	119.8	66.0	77.6	74.1	70.4	72.3	127.7
U ppm	13.0	14.7	14.5	22.1	21.7	13.7	29.5	12.8	17.6	15.8	16.7	19.3	32.7
V ppm	38	35	38	48	52	55	63	27	53	57	49	46	53
W ppm	143.1	69.5	69.5	89.3	44.0	119.7	102.9	80.1	186.0	241.1	340.1	345.0	183.0
Zr ppm	262.9	680.8	522.4	569.7	655.4	567.5	603.2	314.9	358.9	371.6	354.3	352.1	599.2
Y ppm	11.5	16.8	14.6	20.9	22.1	23.2	26.1	17.5	18.3	21.3	17.9	19.7	17.5

Çizelge 10.7 Magmatik kayaların majör (%), iz element (ppm) ve nadir toprak element (ppm) kimyasal değerleri (devam)

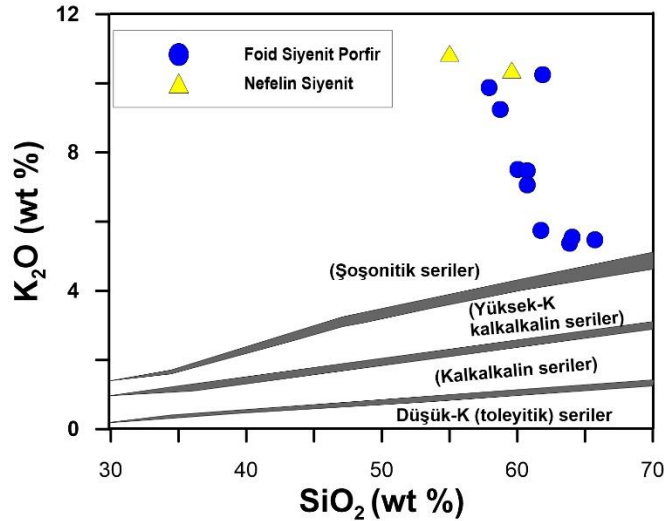
Magmatik Kayaçlar		Nefelin Siyenit			Foid Siyenit Porfir									
		A- KS1-2	B- KS3-3	D- KS1-8	B- KS2-3	B- KS2-4-1	B- KS2-5	B- KS3-4-1-1	C- KS1-1	C- KS2-2	C- KS3-4	C- KS4-1	C- KS4-1-4-(2)	D- KS2-2
Mo	ppm	10.5	2.2	1.0	0.4	0.5	1.7	1.0	8.8	0.5	0.7	1.8	2.1	0.5
Cu	ppm	6.9	50.2	140.3	26.8	62.5	16.5	12.0	23.6	12.6	9.5	2.7	35.4	2.0
Pb	ppm	12.9	10.2	5.5	8.3	7.4	14.4	8.0	23.5	12.9	11.4	8.6	20.8	16.2
Zn	ppm	212	31	40	14	18	23	19	20	28	31	15	250	41
Ni	ppm	3.6	1.0	0.6	0.5	0.6	0.6	1.0	2.0	2.8	3.7	2.9	5.5	1.2
As	ppm	105.1	3.3	4.7	2.0	2.5	2.2	2.6	2.6	2.4	3.3	1.7	8.3	4.4
Cd	ppm	0.2	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	1.0	<0.1
Sb	ppm	2.2	0.9	0.6	<0.1	0.4	0.2	0.4	0.3	0.9	0.6	0.4	4.8	0.6
Bi	ppm	0.3	0.3	0.5	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	1.2	0.3
Ag	ppm	0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1
Au	ppb	2.3	3.5	<0.5	1.8	12.7	3.2	0.7	0.6	0.8	<0.5	<0.5	3.5	<0.5
Hg	ppm	0.02	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	*	0.01	0.02
Tl	ppm	9.1	0.2	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.1	0.5	0.1
Se	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
TOT/C	%	0.07	0.55	1.31	0.36	0.48	0.42	0.55	1.41	0.12	0.02	0.25	0.64	0.15
TOT/S	%	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	0.03	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	<0.02
Nadir Toprak Elementleri (ppm)														
La	ppm	63.7	58.0	40.3	79.3	116.8	118.9	133.1	44.9	64.8	96.3	64.3	221.1	103.9
Ce	ppm	105.3	113.2	85.3	149.9	204.5	187.5	253.8	93.0	127.8	168.7	129.1	302.7	184.1
Pr	ppm	10.77	12.88	9.97	16.81	20.40	19.74	25.57	10.80	13.91	17.15	14.26	24.03	17.90
Nd	ppm	36.0	46.5	37.0	57.4	69.9	66.1	85.1	39.8	48.9	58.1	48.7	66.4	57.4
Sm	ppm	5.34	7.56	5.99	8.94	10.56	9.43	11.93	6.20	7.95	8.86	7.23	8.50	8.00
Eu	ppm	1.03	1.47	1.33	1.87	2.00	1.89	2.49	1.33	1.61	1.99	1.51	1.63	1.67
Gd	ppm	3.50	4.55	4.00	5.74	6.50	6.24	7.47	4.72	5.12	5.83	4.78	5.64	4.99
Tb	ppm	0.44	0.66	0.53	0.75	0.88	0.78	0.98	0.59	0.69	0.79	0.65	0.71	0.65
Dy	ppm	2.25	3.30	2.87	3.74	4.31	3.98	4.95	2.99	3.25	4.05	3.17	3.47	3.23
Ho	ppm	0.36	0.56	0.50	0.64	0.72	0.71	0.85	0.53	0.64	0.70	0.61	0.66	0.56
Er	ppm	0.97	1.69	1.43	1.85	2.05	1.89	2.42	1.63	1.75	2.10	1.76	1.85	1.59
Tm	ppm	0.16	0.25	0.20	0.26	0.27	0.28	0.34	0.23	0.26	0.29	0.24	0.27	0.22
Yb	ppm	1.12	1.71	1.29	1.78	1.80	1.90	2.19	1.67	1.77	2.05	1.80	1.91	1.45
Lu	ppm	0.18	0.24	0.21	0.25	0.28	0.27	0.31	0.26	0.26	0.28	0.26	0.29	0.21
Σ HNTE _(La-Nd)	ppm	215.77	230.58	172.57	303.41	411.60	392.24	497.57	188.50	255.41	340.25	256.36	614.23	363.30
Σ MNTE _(Sm-Ho)	ppm	12.92	18.10	15.22	21.68	24.97	23.03	28.67	16.36	19.26	22.22	17.95	20.61	19.10
Σ ANTE _(Er-Lu)	ppm	2.43	3.89	3.13	4.14	4.40	4.34	5.26	3.79	4.04	4.72	4.06	4.32	3.47
Σ NTE _(La-Lu)	ppm	231.12	252.57	190.92	329.23	440.97	419.61	531.50	208.65	278.71	367.19	278.37	639.16	385.87
(La/Yb) _n		40.80	24.33	22.41	31.96	46.54	44.89	43.59	19.29	26.26	33.70	25.62	83.03	51.40
(La/Sm) _n		7.70	4.95	4.34	5.73	7.14	8.14	7.20	4.68	5.26	7.02	5.74	16.79	8.38
(Gd/Yb) _n		2.59	2.20	2.57	2.67	2.99	2.72	2.82	2.34	2.39	2.35	2.20	2.44	2.85
La/Y		5.54	3.45	2.76	3.79	5.29	5.13	5.10	2.57	3.54	4.52	3.59	11.22	5.94
(Pr/Yb) _n		17.21	13.48	13.83	16.90	20.28	18.59	20.89	11.57	14.06	14.97	14.18	22.51	22.09
Ce/Ce*		0.90	0.97	1.01	0.96	0.94	0.86	1.00	1.00	0.99	0.94	1.00	0.83	0.96
Eu/Eu*		0.68	0.71	0.78	0.75	0.69	0.71	0.75	0.72	0.72	0.80	0.74	0.68	0.75

Keban volkanik kayaları yüksek Zr/TiO_2 ve Nb/Y oranlarına sahip olup trakit bileşimindedir (Şekil 10.9).



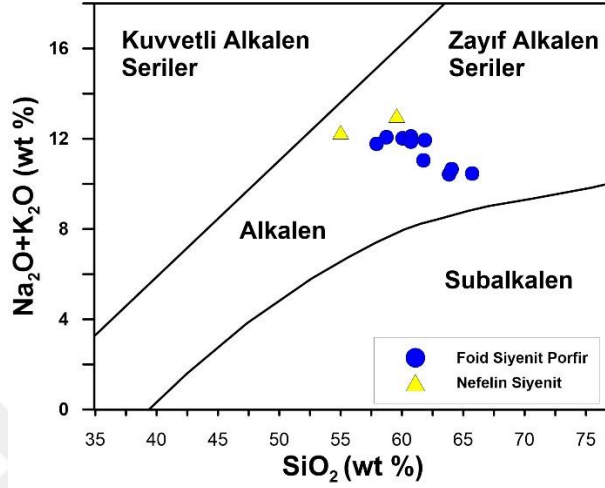
Şekil 10.9 Çalışma alanındaki magmatik kaya gruplarının Nb/Y – $Zr/TiO_2*0.0001$ diyagramındaki dağılımı (Winchester ve Floyd 1977, Pearce 1996)

Çalışma alanındaki magmatik kayaların magma karakterinin belirlenmesi için çizilen SiO_2 - K_2O (%) diyagramında (Le Maitre vd. 1989, Richwood 1989) tüm kayalar şoşonitik seriler alanında yer almıştır (Şekil 10.10).



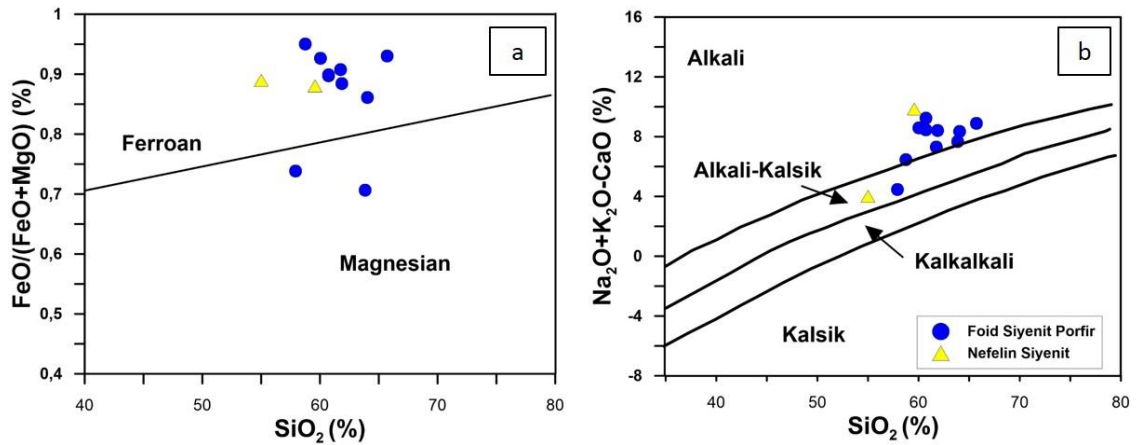
Şekil 10.10 Çalışma alanında yüzeyleyen magmatik kaya gruplarının K_2O - SiO_2 diyagramındaki (Le Maitre vd. 1989, Richwood 1989) dağılımı

Bölgedeki magmatik kayalar için çizilen SiO_2 -toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) (TAS) diyagramına (Irvine ve Baragar 1971) göre, tüm kayalar alkalen karakter sergilemekle birlikte çoğunluğu zayıf alkalen seriler alanına yakın düşmektedir (Scharzer ve Rogers 1974) (Şekil 10.11).



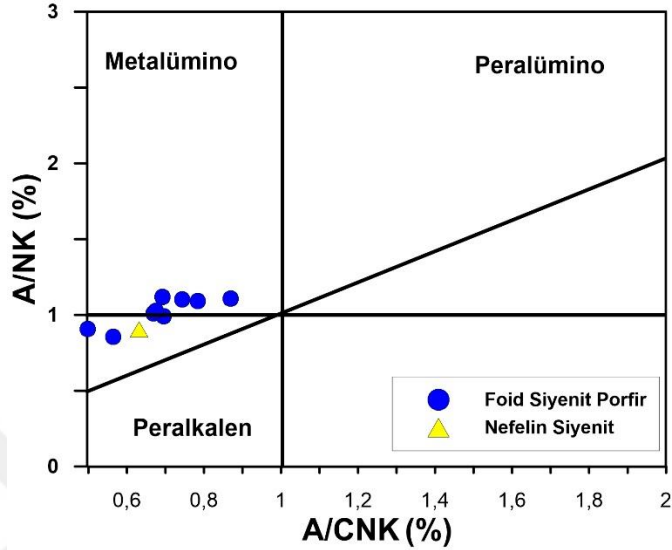
Şekil 10.11 Bölgedeki magmatik kayaların toplam alkali-silika diyagramında (Irvine ve Baragar 1971, Scharzer ve Rogers 1974) dağılımı

$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$ diyagramında (Frost vd. 2001), bölgedeki magmatik kayaların büyük bir kısmı alkali alanına (Şekil 10.12b), $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ diyagramında (Frost vd. 2001) çoğunluğu ferroan alanında yer almaktadır (Şekil 10.12a).



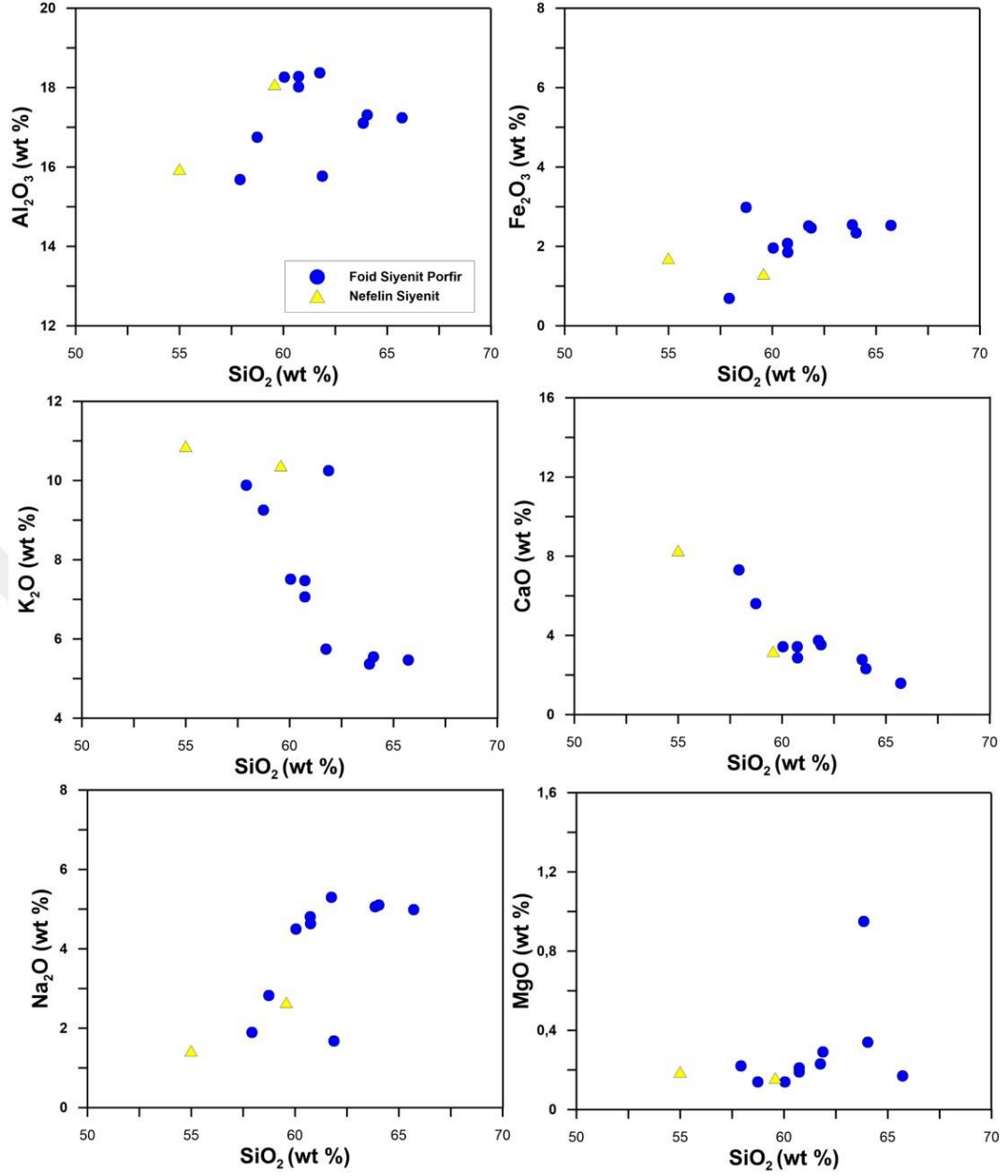
Şekil 10.12 Çalışma alanındaki magmatik kayaların a) $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ ve b) $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO}$ diyagramlarındaki dağılımları (Frost vd. 2001)

$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)-Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ parametrelerine göre hazırlanan ANK/ACNK (Mainar ve Picoli 1989) diyagramında örneklerin çoğunlukla peralkalen ve metalümino özelliği sergiledikleri gözlenmiştir (Şekil 10.13).

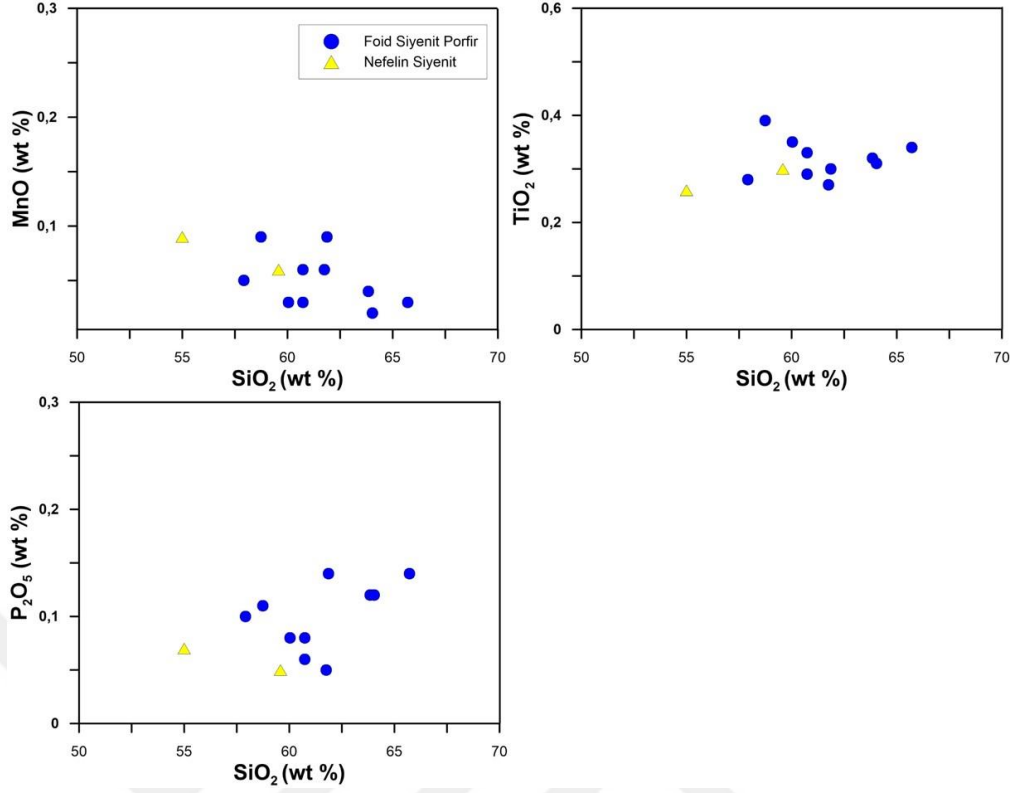


Şekil 10.13 Çalışma alanında yüzeyleyen magmatik kaya gruplarının A/NK-A/CNK diyagramında (Maniar ve Picoli 1989) dağılımları

SiO_2 değerleri dasit örneği için % 67.65, nefelin siyenit için % 59.58-55.00 ve foid siyenit porfir örnekleri için % 58.74-65.72 arasındadır. Ana element oksit bileşenlerinin % SiO_2 içeriğine göre değişimlerini gösteren Harker değişim diyagramları (Harker 1939), çalışılan magmatik kayaçların felsik bir magmadan türediğine işaret etmektedir. Foid siyenit porfir birimlerinin $SiO_2-Al_2O_3$, Fe_2O_3 , Na_2O , TiO_2 ve P_2O_5 dağılım diyagramları kısmen bir pozitif ilişki görülürken, K_2O , CaO ve MnO değerlerinde negatif bir ilişki söz konusudur (Şekil 10.14). Örneklerin CaO içeriğindeki artış karbonatlı kayaçlarla etkileşimi, yüksek Na_2O ve K_2O konsantrasyonları ise alkali metasomatizma etkisini vurgulamaktadır.



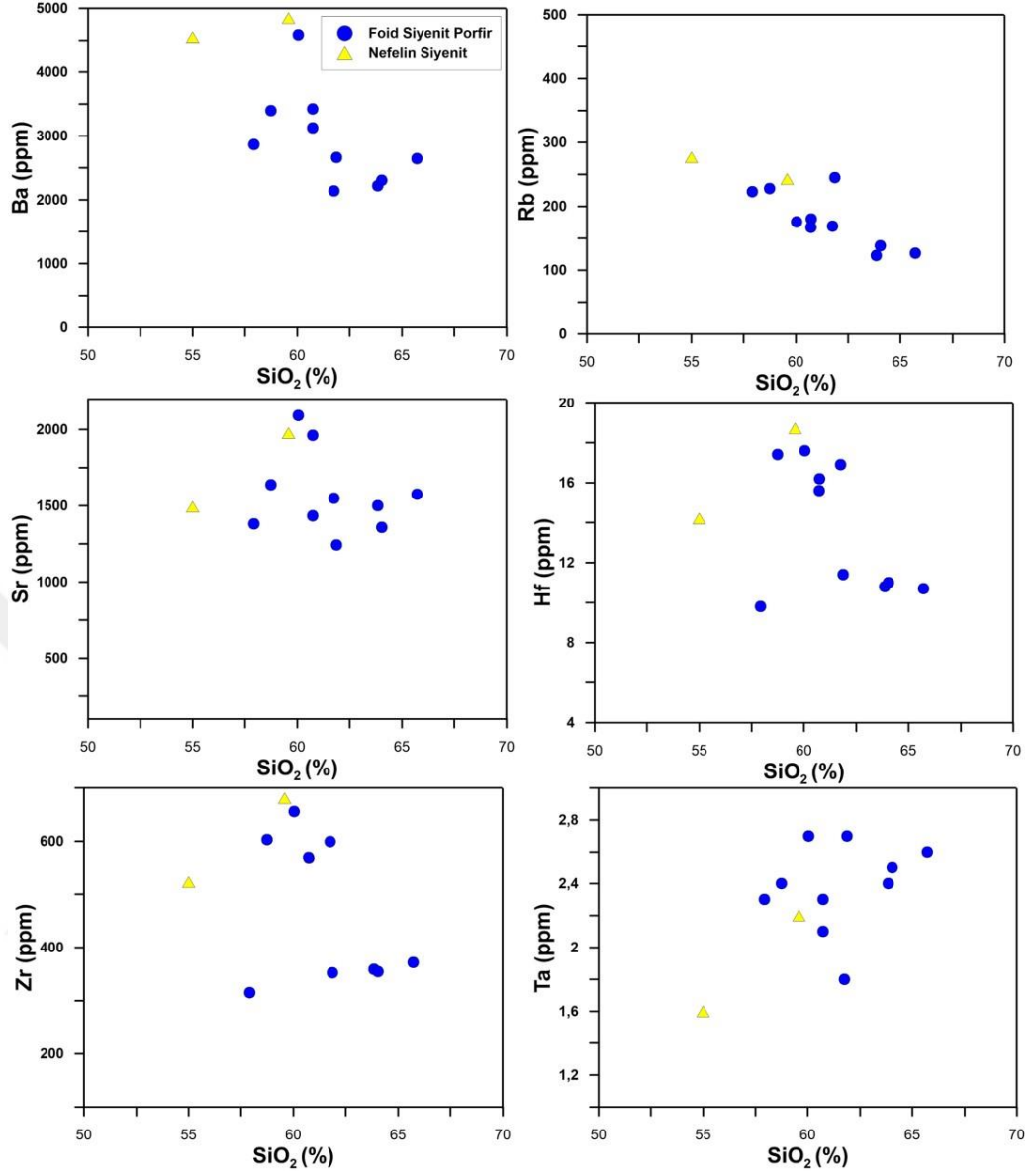
Şekil 10.14 Magmatik kayaların SiO₂ (%) ana oksit element bileşimleri için Harker değişim diyagramları (Harker 1939)



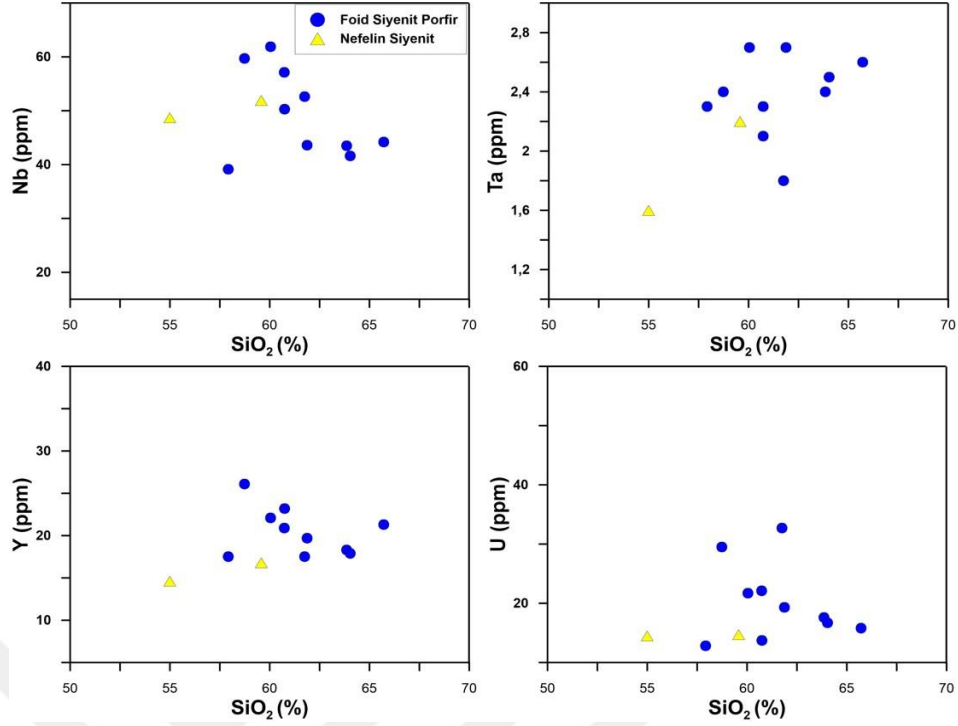
Şekil 10.14 Magmatik kayaçların SiO₂ (%) ana oksit element bileşimleri için Harker değişim diyagramları (Harker 1939) (devam)

10.2.1.2 Magmatik kayaçların iz element jeokimyası

İz elementlerin Harker değişim diyagramlarında SiO₂-Ba, Rb ve Nb (ppm) değerlerinde belirgin olmamakla birlikte negatif bir korelasyon görülmüştür. Ayrıca, Sr ve Ba (ppm) konsantrasyonlarının foid siyenitler için öngörülen karakteristik değerlerden oldukça yüksek olması dikkat çekicidir (Şekil 10.15).



Şekil 10.15 Magmatik kayaç örneklerinin SiO₂ (%)–iz element konsantrasyonlarına ait Harker değişim diyagramları (Harker 1939)

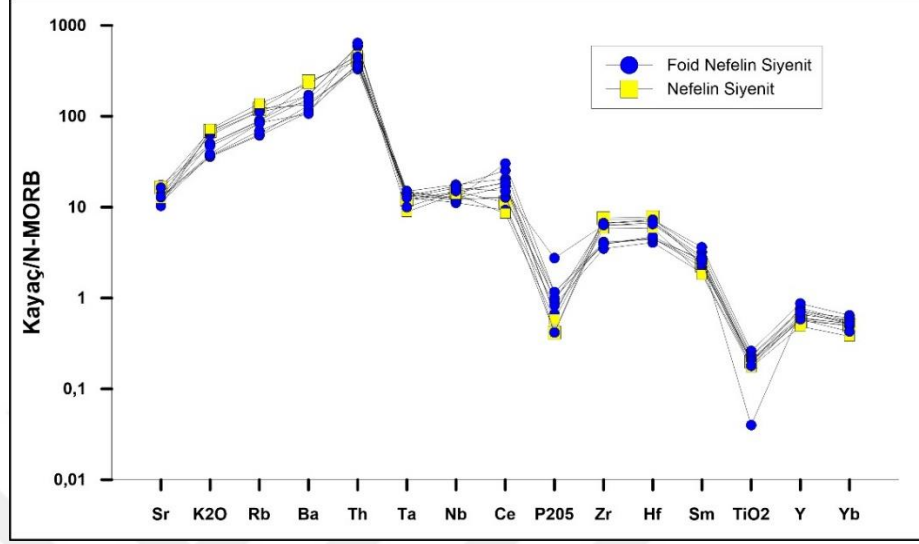


Şekil 10.15 Magmatik kayaç örneklerinin SiO₂ (%)–iz element (ppm) konsantrasyonlarına ait Harker değişim diyagramları (Harker 1939) (devam)

10.2.1.3 Magmatik kayaçların nadir toprak element jeokimyası

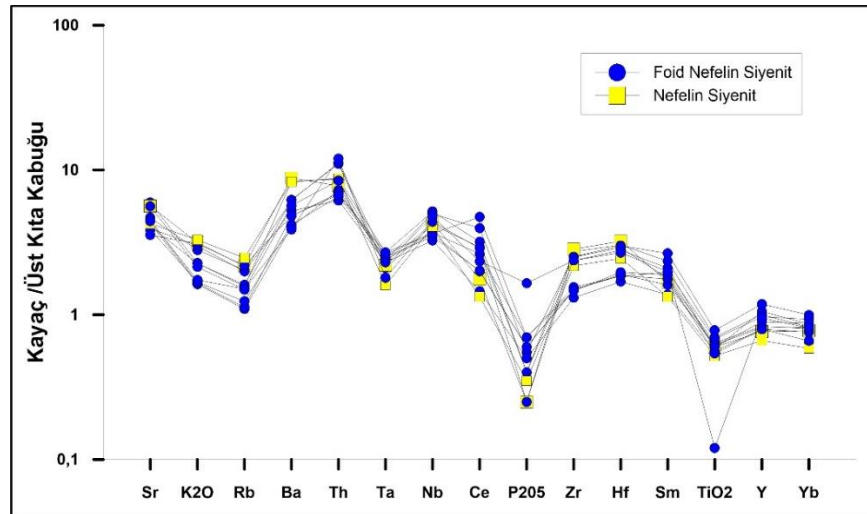
Keban Magmatikleri'nin toplam nadir toprak element (NTE) konsantrasyonları 190.9-639.2 ppm (ort. 350.3 ppm) arasında değişmektedir (Çizelge 10.7). ΣHNTE 172.6-614.2 ppm (ort. 326.2 ppm), ΣMNTE 12.9-28.7 ppm (ort. 20 ppm) ve ΣANTE 2.4-5.3 ppm (ort. 4 ppm)'dir. (La/Yb)_n [(La/0,237)/(Yb/0,17)] oranı 22.4-51.4 (ort. 37.9) arasında, (La/Sm)_n oranı ((La/0,237)/(Sm/0,153)) 4.7-16.8 (ort. 7.2) arasında, (Gd/Yb)_n oranı ((Gd/0,2055)/(Yb/0,17)) 2.2-2.9 (ort. 2.6) arasında, (Pr/Yb)_n oranı ((Pr/0.095)/(Yb/0.17)) 11.6-22.6 (ort. 16.9) arasında değişmektedir (kondrit değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır). La/Y oranı 0.60-1036 (ort. 52.6) arasında yer alır. Eu/Eu* oranı (2*Eu/Eu_{kondrit})/(Sm/Sm_{kondrit}+Gd/Gd_{kondrit}) 0.67-0.79 arasında (ort. 0.7) olup negatif Eu anomalisi sunmakta, Ce/Ce* oranı (2*Ce/Ce_{kondrit})/(La/La_{kondrit}Pr/Pr_{kondrit}) 0.86-1.01 (ort. 0.95) arasında ve hafif negatif Ce anomalisi göstermektedir. Keban Magmatiklerine ait örneklerin iz element değerleri N-MORB'a (Pearce, 1982) göre normalize edilmiş ve büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerinde (LIL) 100 ile 800 kat arasında bir zenginleşme, kalıcılığı yüksek elementlerin (HFS) bir kısmında ise yaklaşık 10 kat zenginleşme

görülmüştür (Şekil 10.16). Kaynak kayaçta manyetit ve ilmenit kristalleşmesi negatif TiO_2 anomalisine, apatitin kristalleşmesi ise negatif P_2O_5 anomalisine neden olmuştur.



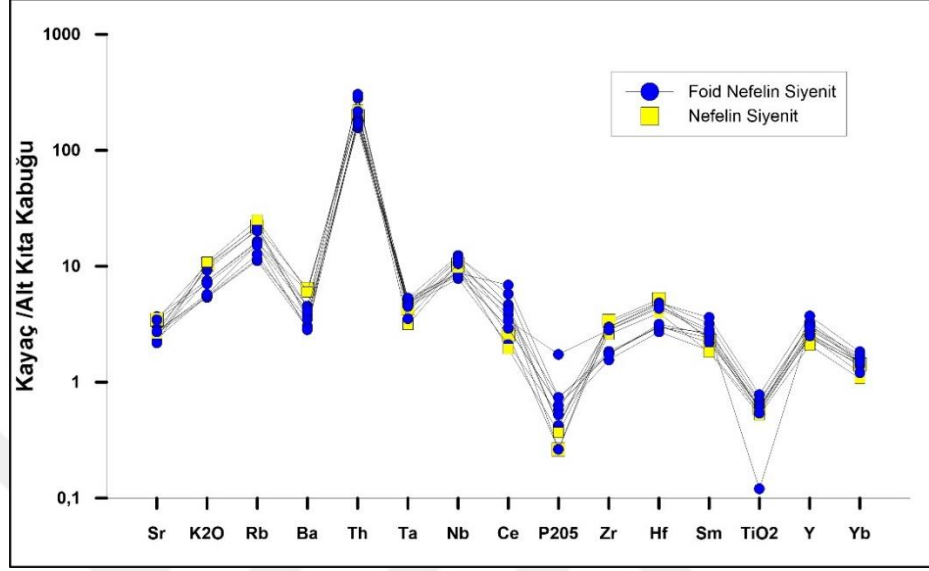
Şekil 10.16 Bölgedeki magmatik kayaçların N-MORB'a göre normalize edilen iz element içeriklerinin spider diyagramındaki dağılımı (Pearce 1982)

Şekil 10.17'ye bakıldığında, bölgedeki magmatik kayaçların üst kıta kabuğuna göre az oranda zenginleştiği söylenebilir. Örneklerdeki Th ve Ba elementleri yaklaşık 10 kat zenginleşirken, P_2O_5 konsantrasyonu kıta kabuğuna göre 10 kat fakirleşmiştir.



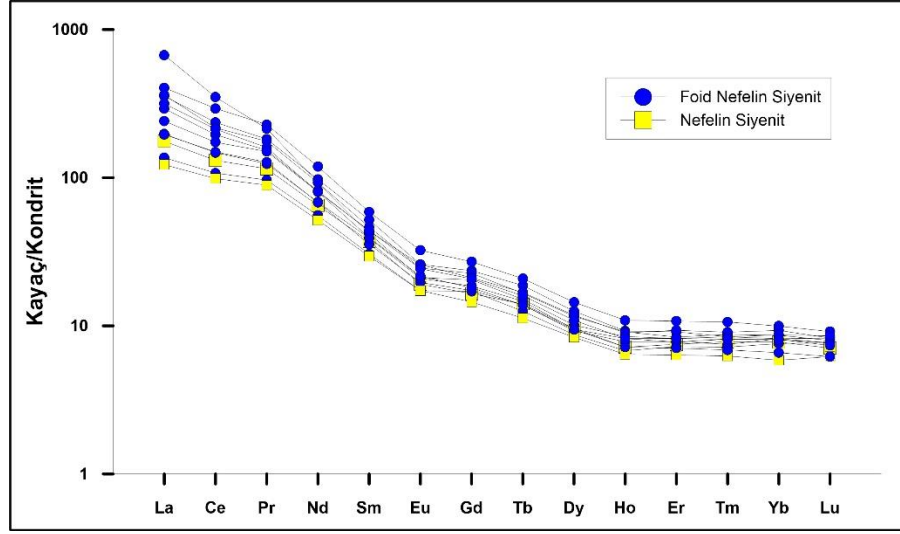
Şekil 10.17 Bölgedeki magmatik kayaçların Üst Kıta Kabuğuna göre normalize edilen iz element içeriklerinin spider diyagramındaki dağılımı (Taylor ve McLennan 1985)

Şekil 10.18’da incelenen magmatik kayaların alt kıta kabuğuna göre karşılaştırıldığı spider diyagramında (Weaver ve Tarney 1984), örneklerin zenginleşme derecelerinin üst kabuğa göre daha fazla olduğu görülmüştür.



Şekil 10.18 Bölgedeki magmatik kayaların Alt Kıta Kabuğuna göre normalize edilen iz element içeriklerinin spider diyagramındaki dağılımı (Weaver ve Tarney 1984)

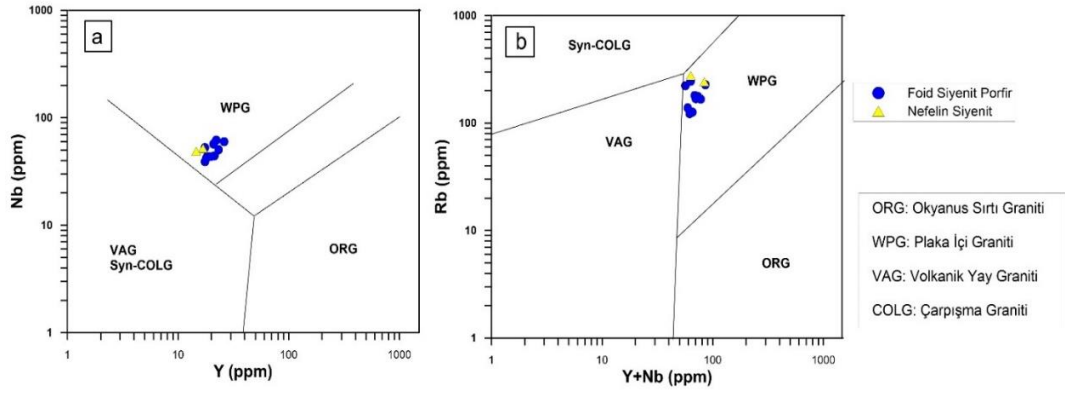
Magmatik kayaların kondrite göre oranlanan (Taylor ve McLennan 1985) NTE içeriklerinin dağılımı hafif nadir toprak elementlerinin (HNTE) ağır nadir toprak elementlerine (ANTE) göre yaklaşık 100 kat zenginleştiğini vurgulamaktadır (Şekil 10.19). Negatif Eu anomalisi plajiyoklaz fraksiyonlanmasını temsil etmektedir. NTE içeriğinin şekil 10.19’deki gibi HNTE’den ANTE’ye doğru azalan bir desen sunması ya zenginleşmiş kaynak bölgesini ya da düşük kısmi ergimeyi işaret eder.



Şekil 10.19 Bölgedeki magmatik kayaların kondrite göre normalize edilmiş NTE içeriklerinin dağılımı (Nakamura 1974)

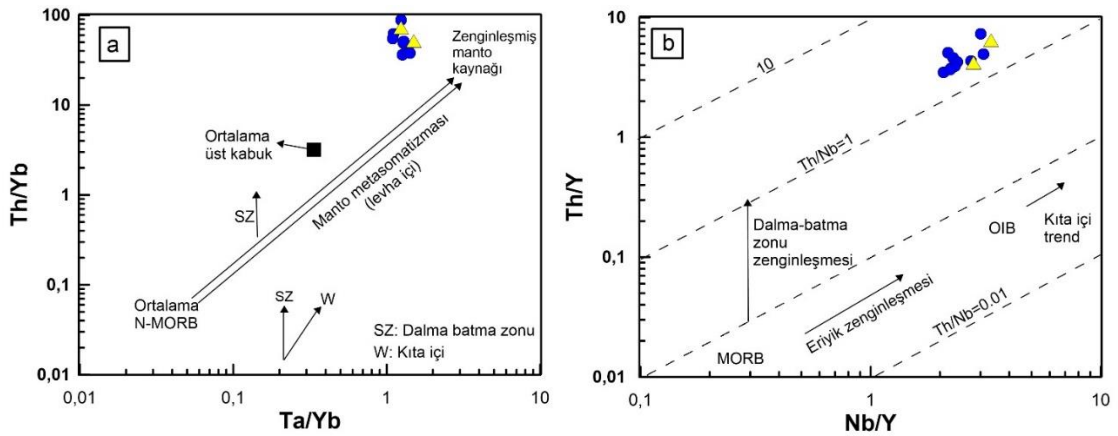
10.2.1.4 Magmatik kayaların tektonik yerleşimi

Keban Magmatiklerinin tektonik ortamlarını belirlemek amacıyla kullanılan Pearce vd. (1984)'in önerdiği Nb-Y ve Rb-Y+Nd diyagramlarında, örnekler plaka içi graniti (A-tipi) ve okyanus sırtı graniti alanında yer almaktadır (Şekil 10.20).



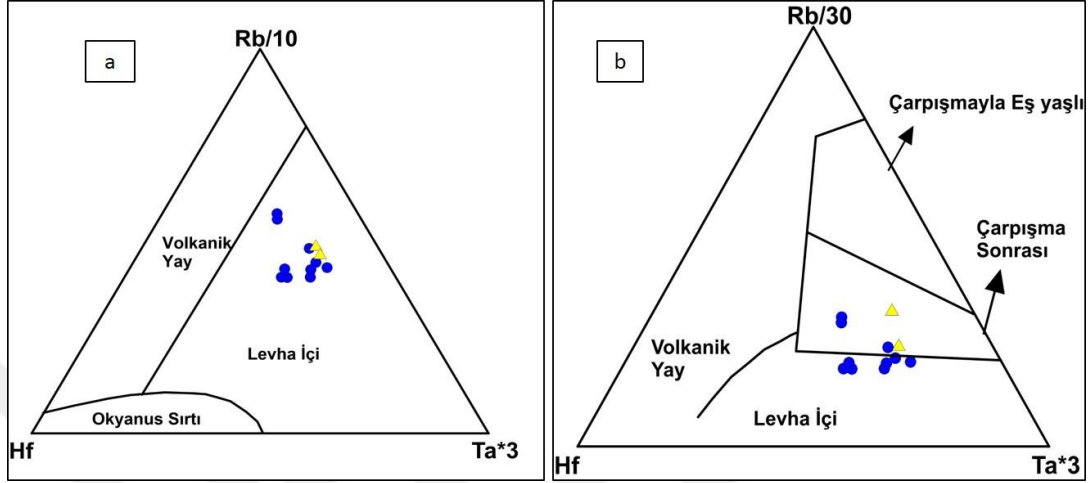
Şekil 10.20 Çalışma alanındaki magmatik kayaların Nb-Y ve Rb-Y+Nb diyagramlarındaki (Pearce vd. 1984) dağılımı

Magmaların kaynağının heterojenliği, metasomatizma derecesi ve kıtasal kirlenmenin etkisini belirlemede Ta/Yb-Th/Yb ile Th/Y-Nb/Y diyagramları oldukça kullanışlıdır (Pearce 1983). Keban alkalin siyenitleri Ta/Yb-Th/Yb diyagramında yüksek Ta/Yb ve Th/Yb oranlarıyla manto metasomatizma serisine karşı paralel dağılım gösterir (Şekil 10.21a). Bu değerler çarpışma sonrası ya da geç orojenik ortamları yansıtmaktadır. Nb/Y-Th/Y diyagramında ise (Şekil 10.21b) Keban siyenitleri yüksek Nb/Y ve Th/Y oranlarıyla kıta içi ortamında yer alır.



Şekil 10.21 Manto metasomatizmasının etkisini gösteren Th/Yb-Ta/Tb diyagramı (Pearce 1983), b. MORB ve OIB alanı ile Th/Nb eğrilerinin yer aldığı Nb/Y-Th/Y diyagramı (Kempton vd. 1991)

Şekil 10.22 a’da verilen Hf-Rb/10-Ta*3 diyagramında (Harris vd. 1986) magmatik kayaların büyük bir kısmı levha içi alanda (A-tipi) kümelenmiş, Hf-Rb/30-Ta*3 (Harris vd. 1986) diyagramında ise (Şekil 10.22b) örnekler çarpışma sonrası alanda yer almıştır.



Şekil 10.22 a. Hf-Rb/10-Ta*3 ve b. Hf-Rb/30-Ta*3 tektonik ortam sınıflama diyagramları (Harris vd. 1986)

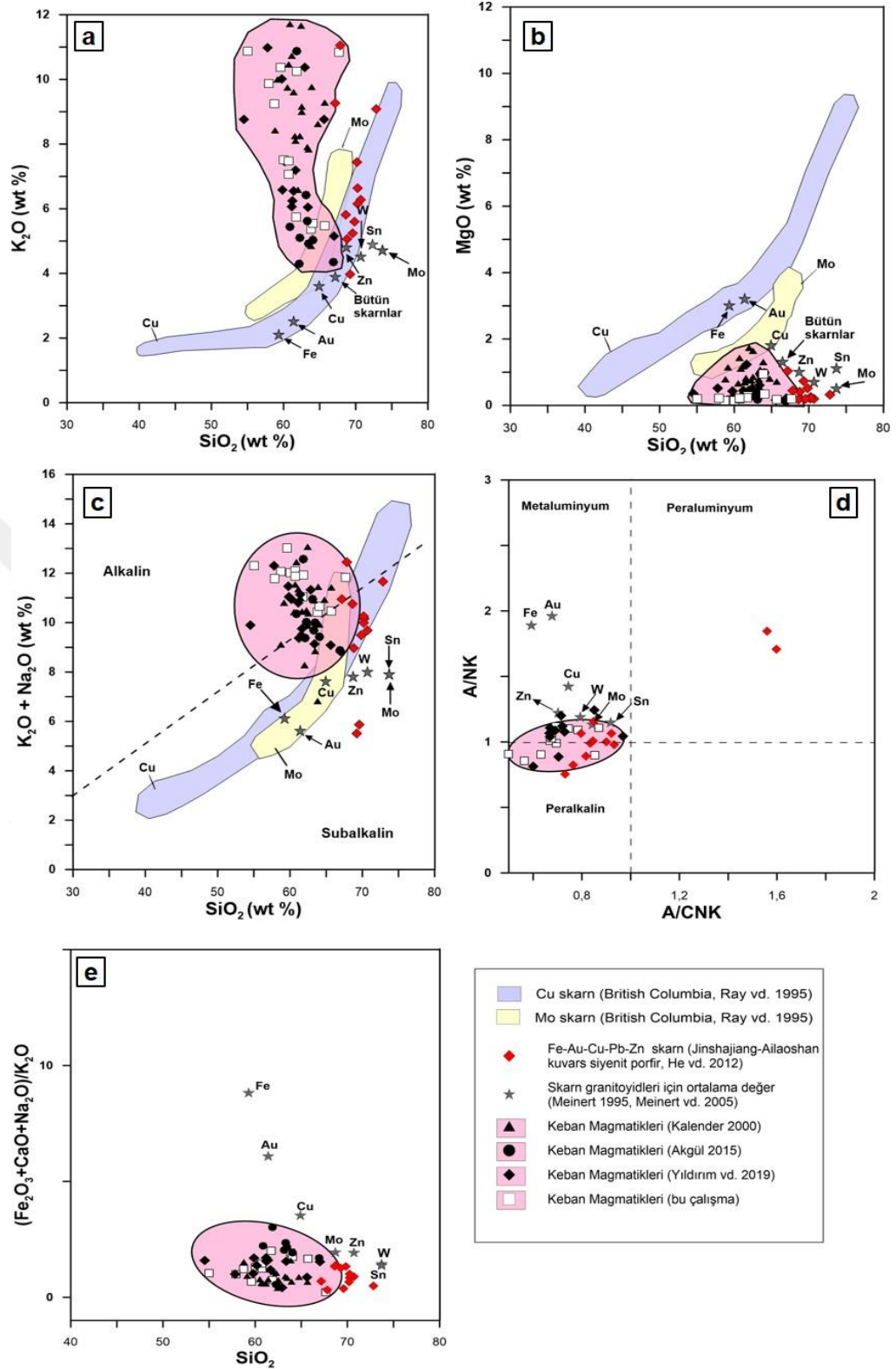
10.2.1.5 Keban Magmatikleri’nin majör oksit içeriklerinin dünyadaki diğer skarn granitoidleri ile karşılaştırılması

Keban Magmatiklerinin majör oksit içerikleri British Kolombiya’daki Cu-Mo-Fe-Au skarnlarıyla ilişkili granitoidler (Ray vd. 1995), Yunnan (Çin) bölgesinde bulunan Beiya altın-polimetallik yatakla ilişkili kuvars siyenit porfir (He vd. 2012), Elazığ-Keban bölgesinde çalışan diğer yazarların çalışmalarında belirtilen granitoid verileri (Kalender 2000, Akgül 2015, Yıldırım vd. 2019) ve Meinert (1995), Meinert vd. (2005) tarafından çalışılan skarn granitoidleri ile karşılaştırılmıştır.

Keban Magmatiklerinin K₂O konsantrasyonu % 4.20 ile 10.87 ve MgO konsantrasyonu ise % 0.14 ile 6.15 arasında değişmektedir (% 5.09-11.71 ve % 0.59-1.74: Kalender 2000; % 4.30-10.87 ve % 0.13-0.99: Akgül 2015). K₂O-SiO₂ diyagramına göre, Keban Magmatiklerinin bir kısmı British Kolombiya’daki Mo skarnla ilişkili plütonlara ve Meinert vd. (2005) tarafından belirlenen ortalama Zn skarn plütonuna yakın özellik gösterir (Şekil 10.23a). MgO konsantrasyonuna göre, herhangi bir plütona yakınlık söz

konusu değildir (Şekil 10.23b). Toplam alkali içeriğine göre, Keban Magmatikleri British Kolombiya'daki Cu ve Mo skarnla ilişkili plütonlara az da olsa yakınlık gösterir (Şekil 10.23c). Alüminyum doygunluk derecesine göre (A/NK: $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$; A/CNK: $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$), Keban Magmatikleri metalüminyum karakterinde olup mantosal kayaçlar ya da dalan okyanus kabuğuyla benzer jeokimyasal özellik taşımaktadır (Akgül 2015). Bunun yanı sıra, Meinert vd. (2005)'in tanımladığı ortalama Zn, W, Mo ve Sn skarn plütonlarına yakınlık göstermektedir (Şekil 10.23d). FeO içeriği ve diğer majör oksitler kullanılarak oluşturulan diyagramda (Şekil 10.23e) bu magmatikler Meinert vd. (2005) tarafından belirtilen ortalama Mo ve Zn skarn plütonlarıyla karşılaştırılabilir karakter sergilemiştir.



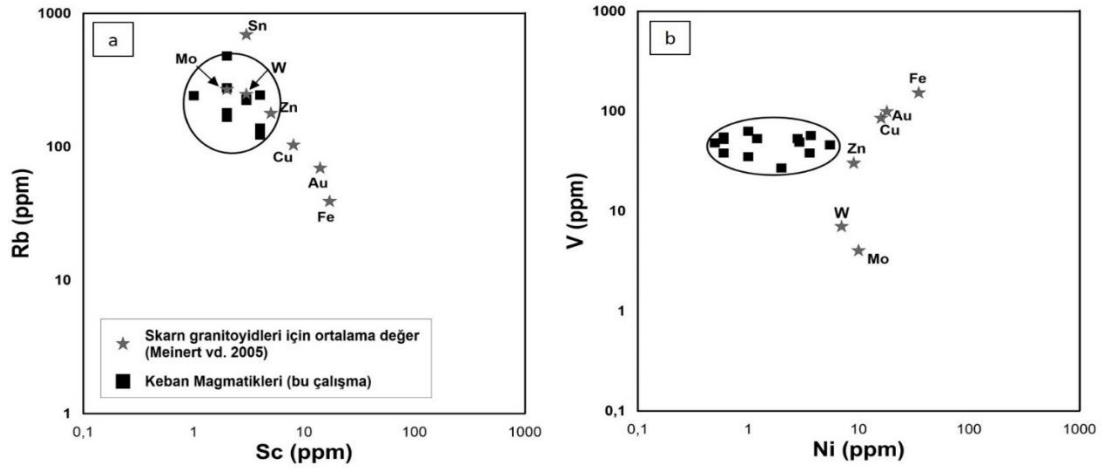


Şekil 10.23 Keban Magmatikleri'nin a) K_2O-SiO_2 , b) $MgO-SiO_2$, c) $Na_2O+K_2O-SiO_2$, d) ANK-ACNK, e) $(Fe_2O_3+CaO+Na_2O)/K_2O-SiO_2$ diyagramlarında dünyadaki farklı yerlerdeki skarn granitoidleri ile karşılaştırılması

10.2.1.6 Keban Magmatikleri'nin iz element içeriklerinin dünyadaki diğer skarn granitoidleri ile karşılaştırılması

İz element dağılımları skarnla ilişkili plütonlardaki akışkan davranışı ve ayrılımları hakkında önemli derecede veri sağlar. Krsitalizasyon ve diferansiyasyon sürecinde, Rb arttıkça Sc konsantrasyonunda azalma görülür. Skarnların yer aldığı plütonlar incelendiğinde Sn, Mo, W, Zn, Cu, Au ve Fe skarnlara doğru Sc konsantrasyonunda artış Rb'da ise düşüş görülür (Meinert vd. 2005). Bununla birlikte Sc gibi, V ve Ni konsantrasyonları da kristalizasyon ve mineralizasyon sürecinde azalır. Söz konusu element konsantrasyonları Fe skarndan Au, Cu, Zn, ve W skarnlara doğru düşmektedir. Mo ve Sn skarnlarla ilişkili plütonlarda ise V azaldıkça Ni değerinde artış belirlenmiştir (Meinert vd. 2005).

Keban Magmatikleri yüksek Rb konsantrasyonu ve nispeten yüksek V ve düşük Ni konsantrasyonları ile temsil edilmektedir. Rb ve Sc içeriklerine göre, incelenen granitoid Mo, W ve Zn skarn plütonu alanlarında yer alırken (Şekil 10.24a), V ve Ni konsantrasyonlarına göre ise Zn skarn plütonuna yakın düşmektedir (Şekil 10.24b).



Şekil 10.24 Keban Magmatikleri'nin iz element içerikleri a. Rb-Sc (ppm), b. V-Ni (ppm) diyagramları ve Meinert vd. (2005)'in belirlediği skarn granitoidler için ortalama değerleri

10.2.2 Alterasyon kayaçlarının jeokimyası

Skarn zonunda 26 adet örneğin majör, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları çizelge 10.8’de verilmiştir.

Çizelge 10.8 Skarn zonuna ait kayaçların majör (%), iz ve nadir toprak element (ppm) kompozisyonları

Skarn Zonu	ENDOSKARN (PROGRAD EVRE)		ENDOSKARN (RETROGRAD EVRE)					
	Gr skarn	Gr-prk skarn	Plj-gr skarn		Plj-gr-prk skarn	Gr-prk skarn		
Mineral zonu	D-KS1-		KS-17-	KS-19-		C-	KS-17-	KS-19-
Örnek No	7	D-KS1-9	13	8	B-KS3-4-2	KS2-5	61	9
Element (%)								
SiO ₂	35.83	34.28	37.19	49.08	39.71	34.71	40.47	44.31
Al ₂ O ₃	3.86	7.14	12.01	14.85	5.09	9.18	7.46	12.96
Fe ₂ O _{3T}	22.40	14.26	4.15	3.29	15.74	1.43	5.65	9.65
MgO	0.66	1.00	5.59	0.49	3.10	0.88	6.15	0.63
CaO	30.82	34.42	22.69	16.22	28.65	26.42	21.91	14.59
Na ₂ O	0.08	0.06	1.10	0.24	0.38	0.90	0.81	1.44
K ₂ O	0.14	0.24	4.30	6.91	0.80	6.36	4.21	6.70
TiO ₂	0.16	0.15	0.46	0.27	0.33	0.46	0.20	0.27
P ₂ O ₅	0.02	0.06	0.09	0.09	0.11	0.10	0.03	0.09
MnO	0.43	0.61	0.17	0.25	0.53	0.03	0.26	0.15
Cr ₂ O ₃	0.004	<0.002	0.008	<0.002	0.004	0.004	<0.002	<0.002
AZ	5.5	7.6	11.6	7.9	5.1	19.0	12.4	8.5
Toplam	99.88	99.87	99.44	99.79	99.64	99.69	99.67	99.54
İz elementler (ppm)								
Ba	27	90	647	1389	1118	1656	1461	1753
Be	<1	5	4	5	8	1	6	5
Co	7.5	8.9	16.7	5.6	11.7	6.1	22.3	23.4
Cs	2.0	1.7	7.2	6.1	1.8	2.5	13.0	4.4
Sc	3	4	12	3	6	8	2	3
Ga	16.5	18.0	13.8	16.3	12.1	9.1	1461	12.0
Hf	0.9	4.6	2.7	10.1	2.6	2.6	6	9.6
Nb	8.8	20.1	12.0	34.3	40.4	8.8	22.3	30.9
Rb	13.9	18.2	227.6	156.3	34.9	204.8	13.0	162.6
Sn	92	68	3	3	41	2	19	10
Sr	58.6	73.6	473.5	306.2	279.9	1824.7	670.3	552.4
Ta	0.2	0.5	0.8	1.7	1.9	0.7	1.2	1.5
Th	4.6	9.9	9.3	61.5	53.9	10.6	21.8	60.0
U	23.2	11.8	9.6	10.9	104.7	3.0	12.0	167.1
V	142	140	79	42	182	38	35	48
W	176.1	84.7	142.7	152.4	135.6	64.3	111.5	297.3
Zr	31.8	135.6	99.7	369.7	137.1	90.6	228.9	349.9
Y	8.2	8.9	21.0	12.5	110.8	18.5	13.7	20.9
Mo	2.9	2.2	2.1	0.8	0.8	0.3	0.3	61.3
Cu	13.1	8.7	490.0	10.0	13.6	4.5	54.0	35.5
Pb	10.5	4.4	63.4	85.4	8.2	6.1	48.0	63.6
Zn	123	68	235	123	32	12	84	198

Çizelge 10.8 Skarn zonuna ait kayaçların majör (%), iz ve nadir toprak element (ppm) kompozisyonları (devam)

Ni	2.6	2.8	22.8	0.7	2.2	14.9	4.7	14.8
As	14.6	6.0	66.2	7.3	5.4	6.2	4.1	241.4
Cd	0.3	<0.1	0.9	0.2	<0.1	<0.1	0.1	0.5
Sb	1.6	0.3	5.9	2.2	0.1	0.8	1.4	4.3
Bi	0.3	0.1	10.4	0.6	0.1	0.4	1.2	42.7
Ag	<0.1	<0.1	0.3	0.2	<0.1	<0.1	0.3	0.4
Au	2.5	<0.5	8.5	0.6	1.7	<0.5	4.8	11.9
Hg	<0.01	0.02	<0.01	0.01	0.02	<0.01	0.02	*
Tl	0.3	0.2	0.9	0.1	<0.1	0.1	0.4	1.8
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.8
Nadir Toprak Elementleri (ppm)								
La	14.8	14.5	55.9	40.4	311.2	33.8	53.9	767.1
Ce	57.2	44.1	76.4	67.6	612.5	62.6	75.9	639.0
Pr	7.73	5.65	7.56	7.28	76.69	6.64	7.29	36.33
Nd	24.5	19.5	26.6	26.2	297.0	23.5	23.8	79.2
Sm	3.31	2.89	4.90	4.48	38.82	4.23	3.99	8.37
Eu	0.83	0.83	1.16	0.87	11.67	0.67	1.00	2.00
Gd	2.13	2.13	4.81	3.27	24.54	3.44	3.32	7.18
Tb	0.27	0.28	0.71	0.43	3.11	0.56	0.42	0.76
Dy	1.48	1.59	4.16	2.16	16.33	3.35	2.21	3.51
Ho	0.30	0.27	0.74	0.43	3.10	0.68	0.48	0.62
Er	0.72	0.79	1.99	1.17	9.12	1.98	1.31	1.77
Tm	0.11	0.10	0.27	0.20	1.31	0.25	0.18	0.25
Yb	0.61	0.76	1.81	1.20	8.33	1.69	1.25	1.66
Lu	0.10	0.11	0.26	0.20	1.08	0.27	0.18	0.23
ΣHNTE_(La-Nd)	104.23	83.75	166.46	141.48	1297.39	126.54	160.89	1521.63
ΣMNTE_(Sm-Ho)	8.32	7.99	16.48	11.64	97.57	12.93	11.42	22.44
ΣANTE_(Er-Lu)	1.54	1.76	4.33	2.77	19.84	4.19	2.92	3.91
ΣNTE_(La-Lu)	113.99	93.39	187.01	155.69	1413.72	143.39	175.05	1547.75
(La/Yb)_n	17.40	13.69	22.15	24.15	26.80	14.35	30.93	331.47
(La/Sm)_n	2.89	3.24	7.36	5.82	5.18	5.16	8.72	59.17
(Gd/Yb)_n	2.89	2.32	2.20	2.25	2.44	1.68	2.20	3.58
La/Y	1.80	1.63	2.66	3.23	2.81	1.83	3.93	36.70
(Pr/Yb)_n	22.68	13.30	7.47	10.86	16.47	7.03	10.44	39.16
Ce/Ce*	1.30	1.19	0.79	0.89	0.94	0.96	0.82	0.58
Eu/Eu*	0.89	0.98	0.72	0.66	1.08	0.52	0.82	0.77

Çizelge 10.8 Skarn zonuna ait kayaçların majör (%), iz ve nadir toprak element (ppm) kompozisyonları (devam)

Skarn Zonu	EKZOSKARN (PROGRAD EVRE)			EKZOSKARN (RETROGRAD EVRE)						
	Gr-prk skarn	Vezüv-prk-gr skarn	Vezüv-gr skarn	Prk-gr skarn			Kalsik ekzoskarn			
Örnek No	B- KS3-7	D- KS2-1	C- KS1-2	KS- 17-53	B- KS2- 7	KS- 17-62	KS- 17-50	B- KS3-1	KS-17- 59	A-KS1- 7-(1)
Element (%)										
SiO ₂	32.34	30.01	30.17	24.18	26.04	15.56	10.77	11.94	0.66	0.51
Al ₂ O ₃	1.59	8.63	8.77	10.10	9.57	5.88	2.72	2.71	0.08	0.09
Fe ₂ O _{3T}	25.70	3.13	3.88	4.10	4.02	3.56	2.58	1.89	5.18	0.88
MgO	0.15	4.47	4.12	1.68	2.41	1.19	0.39	2.28	0.08	0.10
CaO	33.33	38.58	36.60	41.16	41.41	43.02	48.73	48.23	49.10	66.50
Na ₂ O	0.03	0.05	0.47	0.06	0.05	0.01	<0.01	0.04	0.01	0.02
K ₂ O	0.29	0.03	0.47	0.27	0.10	0.60	0.07	0.06	0.07	0.07
TiO ₂	0.04	0.56	0.45	0.92	0.36	0.36	0.11	0.17	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.03	0.23	0.12	0.06	0.09	0.08	<0.01	0.08	0.07	<0.01
MnO	0.51	0.31	0.11	0.15	0.35	0.18	0.15	0.16	0.22	0.17
Cr ₂ O ₃	<0.002	0.006	0.006	0.015	0.005	0.009	0.007	<0.002	<0.002	<0.002
AZ	5.7	13.7	14.6	17.0	15.4	29.3	34.2	32.2	15.8	22.7
Toplam	99.77	99.73	99.81	99.70	99.82	99.77	99.75	99.79	80.14	91.18
İz elementler (ppm)										
Ba	273	39	104	122	23	110	33	96	>50000	1303
Be	<1	2	3	3	4	1	<1	1	<1	<1
Co	6.5	10.4	10.7	11.2	8.2	5.4	5.3	5.7	16.4	4.1
Cs	1.6	0.4	1.3	3.4	<0.1	14.5	1.1	0.3	<0.1	<0.1
Sc	5	8	9	10	9	6	2	4	<1	<1
Ga	8.8	8.9	11.5	10.5	11.5	12.0	5.5	3.3	<0.5	<0.5
Hf	0.4	3.8	2.8	4.2	2.1	2.7	0.7	1.1	0.9	<0.1
Nb	20.9	11.3	10.1	29.5	10.1	14.9	4.4	4.2	<0.1	3.1
Rb	8.4	1.6	24.7	17.2	1.2	40.3	5.9	1.9	2.0	2.0
Sn	69	2	2	3	2	3	1	1	<1	<1
Sr	85.5	577.2	680.9	241.7	663.1	546.6	1090.5	1262.9	1804.1	2342.0
Ta	0.2	0.9	0.7	1.5	0.5	1.0	0.2	0.3	1.2	<0.1
Th	3.2	10.6	12.2	7.5	8.2	4.4	1.4	4.0	0.9	0.3
U	135.8	19.1	3.3	4.9	14.3	2.7	3.8	6.9	38.5	2.3
V	61	47	61	103	67	66	46	23	<8	<8
W	145.8	58.1	113.3	76.0	32.5	70.3	77.4	20.4	36.7	11.5
Zr	19.5	142.3	95.3	179.6	76.0	110.8	26.4	44.6	3.1	1.1
Y	6.8	27.9	22.8	18.7	18.7	13.9	4.9	10.3	19.5	5.1
Mo	7.8	0.4	2.0	3.7	0.1	0.6	1.4	0.1	214.4	1149.4
Cu	34.8	2.3	1.8	688.6	3.3	86.0	22.7	4.9	258.0	225.5
Pb	9.6	4.3	5.9	91.0	2.5	14.9	16.8	3.3	722.3	3041.3
Zn	22	117	40	193	69	48	61	17	86	293

Çizelge 10.8 Skarn zonuna ait kayaçların majör (%), iz ve nadir toprak element (ppm) kompozisyonları (devam)

Ni	0.1	2.4	7.3	21.0	4.6	9.2	5.0	2.4	1.1	0.4
As	62.1	19.0	42.9	22.7	9.4	8.7	4.3	3.1	128.1	24.2
Cd	0.1	<0.1	<0.1	0.8	0.1	0.2	0.2	<0.1	0.3	9.9
Sb	1.4	1.0	3.8	3.9	0.7	1.3	0.3	0.3	2.0	1.4
Bi	0.2	4.4	4.4	7.0	3.0	1.5	0.7	0.5	47.4	104.7
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	0.9	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	3.5	9.0
Au	1.8	0.7	0.8	6.9	<0.5	3.4	2.0	<0.5	5.0	5.3
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	0.06	<0.0	1	<0.01	0.06
Tl	1.0	<0.1	0.2	0.2	<0.1	0.2	0.1	<0.1	0.4	8.5
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	5.5	<0.5
Nadir Toprak Elementleri (ppm)										
La	231.8	165.3	36.8	49.6	117.0	8.4	12.3	67.2	2000.8	215.3
Ce	575.2	139.9	71.2	75.6	108.6	11.1	20.3	52.8	1239.2	280.0
Pr	43.47	10.27	7.61	7.35	8.92	1.37	2.01	3.77	57.80	19.09
Nd	85.0	31.6	28.5	25.9	28.2	5.8	6.8	12.0	92.8	37.5
Sm	4.66	6.32	5.52	4.38	4.75	1.45	1.16	2.17	4.64	1.45
Eu	1.76	1.27	1.01	1.20	0.93	0.35	0.29	0.42	0.32	0.34
Gd	2.41	6.10	4.82	4.25	4.24	1.86	0.99	2.15	7.70	2.05
Tb	0.24	0.93	0.71	0.60	0.63	0.32	0.14	0.33	0.51	0.15
Dy	1.04	5.50	4.26	3.38	3.37	2.23	0.84	1.84	2.31	0.74
Ho	0.16	1.05	0.82	0.70	0.70	0.44	0.17	0.38	0.37	0.11
Er	0.36	3.02	2.45	2.18	1.93	1.47	0.50	1.11	0.90	0.40
Tm	0.06	0.42	0.33	0.30	0.27	0.21	0.07	0.15	0.11	0.04
Yb	0.40	2.60	2.20	1.96	1.68	1.51	0.48	1.00	0.63	0.35
Lu	0.06	0.37	0.34	0.28	0.28	0.23	0.07	0.14	0.08	0.05
ΣHNTE_(La-Nd)	935.47	347.07	144.11	158.45	262.72	26.67	41.41	135.77	3390.60	551.89
ΣMNTE_(Sm-Ho)	10.27	21.17	17.14	14.51	14.62	6.65	3.59	7.29	15.85	4.84
ΣANTE_(Er-Lu)	0.88	6.41	5.32	4.72	4.16	3.42	1.12	2.40	1.72	0.84
ΣNTE_(La-Lu)	946.56	374.28	166.23	177.40	281.22	36.51	46.05	145.32	3408.09	557.52
(La/Yb)_n	415.68	45.60	12.00	18.15	49.95	3.99	18.38	48.20	2278.05	441.24
(La/Sm)_n	32.11	16.88	4.30	7.31	15.90	3.74	6.85	19.99	278.37	95.86
(Gd/Yb)_n	4.98	1.94	1.81	1.79	2.09	1.02	1.71	1.78	10.11	4.85
La/Y	34.09	5.92	1.61	2.65	6.26	0.60	2.51	6.52	102.61	42.22
(Pr/Yb)_n	194.47	7.07	6.19	6.71	9.50	1.62	7.49	6.75	164.18	97.60
Ce/Ce*	1.31	0.57	0.99	0.86	0.60	0.73	0.91	0.53	0.45	0.82
Eu/Eu*	1.44	0.62	0.59	0.84	0.62	0.65	0.81	0.59	0.16	0.60

Çizelge 10.8 Skarn zonuna ait kayaçların majör (%), iz ve nadir toprak element (ppm) kompozisyonları (devam)

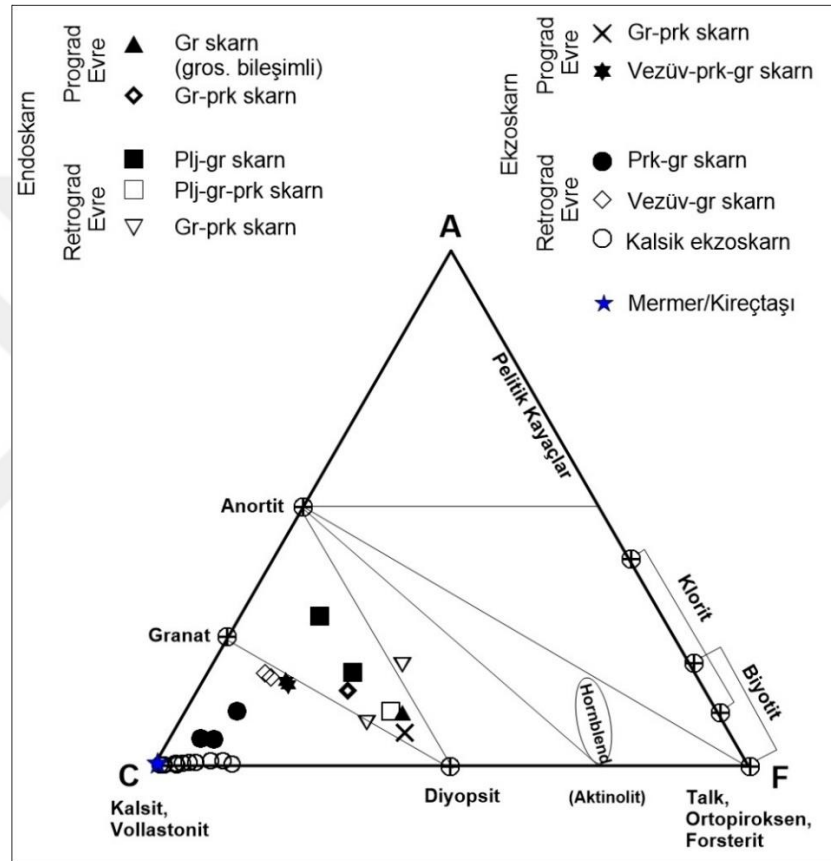
Skarn Zonu									
EKZOSKARN (RETROGRAD EVRE)									
Mineral zonu									
Kalsik ekzoskarn									
Örnek No	Örnek 1 Şist- Siyenit Dokanağı	B- KS1-5	D- KS1-3	D- KS1-6	D- KS2-8	C-KS2- 4-1	D- KS2-5	C- KS3-3	B- KS1-2
Element (%)									
SiO ₂	1.44	1.73	2.02	1.31	1.96	4.97	3.34	1.54	1.79
Al ₂ O ₃	0.18	0.36	0.70	0.30	0.52	0.27	0.23	0.27	0.48
Fe ₂ O _{3T}	1.01	0.94	1.14	1.46	0.52	0.29	1.64	0.25	0.78
MgO	0.77	0.54	4.74	0.62	6.56	0.18	0.30	0.61	2.73
CaO	53.26	53.33	48.05	52.91	47.39	52.13	51.42	54.04	50.86
Na ₂ O	0.02	<0.01	0.02	<0.01	0.01	0.09	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	0.19	0.16	0.28	0.17	0.39	0.12	0.06	0.20	0.20
TiO ₂	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.07	0.13	0.04	0.20	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
MnO	0.42	0.55	0.33	0.56	0.09	0.11	1.30	0.06	0.26
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
AZ	41.9	42.1	42.5	42.1	42.4	41.4	40.9	42.8	42.7
Toplam	99.33	99.93	99.93	99.69	99.91	99.54	99.33	99.84	99.91
İz elementler (ppm)									
Ba	907	736	303	378	148	39	643	39	326
Be	<1	<1	1	1	1	1	<1	3	3
Co	1.6	2.7	2.0	5.9	1.4	1.6	4.0	1.1	1.0
Cs	0.4	0.6	1.0	0.5	1.1	<0.1	0.6	0.3	0.6
Sc	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1
Ga	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hf	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1
Nb	0.5	0.4	1.0	1.7	0.4	<0.1	0.4	0.6	0.6
Rb	16.2	12.4	13.8	10.7	35.9	2.3	3.0	11.5	12.2
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	1777.8	342.7	227.3	501.4	485.3	3626.0	898.2	1119.2	214.6
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	0.4	0.3	0.8	0.3	0.3	<0.2	0.7	0.4	0.3
U	4.7	3.5	0.9	9.0	0.9	0.4	8.5	1.1	5.4
V	10	10	12	11	<8	<8	<8	<8	9
W	7.8	6.9	13.3	10.9	10.6	14.6	8.2	9.8	12.8
Zr	2.9	4.8	8.6	1.0	5.3	2.0	5.0	3.9	7.9
Y	6.8	1.3	2.2	0.3	1.7	5.8	4.9	1.2	4.1
Mo	570.4	12.7	4.5	1.9	2.8	0.3	15.6	0.4	5.7
Cu	123.6	31.9	4.3	56.2	0.7	0.6	15.1	16.9	7.0
Pb	2142.9	10.2	47.5	16.5	8.5	15.5	842.4	2.9	67.7
Zn	452	16	156	1055	48	48	3358	8	148

Çizelge 10.8 Skarn zonuna ait kayaçların majör (%), iz ve nadir toprak element (ppm) kompozisyonları (devam)

Ni	<0.1	3.6	4.7	2.5	1.0	1.0	6.8	1.5	3.4
As	23.6	31.0	50.1	58.1	17.1	3.1	834.7	3.6	13.7
Cd	4.3	<0.1	0.8	5.5	0.2	0.3	19.2	<0.1	1.2
Sb	0.9	0.6	6.8	5.2	5.3	0.2	11.9	0.3	0.9
Bi	54.9	0.2	0.2	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.2	0.8
Ag	6.2	<0.1	<0.1	0.2	0.2	<0.1	2.9	<0.1	0.4
Au	5.0	1.0	2.2	6.8	4.7	<0.5	6.8	1.1	0.8
Hg	<0.01	0.03	0.04	0.12	<0.01	<0.01	0.33	0.01	0.01
Tl	1.5	2.1	1.2	0.5	0.6	<0.1	1.9	0.2	1.2
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Nadir Toprak Elementleri (ppm)									
La	224.8	67.5	5.2	310.8	9.0	7.9	52.0	14.9	33.8
Ce	275.4	59.2	6.6	354.1	12.5	10.3	59.2	15.7	34.6
Pr	17.61	3.05	0.67	19.25	1.20	1.00	4.56	0.97	2.32
Nd	32.6	4.8	2.3	27.5	4.3	4.1	12.0	2.3	6.5
Sm	1.78	0.23	0.40	0.49	0.61	1.09	1.42	0.34	0.88
Eu	0.41	0.04	0.08	0.15	0.13	0.32	0.40	0.08	0.18
Gd	1.30	0.31	0.36	0.56	0.46	1.23	1.18	0.28	0.85
Tb	0.23	0.04	0.05	0.03	0.07	0.17	0.14	0.04	0.11
Dy	1.29	0.17	0.30	<0.05	0.30	0.93	0.86	0.21	0.67
Ho	0.26	0.04	0.07	<0.02	0.05	0.17	0.16	0.04	0.11
Er	0.68	0.08	0.21	<0.03	0.22	0.46	0.44	0.12	0.35
Tm	0.11	0.01	0.02	<0.01	0.02	0.04	0.05	0.02	0.05
Yb	0.69	0.09	0.17	<0.05	0.11	0.27	0.30	0.10	0.29
Lu	0.12	<0.01	0.02	<0.01	0.02	0.03	0.04	<0.01	0.05
ΣHNTE_(La-Nd)	550.41	134.55	14.77	711.65	27.00	23.30	127.76	33.87	77.22
ΣMNTE_(Sm-Ho)	5.27	0.83	1.26	1.30	1.62	3.91	4.16	0.99	2.80
ΣANTE_(Er-Lu)	1.60	0.19	0.42	0.10	0.37	0.80	0.83	0.25	0.74
ΣNTE_(La-Lu)	557.16	135.56	16.43	713.04	28.97	27.98	132.71	35.10	80.71
(La/Yb)_n	233.69	537.97	21.94	4458.73	58.69	20.99	124.33	106.88	83.60
(La/Sm)_n	81.53	189.46	8.39	409.48	9.52	4.68	23.64	28.29	24.80
(Gd/Yb)_n	1.56	2.85	1.75	9.27	3.46	3.77	3.25	2.32	2.42
La/Y	33.06	51.92	2.36	1036.00	5.29	1.36	10.61	12.42	8.24
(Pr/Yb)_n	45.67	60.64	7.05	688.95	19.52	6.63	27.20	17.36	14.32
Ce/Ce*	0.79	0.61	0.74	0.76	0.81	0.77	0.72	0.70	0.68
Eu/Eu*	0.79	0.46	0.63	0.87	0.72	0.84	0.92	0.77	0.63

10.2.2.1 Alterasyon kayaçlarının majör oksit bileşimleri

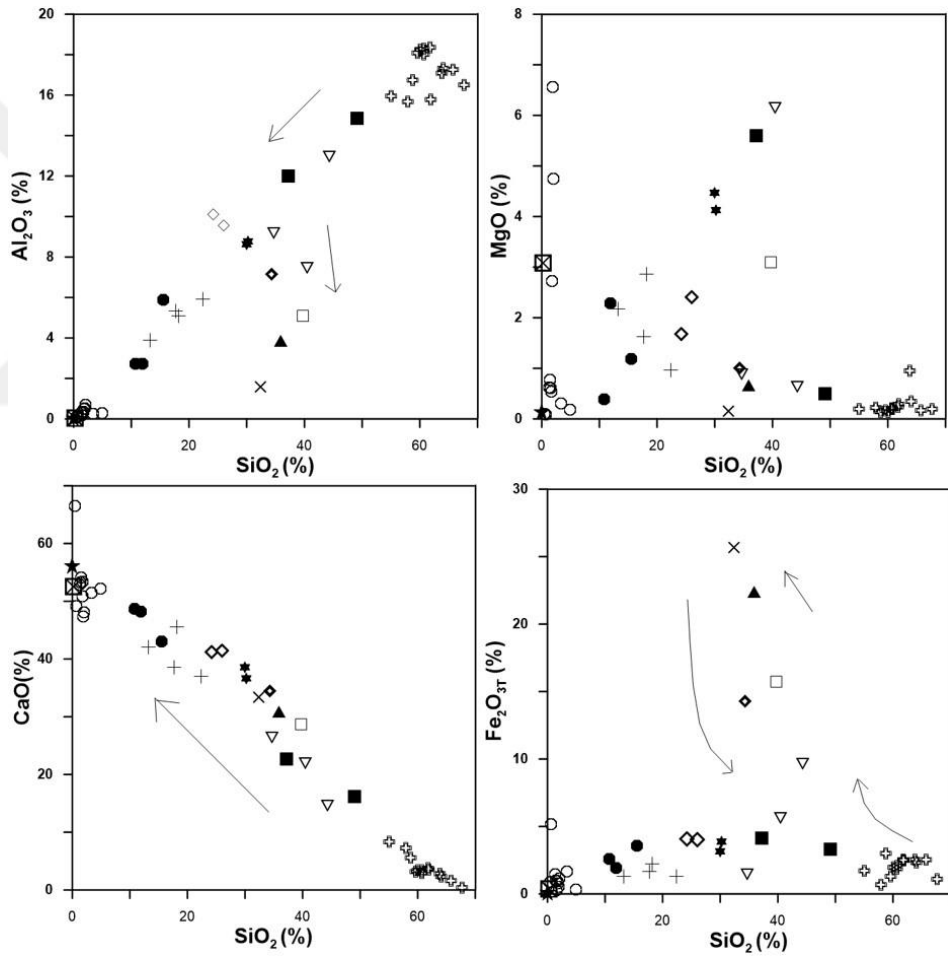
Skarn zonuna ait kayaçların majör oksit bileşimlerine göre çizilen ACF $[(Al_2O_3+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)-(CaO-3.3 P_2O_5) - (MgO+MnO+FeO)]$ üçlü diyagramda (Barton vd. 1991), endoskarn ve ekzoskarnın kalsik karakterli olduğu ve bu zona ait kayaçların kalsiyum silikat bileşimli minerallere (anortit, granat, vezüvyanit, diyopsit, vollastonit) karşılık geldiği belirlenmiştir (Şekil 10.25).



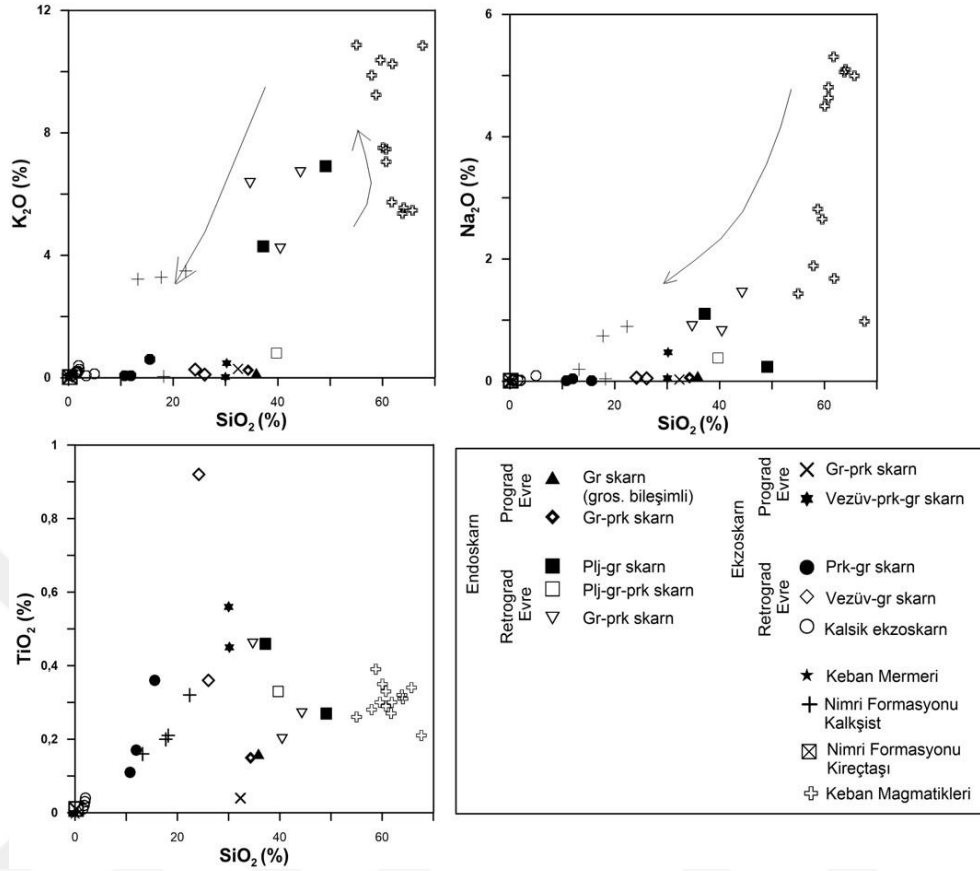
Şekil 10.25 Alterasyon zonuna ait kayaçların AFC $[(Al_2O_3+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O) - (CaO-3.3 P_2O_5) - (MgO+MnO+FeO)]$ diyagramında düştüğü alanlar (Barton vd. 1991)

Alterasyon zonlarına ait örneklerin element hareketliliğini incelemek amacıyla $SiO_2-Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, K_2O, Na_2O$ ve TiO_2 diyagramları çizilmiştir (Şekil 10.26). CaO konsantrasyonu foid siyenit porfirden mermere doğru düzenli şekilde artarken, K_2O ve Na_2O içerikleri siyenit porfir kantağındaki plajiyoklaz-granat-piroksen skarn zonundan itibaren önemli bir değişim göstermemektedir. Al_2O_3, Fe_2O_3 ve MgO konsantrasyonları ise siyenit porfirden itibaren dış skarn zonuna doğru oldukça hareketli davranış

sergilemektedir. Fe_2O_3 içeriği foid siyenit porfirden andradit bileşimli granat skarn zonuna doğru artmakta ve daha sonra düşmektedir. Bu durumun aksine, Al_2O_3 siyenit porfirden andradit bileşimli granat skarn zonuna doğru azalmaktadır. Vezüvyanit, anortit ve grossular gibi minerallerin yapısında yer alan Al_2O_3 , bu minerallerin olduğu örneklerde artmakta ve mermere doğru tekrar azalmaktadır. Piroksen ve titanit (sfen) ile ilişkili olan Mg ve Ti, bu minerallerin bulunduğu zonlarda yüksek konsantrasyon göstermekle birlikte düzenli bir birliktelik sergilememektedir. Mermer kontağındaki dış skarn cevherleşmesine bakıldığında MgO ve TiO_2 varlığı, söz konusu elementlerin bu zona kadar taşındığına işaret etmektedir.



Şekil 10.26 Alterasyon zonlarının Harker değişim diyagramları



Şekil 10.26 Alterasyon zonlarının Harker değişim diyagramları (devam)

10.2.2.2 Alterasyon kayaçlarının iz element bileşimleri

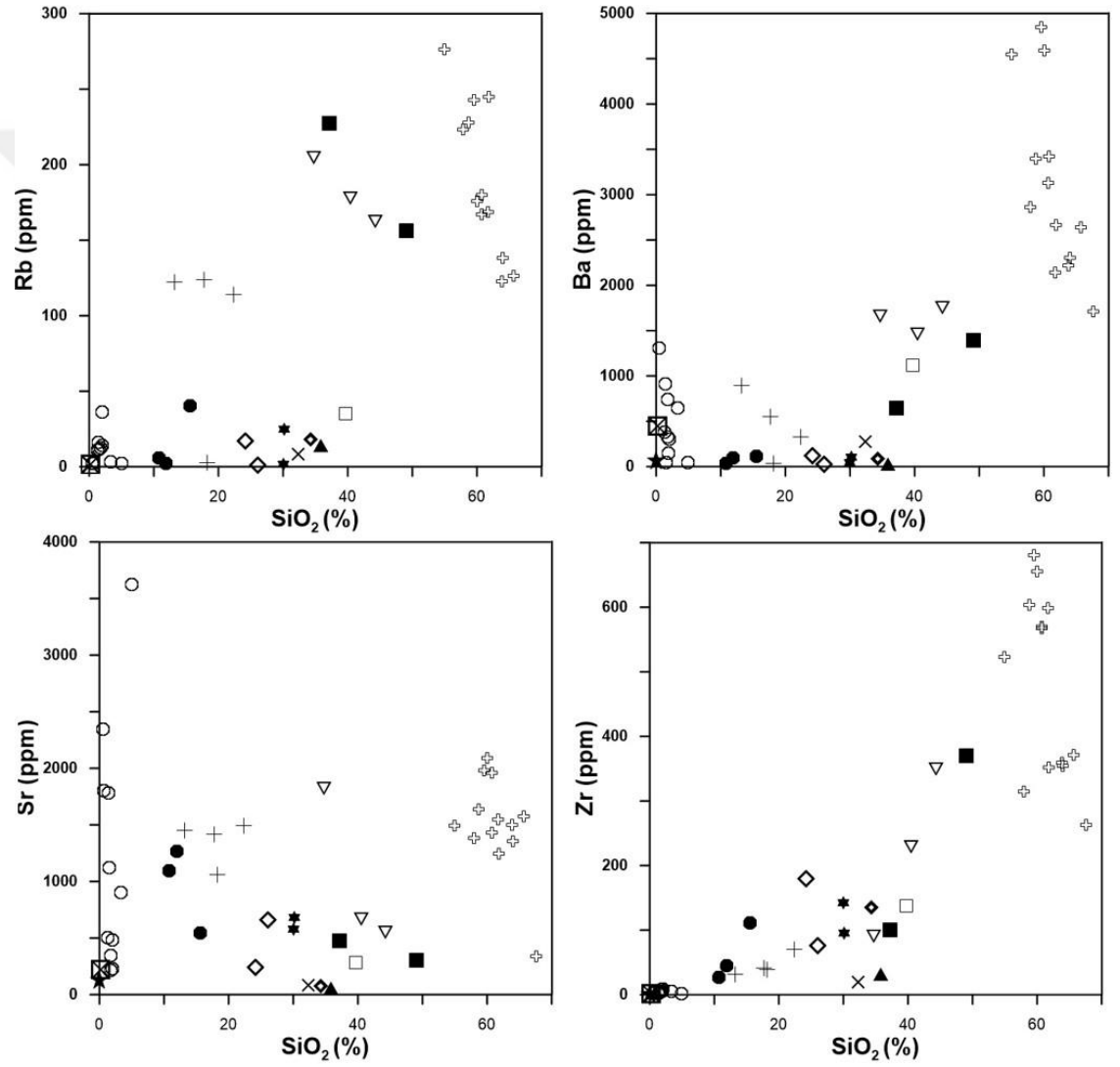
Skarn zonlarındaki element hareketliliği fooid siyenit porfir-mermer arasında çizilen SiO₂-Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb, Nd, Sm ve Yb element diyagramları ile incelenmiştir (Şekil 10.27).

K-feldispat yapısındaki Rb ve Ba endoskarn retrograd evreki plajiyoklaz-granat, plajiyoklaz-granat-piroksen ve granat piroksen skarn zonları ile kalsik egzoskarn zonunda zenginleşirken diğer zonlarda fakirleşmiştir. Skarn zonlarında sfenin veya damar skarnlardaki piroksende tutulan Sr (Lentz 1998) ise endoskarn zondaki granat-piroksen, plajiyoklaz-granat, egzoskarn zondaki vezüvyanit-piroksen-granat ile piroksen-granat ve egzoskarna ait bazı örneklerde zenginleşmiştir.

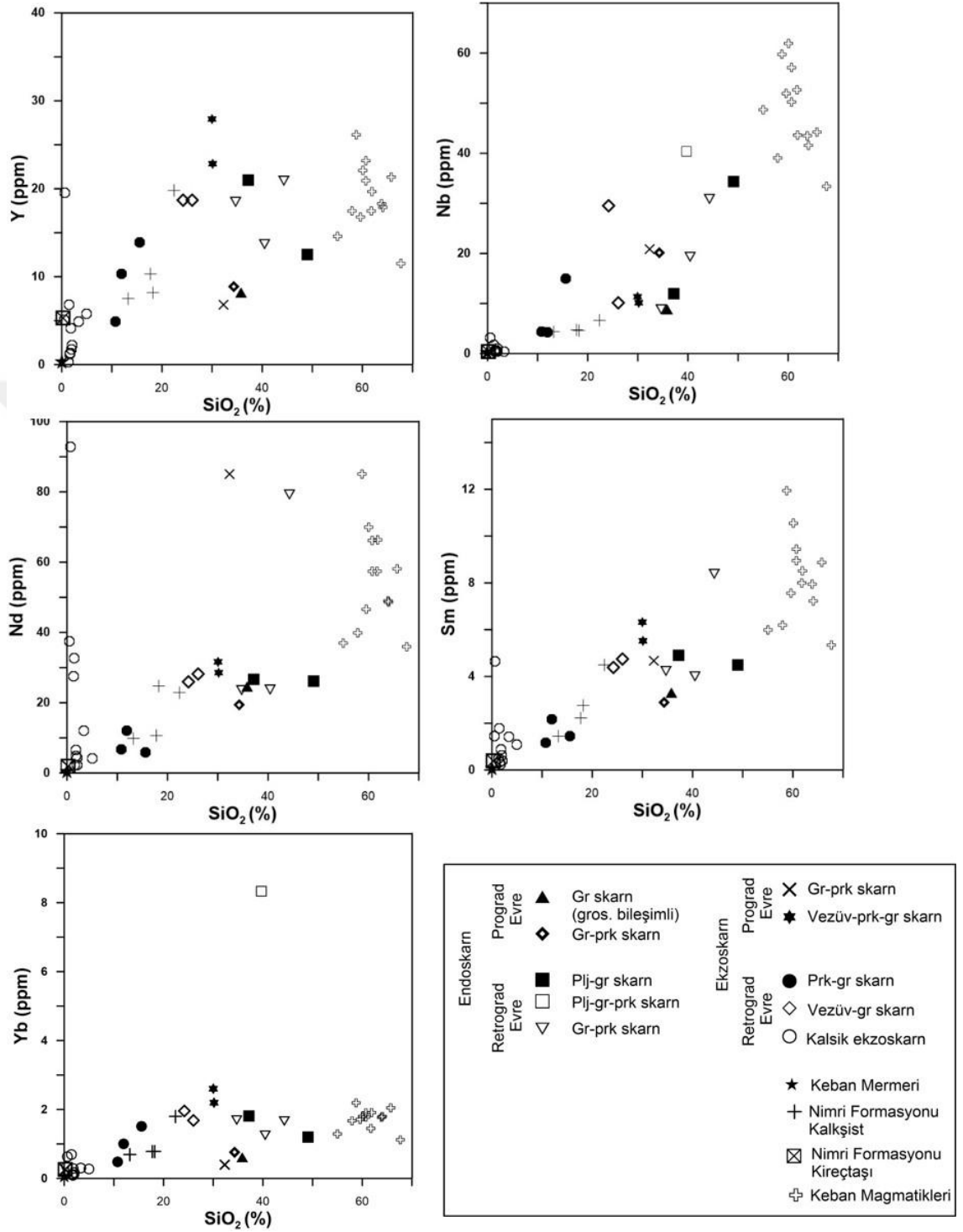
Endoskarna ait plajiyoklaz-granat ve granat-piroksen ile egzoskarna ait vezüvyanit-granat skarnında Zr konsantrasyonu göreceli şekilde yüksektir. Granat ve piroksenin yapısına

giren Y ise, skarn zonlarının genelinde zenginleşmiştir (özellikle, grossular, piroksen ve vezüvyanit bol olduğu zonlarda). Benzer şekilde, Nb grossuların ve vezüvyanit bol olduğu örneklerde yüksek konsantrasyon gösterir.

Skarn zonlarında artış gösteren Nd, Sm ve Yb granat, piroksen ve sfenin yapısında bulunur. Şekil 10.27’den görüldüğü üzere, Nd ve Sm tüm zonlarda aynı ölçüde zenginleşme gösterirken Yb plajiyoklaz-granat-piroksen skarnında diğerlerine göre daha fazla zenginleşmiştir.



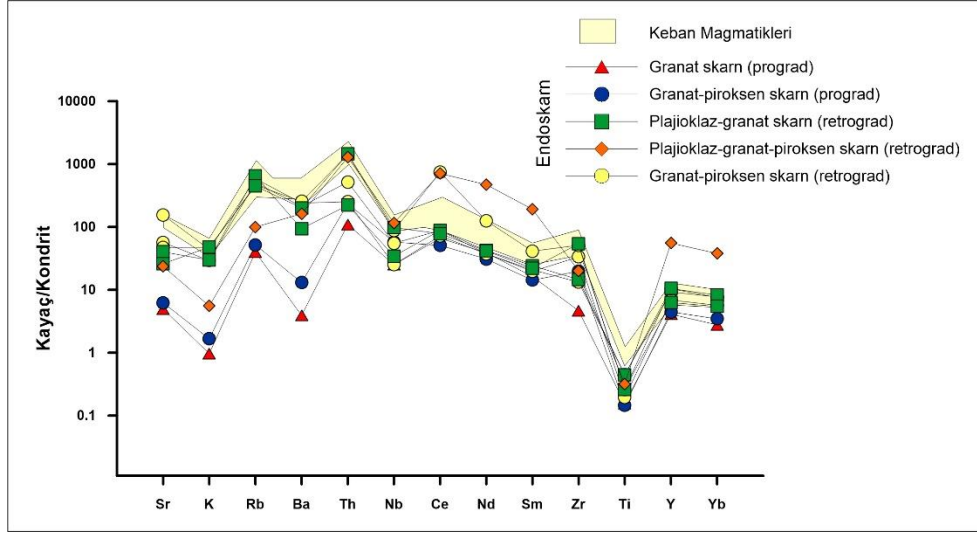
Şekil 10.27 Skarn zonlarına ait örneklerin iz element Harker değişim diyagramları



Şekil 10.27 Skarn zonlarına ait örneklerin iz element Harker değişim diyagramları (devam)

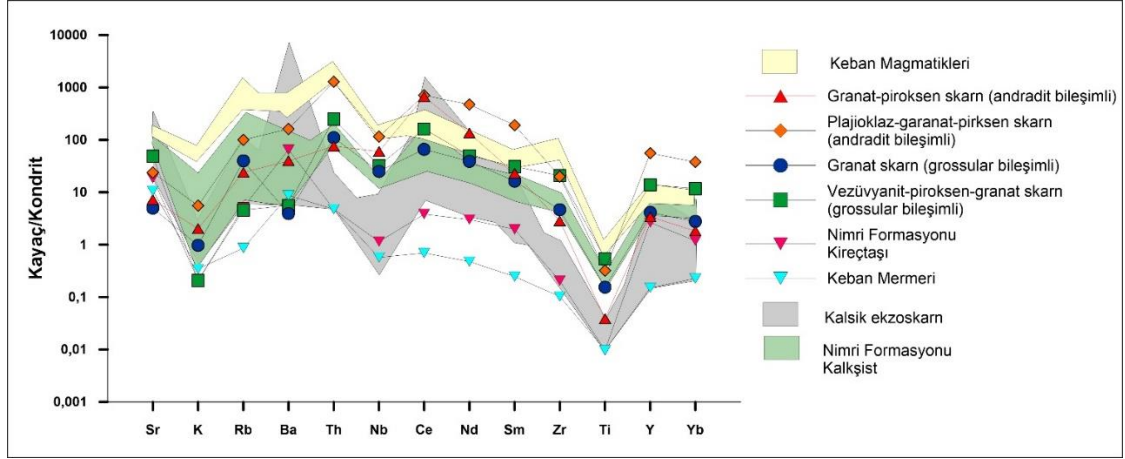
10.2.2.3 Alterasyon kayaçlarının çoklu element bileşimleri

Skarn zonunda yer alan kayaçların element hareketliliğini belirlemek amacıyla Keban Magmatikleri, alterasyon kayaçları ve Keban mermerlerine ait LIL (Sr, K, Ba ve Rb), HFS (Th, Nb, Zr, Y, Yb ve Ti) ve NTE (Ce, Nd, Sm ve Yb) içerikleri kondrit bileşimi ile (Thompson 1982) karşılaştırılmıştır. Endoskarn prograd evreye ait granat (D-KS1-7), granat-piroksen (D-KS1-9), endoskarn retrograd evreye ait plajiyoklaz-granat (KS-17-13, KS-19-8), plajiyoklaz-granat-piroksen skarn (B-KS3-4-2) ve granat-piroksen skarn (C-KS2-5, KS-17-61, KS-19-9) zonları Keban Magmatikleri ile karşılaştırıldığında LIL'in kısmen fakirleştiği, HFSE ve NTE'nin zenginleştiği görülmüştür (Şekil 10.28). LIL elementlerinden Sr, Ba ve K'un plajiyoklaz-granat skarn zonunda magmatiklere göre zenginleştiği diğer zonlarda ise az da olsa tüketildiği gözlenir. K-feldispat yapısına giren bu elementlerin feldispat içeren zonlarda miktarı artmış ancak intrüzif kayaktan uzaklaştıkça konsantrasyonları giderek azalmıştır. Ba ise Keban Magmatiklerinde K'ca zengin feldispatların yapısına girerken skarn zonlarında plajiyoklaz ve piroksen bünyesinde tutulmuştur. HFS elementlerinden Th alüminyumun, Ti demirin, Y ve Yb magnezyumun yerine geçmektedir. Buna göre, Th, Nb ve Zr sfenin, Ti ise sfen ve piroksenin yapısına girer. Skarn zonlarında (endoskarn) bu elementler sfen ve piroksenin yapısına girerek Keban Magmatiklerine göre zenginleşmişlerdir. Ce, Nd, Y ve Yb (NTE) granat içeren skarnlarda zenginleşmiş, Yb ise piroksenin bünyesine girerek piroksen içeren skarnlarda zenginleşmiştir.



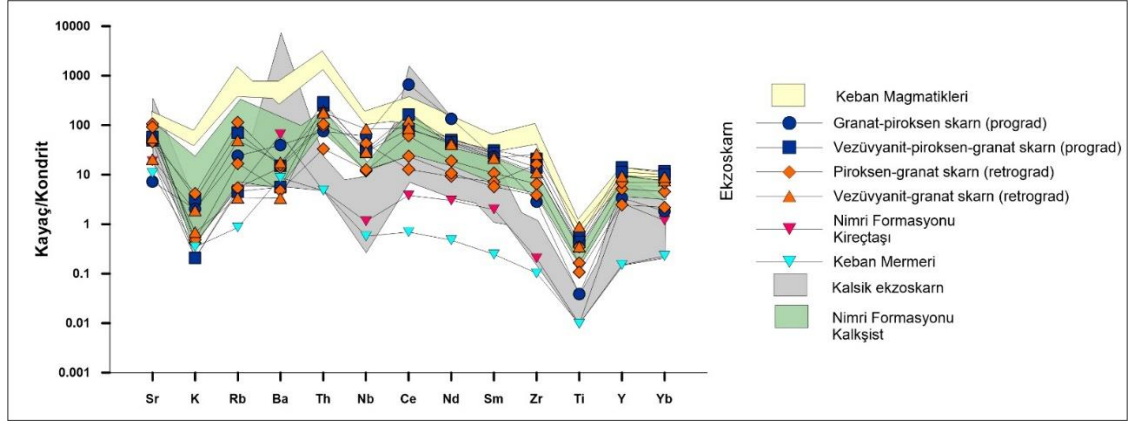
Şekil 10.28 Keban Magmatikleri ve endoskarn zonuna ait örneklerin kondrite göre karşılaştırıldığı çoklu element diyagramı (Thompson 1982)

Andradit bileşimli granat-piroksen skarn (B-KS3-7) ve plajiyoklaz-granat-piroksen skarn (B-KS3-4-2) ile grossular bileşimli granat skarn (D-KS1-7) ve vezüvyanit-piroksen-granat skarn (D-KS2-1) zonları Keban Magmatiklerine göre LIL bakımından fakirleşmiştir. Kalsik ekzoskarn ise K ve Rb elementlerince fakirleşmiştir (Şekil 10.29). Ancak, Sr zenginleşmesi karbonatlaşmanın artışı ile ilişkilidir. Sr, K, Rb, Ba gibi elementler mobil oldukları için dış skarn zonuna kadar taşınabildiğinden, diğer zonlara göre daha fazla zenginleşme gösterirler. Granat içeren zonlardaki K, Rb ve Ba konsantrasyonları Keban Magmatiklerine göre daha düşüktür. Th ve Nb içerikleri magmatiklerle neredeyse aynı kalırken mermer skarn da fakirleşmiştir. Zr, Ti, Y, Yb granat, Ti ise vezüvyanitin yapısına girerek kısmen zenginleşmiştir. Skarn ana zonuna ait (prograd evre) yapılan çalışmalarda (Ochiai vd. 1993, Jamveit ve Hervig 1994, Nicollescu vd. 1998) zonlu granatların bantlarında Fe zenginleşmesi ve Ca, Al, Ti, Zr ve Y konsantrasyonlarında ise azalma görülmüştür. Andradit bileşimli kısmen zonlu granat içeren kesimlerde (özellikle granat-piroksen skarn, B-KS3-7) Zr, Ti, Y ve Yb içerikleri grossular bileşimleri olanlara göre daha düşüktür. Plajiyoklaz-granat-piroksen skarn da (B-KS3-4-2) bu elementlerin nispeten yüksek bollukta olması piroksende bulunmalarından kaynaklanmaktadır. Grossular bileşimli skarnlarda Ca ile ilişkili olarak Zr, Y ve Ti konsantrasyonları artmaktadır.



Şekil 10.29 Keban Magmatikleri, granatlı zonlara ait örneklerin kondrite göre karşılaştırıldığı çoklu element diyagramı (Thompson 1982)

Şekil 10.30'da ekzoskarn prograd evreye ait granat-piroksen skarn (B-KS3-7), vezüvyanit-granat (C-KS1-2, D-KS2-1) ve ekzoskarn retrograd evreye ait piroksen-granat (B-KS3-1, KS-17-62, KS-17-50) skarn ve vezüvyanit-granat skarn (B-KS2-7, KS-17-53) zonları, kalsik ekzoskarn, Nimri formasyonuna ait kireçtaşı ile kalkşist ve Keban Mermerine ait element içerikleri, Keban Magmatikleriyle karşılaştırılmıştır. Genel anlamda prograd ve retrograd evredeki LIL elementler magmatiklere göre fakirleşmiştir. Tüm zonlarda HFS ve NTE içerikleri magmatiklere göre büyük ölçüde fakirleşmiştir. Keban Mermeri diğer kayalara göre tüm elementlerce fakirleşmiştir. Skarn zonlarında LIL, HFS ve NTE'ler Ba dışında Keban Magmatikleriyle uyumlu yönelim gösterirler. Rb ve Ba skarn minerallerinde (granat, vezüvyanit ve piroksen) magmatiklere göre fakirleşmiştir. Granat ve vezüvyanit içeren zonlarda Rb ve Ba tüketilmesi ve NTE'lerin magmatiklere göre zenginleşmesi akışkan-kayaç etkileşimi ile açıklanabilir.



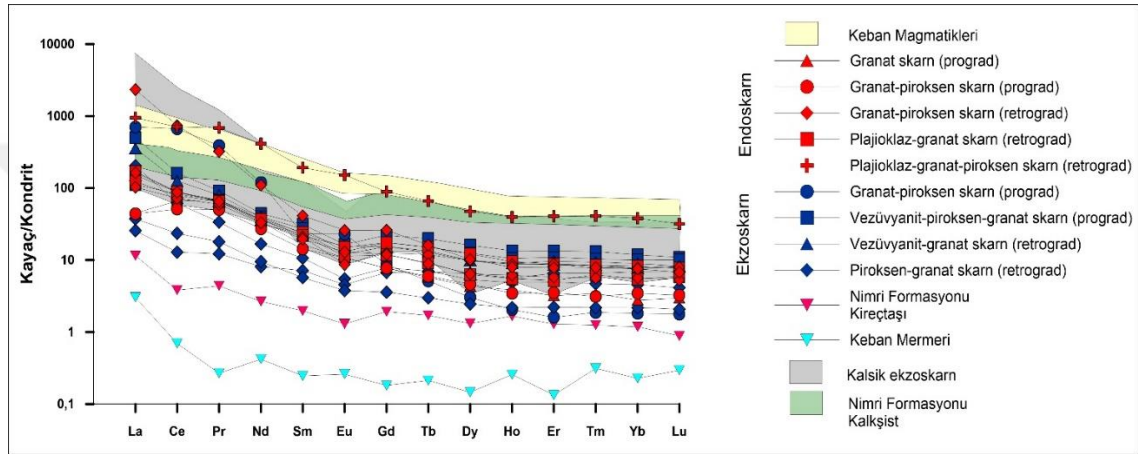
Şekil 10.30 Keban Magmatikleri ile ekzoskarn evreye ait örneklerin kondrite göre karşılaştırıldığı çoklu element diyagramı (Thompson 1982)

10.2.2.4 Alterasyon kayaçlarının nadir toprak element bileşimleri

Alterasyon kayaçlarının toplam nadir toprak element (Σ NTE) konsantrasyonları 16.4-3408.1 (ort. 433.2) ppm arasında değişmektedir (Çizelge 10.8). Σ HNTE 27-3390.6 (ort. 418.4) ppm, Σ MNTE 0.8-97.6 (ort. 12.10) ppm ve Σ ANTE 0.1-19.8 (ort. 2.8) ppm'dir. (La/Yb)_n oranı 3.9-2278.1 (ort. 350.3) arasında, (La/Sm)_n oranı 2.9-409.5 (ort. 50.32) arasında, (Gd/Yb)_n oranı 1.0-10.1 (ort. 3.0) (Pr/Yb)_n oranı 1.6-688.9 (ort. 56.2) arasında değişmektedir. La/Y 0.6-1036 (ort. 52.6) arasında yer alır. Eu/Eu* 0.16-1.43 arasında (ort. 0.74) olup negatif Eu anomalisi sunar. 0.53-1.30 (ort. 0.80) arasında olan Ce/Ce* negatif Ce anomalisi ile temsil edilir.

Metasomatik reaksiyonlar ve akışkan infiltrasyonu skarn zonlarına ait örneklerin özellikle granat, piroksen ve vezüvyanit içeren kayaçların NTE içeriklerinde farklılıklara sebep olmuştur. Şekil 10.31'de endoskarn ve ekzoskarn zonlarının Keban Magmatiklerine göre NTE bakımından tüketildiği, endoskarnın HNTE'lerce ekzoskarnın ise ANTE'lerce zenginleştiği göze çarpar. Ayrıca, Nimri formasyonuna ait kalkışistlerin NTE desenleri Keban Magmatikleri ile benzerlik sunmaktadır. Plajiyoklaz-granat-piroksen skarn (B-KS3-4-2) diğer zonlara göre NTE bakımından zenginleşmiştir (Şekil 10.31). Whitney ve Olmsted (1998), andradit bileşimli granatların Pr içeriğinin yüksek ve pozitif Eu anomali gösterdiğini belirlemişlerdir. Çoğunlukla endoskarn zonunda oluşan grossular düşük Σ NTE konsantrasyonları ve negatif Eu anomalisi gösterir. Andradit ise genellikle

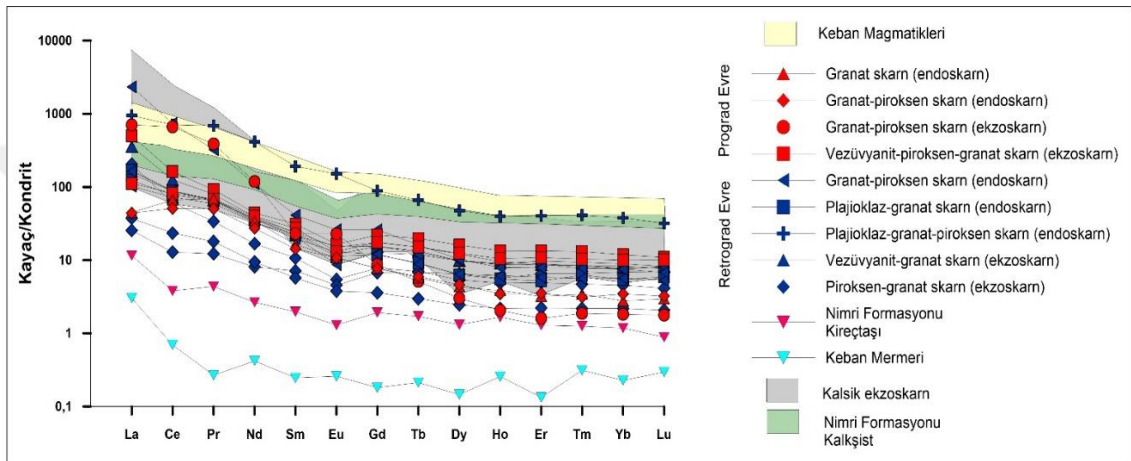
ekzoskarn zonunda yer alır ve orta bollukta Σ NTE konsantrasyonları, pozitif Pr anomalisi ve bazı örneklerinde hafif negatif Eu anomalisi ile karakteristiktir. Xiao vd. (2018), grossularca zengin endoskarn da difüzyif metasomatizma etkisi ve düşük su/kayaç oranı nedeniyle granat kristallerinin yavaş büyüdüğünü, andradit-baskın ekzoskarn da granatların ise advectif (infiltrasyon) metasomatizmanın etkisiyle ve su-kayaç etkileşiminin artmasıyla hızlı kristallendiğini ve hidrotermal akışkandaki NTE içeriğinin azaldığını belirtmiştir.



Şekil 10.31 Keban Magmatikleri, endoskarn ve ekzoskarn zonlarına ait NTE içeriklerinin kondrite göre karşılaştırılması (Nakamura 1974)

Şekil 10.32'de, tüm kayaç gruplarında HNTE içeriklerinin ANTE'ye göre yüksek olduğu belirgin bir şekilde görülür. Keban Magmatikleri NTE bakımından diğerlerine göre zenginleşmiş ve onu prograd ve retrograd evredeki örnekler takip etmektedir. Retrograd evredeki NTE içeriği prograd evreye göre düşüktür. Prograd ve retrograd evrelerdeki örnekler, HNTE'lerin konveks deseni ile Keban Magmatiklerine benzerlik sunmakta ve negatif Eu anomalisi sergilemektedir. Retrograd evreye ait piroksen-vezüvyanit-granat skarn ise HNTE'ce zenginleşmiş ve negatif Eu ile karakteristiktir. Prograd evrenin ürünleri metasomatik akışkanlar için belirgin olan HNTE'de konveks desen, pozitif Pr anomalisi ve çoğunlukla negatif Eu anomalisi göstermekle birlikte muhtemelen hidrotermal akışkanların kalkışist/karbonatlı birimleri çözmesi sonucu oluşmuşlardır. Kalsik ekzoskarn diğer skarn zonlarına göre yüksek HNTE içeriği ve belirgin negatif Eu anomalisi sergilemektedir.

Granat ve vezüvyanit minerallerinin birlikte bulunması hidrotermal akışkanla birlikte derinlerde ısınan ve infiltre olan meteorik suların da çökelmede katkısı olduğuna işaret etmektedir. Granat gibi susuz bir mineralin beraberinde vezüvyanitin oluşması için gerekli olan akışkan hidrotermal proseslerin yanı sıra ısınmış meteorik sularla sağlanmış olmalıdır (Tracy ve Frost 1991). Valley ve O'Neil (1982)'in bulgularına göre meteorik sular 12 km derinliğe kadar sızabilmektedir. Bundan dolayı, bölgede skarn oluşumunda rol alan metasomatik akışkanların hidrotermal ve meteorik su katkısı içerdiği söylenebilir.



Şekil 10.32 Keban Magmatikleri, prograd ve retrograd evrelere ait NTE içeriklerinin kondrite göre karşılaştırılması (Nakamura 1974)

Skarnlaşma süreci sırasında HNTE'ler ve ANTE'ler arasında düşük silikatlı kayalarda daha da belirgin olacak şekilde bir büyük fraksiyonlanma oluşur (Çizelge 10.8). Buna karşın, fraksiyonlanma derecesi MNTE ile ANTE'ler arasında göreceli olarak daha düşüktür ve fraksiyonlanma $\text{HNTE/ANTE} > \text{HNTE/MNTE} > \text{MNTE/ANTE}$ sırasını takip eder.

10.2.3 Cevher ve yan kayaçların jeokimyasal incelemeleri

10.2.3.1 Yan kayaçların ana element bileşimleri

Hem cevher örneklerinin hem de alterasyon birimlerinin yan kayacı olan metamorfiklere (Nimri formasyonu) ait 4 adet kalkışist ile 3 adet kireçtaşı ve Keban Mermerine ait 1 adet

örnek analiz edilmiştir (Çizelge 10.9). Nimri formasyonuna ait KS-17-18 ve KS-17-28 kireçtaşı karot örnekleri olup diğer örnekler (B-KS2-9 mermer, A-KS1-4, C-KS3-4, CKS4-5, D-KS1-10 kalkşist) el örneklerine aittir.

Çizelge 10.9 Yan kayaç örneklerine ait ana element (%), iz ve nadir toprak element (ppm) konsantrasyonları

Yan Kayaçlar	Mermer	Kalkşist				Kireçtaşı			
		B-KS2-9	A-KS1-4	C-KS3-1	C-KS4-5	D-KS1-10	KS-17-18	KS-17-28	KS-17-57
SiO ₂	%	<0.01	13.23	22.39	17.74	18.21	1.06	1.05	0.21
Al ₂ O ₃	%	<0.01	3.87	5.91	5.33	5.09	0.27	0.15	0.05
Fe ₂ O _{3T}	%	0.05	1.30	1.27	1.63	2.24	0.23	0.18	0.35
MgO	%	0.13	2.18	0.97	1.63	2.86	0.46	0.94	3.08
CaO	%	56.07	42.07	36.98	38.61	45.54	54.64	53.99	52.53
Na ₂ O	%	<0.01	0.19	0.90	0.74	0.04	0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	%	0.05	3.21	3.48	3.28	0.05	0.22	0.13	0.03
TiO ₂	%	<0.01	0.16	0.32	0.20	0.21	0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	%	<0.01	0.04	0.09	0.04	0.05	0.01	<0.01	<0.01
MnO	%	0.02	0.13	0.04	0.09	0.17	0.01	0.02	0.12
Cr ₂ O ₃	%	<0.002	0.004	0.002	0.003	0.004	<0.002	<0.002	<0.002
AZ	%	43.6	33.2	27.4	30.4	25.3	42.8	43.1	43.4
Toplam	%	99.97	99.74	99.75	99.76	99.78	99.78	99.56	99.88
İz elementler (ppm)									
Ba	ppm	60	896	324	549	36	26	137	450
Be	ppm	<1	<1	1	<1	9	<1	<1	<1
Co	ppm	<0.2	3.6	2.8	3.4	5.5	2.3	8.9	2.8
Cs	ppm	<0.1	2.9	2.5	3.8	0.3	0.3	0.1	<0.1
Sc	ppm	<1	5	6	5	5	<1	<1	<1
Ga	ppm	<0.5	5.6	6.8	6.0	6.0	<0.5	<0.5	<0.5
Hf	ppm	<0.1	0.9	1.7	1.3	1.2	0.1	<0.1	<0.1
Nb	ppm	0.2	4.3	6.6	4.7	4.6	0.5	0.2	0.4
Rb	ppm	0.3	122.3	113.9	123.5	2.6	11.5	5.8	1.8
Sn	ppm	<1	<1	1	1	1	<1	<1	<1
Sr	ppm	126.3	1450.6	1494.7	1417.3	1056.6	1238.9	3314.0	219.8
Ta	ppm	<0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Th	ppm	<0.2	3.1	9.2	3.8	5.4	<0.2	<0.2	<0.2
U	ppm	0.3	3.1	2.5	1.0	21.0	0.5	7.1	0.9
V	ppm	<8	37	29	38	46	<8	30	<8
W	ppm	4.6	31.0	25.6	140.3	13.3	45.1	39.5	19.4
Zr	ppm	0.7	31.4	70.6	41.3	39.1	3.8	1.9	1.4
Y	ppm	0.3	7.5	19.8	10.3	8.2	0.6	0.6	5.3
Mo	ppm	1.0	35.7	0.1	4.7	0.6	0.1	7.6	0.7
Cu	ppm	0.6	6.1	1.0	36.1	11.8	14.9	2.0	4.3
Pb	ppm	15.8	21.5	4.2	7.3	4.3	11.3	19.5	102.2
Zn	ppm	3	263	7	32	31	27	22	148

Çizelge 10.9 Yan kayaç örneklerine ait ana element (%), iz ve nadir toprak element (ppm) konsantrasyonları (devam)

Ni	ppm	0.4	5.4	5.7	9.7	2.9	<0.1	1.8	<0.1
As	ppm	1.0	15.7	1.4	14.1	13.6	4.6	5.6	2.1
Cd	ppm	<0.1	1.0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	1.2
Sb	ppm	0.1	0.8	0.3	0.3	0.7	0.4	1.0	1.0
Bi	ppm	0.1	0.2	<0.1	2.1	1.8	0.3	0.7	4.3
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	1.0
Au	ppb	<0.5	1.2	<0.5	2.4	<0.5	3.0	1.7	3.0
Hg	ppm	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.12
Tl	ppm	<0.1	7.0	0.2	1.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Nadir Toprak Elementleri (ppm)									
La	ppm	1.0	42.3	26.3	15.1	127.8	2.3	1.4	3.8
Ce	ppm	0.6	51.9	52.2	23.1	152.1	2.4	1.0	3.3
Pr	ppm	0.03	3.89	5.78	2.63	10.50	0.23	0.16	0.49
Nd	ppm	<0.3	9.8	22.9	10.6	24.7	0.6	0.5	1.9
Sm	ppm	<0.05	1.45	4.50	2.23	2.76	0.08	0.05	0.40
Eu	ppm	<0.02	0.32	0.73	0.46	0.58	0.03	0.02	0.10
Gd	ppm	<0.05	1.47	4.19	2.14	2.12	0.19	0.10	0.53
Tb	ppm	<0.01	0.23	0.62	0.31	0.28	0.02	0.01	0.08
Dy	ppm	<0.05	1.27	3.58	1.71	1.51	0.10	0.11	0.45
Ho	ppm	<0.02	0.26	0.72	0.37	0.29	0.03	<0.02	0.13
Er	ppm	<0.03	0.73	2.06	0.97	0.95	0.08	0.05	0.29
Tm	ppm	<0.01	0.10	0.28	0.12	0.11	0.01	<0.01	0.04
Yb	ppm	<0.05	0.69	1.80	0.78	0.78	0.06	0.06	0.26
Lu	ppm	<0.01	0.10	0.25	0.11	0.10	<0.01	<0.01	0.03
ΣHNTE_(La-Nd)	ppm	1.93	107.89	107.18	51.43	315.10	5.53	3.06	9.49
ΣMNTE_(Sm-Ho)	ppm	0.20	5.00	14.34	7.22	7.54	0.45	0.31	1.69
ΣANTE_(Er-Lu)	ppm	0.10	1.62	4.39	1.98	1.94	0.16	0.13	0.62
ΣNTE_(La-Lu)	ppm	2.23	114.51	125.91	60.63	324.58	6.14	3.50	11.80
(La/Yb)_n		14.35	43.97	10.48	13.89	117.53	27.50	16.74	10.48
(La/Sm)_n		12.91	18.83	3.77	4.37	29.89	18.56	18.08	6.13
(Gd/Yb)_n		0.83	1.76	1.93	2.27	2.25	2.62	1.38	1.69
La/Y		20.00	61.30	14.61	19.36	163.85	38.33	23.33	14.62
(Pr/Yb)_n		1.07	10.09	5.75	6.03	24.09	6.86	4.77	3.37
Ce/Ce*		0.43	0.77	0.99	0.83	0.76	0.65	0.43	0.51
Eu/Eu*		1.21	0.66	0.51	0.63	0.71	0.71	0.85	0.66

Nimri formasyonuna ait kalkıştillerin SiO₂ konsantrasyonları %13.23 ile 22.39 arasında değişmektedir. CaO konsantrasyonları ise % 36-45 arasında değişkenlik gösterir. Al₂O₃ % 3.87 ile 5.91 aralığında, MgO konsantrasyonları %0.97-2.86 arasındaki değerlerle

temsil edilmektedir. Toplam Fe_2O_3 konsantrasyonu düşük olup %1.27-2.24 arasında, Na_2O konsantrasyonları ise %0.04 ile % 0.90 arasındadır. K_2O sadece D-KS-10 örneğinde diğerlerine göre nispeten düşük (% 0.05) olup diğer kalkışist örneklerinde % 3.20 civarında seyretmektedir. TiO_2 değerleri % 0.16-0.32 arasında, P_2O_5 değerleri % 0.04 ile 0.09 arasında düşük değerlerde dağılım göstermektedir. MnO konsantrasyonları %0.04-0.17 arasında, Cr_2O_3 konsantrasyonları ise \leq % 0.004'dir. Ateşte kayıp % 33'e kadar çıkmaktadır. Ana oksitlerin toplam değerlerinin %100'e yakın çıkması örneklerde cevher minerallerinin bulunmadığını göstermektedir. Zaten bu kayaçların eser element analiz değerlerine ve metal konsantrasyonlarına bakıldığında cevher yapıcı elementlerinin çok az olduğu görülmektedir (Çizelge 10.9).

Nimri formasyonuna ait kireçtaşlarının SiO_2 değeri % 0.21-1.06 arasında değişmektedir. Al_2O_3 % 0.05 ile 0.27 arasındadır. CaO dar bir aralıkta %52.53 ile 54.64 arasında değişmektedir. Toplam Fe_2O_3 %0.18-0.35 aralığında olup MgO %0.46 ile 3.38 arasında değişmektedir. Na_2O değerleri %0.01'den azdır. K_2O konsantrasyonu KS-17-18, KS-17-28 ve KS-17-57 numaralı örnekler için sırasıyla %0.22, 0.13 ve 0.03'dür. TiO_2 ve P_2O_5 %0.01 veya altındadır. MnO konsantrasyonu %0.01 ile 0.12 arasında görülmekte olup Cr_2O_3 tüm örneklerde %0.002'den düşüktür. Ateşte kayıp değerleri % 42.88 ile 43.4 arasında değişmektedir.

Kalsit dışında başka bir mineral belirlenmediğinden Keban Mermerine ait sadece tek bir analiz yapılmıştır. Mermer örneğinin SiO_2 ve Al_2O_3 değerleri %0.01'in altında, Fe_2O_3 %0.05, MgO değeri % 0.13 ve CaO değeri %56.07 olup diğer ana element oksit değerleri çok düşüktür.

10.2.3.2 Cevherli kayaçların ana element bileşimleri

Karot örneklerinden toplanan 18 adet cevherli kayaç analiz edilmiştir (Çizelge 10.10)

Çizelge 10.10'da sunulan sonuçlara bakıldığında, cevher örneklerinin SiO_2 konsantrasyonlarının iki örnek dışında, % 0.1-12.30 arasında değiştiği görülmektedir. CaO ise dört örnekte %10'dan az ancak diğer örneklerde ise %10-54 arasındadır. Cevher örneklerinde en fazla bulunan üçüncü ana element ise % 0.4-53 arasında değişen

değerleriyle Fe_2O_3T 'tir. Al_2O_3 sonuçları KS-17-63 (% 16) ve KS-18-23 (% 6.52) nolu örnekler hariç % 2.74'den düşüktür. MgO konsantrasyonları tüm örnekler için % 5.97 ile 0.20 arasında değişmektedir. Na_2O KS-17-63 nolu örnek hariç (%7.48) % 1'in altında, K_2O değerleri ise \leq % 2.72'dir. TiO_2 tek bir örnekte % 1.92 olup diğer örnekler için % 0.1 ve altındadır. MnO % 0.5 ve altında, Cr_2O_3 konsantrasyonları 6 örnek için yaklaşık % 0.003 olup diğerleri için % 0.002'nin altındadır. Ateşte kayıp 6 örnek haricinde % 20'den daha yüksektir.

İnce kesit ve cevher mikroskobisi incelemeleri sonucunda, cevher örneklerinde başlıca gang minerallerinin karbonatlar ve kuvars olması nedeniyle bu örneklerdeki SiO_2 ve CaO konsantrasyonları oldukça yüksektir. Ayrıca, birçok örneğin kalsit damarlarından toplanmış olması CaO ve ateşte kayıp değerlerinin yüksek çıkmasına neden olmuştur. 733-739 metreler arasında yer alan KS-17-63 örneğinin ince kesit ve cevher mikroskobisi çalışmaları sonucunda pirit saçınım ve kılcal damarcıklı, kloritleşmiş, zayıf serizitleşmiş magmatik bir kayaç olduğu ve martitleşmiş manyetit içerdiği belirlenmiştir. Bu örneğin SiO_2 konsantrasyonunun yüksek olması silikatlı mineraller içermesi nedeniyledir. Aynı örneğe ait %16 olan Al_2O_3 değeri, Keban Magmatiklerinin Al_2O_3 konsantrasyonlarıyla (%12-18 arasında) paralellik göstermektedir (Çizelge 10.7).

Al_2O_3 analiz sonuçları, KS-17-63 örneği dışındakilerin % 6'nın altında olması kalkışist, mermer ve kireçtaşları örneklerinin genellikle % 0.05-5 arasında değişen Al_2O_3 değerlerine paralellik göstermektedir. Magmatik kayaçların Al_2O_3 konsantrasyonları ise % 12-18 arasında olup metamorfik kayaç değerlerinden oldukça yüksektir. Cevherli örneklerdeki alüminyum miktarının yan kayaçlarla benzerlik olmasına karşın Keban Magmatiklerinden düşük olması, cevherli zonların magmatik kayaçlardan ziyade metamorfik ve karbonatlı kayaçlarla doğrudan ilişkili olduğu izlenimini uyandırmaktadır. Sonuç olarak, bu durum yan kayaçlardan çözünen alüminyumun cevher oluşumuna magmatik birimlere göre daha fazla katkısının olduğuna işaret etmektedir.

Cevherli örneklerdeki Fe_2O_3T değerlerinin (% 0.4-54 arasında) magmatik (% 1.08-9.65) ve yan kayaçların (% 0.05-2.24) aralıklarının içinde yer alması belli oranda bu kayaçlarla etkileşimde olduğunu düşündürmektedir.

Çizelge 10.10 Cevher örneklerine ait ana element (%), iz ve nadir toprak element (ppm) konsantrasyonları

Cevherleşmeler		KS-17-21	KS-17-26	KS-17-43	KS-17-45	KS-17-55	KS-17-58	KS-17-63	KS-18-1	KS-18-5	KS-18-9	KS-18-13	KS-18-18	KS-18-19	KS-18-20	KS-18-23	KS-18-24	KS-19-4	KS-19-6
SiO ₂	%	1.94	2.08	2.70	1.60	0.10	0.74	51.04	12.38	3.11	1.38	2.71	2.01	3.58	3.22	37.91	29.67	3.26	1.19
Al ₂ O ₃	%	0.30	0.32	0.08	0.02	<0.01	0.13	16.00	2.74	1.28	0.29	0.14	0.37	0.76	<0.01	6.52	2.62	0.78	0.07
Fe ₂ O _{3T}	%	26.67	8.64	0.45	2.51	2.48	10.06	12.25	40.37	27.27	24.86	1.87	53.73	5.66	47.55	21.13	22.72	1.14	6.37
MgO	%	0.76	0.52	0.32	1.18	0.52	0.36	1.54	2.85	1.04	0.07	0.32	0.53	0.20	0.25	5.97	0.24	9.14	0.25
CaO	%	26.31	49.57	54.18	8.09	42.04	35.42	4.25	10.11	28.13	34.99	54.17	7.92	35.23	9.21	13.80	21.45	44.13	41.09
Na ₂ O	%	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	7.48	0.05	0.01	0.01	<0.01	0.02	0.10	<0.01	0.84	1.05	0.02	<0.01
K ₂ O	%	0.25	0.27	0.06	<0.01	<0.01	0.08	1.31	2.47	0.61	0.18	0.08	0.26	0.43	<0.01	2.72	0.39	0.42	<0.01
TiO ₂	%	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	1.92	0.13	0.07	0.03	0.01	0.04	0.10	<0.01	0.93	0.48	0.07	<0.01
P ₂ O ₅	%	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.60	0.07	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.26	0.10	<0.01	<0.01
MnO	%	0.10	0.30	0.17	0.55	0.14	0.37	0.05	0.13	1.21	0.09	0.39	0.26	0.51	0.11	0.14	0.11	0.08	0.51
Cr ₂ O ₃	%	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	0.005	0.002	0.004	<0.002	<0.002	0.003	<0.002	<0.002	0.003	<0.002	<0.002	<0.002
AZ	%	24.1	37.0	41.6	8.0	20.4	20.4	3.4	20.5	17.8	26.4	40.1	25.6	18.4	22.4	8.6	11.1	38.1	25.7
Toplam	%	80.44	99.24	99.56	21.99	65.73	67.63	99.83	92.00	80.53	88.24	99.90	90.74	79.23	87.70	98.92	89.97	97.12	85.88
İz elementler (ppm)																			
Ba	ppm	166	4513	71	53	20	470	172	1801	82	52	419	62	>50000	44294	837	218	53	>50000
Be	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	3	<1	<1	<1	1	<1	<1	14	4	<1	<1
Co	ppm	3.1	1.1	1.9	7.2	27.6	4.0	11.5	93.6	28.4	22.8	5.8	437.2	22.8	23.8	394.6	101.7	5.3	9.5
Cs	ppm	1.5	0.2	<0.1	1.8	<0.1	<0.1	4.8	3.2	6.3	0.2	0.2	<0.1	0.2	0.7	13.1	3.4	1.1	0.1
Sc	ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1	11	2	<1	<1	<1	<1	1	<1	15	6	2	<1
Ga	ppm	2.0	<0.5	<0.5	30.5	1.2	<0.5	19.9	4.9	1.9	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	8.9	1.1	<0.5	<0.5
Hf	ppm	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	7.9	0.9	0.5	0.2	<0.1	<0.1	1.4	0.5	5.3	1.3	0.4	0.9
Nb	ppm	0.3	0.3	0.4	<0.1	<0.1	0.7	70.7	3.0	2.4	1.2	0.5	1.3	2.9	<0.1	50.8	12.6	1.2	<0.1
Rb	ppm	19.1	15.7	2.0	1.0	0.3	8.3	49.6	94.2	24.5	4.7	3.2	6.2	10.1	<0.1	105.1	13.8	18.0	0.3
Sn	ppm	<1	<1	3	26	<1	3	2	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	3	<1	<1	<1
Sr	ppm	774.9	1115.8	789.6	16.2	321.2	159.1	99.8	172.1	164.7	181.0	316.0	37.0	2575.6	695.5	519.0	274.9	412.7	3061.5
Ta	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	4.2	0.2	0.2	0.1	<0.1	<0.1	2.1	0.5	3.1	0.8	0.1	1.7
Th	ppm	0.5	0.5	<0.2	<0.2	<0.2	0.3	8.5	2.6	1.1	0.7	<0.2	0.8	1.2	<0.2	11.0	1.3	1.0	<0.2
U	ppm	23.4	10.5	2.8	4.1	1.6	13.5	2.3	13.7	7.6	24.1	3.2	7.1	15.9	4.7	10.6	4.8	2.3	7.3
V	ppm	<8	11	13	<8	<8	<8	98	<8	26	<8	8	<8	15	<8	58	25	11	<8
W	ppm	514.1	51.8	8.1	27.2	16.3	61.4	63.7	90.2	178.0	110.6	76.0	115.5	23.3	68.3	327.6	547.9	35.0	20.2
Zr	ppm	1.9	5.6	1.1	0.8	1.8	3.7	343.2	29.3	20.0	15.0	5.1	4.2	19.1	3.8	235.3	52.8	14.3	2.3
Y	ppm	4.1	5.4	1.9	1.8	5.3	4.4	27.0	5.4	2.7	9.6	6.0	12.9	19.9	7.1	41.3	28.8	5.0	6.1

Çizelge 10.10 Cevher örneklerine ait nadir toprak element içerikleri (ppm) ve metal konsantrasyonları (ppm) (devam)

Cevherleşmeler		KS-17-21	KS-17-26	KS-17-43	KS-17-45	KS-17-55	KS-17-58	KS-17-63	KS-18-1	KS-18-5	KS-18-9	KS-18-13	KS-18-18	KS-18-19	KS-18-20	KS-18-23	KS-18-24	KS-19-4	KS-19-6
Mo	ppm	145.0	21.0	3.9	0.8	0.8	51.2	0.9	992.0	44.7	119.7	8.0	4.2	1725.1	1069.4	68.9	344.4	<0.1	10.2
Cu	ppm	381.9	116.7	37.9	1235.8	78.8	321.7	1.4	159.7	177.9	14.0	11.1	24.0	173.7	471.4	4436.3	4477.6	155.7	339.5
Pb	ppm	>10000.0	2733.8	960.4	>10000.0	63.4	>10000.0	19.5	383.7	461.8	46.8	148.0	24.4	563.8	4119.5	9.3	54.5	>10000.0	>10000.0
Zn	ppm	935	1476	1559	>10000	>10000	>10000	14	150	67	14	141	48	110	3301	43	43	4282	2273
Ni	ppm	3.4	1.4	<0.1	<0.1	<0.1	0.9	17.1	15.9	51.6	3.5	2.4	18.1	9.0	9.9	35.9	7.8	0.9	4.6
As	ppm	135.5	258.5	70.3	1413.2	21.1	328.6	2.9	241.0	4480.6	83.7	73.6	77.0	283.5	586.9	4.3	61.6	9.9	115.3
Cd	ppm	20.0	4.0	9.3	>2000.0	715.6	656.2	<0.1	1.3	0.3	0.1	0.5	0.2	1.6	12.2	0.2	0.4	11.2	1.6
Sb	ppm	8.2	12.0	3.3	>2000.0	1.4	81.7	0.3	10.2	50.9	0.8	3.6	4.8	4.7	10.8	0.7	2.6	66.4	45.9
Bi	ppm	>2000.0	211.3	0.8	2.4	6.8	49.5	5.1	175.5	2.9	3.2	6.2	8.6	9.5	275.3	1.5	6.3	1.1	1251.4
Ag	ppm	>100.0	22.1	1.0	>100.0	0.9	87.6	0.3	6.9	57.0	0.3	1.4	0.8	3.8	39.7	2.1	3.3	65.8	>100.0
Au	ppb	204.7	29.9	51.5	3380.6	29.1	391.4	2.6	24.0	3.4	9.8	9.5	6.8	3.6	42.8	25.5	12.4	99.4	176.3
Hg	ppm	*	0.38	0.04	>50.00	28.91	31.96	0.03	0.06	0.84	<0.01	0.02	0.04	0.02	0.06	<0.01	<0.01	0.48	0.17
Tl	ppm	0.8	0.7	0.3	60.2	<0.1	0.3	0.6	3.2	125.8	2.5	0.4	0.6	1.4	0.6	0.4	0.6	0.5	1.7
Se	ppm	61.8	1.9	<0.5	4.0	5.1	5.4	<0.5	28.4	1.7	15.3	<0.5	54.1	1.5	43.9	12.7	38.9	<0.5	12.2
TOT/C	%	6.39	9.88	11.82	2.29	9.11	7.99	0.81	1.90	7.01	7.56	11.87	1.95	5.55	1.09	1.15	1.11	11.04	7.13
TOT/S	%	19.26	1.65	0.36	19.94	9.61	13.93	<0.02	32.26	22.15	19.77	1.09	40.26	7.89	37.59	10.08	16.25	1.54	2.86
Nadir Toprak Elementleri (ppm)																			
La	ppm	122.3	300.2	10.2	4.9	6.1	8.8	27.1	59.0	10.8	9.4	13.6	14.6	516.1	159.4	1086.7	114.7	7.9	156.9
Ce	ppm	103.4	225.7	11.4	3.9	5.5	9.2	55.2	57.5	12.4	14.0	14.9	22.6	346.3	130.5	965.1	146.1	12.9	109.9
Pr	ppm	6.25	12.60	0.95	0.39	0.52	0.86	6.27	4.53	1.12	1.64	1.43	2.48	17.71	8.65	50.53	13.19	1.46	6.28
Nd	ppm	16.1	25.1	3.0	1.0	1.8	3.0	25.7	12.6	3.8	6.9	5.0	9.3	33.3	18.0	94.6	40.4	5.8	13.0
Sm	ppm	1.77	2.01	0.43	0.12	0.32	0.46	5.08	1.90	0.65	1.61	1.04	2.14	3.85	1.68	7.65	6.30	0.98	1.17
Eu	ppm	0.52	0.57	0.21	0.20	0.16	0.10	1.60	0.37	0.28	0.45	0.35	0.84	1.30	0.64	2.11	2.04	0.36	0.49
Gd	ppm	1.31	2.11	0.46	0.29	0.50	0.58	5.58	1.71	0.71	1.95	1.10	2.50	5.42	2.16	10.33	6.12	1.05	2.12
Tb	ppm	0.15	0.19	0.06	0.05	0.09	0.08	0.83	0.23	0.10	0.25	0.13	0.41	0.53	0.17	1.30	0.82	0.16	0.12
Dy	ppm	0.71	0.84	0.33	0.25	0.49	0.44	4.62	1.19	0.56	1.50	0.77	2.20	3.44	0.92	7.56	4.61	0.86	0.99
Ho	ppm	0.13	0.14	0.06	0.05	0.12	0.11	1.01	0.20	0.09	0.28	0.13	0.36	0.53	0.15	1.48	0.83	0.18	0.10
Er	ppm	0.30	0.42	0.13	0.12	0.35	0.28	2.83	0.51	0.22	0.67	0.34	0.72	1.55	0.41	4.12	2.13	0.45	0.17
Tm	ppm	0.05	0.06	0.02	0.02	0.05	0.03	0.37	0.07	0.03	0.08	0.04	0.07	0.19	0.05	0.52	0.27	0.06	0.03
Yb	ppm	0.31	0.34	0.09	0.12	0.27	0.24	2.57	0.48	0.16	0.54	0.26	0.45	1.20	0.24	3.16	1.61	0.41	0.18
Lu	ppm	0.03	0.05	0.01	0.02	0.04	0.03	0.38	0.07	0.02	0.06	0.03	0.04	0.16	0.04	0.42	0.18	0.06	0.01
ΣHNTE _(La-Nd)	ppm	248.05	563.60	25.55	10.19	13.92	21.86	114.27	133.63	28.12	31.94	34.93	48.98	913.41	316.55	2196.93	314.39	28.06	286.08
ΣMNTE _(Sm-Ho)	ppm	4.59	5.86	1.55	0.96	1.68	1.77	18.72	5.60	2.39	6.04	3.52	8.45	15.07	5.72	30.43	20.72	3.59	4.99
ΣANTE _(Er-Lu)	ppm	0.69	0.87	0.25	0.28	0.71	0.58	6.15	1.13	0.43	1.35	0.67	1.28	3.10	0.74	8.22	4.19	0.98	0.39
ΣNTE _(La-Lu)	ppm	253.33	570.33	27.35	11.43	16.31	24.21	139.14	140.36	30.94	39.33	39.12	58.71	931.58	323.01	2235.58	339.30	32.63	291.46
(La/Yb) _n		282.99	633.33	81.29	29.29	16.21	26.30	7.56	88.17	48.42	12.49	37.52	23.27	308.50	476.41	246.67	51.10	13.82	625.25
(La/Sm) _n		44.61	96.42	15.31	26.36	12.31	12.35	3.44	20.05	10.73	3.77	8.44	4.40	86.54	61.25	91.70	11.75	5.20	86.57
(Gd/Yb) _n		3.50	5.13	4.23	2.00	1.53	2.00	1.80	2.95	3.67	2.99	3.50	4.60	3.74	7.45	2.70	3.14	2.12	9.74
La/Y		29.83	55.59	5.36	2.72	1.15	2	1.00	10.95	4	0.97	26.31	2.26	1.13	1.58	25.93	22.45	3.98	25.72
(Pr/Yb) _n		36.08	66.32	18.89	5.82	3.45	6.41	4.37	16.89	12.53	5.43	9.84	9.86	26.41	64.50	28.61	14.66	6.37	62.43
Ce/Ce*		0.58	0.53	0.70	0.51	0.58	0.65	1.00	0.63	0.71	0.80	0.67	0.84	0.48	0.56	0.62	0.77	0.87	0.49
Eu/Eu*		1.00	0.84	1.43	3.14	1.22	0.59	0.91	0.62	1.25	0.78	0.99	1.11	0.87	1.03	0.73	0.99	1.08	0.94

10.2.3.3 Yan kayaçların eser element bileşimleri

Bu bölümde yan kayaç örneklerindeki eser element dağılımları ile bu elementler arasındaki ilişkiler tartışılmıştır. Metamorfik kayaçların eser element analiz sonuçları çizelge 10.9'da verilmiştir.

Ba elementi kalkışist kayaç örneklerinin birinde (A-KS1-4) 896 ppm gibi yüksek bir değer sunmaktadır. Diğer kalkışistlerdeki Ba konsantrasyonları ise 36-549 ppm arasında değişmektedir. Keban mermerinde ölçülen Ba ise 60 ppm'dir.

Sr kalkışistlerde 1056.6 ile 1494.7 ppm, mermerde 126.3 ppm ve kireçtaşlarında 219.8 ile 3314 ppm aralığında yüksek değerler sunar. Bu elementin cevherli kayaçlar ve metamorfiklerde yüksek olması Sr ile kökensel bir ilişkileri olduğunu göstermektedir. Keban Magmatiklerinin Sr konsantrasyonları da yüksektir (Çizelge 10.7). Ayrıca, Sr değerlerinin yan kayaçlarda yüksek olmasının sebebi metamorfizma öncesi ilksel kayaların kireçtaşı olması ve kalsit minerallerin bünyesinde yer değiştirme ile geniş ölçüde Sr elementinin kendisine yer bulmasıdır.

Yan kayaçlarda Be 9 ppm'e, Co 8.9 ppm'e, Cs 3.8 ppm'e, Ga 6.8 ppm'e, Hf 1.7ppm'e, Nb 6.6 ppm'e, Rb 123.5 ppm'e ve Sn 1 ppm'e kadar çıkabilmektedir.

Kalkışistlerde Th 9.2 ppm'e, U ise 21 ppm'e kadar ölçülmüştür. Diğer kayaç türlerinde ise bu elementlerin konsantrasyonları oldukça düşüktür. Zr kalkışistlerde 31.4 ile 70.6 ppm arasında, kireçtaşlarında 1.4-3.8 ppm, mermerde ise 0.7 ppm değerindedir.

Vanadyum kalkışistlerin ilksel kayası karbonatlı kayaç olduğundan düşük değerde olup 29 ile 46 ppm arasında değişmektedir. Tungsten kalkışistlerde 13 ile 140 ppm arasında değişmekte, kireçtaşlarında 19-45 ppm, mermerde ise 4.6 ppm değerindedir.

Yan kayaçlardaki Mo A-KS1-4 kalkışist örneği hariç (35.7 ppm) 0.1 ile 7.6 ppm arasındadır. Cu konsantrasyonu C-KS4-5 kalkışist örneği dışında (36 ppm) genellikle düşük değerlerdedir (0.6-14 ppm). Zn ise A-KS1-4 örneğinde 263 ppm olup diğer örneklerdeki konsantrasyonu nispeten daha düşüktür.

Cd, Ag, Sb ve Bi değerleri çok düşük olmasına karşın As konsantrasyonu kalkşistlerde nispeten daha yüksektir (13-15 ppm). Talyum A-KS1-4 kalkşist rneği (7 ppm) dışında genelinde 0.1 ppm altındadır.

Au değerleri tek bir kireçtaşı rneğinde (KS-17-18) 3 ppb olarak ölçülmüş, bir kalkşist rneğinde (C-KS4-5) ise 2.4 ppb değerindedir.

10.2.3.4 Cevherli kayaçların eser element bileşimleri

Cevherli kayaç örneklerinin eser element dağılımları izelge 10.10'da verilmiştir.

Ba iki örnekte (KS-18-19 ve KS-19-6) 50000 ppm'in üzerinde, KS-18-20 nolu örnekte 44294 ppm, KS-17-26 nolu örnekte 4513 ppm ve diğer örneklerde 20 ppm'den 1801 ppm'e kadar dağılım göstermektedir.

Sr cevherli kayaç örneklerinde belli bir homojenlik göstermemekle birlikte 99.8 ile 3061.5 ppm arasında değerlere sahiptir.

Cevherli kayaç örneklerine genel anlamda bakıldığında Be 14 ppm'e, Cs 13.1 ppm'e, Ga 30.5 ppm'e, Hf 7.9 ppm'e, Nb 70.7 ppm'e, Rb 105 ppm'e, Sn 26 ppm'e, Ta 4.2 ppm'e, Th 11 ppm'e, U 23.4 ppm'e, V 98 ppm'e, Zr 343 ppm'e ve Y 41.3 ppm'e kadar çıkmaktadır.

Co elementi diğer sondaj verilerine kıyasla KS-18 sondajındaki cevherli kayaç örneklerinde daha yüksek değerdedir (5.8-394.6 ppm). Diğer sondaj örneklerinde Co miktarı en fazla 93 ppm'e kadar çıkmaktadır.

Nikel ise KS-18-5 ve KS-18-23 numaralı örneklerde sırasıyla 51.6 ve 35.9 ppm olup diğer örneklerde 0.1 ile 18.1 ppm arasında dağılım göstermektedir.

Mo konsantrasyonu altı örnekte 119.7 ile 1725.1 ppm arasında değişmekte, diğer örneklerde ise en fazla 68.9 ppm'e kadar çıkmaktadır. Cıva KS-17-45, KS-17-58 ve KS-17-55 numaralı örneklerde sırasıyla >50, 28.91 ve 31.96 ppm olup, diğer örneklerde en

fazla 0.84 ppm'e kadar yükselmiştir. Talyum ise KS-18-5 nolu örnekte oldukça yüksek konsantrasyona (125.8 ppm) sahip olup KS-17-45 numaralı örnekte 60 ppm ancak diğer örneklerde en yüksek konsantrasyonu 3.2 ppm'dir.

W değeri KS-17-21 ile KS-18-24 numaralı örneklerde sırasıyla 514.1 ve 547.9 ppm değerinde, diğer örneklerde ise 8.1 ile 178 ppm arasında dağılım göstermektedir.

Cevherli kayaç örneklerinde Cu, KS-17-45, KS-18-23 ve KS-18-24 numaralı örneklerde sırasıyla 1235.8, 4436.3 ve 4477.6 ppm değerinde, diğer örnekler de ise 1.4 ile 471.4 ppm arasında değişmektedir. Bu değişkenlik bakırın cevherleşmelerde farklı bollukta olmakla beraber her zaman Pb ve Zn konsantrasyonlarının altında olduğunu göstermektedir. Cevher mikroskopisi çalışmalarında da bakırın kalkopirit ve kalkosin minerallerinden kaynaklandığı tespit edilmiştir.

Cevherli kayaçların büyük çoğunda kaydedilen yüksek Pb ve Zn değerleri ise ana cevher mineralleri olan galenit ve sfalerit ile temsil olunmaktadır. KS-17-45 ve KS-17-58 nolu örneklerde Pb ve Zn konsantrasyonlarının 10000 ppm'in üstünde olduğu, diğer örneklerde ise Pb bolluğunun Zn'dan yüksek oluşu (KS-17-43 ve KS-17-55 nolu örnekler hariç) dikkati çekmektedir.

Cd sadece üç örnekte oldukça yüksek değerler sergilemekte (en yüksek değer >2000ppm), diğer örneklerde ise en fazla 20 ppm'e çıkmaktadır. Pb ile yüksek korelasyon gösteren gümüş Pb konsantrasyonunun yüksek olduğu örneklerde 100 ppm'in üstüne çıktığı görülmüştür.

Bizmut >2000 ppm'lere varan konsantrasyon aralığı sunmuştur. Konsantrasyonu tek bir örnekte (KS-17-45 nolu) 2000 ppm'in üstüne çıkan Sb genellikle 0.3 ile 81.7 ppm arasında geniş bir dağılım gösterir. Arsenik sadece bir örnekte 4480.6 ppm'e ulaşmış (KS-18-5 nolu), KS-17-45 numaralı örnek haricindeki (1413.2 ppm) tüm örneklerdeki As dağılımı 2.9 ile 586 ppm arasındadır.

Se konsantrasyonu sadece üç örnekte 38.9 ile 61.8 ppm arasında olup genellikle 12 ppm'in altındadır.

Altın sadece KS-17-45 numaralı örnekte 3.38 ppm gibi yüksek bir değere ulaşmaktadır, bununla birlikte KS-17 -58 (391.4 ppb) ve KS-17-21 (204.7 ppb) nolu örneklerde de nispeten yüksektir. Örneklerin geneline bakıldığında Au konsantrasyonu 3.4 ile 176.3 ppb arasında bir dağılım göstermektedir.

10.2.3.5 Cevherli ve yan kayaçlara ait nadir toprak element bileşimleri

Yan kayaçlara ait nadir toprak element sonuçları çizelge 10.9'da, cevherli kayaçları ise çizelge 10.10'da verilmiştir.

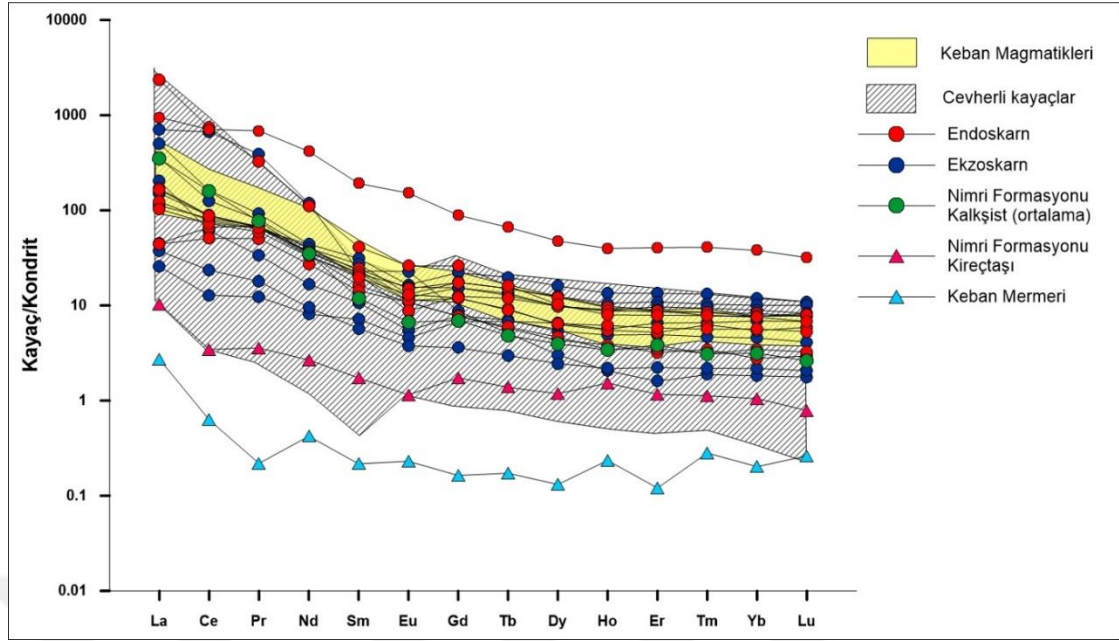
Yan kayaçlarının toplam nadir toprak element (Σ NTE) konsantrasyonları 2.2-324.6 (ort. 81.2) ppm arasında değişmektedir (Çizelge 10.9). Σ HNTE 1.9-315.1 (ort. 75.20) ppm, Σ MNTE 0.2-14.3 (ort. 4.60) ppm ve Σ ANTE 0.10-4.4 (ort. 1.4) ppm'dir. (La/Yb)_n oranı 10.5-117.5 (ort. 31.9), (La/Sm)_n oranı 3.8-29.9 (ort. 14.1), (Gd/Yb)_n oranı 0.8-2.3 (ort. 1.8) ve (Pr/Yb)_n oranı 1.1-10.1 (ort. 7.75) arasında değişmektedir. La/Y oranı 0.7-15.6 (ort. 4.3) arasında yer alır. Eu/Eu* 0.50-1.20 arasında (ort. 0.74) olup negatif Eu anomalisi sunmaktadır. 0.43-0.99 (ort. 0.67) arasında olan Ce/Ce* oranı negatif Ce anomalisi gösterir.

Cevherli kayaçlarının toplam nadir toprak element (Σ NTE) konsantrasyonları 16.3-2235.6 (ort. 305.8) ppm arasında değişmektedir (Çizelge 10.10). Σ HNTE 10.2-2196.9 (ort. 296.1) ppm, Σ MNTE 0.9-30.4 (ort. 7.9) ppm ve Σ ANTE 0.2-8.2 (ort. 1.8) ppm'dir. (La/Yb)_n oranı 12.5-633.3 (ort. 167.1), (La/Sm)_n oranı 3.4-96.4 (ort. 33.4), (Gd/Yb)_n oranı 1.5-9.7 (ort. 3.7) ve (Pr/Yb)_n oranı 3.4-66.3 (ort. 22.1) arasında değişmektedir. La/Y oranı 0.9-55.6 (ort. 12.4) arasında yer alır. Eu/Eu* oranı 0.59-3.14 arasında (ort. 1.08) olup pozitif Eu anomalisi sunmaktadır. Ce/Ce* oranı 0.47-1.00 (ort. 0.66) arasında olup negatif Ce anomalisi ile karakteristiktir.

NTE'ler arasındaki fraksiyonlanma derecesinin değerlendirilmesi için (La/Yb)_n, (La/Yb)_n ve (Gd/Yb)_n gibi oranlar kullanılır. (La/Yb)_n oranı jeokimyasal süreçler sırasında HNTE'lerden ANTE'lere doğru gelişen fraksiyonlanma derecesini yansıtırken (Aubert vd. 2001, Yusoff vd. 2013, Zamanian ve Radmard 2016), (La/Sm)_n ve (Gd/Yb)_n oranları sırasıyla HNTE'ler ve MNTE'ler ile MNTE'ler ve ANTE'ler arasındaki

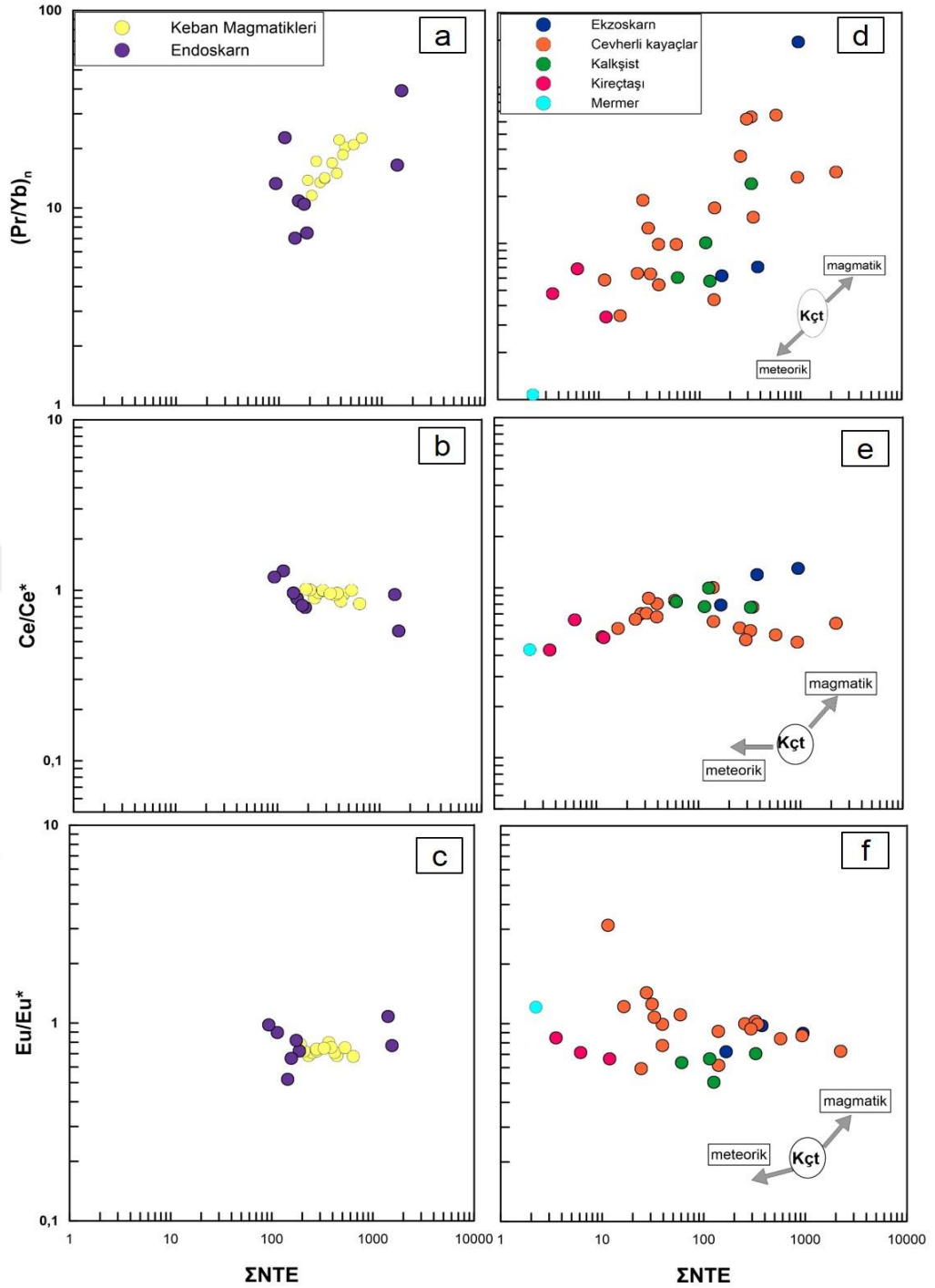
fraksiyonlanma derecesini belirler (Yusoff vd. 2013, Zamanian ve Radmard 2016). Skarn zonunda (La/Yb)_n, (La/Sm)_n ve (Gd/Yb)_n oranları sırasıyla 3.9-2278, 2.9-409.5 ve 1.01-10.1 arasındadır. HNTE'ler ile ANTE'ler arasında belirgin bir fraksiyonlanma görülür. Cevherli kayaçlarda ortalama (La/Yb)_n oranı 167.1, (La/Sm)_n oranı 33.4 ve (Gd/Yb)_n oranı 3.7'tir (Çizelge 9.10). Cevherli kayaçlardaki bu değerler de NTE'ler de yüksek fraksiyonlanmayı destekler niteliktedir. La/Y oranları cevher oluşturan ortamdaki akışkanın pH'ı hakkında önemli bilgi sunmaktadır. La/Y>1 değeri alkali koşulları yansıtırken La/Y<1 ise asidik koşulları belirtir (Crinci ve Jurkowic 1990, Zamanian ve Radmard 2016). Keban sahasındaki birimlerde bu oran 1.80- 1036 arasında değişmekle birlikte cevherli kayaçlarda daha yüksektir (ortalama 12.4). Buna göre, tüm birimler nötral-alkali koşullarda oluşmuştur. Sülfatlı- NTE bileşikleri asidik ortamda baskın iken nötr-alkali koşullarda ise karbonat ve fosfatlı-NTE bileşikleri duraylıdır (Mongelli vd. 1996). Keban sahasında görülen karbonatlı kayaçlar nötr-alkali ortam koşulları yansıtmakla birlikte (ör. Fritz ve Tardy 1973, Drever 1988, Reinhardt vd. 2018) alkali ortam muhtemelen kalsik skarn ve siyenit porfirlerde NTE zenginleşmesine olanak sağlamıştır.

Şekil 10.33'deki tüm kayaç gruplarının kondrite göre normalize edilen NTE içeriklerine bakıldığında HNTE'lerin ANTE'lere göre göreceli olarak yüksek konsantrasyonlarda olduğu görülür. NTE'lerin farklı desenler sunması skarnlaşma sırasında HNTE ve ANTE'lerin farklı jeokimyasal davranış göstermesi ile açıklanabilir. Yan kayaçlardan Nimri formasyonu kireçtaşındaki HNTE'lerin ANTE'lere göre yaklaşık 10 kat zenginleştikleri görülür. Nimri formasyonuna ait kalkışistler ise Keban Magmatiklerine yakın bir desen sergilemektedir. Cevherli kayaçlara ait örneklerin büyük bir kısmı NTE içerikleri açısından Keban Magmatiklerine göre 10-100 kat aralığında fakirleşmiştir. Zenginleşme en fazla granatça zengin endoskarn ve siyenit porfirlere ait örneklerde görülürken ekzoskarn ve Nimri formasyonuna ait kalkışistler orta derecede zenginleşme, kireçtaşı ve mermerde ise en düşük zenginleşme desenleri görülür. Cevherli kayaçlar ise oldukça farklı zenginleşme yönelimleri ile temsil edilmiştir. Ancak, HNTE, MNTE ve ANTE'lerin büyük bir kısmı Keban Magmatikleri, endoskarn ve ekzoskarna göre fakirleşmiştir.



Şekil 10.33 Keban Magmatikleri, cevherli kayaçlar, endoskarn, ekzoskarn, Nimri formasyonuna ait kalkışist (ortalama) ile kireçtaşı ve Keban Mermerinin kondrite göre normalize edilen NTE içeriklerinin dağılımı (Taylor ve McLennan 1985)

Keban sahasındaki birimlerin NTE konsantrasyonları ve oranları belirgin farklılıklar göstermektedir. Granatça zengin endoskarn zonları Keban Magmatikleriyle birlikte yüksek Σ NTE konsantrasyonları sergiler. Bu zonun büyük bir kısmı siyenit porfirlere göre düşük $(Pr/Yb)_n$, Eu/Eu^* ve Ce/Ce^* oranlarına sahiptir (Şekil 10.34 a-c). Bu bulgu, granatça zengin endoskarnı oluşturan hidrotermal akışkanın siyenit porfirle etkileşime girmesi ile açıklanabilir (Yıldırım vd. 2019). Söz konusu akışkanın büyük bir bölümü düşük Σ NTE konsantrasyonları ve $(Pr/Yb)_n$ oranları ile negatif Eu ve Ce anomalileriyle karakterize edilirken çok az bir kısmı yüksek Σ NTE konsantrasyonları ve $(Pr/Yb)_n$ oranına sahiptir.



Şekil 10.34 Granatça zengin endoskarn ve Keban Magmatiklerine ait siyenit porfirlerin ΣNTE içeriklerinin a. $(Pr/Yb)_n$, b. Ce/Ce^* , c. Eu/Eu^* ile karşılaştırılması. Granat ve piroksence zengin ekzoskarn, cevherli kayaçlar, Nimri formasyonuna ait kalkışist ile kireçtaşı ve Keban Mermerinin ΣNTE içeriklerinin d. $(Pr/Yb)_n$, e. Ce/Ce^* , f. Eu/Eu^* ile karşılaştırılması (kireçtaşına ait NTE verileri Kato 1999'dan alınmıştır)

Keban sahasındaki endoskarnı oluşturan akışkanlar magmatik bir kaynak kökenlidir (Yıldırım vd. 2019).

Kireçtaşları ve kalsik ekzoskarnın NTE bollukları ve desenleri değerlendirilerek hidrotermal akışkanların magmatik veya metamorfik kökenli olup olmadığını belirlemek zordur. Ancak, kireçtaşlarının NTE konsantrasyonları alüminali kayaların konsantrasyonlarından bir derece daha düşüktür. Sonuç olarak, kireçtaşının düşük NTE içeriklerine sahip akışkana daha duyarlı olduğu varsayılmaktadır (Kato 1999). Klinopiroksen ve granat skarnların hidrotermal akışkanların kireçtaşı ile etkileşimli olduğu düşünüldüğünden skarnları oluşturan klinopiroksen ve granatın NTE konsantrasyonları esas olarak aşağıdaki faktörler tarafından kontrol edilir: (1) kireçtaşının NTE konsantrasyonları, (2) orijinal hidrotermal akışkanın konsantrasyonu, akışkan/kayaç oranı ve akışkanın NTE taşıma yeteneği, (3) yeni oluşan mineral fazı ile skarnı oluşturan akışkan (kireçtaşı ile reaksiyon sonucunda gelişen hidrotermal akışkan) arasındaki ayrışma ve skarn oluşum sırasında mineralin içindeki alanların NTE'leri barındırmaya uygunluğu. Araziden derlenen örnekler ışığında klinopiroksen ya da granat genellikle özşekilli ve orta-iri taneli olup bu durum sonucunda kireçtaşı/karbonatlı metasedimenter birim orijinal hidrotermal akışkanla bir kez çözüldükten sonra bu minerallerin doğrudan skarnı oluşturan akışkandan çökeldiği düşünülebilir. Bu nedenle yukarıdaki (1) ve (2) faktörleri ekzoskarn minerallerinin çökeldiği skarn oluşturan akışkandaki NTE içeriklerini kontrol etmektedir. NTE ile klinopiroksen ya da granat arasındaki ayrışma davranışı henüz bilinmemektedir (Kato 1999). Eriyik ve mineraller arasındaki NTE ayrışma verileri (Shnetzler ve Philpotts 1970, McKay vd. 1986) klinopiroksenlerin MNTE-ANTE'leri HNTE'lere göre tercih ettiğini, granatın HNTE'leri tercih ettiğinin ve granatın klinopiroksenden daha yüksek ayrışma katsayısına sahip olduğunu belirtir. Her mineralin ayrışma davranışı değişmez olduğundan ve kireçtaşının NTE desenleri değişmediğinden, kireçtaşından farklı olan granat ya da klinopiroksenin NTE desenleri ve özellikleri büyük olasılıkla orijinal hidrotermal akışkandan türetilir (Kato 1999).

Magmatik su kökenli skarn yatakları artan NTE'lerle birlikte yükselen (Pr/Yb)_n, Eu/Eu* ve Ce/Ce* oranlarına sahip olup magmatik suyun NTE özelliklerini yansıtır (ör. Yoshiwara-Sannotake Cu-Fe yatağı, Kato 1999). Bunun aksine, meteorik su kökenli

olanlar oldukça düşük NTE içeriğine sahip olup Σ NTE'leri fakirleşmiş ve düşük (Pr/Yb)_n oranı ile hafif negatif Ce ve Eu anomalileri gösterirler (ör. Kamioka Pb-Zn yatağı, Kato 1999). Keban sahasındaki ekzokskarn (granat, klinopiroksen ve kalsit ağırlıklı) zonları, cevherli kayaçlar (sülfid ağırlıklı) ve Nimri formasyonuna ait kalkıştelerin Σ NTE'leri Nimri formasyonuna ait kireçtaşı ve Keban mermerinkine göre yüksektir (Şekil 10.34d-f). Buna ek olarak, bu birimlerin kireçtaşı ve mermerine göre (Pr/Yb)_n oranları yüksek iken, çok az bir kısmı pozitif Eu ve Ce anomalilerine sahiptir. Kalkıştelerin yükselen (Pr/Yb)_n, Eu/Eu* ve Ce/Ce* oranları ise ekzokskarn ve cevherli kayaçlara yakın alanlarda görülür. Kireçtaşı ve mermer NTE'lerinin üstünde olan hidrotermal akışkanlar, yüksek (Pr/Yb)_n oranları ve yüksek NTE konsantrasyonuna sahip, büyük bir kısmı negatif Eu ve Ce anomalisine sahiptir. Buradaki hidrotermal akışkanların büyük bir kısmı magmatik NTE karakterindedir. Ancak, Nimri formasyonuna ait kalkıştelerinde cevher ve ekzokskarn zonuna yakın NTE içeriklerine sahip olması nedeniyle Keban Pb-Zn skarn yatağının sadece magmatik kökenli akışkanlardan çökelmeyip, Kalender (2000, 2011)'inde belirttiği gibi metamorfik bir etkiden de bahsetmek gerekir.

10.2.3.6 Cevherli kayaçlarda ana, eser ve nadir toprak elementleri değişimi

Çizelge 10.11'de cevherli kayaç örneklerinin bağıntı katsayıları görülmektedir. Bu sonuçlara göre, SiO₂ 'un CaO, MnO, Ba, Sr, Sn, U, Mo, Pb, Zn, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au ve Hg dışındaki tüm elementlerle korelasyonu pozitif olup özellikle NTE'lerle çok yüksek pozitif korelasyona ($r \geq 0.75$) sahiptir. Y, Zr, V, Th, Ta, Nb ve Hf ile SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, TiO₂, P₂O₅ ve Cs arasında çok yüksek korelasyon bulunmaktadır. Çizelge incelendiğinde korelasyon katsayısı $r \geq 0.75$ olan element çiftlerinin Pb-Ag, Zn-Hg, Zn-Cd, Cu-Be, Cu-Nd, Ni-Tl, Ni-As, Sb-Hg, Sb-Au, Sb-Ga, Sb-Sn, Au-Ga, Au-Hg, Au-Sn, Au-Cd olduğu görülmektedir. Cu ile Cs, W, Zr, Y ve NTE'ler arasında yüksek pozitif korelasyon (0.6-0.75) vardır. Korelasyon katsayısının $r \leq -0.75$ olan element çifti ise sadece Fe₂O₃-CaO arasında doğal olarak beklenen bir negatif korelasyondur.

Zn, Pb ve Mo elementlerinin NTE'ler ile negatif korelasyon görülürken, Cu'nun NTE'ler ile yüksek pozitif korelasyon göstermesi dikkat çekici olup, özellikle Cu ile NTE'ler arasında bir kökensel ilişki varlığı söz konusudur.

Mantosol kaynağın kısmi ergimesi sonucu oluşan alkali magmatik birim içerisinde yer alan ve bölgede de bulunan nefelin syenitlerin olduğu alanda NTE zenginleşmesi ve buna bağlı olarak görülen Si ve K ile NTE arasındaki pozitif yüksek korelasyonu şaşırtıcı değildir. Anorojenik, kıta içi tektonik ortamda yer alan peralkalin kayalar NTE, U, Th ve Zr, Nb ve Ta gibi elementlerin yer aldığı HFS elementler ile Cl ve F gibi uçucu elementler bakımından zenginlik gösterirler.

Başta Si ve Al olmak üzere Fe, K, Na, Mg, Ca gibi ana elementler genel olarak karasal kökeni (detritik) ve killere bağlı hareketi (taşınma ve çökelmeyi) ifade eder. Zn, Pb, Cu ve Mo ile bu elementler arasında negatif veya düşük pozitif korelasyon cevherleşmenin kesinlikle detritik (karasal) olmadığına işaret eder.

Zr ve Nb gibi litofil elementler (HFS elementler) genellikle geç evrede zenginleşen eriyik içerisinde zenginleşirken silis içeriğine bağlı olarak artış gösterirler. Mo, Pb, Zn, Cu gibi kalkofil elementler hidrotermal eriyikler içerisinde zenginleşirler.

Çizelge 10.11 Cevherli kayaçların korelasyon katsayıları

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	
Tl	0,15	-0,08	0,04	-0,05	-0,15	-0,11	-0,04	-0,12	-0,13	0,85	0,38	-0,15	-0,12	-0,12	0,28	0,29	-0,12	-0,12	-0,04	0,36	-0,21	-0,17	-0,10	-0,10	0,02	0,00	-0,11	-0,26	-0,17	-0,17	-0,20	-0,23	-0,27	-0,24	-0,26	-0,23	-0,23	-0,22	-0,22	-0,21	-0,22	-0,20	-0,15	-0,05	0,01	0,07	0,61	0,98	0,30	0,40	-0,14	0,32	0,36	0,24	1,00
Hg	-0,24	-0,20	-0,35	-0,12	-0,10	-0,14	-0,27	-0,19	-0,17	0,17	-0,20	-0,20	-0,15	-0,19	-0,16	0,55	-0,22	-0,18	-0,26	0,76	-0,27	-0,25	-0,22	-0,18	-0,21	-0,26	-0,20	-0,30	-0,23	-0,23	-0,27	-0,32	-0,40	-0,38	-0,36	-0,32	-0,32	-0,28	-0,27	-0,26	-0,26	-0,24	-0,22	-0,01	0,42	0,91	-0,31	0,13	0,96	0,76	-0,17	0,42	0,79	1,00	
Au	-0,16	-0,14	-0,25	-0,03	-0,28	-0,10	-0,19	-0,14	-0,12	0,23	-0,15	-0,11	-0,10	-0,14	-0,05	0,78	-0,15	-0,13	-0,18	0,99	-0,17	-0,16	-0,15	-0,14	-0,15	-0,15	-0,14	-0,24	-0,15	-0,15	-0,17	-0,21	-0,28	-0,24	-0,25	-0,23	-0,23	-0,22	-0,21	-0,20	-0,20	-0,18	-0,15	0,08	0,47	0,57	-0,22	0,21	0,92	1,00	-0,05	0,50	1,00		
Ag	-0,38	-0,31	-0,16	0,07	0,00	-0,25	-0,33	-0,33	-0,31	0,34	-0,19	0,17	-0,27	-0,36	-0,15	0,20	-0,31	-0,32	-0,27	0,40	0,20	-0,23	-0,33	0,13	-0,30	0,04	-0,33	-0,47	-0,21	-0,23	-0,26	-0,31	-0,45	-0,43	-0,42	-0,47	-0,46	-0,45	-0,45	-0,43	-0,43	-0,42	-0,21	-0,13	0,93	0,47	-0,15	0,29	0,43	0,45	0,59	1,00			
Bi	-0,20	-0,17	0,10	-0,15	0,04	-0,13	-0,15	-0,18	-0,16	-0,07	-0,20	0,26	-0,14	-0,19	-0,14	-0,15	-0,15	-0,18	-0,09	-0,13	0,43	-0,05	-0,18	0,44	-0,20	0,40	-0,18	-0,22	-0,01	-0,03	-0,04	-0,04	-0,12	-0,13	-0,14	-0,21	-0,21	-0,23	-0,23	-0,21	-0,21	-0,23	-0,05	-0,11	0,54	-0,10	-0,17	-0,12	-0,15	-0,10	1,00				
Sb	-0,14	-0,13	-0,24	-0,01	-0,29	-0,09	-0,17	-0,12	-0,11	0,25	-0,12	-0,11	-0,10	-0,13	-0,03	0,80	-0,14	-0,12	-0,17	0,99	-0,18	-0,15	-0,14	-0,17	-0,13	-0,17	-0,13	-0,22	-0,14	-0,15	-0,17	-0,20	-0,26	-0,22	-0,23	-0,21	-0,21	-0,20	-0,19	-0,18	-0,18	-0,17	-0,14	0,08	0,41	0,53	-0,18	0,24	0,91	1,00					
Cd	-0,21	-0,18	-0,32	-0,09	-0,19	-0,12	-0,25	-0,17	-0,15	0,19	-0,18	-0,18	-0,14	-0,17	-0,12	0,69	-0,20	-0,16	-0,24	0,91	-0,25	-0,22	-0,20	-0,20	-0,18	-0,23	-0,18	-0,28	-0,21	-0,21	-0,24	-0,29	-0,36	-0,33	-0,33	-0,29	-0,29	-0,26	-0,25	-0,24	-0,24	-0,22	-0,20	0,03	0,42	0,81	-0,29	0,17	1,00						
As	-0,18	-0,11	0,13	-0,10	-0,12	-0,13	-0,05	-0,15	-0,16	0,87	0,38	-0,07	-0,14	-0,14	0,26	0,13	-0,15	-0,15	-0,04	0,20	-0,16	-0,18	-0,13	-0,07	-0,01	0,00	-0,14	-0,27	-0,16	-0,16	-0,18	-0,22	-0,27	-0,25	-0,26	-0,25	-0,25	-0,24	-0,23	-0,24	-0,23	-0,05	-0,09	-0,02	0,01	0,66	1,00								
Ni	0,38	0,36	0,44	0,19	-0,42	0,17	0,56	0,34	0,31	0,50	0,69	-0,08	0,47	0,47	0,76	0,06	0,40	0,40	0,55	-0,17	-0,17	0,34	0,52	0,00	0,46	0,25	0,41	0,39	0,37	0,40	0,41	0,41	0,38	0,35	0,41	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,42	0,41	0,40	0,03	0,27	-0,41	-0,44	1,00							
Zn	-0,36	-0,30	-0,39	0,00	0,08	-0,21	-0,38	-0,29	-0,27	0,03	-0,32	-0,09	-0,24	-0,29	-0,29	0,29	-0,31	-0,28	-0,35	0,53	0,17	-0,32	-0,32	-0,26	-0,31	-0,35	-0,29	-0,41	-0,28	-0,28	-0,32	-0,39	-0,51	-0,49	-0,46	-0,44	-0,44	-0,40	-0,38	-0,37	-0,37	-0,34	-0,22	-0,12	0,54	1,00									
Pb	-0,37	-0,31	-0,26	0,20	0,08	-0,24	-0,35	-0,32	-0,30	0,06	-0,35	0,16	-0,27	-0,36	-0,28	0,16	-0,30	-0,31	-0,29	0,38	0,22	-0,23	-0,33	0,09	-0,33	-0,04	-0,32	-0,44	-0,19	-0,21	-0,24	-0,29	-0,42	-0,41	-0,40	-0,44	-0,43	-0,42	-0,42	-0,40	-0,39	-0,38	-0,20	-0,14	1,00										
Cu	0,56	0,21	0,08	0,24	-0,31	0,04	0,41	0,32	0,24	-0,16	0,00	-0,13	0,79	0,46	0,67	0,17	0,33	0,39	0,41	0,13	-0,11	0,32	0,49	-0,07	0,30	0,67	0,35	0,73	0,60	0,66	0,72	0,78	0,75	0,74	0,73	0,73	0,73	0,73	0,73	0,71	0,69	0,69	0,64	0,57	-0,03	1,00									
Mo	-0,05	-0,08	0,28	-0,13	-0,22	-0,12	0,17	-0,11	-0,11	-0,02	-0,23	0,64	-0,04	-0,07	-0,10	-0,17	-0,02	-0,13	0,12	-0,16	0,38	0,14	-0,06	0,26	-0,14	-0,06	-0,12	0,14	0,26	0,19	0,19	0,17	0,20	0,21	0,23	0,11	0,14	0,06	0,08	0,08	0,07	0,07	1,00												
Lu	0,93	0,84	0,01	0,35	-0,44	0,69	0,69	0,89	0,86	-0,30	0,57	-0,08	0,75	0,41	0,75	0,35	0,93	0,93	0,67	-0,09	-0,07	0,88	0,94	-0,05	0,88	0,29	0,93	0,93	0,65	0,70	0,74	0,82	0,90	0,87	0,91	0,94	0,94	0,97	0,98	0,98	0,99	1,00													
Yb	0,92	0,80	0,04	0,33	-0,43	0,64	0,68	0,86	0,81	-0,30	0,53	-0,08	0,78	0,46	0,76	0,31	0,90	0,90	0,66	-0,11	-0,06	0,86	0,92	-0,02	0,85	0,37	0,89	0,96	0,67	0,73	0,77	0,86	0,93	0,91	0,94	0,97	0,97	0,99	0,99	1,00															
Tm	0,90	0,75	0,05	0,33	-0,42	0,59	0,68	0,82	0,77	-0,30	0,49	-0,07	0,82	0,49	0,78	0,28	0,86	0,88	0,66	-0,11	-0,05	0,83	0,91	-0,02	0,81	0,40	0,86	0,97	0,72	0,77	0,82	0,89	0,95	0,92	0,96	0,98	0,98	0,99	1,00																
Er	0,89	0,74	0,07	0,32	-0,42	0,57	0,67	0,80	0,75	-0,29	0,48	-0,06	0,82	0,52	0,77	0,26	0,85	0,86	0,65	-0,12	-0,06	0,82	0,91	-0,02	0,80	0,40	0,85	0,98	0,72	0,77	0,82	0,89	0,95	0,92	0,96	0,99	0,99	1,00																	
Ho	0,89	0,72	0,11	0,32	-0,44	0,56	0,66	0,79	0,74	-0,30	0,48	-0,08	0,82	0,56	0,76	0,25	0,83	0,85	0,64	-0,13	-0,07	0,80	0,89	-0,02	0,78	0,42	0,84	0,99	0,70	0,75	0,81	0,89	0,96	0,93	0,96	0,99	0,99	1,00																	
Dy	0,84	0,66	0,14	0,28	-0,43	0,49	0,64	0,73	0,67	-0,27	0,42	0,00	0,81	0,59	0,73	0,19	0,78	0,79	0,61	-0,15	0,02	0,79	0,85	0,02	0,72	0,44	0,77	0,99	0,74	0,78	0,83	0,91	0,97	0,96	0,99	1,00																			
Tb	0,86	0,68	0,17	0,29	-0,45	0,51	0,66	0,75	0,69	-0,29	0,44	-0,05	0,81	0,60	0,74	0,20	0,79	0,80	0,63	-0,15	-0,04	0,77	0,86	0,01	0,73	0,46	0,79	0,99	0,71	0,77	0,82	0,90	0,98	0,96	0,98	1,00																			
Gd	0,79	0,59	0,14	0,26	-0,39	0,42	0,62	0,67	0,61	-0,25	0,34	0,13	0,81	0,55	0,71	0,13	0,74	0,73	0,59	-0,18	0,14	0,78	0,81	0,06	0,66	0,43	0,72	0,98	0,81	0,84	0,89	0,95	0,97	0,96	1,00																				
Eu	0,82	0,61	0,18	0,16	-0,43	0,49	0,50	0,69	0,63	-0,27	0,37	0,09	0,68	0,50	0,61	0,14	0,71	0,71	0,47	-0,17	0,08	0,74	0,71	-0,02	0,67	0,53	0,69	0,97	0,64	0,69	0,75	0,86	0,98	1,00																					
Sm	0,84	0,63	0,18	0,22	-0,42	0,48	0,61	0,70	0,64	-0,31	0,36	0,02	0,76	0,51	0,68	0,13	0,73	0,74	0,59	-0,21	0,04	0,73	0,78	0,06	0,68	0,55	0,72	0,97	0,70	0,75	0,81	0,91	1,00																						
Nd	0,67	0,44	0,12	0,33	-0,30	0,22	0,66	0,52	0,46	-0,23	0,20	0,09	0,91	0,56	0,77	0,08	0,62	0,63	0,65	-0,14	0,14	0,65	0,78	0,12	0,53	0,48	0,61	0,89	0,92	0,95	0,98	1,00																							
Pr	0,54	0,32	0,08	0,35	-0,23	0,09	0,64	0,40	0,35	-0,16	0,12	0,14	0,91	0,55	0,75	0,06	0,54	0,54	0,63	-0,10	0,20	0,59	0,73	0,14	0,43	0,38	0,52	0,80	0,98	0,99	1,00																								
Ce	0,47	0,27	0,05	0,35	-0,19	0,03	0,62	0,34	0,30	-0,12	0,09	0,16	0,89	0,54	0,73	0,05	0,49	0,49	0,62	-0,08	0,24	0,56	0,71	0,17	0,39	0,32	0,47	0,75	0,99	1,00																									
La	0,40	0,21	0,01	0,32	-0,14	-0,01	0,57	0,28	0,24	-0,07	0,05	0,25	0,83	0,49	0,66	0,02	0,45	0,43	0,57	-0,09	0,33	0,55	0,65	0,20	0,33	0,26	0,41	0,70	1,00																										
Y	0,84	0,65	0,12	0,24	-0,41	0,50	0,58	0,73	0,67	-0,29	0,40	0,01	0,78	0,56	0,69	0,17	0,77	0,78	0,55	-0,16	0,01	0,78	0,81	-0,01	0,71	0,44	0,76	1,00																											
Zr	0,94	0,97	-0,01	0,29	-0,46	0,87	0,63	0,98	0,98	-0,26	0,76	-0,17	0,58	0,28	0,69	0,47	0,99	1,00	0,62	-0,05	-0,18	0,88	0,93	-0,16	0,98	0,16	1,00																												
W	0,36	0,11	0,33	0,03	-0,27	0,02	0,22	0,17	0,11	-0,17	0,03	-0,27	0,43	0,28	0,44	-0,09	0,12	0,18	0,26	-0,16	-0,18	0,06	0,22	0,33	0,15	1,00																													
V	0,92	0,97	-0,04	0,23	-0,42	0,90	0,54	0,98	0,97	-0,14	0,83	-0,17	0,48	0,20	0,66	0,46	0,97	0,98	0,53	-0,06	-0,17	0,87	0,87	-0,22	1,00																														
U	-0,19	-0,18	0,28	-0,17	-0,03	-0,25	0,12	-0,21	-0,20	-0,06	-0,22	0,05	0,04	0,00	-0,02	-0,23	-0,15	-0,17	0,15	-0,18	0,15																																		

10.3 Sıvı Kapanım Çalışmaları

Sıvı kapanımları, kristallerin büyümesi esnasında ve minerallerin kristallenmesinden sonra klivaj, dilinim ve mikro kırıklarda tutulmuş sıvı damlacıklarıdır. Kökenlerine göre birincil, ikincil ve yalancı ikincil olarak üç farklı tipe ayrılırlar. Birincil ve yalancı ikincil kapanımlar mineralin oluşumu esnasında ikincil kapanımlar ise mineralin oluşumu sonrası mikro kırıklar veya kristalin büyüme zonlarının sonlandığı kısımlarda oluşmaktadır (Roedder 1984, Shepherd vd. 1985). Aşırı doygun sıvı çözeltilerin varlığı yavru (daughter) minerallerin bulunmasıyla belirlenir. Bu şekildeki aşırı tuzlu (hypersaline) sıvılarda Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , ve Ca^{2+} en fazla baskın çözülmüş iyonlardır.

Pb-Zn skarn yataklarında sıvı kapanım çalışmaları Kwak (1986), Meinert vd. (2005) ve Bodnar vd. (2014) tarafından yapılmıştır. Bodnar vd. (2014)'e göre, Zn-(±Pb) skarnlar diğer skarn türlerine göre düşük sıcaklık (100-400°C) ve tuzluluğa (% <25 NaCl eş değeri tuzluluk) sahiptir. Kwak (1986) ise, Pb-Zn skarnları oluşturan çözeltilerin diğer skarn türlerine göre düşük sıcaklıkta (150-400 °C) ve daha seyreltik (%<30 NaCl eşdeğeri tuzluluk) olduğunu ileri sürmüştür. Cevher oluşumu sırasında, Zn-(±Pb) skarn dışındaki tüm skarnların sıcaklık ve tuzlulukları yüksek sıcaklık magmatik akışkan bileşimiyle uyumludur. Cu ve Zn skarn (homojenleşme sıcaklığı 300 ile 550°C arasında değişmekte) dışındaki tüm skarn türlerinde sıvı kapanım homojenleşme sıcaklıkları 700°C'e kadar çıkmaktadır. Bu iki skarn tipi ise daha sığ derinliklerde ve plütonun uzak kısımlarında oluşurlar. Farklı skarnlara ait sıvı kapanımları oluşturan akışkanların NaCl/KCl:CaCl₂ oranlarına bakılarak magmatik, tünek ve meteorik akışkanların karışım derecelerinde sistematik bir değişim görüldüğü belirtilmiştir (Haynes ve Kesler 1988). Sıvı kapanımlarda KCl'nin CaCl₂'den fazla olması magmatik akışkan varlığını, yüksek CaCl₂ bolluğu ise sedimanter kayaç etkisini göstermektedir (Kwak ve Tan 1981). Ayrıca, sıvı kapanımlar sayesinde CO₂ (sıvı ve gaz), CH₄, N₂, H₂S ve diğer uçucu bileşenlerin varlığı doğrudan belirlenebilir. Herhangi bir karşılaştırma çalışması yapılmamasına karşın Cu ve Zn skarn gibi oksitlenmiş sistemlerde CO₂, CH₄'dan daha bol bulunmaktadır (Megaw vd. 1988, Baker vd. 2004).

Belirli skarn minerallerinde yapılan sıvı kapanım çalışmaları skarn oluşturan akışkanların zamansal ve mekânsal evrimi belirlemede oldukça faydalıdır (örn; Kwak ve Tan 1981,

Baker vd. 2002, Baker ve Lang 2003). Ayrıca sıvı kapanımlar birçok skarn sisteminde prograd ve retrograd skarn süreçleri boyunca meydana gelen tuzluluk ve sıcaklık değişimleri hakkında da bilgi sunmaktadır (Meinert vd. 2005). Örneğin; prograd evredeki granat ve piroksen sıvı kapanımlarında homojenleşme sıcaklığı 500°C'den >700°C'a kadar ulaşmakla birlikte tuzlulukları en fazla % 50 NaCl eş değeri olmaktadır. Buna karşın, retrograd evredeki epidot ve kuvars damarlarında ölçülen homojenleşme sıcaklığı birkaç yüz derece daha düşük olup %25 NaCl eş değerinden daha düşük tuzluluk görülür (ör; Singoyi ve Zaw 2001).

Kalsik skarnlarda gözlenen skarn “evreleri” aşağıda belirtilmiştir:

1. Evre: önce oluşan, çoğunluğu granat ve piroksen olan susuz mineral birliktelikleri (düşük f_{F_2} 'de), F-vezüvyanit (yüksek f_{F_2} 'de), manyetit gibi.
2. Evre: sulu evre Ca-Fe amfibol, epidot ve sülfidler içerir.
3. Evre: daha sulu evre olup Fe-F-biyotit ve klorit gibi fillosilikatlar içerir.

Yukarıdaki sınıflama daha çok proksimal kalsik skarnlar için uygundur, distal skarnlarda 1. evre veya 2. evre bile olmayabilir. Örneğin, Cleveland Sn skarnda 3. evrenin altında büyük oranda 2. evre bulunmasına rağmen 1.evre gözlenmemiştir (Jackson 1982).

10.3.1 Keban skarn mineralizasyonunun sıvı kapanım petrografisi

Çalışma alanında sıvı kapanım ölçümleri 1. evreye ait örnekte granat (9 örnek), 2. evreye ait granat (13 örnek), epidot (3 örnek), kuvars (4 örnek) ve muskovit (10 örnek), 3. evreye ait piroksen (3 örnek), epidot (5 örnek), kuvars (96 örnek), florit (161 örnek) ve kalsit (62 örnek) minerallerinde birincil (p), ikincil (s) ve yalancı ikincil (ps) kapanımlar üzerinde gerçekleştirilmiştir. Ölçüm sonuçları çizelge 10.12'de verilmiştir.

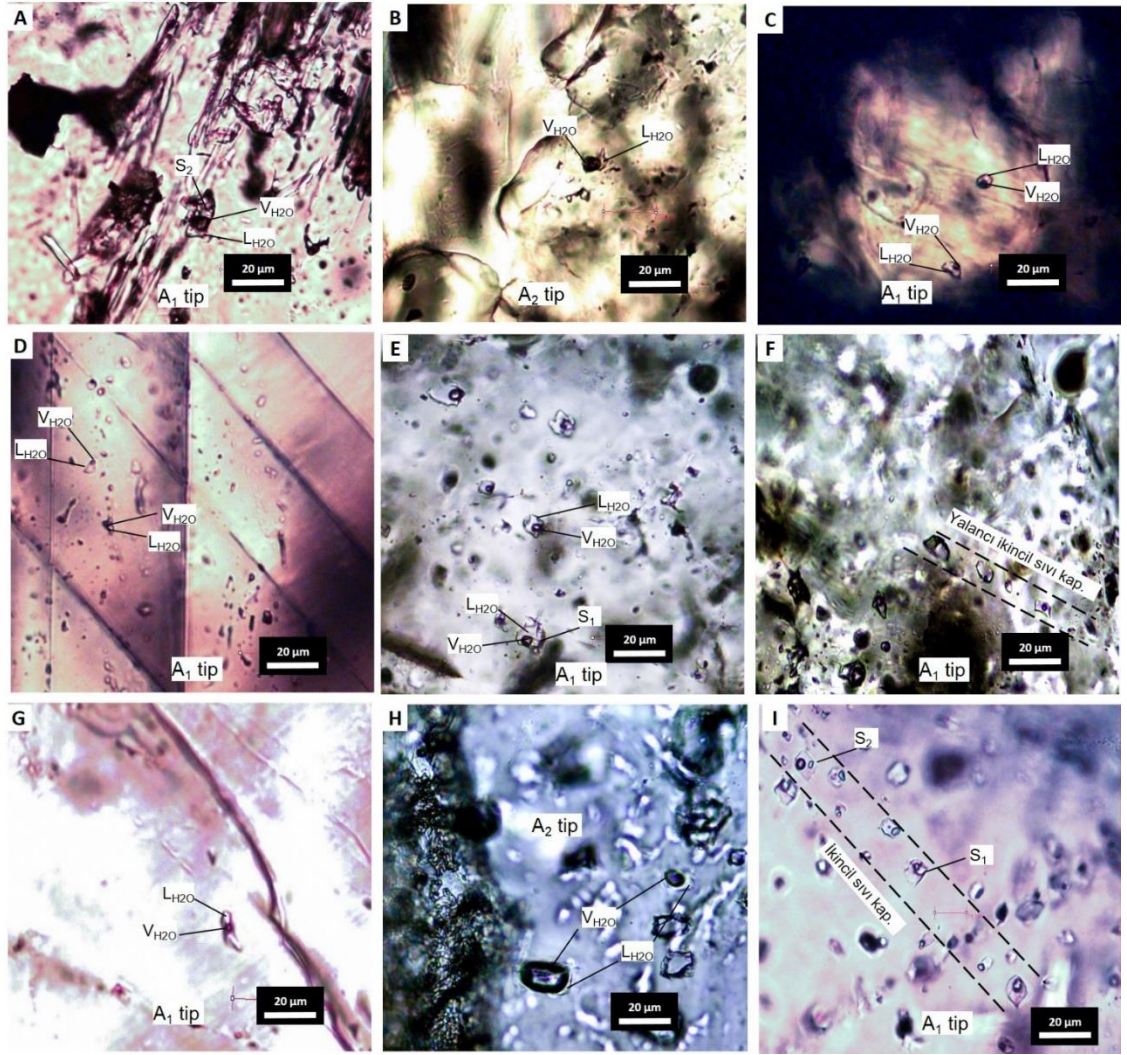
Çizelge 10.12 Keban sahasından alınan örneklerin sıvı kapanım çalışmaları

Evre	Mineral	Sayısı	Kapanım Türü	Kapanım Tipi	Kapanım Boyutu (µm)	Te (°C)	Te (°C) ort.	T _{mice} (°C)	T _{mice} (°C) ort.	T _{ms} (°C)	Th _{TOT} (°C)	Th _{TOT} (°C) ort.	Tuzluluk (wt % NaCl eq.)	Tuzluluk ort.
1. Evre	Granat	9	tip I, A ₁	p	4.2-14.1	-35.5 – (-26)	-30.7 (2)	-3.2	-		384->600	500.5 (9)	5.2	-
2. Evre	Granat	9	tip I+II, A ₁ +A ₂	p	6.3-20.7	-38.2- (-19)	-27 (6)	-8.9- (-1.4)	-3.7 (6)	436 (1)	403->600	520.4 (9)	11.94-2.40	5.7 (6), 50.8 (1)
		4	tip I, A ₁	ps	5.6-9.5	(-28) – (-21.3)	-24.26 (4)	-5.6 – (-1.2)	-2.72 (4)		201-385	258.5 (4)	8.48-2.07	4.4 (4)
	Epidot	3	tip I, A ₁	p	5-6.6	-31 – (-24)	-27.1 (3)	-3.8 – (-1.6)	-2.63 (3)		229.7	-	6.09-2.73	4.33 (3)
	Kuvars	1	tip I, A ₁	p	20.9	-	-	-4	-		520.2	-	6.37	-
	Muskovit	10	tip I, A ₁	p	4-9.9	-21.4	-	-1.2	-		240-440	292.3 (10)	2.07	-
3. Evre	Kuvars	87	tip I+II, A ₁ +A ₂	p	3.5-17.3	-46.2 – (-21)	-29.4 (62)	-4.2 – (-0.2)	-2.08 (62)		224-518	343.7 (87)	6.65-0.35	3.4 (62)
		12	tip I, A ₁	ps	4.1-7.7	-34 – (-10)	-25.1 (5)	-3 – (-0.1)	-2.2 (5)		150.1-502	305 (12)	5.7-0.1	3.6 (5)
	Epidot Piroksen	5	tip I, A ₁	p	3.4-8.6	-34- (-25.6)	-29.8 (2)	-2.6- (-1.4)	-2 (2)		392-476	421.4 (5)	4.3-2.4	3.36 (2)
		3	tip I, A ₁	p	2.1-3.6	-18	-	-2	-		384-516	441.7 (3)	3.38	-
	Florit	89	tip I+II, A ₁ +A ₂	p	3.5-46.9	-43.2 – (-12)	-29.2 (55)	-9.4 – (-0.2)	-3.8 (59)	229,9 (1)	146.1-452.5	264.2 (87)	12.36-0.35	5.7 (59), 38.2 (1)
		64	tip I+II, A ₁	ps	2.5-23.3	-45.4 – (-12)	-25.8 (56)	-6.9 – (-0.2)	-3.3 (57)		120-396.4	228.9 (64)	10.83-0.35	5.2 (57)
	Kalsit	8	tip I, A ₁	s	5.4-10.2	-35.2 – (-22)	-27.1 (7)	-5 – (-1.6)	-3 (7)		153-345	222.1 (8)	7.72-2.73	4.8 (7)
62		tip I+II, A ₁	p	3.3-15.9	-32.7 – (-10)	-19.8 (47)	-9.6 – (-1.2)	-5 (48)		132.7-401.4	236.2 (61)	12.52-2.07	7.4 (48)	

A₁: gaz-sıvı oranı düşük olan kapanımlar (sıvı fazda homojenleşen, gaz fazı genellikle <%40 vol., yaklaşık %55-60 içeriğe sahip), A₂: gaz-sıvı oranı yüksek olan kapanımlar (gaz fazında homojenleşen, gaz fazı genellikle >%60 vol., yaklaşık %20-25 içeriğe sahip), Tip I: gaz ve sıvı faz içeren kapanım, Tip II: katı, sıvı ve gaz içeren kapanım, p: birincil kapanım, ps: yalancı ikincil kapanım, s: ikincil kapanım, Te: ötektik sıcaklık (ilk ergime sıcaklığı), T_{mice}: son ergime sıcaklığı, Th_{TOT}: toplam homojenleşme sıcaklığı.

İncelenen örneklerde iki ve üç fazlı kapanımlar görülmüştür. V(gaz)-L(sıvı) fazların görüldüğü, sıvı fazı baskın ve gaz kabarcığıyla birlikte küçük ve sayısı biri geçmeyen yavru kristal içeren kapanımlar tip I, V(gaz)-L(sıvı)-S(katı) fazların kaydedildiği ve gaz fazı baskın olup önemli oranda sıvı ve katı faz içermeyen kapanımlar ise tip II olarak nitelendirilmiştir. Tip II olarak belirlenen örneklerde halit (S₁) ve silvin (S₂) tespit edilmiştir. İncelenen kesitlerde granat, kalsit ve florit minerallerinde tip I+II, piroksen, epidot ve muskovit minerallerinde tip I kapanımlar görülmüştür. Birincil iki –fazlı kapanımlar düzensiz, tüp, dairesel ve negatif kristal şekillerde gözlenmiştir. Oda sıcaklığındaki gaz/sıvı oranlarına göre birincil iki-fazlı olanlar iki ana gruba ayrılmıştır: gaz-sıvı oranı düşük olan kapanımlar (A₁, sıvı fazda homojenleşen, gaz fazı genellikle <%20-40 hacim, yaklaşık %80-60 içeriğe sahip) ve gaz-sıvı oranı yüksek olan kapanımlar (A₂, gaz fazında homojenleşen, gaz fazı genellikle >%60-70 hacim, yaklaşık %30-40 içeriğe sahip).

1. evreye ait granat kapanımları A₁ tipte olup boyutları 6.3 ile 20.7 µm arasında değişmektedir (Şekil 10.35a). 2. evreye ait granatlardaki kapanımlar ise katı faz (S₂, silvin) içerip bazılarında A₂ tipte kapanımlar da görülmüştür (Şekil 10.35b). Şekil 10.35c ve 10.35d’de görülen sırasıyla epidot ve muskovit mineralleri 2. evre A₁ tipte olup boyutları genelde küçüktür (3.4-9 µm). Bu evrede görülen kuvarslardaki birincil kapanımın özellikleri tip I ve A₁ (20.9 µm) iken yalancı ikincil kapanımları daha küçüktür (4.1-4.2 µm). 3. evrede cevherleşme sırasında gelişen minerallerde ise boyutları 3.5 ile 46.9 µm arasında değişen A₁ ve A₂ tip kapanımlar saptanmıştır. Piroksenler birincil, tip I ve A₁ tipte kapanımlar olup boyları 2.1-3.6 µm arasındadır. Epidotlar ise birincil, tip I ve A₁ olup boyları 3.4 ile 8.6 µm arasında değişir. Bu evrede görülen kuvars mineralinde birincil iki-fazlı (tip II) ve üç fazlı (tip II) (S₁, halit) A₁ tip kapanım (Şekil 10.35e) ile yalancı ikincil A₁ tip kapanım yer alır (Şekil 10.35f). Kalsitlerde kapanımlar A₁ tipte olup boyları 16 µm’u geçmez (Şekil 10.35g). 3. evreye ait florit mineralinde A₂ tipte kapanımlar baskındır (Şekil 10.35h). İkincil (s) ve yalancı ikincil (ps) tek ve iki-fazlı kapanımlar bir sıra halinde farklı oranda katı-sıvı faz içerirler (Şekil 10.35i). Birincil üç-fazlı florit kapanımları da genellikle 10,4 µm’dan büyük olup negatif kristal biçiminde görülür.

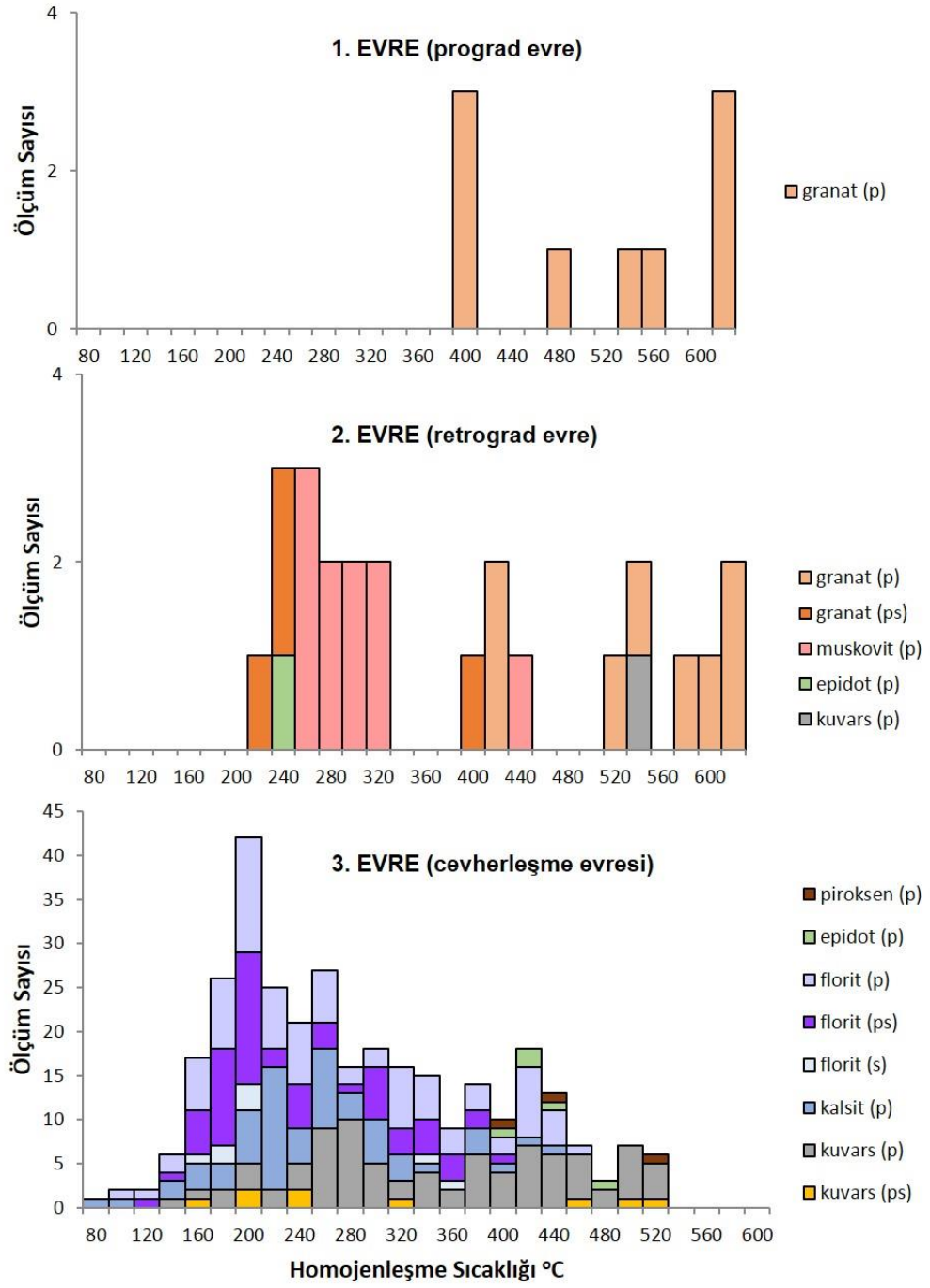


Şekil 10.35 Farklı evreleri temsil eden farklı türdeki sıvı kapanımların fotoğrafları a. 1. Evre (prograd evre) granata ait birincil A₁ tipteki sıvı kapanım, b. 1. Evre granata ait birincil A₂ tipteki sıvı kapanım, c. 2. Evre epidota ait birincil A₁ tipteki sıvı kapanım, d. 3. Evre kuvarsa ait birincil A₁ tipteki sıvı kapanım, e.3. Evre (cevherleşme evresi) kuvarsa ait yalancı ikincil I A₁ tipteki sıvı kapanım, f. 2. Evre muskovite ait birincil A₁ tipteki sıvı kapanım, g. 3. Evre kalsite ait birincil A₁ tipteki sıvı kapanım, h. 3. Evre florite ait birincil A₂ tipteki sıvı kapanım, 1. 3. Evre florite ait ikincil A₁ tipteki sıvı kapanım. V=gaz fazı, L= sıvı faz.

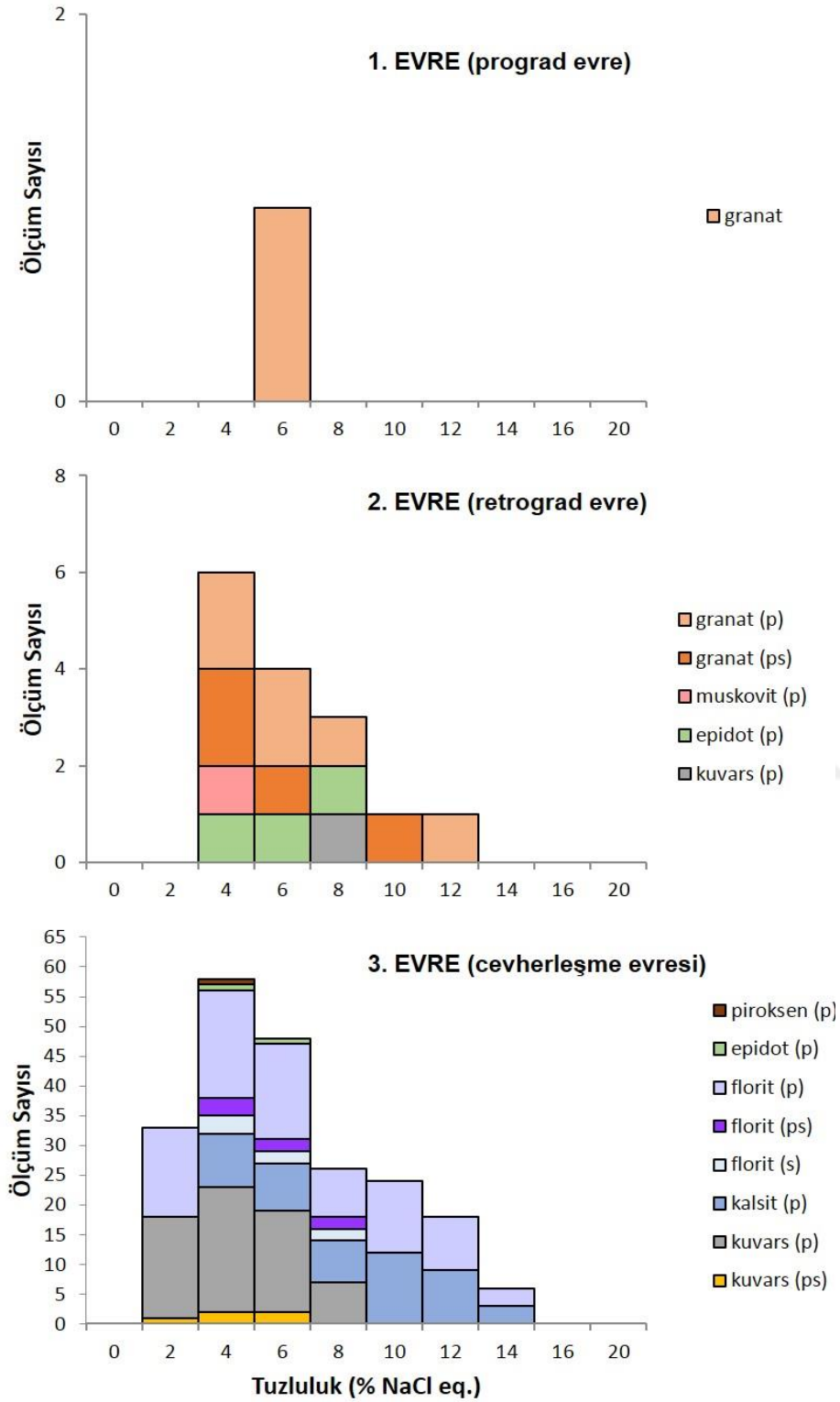
Prograd (1. Evre) skarn granat ve diyopsit, retrograd (2. evre) skarn ise flogopit, muskovit, aktinolit, epidot ve kloritle birlikte manyetit ve hematit içerir. Bu iki evrede kayda değer miktarda sülfür minerali bulunmaz. Sülfürler 3. evre kuvars ve florit damarları içerisinde olup skarnları kesmektedir. Az oranda pirit içeren ve yaygın olarak görülen karbonat damarları tüm bu birimleri keser durumdadır.

10.3.2 Homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk

Granat, piroksen, epidot, muskovit kuvars, kalsit ve florit minerallerinde toplam olarak 367 sıvı kapanım ölçümü yapılmıştır. A tipteki kapanımların gaz fazlarının ağırlıklı olarak H₂O olması nedeniyle tuzlulukları NaCl-H₂O sistemine (Bodnar ve Vityk 1993) göre hesaplanmıştır. Tüm ölçümlerin homojenleşme sıcaklıkları ile % NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri çizelge 10.12'de belirtilmiştir. 1. evre de (prograd evre) birincil (p) granatta Th_{TOT}; 384->600 °C ile % 5.2 NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri belirlenmiştir. 2. evre de (retrograd evre) birincil (p) granatta Th_{TOT}; 403->600 °C ile % 11.94-2.40 NaCl eşdeğeri tuzluluk ve silvin katı kapanımında % 50.1 NaCl eşdeğeri tuzluluk, yalancı ikincil (ps) granatta Th_{TOT}; 201-385 °C ile % 8.48-2.07 NaCl eşdeğeri tuzluluk, birincil epidotta Th_{TOT}; 229.7 °C ile % 6.09-2.7 NaCl eşdeğeri tuzluluk, birincil kuvarsta Th_{TOT}; 520.2 °C ile % 6.37 NaCl eşdeğeri tuzluluk, birincil muskovitte Th_{TOT}; 240-440 °C ile % 2.07 NaCl eşdeğeri tuzluluk belirlenmiştir. 3. evre de (cevherleşme evresi) birincil piroksende Th_{TOT}; 384-516 °C ile % 3.38 NaCl eşdeğeri tuzluluk, birincil kuvarsta Th_{TOT}; 224-518 °C ile % 6.65-0.35 NaCl eşdeğeri tuzluluk, yalancı ikincil kuvarsta Th_{TOT}; 150.1-502 °C ile % 5.7-0.1 NaCl eşdeğeri tuzluluk, birincil floritte Th_{TOT}; 146.1-452.5 °C ile % 12.36-0.35 NaCl eşdeğeri tuzluluk, yalancı ikincil floritte Th_{TOT}; 120-396.4 °C ile % 10.83-0.35 NaCl eşdeğeri tuzluluk, ikincil floritte Th_{TOT}; 153-345 °C ile % 7.72-2.73 NaCl eşdeğeri tuzluluk, birincil kalsitte Th_{TOT}; 132.7-401.4°C ile % 12.52-2.07 NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri belirlenmiştir (Şekil 10.36 ve 10.37).

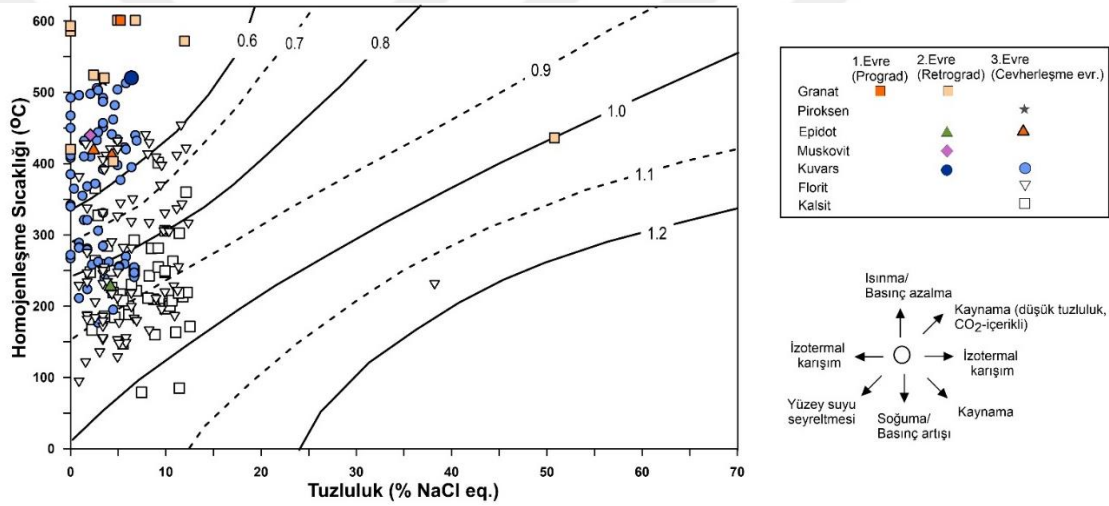


Şekil 10.36 1., 2. ve 3. evreye ait minerallerin homojenleşme sıcaklık dağılımları (°C).



Şekil 10.37 1., 2. ve 3. evreye ait minerallerin % NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri.

Toplam homojenleşme sıcaklıklarına karşı çizilen % NaCl eşdeğeri tuzluluk diyagramında (Şekil 10.38), sıcaklığın düşmesiyle tuzluluklarda az da olsa düşüş görülür (3. evredeki kalsit ve florit hariç). Minerallerin oluşum sırasına göre incelendiğinde, prograd evredeki granat ile devamında gelen retrograd evredeki epidot, muskovit ve kuvarsın T_{TOT} ile tuzluluk değerleri uyumludur. 1. ve 2. evrelere ait granat, 2. evredeki kuvars ve muskovit ile 3. evredeki kuvarsın yoğunluğu 0.6 g/cm^3 veya daha düşüktür. 2. evreye ait granata ait katı kapanımın yoğunluğu 1.0 g/cm^3 ve 3. evreye ait floritte bulunan katı kapanımın yoğunluğu $1.1-1.2 \text{ g/cm}^3$ olarak bulunmuştur. Genel olarak, yüksek sıcaklık minerallerindeki kapanımların yoğunlukları düşük olup sıcaklık düştükçe ve tuzluluk arttıkça yoğunluklar da artmıştır.



Şekil 10.38 1., 2. ve 3. evreye ait minerallerin homojenleşme sıcaklığına karşı tuzluluk değerleri ve NaCl-H₂O sıvı kapanımlarının yoğunlukları (Wilkinson 2001)

Sıvı kapanımlarda kaynama, aynı mineral içerisinde sıvı ve gaz fazlarınca zengin kapanımların aynı homojenleşme sıcaklığına sahip olmasıyla belirlenir. Cevherli çözeltilerde kesintili kaynama oluşurken sıcaklık ve tuzluluk belirli aralıklarla yükselir (Naica-Meksika, Kwak 1986). Ancak yaygın olarak kaynama daha düşük bir sıcaklık fazından hemen sonra oluşur. Sığ zonlarda oluşan skarnlarda kaynama oldukça yaygındır. Yüksek sıcaklıklarda hidrotermal akışkanların yüzeyi kırıklandırması sonucu kaynamanın oluştuğu ve bunu takiben farklı oranda meteorik su sızmasıyla sistemin soğuması ile birlikte sıcaklık ve tuzluluğun gittikçe azaldığı görülür (Kwak 1986). 3.

evreye ait içerisinde pirit ve kalkopiritin bulunduğu tip I (L+V) kapanımları içeren KS-18-20 nolu örnekte kuvars mineralinde sıvı ve gaz fazında zenginleşen iki kapanımda T_{TOT} : 410-420 °C sıcaklıkları ile kaynamanın varlığı belirlenmiştir. Bu iki kapanımın tuzlulukları % 2-5.6 NaCl eşdeğeri arasındadır. Diğer bir kaynama ise, 3. evreye ait tip I (L+V) kapanımları içeren B-KS2-6-2 nolu örnekteki florit mineralinde sıvı ve gaz fazında zenginleşen iki kapanımda T_{TOT} : 335-340 °C sıcaklıkları arasında belirlenmiştir. Bu iki kapanımın eşdeğeri tuzluluk değerleri %11 NaCl olup diğer florit minerallerinde tuzluluk düşüktür (% 0-3 NaCl eşdeğeri). Skarlarda yaygın olarak görülen kaynamanın varlığı sayesinde homojenleşme sıcaklıklarında basınç düzeltmelerine gerek kalmaz (Roedder 1979). Pb-Zn skarlarda çözeltiler genelde seyreltiktir, ancak belirgin bir kaynamanın görüldüğü Naica bölgesinde çözeltiler oldukça tuzludur (Kwak 1986).

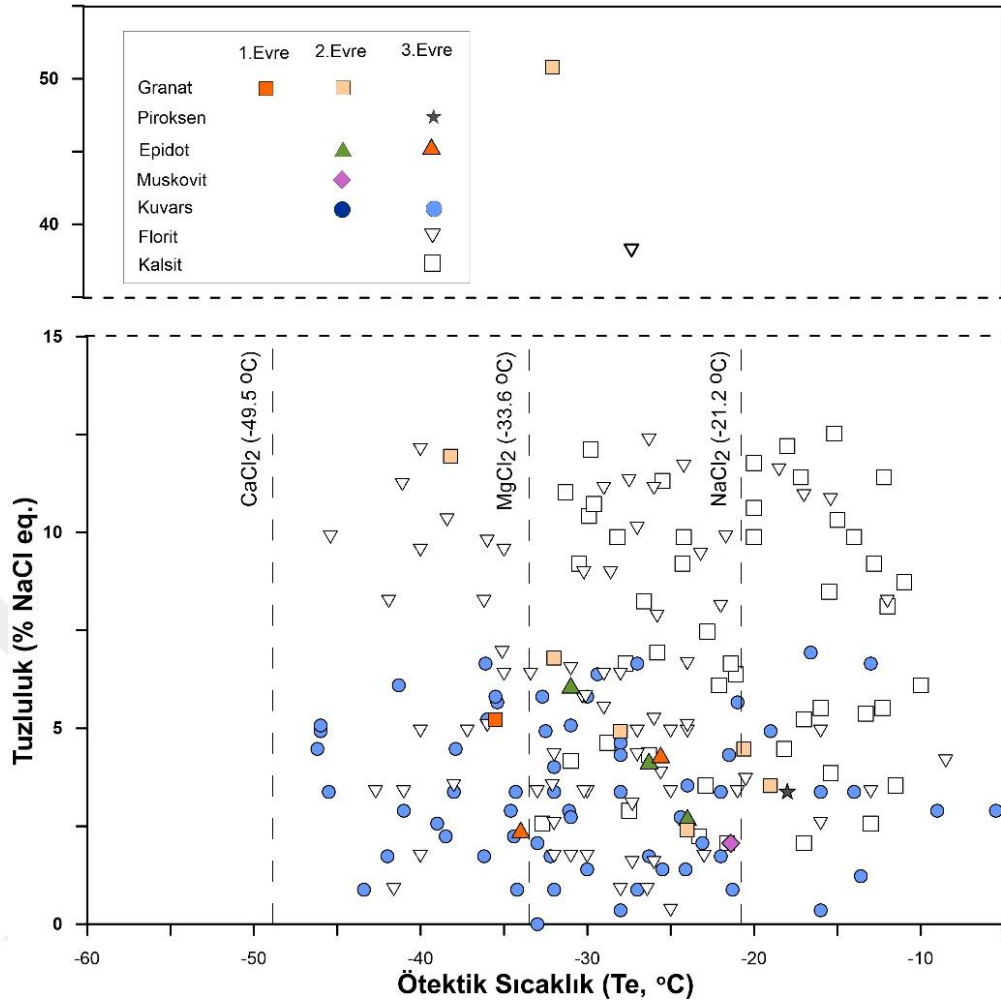
10.3.3 Sıvı kapanımların ötektik sıcaklık değerleri

Sıvı kapanımlardaki akışkanların bileşimi ve suyun tuzluluğunu belirlemek amacıyla ötektik sıcaklık ölçülür (Shepherd vd. 1985). NaCl'un CaCl₂'den baskın olup olmadığını belirlemek için yapılan çalışmalar skarn yataklarının türlerini belirlemede kullanılabilir (Kwak ve Tan 1981, Haynes ve Kesler 1988). Ötektik sıcaklığın belirlenmesi için kapanım soğutulurken tamamen kristallendirilir veya dondurulur. Ötektik sıcaklık ısıtma sürecine geçildiğinde sıvı oluşumunun ilk gözlemlendiği sıcaklıktır. Ötektik sıcaklıklar 1. evredeki (prograd evre) birincil granatta -35.5 ile -26 °C arasındadır. 2. evredeki (retrograd evre) birincil granatta -38.2 ile -19 °C arasında, yalancı ikincil granatta -28 ile -21.3 °C arasında, epidotta -31 ile -24 °C arasında ve birincil muskovitte -21,4 °C olarak ölçülmüştür. 3. evredeki birincil piroksen -18 °C, birincil kuvarsta -46.2 ile -21 °C arasında, yalancı ikincil kuvarsta -34 ile -10,1 °C arasında, birincil floritte -43.2 ile -12 °C arasında, yalancı ikincil floritte -45.4 ile -12 °C arasında, ikincil floritte -35.2 ile -22 °C arasında ve birincil kalsitte -32.7 ile -10 °C arasında değişmektedir (Çizelge 10.12).

Sıvı-gaz fazlarının bir arada bulunduğu faz olarak tanımlanan clathrate, CO₂'in bulunduğu sistemde gelişir. Ötektik sıcaklığı -56.6°C olan CO₂'in, son ergime sıcaklığının (T_m) -1.5 ila +9°C arasında olduğu durumda clathrate ($T_{m_{clt}}$) ortaya çıkar (Shepherd vd. 1985). Sistemde metanın varlığı, ötektik sıcaklığının yüksek olmasıyla anlaşılır ($T_{m_{clt}} = > +10$ °C). Sistemde bir miktar tuz var ise ($T_{m_{clt}} = < +10$ °C), sistemin

ötektik sıcaklığı düşer ve $H_2O-NaCl-CO_2$ ($-52^{\circ}C$) sistemine kayar. Keban sahasından toplanan sıvı kapanım örneklerinde herhangi bir clathrate belirlenmemiştir.

Önceden belirlenen bazı tuzlu çözeltilerin ötektik sıcaklık değerleri ile Keban sahasındaki minerallere ait sıvı kapanımların ötektik sıcaklıklarını gösteren diyagramda (Şekil 10.39), 1.evreye ait granatın ötektik sıcaklığı ($-35^{\circ}C$) $H_2O-MgCl_2$ sistemine oldukça yakındır. Geniş bir ötektik sıcaklık yayılımı gösteren 2. evreye ait granatların -37 ile $-18^{\circ}C$ arasında olan ötektik sıcaklıkları $H_2O-MgCl_2-NaCl_2$ tuz sisteminin karışımına işaret etmektedir. Bu evredeki muskovitin ötektik sıcaklığı ise ($-21^{\circ}C$) $H_2O-NaCl_2$ tuz sistemine yakındır. 2. ve 3. evredeki epidotların ötektik sıcaklıkları $H_2O-MgCl_2-NaCl_2$ tuz sisteminin karışımında yer almaktadır. 3. evreye ait kuvarsların ötektik sıcaklıkları (-46 ile $-5^{\circ}C$) çok geniş bir aralıkta olup $H_2O-CaCl_2-MgCl_2-NaCl_2$ tuz sistemindedir. Bu tuz sistemine 3. evredeki floritlerinde dahil olduğu ancak kalsitlerin ötektik sıcaklıklarına göre (-33 ile $-10^{\circ}C$) $H_2O-MgCl_2-NaCl_2$ tuz sisteminin karışımı olduğu belirlenmiştir. Bu evrede yer alan piroksenin ötektik sıcaklığı $-27^{\circ}C$ olup $H_2O-NaCl_2$ tuz sistemine yakınlık gösterir.



Şekil 10.39 Farklı evrelere ait sıvı kapanımların ötektik sıcaklıkları ile önceden belirlenmiş bazı tuzlu çözeltilerin ötektik sıcaklık değerleri (Shephard vd. 1985)

Ötektik sıcaklıklara göre erken evrelerde CaCl_2 , geç evrelere doğru geçtikçe MgCl_2 - NaCl_2 tuz sisteminin baskın olduğu görülür.

Kalkopirit içeren örneklerdeki ortalama homojenleşme sıcaklıkları; kuvars mineralinde tip I A₁ türündeki kapanımlar için 435-440°C, sfalerit, pirit ve hematit içeren örneklerdeki kuvarslar için 360-400°C ve floritler için 200-280°C arasındadır (Çizelge 10.13). 2. evreye (retrograd) ait olan KS-17-61 örneğinde manyetitle eş oluşumlu olduğu düşünülen kuvars kapanımından elde edilen homojenleşme sıcaklığı 520°C'dir (Çizelge 10.13).

Çizelge 10.13 Cevherli kayaçlarda 3. evreye ait florit, kuvars ve kalsit minerallerinde saptanan sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları (°C)

Örnek No	İçerdiği mineraller	Florit				Kuvars			Kalsit
		p	Ort.	ps	Ort.	p	Ort.	ps	p
KS-18-20	kalsit, florit, kuvars, pirit, kalkopirit	154-165	159.2 (2)	155-196	174.5 (5)	195-306 342-506	259 (20) 440 (27)	150- 301.5 (3)	
KS-18-19	florit, kalsit, pirit	280-420	361 (5)	120-342	246.3	-		-	
KS-18-24	florit, kalsit, kuvars, pirit, kalkopirit, sfalerit	93-253.8 315-452	190.8 (11) 240.3 (9)	175-307	240.8 (8)	354-512	435 (4)	448-502 (3)	
KS-18-22	kuvars, pirit, florit	-		-		279-321 (3), 331-503	408 (9)	-	
KS-18-23	kuvars, epidot, piroksen, kalsit, pirit, sfalerit	-		-		124-318 360-377	225.25 (13) 366 (3)	185-234 (3)	
KS-17-44	pirit, florit, kalsit	120-304 306-410	200 (18) 337 (6)	180-184	182.7 (4)				79.5-200 (13), 202.6-302.3 (29), 304.2- 420.8 (9)
KS-17-59	florit, kalsit, kuvars, pirit, hematit, muskovit	134-303	194 (3)						
KS-17-61	Kuvas, aktinolit, epidot, manyetit, pirit					520 (1)			
KS-19-6	florit, kuvars, sfalerit, galenit, klinopiroksen, hematit, kalsit	180-418	271 (13)	174-396	292 (14)	254 (1)			
KS-19-13	pirit, kalsit								160-284 (3)
A-KS1-8	florit, kalsit, muskovit, sfalerit	147-185 308-430	172 (4) (361) (6)	127-338	250 (8)				
B-KS2-6-2	florit, manyetit, hematit, kalsit	220.3-341	282 (4)	150.1- 198.5	173 (11)				

Sıvı kapanım ölçümleri sonucunda prograd ve retrograd evrelere ait (1. ve 2. evreler) granatların sıcaklık ve tuzluluklarının yüksek olduğu gözlemlenmiştir. Retrograd evreye (2. evre) geçişi temsil eden epidot ve muskovit oluşumunu takiben tuzlulukla birlikte sıcaklığın da düştüğü belirlenmiştir. Cevherleşme evresinde (3. evre) ise, birincil

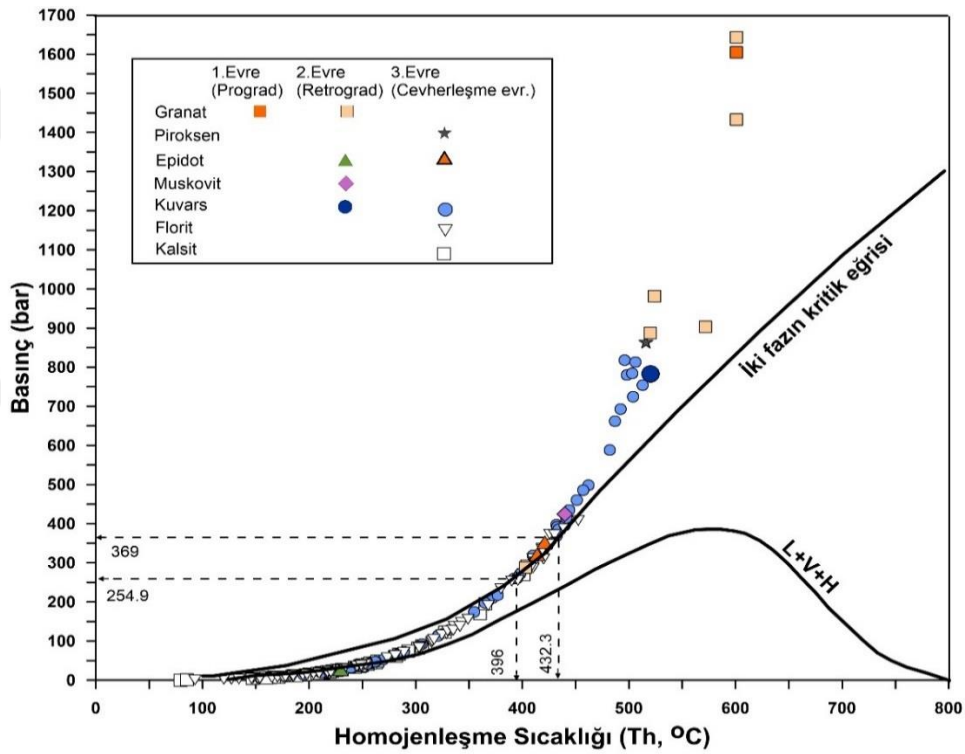
floritlere ait kapanımlarda yüksek sıcaklık ve yüksek tuzluluk değerleri, kuvarslardakilerde ise yüksek sıcaklık ve nispeten düşük tuzluluk kaydedilmiştir. Kalsitlerdeki kapanımlarda ise düşük sıcaklık ve yüksek tuzluluk görülmüştür. Floritlerde tespit edilen bu durum, plütondan türeyen akışkan katkısının meteorik sulardan daha fazla olması ile açıklanabilir. Kuvars ve kalsitte ise, meteorik suyun soğutucu ve seyreltici etkisi nedeniyle düşük sıcaklık ve düşük tuzluluk değerleri ölçülmüştür.

10.3.4 Cevher oluşturan akışkanların gelişimi ve basınç tahmini

Granat ve diyopsitin yer aldığı prograd (1. evre) evredeki sıvı kapanımlarda eşdeğer tuzluluk 5.2 % NaCl olup homojenleşme sıcaklıkları 384->600°C arasında değişir. Flogopit, aktinolit, epidot ve klorit ile içerisinde manyetit ve piritinde olduğu retrograd (2.evre) evredeki sıvı kapanımlarda eşdeğer tuzluluk 2.07-50.8 %NaCl ve homojenleşme sıcaklığı 229->600°C arasındadır. 3. evre cevherleşmenin görüldüğü kuvars, florit ve kalsit minerallerindeki sıvı kapanımlarda tuzluluk geniş bir aralıkta olup (0.1 ile 38.2 % NaCl eşdeğeri) homojenleşme sıcaklıkları 360-440°C aralığındadır. Kaynamanın belirlenmesi için önemli belirteçler; farklı derecelerdeki faz ayrılımları, farklı değerlerdeki tuzluluk ve aynı homojenleşme sıcaklığına sahip tutarlı sıvı kapanımların varlığıdır (Ramboz vd. 1982, Rusk vd. 2008). Bu evrede belirlenen 335-420°C'deki kaynama nispeten orta-yüksek sıcaklıklarda sülfid mineralizasyonu sırasında meydana gelmiştir. Bu evrede, önemli miktarda sülfid cevherinin görülmesi, bu mineralleri oluşturan su fazlı akışkan miktarının azaldığına işaret etmektedir. Sonuç olarak, 3. evrede belirlenen yüksek sıcaklıklar ve geniş bir aralıkta görülen tuzluluk kaynamaya karşılık gelmektedir. Kaynama devam ederken cevher-yapıcı su fazlı akışkan miktarının göreceli olarak azalmasıyla sıcaklık da cevherleşme evresinde düşmeye başlar. Akışkan zaman içinde soğur ve son aşamadaki karbonat damarlarının oluşumu sırasında çeşitli sülfid mineralinin çökmesiyle tuzluluk azalır ve sisteme önemli ölçüde meteorik su girişi olur.

Sanchez vd. (2012)'ne göre, halit içeren sıvı kapanımların tutulma basıncı sıvı-gaz Th ve Tm-halitin bir fonksiyonu olarak hesaplanabilmektedir. Bu teknikte, halit içeren kapanımların hesaplanan tuzluluk değeri için halit-likudus hattı çizilir. Aynı bölgede hem gaz hem de sıvı fazca zengin kapanımların yer alması, gaz fazca zengin kapanımların gaz fazında homojenleşmesi ve sıvıca zengin kapanımların sıvı fazından homojenleşmesi ve

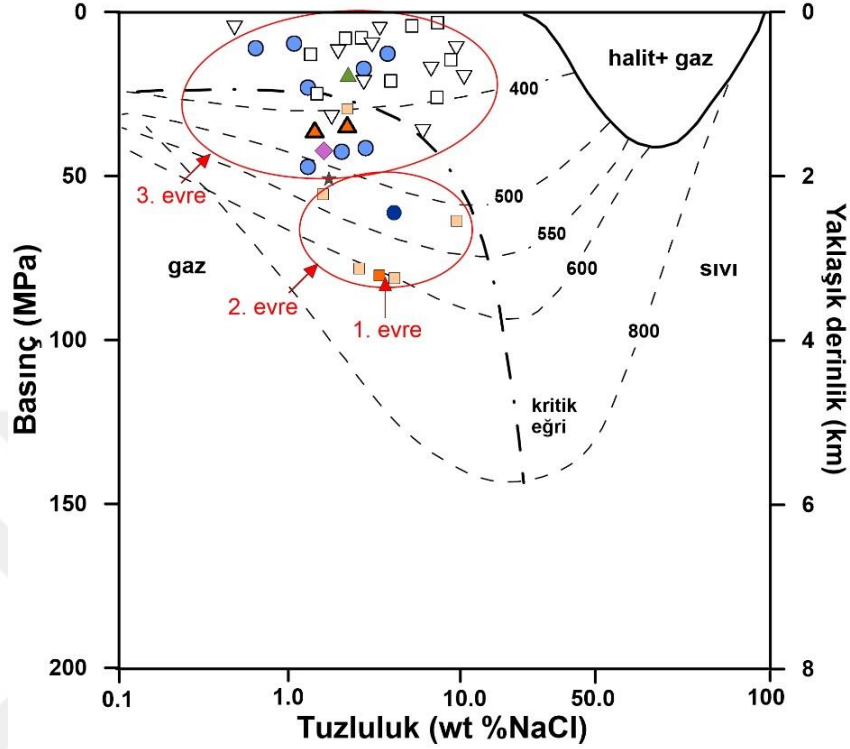
benzer Th ve tuzluluk aralıklarında olması kaynama kanıtı olarak kabul edilir (Wilkinson 2001, Bodnar 2003). Baker ve Lang (2003) ve Sanchez vd. (2012)'ye göre, eğer kaynama meydana gelirse kapanımların homojenleşme sıcaklıkları ile iki fazın kritik eğrisi üzerinde yer alır (Şekil 10.40). Bu durumda hesaplanan basınç gerçek değerdir ve herhangi bir basınç düzeltilmesine gerek kalmaz (Roedder ve Bodnar 1980, Wilkinson 2001, Sanchez vd. 2012). Buna göre, Tip 1 sıvı kapanımlarının minimum ve maksimum Th sıcaklıkları sırasıyla 395 ile 432.2 °C arasında olup iki fazın kritik eğrisine denk gelen tutulma basınçları sırasıyla 254.9 ile 369 bar arasındadır. Bu çalışmadaki tutulma basıncı tahminleri HOKIEFLICS_H2O-NACL Excel hesap tablosu kullanılarak hesaplanmıştır.



Şekil 10.40 Farklı evrelerdeki sıvı kapanımların tahmini basınç değerleri

NaCl-H₂O sistemindeki faz ilişkilerini gösteren basınç tuzluluk diyagramına bakıldığında (Şekil 10.41), 1. evrede mineralizasyon 3 km'ye kadar görülürken 2. evredeki mineralizasyon 2-3 km arasındadır. Basınç azalmasının sonucunda, yüksek tuzluluk ve gaz fazınca zengin kapanımlar oluşmuştur. Bu durum sığ skarn sistemine hidrotermal akışkan girişini gösterir. Cevherleşme 1.5-2 km arasında gerçekleşirken, retrograd evrenin düşük sıcaklık ve tuzluluktaki kapanımları daha sığ (1.5 km'den daha az)

derinliklerde oluşmuştur. Kaynamanın meydana geldiği hidrostatik basınca karşılık gelen litostratigrafik derinlikler 0.8-1.7 km arasındadır.



Şekil 10.41 NaCl-H₂O sistemindeki faz ilişkilerini gösteren basınç tuzluluk diyagramı (Fornier (1987) ve Bodnar (1995)'dan sonra Wilkinson (2001) tarafından modifiye edilmiştir. Semboller Şekil 9.39 ve 40'dakiyle aynıdır)

Kalender (2000), bölgedeki birincil kuvars damarlarındaki ortalama ötektik sıcaklığı -53 °C, tuzlulukları % 23-22 NaCl eş değeri ve homojenleşme sıcaklıklarını 367-317°C arasında ölçmüş ve tuz sistemini H₂O-NaCl-CaCl₂ olarak belirlemiştir. Aynı araştırmacı ikincil kuvars damarlarının ortalama ötektik sıcaklığını -23°C, ortalama tuzluluğu % 7 NaCl eş değeri ve ortalama homojenleşme sıcaklığını 340°C olarak ölçmüş ve tuz sisteminin H₂O-NaCl-KCl olarak belirlemiştir. Cevher mineralleriyle ilişkili kuvarslarda, ortalama ötektik sıcaklık -49 °C, tuzluluk %17-23 NaCl eş değeri ve homojenleşme sıcaklıkları 489-368 °C ve tuz sistemi H₂O-CaCl₂ olarak tespit etmiştir. Kalsitlerde ortalama ötektik sıcaklık -35 °C, tuzluluk %28 NaCl eş değeri, homojenleşme sıcaklıkları 124-193°C ve H₂O-FeCl₂ tuz sistemi belirlenmiştir. Floritlerde ise, ortalama ötektik sıcaklık -36°C, tuzluluk %18 NaCl eş değeri ve ortalama homojenleşme sıcaklığı 110°C

ve NaCl-MgCl₂ tuz sistemi olarak belirlemiştir. Erken evreyi temsil eden kuvars minerallerindeki birincil kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklıkları 463-510 °C ve tuzluluk %23.64-30.68 NaCl eş değeri olarak tespit edilmiştir. Geç evrede kuvars damarlarındaki birincil kapanımlarda 302-352°C arasında homojenleşme sıcaklığı ve %20.69-21.75 NaCl eş değeri tuzluluk ölçülmüştür. Bu değerlerin kontak metasomatik tipte mineralizasyonu (yüksek sıcaklık, orta derece tuzluluk) desteklediğini söylemiştir.

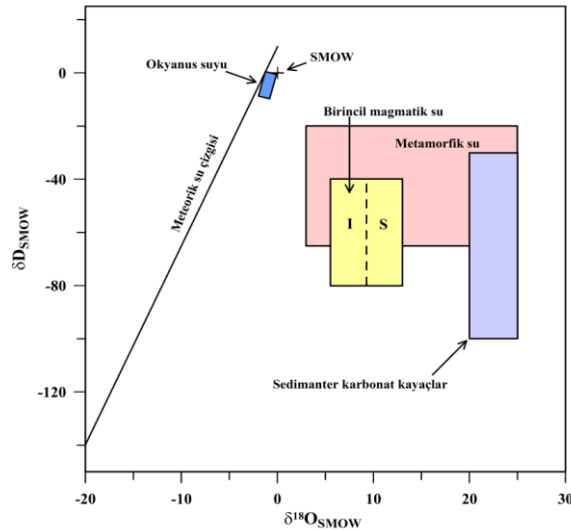
Altuncu (2009) Keban floritlerinde yaptığı sıvı kapanım çalışmasında, LVS tiptekilerde yüksek sıcaklıklarda (425->600°C), ötektik sıcaklık ortalama -41°C ve H₂O-CaCl₂-KCl-MgCl₂ tuz sisteminde ve çözelti sisteminin yüksek tuzluluğa sahip olduğunu (% 63 eş değeri) belirtmiştir. LV tiptekilerde ise ötektik sıcaklık ortalama -45°C ve H₂O-CaCl₂-KCl-MgCl₂ tuz sisteminde % 5-22 NaCl eş değeri tuzluluk ile 123-510°C sıcaklığa sahip ve çözelti sisteminde CO₂'in de bulunduğunu söylemiştir. Sıcaklık ve tuzluluğun düşmesiyle birlikte sistemdeki CO₂ 207°C'ye kadar floritin yapısında bulunmaya devam etmiştir.

Öztürk vd. (2019) Keban'da LVS tipteki florit kapanımlarında 425->600°C sıcaklık ve % 48-61 NaCl eş değeri tuzluluk, LV tipteki kapanımlarda ise ort. 324°C sıcaklık ve % 7-19 NaCl eş değeri tuzluluk belirlemişlerdir. Bu bölgedeki akışkanların karbonatitle ilişkili yataklanmanın oluşumundan sorumlu olduğundan intrüzif ve karbonatla ilişkili yataklara göre daha yüksek sıcaklık ve tuzluluğa sahip olduğunu vurgulamışlardır. Keban floritleri sedimanter kökenli bir kayaçta oluşmasına rağmen sıvı kapanım özellikleri karbonatit kökenli florit yataklarına benzemektedir ve buna göre Keban floritlerini çökelten akışkanlar karbonatit magmasından türemiştir.

10.4 Karbonat Minerallerinde Oksijen ve Karbon İzotop Analizleri

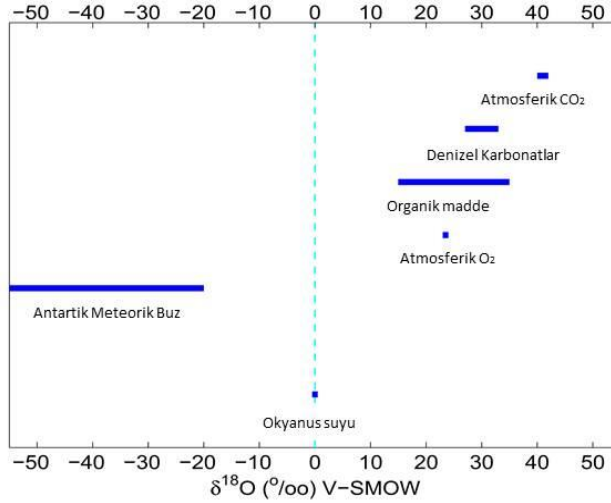
Bu bölümde, oksijen ve karbon izotop sistematiğlerinin farklı jeokimyasal ortamlarda nasıl değiştiği irdelenecek daha sonra inceleme alanındaki karbonatlı yan kayaç, skarn cevherleşmesi ve metal cevherleşmesinden toplanan kalsit örneklerine ait oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) ve karbon ($\delta^{13}\text{C}$) izotop bileşimleri çeşitli iyon bolluklarına göre karşılaştırılıp, bu kayaçların oluşturdukları ortamın özellikleri izotop sistematiğleri açısından tartışılacaktır.

Oksijen, hidrojen, kükürt ve karbon gibi elementlerin duraylı izotopları farklı jeokimyasal süreçler altında farklı değerler alır. İzotopların bu tür farklı oransal davranışları, cevher 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 $\delta^{18}\text{O}$ - δD oranları Şekil 10.42'da görüldüğü gibi birbirinden oldukça farklıdır (Taylor 1974, Sheppard 1981). $\delta^{18}\text{O}$ ile δD bileşimleri magmatik akışkanlar için sırasıyla, ‰ +5.5 ile +13 ve ‰ -40 ile -80 arasında (VSMOW-Vienna Standard Mean Ocean Water), metamorfik sular için, ‰ +3 ile +25 ve ‰ -20 ile -65 arasında (Taylor 1974, Sheppard 1981) ve meteorik sular için ise ‰ 0 ile -60 ve ‰ +10 ile -400 arasındadır (Craig 1961).



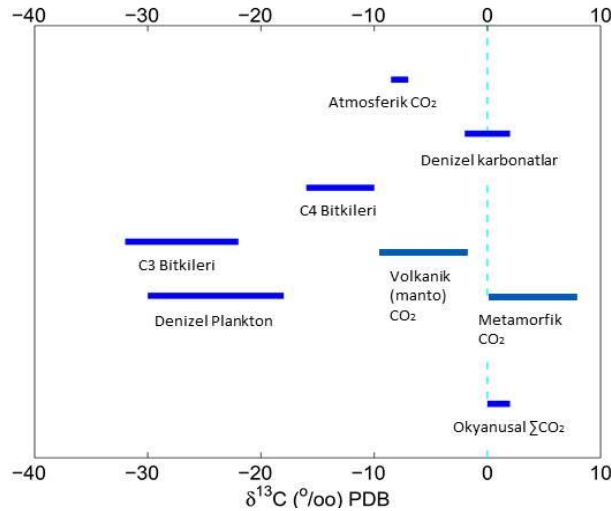
Şekil 10.42 Farklı su tipleri için $\delta^{18}\text{O}$ ve δD bileşimleri (I: I tipi granit, S: S tipi granit) (Craig 1961, Taylor 1974, Sheppard 1981)

Şekil 10.43 ve Şekil 10.44'de farklı jeolojik rezervuarlara ait $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri gösterilmiştir. Denizel karbonatlara ait $\delta^{18}\text{O}$ oranları ‰ +25 ile +30 arasında olup ağır oksijen izotopu bakımından zengindir.



Şekil 10.43 Bazı jeolojik rezervuarlara ait $\delta^{18}\text{O}$ oranları (Zeebe ve Wolf-Gladrow, 2001)

Denizel karbonat kayaçlarına ait $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -3 ile +3 (PDB-Peedee Bellemnite) arasında, mantosal $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise ‰ -5 ile -10 arasında olup hafif oranda fakirleşmiştir (Hoefs 1987). Organik madde içeren sedimanter kayaçların ağır karbon izotopu magmatik ve denizel karbonatlara göre oldukça tüketilmiş olup $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰ -18 ile -38 arasındadır (Hoefs 1987).



Şekil 10.44 Bazı jeolojik rezervuarlara ait $\delta^{13}\text{C}$ oranları (Zeebe ve Wolf-Gladrow, 2001)

İnceleme alanında hem karot hem de araziden toplanan karbonatlı yan kayaç, skarn zonları içinde gelişen kalsit ve cevher taşıyan karbonat damarlarındaki kalsitlere ait karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) izotop analiz sonuçları ve akışkan için hesaplanan $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri Çizelge 10.14'de verilmiştir. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ hesaplamasında, su-kalsit arasında denge durumunda gerçekleşen tepkimedeki oksijen izotop değişimini esas alan $10^3 \ln \alpha_{\text{kalsit-H}_2\text{O}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 4.01 (10^6\text{T}^{-2}) - 4.66 (10^3\text{T}) + 1.71$ denklemi kullanılmıştır (Zheng 1993, Zheng ve Chen 2000). Kalsitin akışkandan çökmesi sırasındaki ortalama sıcaklık değerleri için sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen $T_{\text{kalsit}} = 109.9$ °C (1. evre, yalancı ikincil) ve $T_{\text{kalsit}} = 236.2$ (3.evre, birincil) sıcaklıkları kullanılmıştır.

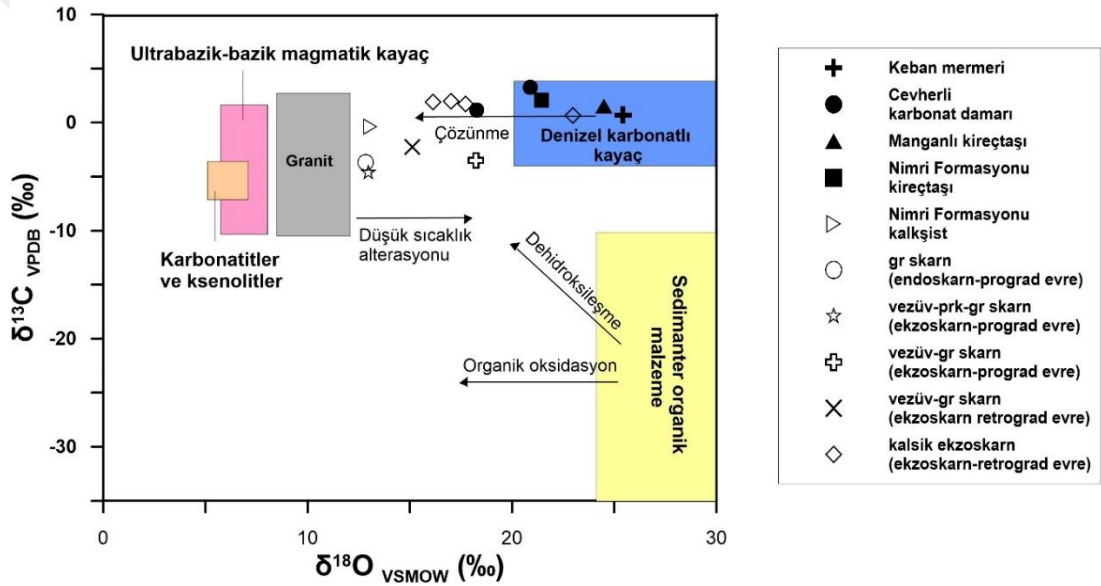
Keban mermeri örneğinin (B-KS2-9) $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰0.70'dir. Bu değer Hoefs (1987), Clark ve Fritz (1997) tarafından denizel kireçtaşı için önerilen aralıkta (‰ -3 ile +3) olduğundan mermerdeki karbonun denizel kökenli olduğu sonucuna varılmıştır. Skarn zonlarına bulunan kalsik ekzoskarna (ekzoskarn-retrograd) ait kalsit minerallerinin (B-KS1-3, C-KS2-4-1, C-KS3-3, D-KS1-5-1) $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰ +0.65 ile +1.96 (VPDB), $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise ‰ +17.02 ile +22.97 (VSMOW), granat skarna (endoskarn-prograd evre) ait şist-siyenit dokanağından alınan örneğin $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -3.48 ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ +12.83, vezüvyanit piroksen granat skarnın (ekzoskarn-prograd evre) (D-KS2-1) $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -4.63 ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ +12.96, vezüvyanit granat skarnın (ekzoskarn-retrograd evre) (KS-17-51) $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -2.24 ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ +15.13, vezüvyanit granat skarnın (ekzoskarn-prograd) (B-KS3-7) $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -3.68 ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ +18.24 'dür.

Keban Mermeri örneğinin (B-KS2-9) $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ 0.70 ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 25.43, Nimri Formasyonu kireçtaşının (KS-17-18) $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ +2.09 ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ +21.44, manganlı kireçtaşının (KS-17-28) $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ +1.51 ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ +24.49, cevher içeren karbonat damarlarına ait örneklerin (KS-17-45 ve KS-17-55) $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰ +3.26 ile +1.14 ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ +20.90 ile +18.26, Nimri Formasyonuna ait kalkşistin (A-KS1-4) $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -0.37 ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ +13.06'dir. (Çizelge 10.14).

Çizelge 10.14 Bölgedeki mermer ve skarn cevherleşmesi içinde gelişen kalsit minerallerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop oranları (‰)

Örnek Numarası	Kayaç Bileşimi	Ana Kayacı/Skarn zonu	Parajenez Mineralleri	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)
KS-17-18	Kalsit	Kireçtaşı (60.40-63.40m)		2.09	21.44	
KS-17-28	Kalsit	Manganlı kireçtaşı (131.00-134.10m)		1.51	24.49	
KS-17-45	Kalsit	Cevherli karbonat damarı (386.3-387.5m)	sfalerit	3.26	20.90	12.87
KS-17-51	Kalsit	Vezüv-gr skarn (531m) (ekzoskarn-retrograd)	granat, vezüvyanit, epidot, kuvars, pirit	-2.24	15.13	-1.76
KS-17-55	Kalsit	Cevherli karbonat damarı (592m)	sfalerit	1.14	18.26	10.23
A-KS1-4	Kalsit	Kalkışist	A.feld, kuvars, serizit	-0.37	13.06	
Örnek1-şist-siy.dokanağı	Kalsit	Gr skarn (endoskarn-prograd evre)	granat	-3.68	12.83	-4.06
B-KS1-3	Kalsit	Kalsik ekzoskarn (ekzoskarn-retrograd evre)	florit	1.91	16.13	8.10
B-KS2-9	Kalsit	Keban mermeri		0.7	25.43	
B-KS3-7	Kalsit	Vezüv-gr skarn (ekzoskarn-prograd evre)	granat	-3.49	18.24	1.34
C-KS2-4-1	Kalsit	Kalsik ekzoskarn (ekzoskarn-retrograd evre)	opak mineral, flogopit	1.96	17.02	9.00
C-KS3-3	Kalsit	Kalsik ekzoskarn (ekzoskarn-retrograd evre)	opak mineral, flogopit	1.71	17.73	9.71
D-KS1-5-1	Kalsit	Kalsik ekzoskarn (ekzoskarn-retrograd evre)		0.65	22.97	14.94
D-KS2-1	Kalsit	Vezüv-prk-gr skarn (ekzoskarn-prograd evre)	granat, vezüvyanit,serizit	-4.63	12.96	-3.92

Tüm kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine bakıldığında (Şekil 10.45) kökensel ilişkisi olduğu düşünülen Nimri formasyonu kireçtaşındaki skarn zonlarına doğru artan sıcaklık ile $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşiminin azaldığı belirlenmiştir. Kalsik ekzoskarn ile cevherli kalsit damarı (KS-17-55) örneklerinin denizel karbonatlı kayaların çözünmesi sonucu oluştuğu, Keban Mermeri, manganlı kireçtaşı, Nimri formasyonuna ait kireçtaşı ve cevherli karbonat damarı (KS-17-45) örneklerinin denizel karbonatlı kayalar alanına düştüğü görülmektedir. Denizel karbonatlı kayaç alanındaki kalsik ekzoskarn (D-KS1-5-1) örneğinin ise Keban Mermerinin çözünmesi sonucu oluştuğu, vezüvyanit- granat skarnların (ekzoskarn prograd ve retrograd evreler) ise düşük sıcaklık alterasyonu sonucu oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 10.45 Cevherli karbonat damarı, kireçtaşı, manganlı kireçtaşı, mermer, skarn kalsit ve skarn zonlarında yer alan kalsit mineralleri için $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ diyagramı (C-O rezervuarları ve C-O izotop değişimlerinden sorumlu jeolojik süreçler Hoefs (2015), Liu vd. (2004), Liu ve Liu (1997), Nelson vd. (1988), Ray (1997), Ray vd. (2000) ve Veizer vd. (1980) kaynaklarından alınmıştır.)

Kalender (2011), Keban sahasındaki kalsit $\delta^{13}\text{C}$ değerinin ‰ -3 ile +1.6 arasında ve $\delta^{18}\text{O}$ değerinin ‰ +12.9 ile +27.3 arasında olduğunu belirtmiştir. Aynı araştırmacı $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -3 olan kalsitin meteorik sularla çökeldiğini, diğerlerinin ise sığ denizel koşullarda oluştuğunu vurgulamıştır. $\delta^{18}\text{O}$ oranlarına göre kalsitlerin metasomatizma etkisi

gösterdiğini ve bu eğilimin muhtemelen yüksek sıcaklıklı metamorfik akışkanların izotopik evrimi ile ilişkili olduğunu öne sürmüştür. Bu kalsitlerdeki kapanımların homojenleşme sıcaklıklarını 93.7-134.2 °C ve tuzluluklarını % 12.5-15.65 NaCl eşdeğeri olarak belirleyen Kalender (2000), karbonun olası kaynağının sığ denizel sedimentlerin metamorfizması sonucu oluşan Keban Metamorfiklerine ait kalkıştillerin olabileceğini söylemiştir. ‰ +10.5 ile ‰+19.9 arasında olan kuvars örneklerine ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, kuvarsın çökelediği damarların sedimanter ve metamorfik ile kısmen siyenitik kayalardan türemiş olduğunu göstermiştir. Aynı araştırmacı oksijen izotop değerlerinin çalışma alanında bulunan kalkışt kaynaklı metamorfik akışkandan etkilenmiş olduğunu söylemiştir. Ohmoto ve Rye (1979)'a göre metamorfik sedimanter ve magmatik kayaların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ + 15 ile ‰ + 35 arasında değişmektedir, ancak kabuksal etkileşim sonucu $\delta^{18}\text{O}$ değerinde yükselme ve $\delta^{34}\text{S}$ değerinde düşme olabilmektedir. Kalender (2011) çalışma alanındaki kuvarsların $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin aktif tektonizma sonucu oluşan fay zonlarında gerçekleşen yan kayaç ve meteorik/metamorfik akışkanlar arasındaki reaksiyonlara bağlı olarak artabileceğini vurgulamıştır.

Skarn zonlarındaki kalsit örneklerinin izotop oranlarının artan sıcaklıkla tüketilme göstermesine yönelik farklı görüşler mevcuttur. Valley (1986) karbonatlardaki $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin dekarbonatlaşma, infiltrasyon ve sıcaklığa karşı oldukça hassas olduğunu belirtmiştir. Dekarbonatlaşma süreci kontak metamorfizma sırasında gerçekleşen bazı izotop değişimlerini açıklamaktadır (Bowman vd. 1985, Layne vd. 1991, Shin ve Lee 2003, Taylor ve O'Neil 1977). Dekarbonatlaşma sonucunda açığa çıkan karbondioksitte ağır izotopların zenginleşmesi (metamorfik buharlaşma) $\delta^{18}\text{O}$ değerinin tüketilmesine neden olmaktadır (Shieh ve Taylor 1969, Valley 1986). Alternatif olarak, izotopça zengin dış kaynaklı akışkanların infiltrasyonu sonucu $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri seyrelmektedir (Bowman vd. 1985, Valley 1986, Cartwright vd. 1997, Buick ve Cartwright 2000, Shin ve Lee 2003, Orhan vd. 2011).

Dekarbonatlaşma reaksiyonu için verilebilecek en basit örnek dolomit kuvarsın reaksiyonu sonucu vollastonit oluşması ve karbondioksit gazı çıkışıdır. Bu reaksiyon sonucunda uçucu bileşen olarak ayrılan CO_2 'in ağır karbon ve oksijen izotoplarınca zenginleşmesi, geride kalan kalıntı kayacın ise ağır karbon ve oksijen izotoplarınca tüketilmesine neden olur (Shieh ve Taylor 1969, Taylor ve O'Neil 1977, Nabelek vd.

1984, Valley 1986, Bowman vd. 1985). Sıcaklığın artmasıyla CO₂ ve kayalar arasındaki izotop değişimi daha fazla olmakta ve böylelikle kalıntı kayadaki ağır karbon ve oksijen izotopları tüketilmektedir (Bowman 1998). Kalıntı kayanın duraylı izotop bileşimi buharlaşma miktarı hakkında bilgi sunabilir. Buharlaşmanın etkisi, tek evreli CO₂ ayrılması (kapalı sistem-closed system: Brown vd. 1985, tek evreli ayırılma-single stage separation: Brown vd. 1985, yığın buharlaşması-batch volatilization: Valley 1986) ve Rayleigh ayırılması (Valley 1986) (açık sistem-open system: Brown vd. 1985, sürekli dekarbonatlaşma-continuous decarbonation: Brown vd. 1985) olarak iki süreçte modellenmiştir.

Tek evreli CO₂ ayrılmasında, eğer bir kayaç kapalı sistemde buharlaşıyorsa ve tüm akışkanlar kayaç ile denge halindeyse akışkanın tercihli olarak hafif ya da ağır izotopa ayrılmasına bağlı olarak kayanın izotopik oranı artar ya da azalır. Kayanın ağır izotopça tüketilmesi çok yaygındır ve bu etkinin şiddeti kütle dengesine ve doğrudan buharlaşma miktarına göre değişir (Valley 1986).

$$\delta_i = F\delta_f + (1-F)(\delta_f + 1000\ln\alpha) \quad 1$$

$$\delta_f = \delta_i - (1-F)1000\ln\alpha \quad 2$$

F buharlaşma sonrasında kayada tutulan ilgili elementin (C veya O) mol fraksiyonunu, δ_i ve δ_f sırasıyla kayanın ilk ve son izotopik değerini, α ayırılma faktörünü belirtir.

Rayleigh tipi buharlaşmada ise, akışkanın bileşiminde devamlı bir değişim gerçekleşir. Sistemde bir önceki buharlaşma bitmeden bir sonraki başlar (Rayleigh 1986, Epstein 1959). Kayaların kırılğan ve sert olduğu üst kabukta permeabilite yüksektir. Buradaki akışkanlar hidrostatik basınç altında olup Rayleigh buharlaşması dehidratasyon ve dekarbonatlaşmanın izotopik etkileri altındadır (Shieh ve Taylor 1969, Taylor ve O'Neil 1977, Matthews ve Kolondny 1978, Lattanzi vd. 1980, Rumble 1982, Valley ve O'Neil 1984). Rayleigh buharlaşması aşağıdaki iki denklem halinde ifade edilir (Valley 1986).

$$\frac{R_f}{R_i} = F^{(\alpha-1)} \quad 3$$

$$\delta_f - \delta_i = 1000 (F^{(\alpha-1)} - 1)$$

4

R_f ve R_i sırasıyla kayaç sistemindeki son ve başlangıç izotopik oranları ve diğer terimler 1. ve 2. eşitlik açıklamalarında belirtilmiştir.

Bazı araştırmacılar (Shieh ve Taylor 1969, Taylor ve O'Neil 1977, Nabelek vd. 1984, Valley 1986, Bowman vd. 1985) kontak metamorfizma sırasında uçucu bileşen olarak sistemden uzaklaşan CO_2 'in ağır karbon ve oksijen izotoplarının zenginleştiğini ve bu durumun kalıntı karbonat minerallerinde $\delta^{13}C$ ve $\delta^{18}O$ değerlerinin tüketilmesine sebep olduğu belirtmiştir. Karbonatlı kayaçlardaki tüketilme derecesi buharlaşma miktarına, reaksiyon sıcaklığına ve Rayleigh ayrışması ile sistemi terk eden akışkan miktarıyla ilişkilidir. Çalışma alanında tek evreli ayrılma (kapalı sistem) ve Rayleigh ayrışması (açık sistem) için buharlaşma ile tüketilen $\delta^{13}C$ ve $\delta^{18}O$ değerleri 2, 3 ve 4 nolu formüller kullanılarak hesaplanmış ve sistemde arta kalan kalsitin $\delta^{13}C$ ve $\delta^{18}O$ değerleri Çizelge 10.15'de verilmiştir. Hesaplamalarda Chacko vd. (1991) tarafından önerilen fraksiyonlanma denklemi $600^\circ C$ için kullanılmıştır.

$$10^3 \ln \alpha_{cal-CO_2} = -0.39 (10^9 T^{-3}) + 5.36 (10^6 T^{-2}) - 11.35 (10^3 T^{-1}) + 2.96 \quad 5$$

Çizelge 10.15 Dekarbonatlaşma reaksiyonunda buharlaşma süreciyle tüketilen ^{13}C ve ^{18}O miktarları

Sistemde kayaça kalıntı karbonun mol fraksiyonu	Kapalı sistemde kalıntı kalsitin $\delta^{13}C$ ve $\delta^{18}O$ değerleri		Açık sistemde kalıntı kalsitin $\delta^{13}C$ ve $\delta^{18}O$ değerleri	
	$\delta^{13}C_i = 2.09 \text{ ‰}$	$\delta^{18}O_i = 21.44 \text{ ‰}$	$\delta^{13}C_i = 2.09 \text{ ‰}$	$\delta^{18}O_i = 21.44 \text{ ‰}$
1	2.09	21.44	2.09	21.44
0.9	1.73	20.85	1.71	21.31
0.8	1.37	20.26	1.29	21.17
0.7	1.01	19.66	0.81	21.01
0.6	0.65	19.07	0.26	20.82
0.5	0.29	18.48	-0.39	20.61
0.4	-0.07	17.89	-1.20	20.34
0.3	-0.43	17.30	-2.23	19.99
0.2	-0.79	16.71	-3.69	19.50
0.1	-1.14	16.11	-6.19	18.66
0.01	-1.47	15.58	-14.54	15.79

Kapalı ve açık sistemde kalıntı kalsitin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin hesaplanmasında, kireçtaşı karot örneğine (skarn zonlarındaki kalsitin kökeni olarak düşünülen) ait $\delta^{13}\text{C}_i$ ve $\delta^{18}\text{O}_i$ değerleri (sırasıyla ‰ +2.09 ve ‰ +21.44) başlangıç bileşimi olarak alınmış, sıcaklık ise 600°C (sıvı kapanım çalışmalarında ölçülen ortalama sıcaklık) kabul edilmiştir. Mikroskobik çalışmalara göre çalışılan skarn zonları %20'den fazla kalsit içermektedir. Hesaplamalara göre, kapalı sistemde kalsitin % 90'ının tüketildiği varsayıldığında, buharlaşmadan arta kalan kalsitin $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰-1.14, tamamına yakını tüketilmesi durumunda ise $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -1.47 olacaktır. Açık sistemde ise, % 90 oranında kalsit tüketilmesi durumunda $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -6.19 olarak belirlenmiştir. KS-17-51 numaralı örneğe ait vezüvyanit- granat skarn (-2.24 ‰), şist-siyenit dokanağı örneğine ait granat skarn (‰-3.68), B-KS3-7 numaralı vezüvyanit-granat skarn (‰-3.49) ve D-KS2-1 vezüvyanit-piroksen granat skarn (‰-4.63) değerleri açık sistem için belirlenen kalıntı kalsit değerinden büyüktür.

Dekarbonatlaşma sürecinin tamamlanması ile oksijenin % 40'ın CO_2 ile ayrılarak tüketildiği varsayılmış (Valley 1986) ve buna göre $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin kapalı ve açık sisteme göre sırasıyla 5.33 ve 2.78 ‰ kadar tüketildiği belirlenmiştir.

İnfiltrasyon sırasında akışkan-kayaç etkileşimi: Kalsit minerallerindeki buharlaşma kavramı, $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin büyük oranda tüketilmesini tek başına açıklayamadığı durumlarda birkaç araştırmacı akışkan infiltrasyonu ve akışkan/yan kayaç etkileşim oranının artmasının da izotop tüketilmesinde etkili olduğunu belirtmiştir (Valley 1986, Bowman vd. 1985, Gerdes ve Valley 1994, Holness 1997, Buick ve Cartwright 2000, Shin ve Lee 2003). Yeterli miktarda akışkan mevcutsa, izotop bileşimleri birbirinden ne kadar farklı ve geçirimsizlik ne kadar yüksekse infiltrasyon etkisi de o kadar yüksek olacaktır. Geçirimsizliğin farklı olması ve dolayısıyla infiltrasyonun derecesi çatlakların büyüklüğü, sayısı ve dağılımlarına, gözeneklilik, akışkan basıncı ve minerallerin çözünme ve çökelmelerine bağlıdır (White ve White 1981, Morrow vd. 1981, Etheridge vd 1983). Petrolojik ve izotopik çalışmalar sonucunda geçirimsizliğin kabuk derinliği arttıkça azaldığı belirlenmiştir. Magma kristalizasyonu veya metamorfik buharlaşmadan kaynaklanan bölgesel yüksek basınçlar da infiltrasyona sebep olabilmektedir. Akışkanın infiltre olabilmesi için basıncının hidrostatik basınçla aynı veya daha az olması gereklidir. Meteorik su infiltrasyonunun gerçekleştiği derinlik genelde 6 km'den azdır (Valley ve

O'Neil 1982). Çevredeki kayaçla etkileşen akışkanın miktarı Taylor (1977) tarafından aşağıdaki eşitlikte belirtilir:

$$F/R = \frac{\delta_f(\text{kalsit}) - \delta_i(\text{kalsit})}{\delta_i(\text{H}_2\text{O}) - \delta_f(\text{kalsit}) + \Delta} \quad 6$$

F/ R akışkandaki oksijenin kayaçtaki oksijene atom oranını, δ_i ve δ_f sırasıyla kayacın ilk ve son izotopik değerlerini ve Δ ise kalsit ve suyun son oksijen izotop değerlerinin farkını ($\delta^{18}\text{O}_{f(\text{kalsit})} - \delta^{18}\text{O}_{f(\text{H}_2\text{O})}$) ifade eder. Bu denklem akışkanın kayaçla tamamen dengede ve izotop değişiminin sadece sıcaklık ve akışkan-kayaç oranına bağlı olduğu kapalı sistem için geçerlidir. İzotop fraksiyonlanması için kullanılan denklem (Zheng 1999): $10^3 \ln \alpha_{\text{kal-H}_2\text{O}} = 4.01(10^6 T^{-2}) - 4.66(10^3 T^{-1}) + 1.71$. Kapalı sistemde akışkanın farklı CO_2 konsantrasyonları için karbon izotop değişimi için kullanılan eşitlik yukarıdakiyle benzerdir:

$$X_{\text{CO}_2} F/R = \frac{\delta_f(\text{kalsit}) - \delta_i(\text{kalsit})}{\delta_i(\text{CO}_2) - \delta_f(\text{kalsit}) + \Delta} \quad 7$$

X_{CO_2} akışkandaki karbonun mol fraksiyonu ve $\Delta = \delta^{13}\text{C}_f(\text{kalsit}) - \delta^{13}\text{C}_f(\text{CO}_2)$. İzotop fraksiyonlanması için Chacko vd. (1991)'in belirttiği eşitlik kullanılmıştır. Açık sistemde ise, akışkanın yan kayaçla ilerleyen etkileşimi sonucu ilk izotop bileşimi sabittir. Sürekli bir akışkan giriş çıkışı olur ve bu durum çevredeki kayaçlarda izotop değişimine neden olur. Açık sistem için;

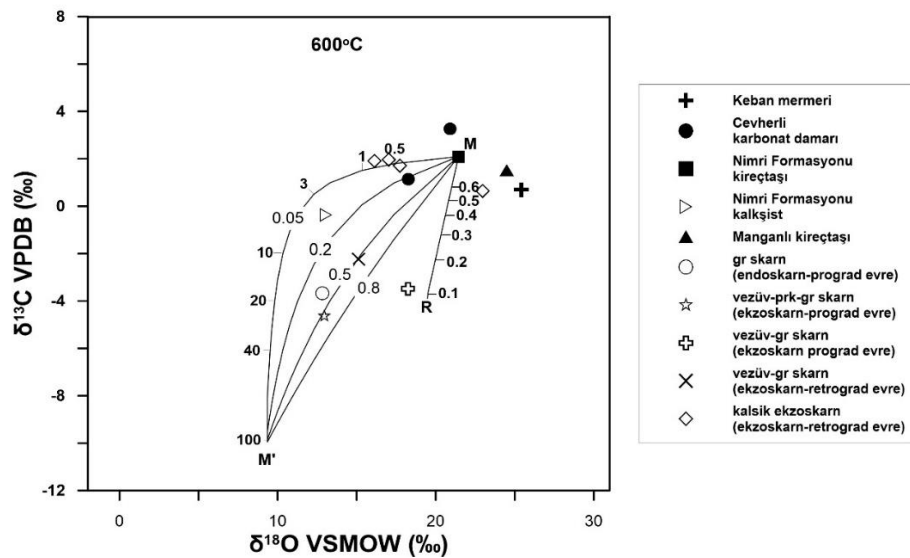
$$F/R = \ln[F/R_c - 1] \quad 8$$

denklemini kullanılmıştır. F/R_c , denklem 6'da kapalı sistemde hesap edilmiş F/R değeridir (Taylor 1977).

$\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin hesaplanmasında, $\delta_i(\text{kalsit})$ için kireçtaşının $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 21.44 alınmıştır. $\delta_i(\text{akışkan})$ değeri için ise Hamit Plütonuna ait nefelin siyenitin $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değeri (‰ 7.6) değeri kullanılmıştır (İlbeyli vd. 2009). $\delta_f(\text{kalsit})$ için $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin hesaplanmasında ise, $\delta_i(\text{kalsit})$ değeri olarak ‰ 2.09, $\delta_i(\text{akışkan})$ için ise Hoefs (1987) tarafından magmatik akışkanlar için tanımlanan değer (‰ -6.5) kullanılmıştır. $X(\text{CO}_2)$ ve

su/kayaç oranları olarak sırasıyla 0.05, 0.2, 0.5, 0.8 ve 0.5, 1, 3, 10, 20, 40, 100 değerleri alınmıştır (Şekil 10.46).

Şekil 10.46'de 600°C'de farklı X_{CO_2} ve akışkan/kayaç değerleriyle hesaplanmış izotop karışım eğrileri (M-M') ve Rayleigh buharlaşma eğrisi (M-R) görülmektedir. M-M' karışım eğrilerine bakıldığında X_{CO_2} değeri arttıkça eğrilme miktarları azalarak düz bir çizgi haline gelmektedir. Akışkan-kayaç etkileşiminin başlangıcında $\delta^{18}O$ değeri, $\delta^{13}C$ değerinin en ufak bir değişikliğinde önemli miktarda değişim göstermekte, ancak akışkan içeriğinin artışıyla $\delta^{18}O$ değeri başlangıca göre daha az değişim sergilemektedir. Prograd ve retrograd evreye ait Keban skarn kalsitlerinin $\delta^{13}C$ ve $\delta^{18}O$ izotopları Rayleigh buharlaşma eğrisi ile örtüşmese de, hesaplanmış M-M' izotop karışım eğrilerinden $X_{CO_2}=0.2$ ve 0.5 eğrilerine yakındır. Skarn içerisindeki vezüvyanit-inerilite dönüşümü için oldukça düşük X_{CO_2} gerekir (Shin ve Lee 2003). İzotop tüketimi hem oksijen hem de karbon izotoplarında görülmektedir. Prograd evredeki granat (Örnek1-şist-siyenit dokanağı) ve vezüvyanit-piroksen-granat (D-KS2-1) skarn kalsitleri ile retrograd evredeki vezüvyanit-granat skarnın (KS-17-51) akışkan kayaç oranları 10 ile 30 arasında değişirken cevherli karbonat damarı (KS-17-55) ve kalsik ekzoskarnda bu oranlar 0.5 ile 1 arasındadır.



Şekil 10.46 Cevherli karbonat damarı, kireçtaşı, manganlı kireçtaşı, mermer, skarn kalsit ve skarn zonlarında yer alan kalsit mineralleri için $\delta^{18}O$ - $\delta^{13}C$ diyagramı (M: Nimri

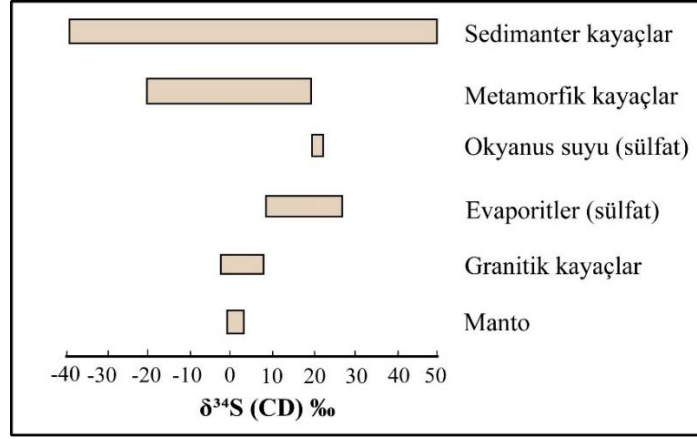
formasyonu kireçtaşının $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değeri, M': Su/kayaç oranı 100 olan farklı karbonun mol fraksiyonu ($X(\text{CO}_2)$) kullanılarak denklem 7'ya göre hesaplanmış değerlerin kesiştiği $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değeri, M-R: Denklem 3 ve 4 kullanılarak farklı F değerleri için hesaplanmış Rayleigh buharlaşma eğrisi, M-M': hesaplanmış izotop karışım eğrisi)

Skarn zonlarındaki ^{18}O ve ^{13}C tüketilmesini büyük ölçüde akışkan infiltrasyon mekanizmasının meydana getirdiği düşünülmektedir. Eğrilerdeki örnekler Rayleigh buharlaşma eğrisini (M-R) kesmeksizin infiltrasyon eğrilerine (M-M' eğrileri) doğru bir gidiş gösterir. Bu durum akışkanın oldukça geçirimli bir ortamda hareket ettiğini ve böylece ^{16}O 'ca zengin meteorik suyun sisteme sızabileceğini desteklemektedir. Karbon izotop fraksiyonlanma derecesi de infiltrasyon sürecinde azalmaktadır.

Skarn oluşumu sırasında ^{18}O tüketilme miktarını öncelikli olarak akışkan-kayaç oranı ve akışkanın $\delta^{18}\text{O}$ değeri etkiler. Böyle bir durumda, buharlaşmanın etkisi ikinci plana atılır (Bowman vd. 1985).

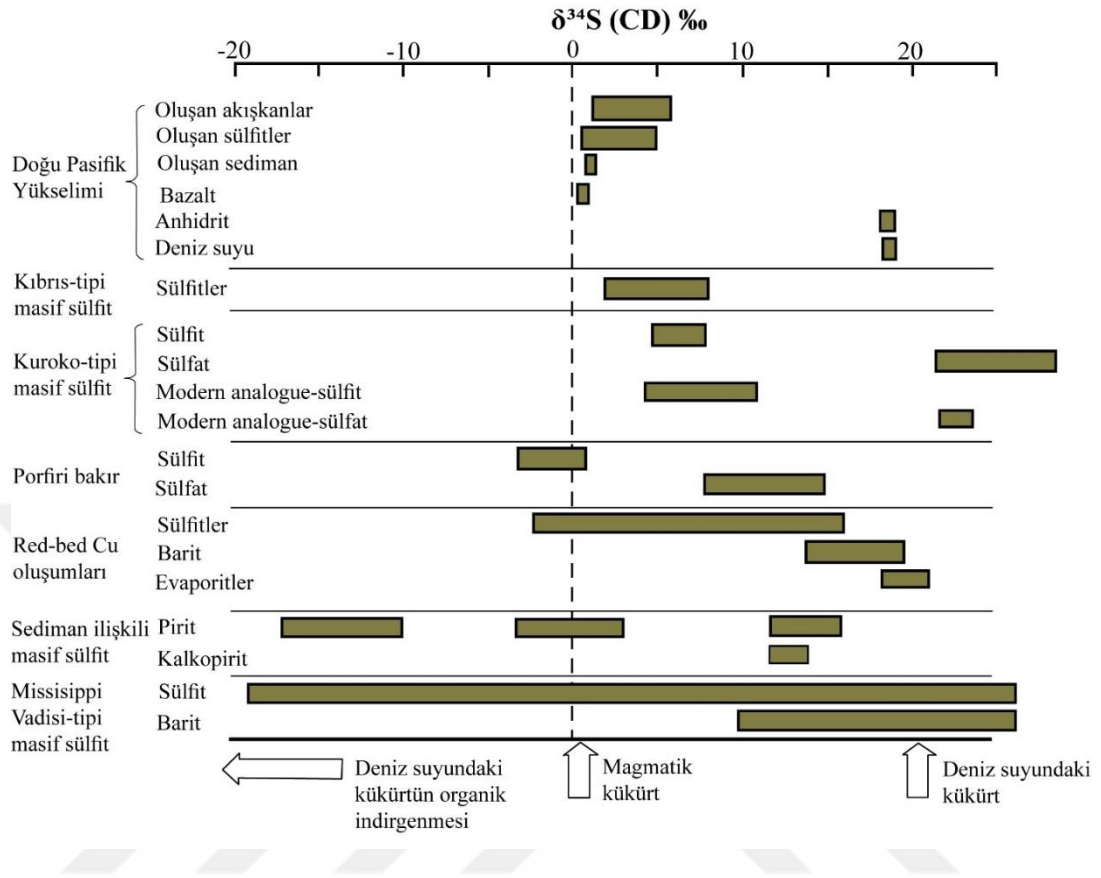
10.5 Sülfid Minerallerinde Kükürt İzotop Analizleri

Hidrotermal maden yataklarında oluşan sülfid minerallerinin kükürt izotop kompozisyonuna yönelik çok sayıda çalışma mevcuttur (örn. Rye ve Ohmoto 1974, Ohmoto ve Rye 1979, Ohmoto 1986, Taylor 1987, Ohmoto ve Goldhaber 1997). Ohmoto ve Rye (1979) ile Hoefs (1987)'e göre, skarn cevherleşmesi ile doğrudan ilişkili olmayan ancak skarn yataklarına oldukça yakın zonlarda oluşan sülfid minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ değeri ortalama ‰ 1.75'dir. Farklı rezervuarların $\delta^{34}\text{S}$ değeri: (Şekil 10.47), metamorfik kayalar için ‰ -20 ile +20 arasında, okyanus suyundan çökelen sülfatlı kayalar için ‰ +22 civarında, granitik kayalar için ‰ 0 ile +10 arasında ve mantosal kükürt için ‰ 0 civarındadır.



Şekil 10.47 Üst manto ve kabuk rezervuarlarına ait $\delta^{34}\text{S}$ oranları (Hoefs 1987)

Maden yataklarında kükürt izotop bileşimleri deniz suyunun organik indirgenmesi, magmatik kükürt ve denizel kükürt olmak üzere 3 ana başlıkta incelenmektedir. Bununla ilgili dünyadaki çeşitli maden yataklarına ait kükürt izotop oranları (Rollinson 1993) incelendiğinde (Şekil 10.48), organik indirgenmeyle oluşan kükürdün negatif değerlerde, deniz suyundaki kükürdün pozitif değerlere sahip olduğu, magmatik kökenli kükürdün ise sıfır ve sıfıra yakın değerlerde olduğu belirlenmiştir. Bazı çalışmalara göre (Kerridge vd. 1983, Ohmoto ve Rye 1979, Halbach vd. 1989, Naylor vd. 1989, Eldridge vd. 1988) $\delta^{34}\text{S}$ bileşimleri ‰ -10'dan daha düşük olanları “bakteriyel süreçlerle indirgenmiş kükürt”, ‰ 0'a yakın ve dar bir aralıkta dağılım gösterenleri “magmatik kökenli kükürt” ve ‰ +10'den daha yüksek olanları ise “deniz suyundan inorganik reaksiyonlarla indirgenmiş kükürt” olarak belirtmiştir.

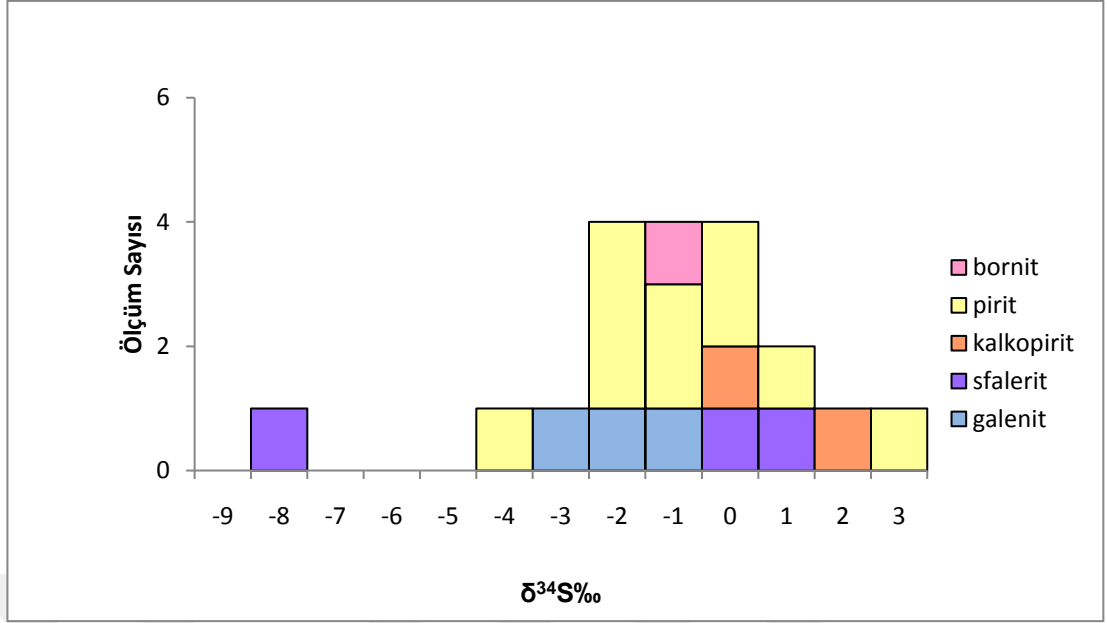


Şekil 10.48 Hidrotermal yataklarda bulunan kükürt içeren minerallerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (Kerridge vd. 1983, Ohmoto ve Rye 1979, Halbach vd. 1989, Naylor vd. 1989, Eldridge vd. 1988 çalışmalarını Rollinson 1993 derlemiştir)

Bu çalışmada, KS-17, KS-18 ve KS-19 sondajlarından alınan galenit, sfalerit, bornit, kalkopirit ve pirit minerallerinin kükürt izotop analizleri yapılmıştır ve elde edilen sonuçlar Çizelge 10.16'da ve bu değerlerin frekans (sıklık) histogramları ise şekil 10.49'da gösterilmiştir. Çizelge 10.16'de ayrıca gösterilen kükürt izotop jeotermometresi hesaplamalarına daha sonra değinilecektir. Örneklerdeki $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri KS-17 sondajındaki sülfid mineralleri için ‰ -8.5 ile 1.8 arasında, KS-18 sondajındaki cevher mineralleri için ‰ -2.9 ile -0.9 arasında ve KS-19 sondajındaki cevher minerali için ise ‰ -3.5'dir. Mineral bazında bakıldığında, $\delta^{34}\text{S}$ değerleri galenit minerallerinin ‰ -4.6 ile -1.0 arasında, sfalerit için ‰ -8.5 ile 0.6 arasında, pirit için ‰ -5.7 ile 2.1 arasında, kalkopirit için ‰ -0.9 ve 1.8 ve bornit için ise ‰ -1.2'dir.

Çizelge 10.16 Sülfür minerallerine ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ve kükürt izotop jeotermometresi

Örnek Numarası	Mineral Bileşimi	Tanımlamalar	Derinlik (m)	$\delta^{34}\text{S}(\text{CDT})$ ‰	$\Delta_{\text{A-B}}$	T (°C)
KS-17-43	galenit	0,5 cm kalınlığında kalsit damarı içerisinde galenit, sfalerit ve nadir pirit	349.9-350	-1,0		
KS-17-45	sfalerit	Kalsit damar içerisinde bol sfalerit, az galenit	386.3-387.5	0,6		
KS-17-47	kalkopirit	masif pirit oluşumlar, kalkopirit, pirotin	420-421	1,8	0,3	951,74
	pirit			2,1		
KS-17-55	sfalerit	sfalerit, kalkopirit ve pirit damarı	592	-0,2		
KS-17-56	pirit	sfalerit damarı, galenit, pirit ve kalkopirit yaygın	598	-2,9	1,7	505.25
	galenit			-4,6		
KS-17-58	pirit	5cm kalınlığında pirit-kalkopirit damarı, yer yer sfalerit, galenit saçınımlı	608-611	-5,7	2,8	54.17
	sfalerit			-8,5		
KS-17-60	pirit	kalınlığı 0,5-5 cm arasında değişen masif pirit damarı	669	-4,5		
KS-18-1	pirit	masif pirit damarıyla birlikte kalkopirit ve pirotin	153,1	-2,8		
KS-18-9	pirit	kireçtaşı içerisinde 2-5 cm kalınlığında pirit damarı	399,9-400,3	-1,0		
KS-18-10	pirit	Kalınlığı 1.5-2 cm arasında değişen masif pirit-kalkopirit-pirotin damarı	406,3	-2,9		
KS-18-13	pirit	5 cm kalınlığında masif pirit-kalkopirit damarı	453,4	-1,0		
KS-18-18	pirit	5cm kalınlığında pirit damarı	523	-1,6		
KS-18-20	kalkopirit	masif pirit içerisinde kalkopirit saçınımları	585.9-586.3	-0,9	0,3	543,4966
	bornit			-1,2		
KS-18-22	pirit	3 cm kalınlığındaki kuvars damarında pirit kümelenmeleri, sfalerit saçınımları, florit	666,3	0,8		
KS-19-4	galenit	0,2-0,3 cm kalınlığındaki stokwörk galenit damarcıklı	120.5-123.6	-3,5		



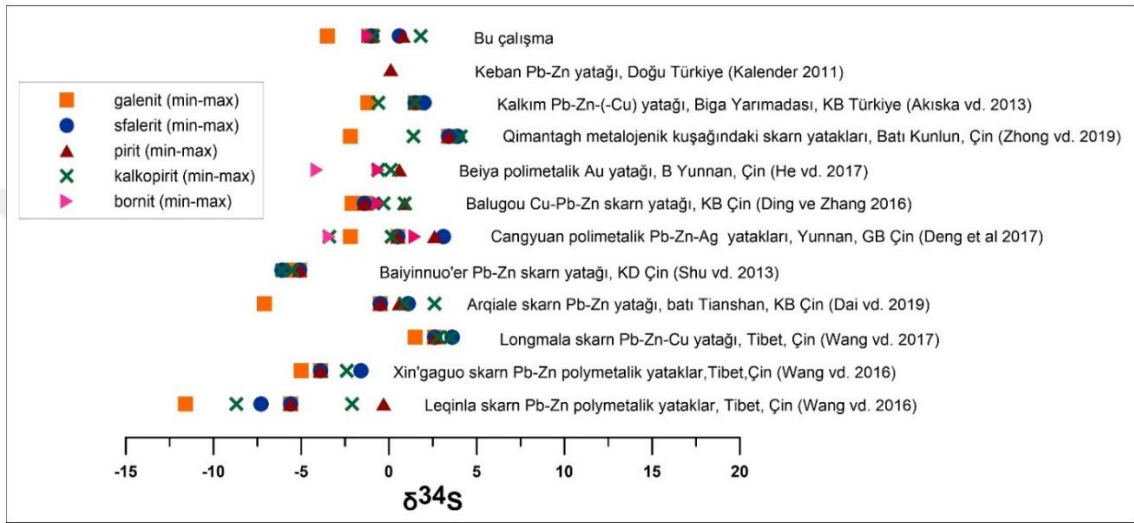
Şekil 10.49 Kükürt izotop analizleri yapılan galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit ve bornit minerallerinin frekans (sıklık) histogramı

Kükürt izotop jeotermometresi, aynı akışkandan sıcaklığa bağlı olarak çökelen iki katı faz arasındaki kükürt izotop ayrımlanmasını temel almaktadır (Ohmoto ve Rye 1979, Seal 2006). Kükürt izotoplarının jeotermometre amaçlı kullanılması için minerallerin eş zamanlı oluştuğu, hesaplanan sıcaklıkta her iki mineralin de dengede olduğu, bu minerallerde alterasyon veya yeniden dengenin oluşmadığı varsayılır.

Mineral-mineral veya mineral-bileşik çiftlerinin $a \pm b \pm c$ değerleri ve mineralin $\delta^{34}\text{S}$ oranları kullanılarak mineral çiftinin izotopik dengeye ulaştığı sıcaklık hesaplanır. Bulunan sıcaklıklar pirit için 200-700 °C, kalkopirit için 200-600 °C, galenit için 50-700 °C ve sfalerit için 50-705 °C'dir (Ohmoto ve Rye 1979). Bu hesaplamalar sonucunda çalışma alanındaki sülfid minerallerinden elde edilen sıcaklık değerleri 505-543 °C arasındadır (KS-17-47 ve KS -17-58 örneklerinden elde edilen sıcaklık değerleri gerçeği yansıtmadığından hariç tutulmuştur) (hesaplamaların ayrıntıları için bkz. Ohmoto ve Rye 1979).

Şekil 10.50'de, polimetalik ve skarna bağlı Pb-Zn yataklarına ait sülfid minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri karşılaştırmalı olarak verilmiştir. Buna göre, Keban Pb-Zn yatağı pirit

örneklerinde ‰ -0.5 ile 0.1 (Kalender 2011), Kalkım-Biga Yarımadası Pb-Zn-(Cu) yatağında ‰ -1.2 ile 1.5 (Akıska vd. 2013), Qimantagh metalojenik kuşağındaki skarn yataklarında (Batı Kunlun, Çin) ‰ -2.2 ile 4.1 (Zhong vd. 2018), Beiya polimetalik Au yatağında (B Yunnan, Çin) ‰ -4.1 ile +0.6 (He vd. 2017), Balugou Cu-Pb-Zn skarn yatağında (KB Çin) ‰ -2.1 ile +0.9 (Ding ve Zhang 2016), Arqiale skarn Pb-Zn yatağında (batı Tianshan, KB Çin) ‰ -7.1 ile +2.6 (Dai vd. 2019) arasındadır.



Şekil 10.50 Keban skarn cevherleşmesine ait galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit ve bornit $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri ile farklı bölgelerdeki Pb-Zn skarn ve polimetalik yataklara ait sülfür minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerlerinin karşılaştırılması (Sülfür mineralleri $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerlerinin alındığı yazarlar: Kalender 2011, Akıska vd. 2013, Shu vd. 2013, Ding ve Zhang 2016, Wang vd. 2016, Deng vd. 2017, He vd. 2017, Wang vd. 2017, Dai vd. 2019, Zhong vd. 2018)

Dai vd. (2019), Arqiale Pb-Zn skarn yatağında yaptığı çalışmada sülfür minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin ‰ -7.1 ile +1.3 arasında olduğunu belirtmiş, kökenlerinin magmatik olduğunu, bazı negatif değerlerin ise yan kayaçlardan özellikle Akeshake formasyonuna ait kireçtaşından kaynaklanan akışkan etkisinin olduğu söylemiştir.

Kalender (2011)'a göre, Keban bölgesindeki örneklerinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin ‰ -0.59 ile 0.17 arasındadır. Bu piritlerin magmatik kökenli akışkanlar tarafından çöktüğü belirtilmiştir. Çalışma alanındaki sülfürlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (‰ -8.5 ile +2.1

arasında) kükürdün esas olarak magmatik bir kaynaktan türediğini göstermektedir. $\delta^{34}\text{S}$ değerinin nispeten düşük ($\text{‰} -8.5$) olduğu bazı örnekler, çevredeki kayalardan özellikle organik madde içeren metasedimanter birimlerden türeyen akışkanların sülfid mineral oluşumuna katkıda bulunduğunu göstermektedir (Ohmoto 1972, Seal 2006, Johnston 2011).



11. SONUÇLAR

Elazığ Keban ilçesinin KD kesiminde yer alan Pb-Zn-(Cu) cevherleşmelerinin incelenmesi sonucu şu sonuçlar elde edilmiştir:

1-Geç Kretase yaşlı Keban Magmatiklerinin Geç Triyas yaşlı metaklastik/ karbonat kayaçlarına sokulumu sonucunda çevre kayaçlarda kontak metamorfizma gelişmiştir. Alkali siyenit porfirler Erken Triyas/Jura yaşlı Nimri Formasyonuna ait metaklastik/karbonatlı kayaçları kesmiş ve dokanakları boyunca gelişmiş kontak metasomatik skarn zonları ve cevherleşmeler meydana gelmiştir. Magmatik kayaçlar bazı alanlarda sil ve dayk halinde, bazı yerlerde ise stok tipi geniş apofizler halinde yerleşmiştir. Nimri Formasyonunu kesen dayklar ile kalkışist/karbonatlı kayaçların dokanaklarında hornfels gelişmiştir.

2- Siyenit porfir ile karbonat meta-klastik/karbonatlı kayaçların dokanakları keskin geçişlidir. Skarnlaşmalar; alkali siyenit porfir içerisinde, alkali siyenit porfir ile kalkışist/karbonatlı birim arasında düzensiz damarlar biçiminde oluşmuştur. Genellikle siyenit porfir sil/dayk etrafında oluşan (birkaç cm'den birkaç 10m'e kadar) skarnlaşma karot örneklerinde de belirlenmiştir. Stok tipi intruzif birimlerin etrafında skarnın genişliği 15-20m'yi bulmaktadır. Meta-klastikler ile intruzif birimlerin kontağında birkaç 10 m genişliğinde hornfels zonları gelişmiştir.

3- Cevherleşme ve alterasyon zonlarında gözlenen gang ve cevher mineral türlerinin belirlenmesine yönelik yapılan mikroskop, raman spektroskopisi ve mikroprop çalışmalarında endoskarn granatların andradit-grossular, proksimal ekzoskarn granatların grossular ve distal ekzoskarn granatların andradit bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Bununla birlikte, Keban sahasındaki granatlarda da endoskarn dan distal ekzoskarna doğru andradit bileşiminde bir artış gözlenmiştir. Piroksenlerde prograd evrede diyopsit bileşimi baskın iken retrograd evredeki hedenberjite geçilir. Ayrıca, granatların çoğunluğu andraditik bileşimde ve Mn içeriklerinin düşük ve piroskenlerin Mg'ca zengin olup diyopsitik karakterde olması Cu skarn özelliklerini de taşıdığını göstermektedir. Cevher mineralleri olarak ise galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, molibdenit, manyetit, pirit

ile az oranda fahlerz grubu mineraller, mangan grubu mineraller, arsenopirit, sülfotuzlar, nabit altın ve pirotin tespit edilmiştir.

4- Cevherli, yan kayaç ve alterasyon zonlarından derlenen kayaç örnekleri üzerinde yapılan jeokimya çalışmaları sonucunda ekzoskarn ve cevherli kayaçları oluşturan hidrotermal akışkanların yüksek (Pr/Yb)_n oranları ve yüksek NTE konsantrasyonuna sahip oldukları ve büyük bir kısmının negatif Eu ve Ce anomalisi gösterdikleri belirlenmiştir. Ancak, Nimri formasyonuna ait kalkıştlerin de cevher ve ekzoskarn zonuna yakın NTE içeriklerine sahip olması Keban Pb-Zn skarn yatağının sadece magmatik kökenli akışkanlardan çökmeyip, metamorfik bir etkinin olduğuna da işaret eder. Keban Magmatiklerinin jeokimyasal özelliklerinin dünyadaki çeşitli skarn plütonlarıyla karşılaştırılması sonucunda, bu kayaçların Zn, Cu, Mo ve W skarn oluşturan plütonlarla jeokimyasal olarak benzer özelliklere sahip olduğu görülmüştür.

5-Skarn ve gang minerallerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında 335-432 °C arasında tespit edilen kaynamanın oluştuğu tutulma basıncı 254.9 ile 369 bar arasındadır. 1. evrede mineralizasyon 3 km'ye kadar görülürken 2. evredeki mineralizasyon 2-3 km'lik derinliğe karşı gelmektedir. Cevherleşme 1.5-2 km arasında gerçekleşirken, retrograd evrenin düşük sıcaklık ve tuzluluktaki kapanımları daha sığ (<1.5 km) derinliklerde oluşmuştur. Kaynamanın meydana geldiği hidrostatik basınca karşılık gelen litostratigrafik derinlikler 0.8-1.7 km arasındadır.

6-Yan kayaç (mermer ve kireçtaşı), skarn zonları ve cevherleşmenin yer aldığı kalsit damarlarından toplanan kalsitlerde yapılan duraylı izotop çalışmalarında, artan sıcaklıkla birlikte skarn zonlarındaki ¹⁸O ve ¹³C izotop tüketilmesini büyük ölçüde hidrotermal akışkan infiltrasyon mekanizmasının göstergesidir.

7-Çalışma alanındaki sülfitlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (‰ -8.5 ile +2.1 arasında) kükürdün esas olarak magmatik bir kaynaktan türediğini göstermektedir. Bazı örneklerde $\delta^{34}\text{S}$ değerinin nispeten düşük (‰ -8.5) olması çevredeki kayaçlardan özellikle organik madde içeren metasedimanter birimlerden türeyen akışkanın sülfid izotop bileşimini etkilemesi ile açıklanmıştır.

8- Yan kayaç-alterasyon-cevher arasındaki mekânsal ilişkiler, mineralojik ve petrografik özellikleri, mineral kimyası ve jeokimyasal özellikler ve izotopik özellikler bakımından Keban Pb-Zn cevherleşmeleri dünyada tanımlanan Pb-Zn skarlara oldukça belirgin benzerlik sunar. Ancak elde edilen veriler, Keban cevherleşmesinin çalışma bölgesinin güneyinde yer alan Nallıziyaret tepe civarındaki porfiri bakır yatağından etkilendiği (Kalender, 2000) ve bu yatağın distal zonunda yer alan bir Pb-Zn-Cu skarn cevherleşmesi olabileceğini ortaya koymaktadır. Her ne kadar Keban Magmatikleri metallerin başlıca kaynağı olsa da cevherleşme bünyesindeki metallerin bir kısmı metasedimanter yan kayaçlarından türemiş olabilir.



KAYNAKLAR

- Anonim 2018. Web Sitesi: <https://www.mta.gov.tr/v3.0/bilgi-merkezi/feldispat> Erişim Tarihi: 07.04.2020
- Akgül, B. 2015. Geochemical associations between fluorite mineralization and A-type shoshonitic magmatism in the KebaneElazığ area, East Anatolia, Turkey. *Journal of African Earth Sciences*, 111, 222-230.
- Akıncı, Ö., Acar, E. ve Tüfekçi, Ş. 1977. Keban Pb-Zn madeni ön çalışma planı. MTA (yayınlanmamış), 68, Ankara.
- Akıska, S., Demirela, G., and Sayılı, S. I. 2013. Geology, mineralogy and the Pb, S isotope study of the Kalkim Pb-Zn ± Cu deposits, Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Geosciences (Czech Republic)*, 58, 4, 379–396.
- Aktaş, G. and Robertson, A.H.F. 1990. Tectonic evolution of the Tethys suture zone in SE Turkey: evidence from the petrology and geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene extrusives. In: Malpas, J. et Al. (Eds) *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of Symposium, Troodos 1987 Geological Survey Department, Cyprus*, 311–328.
- Akyol, Z., Kadioğlu, H., Önder, O., Erkan, N., Adıgüzel, O. ve Bayburtoğlu, B. 1986. Elazığ, Baskil, Keban, Birvan yöresi demir prospeksiyonu jeoloji raporu. . MTA Derleme No: 7955.
- Altuncu, S. 2009. Türkiye florit yataklarının oluşumlarının karşılaştırılmalı incelenmesi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, 147 s.
- Asutay, H. J. 1988. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve petrografik incelenmesi. *MTA Derg.*, 107, 38-60.
- Aubert, D., Stille, P. and Probst, A. 2001. REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 387–406.
- Avşar, N. 1983. Elazığ yakın kuzeybatısında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar. Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Baker, T. 2002. Fluid inclusion insights into pressure fluctuations in a fault controlled magmatic-hydrothermal skarn system [ext. abs.], in McLellan, J.G., and Brown, M.C., eds., *Deformation, fluid flow and mineralisation. Rick Sibson symposium. Extended Abstracts: Townsville, Queensland, James Cook University of North Queensland, Contributions of the Economic Geology Research Unit*, 95–102.
- Baker, T. and Lang, J.R. 2003. Reconciling fluid inclusion types, fluid processes and fluid sources in skarns: an example from the Bismark deposit, Mexico, *Mineralium Deposita*, 38, 474-495.

- Baker, T., Achterberg, E.V., Ryan, C.G. and Lang, J.R. 2004. Composition and evolution of ore fluid in a magmatic-hydrothermal skarn deposit. *Geology*, 32, 117-120.
- Balçık, A. 1979. Keban Nallıziyaret ve Karamağara Dere (Bamas) cevherleşmesi. MTA Rap., 6675, (yayımlanmamış), Ankara.
- Balçık, A., Tüfekçi, M.Ş., Koyuncu, M. ve Ulutürk, Y. 1978. Keban madeni Derebaca ve Fırat Ocağı geliştirme raporu. MTA Derleme No: 6452.
- Barton, P. B. 1978. Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe mine, Akita Prefecture, Japan. *Mining Geology*, 28, 293-300.
- Barton, P.B. ve Bethke, P.M. 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. *Am. Mineral.* 72, 451-467.
- Barton, M.D., Ilchik, R.P. and Marikos, M.A. 1991. Metasomatizm, In Contact Metamorphism, D.M. Kerrick (Ed.), *Rev. Mineral*, 26, 312-350.
- Beyarslan, M. and Bingöl, A.F., 2000. Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Elazığ, Turkey): *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 1411-1424.
- Bin, Z. And Barton, M.D. 1988. Compositional characteristics of garnets and pyroxenes in contact metasomatic skarn deposits and their relationship with metallization. *Chinese Journal of Geochemistry*, 7, 4, 329-335.
- Bingöl, A.F. 1982. Elazığ-Pertek-Kovancılar arası volkanik kayaların petrolojisi. *F.Ü. Fen Fak. Dergisi*, 1, 9-21, Elazığ.
- Bingöl, A. F. ve Beyarslan, M. 1996. Elazığ magmatitlerinin jeokimyası ve petrolojisi. *KTÜ 30. Yıl Sempozyumu Bildiri Metinleri*, 1, 208-26, Trabzon.
- Bodnar, R.J., 1995. Fluid-Inclusion Evidence For A Magmatic Source For Metals In Porphyry Copper Deposits. In: Thompson, J.F.H. (Ed.), *Magma, Fluids, and Ore Deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course Series 23*, 139-152.
- Bodnar, R.J. 2003. Introduction to aqueous fluid systems. In I. Samson, A. Anderson, D. Marshall, Eds. *Fluid Inclusions: Analysis and interpretation. Mineral. Assoc. Canada, Short Course Series 32*, 81-99.
- Bodnar, R.J. and Vityk, M.O. 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. *Fluid Inclusions in Mineral, Methods and Applications*, B. De Vivo and M.L. Frezotti, eds., Virginia Tech, Blacksburg, VA, 117-130.
- Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D. and Steele-MacInnis M. 2014. Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. In: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry, Second Edition*, vol. 13, pp. 119-142, Oxford.

- 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.
- Bowman, J.R., O'Neil, J.R. and Essene, J.R., 1985. Contact skarn formation at Elkhorn, Montana, II: Origin and evolution of C-O-H skarn fluids, *Am. Jour. Sci.*, 285, 621-660.
- Bozkaya, Ö., Yalçın H., Başbüyük Y., Özfırat O. and Yılmaz H. 2007. Origin and evolution of the Southeast Anatolian Metamorphic Complex (Turkey). *Geologica Carpathica*, 58, 197-210.
- Bozkaya Ö. and Yalçın H. 2004. Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Palaeozoic to early Mesozoic rocks of the Eastern Taurides, Turkey. *Clay Miner.* 39, 481—500.
- Boztug, D., Harlavan, Y., Arehart, G.B., Satır, M. and Avcı, N., 2007. K-Ar age, whole rock and isotope geochemistry of A-type granitoids in the Divrigi-Sivas region, eastern-central Anatolia, Turkey: *Lithos*, v. 97, p. 193–218.
- Brown J.R., O'Neil, J.R. and Essene, E.J., 1985. Contact skarn Formation at Elkhorn, Montana, II. Origin and Evolution of C-O-H Skarn Fluids, *American Journal of Science*, 285, 621-660.
- Buick, I.S and Cartwright, I, 2000. Stable isotope constrains on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan Batholith, NSW, Australia, *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 291-295.
- Cartwright, I., Buick, I.S. and Maas, R., 1997. Fluid flow in marbles at Jervois, Central Australia: oxygen isotope disequilibrium and zoning produced by decoupling of mineralogical and isotopic resetting, *Contrib Mineral Petrol.*, 128, 335-351.
- Chacko, T., Mayeda, T.K., Clayton, R.N. and Goldsmith, J.R., 1991. Oxygen and carbon isotope fractionations between CO₂ and calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2867–2882.
- Clark, I.D. and Fritz, P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, CRC Press, 352, New York.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Craig, J.R. 2001. Ore Mineral textures and the tales they tell. *Journal of the Mineralogical Association of Canada*, 39, 937-956.
- Crinci, J. and Jurkovic, I. 1990. Rare earth elements in Triassic bauxites of Croatia Yugoslavia. *Travaux* 19, 239–248

- Çalık, A. 1986. Keban ilçesi-Elazığ Karamağara dere kuzeybatısının jeolojik, petrografik etüdü ve florit cevherleşmesi. İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi (Yayımlanmamış).
- Çalık, A. 1998. Keban plutonitleri; mineraloji, petrojenez ve yan kayaç ilişkileri. İ.Ü Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 181 s.
- Çalık, A. ve Öngen, S. 2000. Keban skarn oluşumu, KD Elazığ bölgesi, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 13, 12, 1-14.
- Çelebi, H. 1997. Keban (Elazığ) simli kurşun yatağı Batı Fırat Sahası gümüşlü mangan cevherlerinin jeokimyası. TJK Bülteni, 1, 19–36.
- Çelebi, H. 2016. Geochemistry of the oxide Mn-Fe of the ore deposit district Keban, Elazığ Province, Turkey. Swift Journal of Geology and Mining Research, 1, 1, 1-11.
- Çelebi, H. ve Hanelçi, Ş. 1996. Geochemische und geostatistische Untersuchungen an Mn - Erzen des Lagerstatedistriktes Keban, Provinz Elazığ / Türkei. Geolog. Jahrb. (baskıda).
- Dai, J., Xue, C., Chi, G., Ji, H., Zhao, X., Zhao, Y. and Symons, D. T. A. 2019. Geological, geochronological and geochemical characteristics and genesis of the Arqiale skarn Zn-Pb deposit, Western Tianshan, Northwest China. Ore Geology Reviews, 106(September 2018), 79–96.
- Deng, X. Z., Tao, Y., Li, J. and Xiong, F. 2017. Isotope and fluid inclusion geochemistry of the Cangyuan Pb-Zn-Ag polymetallic deposit in Yunnan, SW China. Ore Geology Reviews, 90, 928–942.
- Ding, Q., Yan, W. and Zhang, B. 2016. Sulfur- and lead-isotope geochemistry of the Balugou Cu-Pb-Zn skarn deposit in the Wulonggou area in the eastern Kunlun Orogen, NW China. Journal of Earth Science, 27(5), 740–750.
- Dirim, M.S., Koçak, N., Yiğit, L., Kançın, N. ve Esen, K. 1985. Keban Fırat batı yakası Mn, Ag, Pb, Zn, Au cevherleşmesi ve 1984 yılı arama çalışmaları. Etibank raporu, 1985/3 (yayımlanmamış), 52s.
- Drever, J.I., 1988. The Geochemistry of Natural Waters. Prentice Hall, Englewood Cliffs, UK, N.J., 388.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, Mineralogical Magazine, 51, 431-435.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits: Economic Geology 75th Anniversary Volume, 317–391.
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction: terminology, classification, and composition of skarn deposits: Economic Geology 77, 745-754.

- Eldridge, C.S., Compston, W., Williams, I.S., Both, R.A., Walshe, J.L. and Ohmoto, H., 1988. Sulfur isotope variability in sediment-hosted massive sulfide deposits as determined using the ion microprobe SHRIMP: I. an example from the Rammelsberg orebody. *Econ Geol.*, 83, 443-449.
- Etheridge, M.A., Wall, V.J. and Cox, S.F. 1984. High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. *J. Geophys. Res.*, 86, B6, 4344-4358.
- Elektrik İşleri Etüd İdaresi, 1972. "Keban Projesi Rezervuar Sol Sahili Muhtemel Kaçakların Araştırılması". Elektrik İşleri Etüd İdaresi, Ankara, Türkiye, 72.
- Epstein, S. 1959. The variations of the $^{18}O/^{16}O$ ratio in nature and some geologic implications. In: *Researches in Geochemistry*, P.H. Abelson, ed., Wiley, New York, 217-240.
- Fournier, R.O., 1987. Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems. In: Decker, R.W., Wright, T.L., Stauffer, P.H. (Eds.), *Volcanism in Hawaii U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1350, 1487-1506.
- Fritz, B. and Tardy, Y. 1973. Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. *Geologist, Inc., Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 299-336.
- Frost, B. R. Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A. and Villari, L. 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region, in Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F., eds., *The geological evolution of the Eastern Mediterranean: Geological Society of London, Special Publication*, 17, 687-699.
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L.D. and Moretti, R., 2008. REE in skarn systems: a LA-ICP-MS study of garnets from the crown jewel gold deposit. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 185-205.
- Gemmell, J.B., Zantop, H. and Meinert, L.D. 1992. Genesis of the Aguilar zinc-lead silver deposit, Argentina: Contact metasomatic versus sedimentary exhalative: *Economic Geology*, 87, 2085-2112.
- Gerdes, M.L. and Valley, J.W. 1994. Fluid flow and mass transport at the Valentine wollastonite deposit, Adirondact Mountains, New York State, *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 589-608.
- Göncüoğlu, M.C. 1997. Distribution of Lower Paleozoic units in the Alpine Terranes of Turkey: paleogeographic constraints. In: Göncüoğlu M.C. & Derman A.S. (Eds.): *Lower Palaeozoic evolution in Northwest Gondwana. Turkish Assoc. Petrol. Geol. Spec. Publ.* 3, 13-24.

- Göncüoğlu M.C. and Turhan N. 1984. Geology of the Bitlis Metamorphic Belt. In: Tekeli O. & Göncüoğlu M.C. (Eds.): Geology Geology of the Taurus Belt. Proceedings of International Symposium Proceedings on the Geology of the Taurus Belt. Miner. Res. Explor. Inst. Turkey, Spec. Publ. 237-244.
- Geoffoy, J. 1960. Keban kurşun ve çinko madeni. MTA Derleme No: 2784.
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Käselitz, L., Hansen, R.D., Yamano, M., Post, J., Prause, B., Seifert, R., Michaelis, W., Teichmann, F., Kinoshita, M., Märten, A., Ishibashi, J., Czerwinski, S. and Blum, N. 1989. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. Nature, 338, 496-499.
- Hanelçi, Ş. 1986. Yahyalı Köyü (Keban-Elazığ) civarının jeolojisi ve Mo, Ag, Au, Pb, Zn cevherleşmelerinin incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, 186s, (yayınlanmamış).
- Hanelçi, Ş. 1991. Zeryan Dere-Siftil Tepe (Keban-Elazığ) metalojenezinin incelenmesi. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 200.
- Hanelçi, Ş. 1996. Mineralogie und die Genese der Cu – Vorkommen von Zeryan Dere des Lagerstaetendistriktes Keban, Elazığ/ Osttürkei. Geol. Jahrb. (baskıda).
- Hanelçi, Ş. 1997. Karamağara Dere (Keban) molibdenit-florit cevherleşmelerinin jeokimyası. Çukurova Üniv. 20. Yıl Sempozyumu. Bildiriler Kitabı, (yayınlanmamış).
- Hanelçi, Ş., Taşçı, İ. ve Söylemez, M. 1989. Keban dere güneyi (Keban-Elazığ) skarn zonu cevherleşmesinin incelenmesi. Etibank Keban Maden Arama Müd. Ön Etüd Raporu, 11.
- Harker, A., 1939. Metamorphism, A Study of the Transformation of Rock Mases. London: Methuen.
- Harris, N. B. W., Pearce, J.A. and Tindle, A. G. 1986. Geochemical Characteristics of Collision-zone Magmatism. In Coward, M.P. ve Riesi, A.C., (eds), Collision Tectonics. Geological Soc. Of London Spec. Publ, 19, 67-68.
- Haynes, F.M. and Kesler, S.E. 1988. Compositions and sources of mineralizing fluids for chimney and manto limestone-replacement ores in Mexico, Economic Geology, 83, 8, 1985-1992.
- He, W.Y., Yu, X.H., Mo, X.X., He, Z.H., Li, Y., Huang, V.K. and Su, G.S. 2012. Genetic types and the relationship between alkali-rich intrusion and mineralization of Beiya gold-polymetallic ore field, western Yunnan provincei China. Acta Petrologica Sinica, 28, 5, 1401-1412.
- He, W., Yang, L., Brugger, J., McCuaig, T. C., Lu, Y., Bao, X. and Xing, Y. 2017. Hydrothermal evolution and ore genesis of the Beiya giant Au polymetallic

deposit, western Yunnan, China: Evidence from fluid inclusions and H–O–S–Pb isotopes. *Ore*

- Helke, A. 1937. Keban madenin Derebaca Ocağı'nda tezahür eden cevher depoları hakkında rapor. MTA Derleme No: 280. *Geology Reviews*, 90, 847–862.
- Hoefs, J. 1987. *Stable Isotope Geochemistry*, Springer Verlag, Berlin, 241. p.
- Hoefs, J. 2015. *Stable Isotope Geochemistry*, seventh ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1–389.
- Holness, M.B. 1997. Fluid flow paths and mechanism of fluid infiltration in carbonates during contact metamorphism: the Beinn an Dubhaich aureole, Skye, *J metamorphic Geol.*, 15, 59-70.
- Hutchison, M. N. and Scott, S. D. 1981. Sphalerite geobarometry in the system Cu-Fe-Zn-S. *Economic Geology*, 76, 143-153.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- İlbeyli, N., Pearce, J. A., Meighan, I. G. and Fallick, A. 2009. Contemporaneous Late Cretaceous Calc-Alkaline and Alkaline Magmatism in Central Anatolia, Turkey Oxygen Isotope Constraints on Petrogenesis, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 529-547.
- Jackson, P. G. 1982. The mineralogy, mineral zonation, and hydrothermal alteration in the lower Hall's B lens, Cleveland Mine, Tasmania. Unpubl. BSc (Hons) thesis, La Trobe University, Bundoora, Victoria, Australia, 91.
- Jamtveit, B. and Hervig, R.L. 1994. Constraints on transport and kinetics in hydrothermal systems from zoned garnet, *Science*, 263, 505-508.
- Johnston, D.T. 2011. Multiple sulfur isotopes and the evolution of earth's surface sulfur cycle. *Earth-Sci. Rev.* 106, 161–183.
- Jolivet, L., Brun, J.P., Gautier, P., Lallemand, S. and Patriat, M. 1994. 3-D kinematics of extension in the Aegean from the early Miocene to the Present, insight from the ductile crust: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 165, 195–209.
- Kalender, L. 2000. Keban Dere (Keban-Elazığ) Doğu Fırat bölgesi Cu cevherleşmelerinin jeolojisi kökeni ve ekonomik önemi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora Tezi (yayınlanmamış), 110s.
- Kalender, L. ve Hanelçi, Ş. 2001a. Keban (Elazığ) civarı eski imalat pasalarında Au, Ag, Pb, Zn cevherleşmelerinin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri. *TJK Bülteni*, 44, 2.

- Kalender, L. ve Hanelçi, Ş. 2001b. Nallıziyaret Tepe (Keban-Elazığ) bakır cevherleşmelerinin mineralojik ve petrografik özellikleri. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 14, 1-2, 51-60.
- Kalender, L. 2011. Oxygen, carbon and sulphur isotope studies in the Keban Pb-Zn deposits, eastern Turkey: An approach on the origin of hydrothermal fluids. *Journal of African Earth Sciences*, 59, 4-5, 341-348.
- Kato, Y. 1999. Rare earth elements as an indicator to origins of skarn deposits: examples of the Kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu(-Fe) Deposits in Japan. *Resour. Geol.* 49, 4, 183-198.
- Kato, Y. and Watanabe, Y. 1993. REE geochemistry of the skarn deposits in Japan [abs.]: *International Geological Congress, Abstracts*, 29, 778.
- Kaya, A. 2001. Keban (Elazığ) Civarındaki Metamorfitlelerin Yapısal Analizi ve Tektonik Evrimi. Fırat Üniversitesi, Doktora Tezi, Elazığ.
- Kaya, A. 2014. Keban metamorfitlelerinin stratigrafisine ilişkin yeni yaş bulguları. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, doi: 10.5505/pajes.2014.70188.
- Kaya, A. 2016. Tectono-stratigraphic reconstruction of the Keban metamorphites based on new fossil findings, Eastern Turkey. *Journal of African Earth Sciences*, 124, 245-257.
- Kaymakçı, N. and Kuşcu, I. 2007. Late Cretaceous to Recent kinematic evolution of Turkey: European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts 9, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007, abstract no. A-05426, 2 p.
- Kempton, P.D., Fitton, J.G., Hawkesworth, C.J. and Ormerod, D.S. 1991. Isotopic and trace element constraints on the composition and evolution of the lithosphere beneath the southwestern United States. *J. Geophys. Res.* 96, 13713-13735.
- Kerridge, J.F., Haymon, R.M. and Kastner, M. 1983. Sulfur isotope systematics at the 21°N site, East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 91-100.
- Ketin, I. 1983. Türkiye jeolojisine genel bir bakış: İ.T.Ü. Kütüphanesi, 595.

- Kineş, T. 1969. The geology and ore mineralization of Keban area, eastern Turkey. Doktora tezi (yayınlanmamış), İstanbul Üniversitesi, 213.
- Kineş, T. 1971. The Geology and ore Mineralization in the Keban Area, E Turkey. Distertation, Durham University, Durham, England, 213.
- Kipman, E. 1976. Keban jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi. Docentlik tezi, İstanbul Üniversitesi (yayınlanmamış).
- Kipman, E. 1982. Keban volkanitlerinin petrolojisi. İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 3-4, 203-230.
- Korzhinskii, D.S. 1968. The theory of metasomatic zoning. Mineral. Deposita 3, 222–231.
- Korzhinskii, D.S. 1970. Theory of Metasomatic Zoning. Clarendon Press, Oxford.
- Kovenko, V. 1941. Keban madeni etüdü hakkında rapor. MTA Derleme No: 1255.
- Köksoy, M. 1972. Keban madeni civarında cevherleşme ile ilgili elementlerin dağılımları. Etibank raporu 983 (yayınlanmamış), Ankara, 88.
- Köksoy, A. 1975. Keban madeni dolayındaki jeokimyasal sızıntı anomalileri. TJK Bülteni, 18, 131-138.
- Kumbasar, L. 1964. Keban bölgesindeki cevherleşmelerin petrografik ve metalojenik etüdü. Doktora tezi (yayınlanmamış), İTÜ, 113 s.
- Kuşçu, I. ve Erler, A. 1999. Orta Anadoludaki bazı skarnların sınıflanmasında piroksen bileşimlerinin kullanılması. Akçakışla ve Akdağ mdeni yöresinin skarnları. TJK Bildiriler Kitabı, 10-12 Mayıs, 183s, Ankara.
- Kuşçu, I., Yılmaz, E., Demirela, G., Güleç, N., Kusu, G., Kaymakçı, N., Gökçe, H., Salis, B. and Marschik, R. 2007. Hasançelebi-Hekimhan (Malatya) Bölgeleri Demiroksit Yataklarının Demir Oksit-Bakır-Altın (DOBA) Yatakları Açısından İncelenmesi ve Bakır-Altın Potansiyellerinin Arastırılması: Scientific and Technical Research Council of Turkey (TUBITAK) Project CAYDAG 103Y023, 190 p. (in Turkish with English abstract)
- Kuşçu, I., Gencaliolu-Kuşçu, G., Tosdal, R.M., Ullrich, T. and Friedman, R. 2010. Magmatism in the Southeastern Anatolian orogenic belt: Transition from arc to post-collisional setting in an evolving orogen: Geological Society of London, Special Publication 340, 437–460.
- Kuşçu, I., Tosdal, R. M., Gencaliolu-Kuşçu, G., Friedman, R. and Ullrich, T. D. 2013. Late cretaceous to middle eocene magmatism and metallogeny of a portion of the southeastern anatolian orogenic belt, east-central Turkey. Economic Geology, 108, 4, 641–666. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.4.641>.

- Kuşçu, İ., Tosdal, R.M. and Gençalioglu-Kuşçu, G. 2019. Episodic porphyry Cu (-Mo-Au) formation and associated magmatic evolution in Turkish Tethyan collage. *Ore Geology Reviews*, 107, 119-154.
- Kürüm, S. 2011. K-Ar age, geochemical, and Sr-Pb isotopic compositions of Keban magmatics, Elazig, Eastern Anatolia, Turkey. *Natural Science*, 3, 09, 750–767.
- Kwak, T.A.P. 1986. Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits), *J. metamorphic Geol.*, 4, 363-384.
- Kwak, T. A. P. and T. H. 1981. The importance of CaCl₂ in fluid composition trends; evidence from the King Island (Dolphin) skarn deposit, *Economic Geology*, 76, 4, 955-960.
- Lattanzi P., Rye D.M. and Rice, J.M. 1980. Behavior of ¹³C and ¹⁸O in carbonates during contact metamorphism at Marysville Montana: Implications for isotope systematics in impure dolomitic limestones. *Am. J. Sci.*, 280, 890-906.
- Layne, G.D. and Spooner, E.T.C. 1991. The JC tin skarn deposit, southern Yukon Territory; Geology, paragenesis and fluid inclusion microthermometry, *Economic Geology*, 86, 29-47.
- Le Maitre , R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Lehman, N.E. 1978. The geology and pyrometamorphic ore deposits of the Washington Camp-Duquesne district. Santa Cruz Country, Arizona. Unpub. PhD thesis, Univ. Arizona, 284 p.
- Lentz, D.R. 1998. Late-Tectonic U-Th-Mo-REE Skarn and Carbonatitic Vein-dyke Systems in the Southwestern Greenville Province: A Pegmatite-Related Pneumatolytic Model Linked to Marble Melting (Limestone Syntexis), Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems, D.R. Lentz (Ed.), Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 26, 519-664.
- Liu, J.J., He, M.Q., Li, Z.M., Liu, Y.P., Li, C.Y., Zhang, Q., Yang, W.G. and Yang, A.P. 2004. Oxygen and carbon isotopic geochemistry of Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area in Lanping Basin of Yunnan Province and its significance. *Miner. Deposita* 23, 1–10 (in Chinese with English abstract).
- Liu, J.M. and Liu, J.J. 1997. Basin fluid genetic model of sediment-hosted micro-disseminated gold deposits in the gold-triangle area between Guizhou, Guangxi and Yunnan. *Acta Mineral. Sin.* 17, 448–456 (in Chinese with English abstract).
- Maniar, P. D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geo. Soc. American. Bul.*, 101, 635-643.
- Matthews, A. and Kolodny, Y. 1978. Oxygen isotope fractionation in decarbonation metamorphism: the mottled zone event, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 179-192.

- Maucher, A. 1937. Keban-Maden zuhuratı hakkında mineralojik rapor. MTA Derleme No: 406.
- McKay, G. Wagstaff, J. and Yang, S. R. 1986. Clinopyroxene REE distribution coefficients for shergottites: The REE content of the Shergotty melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 927–937.
- Meinert, L.D. 1982. Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico. *Econ. Geol.* 77, 919–949.
- Meinert, L.D. 1983. Variability of skarn deposits—guides to exploration, in Boardman, S.J., ed., *Revolution in the earth sciences*: Dubuque, Iowa, Kendall-Hunt, 301–316.
- Meinert, L.D. 1992. Skarns and skarn deposits: *Geoscience Canada*, 19, 145–162.
- Meinert, L.D. 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits—chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization: *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23, 401-418.
- Meinert, L.D., Diple, G.M. and Nicolescu, S. 2005. *World Skarn Deposits*, Society of Economic Geologist, Inc. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 299-336.
- Megaw, P. K. M., Ruiz, J. and Titley, S. R. 1988. High-temperature, carbonate-hosted Ag-Pb-Zn(Cu) deposits of northern Mexico. *Economic Geology*, 83, 1856-1885.
- Millet, F. 1937. Keban madeni nihai raporu. MTA Derleme No: 281.
- Mizuta, T. and Scott, S.D. 1997. Kinetics of iron depletion near pyrrhotite and chalcopyrite inclusions in sphalerite: the sphalerite speedometer. *Econ. Geol.* 92, 772-783.
- Mongelli, G., Dinelli, E., Tateo, F., Acquafreda, P. and Rottura, A. 1996. Weathered biotites from granitoids: the fractionation of REE, Th and transition elements and the role of accessory and secondary phases. *Miner. Petrogr. Acta XXXIX*, 77–93.
- Morrow, C., Lockner, D., Moore, D. and Byerlee, J. 1981. Permeability of granite in a temperature gradient. *J. Geophys. Res.*, 86, 3002-3008.
- Nabelek, P.I., Labotka, T.C., O’Neil, J.R. and Papike, J.J. 1984. Contrasting fluid/rock interaction between the Notch Peak granitic intrusion and argillites and limestone in western Utah: evidence from stable isotopes and phase assemblages, *Contrib. Mineral. Petrology*, 86, 25-34.
- Nakano, T, Yoshino, T, Shimazaki, H. and Shimizu, M. 1994. Pyroxene Composition as an Indicator in the Classification of Skarn Deposits, *Economic Geology*, 89, 1567-1580.

- Nakano, T. 1998. Pyroxene Geochemistry as an Indicator for Skarn Metallogenesis in Japan, Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems, D.R Lentz. (Ed.), Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 26, 147-167.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochim. et Cosmo. Acta*, 38, 757-775.
- Naylor, H., Turner, P., Vaughan, D.J., Boyce, A.J. and Fallick, A.E. 1989. Genetic studies of red bed mineralisation in the Triassic of the Cheshire basin, northwest England. *Geol. Soc. Lond.*, 146, 685-699.
- Nelson, D.R., Chivas, A.R., Chappell, B.W. and McCulloch, M.T. 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 1-17.
- Nicolescu, S., Cornell, D.H, Sodervall, U. and Odelius, H., 1998. Secondary in mass spectrometry analysis of rare earth elements in grandite arnet and other skarn related silicates, *European Journal of Mineralogy*, 10, 251-259.
- Ochiai, K., Tagiri, M. and Tanaka, H. 1993. Behavior of the rare earth elements during the skarn formation at the Kamaishi mine, Japan, *Resource Geology*, 43, 291-300.
- Olsner D. 1938. Keban maden zuhuratı hakkında mineralojik rapor. MTA Derleme no. 406, Ankara.
- Ohmoto, H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 67, 551-578.
- Ohmoto, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Rev. Mineral*, 16, 185-225.
- Ohmoto, H. ve Rye, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. J Wiley and Sons, 509-567.
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes HL (ed) J Wiley and Sons, 517-611.
- Orhan, A. Mutlu, H. and Fallick, A.E. 2011. Fluid infiltration effects on stable isotope systematics of the Susurluk skarn deposit, NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 550-568.
- Özgül, N. 1976. Torosların Bazı Temel Jeoloji Özellikleri, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 19,1, 65-78.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ. ve Uysal, Ş. 1982. Munzur Dağlarının Jeolojisi. MTA Enstitüsü, 6995, Ankara.
- Özgül N. and Turşucu A. 1984. Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides). In: Tekeli O. & Göncüoğlu M.C. (Eds.): *Geology of the Taurus Belt*. Proceedings of International Symposium

Proceedings on the Geology of the Taurus Belt. Miner. Res. Explor. Inst. Turkey, Spec. Publ. 173—180.

- Öztunalı, Ö. 1989. Keban maden sahaları durum tespit raporları. Etibank Maden Arama Müdürlüğü, Ankara, 30s.
- Öztürk, H., Altuncu, S., Hanilçı, N., Kasapçı, C. and Goodenough, K. M. 2019. Rare earth element-bearing fluorite deposits of Turkey: An overview. *Ore Geology Reviews*, 105(April 2018), 423–444.
- Parlak, O. 2006. Geodynamic significance of granitoid magmatism in the southeast Anatolian orogen: Geochemical and geochronological evidence from Göksun-Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) region. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 95, 609-627.
- Parlak, O., Hock, V., Kozlu, H. and Delaloye, M. 2004. Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian orogenic belt (Turkey): *Geological Magazine*, 141, 583–603.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlan, F. and Höck, V. 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 473, 173-187.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*. Chicester: Wiley, 525-548.
- Pearce, J.A. 1983. Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: Nantwich. Shiva Publishing Limited, Cheshire, 230–249.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, pp. 79–113 Short Course Notes.
- Pearce, J. A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. 1984. Trace-Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Perinçek, D. 1980. Arabistan kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin kıta üzerinde çökelen istifteki etkileri. *Türkiye Beşinci Petrol Kongresi*, 77-93.
- Perinçek, D. ve Özkaya, I. 1981. Arabistan levhası kuzey kenarının tektonik evrimi: *Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Bülteni*. No. 8. p. 91-101.
- Perinçek, D. and Kozlu, H. 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan- Doğanşehir region (Eastern Taurus). *Geology of the Taurus*

Belt. Proceedings of International Symposium, MTA, Ankara, 26-29 September 1984, 181-198.

- Pilz, R. ve Ceccatty R.D. 1936. Keban iptidai istikşaf raporları. MTA Derleme No: 178.
- Ramboz, C., Pichavant, M. and Weisbrod, A. 1982. Fluid immiscibility in natural process: use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chem. Geol.* 37, 29–48.
- Ramdohr, P. 1969. *The Ore Minerals and Their Intergrowths*. Pergamon Press, New York.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L. and Ettliger, A.D. 1995. The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks, *Econ. Geol.*, 90, 920-937.
- Ray, J.S. 1997. *Stable and Radioisotopic Constraints on the Evolution of Mesozoic Carbonatite ± Alkaline Complexes of India (Ph.D. Thesis)*. M.S. University of Baroda, 1–186.
- Ray, J.S., Ramesh, R., Pande, K., Trivedi, J.R., Shukla, P.N. and Patel, P.P. 2000. Isotope and rare earth element chemistry of carbonatite–alkaline complexes of Deccan volcanic province: implications to magmatic and alteration processes. *J. Asian Earth Sci.* 18, 177–194.
- Rayleigh, J.W.S. 1986. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes, *Philos. Mag.* 42, 493.
- Reinhardt, N., Proenza, J.A., Villanova-de-Benavent, C., Aiglsperger, T., Bover-Arnal, T., Torró, L., Salas and R., Dziggel, A. 2018. Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements (REE) in Bauxitic Ores of the Catalan Coastal Range, NE Spain. *Minerals* 8, 12, 562.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V. and İşler, F. 2006. Nature and significance of late cretaceous ophiolitic rocks and its relation to the Baskil granitoid in Elaziğ region, SE Turkey. *Geological Society, Special Publication*, 260, 327-350.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., Koller, F., Hames, W.E. and Billor, Z. 2009. Andean-type active margin formation in the eastern Taurides: Geochemical and geochronological evidence from the Baskil granitoid (Elaziğ, SE Turkey). *Tectonophysics*, 473, 188-207.
- Richwood, P. C. 1989. Boundary lines within petrologic diagram which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Robertson, A.H.F. 1998. Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: Integration of marine and land evidence, in Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., and Camerlenghi, A., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 160: Texas, College Station, 723–782.

- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taşlı, K. and Inan, N. 2006. Erratum to the berit transect of the Tauride thrust belt, S Turkey: Late cretaceous- early cenozoic accretionary/collisional processes related to closure of the Southern Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 108-145.
- Roedder, E. 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Solutions* (ed. H. L. Barnes). Wiley & Sons, Chichester.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* 12, 12– 45.
- Roedder, E. and Bodnar, R.J. 1980. Geological pressure determinations from fluid inclusion studies. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 8, 263–301.
- Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. UK: Longman.
- Rumble, D. 1982. Stable isotope fractionation during metamorphic volatilization reactions. In: *Reviews in Mineralogy*, 10, Characterization of Washington D.C., 327-353.
- Rusk, B.G., Reed, M.H. and Dilles, J.H. 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Econ. Geol.* 103, 2, 307–334.
- Rye, R.O. and Ohmoto, H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review. *Econ. Geol.*, 69, 826-842.
- Sağiroğlu, G. 1951. Keban volfram zühuratı hakkında rapor. MTA Derleme No: 1942.
- Seal, R. R. II. 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61, 1, 633-677.
- Sanchez-Lecumberri, P., MacInnis-Steele, M. and Bodnar, R.J.. 2012. A numerical model to estimate trapping conditions of fluid inclusions that homogenize by halite disappearance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 92, 14-22.
- Scharzer, R. R. and Rogers, J. 1974. A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth Planet. Sci.Lett.*, 23, 286-296.
- Seeliger, T.C., Pernicka, E., Wagner, G.A., Bwgemann, F., Strecker, S., Eibner, C., Öztunalı, Ö. ve Bayranlı, I. 1985. *Achaometallurgische Untersuchungen in Nord und Ostanatolien*. 32. Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentral-Museums, 597-659, Mainz.
- Shepherd, T., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*, Blackie-Glasgow-London, 239 pp.
- 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.

- Shieh, Y.N. and Taylor, H.P. 1969. Oxygen and Carbon Isotope Studies of Contact Metamorphism of Carbonate Rocks, *Journal of Petrology*, 10, 307-331.
- Shin, D. and Lee, I. 2003. Evaluation of the volatilization and infiltration effect on the stable isotopic and mineralogical variations in the carbonate rocks adjacent to the Cretaceous Muamsa Granite, South Korea, *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 227-243.
- Schnetzer, C. C. and Philpotts, J. A. 1970. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts, II. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 331-340.
- Shu, Q., Lai, Y., Sun, Y., Wang, C. and Meng, S. 2013. Ore genesis and hydrothermal evolution of the baiyinnuo'er zinc-lead skarn deposit, northeast china: Evidence from isotopes (S, Pb) and fluid inclusions. *Economic Geology*, 108, 4, 835-860.
- Singoyi, B. and Zaw, K. 2001. A petrological and fluid inclusion study of magnetite-scheelite skarn mineralization at Kara, northwestern Tasmania: Implications for ore genesis: *Chemical Geology*, 173, 239-253.
- Spurr, J. E., Garry, G.H. and Fenner, C.N. 1912. Study of a contact metamorphic ore deposit-the Dolores mine, at Matehuala, S. L. P., Mexico. *Economic Geology*, 7, 444-484.
- Stampfli, G.M. 2001. Tethyan oceans: Geological Society of London, Special Publication 173, 1-23.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., de Bono, A. and Vavasis, I. 1998. Late Paleozoic, early Mesozoic plate tectonics of the western Tethys: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 32, 113-120.
- Şaşmaz, A. ve Sağıroğlu, A. 1990. Billurik dere (Elazığ) cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni. *MTA Dergisi* 110, 45-54.
- Şengör, A. M. C. 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları (Fundamentals of the neotectonics of Turkey): *Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans serisi*, 2, 40.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. 1983. Türkiye'de tetisin evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. *Türkiye Keoloji Kurumu, Yerbilimleri özel serisi*, 1, 1-24ç.
- Tanelli, G. 1977. I Giacimenti a skarn della Toscana. *Soc. Italiana Mineralog. Petrolog. Rendiconti*, 33, 875-903.
- Taylor, B.E. 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: stable isotope geochemistry of low-temperature fluids. *Short Course Min Ass Canada*, 13, 337-445.

- Taylor, B.E. and O'Neil, J.R. 1977. Stable Isotope of Metasomatic Ca-Fe-Al-Si Skarns and Associated Metamorphic and Igneous Rocks, Osgood Mountains, Nevada, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 1-49.
- 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, H.P. 1977. Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths. *J. Geol. Soc. London*, 133, 509-558.
- Taylor S.R. and McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province, Scott. *J. Geol.*, 18, 49-107.
- Tolun, N. 1955. Keban Bölgesi jeolojisine ait (V. Kovenko'nun Raporuna) dair notlar. Etibank Arşivi, Ankara.
- Tracy, R.J. and Frost, B.R. 1991. Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations, D.M. Kerrick (Ed.), *Contact metamorphism*, Mineral Soc. Am. Rev. Mineral, 26, 207-209.
- Ulutan, B. 1987. Etibank raporu. Etibank Matbaası, 96-98, Ankara.
- Valley, J.W. 1986. Stable Isotope Geochemistry of Metamorphic Rocs, *Rewiews in Minerology*, 16, 445-490.
- Valley, J.W. and O'Neil, J.R. 1982. Oxygen isotope evidence for shallow emplacement of Adirondack anorthosite, *Nature*, 300, 497-500.
- Valley, J.W. and O'Neil, J.R. 1984. Fluid heterogeneity during granülite facies methamorphism in the Adirondacks: stable isotope evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 158-173.
- Veizer, J., Holser, W.T. and Wilgus, C.K. 1980. Correlation of ¹³C/¹²C and ³⁴S/³²S secular variations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 579-587.
- Wang, L., Cheng, W., Tang, J., Kang, H., Zhang, Y. and Li, Z. 2016. U-Pb geochronology, geochemistry, and H-O-S-Pb isotopic compositions of the Leqingla and Xin'gaguo skarn Pb-Zn polymetallic deposits, Tibet, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115, 80-96.
- Wang, L., Tang, J., Bagas, L., Wang, Y., Lin, X., Li, Z. and Li, Y. 2017. Early Eocene Longmala skarn Pb-Zn-Cu deposit in Tibet, China: Geochemistry, fluid inclusions, and H-O-S-Pb isotopic compositions. *Ore Geology Reviews*, 88, 99-115.
- Weaver B. and Tarney, J.1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-577.

- White, J.C. and White, S.H. 1981. On the structure of grain boundaries in tectonites. *Tectonophysics*, 78, 613-628.
- Whitney, P.R. and Olmsted, J.F. 1998. Rare earth element metasomatism in hydrothermal system: The Willsboro-Lewis wollastonite ores, New York, USA, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 17, 2965-2977.
- Wilkinson, J.J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55, 229–272.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, 325–343.
- Wiggins, L. B. and Craig, J. R. 1980. Reconnaissance of the Cu-Fe-Zn-S system: Sphalerite-haase relationships. *Economic Geology*, 75, 742-751.
- Xiao, X., Zhou, T., White, N., Zhang, L., Fan, Y., Wang, F. and Chen, X. 2018. The formation and trace elements of garnet in the skarn zone from the Xinqiao Cu-S-Fe-Au deposit, Tongling ore district, Anhui Province, Eastern China. *Lithos*, 302-303, 467-479.
- Yaliniz, M.K., Aydin, N.S., Goncuoglu, M.C. and Parlak, O. 1999. Terlemez quartz monzonite of central Anatolia (Aksaray-Sarikaraman): Age, petrogenesis and geotectonic implications for ophiolite emplacement: *Geological Journal*, 34, 233–242.
- Yazgan, E. 1983. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. *International symposium on the geology of the Taurus belt. Proceedings of International Symposium Proceedings on the Geology of the Taurus Belt. Miner. Res. Explor. Inst. Turkey, Spec. Publ. 199-208, Ankara.*
- Yazgan, E. and Chessex, R. 1991. Geology and tectonic evolution of the south-eastern Taurides in the region of Malatya. *Turkish Petroleum Geologists Bulletin*, 3, 1-42.
- Yıldırım, E., Yıldırım, N., Dönmez, C., Koh S-M. and Günay K. 2019. Mineralogy, rare earth elements geochemistry and genesis of the Keban- West Euphrates (Cu-Mo)-Pb-Zn skarn deposit (Eastern Taurus metallogenic belt, E Turkey). *Ore geology reviews*, 114,
- Yılmaz, A., Ünlü, T. ve Sayılı, S. 1992. Keban (Elazığ) kurşun-çinko cevherleşmelerinin kökenine bir yaklaşım: ön çalışma. *MTA Dergisi*, 114, 47-70.
- Yılmaz, Y. 1990. Comparison of young associations of western and eastern Anatolia formed under compressional regime. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-87.
- Yılmaz, Y. 1993. New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolian orogen, *Geological Society of America Bulletin* ,105, 251-271.

- Yılmaz, Y., Yigitbas, E. and Genç, S.C. 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt: *Tectonics*, 12, 1280–1297.
- Yılmaz, Y., Güner, Y. and Şaroglu, F. 1998. Geology of the Quaternary volcanic centres of the east Anatolia: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 1-4, 173–211.
- Yigitbas, E., and Yilmaz, Y. 1996. New evidence and solution to the Maden Complex controversy of the southeast Anatolian orogenic belt (Turkey): *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 85, 250–263.
- Yun, S. 1979. Geology and skarn ore mineralization of the Yeonhwa-Ulchin zinc-lead mining district SE Tagbaggsan region Korea. Unpub. Ph.D. thesis, Stanford Univ., 184 p.
- Yusoff, Z.M., Ngwenya, B.T. and Parsons, I. 2013. Mobility and fractionation of REE during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. *Chem. Geol.* 349–350, 71–86.
- Zamanian, H. and Radmard, K. 2016. Geochemistry of rare earth elements in the Baba Ali magnetite skarn deposit, western Iran – a key to determine conditions of mineralisation. *Geologos* 22, 1, 33–47.
- Zeebe, R.E and Wolf-Gladrow, D. 2001. CO₂ in seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes. Elsevier Oceanography Series, 65, Amsterdam.
- Zheng, Y.F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, 247–263.
- Zheng, Y.F. 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal* 33, 109–126.
- Zheng, Y.F. and Chen, J.F., 2000. *Stable Isotope Geochemistry*. 10, Sci. Press, Beijing, 12.
- Zhong, S., Feng, C., Seltmann, R., Dolgoplova, A., Andersen, J. C. Ø., Li, D. and Yu, M. 2018. Sources of fluids and metals and evolution models of skarn deposits in the Qimantagh metallogenic belt: A case study from the Weibao deposit, East Kunlun Mountains, northern Tibetan Plateau. *Ore Geology Reviews*, 93(September 2017), 19–37.
- Zisserman, A. 1969. Geological and mining study of Keban Madeni, Elazığ/Turkey. Doktora tezi (yayınlanmamış), BRGM, 123s, Fransa.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Ece KIRAT
Doğum Yeri : Altındağ-Ankara
Doğum Tarihi : 15.07.1989
Medeni Hali : Evli
Yabancı Dil : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Mimar Kemal Lisesi (2006)
Lisans : Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2011)
Yüksek Lisans : Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı (2014)
Doktora : Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı (2020)

Çalıştığı Kurum

Ahi Evran Üniversitesi-Araştırma Görevlisi-Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Maden Yatakları ve Jeokimya Anabilim Dalı (09/2013- 01/2014)

Ankara Üniversitesi-Araştırma Görevlisi- Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı (01/2014-10/2020)

Yayımlar (SCI)

Ünlü T., Akıska S., **Varol E.**, Öztürk E. and Mutlu H. 2017. Whole rock and spinel compositions of serpentized peridotites from the Divrigi-Sivas region, eastern Turkey: Implications for their tectonic setting. Journal of African Earth Sciences, 135, 125-139. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.08.017>

Coşanay, P., **Kırat, E.**, Çevik, N., Kızılkant, C., Mutlu, H. and Koç, Ş. 2017. Gechemical, microthermometric and isotopic constraints on the origin of fluorite deposits in central Anatolia, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 26, (2017), 206-226. doi:10.3906/yer-1701-13.

Ulusal Kongre Sunum

Kırat, E. ve Ünlü, T. 2018. Akdağ demir yatağının (Divriği-Sivas, Orta Doğu Türkiye) jeokimyasal özellikleri ve izotop bulguları. Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 163-164.

Mutlu, H., Coşanay, P., **Kırat, E.**, Çevik, N., Kızılkant, C. ve Koç, Ş. 2018. İç Anadolu florit yataklarının kökenine yönelik mineralojik, jeokimyasal ve izotopik bulgular, 8.jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 173-174.

Akıska, S., Ünlü, T., **Kırat, E.**, Kızılkant, C. and Mutlu H. 2018. Geodynamic Evolution of the Serpentinized Peridotites from Güneş Ophiolite (Divriği, Sivas), 71th Geological Congress of Turkey Proceedings book,p. 729-730, Ankara.

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

Uluslararası Kongre Sunum

Kırat, E. and Mutlu, H. 2020. Mineralogy and petrography of the Keban Pb-Zn-(Cu) skarn deposit, Elazığ, eastern Turkey. EGU General Assembly 2020 Sharing Geoscience Online. doi: 10.5194/egusphere-egu2020-4435.

Kırat, E., Ünlü, T., Akıska, S., Kızılkant, C. and Mutlu, H. 2017. Genesis and tectonic setting of peridotitic spinels from the Divriği-Sivas region, eastern Turkey. Geophysical Research Abstracts Vol. 19, EGU2017-4333-1, Vienna.

Coşanay, P., Mutlu, H., Koç, Ş., Çevik, N., Öztürk, C. and **Varol, E.** 2016. Mineralogical, textural, geochemical and thermometric characteristics of Central Anatolian fluorites (Turkey): Tracing the origin of post-magmatic fluids. Geophysical Research Abstracts Vol. 18, EGU2016-67, Vienna.

Varol, E. and Ünlü, T. 2015. Mineralogical, geochemical and isotopic investigation of the Akdag (Divriği-Sivas) iron deposit, Turkey. Geophysical Research Abstracts Vol. 17, EGU2015-2266, Vienna.

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