

**T.C.
RECEP TAYYİP ERDOĞAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**DAĞBAŞI (ARAKLI-TRABZON) SKARN CEVHERLERİNİN
JEOLOJİK, MİNERALOJİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

ALİ DİŞLİ

**TEZ DANIŞMANI
DR. ÖĞR. ÜYESİ YILMAZ DEMİR**

**TEZ JÜRİLERİ
PROF. DR. İBRAHİM UYSAL
DOÇ. DR. RAİF KANDEMİR**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**RİZE-2019
Her Hakkı Saklıdır**

T.C.
RECEP TAYYİP ERDOĞAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**DAĞBAŞI (ARAKLI-TRABZON) SKARN CEVHERLERİNİN JEOLojİK,
MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

Dr. Öğr. Üyesi Yılmaz DEMİR danışmanlığında, Ali DİŞLİ tarafından hazırlanan bu araştırma, Enstitü Yönetim Kurulu kararıyla oluşturulan jüri tarafından 16/07/2019 tarihinde Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda **YÜKSEK LİSANS** tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri	Unvanı Adı Soyadı
Başkan	: Dr. Öğr. Üyesi Yılmaz DEMİR
Üye	: Prof. Dr. İbrahim UYSAL
Üye	: Doç. Dr. Raif KANDEMİR

İmzası

Demir
Uysal
Kandemir


Doç. Dr. Ferhat KALAYCI
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ



ÖNSÖZ

Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanan bu çalışma Dağbaşı (Araklı-Trabzon) yöresi skarn yataklarının jeolojik, mineralojik, jeokimyasal ve kökensel özelliklerinin incelenmesini konu almaktadır.

Lisansüstü öğrenimim boyunca bilgi ve tecrübeleriyle bana yol gösteren, tezin hazırlanması süresince gerek arazi ve laboratuvar çalışmalarında gerekse tezin hazırlanması aşamasında yardımcı olan değerli danışman hocam Dr. Öğr. Üyesi Yılmaz DEMİR'e içtenlikle teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmalarını özveriyle destekleyen, çeşitli aşamalarında katkı sağlayan değerli görüş ve önerilerinden faydalandığım değerli hocalarım Prof. Dr. Orhan KARSLI ve Doç. Dr. Raif KANDEMİR'e içtenlikle teşekkür ederim.

Ayrıca, sıvı kapanımların Raman ölçümleri için Witec GmbH (Ulm-Almanya) şirketi (Almanya) ile, mikropor ölçümlerinde kolaylık sağlayan Ludwig Maximilian Üniversitesi (Münih-Almanya) Jeoloji Bölümü personeline teşekkür ederim. Analizlerin gerçekleştirilmesi sırasında özveriyle katkı sağlayan değerli hocam Prof. Dr. İbrahim Uysal'a içtenlikle teşekkür ederim.

Ayrıca arazi, laboratuvar ve tez yazım aşamalarında desteğini gördüğüm Jeo. Müh. Mustafa AKSU ve Mehdi İLHAN'a içtenlikle teşekkür ederim.

Tüm öğrenim hayatım boyunca maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Hazırlanan bu tez kapsamında yürütülen çalışmalar TÜBİTAK tarafından 112Y331 numaralı araştırma projesi ile desteklenmiştir.

Ali DİŞLİ

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Tarafımdan hazırlanan “Dağbaşı (Araklı-Trabzon) Skarn Cevherlerinin Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi” başlıklı bu tezi Yükseköğretim Kurulu Bilimsel Araştırma ve Yayın Etiği Yönergesindeki hususlara uygun olarak hazırladığım ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal işlemi kabul ettiğimi beyan ederim. 09/09/2019


Ali Dişli

Uyarı: Bu tezde kullanılan özgün ve/veya başka kaynaklardan sunulan içeriğin kaynak olarak kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

ÖZET

DAĞBAŞI (ARAKLI-TRABZON) SKARN CEVHERLERİNİN JEOLojİK, MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

Ali DİŞLİ

Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Yüksek Lisans Tezi
Danışman: Dr. Öğr. Üyesi Yılmaz DEMİR

Fe-Cu-Zn tipteki Dağbaşı skarn cevherleri Liyas yaşlı Şenköy Formasyonu içindeki blok ve mercek şekilli Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşlarıyla Dağbaşı Granitoidinin dokanakları boyunca ekzoskarn tipte gelişmiştir. Skarnın ilerleyen evresini garnet ve piroksenlerin temsil ettiği sahada gerileyen skarn evresi epidot, tremolit, aktinolit ve klorit gibi sulu silikat mineralleriye karakteristiktir. Kuvars ve kalsit her iki skarn evresinde de gelişmiştir. Manyetit ve hematitin baskın olduğu cevherde pirotit, pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen cevhere eşlik eden sülfür mineralleridir. Skarnın ilerleyen evresine ait minerallerdeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları ve tuzlulukları sırasıyla 412 ile 514°C ve 48.8–61.8 ağırlık % NaCl eşdeğerinde değişmektedir. İkinci evrede gelişen sıvı ve gaz faza homojenleşen sıvı kapanım birliklilikleri bu evrede 355-466°C arası sıcaklıklarda bir kaynamanın olduğuna işaret etmektedir. Gerileyen evreye ait sıvı kapanımların Th sıcaklıkları (160–327°C) ve tuzluluk değerleri (0.5 ile 6.2 ağırlık % NaCl eşdeğerinde) diğer evrelere kıyasla önemli miktarda azalma göstermektedir. Sıvı kapanımların tuzluluk miktarı ile Th sıcaklıkları arasındaki azalma trendi skarnın gerileyen evresinde magmatik çözeltilerin meteorik çözeltilerle karıştığını göstermektedir. Sıvı kapanımların ötektik sıcaklıkları ilerleyen evrede çözeltilerin CaCl₂ bakımından baskın olduğunu, gerileyen evrede ise farklı tuz türlerinin karıştığını göstermektedir. Skarnın ilerleyen evresine ait tuzluluk değeri yüksek sıvı kapanımların kapanılma basıncı 710–884 bar arasında değişirken, gerileyen evrede bu basınç değerleri 180–460 bar arasına düşmektedir. İlerleyen evreye ait garnet, kuvars ve piroksenlerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri hidrotermal çözeltilerin magmatik kökenli olduğuna işaret etmektedir. Buna karşın gerileyen skarn evresine ait kuvars, epidot, tremolit-aktinolit ve kalsit minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri ile bu minerallerin dengede olduğu çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri önemli ölçüde tüketilmiştir. Sıvı kapanım ve duraylı izotop bulguları skarnın ilerleyen evresinde magmatik çözeltilerin, gerileyen evresinde ise magmatik ve meteorik çözeltilerin birlikte etkin olduğunu göstermekte olup bu durum skarnın oldukça sığ derinliklerde oluştuğuna işaret etmektedir.

2019, 139 sayfa

Anahtar Kelimeler: Skarn Yatakları, Sıvı Kapanımlar, Mineral Kimyası, Duraylı İzotoplar
Dağbaşı (Araklı-Trabzon)

ABSTRACT

INVESTIGATION OF GEOLOGICAL, MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL PROPERTIES OF THE DAGBASİ (ARAKLI-TRABZON) SKARN MINERALIZATION

Ali DİŞLİ

Recep Tayyip Erdogan University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geology Engineering
Master Thesis
Supervisor: Assist. Prof. Dr. Yılmaz DEMİR

The Dağbaşı Fe-Cu-Zn skarn mineralization developed along the contact between the block- and lens-shaped limestones of the Lower Cretaceous Berdiga Formation and the Upper Cretaceous Dağbaşı Granitoid. The exoskarn-type mineralization is characterized by prograde-stage garnet and pyroxene, while the retrograde stage is characterized by hydrous minerals such as epidote, tremolite, actinolite, and chlorite. Quartz and calcites were observed in both stages of the skarn development. The ore minerals mainly consist of magnetite and hematite, with a lesser amount of pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, and minor galena. The homogenization temperatures (Th), and salinity values of the prograde stage halite bearing fluid inclusions are in the range of 412 to 514°C and 48.8–61.8 wt.% NaCl equ., respectively. The second stage liquid- and vapour-rich fluid inclusion assemblage reveal that boiling at temperatures of 355–466°C took place after the formation of halite bearing fluid inclusions. Final stage liquid-rich fluid inclusions were characterized by low Th (160 and 327°C) and salinity values (0.5 and 6.2 wt% NaCl equ.). The decreasing salinity trend of the fluid inclusions versus Th indicated that meteoric water was involved in the hydrothermal solutions. Eutectic temperatures (Te) of the prograde stage fluid inclusions were found to be CaCl₂ dominated, while retrograde stage inclusions contained different salt combinations rather than a specific salt type. The minimum trapping pressures of the early stage brine fluid inclusions were calculated to be between 710 and 884 bar, while later stage inclusions had much lower trapping pressures between ~180 and 460 bar. The $\delta^{18}\text{O}$ isotopes of prograde-stage quartz, garnet, and pyroxenes are close to the composition of the hydrothermal solutions of magmatic sources. On the other hand, retrograde stage quartz, epidote, tremolite-actinolite, and calcite minerals and their equilibrated solutions were found to be highly depleted by $\delta^{18}\text{O}$ isotopes. Therefore, the fluid inclusion and stable isotope constraints, suggest that the hydrothermal solutions of magmatic origin were responsible for the prograde skarn stage, while a mixture of magmatic and meteoric solutions were responsible for the ore formation in a shallow skarn environment.

2019, 139 pages

Keywords: Skarn Deposits, Fluid Inclusions, Mineral Chemistry, Stable Isotopes, Dağbaşı (Araklı-Trabzon)

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	I
TEZ ETİK BEYANNAMESİ	II
ÖZET	III
ABSTRACT	IV
İÇİNDEKİLER	V
ŞEKİLLER DİZİNİ	VII
TABLolar DİZİNİ	XII
SEMBOLLER ve KISALTMALAR	XIII
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş	1
1.2. Çalışma Alanının Genel Özellikleri	3
1.3. Literatür Özeti	4
1.4. Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojik Özellikleri	8
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR	13
2.1. Materyal ve Yöntemler	13
2.2. Arazi Çalışmaları	13
2.3. Laboratuvar Çalışmaları	14
2.4. Büro Çalışmaları	15
2.5. Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Ölçümleri	15
2.6. Mineral Kimyası Analizleri	16
2.7. Duraylı İzotop (O, H ve C) Analizleri	16
3. BULGULAR	18
3.1. İnceleme Alanı Çevresinin Stratigrafisi	18
3.1.1. Şenköy Formasyonu	18
3.1.2. Berdiga Formasyonu	24
3.1.3. Dağbaşı Granitoyidi	25
3.2. Dağbaşı Yöresinin Maden Jeolojisi ve Mineralojisi	29
3.2.1. İpekçili Mahallesi Cevherleşmesi	30
3.2.2. Köprüüstü Mahallesi Cevherleşmesi	35
3.2.3. Kükürtlü Mahallesi Cevherleşmesi	41
3.2.4. Dere Mahalle Cevherleşmesi	44

3.3.	Dağbaşı Granitoidinin Jeokimyası ve Skarn Zonları ile Karşılaştırılması	47
3.4.	Skarn Minerallerinin Kimyasal Bileşimleri	54
3.5.	Sülfür Kimyası	60
3.5.1.	Pirotin	60
3.5.2.	Pirit	60
3.5.3.	Kalkopirit	62
3.5.4.	Sfalerit	62
3.5.5.	Galen	62
3.6.	Sıvı Kapanım Çalışmaları	63
3.6.1.	Sıvı Kapanım Petrografisi	63
3.6.2.	İlk Buz Ergime (T _{fm}) Sıcaklığı Ölçümleri	66
3.6.3.	Son Buz Ergime (T _{m-ice}) ve Tuz Ergime (T _{m-halite}) Sıcaklığı Ölçümleri	68
3.6.4.	Homojenleşme Sıcaklığı (T _h) Ölçümleri	71
3.6.5.	Basınç Hesabı	72
3.7.	Duraylı İzotop Çalışmaları	74
3.7.1.	Oksijen ve Hidrojen İzotop Sonuçları	76
3.7.1.1.	İzotopik Denge ve Jeotermometre	78
3.7.2.	Karbon ve Oksijen İzotop Sonuçları	82
4.	TARTIŞMA	86
4.1.	Yan Kayaç İlişkisi ve Skarn Mineralojisi	86
4.2.	Skarn Tipi ve Oluşum Koşulları	87
4.3.	Granitoyit Jeokimyası ve Skarn Tipleri ile İlişkisi	89
4.4.	Hidrotermal Çözeltilerin Kökeni	90
4.5.	Skarn Oluşum Koşulları	92
4.6.	Diğer Skarn Tip Yataklar İle Karşılaştırma	94
5.	SONUÇLAR	97
6.	ÖNERİLER	101
	KAYNAKLAR	102
	ÖZGEŞMİŞ	139

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.	İnceleme alanının yerbulduru haritası.....	4
Şekil 2.	İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti (Aydınçakır, 2006'dan dan dan değiştirilerek).	20
Şekil 3.	Dağbaşı yöresinin jeoloji haritası (Aydınçakır, 2006'dan değiştirilerek) ve skarn cevherlerinin konumları.....	22
Şekil 4.	Şenköy Formasyonu'na ait andezitlerin mikrolitik porfirik dokusu (a), andezitlerde görülen serizitleşme (b), bazaltlar içerisindeki kalsit ve kuvars dolguları (c), kalsit ve kuvars dolgularının mikroskoptaki görünümü (d) İnce daneli tüflerin mikroskop görüntüsü (e), breşlerin mikroskop görüntüsü (f).	23
Şekil 5.	Berdiga kireçtaşlarının arazideki görünümü (a), Skarn zonu boyunca Berdiga kireçtaşlarında görülen mermerleşme (b), kireçtaşları içinde plajiyoklas ve kuvars mineralleri (c), kısmen metamorfize olmuş kireçtaşları (d), içerisinde opak mineral içeren, tamamen mermerleşmiş kireçtaşları (e).	26
Şekil 6.	Dağbaşı Granitoyidinin merkezi kısımlardaki iri kristalli görüntüsü (a), iri kristalli granitoyidin mikroskop görüntüsü (b), granitoyit içinde klorit, epidot ve tremolit mineralleri (c, d), granitoyitler içerisindeki epidot ve klorit minerallerinin mikroskopik görüntüsü (e), plajiyoklaslarda serizitleşmeler (f).	28
Şekil 7.	Dağbaşı granitoyidnin kenar kesimlerinde gözlenen anklavların arazideki görünümü (a, b), anklavların mikroskop görüntüleri (c, d).	29
Şekil 8.	İpekçili (a), Köprüüstü (b), Kükürtlü (c) ve Dere Mahalle (d) skarnları çevresinin jeoloji haritaları ve jeolojik kesitleri (Aydınçakır, 2006'dan değiştirilerek).	31
Şekil 9.	Kireçtaşları içinde yığın şekilli manyetit-hematit cevheri (a), kireçtaşları içinde ağsal yapıda manyetit-hematit cevheri (b), hematitlere eşlik eden saçınımlı piritler (c), piritler içinde manyetit kapanımları (d), pirotinlerin karakteristik kuşgözü yapısı (e), kireçtaşları içinde masif garnetler (f), garnet ve kalsitlerin ardışıklı bantlı yapısı (g), kireçtaşlarının kırıkları boyunca gelişen garnet damarları (h), volkanitler içinde saçınımlı garnetler (i).....	32

- Şekil 10.** Volkanik yan kayaçlar içinde epidot damarları (a), volkanitler içindeki kuvars ve epidotun bantlı yapısı (b), kristalize kireçtaşlarının kırıklar boyunca oluşan kuvars damarlarının arazideki görünümü (c), iri kristalli garnet minerallerinde zonlanma, (d), kuvarsa eşlik eden piroksenlerin mikroskop görüntüsü (e), skarn dokanakları boyunca kireçtaşları içinde epidot oluşumları (f), skarn dokanakları boyunca kireçtaşlarında silisleşme (g), kireçtaşlarında epidot sonrasında oluşan kuvars damarlarının mikroskop görüntüsü (h), skarn dokanakları boyunca granitler içinde epidot damarları(i).. 34
- Şekil 11.** İpekçili cevherinin mineral birlikteliği ve dizilimi. 35
- Şekil 12.** Köprüüstü skarn zonunda manyetit hematit merccekleri (a), kireçtaşları içinde kırık dolgusu şeklinde manyetit damarı (b), kireçtaşının katman arası boşluğuna yerleşen manyetit damarı (c), skarn dokanağı boyunca volkanitler içinde kırık dolgusu şeklinde manyetit damarları (d), volkanitler içinde breş dolgusu şeklinde manyetit oluşumu (e), kireçtaşlarını kesen daykın arazi görüntüsü (f), hematitlerde görülen ışınal spekülait formları (g), manyetit ve hematite eşlik eden kalkopirit ve sfaleritler (h), Köprüüstü cevherinde, kalkopirit içinde pirit kapanımları ve kalkopiritlerin kırıkları boyunca kovelin-kalkozin oluşumu (i), ikinci evreye ait kataklastik yapıdaki piritlerin kırıkları boyunca kalkopirit oluşumu (j), son evre kalkopiritler içinde kapanım şeklinde sfaleritler ve bunların kalkopiritler tarafından ornatını (k), sfalerit içinde nadiren görülen galen kapanımları (l). 38
- Şekil 13.** Köprüüstü cevherinde kireçtaşları içinde masif ve nodüler yapıda garnet oluşumu (a), garnet minerallerinde kalsit ile ardışıklı olarak bantlı yapılar (b), garnet ile piroksen arasında daneli doku oluşumu (c), kristalize kireçtaşlarının kırıkları boyunca garnet damarları (d), tremolit ve aktinolitler içinde garnet merccekleri (e), tremolit ve aktinolitler içinde garnet kapanımlarının mikroskopik görüntüsü (f), volkanik yan kayaçların kırıkları boyunca gelişen kuvars ve kalsit içeren damarlar ve bunlara eşlik eden manyetitler (g), volkanitler içinde yer yer kümelenen kuvars ve epidot oluşumları (h), kalsitler içinde görülen garnetlerdeki zonlu büyümeler (i), kireçtaşları içinde manyetite eşlik eden kuvars oluşumu (j), kireçtaşları içinde epidot ve kuvars gelişimi (k), volkanitler içinde tremolit-aktinolitlerin mikroskop görüntüsü(l). 40
- Şekil 14.** Köprüüstü cevherinin mineral birlikteliği ve dizilimi. 41

- Şekil 15.** Kükürtlü cevherinde galeri çevresindeki manyetit hematit mostraları (a), skarn dokanağı boyunca kireçtaşlarında görülen mermerleşme (b), Kükürtlü cevherinde taneseli yapıdaki manyetitler ve ışınal hematitlerin mikroskop görüntüsü (c), hematitlerin karakteristik ışınal yapıları ve içerdikleri kalkopirit kapanımları (d), Kükürtlü cevherinde kireçtaşları dokanağı boyunca opak mineral gelişimi ve ona eşlik eden epidotlar (e) kireçtaşlarında epidotlaşmanın ve silisleşmenin birlikte görünümü.(f)..... 43
- Şekil 16.** Kükürtlü cevherinin mineral birlikteliği ve dizilimi. 44
- Şekil 17.** Dere mahalle cevherine ait ikinci galeri girişi (a) galeri çevresinde volkanitler içinde breş dolgusu manyetit ve hematitler (b), volkanik yan kayalarda görülen epidotlaşmalar (c), Dere mahalle cevherinde manyetitlerin boşluklarında pirit oluşumu (d), gang içinde özşekilli pirit oluşumları ve bunlara eşlik eden kalkopiritler (e), piritlerin kırıkları boyuncakalkopirit oluşumu (f)..... 45
- Şekil 18.** Dere mahalle cevherinin mineral birlikteliği ve dizilimi. 46
- Şekil 19.** Dağbaşı Granitoyidi'nin skarn dokanaklarına yakın sınırları boyunca derlenen örneklerin SiO_2 'ye karşılık ana element diyagramları (Kırmızı daireler bu çalışmaya ait olup diğer semboller granitin diğer kesimlerine ait analiz sonuçlarını göstermektedir. Semboller Şekil 21c'deki gibidir. Diğer veriler Aydınçakır (2006)'dan alınmıştır. 49
- Şekil 20.** Dağbaşı Granitoyidi'nin skarn dokanaklarına yakın sınırları boyunca derlenen örneklerin SiO_2 'ye karşılık iz element değişim diyagramları (Semboller Şekil 21c'deki gibidir. Diğer veriler Aydınçakır, 2006'dan alınmıştır). 50
- Şekil 21.** Dağbaşı Granitoyidi'ne ait skarn zonu örneklerinin, granitin diğer kesimlerindeki örneklerle birlikte P-Q diyagramına göre sınıflaması (Debon ve Le Fort, 1983). (a), bu örneklerin AFM diyagramı üzerindeki dağılımları ve skarn ile ilişkili granitoyitler ile kıyaslaması (b), bu örneklerin SiO_2 'ye karşılık MgO ve K_2O diyagramlarındaki dağılımları ve bunların skarn tipleri ile ilişkileri (Irvine ve Baragar, 1971) (c, d), bu örneklerin molar A/CNK'ya karşılık molar A/NK değişimine bağlı olarak alümino bazlı sınıflandırılması (Mainar ve Piccoli, 1989). Semboller (e) Şekil 21c'deki gibidir. 52
- Şekil 22.** Dağbaşı Granitoyidi'ne ait skarn zonu örneklerinin, granitin diğer kesimlerindeki örneklerle birlikte SiO_2 'ye karşılık P_2O_5 ve Pb grafikleri (a, b), Bu örneklerin Nb-Y ve Rb-Y+Nb grafikleri üzerindeki dağılımları, (c, d), Bu örneklerin Rb/Sr-Zr ve Rb-Sc grafikleri üzerindeki dağılımları (e, f) (semboller Şekil 22c'deki gibidir). 53

- Şekil 23.** Köprüüstü (a) ve İpekçili (b) skarnlarındaki erken ve geç ilerleyen evreyi temsil eden garnetlerin bileşimlerindeki değişimler (Prp: pirop, Sps: spersartin, Alm: almandin, Grs: grosüler, And: andradit; içi dolu simgeler ilerleyen, boş simgeler ise gerileyen evre granatlarıdır). Köprüüstü (c) ve İpekçili d) skarnlarındaki erken ve geç ilerleyen evreleri temsil eden piroksenlerin bileşimlerindeki değişimler (Joh: johansenit, Diy: diyopsit, Hed: hedenbergit; içi dolu simgeler ilerleyen, boş simgeler ise gerileyen evre piroksenleridir)..... 56
- Şekil 24.** Köprüüstü ve İpekçili lokasyonlarındaki garnetlerin (a) ve piroksenlerin (b) bileşimleri ve bunların çeşitli skarn tipleri ile kıyaslaması (Einaudi vd., 1981, Meinert, 1983 ve 1992)..... 57
- Şekil 25.** Köprüüstü lokasyonundaki grosüler bileşimdeki granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru FeO ve Al₂O₃ elementlerinde görülen zonlanma (a), İpekçili lokasyonundaki grosüler bileşimdeki granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru FeO ve Al₂O₃ elementlerinde görülen zonlanma.(b) .. 58
- Şekil 26.** Köprüüstü (a) ve İpekçili (b) lokasyonundaki andradit bileşimindeki granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru FeO ve Al₂O₃ elementlerinde görülen zonlanma. 59
- Şekil 27.** İpekçili cevherinde pirotinlerin stokiyometrik bileşimden sapan kompozisyonları (a) pirotinlerin merkezinden kenarına doğru yapılan profil analizlerinde Fe'ye karşılık S değişimleri (b). Köprüüstü sfaleritlerinde Fe-Zn arasındaki (c) ve Zn-Cu arasındaki element değiş-tokuşu (d). 61
- Şekil 28.** Garnet (a), kuvars (b) ve kalsit (c) minerallerindeki Tip-I sıvı kapanımlar. Garnet (d) ve kuvars (d) minerallerindeki Tip-II sıvı kapanımlar. Garnet (f), epidot (g), kalsit (h) ve sfalerit (i) minerallerindeki Tip-IIIa sıvı kapanımlar. J) kuvars minerallerinde Tip-II ve Tip-IIIa sıvı kapanımların birlikteliği. k) kuvarslarda Tip-IIIa ve Tip-IIIb sıvı kapanımların birlikteliği. l) kuvarslarda bulunan Tip-IIIb sıvı kapanımlar. 65
- Şekil 29.** Garnet, epidot, sfalerit, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların tuzluluk miktarına karşılık T_{fm} sıcaklıklarının değişimi. 68
- Şekil 30.** Garnet, epidot, sfalerit, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların tuzluluk miktarına karşılık Th sıcaklıklarının değişimi (a), sıvı kapanımlardaki çeşitli trndlerin karşılıkları (b). (Wilkinson, 2001) 70
- Şekil 31.** Garnet, epidot, sfalerit, kalsit ve kuvars minerallerinde ölçülen Th sıcaklıklarının dağılım histogramları. 72

- Şekil 32.** Farklı sıvı kapanım tipleri için hesaplanan basınç grafiği. Tip-I sıvı kapanımlar için Sanchez vd. (2012)'ye göre hesaplanan minimum basınç şartları 710-884 bar arasındadır (taralı alanın alt sınırı). Tip-II ve Tip-IIIa sıvı kapanımlar kaynama belirtisi gösterdiği için sıvı-gaz eğrisi üzerinde bulunacak ve en düşük ve en yüksek Th sıcaklıkları için 180 ile 460 bar arasında değişen basınç şartlarına karşılık gelecektir. Tip-IIIb sıvı kapanımların ortalama Th sıcaklığı (240 °C) ve tuzluluğu (3.2 ağırlık % NaCl) için en yüksek bağımsız termometre (281 °C) dikkate alınarak 310 barlık basınç hesaplanmıştır..... 76
- Şekil 33.** Dağbaşı granitoidine ve skarn zonlarına ait çeşitli minerallerin Oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$) bileşimleri (‰) ve izotop bileşimlerindeki ilerleyen evreden gerileyen evreye doğru görülen değişim. 78
- Şekil 34.** Epidot ve tremolit minerallerinde ölçülen $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop oranlarının farklı jeolojik kökenler ile karşılaştırılması (Craig, 1961; Taylor, 1974; Sheppard, 1984; Hoefs, 1987). 80
- Şekil 35.** Skarn kalsitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimlerindeki değişim ve bunların çeşitli ortamlar ile karşılaştırılması (Siyah simgeler ilerleyen skarn ile dengede olan çözeltilerin bağımsız termometreye göre (503 °C) hesaplanan bileşimleri; içi boş simgeler gerileyen skarn ile dengede olan çözeltilerin 311 °C için hesaplanan bileşimleri; İzotop verileri Taylor, 1974; Sheppard, 1984 ve Hoefs, 1987'den alınmıştır). 85

TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 1. İpekçili ve Köprüüstü cevherlerinden yaptırılan $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop sonuçları (*Mineral ile denge halindeki çözeltinin hesaplanan $\delta^{18}\text{O}$ bileşimleri).....	79
Tablo 2. Skarn zonlarındaki kireçtaşları ve kalsitlerden ölçülen $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri.....	84
Tablo 3. Dağbaşı granitoidinin skarn zonlarından alınan örneklerin ana, iz ve NTE element analizleri.	113
Tablo 4. Garnet minerallerinde ölçülen mineral kimyası analiz sonuçlar	115
Tablo 5. Piroksen minerallerinde ölçülen mineral kimyası analiz sonuçları.	119
Tablo 6. Pirotin minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).	123
Tablo 7. Pirit minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).	124
Tablo 8. Kalkopirit minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).	125
Tablo 9. Sfalerit minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).	127
Tablo 10. Galen minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).	129
Tablo 11. Garnet minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.....	130
Tablo 12. Epidot minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.....	131
Tablo 13. Kuvars minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.....	133
Tablo 14. Kalsit minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.....	137

SEMBOLLER ve KISALTMALAR

μm	Mikrometre
A/CNK	Molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$
A/NK	Molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$
Akt	Aktinolit
Alm	Almandin
An	Anortit
And	Andradit
Ank	Anklav
Bi	Biyotit
cm	Santimetre
ÇG	Çarpışma Granitoyidi
Diy	Diyopsit
Ep	Epidot
Gar	Garnet
Gl	Galen
gr	Gram
Grs	Grosüler
Grt	Garnet
Hed	Hedenberjit
Hem	Hematit
Joh	Johansenit
Ka	Kalsit
Kçt	Kireçtaşı
Kl	Klorit
Km	Kilometre
Kov	Kovelin
Kp	Kayaç Parçası
Kpy	Kalkopirit
Ku	Kuvars

Kv	Kavkı Parçası
m	Metre
Man	Manyetit
Mg#	$100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$
ml	Mililitre
mm	Milimetre
My	Milyon yıl
NTE	Nadir Toprak Elementleri
Op	Opak Mineral
Or	Ortoklas
OSG	Okyanus ortası granitoyidi
Pl	Plajiyoklas
POG	Plaka içi granitoyid
Pr	Piroksen
Prp	Pirop
Py	Pirit
Sf	Sfalerit
SMOW	Ortalama Deniz Suyunun Standart İzotop Bileşimi
Sps	Spesartin
T _{fm}	İlk Buz Ergime Sıcaklığı
Tm-clh	Klatrate Ergime Sıcaklığı
Tm-halite	Katı tuz kristalinin ergime sıcaklığı
T _{m-ice}	Son Buz Ergime Sıcaklığı
Tre	Tremolit
VYG	Volkanik Yay Granitoyidi

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Doğu Karadeniz Bölgesi içerdiği maden yatakları bakımından ülkemizin önemli maden sahalarından birisidir. Her geçen gün yeni sahalar ortaya çıktığından bölgedeki maden yatak ve zuhurların sayısı halen tam olarak bilinmemektedir. Bölge, çok sayıdaki maden yatak ve zuhurları bakımından önemli olmanın yanında yatak tipi bakımından da çeşitlilik göstermektedir. Masif sülfür, epitermal-hidrotermal, skarn, porfiri ve ofiyolitlere bağlı krom yatakları bölgede bulunan yatak tiplerini oluşturmaktadır. Bundan dolayı bölge maden yatakları bakımından çok sayıda araştırmaya konu olmuştur (Akaryalı ve Tüysüz, 2012; Akçay ve Arar, 1999; Akçay ve Gündüz, 2004; Çiftçi, 2010; Demir vd., 2008; Demir vd., 2013; Karakaya vd., 2012; Tüysüz, 2000; Uysal vd., 2007; Yalçınalp, 1992; Yaylalı Abanuz ve Tüysüz, 2010). Bu araştırmalarda çoğunlukla masif sülfür, epitermal-hidrotermal, porfiri ve krom yataklarının incelendiği dikkati çekmektedir.

Skarn tip yataklar granitik intrüzyonların karbonatlı kayaç dokanaklarında geliştiklerinden granitik intrüzyonların ve karbonatlı kayaçların yaygın olması nedeniyle bölge skarn tip yatakların oluşumuna elverişlidir. Buna karşın bu tip yataklar üzerine yapılan araştırmaların son derece sınırlı olduğu (Hasançebi, 1993; Sipahi, 1996; Saraç, 2003; Çiftçi, 2010; Kurt, 2014) dikkati çekmektedir. Yapılan bu çalışmalar incelendiğinde bunların çoğunun ilgili yatakların jeolojik ve mineralojik özelliklerinden öteye geçmediği, bu çalışmaların çok azının jeokimyasal ve kökensel özellikleri kapsayacak şekilde detaylandırıldığı anlaşılmaktadır.

Maden yatakları bakımından çok zengin olan Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki diğer tipteki yataklar üzerine pek çok çalışma yapılmış olmasına karşın skarn tipteki yatakların yeterince araştırılmamış olması ve bu yatakların jeokimyasal ve kökensel özelliklerinin halen aydınlatılmamış olması önemli bir eksiklik olarak görülmüştür. Dağbaşı yöresindeki (Araklı, Trabzon) skarn tip yatakların jeokimyasal ve kökensel özelliklerinin araştırılmasının bölgedeki skarn tip yatakların aydınlatılmasına önemli katkı sağlayacağına inanılmaktadır. Ayrıca Dağbaşı yöresinde mostra veren ve yaklaşık

15 km²'lik bir alanda yüzeyleyen Dağbaşı Granitoyidinin çevresinde, bu grantoyit ile kireçtaşı dokanakları boyunca çok sayıda skarnlaşma bulunmaktadır. Farklı noktalarda bulunan bu skarnların hepsinin ortak özelliği Dağbaşı granitoyidi ile çevresindeki kireçtaşı dokanakları boyunca gelişmiş olmasıdır. Söz konusu skarn yataklarının birlikte incelenecek olması, bölgedeki skarn yataklarının temel karakteristiklerini belirlemeye yönelik bir model oluşturmaya olanak sağlayacaktır. Ayrıca bu yatakların araştırılması, bölgedeki madencilik faaliyetlerinin gelişmesine önemli katkılar sağlamanın yanında bölgedeki skarn tip yatakların daha iyi anlaşılması konusunda literatüre önemli katkılar sağlayacaktır. Bölgede benzer tipte pek çok yatak ve zuhurun bulunduğu düşünülürse, bu araştırmanın madencilik faaliyetlerinin dışında, bölgedeki skarn tip yatakların daha iyi anlaşılmasına önemli katkı sağlayacaktır. Bundan dolayı Dağbaşı skarn yataklarının jeolojik, mineralojik, jeokimyasal ve kökensel özelliklerinin araştırılması ve bu yatakların oluşumunda etkin rol oynayan akışkanların oluşum şartlarının belirlenmesi bu çalışmanın ana konusunu oluşturur.

Skarn yataklar granitoyid sokulumu ile karbonatlı yan kayaçlar arasında gelişen metazomatik süreçlere bağlı olarak oluşurlar. Bu süreçlerde granitoyitten karbonatlı kayaçlara doğru mineralojik olarak zonlanmalar gözlenir. Bundan dolayı skarn zonlarından sistematik örnek alınarak mineral parajenezlerinin belirlenmesi, skarnların oluşum modelinin belirlenmesinin temelini oluşturur. Karbonatlı kayaçlar ile plüton arasında gerçekleşen kontak metazomatik etkileri açıklayabilmek için bu kayaçların bileşimindeki ana ve iz elementlerin incelenmesi gerekir. Ayrıca skarn minerallerinin bileşimleri bu yatakların metal içerikleri hakkında bilgiler verir.

Skarn yatakların oluşumunda etkili olan hidrotermal çözeltilerin evrimlerinin açıklanmasında sıvı kapanım ve duraylı izotop çalışmaları önemli yer tutar. Minerallerin oluşumu sırasında içlerinde hapsolan sıvı kapanımlar, bu minerallerin oluşum sıcaklıkları, basınçları, hidrotermal çözeltilerin bileşimleri (tuzluluk miktarı, içerdiği tuz türleri) ve bunlara bağlı olarak kökenleri hakkında önemli bilgiler vermektedir. Raman Spektrometrisi ölçümleri de sıvı kapanımların bileşimlerinin belirlenmesine katkı sağlayan analitik yöntemlerden birisidir.

Duraylı izotop çalışmaları da cevher oluşturan çözeltilerin kökenleri ve evriminin açıklanmasında oldukça faydalı bilgiler vermektedir. Farklı ortamlardan (Kabuk, manto ve çeşitli yan kayaçlar ile meteorik su) kaynaklanan çözeltilerin izotop değerleri birbirinden farklı sonuçlar vereceğinden duraylı izotop çalışmaları yardımıyla çözeltilerin kaynağını belirlemek mümkündür. Hidrotermal özeltilerin çeşitli yan kayaçlarla ve meteorik su ile olan etkileşimleri izotopik bileşimleri de değiştirmektedir. Böylece hidrotermal çözeltilerin kaynağından itibaren ne tür değişimlere maruz kaldığını da skarn zonlarındaki minerallerde gerçekleştirilecek izotop çalışmaları yardımıyla aydınlatmak mümkündür.

1.2. Çalışma Alanının Genel Özellikleri

Çalışma alanı Trabzon ili, Araklı ilçesinin yaklaşık 30 km güneyinde bulunan, eski adı Dağbaşı olan ankaya beldesi ve yakın çevresini içine almaktadır. 1/25.000 ölçekli Trabzon G43b3-b4, G43c1-c2 paftalarının kesişme noktasında bulunmakta ve yaklaşık 60 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (şekil 1).

İnceleme alanında topoğrafya oldukça engebeli olup güneye doğru gidildikçe yükselti artmaktadır. Çalışma alanının en düşük kotunu Karadere vadisi oluşturmaktadır (380 m). Kuzeye doğru akan ve suyunu Karadeniz'e boşaltan Karadere vadisinin her iki yamacı da oldukça yüksek eğimlidir. Bu yamaçlar üzerinde bulunan önemli yükseltiler Ezek mezrası (1811 m), Tep mezrası (1621 m), Gök Tepe (1234 m) ve şehitler tepe (1087 m) şeklinde dir. Karadere vadisinin yan kolları olan ve suyunu bu vadiye boşaltan diğer dereler de Taşkın, Asmalı, Kumaş ve ukurayır dereleri şeklinde sıralanabilir.

Bölgede Karadeniz ikliminin genel özellikleri hakimdir. İlkbahar ve sonbahar aylarında yağmur şeklinde olan yağışlar kış aylarında kar şeklinde dir. İnceleme alanı içinde düşük kotlarda fındık bahçeleri ve ormanlıklar gözlenirken, yüksek kotlara doğru yaylalar ve meralar bulunmaktadır. Yöre halkının ana geçim kaynağını fındık oluşturmaktadır. Bunun dışında yayla ve meralarda küçük ve büyük baş hayvancılık yapılmaktadır. İşletilmekte olan taş ocaklarında yöre halkının bir kısmı işçi olarak çalışmaktadır.

Çankaya (Eski adı Dağbaşı) beldesine ulaşım Araklı-Bayburt karayolu üzerinden sağlanmaktadır. Köy ve mezraları birbirine bağlayan çok sayıda stabilize yollar bulunduğundan maden sahalarına ulaşım kolaydır. Bu stabilize yollardan itibaren birkaç yüz metrelik patikalarla madenlere ulaşılabilir. Maden sahalarına ulaşmak için hususi araç bulundurulması zorunludur. Çankaya ve Erenler beldeleri çalışma alanı içindeki önemli yerleşim merkezlerini oluşturmaktadır. Bu beldelere bağlı köy ve mezralarda ise Karadeniz Bölgesi'nin kendine özgü dağınık yerleşim şekli egemendir.



Şekil 1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.

1.3. Literatür Özeti

İnceleme alanını içine alan bölgede farklı amaçlara yönelik çok sayıda çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan inceleme alanı ve yakın çevresi ile ilgili olanlar aşağıda özetlenmiştir.

Çınar ve Van (1977), çalışma alanı içerisinde bulunan Kestanelik cevherleşmesini incelemişler, sahanın 1/10.000'lik haritasını hazırlayarak cevherin breşik yapıli dasitler içerisinde ince damarlar şeklinde hidrotermal olarak oluştuğunu belirlemişlerdir.

İskender (1985), Araklı Dağbaşı Büyükayven çevresinde yaptığı araştırmada yöredeki granodiyoritik plütonun Alt Bazik Seri, masif kireçtaşları, kırmızı kireçtaşları ve dasitler içerisinde sokulum yaptığını saptamıştır.

Gülibrahimoğlu (1986), Trabzon Araklı ve Sürmene güneyi ile Bayburt ve Gümüşhane yörelerindeki cevherleşmeleri incelediği çalışmada inceleme alanı ve yakın çevresinde damar, saçınımlı-ağsal, skarn ve sedimanter tip olmak üzere dört farklı tip cevherleşme saptamıştır.

Hacıibrahimoğlu (1986), Dağbaşı-Araklı çevresinde yaptığı çalışmada inceleme alanı içerisindeki kayaçları yaşlıdan gence doğru Jura-Alt Kretase yaşlı Alt Bazik Seri, mercek şekilli mermerler ve dasitler şeklinde sıralamış, Dağbaşı Granitoidinin bu birimler içerisinde sokulum yaptığını belirlemiştir.

Şen (1988), çalışma alanı içerisindeki en yaşlı birimin Jura volkanitleri olduğunu, kırmızı kireçtaşları ve dasitlerin bu volkanitler üzerine uyumsuz olarak geldiğini, Dağbaşı granitoidinin bu birimleri keserek yerleştiğini ve iri kuvarslı dasitlerin ise tüm bu birimleri keserek yerleştiğini belirtmektedir. Araştırmacı ayrıca Orta-Üst Jura yaşlı Dağbaşı volkanitlerinin yitimle ilişkili toleyitik-kalkalkalen kökenli olduklarını, Dağbaşı granitoidinin henüz olgunlaşmakta olan bir ada yayının ürünü olduğunu belirterek bölgedeki yitimin güneyden kuzeye doğru olduğunu savunmaktadır.

Aslan (1993), Özdil (Yomra-Trabzon) çevresindeki skarn tip cevherleşmeleri incelediği yüksek lisans çalışmasında yöredeki kayaçların andezit, spilitik bazalt, piroklastlar ve mercekler şeklinde kireçtaşları içeren Alt Bazik Seri ile bu kayaçları keserek yerleşmiş Özdil granitoidinden oluştuğunu belirlemiştir. Araştırmacı kireçtaşı granitoid dokanağı boyunca oluşan skarnları granat-piroksen, epidot ve aktinolit şeklinde 3 ayrı zona ayırmıştır. Sıvı kapanım ölçümleri ile dokanak boyunca gelişen metamorfizma sıcaklığının 750 °C'ye kadar yükseldiği, granatların andradit, piroksenlerin diopsit ve epidotların pistaşit türünden olduğunu belirlenmiştir.

Kaygusuz (1992), Dağbaşı Granitoidinin Alt Bazik seriye ait kayaçları keserek, bu kayaçları kısmen metamorfizmaya uğrattığını, Granitoidin bu seri içerisindeki

kireçtaşı dokanakları boyunca skarn zonlarının geliştiğini, dokanak boyunca pirometasomatik ve hidrotermal tip cevherleşmelerin geliştiğini belirtmektedir. Araştırmacı ayrıca Dağbaşı granitoidinin zonlanma göstererek kenar kısımları boyunca tonalit ve mikrogranit bileşiminde olduğunu, granitoidin birkaç santimetreden metre ölçeğine varan boyutlarda anklavlar içerdiğini ve iri kuvarslı dasit daykları tarafından kesildiğini belirlemiştir.

Güven (1993), Doğu Karadeniz bölgesinin Kuzey ve Güney kesimindeki kayaçların farklı litolojik özellikler gösterdiğini belirleyerek bölgenin Kuzey Zon ve Güney Zon şeklinde iki farklı stratigrafik kolon kesit önermiştir. Buna göre bölgenin kuzeyinde bulunan birimler yaşlıdan gence doğru; Çatak Formasyonu, Kızılkaya Formasyonu, Çağlayan Formasyonu, Çayırbağ Formasyonu ve Kabaköy Formasyonu şeklindedir. Bölgenin güneyinde bulunan kayaçlar ise Mescitli Formasyonu, Berdiga Formasyonu ve Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu şeklindedir. Araştırmacı ayrıca bölgedeki maden yataklarını D-B yönünde birbirine paralel uzanan dört ayrı kuşağa ayırmıştır. Buna göre en kuzeyde volkanojenik masif sülfid yatakları, güneye doğru ilerledikçe, sokulum kayaçlarıyla ilişkili skarn ve damar tip yataklar, porfiri Cu-Mo yatakları ve peridotitler içerisinde Alpin tipi krom yatakları bulunur.

Hasançebi (1993), çalışma alanı içerisinde bulunan Kükürtlü, İpekçili ve Kestanelik mahallelerinde bulunan cevherleri inceleyerek bu cevherlerin Dağbaşı granitoidi ile ilişkili hidrotermal ve skarn tip cevherler olduğunu saptamıştır. Skarn tip cevherler manyetit, spekülait, pirit, kalkopirit ve sfalerit içermektedir. Araştırmacı skarn tip cevherlerin Dağbaşı Granitoidi etrafında zonlanma gösterdiklerini, bu zonlanmanın granitoyitten itibaren Fe-zonu, Cu-zonu ve Zn zonu şeklinde olduğunu belirlemiştir. Bu çalışmada hidrotermal cevherlerdeki sfalerit minerallerinde bulunan sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları (Th) 225–270 °C aralığında, skarn tip yataklardaki kuvars minerallerinin Th sıcaklıkları ise 320–400 °C aralığında ölçülmüştür.

Saraç (2003), doktora tez çalışmasında Çambaşı (Ordu), Dereli (Giresun), Arpalı, Ögene ve Özdi (Trabzon) ile Kartiba (Rize) skarn yataklarının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini kıyaslamalı olarak incelemiştir. Bu çalışmada bölgedeki skarn

oluşumlarının I-tipi, kalkalkalen ve metalumin-peralumin geçişli yay ortamını karakterize eden bir granitoyide bağlı olarak oluştuğu belirlenmiştir. Bu lokasyonlardan Ögene (Çaykara-Trabzon) skarnının endoskarn tipte, diğerlerinin ise eksoskarn tipte oluştuğunu belirten araştırmacı Çambaşı (Ordu) skarnındaki garnetler grassular-andradit bileşimde iken diğer lokasyonlardaki garnetlerin andradit-grassular ve saf andradit bileşimlerinde olduklarını belirtmektedir. Piroksenlerin ise bütün lokasyonlarda benzer bileşime sahip olup türlerinin diyopsit olduğu belirlenmiştir. Garnet-klinopiroksen termometresine göre bu minerallerin oluşum sıcaklıkları Dereli yöresinde 411–545 °C arasında ve Ögene yöresinde ise 254–346 °C arasında değişmektedir. Al-Amfibol barometresine göre ise Dereli yöresi skarnları 0.60–2.1 kbar'lık basınç altında oluşmuştur.

Aydınçakır (2006), çalışma alanı içerisindeki en yaşlı birimin yer yer bloklar şeklinde kireçtaşı içeren Jura-Alt Kretase yaşlı bazalt-andezit ve piroklastları olduğunu, Üst Kretase yaşlı Dağbaşı Granitoidinin bu birim içerisine sokulum yaptığını, bölgedeki en genç birimin ise Üst Kretase yaşlı UzunTepe dasiti olduğunu belirtmektedir. Araştırmacı Jura-Alt Kretase volkanitlerinin toleyitik-kalkalkali geçişli olup, iz element dağılımları bakımından N-tipi MORB'a benzerlik sunduğunu, dasit ve riyolit bileşimindeki Üst Kretase volkanitlerinin kalk-alkalen karakterli yay volkanitlerine benzediğini saptamıştır. Dağbaşı granitoidinin genel olarak I-tipi, düşük-orta K'lu kalk-alkali volkanik yay granitoidleri özelliği gösterdiği, granitoidin petrolojik özelliklerine göre fraksiyonel kristallenme ve magma karışımının etkili olduğu, kaynak alanının Pontid kıtasal kabuğunun tabanını oluşturan meta-magmatik kayalardan oluşmuş heterojen yapıda olabileceği savunulmuştur.

Çiftçi (2010), Kotana Fe-Skarn yatağının (Giresun, KD-Türkiye) ana cevher minerallerinin pirotin ve manyetitten oluştuğunu, daha az oranda pirit ve kalkopirit ile birlikte eser miktarda sfaleritin bulunduğunu belirlemiştir. Kükürt izotop değerlerinin pirotinlerde 5.23–6.73 ‰ arasında, kalkopiritlerde ise 2.29–3.26 ‰ arasında değiştiğini belirten araştırmacı bu değerlerin skarn tip yataklar için karakteristik olduğunu belirterek prograd aşamadan retrograd aşamaya doğru ağır kükürt izotopları bakımında sürekli bir artışın olduğunu ifade etmektedir. Bu çalışmada kalsit ve kuvars minerallerinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümlerine göre cevherleşmenin en düşük

oluşum sıcaklığı 400 °C'nin üzerinde ve tuzluluk miktarı da <15 ağı. % NaCl eşdeğeri bulunmuştur.

Karakaya (2011), Sivas Çetinkaya Pınargözü cevherleşmesinin diyoritik kayalar içerisinde ve bu kayaların serpantinitle olan dokanakları boyunca gelişen K60D konumlu kırık hattı boyunca oluştuğunu, cevherleşmenin en üst ve alt zonda breşik, orta seviyede ise masif yapıda 3 farklı zona ayrıldığını belirtmektedir. Esas cevher minerali hematite daha az oranda manyetit ve limonitin eşlik ettiğini, bunların dışında sülfitlerden pirit, kalkopirit ve mileritin bulunduğunu belirtmektedir. Cevherin tamamen jenetik beraberliği olan flogopitli zonlar içerisinde bulunduğunu buna göre de cevherin kırık hattı boyunca gerçekleşen metazomatik tip bir yatak olduğunu belirtmektedir.

Kurt (2014), Kirazören (Bulancak-Giresun) cevherleşmesinin Orta Eosen sonrası yaşlı Çambaşı kuvars siyenitleri ile Üst Kretse yaşlı kireçtaşlarının dokanakları boyunca oluştuğunu, endoskarnların epidot bileşiminde, ekzoskarnın ise granat-epidot ve manyetit şeklinde bir zonlanma gösterdiğini belirlemiştir. Pirit ve kalkopirit minerallerinde ölçülen ve -0.04 ile 1.76 ‰ arasında değişen S³⁴δ izotop değerlerine göre skarn cevherindeki kükürt magmatik kökenlidir. Granat ve epidot minerallerinde gerçekleştirilen sıvı kapanım çalışmasına göre skarnların oluşum sıcaklığı ≥ 360 °C ve çözeltilerin tuzluluk değerlerinin ise ≥ 26.3 ağı. % NaCl eşdeğeri olduğu belirlenmiştir.

1.4. Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojik Özellikleri

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde, Paleozoyik yaşlı metamorfik bir temel üzerinde, Liyas'tan Kuvaterner'e kadar değişen yaşlarda tortul, volkanik, volkano-tortul birimlerle yer yer bu birimleri kesen plütonik kayalar yüzeylemektedir.

Bölgedeki en yaşlı kayalar Paleozoik yaşlı metamorfik kayalar olup Gümüşhane-Arzular (Köse granitleri ve Kurtoğlu metamorfikleri), Bayburt-Demirözü (Pulur masifi), Tokat-Amasya (Tokat masifi), Artvin-Yusufeli (Karadağ metamorfikleri) Giresun-Dereli (Kotana metamorfikleri) çevrelerinde yüzeyleme verirler. Farklı araştırmacılar tarafından farklı adlarla anılan metamorfiklere Pulur metamorfikleri (Ketin, 1951), Pulur masifi (Korkmaz ve Baki, 1984; Topuz, 2003 ve 2004), Kotana

metamorfikleri (Boynukalın, 1990), Karadağ metamorfikleri (Dokuz, 2000), Tokat masifi (Yılmaz, 2004), Ağvanis masifi (Okay, 1983) gibi isimler verilmiştir. Topuz (2000), Gümüşhane çevresinde yayılım gösteren metamorfiklerin yaşını U-Pb, Ar-Ar ve Rb-Sr yöntemlerine göre 260–330 my arasında saptamıştır.

Paleozoyik yaşlı bu metamorfik kayalar başlıca granodiyorit, kuvarşlı mikrodiorit, alkali granitten oluşan Geç Karbonifer öncesi yaşlı (Gürsoy vd., 1993) granitik kayalar tarafından kesilmektedir. Bu granitik kayalar için Yılmaz (1973) Gümüşhane Graniti, Coğulu (1975) tarafından ise Gümüşhane Plütunu olarak adlandırılmıştır.

Paleozoyik yaşlı temel kayalar üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelen Mesozoyik yaşlı kayalar Liyas yaşlı volkano-tortul seri ile başlar. Farklı araştırmacılar tarafından birbirinden farklı adlamaların kullanıldığı bu birim için Yüksel (1976) Telmeyaylası Formasyonu, Seymen (1975) Karatepe Formasyonu, Pelin (1977) Hacıören Formasyonu, Açar (1977) Hamurkesen Formasyonu, Kesgin (1983) Balkaynak Formasyonu, Eren (1983) Zimonköy Formasyonu gibi adlamalar kullanmışlardır.

Bunların dışında Kandemir (2004) tarafından yapılan çalışmada ise, Erken-Orta Jura çökellerinin tabandan tavana kadar kesiksiz olarak izlendiği ve tüm fasiyeslerin yer aldığı Şenköy (Kelkit-Gümüşhane) yöresi tip alan olarak belirlenerek bu birim Şenköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Buna göre Kuzey zonda daha çok volkanitlerle temsil edilen istif güney zonda genellikle tüf ardalanmalı, sedimanter ağırlıklı olarak devam eder. Bu zonda birim birbirleriyle yanal geçişli ve kısa mesafelerde kalınlık farkları sunan andezit, diyabaz, bazalt, aglomera, tüf ve tüfitlerden oluşan volkanik ara seviyeler içeren yersel çakıltası, dereceli kumtaşı, marn, kıltaşı ve kumlu kiectaşından oluşmaktadır.

Aktif tektonik hareketlerin kontrolünde gelişen Erken-Orta Jura çökellerinin birikiminden sonra Malm'den itibaren, Geç Kretase sonuna kadar süren dönemde oldukça sakin tektonik hareketlerin kontrolünde karbonat platformu oluşmuştur (Yılmaz, 2002). İlk olarak Pelin (1977) tarafından Alucra-Giresun yöresinde Berdiga

Formasyonu olarak tanımlanan bu birim kuzey zonda genellikle masif tabakalanmalı, gri bej renkli, yanal devamlılığı olmayan kireçtaşlarıyla temsil edilir. Güney zonda ise genel olarak masif kireçtaşlarından oluşmakta, yersel olarak ise küçük değişiklikler sunmaktadır. Liyas yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine masif tabakalanmalı, dolomitik kireçtaşlarıyla gelen bu birim üst seviyelere doğru orta kalınlıkta tabakalanma gösteren kireçtaşları şeklindedir. Taslı (1990) ve Yılmaz (1997 ve 2002) ye göre bu bölgede geniş alanlarda yüzeyleme veren bol fosilli sığ denizel kireçtaşları, dolomitler ve dolomitik kireçtaşları karbonat platformunun ürünüdür.

Bölgenin güney kesiminde Gümüşhane yöresinde yüzeyleyen Geç Kretase yaşlı tortul kayaçlar Tokel (1972) tarafından Kermutdere Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Buna göre istif tabanda ince-orta tabakalanmalı, sarı renkli kumlu kireçtaşları ve yer yer konglomeralardan oluşmakta, bunların üzerine ince tabakalı kırmızı-mor renkli mikritik kireçtaşlarıyla devam etmekte ve gri ve yeşil renkli tuf ara seviyeleri içeren ince orta tabakalı kumtaşı, kiltası ve marn ardalanması ile son bulmaktadır. Tokel (1972), Kermutdere Formasyonu adını verdiği Geç Kretase yaşlı tortul kayaçların Berdiga Formasyonu üzerine uyumsuz olarak geldiği belirtilirken, Hacıoğlu (1983) bu kayaçların başlangıçta sığ denizel şartlarda, Geç Kretase sonuna doğru ise derin denizel ortam şartlarında oluştuğunu savunmaktadır.

Geç Kretase döneminde Kuzeydoğu Türkiye’de oluşan birimler litolojik olarak kuzeyden güneye doğru farklılıklar göstermektedir. Bu dönemde bölgenin kuzeyinde magmatizma etkin iken güneyde türbiditik karakterli tortul birimlerin oluşumu devam etmiştir. Buna karşın bölgenin kuzeyinde gelişen aktif volkanizma sonucu asitik ve bazik karakterli volkanik kayaçların ardalanmasının oluşturduğu kalın bir volkano-tortul istif oluşmuştur. Bu volkano-tortul istif Güven (1993) ve Güven vd. (1998) tarafından dört farklı formasyona ayrılarak tabandan tavana doğru Çatak, Kızılkaya, Çağlayan ve Tirebolu formasyonları şeklinde adlandırılmıştır.

İlk kez Güven (1993) tarafından adlandırılan Çatak Formasyonu başlıca andezit, bazalt ve piroklastları ile kumtaşı, silttaşı, marn, şeyl ve kırmızı-bordo renkli killi kireçtaşı seviyelerinin ardalanmasından oluşmaktadır. Birim içindeki volkanik seviyeler kırıklı, çatlaklı ve boşluklu olup ileri derecede ayrılmış ve kloritleşmiştir. Kumtaşı,

marn ve şeyllerden oluşan tortul seviyeler kurşuni renkli ve ince katmanlıdır. Güven (1993) tarafından Turoniyen-Santoniyen yaşı verilen birim Berdiga Formasyonu üzerine gelmekte ve Kızılkaya Formasyonu tarafından da uyumlu olarak örtülmektedir.

Kızılkaya Formasyonu da ilk defa Güven (1993) tarafından adlandırılmış olup gri beyaz, grimsi sarı renkli dasit, riyodasit ve bunların piroklastlarından oluşmaktadır. Çatak Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen dasitlerde prizmatik kolon yapıları karakteristik olup kalınlığı 200–500 m arasında değişmektedir (Güven vd., 1998). Bu çalışmada birimin alt sınırının Turoniyen-Santoniyen yaşlı Çatak Formasyonu ile, üst sınırının ise Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı Çağlayan Formasyonu ile uyumlu olduğu belirtilmektedir.

Arsin'in (Trabzon) güneyinde ve Çağlayan köyü (Trabzon) çevresinde yüzeyleme veren bazik karakterli volkanik kayalar ve tortul ara seviyelerden oluşan birim Güven (1993) tarafından Çağlayan Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim genel olarak kumtaşı, kırmızı renkli mikritik kireçtaşı, marn killi kireçtaşı ara seviyeleri içeren bazalt, andezit ve piroklastlarından oluşan volkano tortul istif sunmaktadır. Güven (1993) Kızılkaya Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen birim içindeki kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşları içinde saptadığı fosil bulgularına dayanarak bu birimin yaşını Kampaniyen-Maastrichtiyen olarak belirlemiştir.

Çağlayan Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Tirebolu Formasyonu riyolit, riyodasit, tuf ve piroklastları ile bu asitik kayalar arasında merccekler şeklinde yer alan gri ve kırmızı renkli, pelajik kireçtaşlarıyla kumtaşı, kilaşı ve siltaşlarından oluşmaktadır (Güven, 1993). Tirebolu Formasyonu taban seviyelerde riyolitik ve dasitik volkanikler ile başlamakta ve üste doğru piroklastik kayalar şeklinde devam etmektedir. Tortul ara seviyeler daha çok bu piroklastik kayalar içinde bulunmaktadır.

Tirebolu Formasyonu üzerine beyaz, açık gri, sarımsı renkli kireçtaşı, killi kumlu kireçtaşı ve marn ardalanmasından oluşan, türbiditik karakterli kireçtaşlarının hakim olduğu Kampaniyen-Daniyen yaşlı Tonya Formasyonu (Korkmaz, 1993) gelmektedir. Tonya Formasyonu üzerine Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu gelmektedir (Güven, 1993). Taban seviyelerde genellikle kırıntılı çökeller sunan birim, üste doğru

volkanik kayaçların egemen olduğu volkano-tortul istif sunmaktadır. Tonya Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla gelen ve taban konglomerasıyla başlayan Kabaköy Formasyonu kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve marn arakatmanlı bazalt, andezit ve piroklastlarından oluşmaktadır. Kabaköy Formasyonu üzerine ise Pliyosen yaşlı gri, koyu gri renkli, tamamen bazaltik kayaçlardan, tuf ve aglomeralardan oluşan Karadağ Formasyonu uyumsuz olarak gelir (Bulguroğlu, 1991).

Neotetis okyanusal kabuğunun kuzeye doğru dalması sonucu oluşan farklı yaşlardaki granitik intrüzyonlar Kaçkar Batoliti'nin apofizleri olarak kabul edilmektedir. (Karlı vd., 2010; Karlı vd., 2011). Bu intrüzyonlardan rapor edilen yaşlandırmalar Geç Jura'dan Erken Eosen'e kadar değişmektedir (Okay ve Tüysüz, 1999; Boztuğ vd., 2004; Karlı vd., 2010). Bu çalışmalara göre bu granitik kayaçlar granit, granodiyorit, kuvars monzonit, tonalit ve siyenit bileşimleri sunmaktadır. Bütün bu kayaç türlerinin hem Alt Kretase yaşlı platform karbonatları ile, hem de Üst Kretase yaşlı volkano tortul kayaçlarla dokanakları mevcuttur. Bölgede bu dokanaklar boyunca gelişen çok sayıda skarn tip yataklar bulunmaktadır (Demir vd., 2017) (Fig. 1a). Dokuz vd. (2010)'a göre Şenköy Formasyonu içine sokulum yapan Geç Jura yaşlı granitik intrüzyonlar paleotetis okyanusunun kapanmasının ürünü iken, Erken Senezoik yaşlı adakitik intrüzyonlar daha sonrasında gelişen çarpışmanın ürünüdürler. Eosen granitoidleri ise doğu sakarya zonundaki yitim ile ilişkilidirler (Ustaömer ve Robertson, 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Karlı vd., 2007; Aydın vd., 2008).

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Materyal ve Yöntemler

Dağbaşı skarn cevherlerinin jeolojik, mineralojik, jeokimyasal ve kökensel özelliklerini araştırmaya yönelik bu çalışma literatür taraması, arazi çalışmaları, laborauvar çalışmaları, sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçümlerinin yapılması, tüm kayaç, ana-iz ve NTE analizleri ile mineral kimyası ve duraylı izotop analizlerinin yaptırılması şeklinde gerçekleştirilmiş olup, her bir aşamada yapılan işlemler aşağıda açıklanmıştır.

2.2. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmalarının ilk aşamasında skarnın içinde bulunduğu birimlerin jeolojik, mineralojik özellikleri, yan kayaç ilişkileri ve yayılımları önceki çalışmalar dikkate alınarak incelenmiştir. Daha sonra belirlenen her bir skarnın mineralojik ve dokusal özellikleri, yan kayaç ilişkileri ve skarn tipleri incelenmiştir. Bu aşamada yan kayaçlardan cevherli zona doğru ince kesit hazırlamak üzere sistematik örnekler alınmıştır. İkinci aşamada ise belirlenen skarn lokasyonlarından cevherin mineralojik ve dokusal özelliklerini belirlemeye yönelik parlak kesit ve ince kesit numuneleri alınmıştır. Bu aşamada ayrıca sıvı kapanım çalışmalarında kullanmak üzere ışığı geçiren (kuvars, kalsit, garnet, sfalerit ve epidot) mineralleri içeren örnekler alınmıştır. Bunun yanında skarn zonlarında yan kayaç olan granit ve kireçtaşlarından örnekleme yapılmıştır. Bu aşamada ayrıca izotop çalışmalarında kullanmak üzere, farklı lokasyonlardan $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotopları için skarn zonu boyunca kalsit ve kireçtaşı örnekleri, $\delta^{18}\text{O}$ ve D izotop analizleri için ise garnet, epidot, kuvars, piroksen ve tremolit-aktinolit örnekleri alınmıştır. Bunun yanında skarnın granitoyit ve karbonat dokanakları boyunca gösterdiği mineralojik değişimleri incelemek üzere ince kesit ve tüm kayaç analizleri yaptırmak üzere granitoyide ve karbonatlara doğru sistematik örnekler alınmıştır. Skarn dokanakları boyunca volkanik kayaçlardan da örnekleme yapılmıştır.

2.3. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları örnek hazırlama ve hazırlanan örneklerin incelenmesi, çeşitli özelliklerinin ölçülmesi şeklinde iki farklı aşamada gerçekleştirilmiştir. Örneklerin hazırlanması aşamasında ince kesitler, parlak kesitler, parlatılmış ince kesitler ve sıvı kapanım kesitleri hazırlanmış, izotop analizi için çeşitli mineraller seçilmiş, tüm kayaç ve izotop analizi için gerekli örnekler öğütülmüştür.

Bu aşamada skarnların mineralojik ve dokusal özelliklerini belirlemek üzere her bir lokasyondan parlak kesitler hazırlanmıştır. Parlak kesitlerin yeterince sağlam olanları 2 x 2 cm boyutlarında ve 1 cm kalınlığında kesilerek, sağlam olmayanları ise 2.54 cm çaplı kalıplarda epoksi içinde kalıba dökmek suretiyle hazırlanmış ve kademeli aşındırıcı tozlar kullanılarak parlatılmıştır. Çalışma kapsamında bütün lokasyonlardan toplam 82 adet parlak kesit hazırlanmıştır. Skarn zonları boyunca yan kayaçlardan alınan örneklerden toplam 122 adet ince kesitler hazırlanmıştır.

Sıvı kapanım ölçümlerinde kullanmak üzere her bir skarn zonundan alınan örneklerden toplam 48 adet sıvı kapanım kesiti hazırlanmıştır. Işığı geçiren minerallerden (kuvars, kalsit, epidot, sfalerit ve garnet) hazırlanan yaklaşık 200 µm kalınlığındaki sıvı kapanım kesitlerinin her iki yüzeyi de parlak kesitlerde olduğu gibi kademeli aşındırıcılar kullanılarak parlatılmıştır.

$\delta^{18}\text{O}$ ve D izotop analizleri yaptırmak üzere toplam 26 adet plajioliklas, garnet, piroksen, epidot, kuvars ve tremolit-aktinolit mineralleri seçilmiştir. Bu işlem sırasında örnek öncelikle çeneli kırıcıda tane boyu 2 mm'nin altına inecek şekilde kırılmış, ardından minerallerin en iyi serbestleştiği boyut olan 180–240 mesh aralığı elek setinde ayrılmıştır. Olympus SZ61 marka stereo mikroskop altında her bir mineral türünden 2 gr seçilmiştir. Seçilen minerallerden kalsit dışındakiler %1 HCl kullanılarak karbonat temizlemesi yapılmıştır. Bütün örnekler saf suda yıkama ve kurutma işleminden sonra analizi yapılmak üzere ilgili laboratuvara gönderilmiştir.

Skarn zonları boyunca kireçtaşları, granitler ve volkanik kayaçlardan ana-iz element analizleri için toplam 57 adet örnek seçilmiş ve bu örnekler halkalı öğütücüde

öğütölmek suretiyle ilgili laboratuvara gönderilmiştir. Benzer şekilde $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri için kireçtaşlarından ve skarn zonları boyunca kalsit minerallerinde alınan örneklerden toplam 22 adet numune öğütölmüş, Cornell Stable Isotope Laboratory (COIL) Amerika Birleşik Devletleri'ne gönderilerek analizleri yaptırılmıştır.

Hazırlanan parlak ve ince kesitler Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölüm laboratuvarında alttan ve üstten aydınlatmalı araştırma mikroskobunda incelenmiştir. Sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçümleri aynı bölüm laboratuvarında bizzat ölçölmüştür. Cevher ve çeşitli skarn minerallerinin kimyasal bileşimleri Ludwig Maximilas Üniversitesi Mineraloji ve Petroloji Enstitüsü'nde (Münih-Almanya) CAMECA-SX100 marka elektron mikroprob aleti kullanılarak bizzat yapılmıştır. Ölçömlere ait analitik yöntemler ve standartlar aşağıda verilmiştir.

2.4. Büro Çalışmaları

Büro çalışmaları kapsamında arazide hazırlanan jeolojik haritalar ve stratigrafik kolon kesitler bilgisayar ortamında detaylandırılarak çizilmiştir. İncelenen ince ve parlak kesitlerden elde edilen bulgular arazi gözlemleri ile deneştirilmek suretiyle mineralojik özellikler detaylandırılmıştır. Sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçümleri, Raman spektrometrisi ölçümleri, mineral kimyası analizleri, ana- iz ve NTE analizleriyle duraylı izotop analizlerinden elde edilen bulgular çeşitli bilgisayar programları kullanılarak değeriendirildikten sonra bu verilere ait çeşitli grafik ve tablolar hazırlanmıştır. Daha sonra arazi, laboratuvar ve analiz sonuçlarından elde edilen bulgular literatür çalışmaları ile deneştirilerek rapor yazımı gerçekleştirilmiştir.

2.5. Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Ölçümleri

Sıvı kapanım ölçümleri için İpekçili, Köprüüstü, Kükürtlü ve Dere Mahalle lokasyonlarından garnet, epidot, kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerini içeren toplam 48 adet sıvı kapanım kesiti hazırlanmıştır. Bu kesitlerden 6 tanesinde ölçöme uygun kapanım gözlenemediğinden, ölçömler diğeri 42 kesit üzerinde gerçekleştirilmiştir. Ölçömler Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm

Laboratuvarı'nda Olympus BX51 marka polarizan mikroskoba monte edilmiş Linkam THMG-600 sistemi ile yapılmıştır. -196 ile 600 °C arasında ısıtma-soğutma yapılabilen sistemde sıcaklık değişimleri Linksys-32 DV yazılım programı kullanılarak 0.1 °C hassasiyetle yapılabilmektedir. Sistemin kalibrasyonu pozitif değerler için saf H₂O içeren sıvı kapaının kritik sıcaklık değeri (374.1 °C) ve negatif değerler için ise saf CO₂ içeren sıvı kapaının ergime sıcaklığı (-56.6 °C) dikkate alınarak yapılmıştır.

2.6. Mineral Kimyası Analizleri

Mineral kimyası analizleri kapsamında çeşitli oksit, silikat ve sülfür minerallerinin ölçümü yapılmıştır. Ölçümlerde Ludwig Maximilian Üniversitesi Mineraloji ve Petroloji Enstitüsü'nde CAMECA-SX100 marka elektron mikroprob aleti kullanılmıştır.

Silikatlarda yapılan ölçümler 15 kV ve 20 nA şartlarında gerçekleştirilmiş ve ölçümlerde elektron ışınının çapı 1µm olarak seçilmiştir. Sayma zamanı Al, Ni ve Ca elementleri için 30 sn, Ti için 20 sn, diğer bütün elementler için 10 sn olarak belirlenmiştir. Kalibrasyon için doğal ve sentetik standartlar kullanılmıştır. Ölçülen elementlerin oksit bazındaki ölçüm alt sınırı (ağ. % olarak) Si, Al, K, Ti, Ca ve Na için 0.01, Mg için 0.02, Cr için 0.03, Fe ve Ni için 0.04 ve Mn için 0.06 olarak belirlenmiştir.

Sülfürlerde yapılan analizler 20 kV ve 20 nA şartlarında gerçekleştirilmiş ve ölçümlerde elektron ışınının çapı 1µm olarak seçilmiştir. Sayma zamanı, analizi yapılan her element için farklılık göstermektedir. Buna göre sayma zamanı S ve Fe için 10; Zn, Cu ve Pb için 20; Mn, Co, Ni, As, Sn, Te, Sb ve Bi için 30; Ag, Cd ve Au için 60 saniye olarak belirlenmiştir. Analizlerde S, Fe, Cu, Zn, Co, N ve Mn için K α , Ag, Cd, As, Sn, Te, Au ve Sb için L α , Bi, Pb ve Hg için M α X-ışınları çizgisi kullanılmıştır.

2.7. Duraylı İzotop (O, H ve C) Analizleri

Skarn oluşumunda rol oynayan akışkanların kökenlerini belirlemek ve skarn oluşum sürecini aydınlatmak amacıyla $\delta^{18}\text{O}$, δD ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop analizleri yaptırılmıştır.

Bunlardan $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri granitoidin merkezine ait kuvars (2 adet) ve plajiolit (1 adet) ile skarn zonuna ait kuvars (5 adet), garnet (4 adet), piroksen (3 adet), tremolit (2 adet), epidot (4 adet) minerallerinden, δD izotop analizi ise skarn zonlarına ait epidot (4 adet), tremolit-aktinolit (2 adet) minerallerinden yaptırılmıştır. $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop analizleri Scottish University Environmental Research Centre (SUERC)'da (İskoçya) yaptırılmıştır. Standart olarak V-SMOW standartlarının kullanıldığı analizlerde ölçüm hassasiyet sınırı 0.1 ‰ olarak belirtilmektedir.

Skarn zonuna ait kalsit ve kireçtaşı örneklerinden ise $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop analizleri Cornell Stable Isotope Laboratory (COIL) (Newyork-Amerika Birleşik Devletleri)'nde yaptırılmıştır. $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizlerinde standart olarak V-SMOW, $\delta^{13}\text{C}$ izotop analizlerinde ise V-PDB standartları kullanılmıştır. Skarn zonu kristalize kireçtaşları ve kalsitlerinden toplam 22 adet örnek ölçülmüştür. Bu laboratuvarda yapılan analizlerde $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ analizleri 0.2 ‰ hassasiyetle ölçülmüştür.

3. BULGULAR

3.1. İnceleme Alanı Çevresinin Stratigrafisi

Volkanik ve plütonik kayaçların egemen olduğu, yaklaşık 60 km²'lik bir alanı kapsayan çalışma alanında yüzeyleyen birimler Jura'dan Kuvaterner'e kadar değişen geniş bir zaman aralığında oluşmuşlardır. Bu birimlerin stratigrafik dizilimleri yaşlıdan gence doğru aşağıda sıralanmış ve ayrıca Şekil 2'de verilmiştir.

5. Yamaç molozu ve Alüvyon (Kuvaterner)
4. Uzuntepe Dasiti (Üst Kretase)
3. Dağbaşı Granitoyidi (Üst Kretase)
2. Berdiga Formasyonu (Malm-Alt Kretase)
1. Şenköy Formasyonu (Jura-Alt Kretase)

3.1.1. Şenköy Formasyonu

Doğu Karadeniz metalojenik kuşağı boyunca geniş alanlarda yayılım gösteren ve Dağbaşı granitoyidi etrafında yüzeyleme veren volkanik kayaçlar farklı araştırmacılar tarafından Alt Bazik Seri olarak adlandırılmıştır (Schultze-Westrum, 1961; Gedikoğlu vd., 1979; Aslaner, 1977, Şen, 1988; Kaygusuz, 1992; Aydınçakır, 2006). Bazı araştırmacılar tarafından aynı birim için Pontid Alt Bazik Karmaşığı ismi de kullanılmıştır. (Köprübaşı, 1992; Yalçınalp, 1992, Hasançebi, 1993). Ancak paleontolojik veriler ile Liyas yaşlı olduğu tespit edilen bu volkano-tortul kayaçlar için (Güven, 1993) bölge genelinde farklı adlamaların kullanıldığı gözlenmiştir. Bunlar Telmeyaylası Formasyonu (Yüksel, 1976); Hamurkesen Formasyonu (Ağar, 1977); Balkaynak Formasyonu (Kesgin, 1983); Zimonköy Formasyonu (Eren, 1983) ve Şenköy Formasyonu (Kandemir, 2004) şeklindedir. Bu çalışmada Kandemir (2004) tarafından önerilen ve tabandan tavana kadar birimin tüm fasiyeslerini gözlemlemek suretiyle verilen “Şenköy Formasyonu” adı tercih edilmiştir.

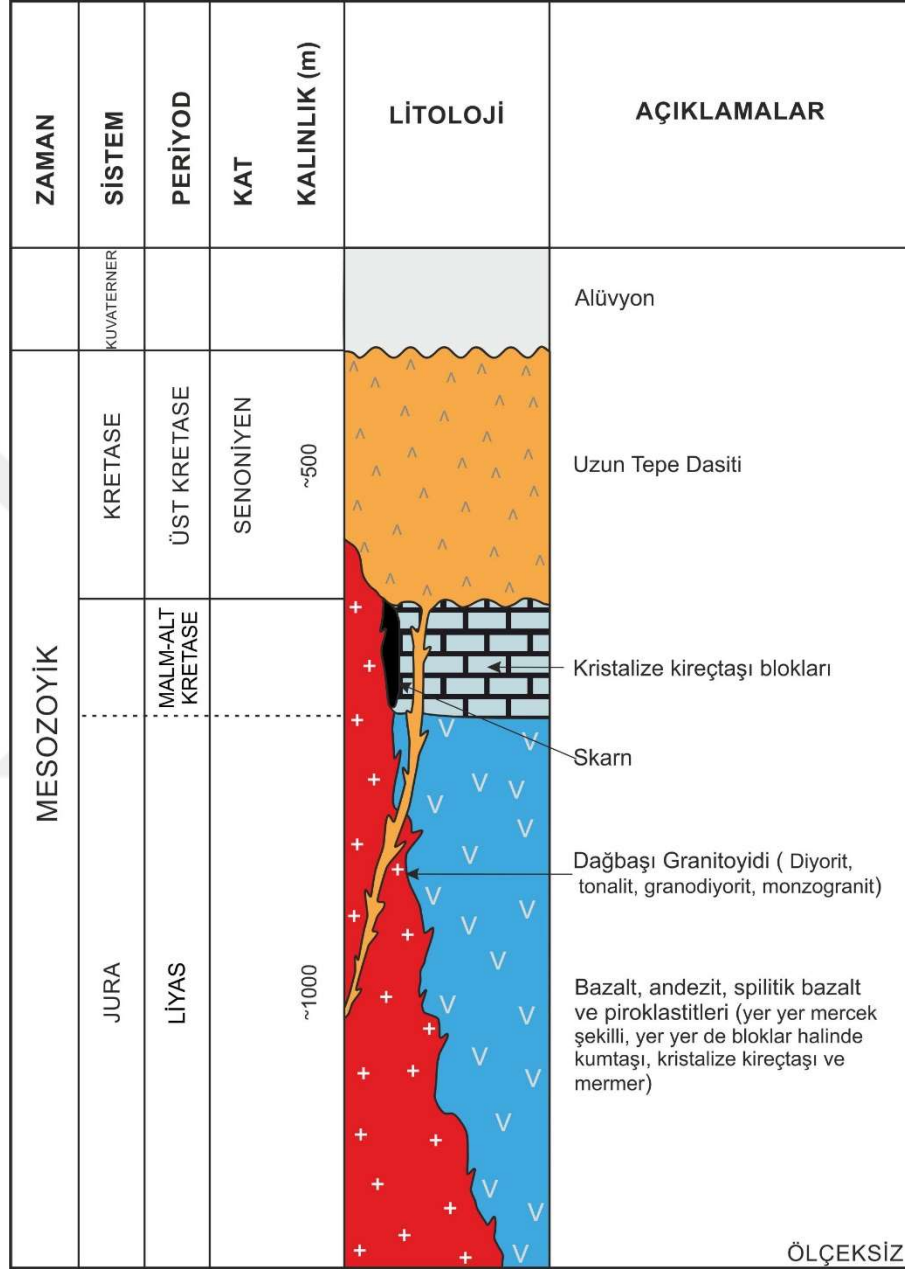
Şenköy Formasyonu'na ait kayaçlar çalışma alanı içerisindeki en yaşlı birim olup, andezit, bazalt ve piroklastlarından oluşmaktadır. Renkleri açık yeşilden koyu

yeşile, koyu griden siyaha doğru değişen birim bol çatlaklı ve boşluklu yapıda olup yer yer ayrışma göstermektedir. Birim, Köprüüstü, Verişli, Çiftepınar, İpekçili, Kalaycıoğlu, Karşlı, Çınarlı, Yüceyurt, Çakırinsirt, Cırnot, Bezoğlu ve Orta mahalle ile Güney Tepe, Dağ Tepe ve Kışyatak mezrası çevresini kapsayan oldukça geniş bir alanda yüzeyleme vermektedir (Şekil 3). Birimin özellikle üst seviyelerinde, kalınlığı 30-40 m'yi, devamlılığı ise 500 m'yi bulan kristalize kireçtaşı mercek ve blokları bulunmaktadır. Bu birim Dağbaşı granitoyidi ve iri kuvarslı dasit daykları tarafından kesilmektedir.

Birimin granitoyit ile olan dokanakları boyunca metamorfizma etkileri görülmektedir. Granitoyide yakın dokanaklar boyunca yer yer epidotlaşma, kloritleşme, silisleşme ve kalsitleşme gelişmiştir. Ayrıca birim ile dasit daykları dokanakları boyunca piritleşmeler gözlenmiştir. Çalışma alanı içerisinde birimin taban seviyesi görülmediğinden gerçek kalınlığı ölçülememiştir. Aydınçakır (2006) tarafından birimin kalınlığı 1000 m'nin üzerinde olarak verilmektedir. Aynı çalışmada bazalt bileşimindeki kayalarda gözlenen yastık lav yapıları dikkate alınarak bu birimin denizaltı volkanizmasının ürünü olduğu vurgulanmaktadır. Andezit-bazalt ve piroklastları ile kristalize kireçtaşlarında yapılan mikroskobik inceleme sonuçları aşağıda verilmiştir.

Andezitlerden derlenen örneklerin petrografik incelenmesinde breşik, camsı, mikrolitik, mikrolitik porfirik (Şekil 4a) dokular gözlenmiştir. Andezitler plajiolas, amfibol, biyotit, ojit, kuvars, opak mineraller ve hamurdan oluşmaktadır. Plajiolaslar oligoklas bileşiminde olup anortit içerikleri %21–29 arasında değişmektedir. Bu minerallerde karbonatlaşma ve serizitleşme yaygın olarak gözlenmektedir. Öz ve yarı öz şekilli prizmatik kristaller şeklinde gözlenen amfibollerin sönme açıları 13–18° arasında değişmektedir. Hamur içerisinde küçük prizmatik kristaller şeklinde gözlenen amfiboller yer yer kloritleşme ve kalsitleşme göstermektedir. Biyotit ve ojit diğer minerallere kıyasla çok daha az miktardadır. Bu minerallerde de kloritleşme ve kalsitleşme yaygın olarak gözlenmiştir. Kuvars mineraline kesitlerde hem birincil hem de ikincil olarak rastlanmıştır. Birincil olanlar oldukça ince taneli, kesit geneline saçınımlı şekilde yayılmış ve oran olarak %5'i geçmeyecek kadardır. İkincil kuvarslar ise genellikle kırık hatları boyunca veya belirli alanlarda kümelenme şeklinde

gözlenmiştir. Opak mineraller hem kırıklar boyunca hem de kümelenmiş kuvarsların etrafında yoğunlaşmaktadır.



Şekil 2. İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti (Aydınçakır, 2006'dan değiştirilerek).

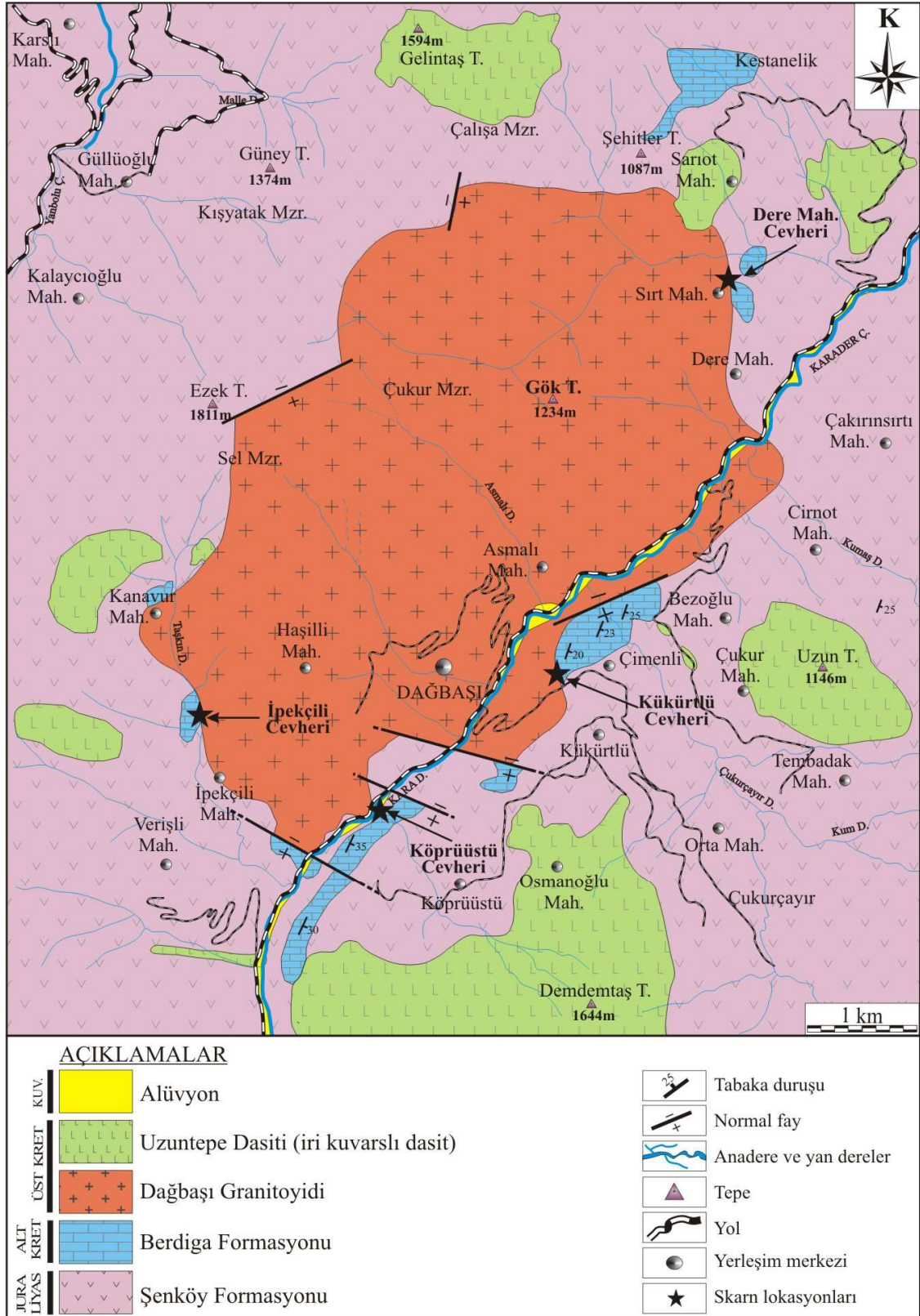
Bazaltlar ve spilitik bazaltlar Kükürtlü, Köprüüstü ve Dere mahalleleri ile Tep ve Çalışa mezraları çevresinde gözlenmiştir. Gri ve yeşilin değişik tonlarında gözlenen bazaltları arazide renk tonuna bakarak andezitlerden ayırmak oldukça güçtür. Buna göre bazalt andezit ayırmaması ince kesitlere göre yapılmıştır. İnce kesitlerde plajioklaslar

çoğunlukla ince taneli kristaller şeklinde iken bazı kesitlerde ince taneli kristallerin arasına yayılmış daha iri taneli kristaller şeklindedir. Plajioklasların anortit içeriği An_{52-58} arasında ölçüldüğünden türleri labrador olarak tanımlanmıştır. Serizitleşme ve kalsitleşme (Şekil 4b) en yaygın alterasyon türleridir. Bunun dışında klinopiroksenlerden ojit, amfibollerden hornblend ve opak minerallerin gözlendiği örneklerde klorit, kalsit, serizit ve epidot ikincil minerallerdir.

Spilitik bazaltlar ise el örneklerinde yeşilimsi siyah ve açık yeşil renk tonlarında gözlenmiştir. Genellikle mikrolitler şeklinde olan plajioklaslar seyrek olarak iri kristaller şeklindedir. Plajioklaslar labrador (An_{54}) bileşiminde olup serizitleşme ve kalsitleşme gözlenmektedir. Yarı öz şekilli piroksen mikrolitleri kloritleşmiş ve epidotlaşmıştır. Daha az oranda opak mineral saçınımları içermektedir. İkincil mineraller olarak epidot, klorit, serizit ve kalsit bulunmaktadır. Gaz boşluklu olan spilitik bazaltların elips şeklindeki boşluklarında klorit, kalsit ve kuvars dolguları bulunmaktadır (Şekil 4c, d). Bazalt ve spilitik bazaltların petrografik incelemesinde mikrolitik, entersertal, amigloidal ve boşluklu dokular belirlenmiştir.

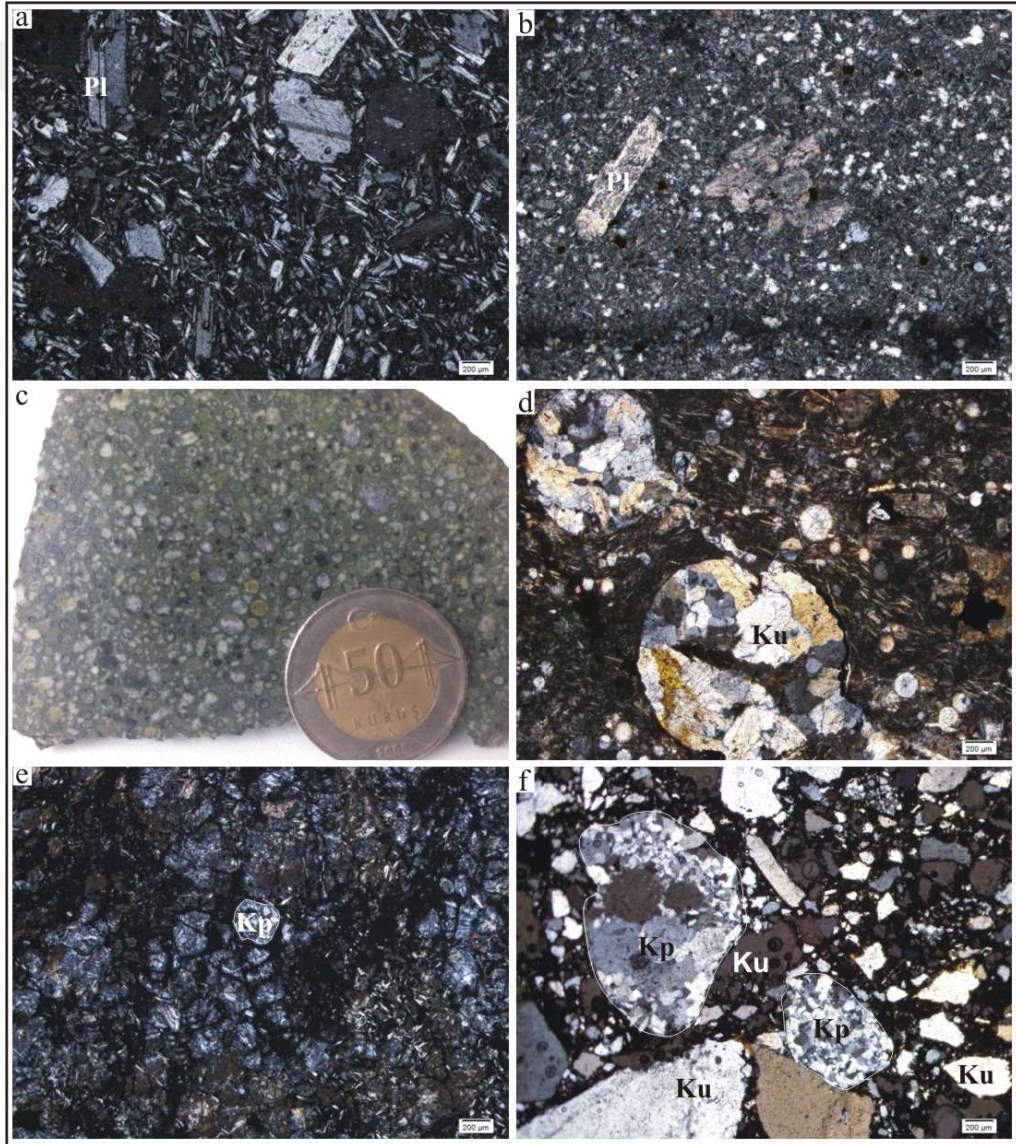
Tüf ve volkanik breşlerden oluşan piroklastik kayalar Şenköy Formasyonu'na ait volkanitler içerisinde tortul seviyeler şeklinde gözlenmekte olup Çimenli, Akrot ve Ustaoglu mahalleleri çevresinde yüzeylenir. Tüfler çok ince daneli minerallerden ve bağlayıcısı durumundaki külden oluşurken (Şekil 4e), breşler daha iri daneli mineral ve kayaç parçaları ile birlikte bağlayıcısı durumundaki külden oluşmaktadır (Şekil 4f). Tüflerde gözlenen mineraller plajioklas, kuvars, kalsit, opak mineraller, biyotit, amfibol ve klorit şeklindedir. Bu minerallerin bağlayıcısı ise kül boyutundaki daha küçük boyutlu malzemedir. Çeşitli mineral ve kayaç parçası içeriklerine göre tüfler kristal ve litik kristal tüf bileşimindedir.

Bu çalışmada andezit, bazalt ve piroklastlarından oluşan bu birimden alınan örneklerde, birime yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Koloğlu (1986), inceleme alanının kuzeyinde Homa deresi çevresinde yüzeyleyen aynı birim içindeki kireçtaşlarında ve mikritik çimentolu kumtaşlarında belirlediği *Tcinella sp*, *Codosina sp* ve *Ekinia* fosillerine dayanarak birime Jura-Alt Kretase yaşını vermiştir.



Şekil 3. Dağbaşı yöresinin jeoloji haritası (Aydınçakır, 2006'dan değiştirilerek) ve skarn cevherlerinin konumları.

Güven (1993) ise bu birim içindeki kırmızı bordo renkli kireçtaşlarında saptadığı *Involitina Liassica*, *Trocholina sp*, *Lenticulina sp*, *Spirillina sp*, *Vidalina Martana Farinacci*, *Lingulina sp*, *Lagenidea sp* fosil bulgularına göre birime Liyas yaşını vermiştir. Doğu Karadeniz'in kuzey zonunda yapılan benzer çalışmalarda da birimin yaşı Jura olarak verilmektedir (Schutze-Westrum, 1961; Türk Japon Ekibi, 1985; Boynukalın, 1990; Köprübaşı, 1992 ve Yalçınalp, 1992). Aydınçakır (2006) ise aynı sahadaki granitleri incelediği yüksek lisans çalışmasında, Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu tarafından üzerlenen volkanitlerin yaşını Jura-Alt Kretase olarak vermiştir.



Şekil 4. Şenköy Formasyonu'na ait andezitlerin mikrolitik porfirik dokusu (a), andezitlerde görülen serizitleşme (b), bazaltlar içerisindeki kalsit ve kuvars dolguları (c), kalsit ve kuvars dolgularının mikroskoptaki görünümü (d)ince daneli tüflerin mikroskop görüntüsü (e), breşlerin mikroskop görüntüsü (f).

3.1.2. Berdiga Formasyonu

Şenköy Formasyonu'na ait volkanik kayalar içerisinde, mercek ve bloklar şeklinde, kalınlıkları 300 m, devamlılıkları ise birkaç km'ye varan boyutlarda çok sayıda kireçtaşı seviyesi bulunmaktadır. Bu kireçtaşı seviyeleri Sırt, Çiftapınar, Kestanelik, Kükürtlü, Köprüüstü mahalleleri ile Sel mezarası çevresinde yüzeylemektedir (Şekil 3). Bunlardan Sırt ve Çiftapınar mahalleleri ile Sel mezarası çevresinde bulunankireçtaşları Alt Bazik Seriyeye ait volkanik kayalar içerisinde konumlarını kaybetmiş, boyutları 100 m'yi geçmeyen bloklar şeklinde iken Kestanelik, Kükürtlü ve Köprüüstü mahalleleri çevresinde kalınlıkları 100 m'yi, devamlılıkları ise km ölçeğini bulmaktadır. Kireçtaşlarının tabaka kalınlıkları birkaç cm'den 30 cm'ye kadar değişmektedir (Şekil 5a). Kireçtaşlarının renkleri koyu griden açık griye doğru değişim gösterirken, granitoid dokanağına yakın kesimlerde, mermerleşme gözlenen kireçtaşlarının renkleri daha açık tonlu olup açık gri beyaz arasında (Şekil 5b) değişen renklerde dir.

Kireçtaşlarından hazırlanan ince kesitlerin incelenmesi sonucu bu kayalar içerisinde karbonat kırıntıları, volkanik kayaç parçaları, kavkı parçaları, ince taneli kuvars, plajiyoklas mineralleri, saçınımlı opak mineraller gözlenmiştir (Şekil 5c). Bol kırıklı kireçtaşları içerisinde kırıklar boyunca kalsit ve aragonit oluşumları söz konusudur. Kil-silt boyutunda malzeme içeren kesitlerde belirgin bir laminalanma gözlenmiştir. Mikritik çimentolu kireçtaşları Folk'a (1962) göre biyomikrit, Dunham'a (1962) göre vaketaşı olarak adlandırılmıştır.

Granitoyit dokanağına yakın kireçtaşları ise kısmen veya tamamen mermerleşmişlerdir. Kısmen mermerleşen kireçtaşlarında ilksel doku ve bantlaşmalar tanınabilirken (Şekil 5d) tamamen mermerleşen kireçtaşlarında tanınamamaktadır (Şekil 5e). Dokanak boyunca rekrystalize kireçtaşları epidot, garnet ve bol miktarda opak mineraller içermektedir. Bunun yanında mermerler içerisinde kuvars ve silis damarları da gözlenmektedir. Granitoyit kireçtaşı dokanakları boyunca gözlenen skarnlaşmanın mineralojik özellikleri ilerleyen bölümlerde her bir lokasyon için ayrı ayrı verileceğinden skarn mineralojisine burada değinilmemiştir.

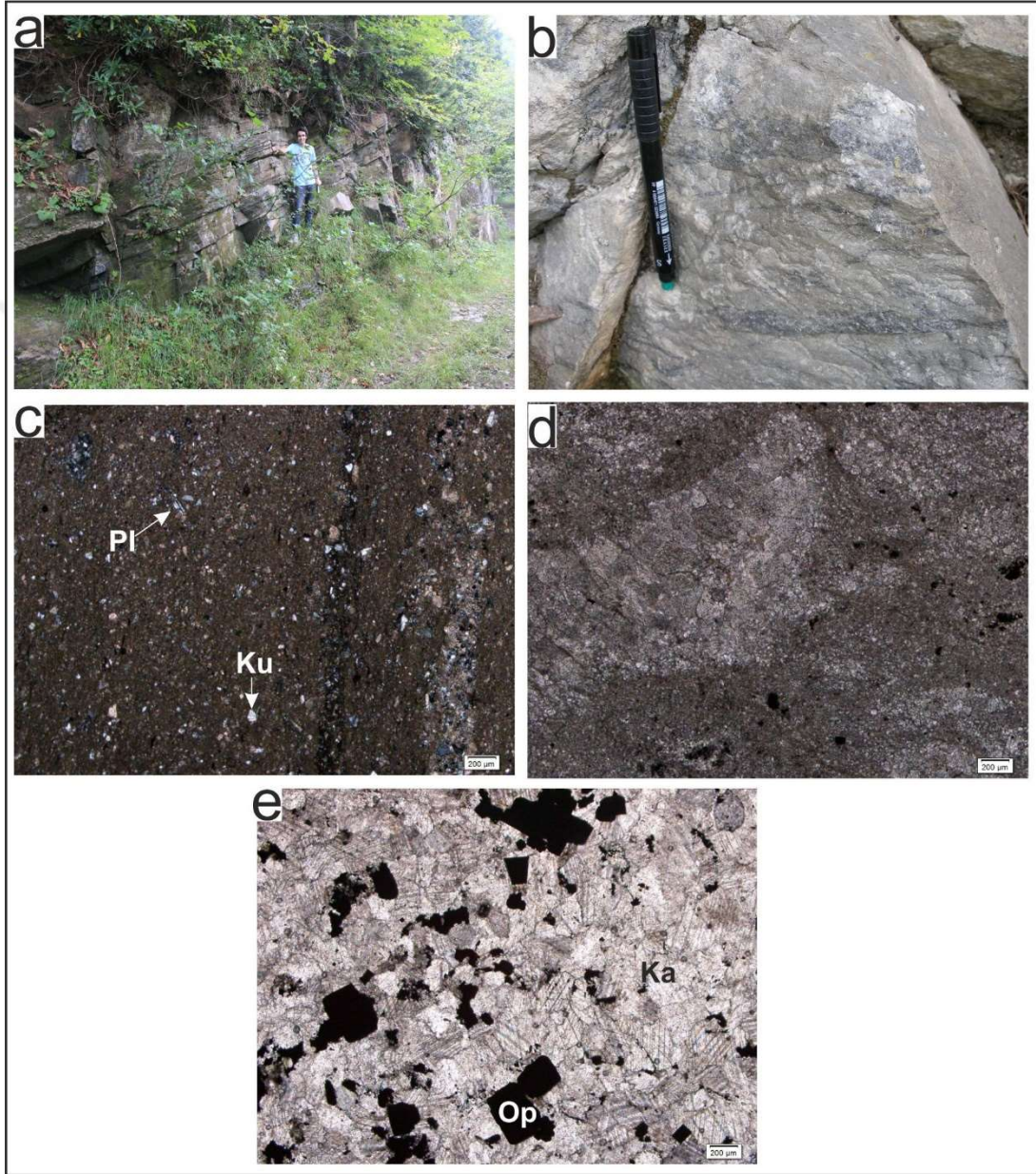
Bu çalışmada bu birim için yaşlandırma yapılabilecek düzeyde paleontolojik veri elde edilememiştir. Ancak çeşitli araştırmacılar tarafından Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen kireçtaşları için değişik zamanlarda yaşlandırma çalışmaları yapıldığı bilinmektedir. Koloğlu (1986) tarafından, çalışma alanının kuzeyinde, Kestanelik köyü çevresinde bulunan aynı birime paleontolojik bulgulara dayanarak Jura-Alt Kretase yaşı verilmiştir. Değişik araştırmacılar tarafından bölge genelinde yapılan çalışmalarda birimin yaşı Jura olarak verilmektedir (Schultze-Westrum, 1961; Gedikoğlu vd., 1979; Köprübaşı, 1992; Güven vd., 1993 ve Çamur vd., 1994). Lisansüstü tez kapsamında aynı sahada yapılan çeşitli çalışmalarda da Üst Jura-Alt Kretase (Şen, 1988) ve Jura-Alt Kretase (Kaygusuz, 1992; Hasançebi, 1993 ve Aydınçakır, 2006) yaşlarının kabul edildiği görülmektedir. Şenköy Formasyonu'na ait volkanik kayaçların bölge genelinde Üst Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu tarafından üzerlenmesi ve çok sayıda araştırmacının rapor etmiş olduğu yaş aralığı dikkate alınarak bu çalışmada da blok ve mercekler şeklindeki kireçtaşlarının yaşı Jura-Alt Kretase olarak kabul edilmiştir.

3.1.3. Dağbaşı Granitoyidi

Araklı ilçesinin 30 km Güneyinde bulunan Dağbaşı beldesi çevresinde, Karadere vadisinin her iki yamacı boyunca yaklaşık 25 km²'lik bir alanda yayılım gösteren granitoyidik kayaçlar ilk olarak Şen (1988) tarafından, Dağbaşı beldesine atfen Dağbaşı Granitoyidi olarak adlandırılmıştır. Granitoyit üzerine yapılan diğer çalışmalarda da aynı isim kullanıldığından (Kaygusuz, 1992; Hasançebi, 1993; Aydınçakır, 2006) bu çalışmada çalışma alanı içindeki granitik kayaçlar için “Dağbaşı Granitoyidi” ismi kullanılmıştır.

Karadere vadisinin her iki yamacı boyunca Asmalı, Haşilli, Sırt, Dere ve İpekçili mahalleleriyle Sel ve Çukur mezraları çevresinde yayılım gösteren Dağbaşı Granitoyidi açık griden pembeye doğru değişen renk tonlarında görülmekte ve genellikle sarp kayalıkları oluşturmaktadır. Dağbaşı granitoyidi andezit-bazalt ve proklastları ile bunlar içerisinde mercekler şeklinde bulunan kristalize kireçtaşlarını keserek sokulum yapmıştır. Granitoyidin merkezi kısımları, volkanik kayaçlar ile olan dokanaklarına kıyasla daha iri tanelidir (Şekil 6a, b). Her ne kadar bu çalışmada belirlenmemiş olsa da

Aydıncakır (2006) tarafından yapılan çalışmada Dağbaşı granitoyidi, modal mineralojik bileşimine göre 4 farklı zona ayrılmıştır. Buna göre granitoyid, merkezine doğru monzogranit, granodiyorit bileşiminde olup, kenar zonlara doğru ise tonalit ve diyorit bileşimindedir.



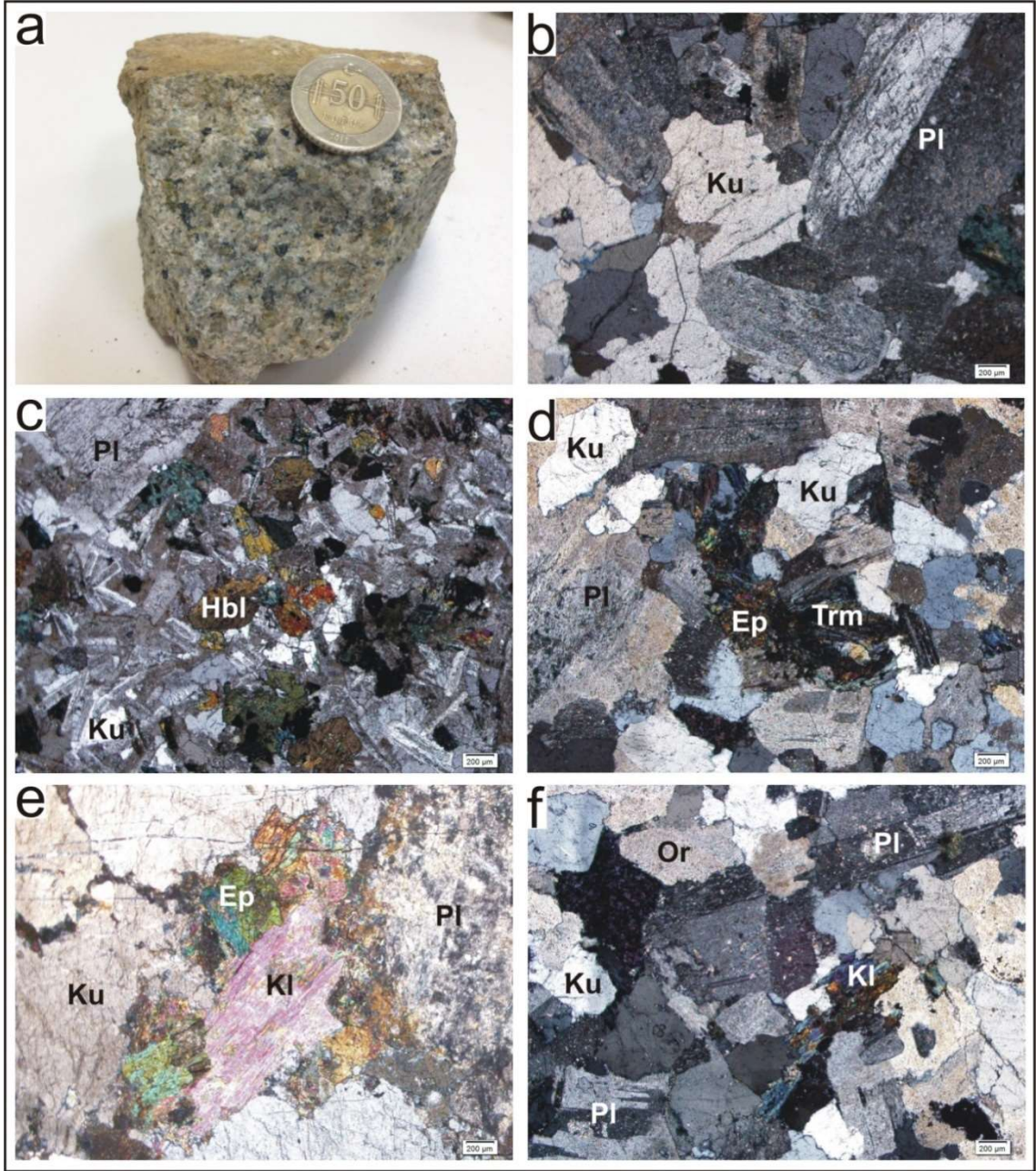
Şekil 5. Berdiga kireçtaşlarının arazideki görünümü (a), skarn zonu boyunca Berdiga kireçtaşlarında görülen mermerleşme (b), kireçtaşları içinde plajiyoklas ve kuvars mineralleri (c), kısmen metamorfize olmuş kireçtaşları (d), opak mineral içeren, tamamen mermerleşmiş kireçtaşları (e)

Makroskobik olarak kuvars, plajiyoklas, alkali feldispat, kuvars ve mafik mineraller gözlenmektedir. Mikroskobik incelemelere göre Dağbaşı granitoidinin

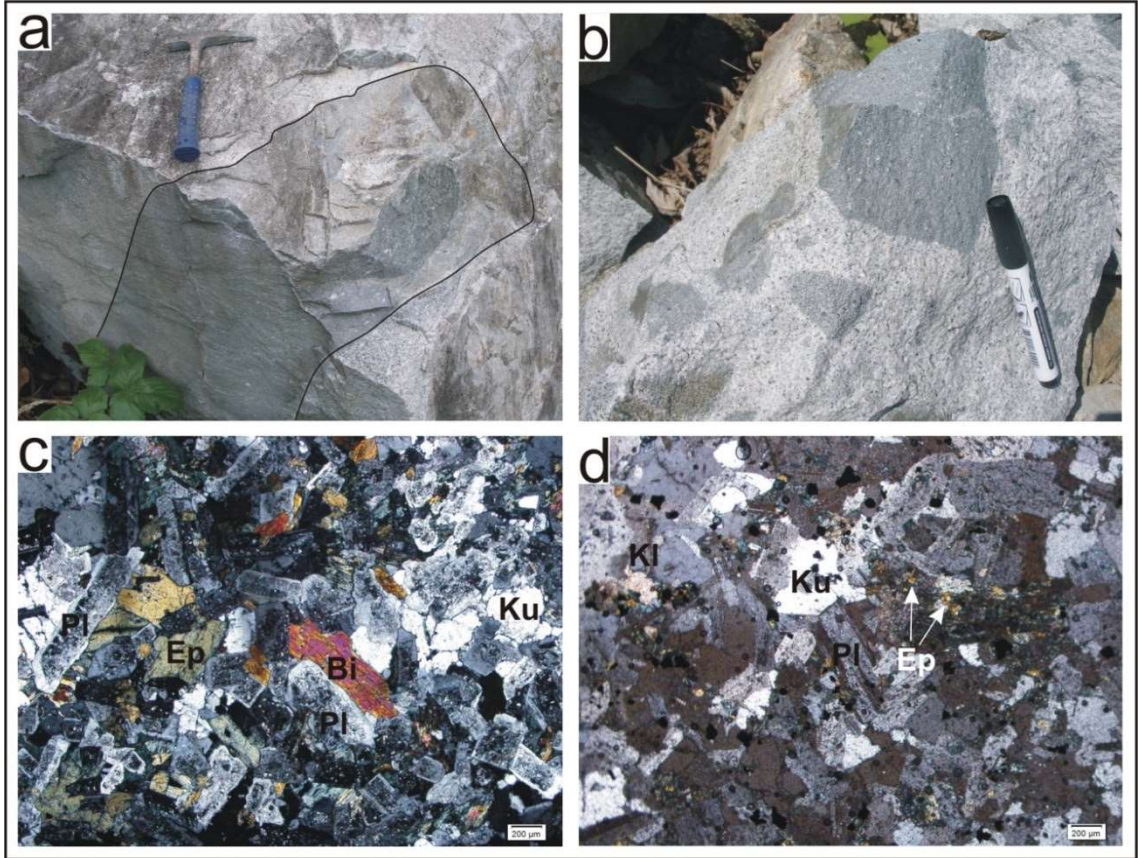
bileşimi granit, granodiyorit ve tonalit arasında değişmektedir. Hazırlanan ince kesitlerde, makro olarak da ayırt edilebilen kuvars, plajiyoklas ve alkali feldispatın yanında hornblend, biyotit, epidot, klorit, tremolit-aktinolit mineralleri gözlenmiştir (Şekil 6c-e). Plajiyoklasların anortit içerikleri An_{25-45} arasında değiştiğinden türleri oligoklas ve andezin olarak tanımlanmıştır. Yer yer ayrıışmış olan plajiyoklaslarda serizitleşmeler gözlenmiştir (Şekil 6f). Özşekilsiz kristaller şeklinde gözlenen kuvars mineralleri granitoidin merkezine yakın yerlerden alınan kesitlerde daha iri tanelidir. Kuvars minerallerinin bazılarında dalgalı sönme gözlenmiştir. Ortoklas ve mikroklinde oluşan alkali feldispatlar genellikle ayrıışmışlardır.

Dağbaşı Granitoidinin volkanik karmaşık ile olan dokanakları boyunca birkaç cm ile m boyutuna varan anklavlar içerdiği gözlenmiştir (Şekil 7a). Genellikle kenarları keskin, düzensiz sınırlı olan bu anklavların boyutları cm ölçeğinden metre ölçeğine kadar değişmektedir (Şekil 7b). Hazırlanan ince kesitlere gör anklavlar granitoyide kıyasla daha ince daneli olup mineralojik açıdan benzerlik sunmaktadır. Kuvars, plajiyoklas, alkali feldispat, hornblend, biyotit, epidot ve opak mineraller ince kesitlerde saptanan mineral birlikteliğini oluşturmaktadır (Şekil 7c, d).

Elips şekilli olarak KD-GB yönünde uzanım gösteren Dağbaşı Granitoidi yankayaçlarla keskin dokanaklara sahip olup bu dokanaklar boyunca bol miktarda yan kayaç parçaları içermektedir. Bu özellikler Dağbaşı plütonunun yankayaçlardan daha genç olduğunu göstermesi bakımından önemlidir. Tortul ara seviyeler içeren volkanik yan kayaçların Jura-Alt Kretase yaşlı olduğu farklı araştırmacıların bulgularına dayanılarak daha önceden açıklanmıştır. Bundan dolayı Dağbaşı plütonunun yerleşim yaşının Jura-Alt Kretase'den daha genç olduğu ortadadır. Ayrıca Kaygusuz ve Aydınçakır (2011) tarafından U-Pb SHRIMP yöntemiyle yapılan çalışmada plütonun yaşı 88.1–86.0 MY olarak belirlenmiş olup bu zaman aralığı da Geç Kretase dönemine karşılık gelmektedir.



Şekil 6. Dağbaşı Granitoidinin merkezi kısımlardaki iri kristalli görüntüsü (a), iri kristalli granitoidin mikroskop görüntüsü (b), granitoyit içinde klorit, epidot ve tremolit mineralleri (c, d), granitoyitler içerisindeki epidot ve klorit minerallerinin mikroskobik görünüm (e), plajiyoklaslarda serizitleşmeler (f).



Şekil 7. Dağbaşı granitoidnin kenar kesimlerinde gözlenen anklavların arazideki görünümü (a, b), anklavların mikroskop görüntüleri (c, d).

3.2. Dağbaşı Yöresinin Maden Jeolojisi ve Mineralojisi

Dağbaşı yöresindeki skarn tip cevherler Dağbaşı plütünü ile Şenköy Formasyonu içerisindeki Berdiga kireçtaşlarının dokanakları boyunca gelişmiştir. Bu cevherlerin bir kısmının eski devirlerde işletilmiş olduğu arazi çalışmaları sırasında gözlenen çok sayıda galeriden anlaşılmaktadır. Bu galerilerin bir kısmının girişleri kapalı iken bazılarının girişleri açık olmakla birlikte galeri içlerindeki çökmeler nedeniyle birkaç 10 m'den fazla ilerlenilememektedir. Köylülerden edinilen bilgilere göre yöredeki madencilik çalışmaları Cumhuriyet öncesi dönemden kalmış olup sonrasında skarn tip cevherlere yönelik herhangi bir madencilik faaliyetinin olmadığı anlaşılmaktadır. Yapılan arazi çalışmalarına göre bu çalışmanın konusunu oluşturan skarn tip cevherler İpekçili, Köprüüstü, Kükürtlü ve Dere mahallelerinde bulunmaktadır. Bu lokasyonların her birinin jeolojik ve mineralojik özellikleri aşağıda verilmiştir.

3.2.1. İpekçili Mahallesi Cevherleşmesi

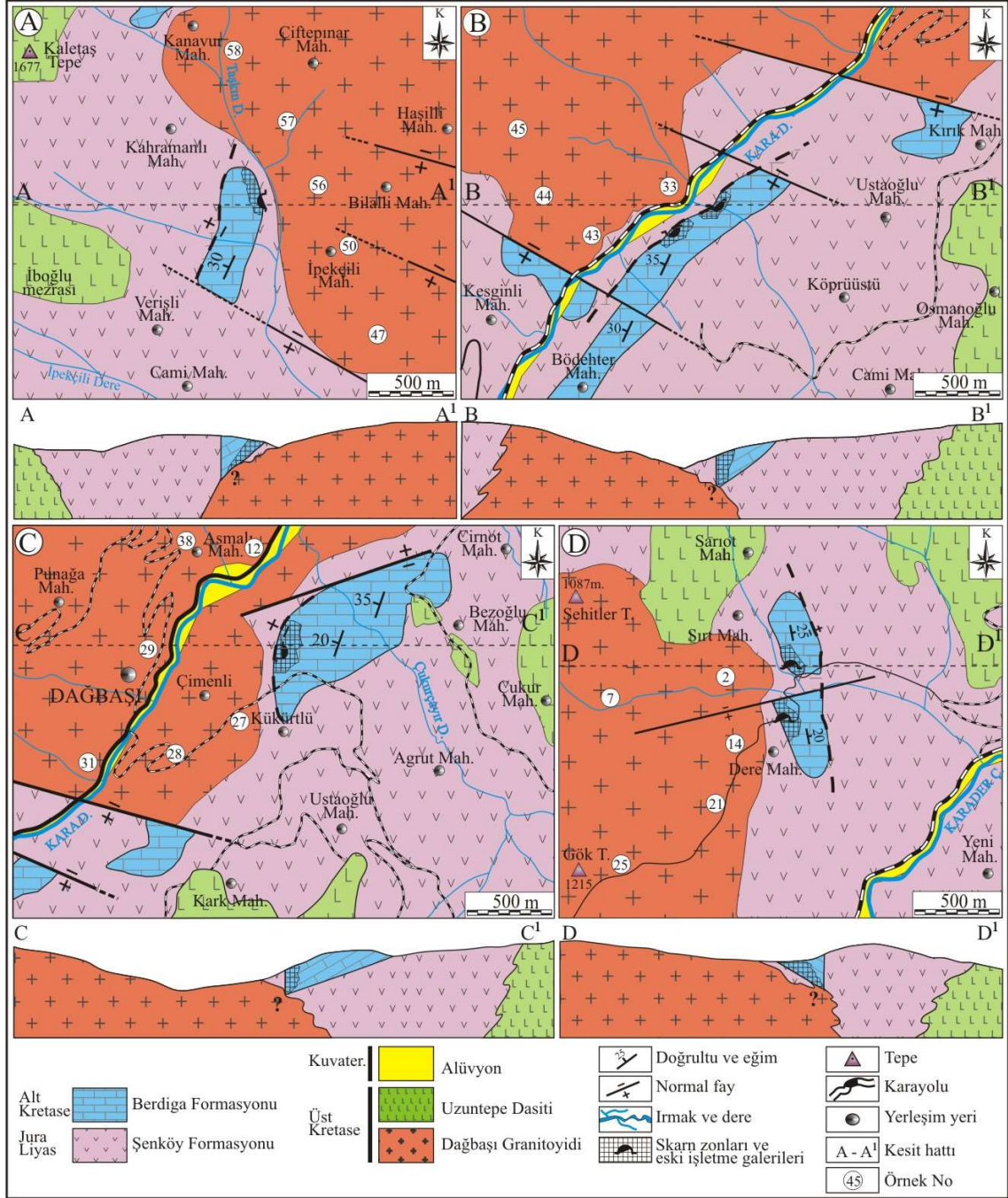
İpekçili ve Çiftepınar Mahalleleri arasında kalan Çoğulu dere boyunca izlenen cevherleşme kireçtaşlarının Doğu kenarı boyunca gelişmiştir. Şenköy Formasyonu içinde blok şeklinde bulunan kireçtaşlarının granitoyit ile dokanağı mostrada gözlenmemektedir. Ancak Dağbaşı granitoyinin volkanik kayalar içindeki kireçtaşlarına arazide 100– 150 m kadar yaklaştığı görülmektedir. Her ne kadar yüzeyde bir kireçtaşı-granit dokanağı bulunmasada, Dağbaşı granitoyidinin sokulumu sırasında kireçtaşları ile yüzeyin altında dokanak oluşturması kuvvetle muhtemeldir (Şekil 8).

Cevheri işletmek için açılmış olan galerinin koordinatları X:0574540D, Y:4508692K şeklindedir. Galerinin girişi tamamen kapalı olduğundan cevher örnekleme galeri çevresinden yapılmıştır. Saha gözlemlerine göre mevcut galerinin D-B doğrultusunda ilerlediği anlaşılmaktadır. Pasada yapılan gözlemlere göre manyetit, hematit ve pirotin çıplak gözle ayırt edilen cevher minerallerini oluşturmaktadır. Hasançebi (1993), sahada yaptığı çalışmada İpekçili skarnının pirit, pirotin, manyetit ve hematit minerallerini içerdiğini belirtmektedir.

Cevherleşme kireçtaşları içinde yığın ve merccekler şeklinde manyetit-hematit kütleleri şeklinde (Şekil 9a) ve pasada da boyutları 1 m'yi bulan manyetit hematitle birlikte pirotin içeren kütleler şeklindedir. Yer yer kireçtaşları içinde kırıklar boyunca uzanım gösteren, kalınlıkları 10 cm'yi geçmeyen manyetit hematit damarları da gözlenmiştir (Şekil 9b).

El örneklerinde manyetit ve hematit içeren numunelerin mikroskobik incelemesinde kesitin tamamında manyetit ve hematitin yoğunluk kazandığı gözlenmiştir. Bu minerallere yer yer piritler eşlik etmektedir (Şekil 9c). Piritler içinde manyetit kapanımlarının gözlenmesi piritin manyetitten sonra oluştuğunu göstermektedir (Şekil 9d). Pirotinlerin çevresinde kolloform yapıları gelişmiş (karakteristik kuşgözü yapısı), buna bağlı olarak da markazit oluşumu gerçekleşmiştir (Şekil 9e). Bunlardan pirotin minerali Dağbaşı yöresinde yalnızca bu lokasyonda bulunmaktadır. El örneklerinde ayırt edilemeyen ve çok az bulunan kalkopirit minerallerinin kırıkları boyunca ve bazen de çevresinde alterasyon ürünü kovelin-

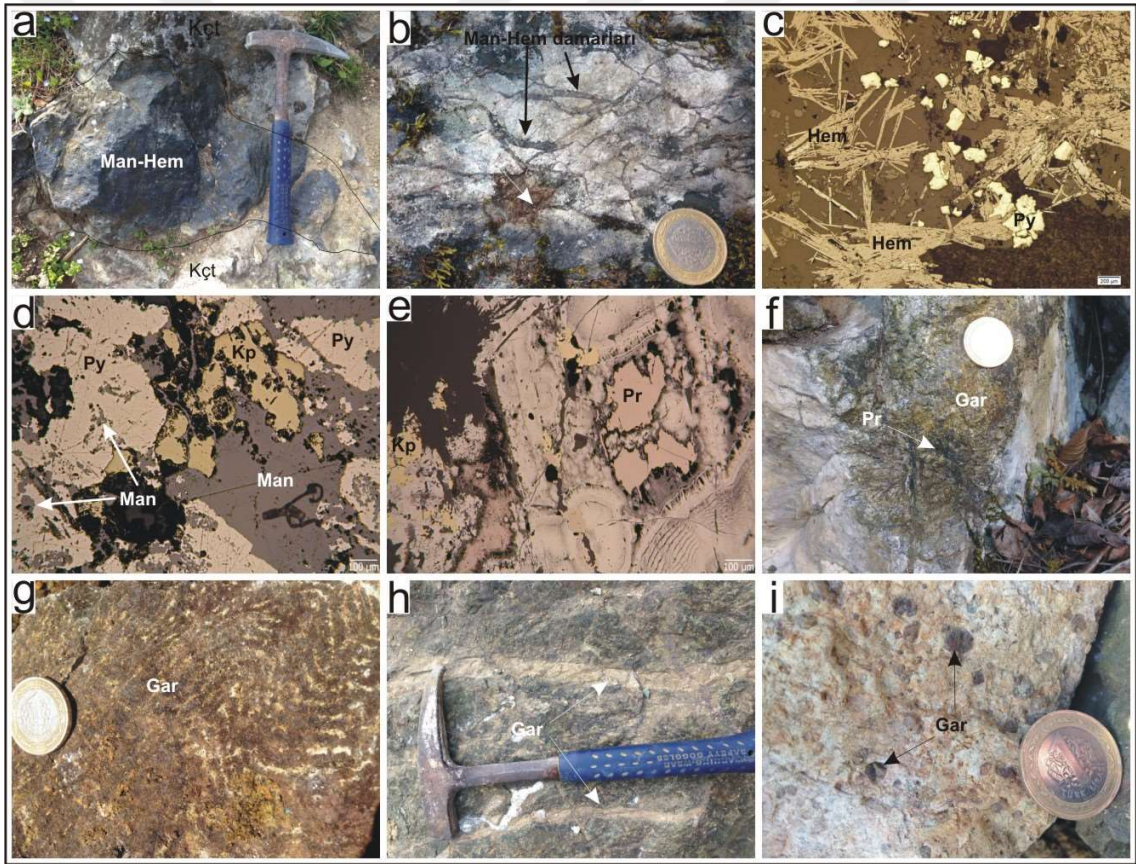
kalkozin ve dijenit bulunmaktadır. Piritlerin de çevresinde ikincil olarak yer yer götüt oluşumları gözlenmiştir.



Şekil 8. İpekçili (a), Köprüüstü (b), Kükürtlü (c) ve Dere Mahalle (d) skarnları çevresinin jeoloji haritaları ve jeolojik kesitleri (Aydınçakır, 2006 ve Demir, 2019'dan değiştirilerek).

İpekçili skarnında cevher ilerleyen (prograt) ve gerileyen (retrograt) olmak üzere iki farklı evrede gelişmiştir. İlerleyen evre ise gösterdiği dokusal özelliklere göre erken

ilerleyen ve geç ilerleyen evre olmak zere iki evreye ayrılmıştır. Buna göre erken ilerleyen evrede oluşan garnet ve piroksenler kireçtaşları içinde masif ve nodüler yapıda gözlenmektedir (Şekil 9f). Bunun yanında kalsit ile ardışıklı olarak bantlı yapı gösteren garnetler de erken ilerleyen evreyi temsil eden karakteristik dokulardır. (Şekil 9g). Garnet ve piroksenlerin geç ilerleyen evrede de oluşmaya devam ettiği görülmüştür. Buna göre yan kayaçlar içindeki kırıklar boyunca damarlar şeklinde görülen garnet damarları geç ilerleyen evrenin ürünüdürler (Şekil 9h). Garnet damarları içinde makro olarak piroksen gözlenmese bile ince kesitlerde piroksenlerin garnete eşlik ettiği anlaşılmıştır. Bunların dışında yan kayaçlar içinde saçınımlı yapıda gözlenen garnetler de geç ilerleyen evrenin ürünüdür (Şekil 9i).



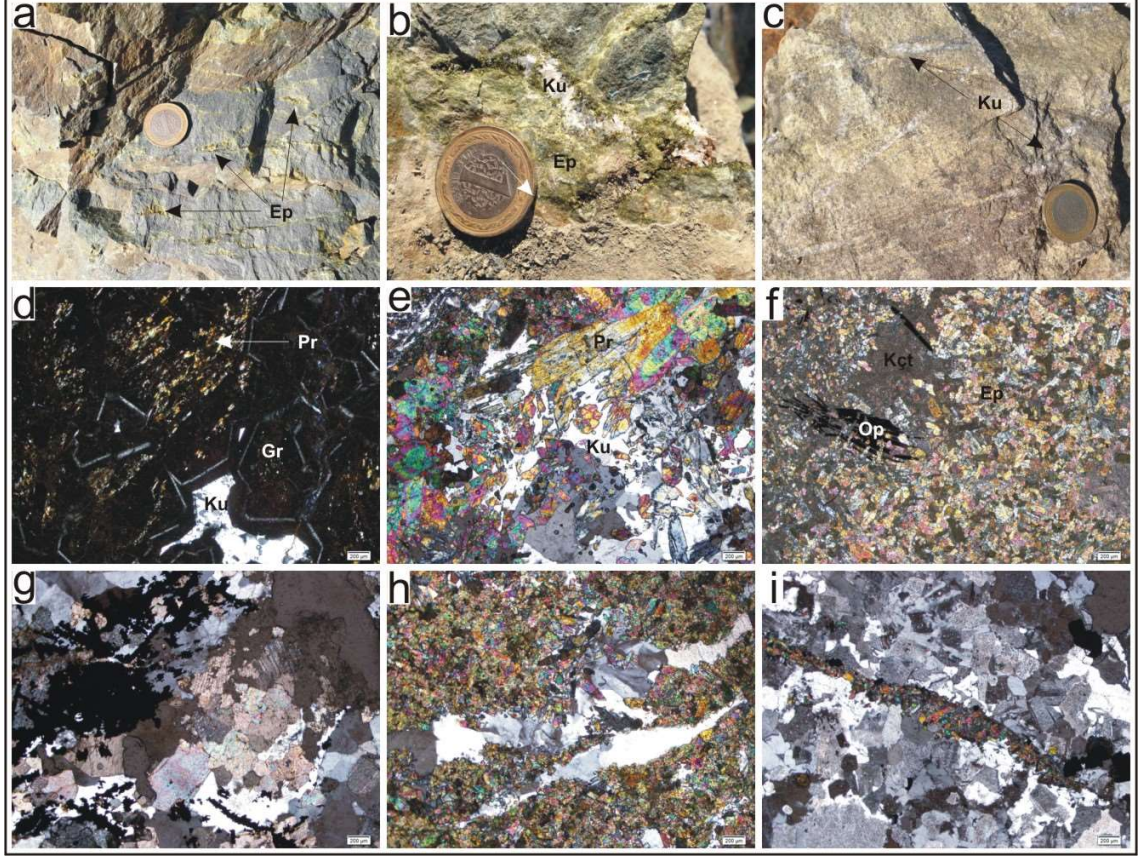
Şekil 9. Kireçtaşları içinde yığın şekilli manyetit-hematit cevheri (a), kireçtaşları içinde ağsal yapıda manyetit-hematit cevheri (b), hematitlere eşlik eden saçınımlı piritler (c), piritler içinde manyetit kapanımları (d), pirotinlerin karakteristik kuşgözü yapısı (e) kireçtaşları içinde masif garnetler (f), garnet ve kalsitlerin ardışıklı bantlı yapısı (g), kireçtaşlarının kırıkları boyunca gelişen garnet damarları (h), volkanitler içinde saçınımlı garnetler (i).

Gerileyen evrede oluşan diğer mineraller ise epidot, kuvars ve kalsit şeklindedir. Bunlardan epidot kireçtaşı dokanaklarında yer yer cm boyununa varan mineral birikimleri şeklindedir. Bunun dışında skarn zonu volkanik kayalar içinde de kırıklar boyunca bol miktarda epidot oluşumları bulunmaktadır (Şekil 10a). Epidotlar çoğu zaman kuvarsa eşlik etmekte olup, kuvarsla birlikte bantlı yapılar gösterir (Şekil 10b). Kuvars ve kalsite ise gerek kireçtaşları gerekse volkanik kayalar içinde kırıklar boyunca damarlar şeklinde rastlanmıştır (Şekil 10c).

Skarn zonundan hazırlanan ince kesitlerde garnet minerali öz şekilli ve iri kristalli olup zonlu yapılar sunmaktadır (Şekil 10d). Zonlu garnetler pek çok araştırmacıya göre ilerleyen evre skarn zonlarının karakteristik dokusunu oluşturmaktadır (Xu ve Lin, 2000; Ciobanu ve Cook, 2004; Xu vd., 2013). Piroksenler yer yer garnet içinde kapanım şeklinde bulunduğu gibi, bazen de garnetten bağımsız olarak kuvarsa (Şekil 10e) ve bazen de kalsite eşlik etmektedir. Bunların dışında kireçtaşları içinde yoğun epidotlaşmalar da dikkati çekmekte olup, manyetit ve hematite eşlik etmektedir (Şekil 10f). Kireçtaşlarında epidotun dışında yoğun bir şekilde kuvars ve kalsit oluşumları da gözlenmiş olup, bunların opak minerallere eşlik ettiği görülmektedir (Şekil 10g). Skarn zonlarında olduğu gibi, skarn zonu boyunca kireçtaşına dokanak olan volkanik kayalarda da yoğun epidot oluşumları dikkati çekmektedir. Makro örneklerde kırık hatları boyunca damar ve nodüler yapıda gözlenen epidotların, ince kesitlerde de kuvarsa eşlik ettiği, bazen de bu epidotların sonradan oluşan kuvars damarları tarafından kesildiği görülmüştür (Şekil 10h). Volkanik kayalar içindeki epidotlar bazen de kuvarsa eşlik etmekte olup, kayaç içindeki kırıklar boyunca ve yer yer de boşluklar içinde kümelenmektedirler. Her ne kadar kireçtaşları ile dokanak halinde olmasa da granitler içinde de kırık hatları boyunca oluşmuş epidot damarları bulunmaktadır (Şekil 10i).

Buraya kadar anlatılanlara göre İpekçili cevherinde ilerleyen evreyi (erken ve geç) garnet ve pirosenler temsil etmektedir. Gerileyen evre ise epidot, kuvars ve kalsitin şeklinde devam etmiştir. Manyetit, hematit, pirotin, pirit ve kalkopirit şeklindeki cevher mineralleri bu gerileyen evreye eşlik etmektedirler. Parlak kesitlerde gözlenen kovelin, kalkozin, dijenit ve markazit daha sonradan gerçekleşen alterasyon ürünlerini

oluşturmaktadır. Arazi gözlemleri, ince ve parlak kesit incelemeleri sonucunda oluşturulan İpekçili cevherinin mineral dizilimi Şekil 11’de verilmiştir.



Şekil 10. Volkanik yan kayalar içinde epidot damarları(a), volkanitler içindeki kuvars ve epidotun bantlı yapısı (b), kristalize kireçtaşlarının kırıkları boyunca oluşan kuvars damarlarının arazideki görünüşü (c), iri kristalli garnet minerallerinde zonlanma (d), kuvarsa eşlik eden piroksenlerin mikroskop görüntüsü (e), skarn dokanakları boyunca kireçtaşları içinde epidot oluşumları, f) skarn dokanakları boyunca kireçtaşlarında silisleşme (g), kireçtaşlarında epidot sonrasında oluşan kuvars damarlarının mikroskop görüntüsü (h), skarn dokanakları boyunca granitler içinde epidot damarları (i).

Mineraller	İlerleyen Evre	Gerileyen Evre	İkincil Mineraller
Garnet	_____	_____	
Piroksen	_____	_____	
Epidot		_____	
Kalsit	_____	_____	
Kuvars	_____	_____	
Manyetit		_____	
Hematit		_____	_____
Pirotin		_____	
Pirit		_____	_____
Kalkopirit		_____	
Götit			_____
Dijenit			_____
Kovelin			_____

Şekil 11. İpekçili cevherinin mineral birlikteliği ve dizilimi.

3.2.2. Köprüüstü Mahallesi Cevherleşmesi

Köprüüstü mahallesinin yaklaşık 1 km batısında yer alan bu cevherleşme kristalize kireçtaşları ile volkanik kayaların dokanağındadır. Cevher lokasyonu 1/25.000'lik harita üzerinde X:0576346D, Y: 4507788K koordinatlarındadır. Dokanak boyunca mermerleşen kireçtaşları açık gri-beyaz renk tonlarıyla uzaktan tanınabilmektedir. Bu dokanak boyunca birbirine yaklaşık 500 m mesafede açılmış üç ayrı galeri bulunmaktadır. Galerilerden birisinin girişi tamamen çökmüş, diğer ikisinin girişi ise açık olmakla birlikte girişten hemen sonra meydana gelen çökme nedeniyle ilerlenilememektedir. Her ne kadar galeri içlerine girilemese de kireçtaşlarının dokanağı boyunca cevher mostraları gözlenmektedir.

Köprüüstü skarn zonunda Dağbaşı granitinin kireçtaşlarına dokanak olduğu mostra bulunmamaktadır. Yüzeyde kireçtaşlarına 100 m kadar yaklaşan granitler ile kireçtaşları arasında volkanik kayalar bulunmaktadır. Ancak her ne kadar yüzeyde granit kireçtaşı dokanağı gözlenmese de bütün birimleri keserek yerleşen granitlerin yüzeyin hemen altında kireçtaşları ile dokanak halinde olması muhtemeldir (Şekil 8).

Cevher mostrasında yapılan incelemelere göre gerek kireçtaşları gerekse volkanik kayaç dokanakları boyunca birkaç cm'den 30 cm'ye kadar değişen boyutlarda masif-nodüler yapıda manyetit ve hematit mostraları bulunmaktadır (Şekil 12a). Bu

masif cevher yığınlarının dışında bazen kırık hatları boyunca kireçtaşlarını kesen (Şekil 12b), bazen de tabaka yüzeylerine paralel olarak oluşmuş (Şekil 12c) manyetit-hematit damarları bulunmaktadır. Kalınlıkları birkaç cm'den 20 cm'ye kadar değişen bu manyetit hematit damarları, cevher mostrasında dokanak boyunca volkanik kayalar içinde de bulunur (Şekil 12d). Ayrıca volkanik kayalar içinde breş dolgusu şeklinde manyetitler de gözlenmiştir (Şekil 12e). Bunların dışında kireçtaşları içindeki kırıklar boyunca oluşmuş, kalınlığı 50 cm ile 1 m arasında değişen volkanik dayklar da cevher mostrası çevresinde görülmektedir (Şekil 12f). El örneklerinde manyetit ve hematit ağırlıkta olan cevher numuneleri içinde kalkopirit mineralleri çıplak gözle ayırt edilebilmektedir. Hasançebi (1993) tarafından yapılan çalışmada Köprüüstü cevherinin pirotin, kalkopirit, manyetit ve hematit minerallerinden müteşekkil olduğu belirtilmektedir.

Köprüüstü skarnından derlenen örneklerde manyetit, hematit, pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen mineralleri gözlenmiştir. Manyetit minerali kesitlerde genellikle hematite eşlik etmektedir. Bazı kesitler tamamen manyetit ve hematitlerden oluşurken (Şekil 12g), bazı kesitlerde diğer sülfidler içerisinde kapanımlar şeklinde bulunmaktadır (Şekil 12h). İkincil olarak oluşan hematitler ise piritlerin kırıkları boyunca gözlenmiştir.

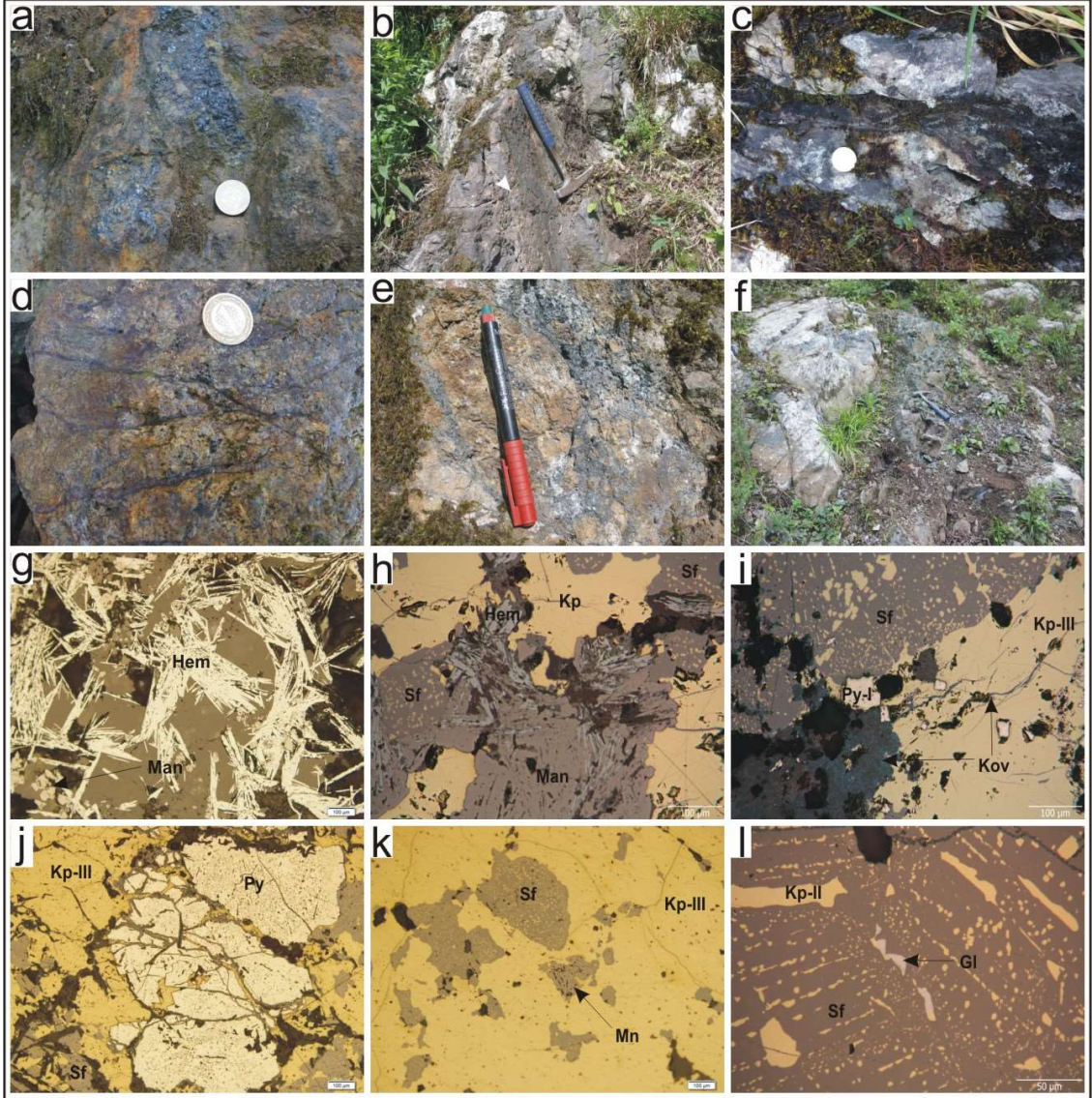
İki farklı evrede oluşan piritlerin ilki genellikle kataklastik dokuda olup, kalkopirit ve sfalerit mineralleri içerisinde kapanımlar şeklinde iken (Şekil 12i), ikinci evre piritler bu mineraller arasındaki kırık hatları boyunca bulunmaktadır. Piritlerin kırıkları boyunca kalkopirit oluşumları gözlenir (Şekil 12j). Yer yer bu piritlerin kenarları götite dönüşmüştür.

Kalkopirit üç farklı evrede oluşmuştur. İlk evre kalkopiritler sfaleritler içerisinde farklı boyutlarda kapanımlar şeklindedir (Şekil 12k). İkinci evre kalkopiritler sfaleritle birlikte ayrılma dokusunu oluştururken (Şekil 12k, l), son evre kalkopiritlerin, piritlerin kırıkları boyunca oluştuğu ve bazen de sfaleritleri ornattığı gözlenir (Şekil 12k). Kesitlerde sfaleritler her zaman kalkopirite eşlik eder. Bazen ilk evre kalkopiritleri kapanım olarak bulunduran sfaleritler, bazen de son evre kalkopiritler tarafından ornatılmaktadır (Şekil 12h). Sfaleritler içinde her durumda kalkopirit ayrılımları

gözlenmiştir. Bu kalkopirit ayrılımları oldukça büyük boyutlara ulaşmaktadır. Ayrılımların, sfalerit içinde kristal eksenlerine paralel olarak dizilmişleri olduğu gibi (Şekil 12l), benekli yapıda gelişigüzel dağılmış olanları da bulunmaktadır (Şekil 12h). Köprüüstü skarnı, İpekçili skarnından farklı olarak sfalerit ve galen içermektedir. Kesitlerde sfalerit bolluğu kalkopiritlere yakın düzeydedir. Galenler ise % 1'i geçmeyen oranlarda olacak şekilde sfaleritler içinde kapanım şeklinde gözlenmiştir (Şekil 12l). Bunların dışında kesitlerde kalkopiritlerin kırıkları veya çevresi boyunca görülen kovelin, kalkozin ve dijenit oluşumları alterasyon ürünüdürler (Şekil 12i).

Köprüüstü skarnında ilerleyen ve gerileyen olmak üzere iki farklı skarn evresi gelişmiştir. Dokusal özelliklere göre ilerleyen evre erken ve geç ilerleyen olmak üzere iki farklı evreye ayrılmıştır. Buna göre erken ilerleyen evrede oluşan garnet ve piroksenler kireçtaşları içinde masif ve nodüler yapılar sunarlar (Şekil 13a). Garnet minerallerinin yer yer cm boyutuna ulaştığı görülmektedir. Bunların dışında İpekçili lokasyonunda olduğu gibi kalsit ile ardışıklı olarak bantlı yapı gösteren garnetler de erken ilerleyen evreyi temsil eden karakteristik dokular sunmaktadır (Şekil 13b). El örneklerinde piroksenlerin garnetle birlikte eş zamanlı oluştukları gösterdikleri taneli dokudan açıkça anlaşılmaktadır (Şekil 13c).

Garnet ve piroksenlerde görülen bu masif, nodüler, bantlı ve taneli dokular pek çok araştırmacıya göre skarnın ilerleyen evresinin karakteristik dokularıdır. Ayrıca garnetlerde görülen zonlu büyümeler de erken ilerleyen skarn oluşumlarının karakteristik dokularını oluşturmaktadır (Xu ve Lin, 2000; Ciobanu ve Cook, 2004; Xu vd., 2013). Garnet ve piroksen oluşumu geç ilerleyen evrede de devam etmiş olup, bu döneme ait garnet ve piroksenler volkanik kayalar ve kireçtaşları içinde gelişen kırıklar boyunca damarlar şeklinde bulunur (Şekil 13d). Bu damarlarda garnet baskın olup piroksenler mikroskobik boyutta gözlenmiştir. Geç ilerleyen evreye ait garnetler kısmen daha ince tanelidir. Köprüüstü skarnındaki tremolit ve aktinolitlerin gerileyen evrenin ürünü oldukları, saha gözlemlerine göre bu tremolit ve aktinolitlerin içerdiği garnet kapanımlarından anlaşılmaktadır (Şekil 13e). Garnetlerin tremolit ve aktinolitler içinde kapanım şeklinde olduğu ince kesitlerle de desteklenmiştir (Şekil 13f).



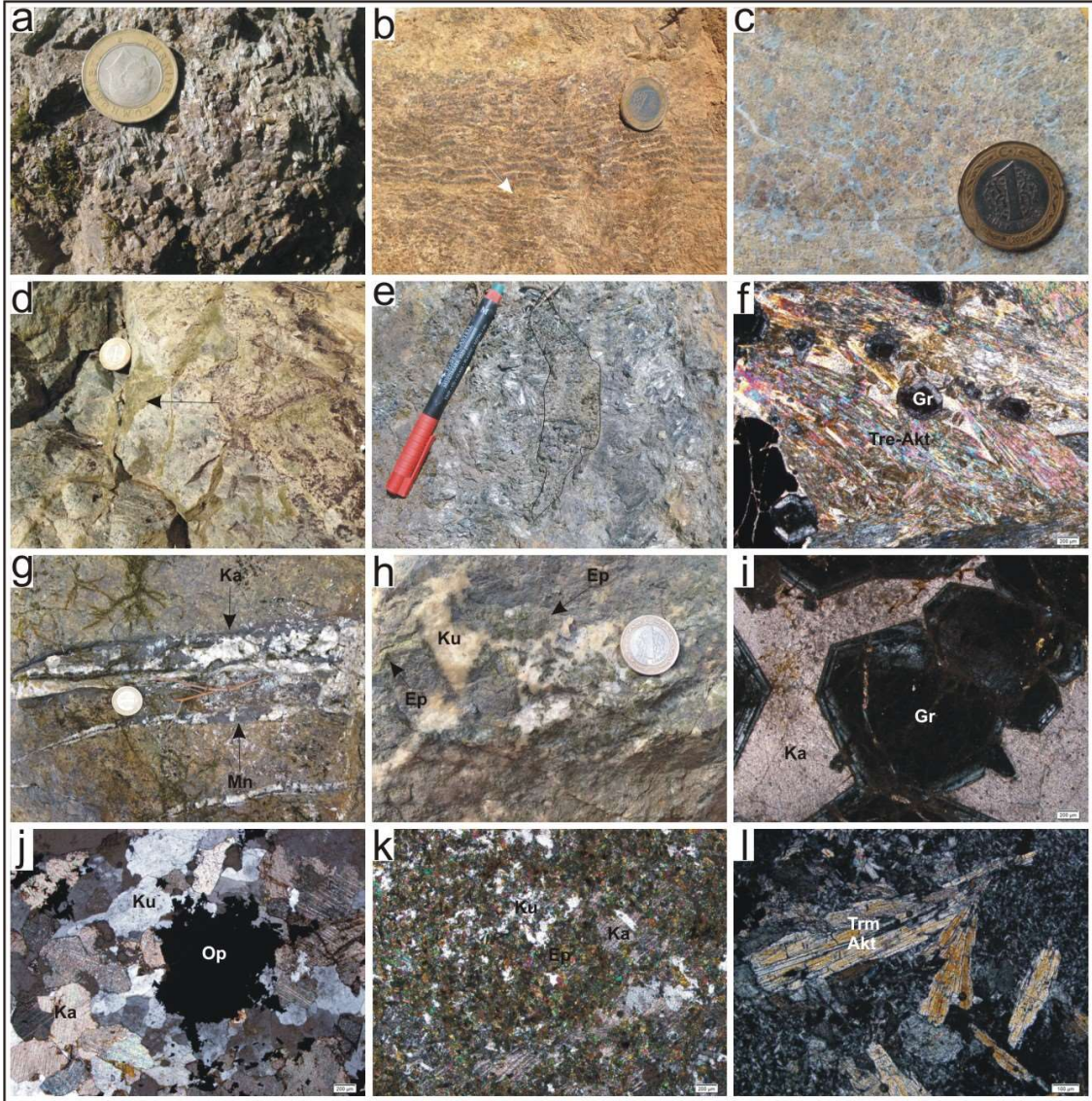
Şekil 12. Köprüüstü skarnında manyetit hematit merccekleri (a), kireçtaşları içinde kırık dolgusu şeklinde manyetit damarı(b), kireçtaşının katman arası boşluğuna yerleşen manyetit damarı (c), skarn dokanağı boyunca volkanitler içinde kırık dolgusu şeklinde manyetit damarları (d), volkanitler içinde breş dolgusu şeklinde manyetit oluşumu (e), kireçtaşlarını kesen daykın arazi görüntüsü (f), hematitlerde görülen ışınal spekülarit formları (g), manyetit ve hematite eşlik eden kalkopirit ve sfaleritler (h), Köprüüstü cevherinde, kalkopirit içinde pirit kapanımları ve kalkopiritlerin kırıkları boyunca kovelin-kalkozin oluşumu (i), ikinci evreye ait kataklastik yapıdaki piritlerin kırıkları boyunca kalkopirit oluşumu (j), son evre kalkopiritler içinde kapanım şeklinde sfaleritler ve bunların kalkopiritler tarafından ornatını (k), sfalerit içindeki galen kapanımları (l).

Gerileyen evrede oluşan diğer mineraller ise epidot, kuvars ve kalsittir. Dokanak boyunca yan kayaçlar içindeki kırık hatları boyunca oluşmaları bunların, skarnın gerileyen evresinde oluştuklarını göstermektedir. Bunlardan kuvars, skarn dokanağı

boyunca kristalize kireçtaşları ve volkanik yan kayaçlar içerisinde kırıklar boyunca (Şekil 13g) yaygın olarak damarlar şeklinde bulunmaktadır. Damar yapılarının dışında volkanik kayaçlar içerisinde belli alanlarda kümelenen mineral yığılımları şeklinde de gözlenmektedir (Şekil 13h). Kalsit ise kireçtaşları içinde kırıklar boyunca görülmekle birlikte volkanik kayaçlar içinde kırıklar boyunca oluşum göstermekte ve kuvarsa eşlik etmektedir. Volkanik kayaçlar içindeki kalsit damarlarının manyetite eşlik etmesi bunların cevher oluşum sürecine ait olduklarını göstermektedir. Epidot ise arazi gözlemlerinde daha çok kuvarsa eşlik etmekte olup, daha çok kuvars damarlarının merkezinde, bazen de kuvars damarlarını çevreleyen zarflar şeklinde bulunmaktadır.

Köprüüstü skarn zonundan hazırlanan ince kesitlerde ilerleyen evre garnetleri karbonatlar içinde bulunmakta olup zonlu büyüme yapısı göstermektedir (Şekil 13i). Bu garnetler bazı kesitlerde gerileyen evrede oluşan tremolit ve aktinolitler içinde kapanım şeklindedir. Gerileyen evrede oluşan kuvarslar, karbonatlar içindeki damarlar boyunca manyetite eşlik etmektedir (Şekil 13j). Skarn zonu boyunca karbonatlarda ayrıca epidot ve kuvars mineralleri birlikte bulunmaktadır (Şekil 13k). Volkanik yan kayaçlar içerisinde ise yoğun silisli kuvars damarlarının dışında kalsit ve epidot içeren damarlar gözlenmiştir. Skarn dokanağı boyunca görülen tremolit aktinolit oluşumları volkanik yan kayaçlarda da izlenir (Şekil 13L).

Köprüüstü ve İpekçili skarnlarının her ikisinde de ana cevher minerallerini manyetit ve hematitler oluştururken, diğer minerallerde bazı farklılıklar gözlenmektedir. Buna göre İpekçili skarnı pirotin, Köprüüstü skarnı sfalerit, galen ve tremolit-aktinolit içerikleriyle karakteristiktir. Bunların dışında kalan garnet ve piroksenler her iki lokasyonda da erken ilerleyen geç ilerleyen evrelerde gözlenmektedir. Köprüüstü lokasyonunda gerileyen evreyi tremolit-aktinolit, epidot, kuvars ve kalsit temsil ederken, İpekçili lokasyonunda tremolit ve aktinolit gözlenmemiştir. Epidot, kuvars ve kalsit her iki lokasyonda da gerileyen evrenin ürünü olarak kireçtaşları ve volkanitler içerisindeki kırıklar boyunca gözlenmektedir.



Şekil 13. Köprüüstü cevherinde kireçtaşları içinde masif ve nodüler yapıda garnet oluşumu (a), garnet minerallerinde kalsit ile ardışıklı olarak bantlı yapılar (b), garnet ile piroksen arasında daneli doku oluşumu (c), kristalize kireçtaşlarının kırıkları boyunca garnet damarları (d), tremolit ve aktinolitler içinde garnet mercekleri (e), tremolit ve aktinolitler içinde garnet kapanımlarının mikroskopik görüntüsü (f), volkanik yan kayaçların kırıkları boyunca gelişen kuvars ve kalsit içeren damarlar ve bunlara eşlik eden manyetitler (g), volkanitler içinde yer yer kümelenen kuvars ve epidot oluşumları (h), kalsitler içinde görülen garnetlerdeki zonlu büyümeler (i), kireçtaşları içinde manyetite eşlik eden kuvars oluşumu (j), kireçtaşları içinde epidot ve kuvars gelişimi (k), volkanitler içinde tremolit-aktinolitlerin mikroskop görüntüsü (l).

Köprüüstü skarnında yapılan arazi çalışmaları, parlak ve incekesit incelemelerine göre skarn mineralojisi ve bu minerallerin dizinimi Şekil 14’de verildiği şekilde hazırlanmıştır. Buna göre skarnın ilerleyen evresini oluşturan garnet ve

piroksenlerin oluşumu sürecine eşlik eden cevher minerali söz konusu değildir. Gerileyen evrede ise manyetit ve hematitin baskın olduğu örneklerde, bu minerallere pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen eşlik etmektedir. Bunlardan pirit iki farklı aşamada, kalkopiritler ise üç farklı aşamada oluşmuştur. Sfalerit ve galen oluşumu ise skarnın gerileyen evrende oluşmaya başlamıştır. Kesitlerde alterasyon ürünü olarak piritlerin kırık ve çevresinde götitler, kalkopiritlerin kırık ve çevresinde ise kovelin, kalkozin ve dijenit oluşumları sözkonusudur.

Mineraller	İlerleyen Evre	Gerileyen Evre	İkincil Mineraller
Garnet	_____	_____	
Piroksen	_____	_____	
Trem-Aktin.		_____	
Epidot		_____	
Kalsit		_____	_____
Kuvars	_____	_____	_____
Manyetit		_____	_____
Hematit		_____	_____
Pirit		_____	
Kalkopirit		_____	
Sfalerit		_____	
Galen		_____	
kovelin			_____
Kalkoizn			_____
Dijenit			_____
Götit			_____

Şekil 14. Köprüüstü cevherinin mineral birlikteliği ve dizilimi.

3.2.3. Kükürtlü Mahallesi Cevherleşmesi

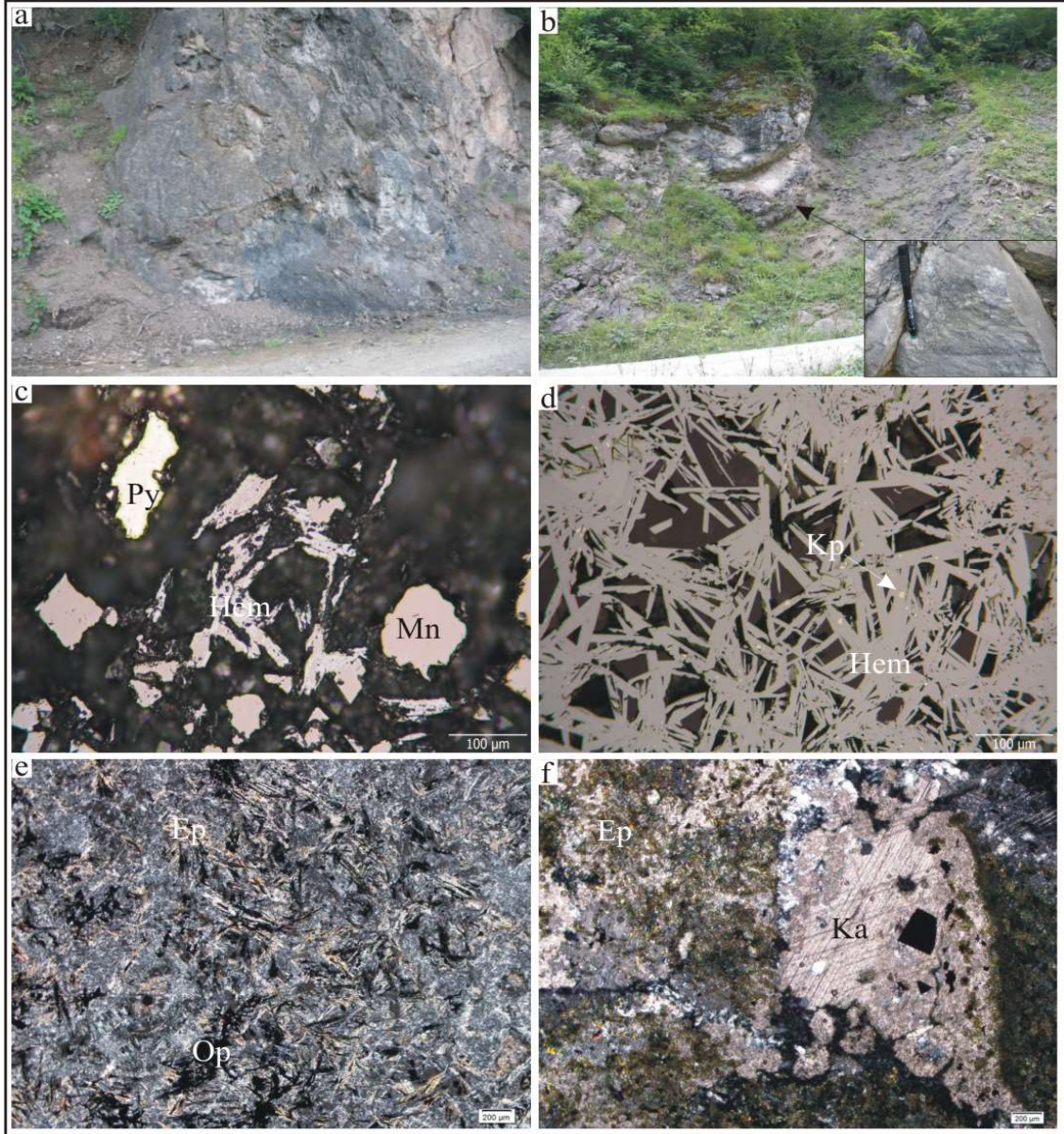
Kükürtlü köyünün yaklaşık 500 m kadar kuzeyinde, Çimenli mahallesinde bulunan cevher Jura-Alt Kretase yaşlı Şenköy Formasyonu ile bu volkanik kayalar içerisinde blok şeklinde bulunan kristalize kireçtaşlarının dokanağındadır. Cevherin konumu 1/25.000'lik harita üzerinde X:0578166 D, Y:4509271 K şeklindedir. Köprüüstü lokasyonunda olduğu gibi bu lokasyonda da Dağbaşı granitoyidi volkanik kayaları keserek yerleşmiş, ancak mostrada kireçtaşları ile dokanak oluşturmamıştır (Şekil 8). Bu lokasyonda eskiden açılmış bir adet galeri bulunmakta olup, bu galerinin girişi heyelan nedeniyle kapanmıştır. Galeri çevresinde volkanitler içinde manyetit hematit içeren küçük cevher mostraları bulunmaktadır (Şekil 15a).

Ancak volkanik kayaç-kireçtaşı dokanağı boyunca açılmış olan galeri esas cevherin daha derinlerde olduğunu düşündürmektedir. Dokanak boyunca kireçtaşlarının yer yer mermerleşmesi granit sokulumunun bir sonucudur (Şekil 15b). Heyelan malzemesi içindeki manyetit ve hematit içeren ve cm ölçeğinden metre boyutuna ulaşan bloklarla, cüruf örnekleri yüzeyin altında cevherli bir skarn dokanağının olduğuna işaret etmektedir. Ayrıca volkanik kayaçlar içerisinde yoğun karbonatlaşma ve epidotlaşmalar bulunmaktadır. Bu lokasyonda örnekleme kristalize kireçtaşı ve volkanik kayaç dokanaklarından, manyetit-hematit içeren bloklardan ve heyelan malzemesine karışmış cevherli örneklerden yapılmıştır.

Önceki çalışmalarda (Hasançebi, 1993; Pejatoviç, 1971; Kaygusuz, 1992) manyetit ve hematitin yanında pirit ve kalkopiritlerin varlığından bahsetmektedir. Saha gözlemlerine göre cevherin tamamen manyetit ve hematitten oluştuğu görülmektedir. Hazırlanan parlak kesitlerde cevher minerali olarak çoğunlukla manyetit ve hematit bulunmaktadır. Manyetitler masif, kristalli yapıda, bazen özşekilli olarak kübik sistemde ve bazen de kısmen uzun latalar şeklinde görülmektedir (Şekil 15c). Hematitler ise daha ince latalar şeklinde olup, spekülarit formundadır (Şekil 15d). Hem manyetitler hem de hematitler oldukça küçük boyutlarda (birkaç μm) kalkopirit kapanımları içermektedir (Şekil 15d). Kesitlerde gang içinde veya kırıklar boyunca görülen piritler, kısmen veya tamamen ayrışarak götite dönüşmüştür. Bunun dışında kırık hatları boyunca oluşmuş, birincillere kıyasla daha ince taneli olan ikincil hematit oluşumları da bulunmaktadır. Mikroskop çalışmalarına göre cevherin tamamına yakınının manyetit ve hematitten ibaret olduğu, pirit ve kalkopiritlerin ise oransal olarak cevherin % 1'inden daha az bir kısmını temsil ettiği söylenebilir.

Kükürtlü skarnında kısmen veya tamamen kristalize olan kireçtaşları içinde yoğun bir şekilde epidot gelişimi sözkonusudur. Epidotlar zaman zaman opak minerallere (manyetit-hematit) eşlik etmektedir (Şekil 15e). Kireçtaşları içindeki epidotlaşma çoğu zaman silisleşmeyle birlikte gözlenir (Şekil 15f). Volkanik kayaçlar içinde bazen kırık hatları boyunca, bazen de boşluklar içinde kümelenen kuvars, kalsit ve epidot oluşumları yaygın olarak gözlenir. Buna göre Kükürtlü skarnının diğerlerinden farklı olarak epidot, kuvars ve kalsit ile karakteristik bir skarn cevherleşmesi olduğu söylenebilir. Bu mineraller gerek kireçtaşları içinde gerekse

dokanak olduğu volkanikler içinde kırık hatlarını veya düzensiz şekilli boşlukları doldurmaktadır. Buna göre Kükürtlü skarnı gerileyen evrenin ürünüdür.



Şekil 15. Kükürtlü cevherinde galeri çevresindeki manyetit hematit mostraları (a), skarn dokanağı boyunca kireçtaşlarında görülen mermerleşme (b), Kükürtlü cevherinde kristalli yapıdaki manyetitler ve ışınsal hematitlerin mikroskop görüntüsü (c), hematitlerin karakteristik ışınsal yapıları ve içerdikleri kalkopirit kapanımları (d), Kükürtlü cevherinde kireçtaşları dokanağı boyunca opak mineral gelişimi ve ona eşlik eden epidotlar (e), kireçtaşlarında epidotlaşmanın ve silisleşmenin birlikte görünümü (f).

Kükürtlü lokasyonunda arazi gözlemleri, ince ve parlak kesit incelemelerine göre baskın olarak manyetit ve hematit mineralleri bulunur. Bunlara çok az miktardaki pirit ve kalkopirit kapanımları da eşlik eder. Yapılan çalışmalar sonucunda bu

lokasyona ait cevher ve gang minerallerinin dizilimi Şekil 16’da görüldüğü şekilde hazırlanmıştır.

Mineraller	Gerileyen Evre	İkincil Mineraller
Epidot	_____	
Kalsit	_____	_____
Kuvars	_____	
Manyetit	_____	
Hematit	_____	_____
Pirit	_____	
Kalkopirit	_____	
Götite		_____

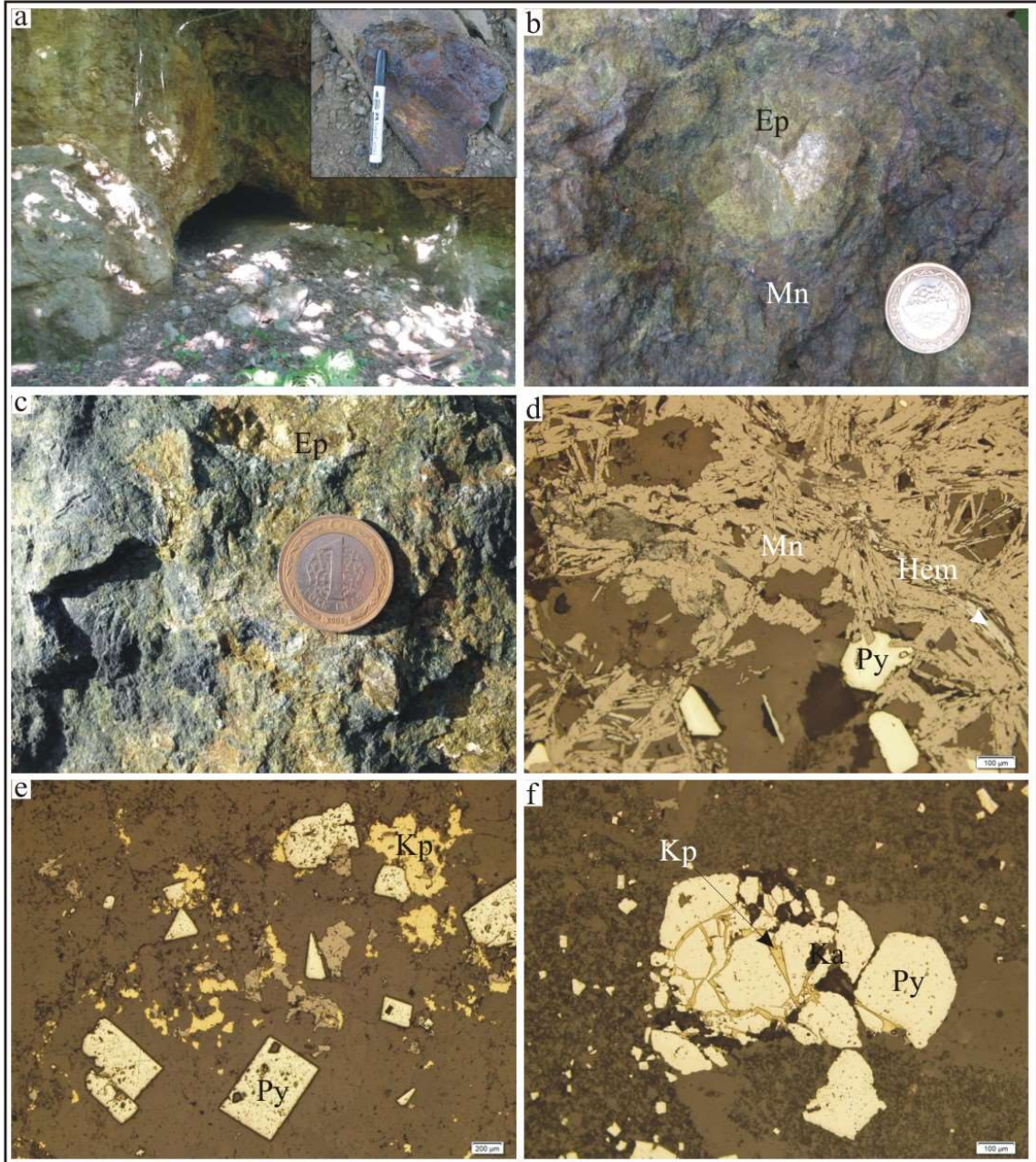
Şekil 16. Kükürtlü cevherinin mineral birlikteliği ve dizilimi.

3.2.4. Dere Mahalle Cevherleşmesi

Dere mahalle cevheri, Dere mahallesinin 1 km kadar kuzeyinde volkanik kayalar içerisinde bulunmaktadır. Burası, uzun eksenini KD-GB yönünde olacak şekilde elipsoidal bir yapıda sokulum yapmış olan Dağbaşı granitoidinin KD kenarına karşılık gelmektedir. Granitin keserek yerleştiği volkanik kayalar ise diğer lokasyonlarda bulunan Üst Kretase yaşlı volkanitlerin devamı durumundadır (Şekil 8). Bu sahada eski devirlerden kalma iki farklı galeri bulunmaktadır. Bu galerilerden ilki Dere mahalle camisinin 50 m kadar kuzey batısında, yol kenarında X:0580140D, Y:4513425K koordinatlarında bulunur. Girişi kapalı olan bu galerinin etrafında volkanik kayalar içerisinde manyetit hematit içeren mostralarda bulunmaktadır. Galerilerden ikincisi ise Dere mahallenin 100–150 m kadar kuzeyinde vadi içinde X:0580168D, Y:4513784K koordinatlarında bulunmaktadır. Girişi açık olmakla birlikte galeri içindeki çökme nedeniyle ilerlemek mümkün değildir (Şekil 17a). Galerinin yan kayaları içerisinde stokwork şeklinde manyetit hematit damarları epidot ve kuvarsa eşlik etmektedir (Şekil 17b). Yan kayalar içerisinde yoğun bir şekilde görülen epidotlaşmalar da dikkati çekmektedir (Şekil 17c). Pasada da manyetit ve hematit içeren cevher blokları bulunmaktadır.

Bu lokasyonda da diğerlerinde olduğu gibi granit ile kireçtaşlarının dokanak halinde olduğu bir mostra mevcut değildir. Ancak mevcut cevherlerin, volkanitler

içinde blok şeklinde bulunan kireçtaşlarının Dağbaşı granitine en yakın olduğu yerde bulunması, skarn dokanağının yüzeyin altında olduğunu, mevcut cevherleşmenin ise, daha derinde bulunan skarnın devamı olduğunu göstermektedir. Buna göre mevcut galerilerin de yüzeyde bulunan cevher mostralarından itibaren girilmek suretiyle daha derindeki cevherli kütleye ulaşmak için açıldığı anlaşılmaktadır.



Şekil 17. Dere mahalle cevherine ait ikinci galeri girişi (a), galeri çevresinde volkanitler içinde breş dolgusu şeklinde manyetit ve hematitler (b), volkanitlerde görülen epidotlaşmalar (c), Dere mahalle cevherinde manyetitlerin boşluklarında pirit oluşumu (d), gang içinde özşekilli pirit oluşumları ve bunlara eşlik eden kalkopiritler (e), piritlerin kırıkları boyuncakalkopirit oluşumu (f).

Dere mahalle skarnından hazırlanan parlak kesitlerde yüksek oranda manyetit ve hematitler bulunmaktadır. Manyetitlerin çevresinde ve boşluklarında sonradan oluşan piritler manyetitelere eşlik etmektedir (Şekil 17d). Hematitler ince uzun latalar şeklinde olup latalar çıplak gözle ayırt edilebilecek boyutlardadır. Mikroskop altında da bu latalar birbirini kesen ışınsal oluşumlar sergiler. Hematitler içinde yer yer oldukça küçük boyutlarda kalkopirit kapanımları bulunmaktadır. Genel olarak hematit oranı manyetitten yüksektir. Zaman zaman özşekilli olduğu görülen piritler kalkopirite eşlik etmekte olup, manyetit hematit oranının azaldığı örneklerde gang içinde bulunur (Şekil 17e). Piritlerin kırıkları boyunca gelişen kalkopiritler, bunların piritten sonra oluştuğunu göstermektedir (Şekil 17f).

Dere mahalle cevheri gerek cevher mineralleri gerekse gang mineralleri bakımından Kükürtlü cevherine oldukça benzer özellikler sunar. Buna göre her iki cevher de manyetit ve hematitçe baskın olup, çok az oranda pirit ve kalkopirit içerir. Aynı şekilde her iki lokasyonda da epidot, kuvars ve kalsit cevhere eşlik eden gang mineralleridir. Yan kayaçlar içinde kırıklar boyunca ve bazen de boşluk dolgusu şeklinde görülen kuvars ve epidot, sözkonusu cevherin, Kükürtlü skarnında olduğu gibi, skarnın gerileyen evresinde oluştuğunu göstermektedir. Bu benzerliklere rağmen Dere mahalle skarnında hematitin kısmen daha bol olduğu söylenebilir. Arazi çalışmaları, ince ve parlak kesit incelemelerine göre Dere mahalle cevherinin mineral parajenezi ve süksesyonu Şekil 18’de görüldüğü şekilde hazırlanmıştır.

Mineraller	Gerileyen Evre	İkincil Mineraller
Epidot	_____	
Kalsit	_____	_____
Kuvars	_____	_____
Manyetit	_____	
Hematit	_____	
Pirit	_____	
Kalkopirit	_____	
Kovelin		_____
Dijenit		_____
Götite		_____

Şekil 18. Dere mahalle cevherinin mineral birlikteliği ve dizilimi.

3.3. Dağbaşı Granitoidinin Jeokimyası ve Skarn Zonları ile Karşılaştırılması

Dağbaşı granitoidinin jeokimyasal özellikleri Aydınçakır (2006) tarafından incelenmiş ve bu çalışmada tonalit (6), granodiyorit (14) ve monzogranit (7) bileşimli örneklerden toplam 27 adet anaoksit, iz ve NTE analizi yapılmıştır. Bu çalışma kapsamında ise Dağbaşı granitoidinin skarn zonlarına yakın dokanaklarından toplam 20 adet örneğin anaoksit, iz ve NTE analizlerini yaptırmak suretiyle (Tablo 3), granitoidin merkezi kısımları ile skarn dokanakları arasındaki element değişimleri kıyaslanmıştır.

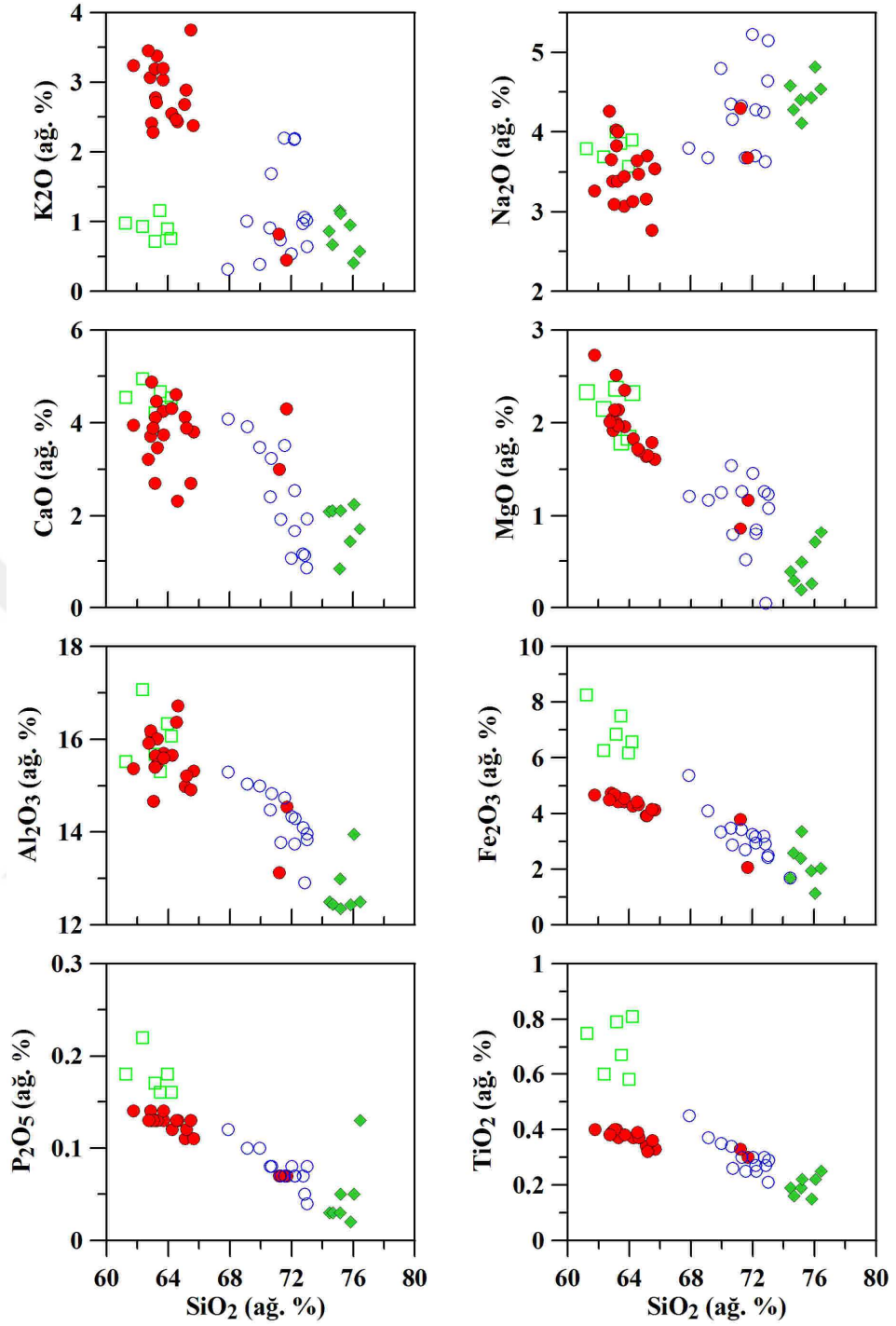
Magmatik kayaçların oluşumunda etkili olan fraksiyonel kristallenme, kısmi ergime, magma karışımı ve kirlenme gibi süreçlerin hangisinin veya hangilerinin etkili olduklarının belirlenmesinde yaygın olarak Harker diyagramları kullanılmaktadır. Skarn zonu granitlerinin anaoksit iz element bileşimleri Aydınçakır (2006) tarafından yaptırılan analizlerle birlikte değerlendirildiğinde, Dağbaşı granitoidine ait örneklerin ana ve iz element içeriklerinin Harker diyagramlarında genel olarak SiO_2 'ye karşılık iyi korelasyonlar verdiği görülmektedir. (Şekil 19) Bunlardan CaO , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 ve TiO_2 ile SiO_2 arasında negatif korelasyon görülürken, Na_2O arasında pozitif korelasyon bulunmaktadır. SiO_2 artışıyla MgO , CaO ve Al_2O_3 azalması plajiyoklas, hornblend ve biyotit fraksiyonlaşması ile açıklanırken, SiO_2 'ye karşılık Fe_2O_3 ve TiO_2 azalması manyetit ve Ti-oksit fraksiyonlaşmasını işaret etmektedir. SiO_2 ile P_2O_5 arasındaki negatif korelasyon ise apatit fraksiyonlaşması ile açıklanmaktadır.

Skarn zonlarında metazomatik alterasyona uğramış örneklerden yaptırılarak analizlerle, Aydınçakır (2006) tarafından alterasyona uğramamış örneklerden yaptırılan analizler kıyaslandığında SiO_2 içeriğinin azaldığı, buna karşılık K_2O , CaO , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 ve TiO_2 içeriklerinin arttığı görülmektedir. Bunlardan CaO bileşimindeki artış karbonatlı kayaç etkileşimi ile, K_2O bileşimindeki artış ise alkali metazomatizması ile açıklanırken, P_2O_5 ve Al_2O_3 artışı apatit artışından kaynaklanmaktadır.

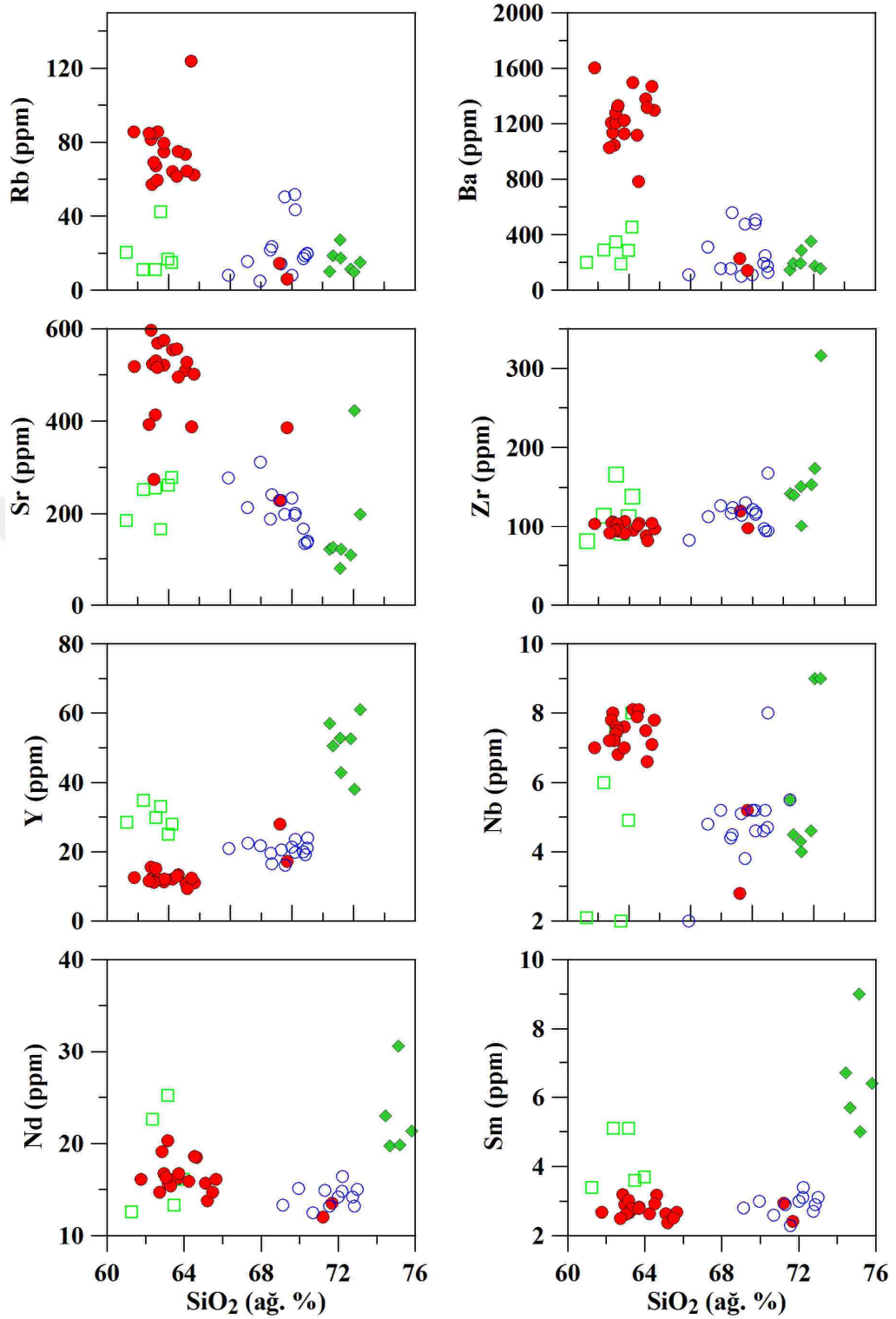
İz element diyagramlarında ise SiO_2 'ye karşılık Rb, Ba ve Sr negatif korelasyon gösterirken, Y pozitif korelasyon göstermektedir. Diğer iz elementlerin SiO_2 'ye karşılık

dağılımları ise herhangi bir korelasyona sahip olmayıp düzensiz dağılım göstermektedirler. Ana element diyagramlarında görülen yüksek korelasyonlar granitik kayaların oluşumunda fraksiyonel kristallenmenin etkili olduğuna işaret ederken, plajiyoklas, hornblend, biyotit, apatit ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının önemli rol oynadığını gösterir. Buna karşın iz element diyagramlarında benzer korelasyonların yakalanmaması ise Aydınçakır (2006) tarafından magma karışımıyla ilişkilendirilmiştir.

Skarn zonlarına yakın granitlerin iz element içeriklerinin SiO_2 'ye karşılık değişimleri, metazomatik alterasyona uğramamış örneklerle kıyaslandığında genel olarak skarn zonu örneklerinin SiO_2 içeriklerinin azaldığı görülmektedir (Şekil 20). Buna karşın incelenen iz elementlerden Rb, Ba, Sr ve Nb içeriğinde belirgin bir artış, Y elementinde azalma dikkati çeker. Diğer elementlerde ise herhangi bir yönseme gözlenmez.



Şekil 19. Dağbaşı granitoyinin skarn dokanaklarına yakın sınırları boyunca derlenen örneklerin SiO_2 'ye karşılık ana element diyagramları (Kırmızı daireler bu çalışmaya ait olup diğer semboller granitin diğer kesimlerine ait analiz sonuçlarını göstermektedir. (Semboller Şekil21c'deki gibidir. Diğer veriler Aydınçakır, 2006'dan alınmıştır).



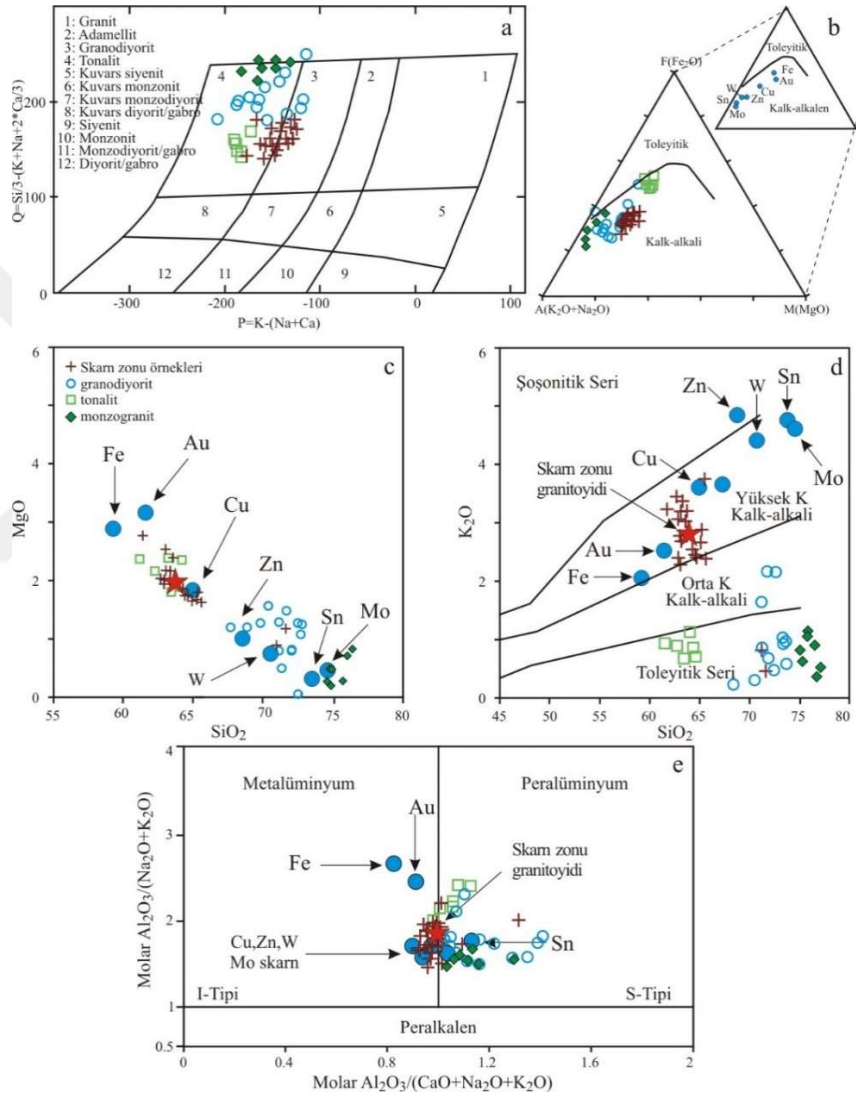
Şekil 20. Dağbaşı granitoyinin skarn dokanaklarına yakın sınırları boyunca derlenen örneklerin SiO_2 'ye karşılık iz element değişim diyagramları. (Semboller Şekil 21c'deki gibidir. Diğer veriler Aydınçakır, 2006'dan alınmıştır).

Bu elementlerden Rb, K ile birlikte K-feldispatların bileşimine girebilmektedir. Dolayısıyla metazomatik alterasyona uğramış örneklerdeki alkali metazomatizmasına işaret etmektedir. Baryum jeokimyasal olarak Rb'a benzer özellikler sunduğundan Rb ile birlikte hareket etmekte ve K metazomatizmasına uğrayan örneklerde artış göstermektedir. Sr ise Ca'un yerini alarak plajiyoklasların bileşimine girmektedir. Ana elementlerden Ca'un skarn zonu granitlerinde artış gösterdiği belirlendiğinden, Sr'un Ca'un yüksek olduğu örneklerde artış göstermesi beklenen bir durumdur. Y'un azalmasının nedeni ise bu elementin granat, piroksen ve amfibollerin yapısına girerek fraksiyonlaşmanın son evresine doğru azalma göstermesidir.

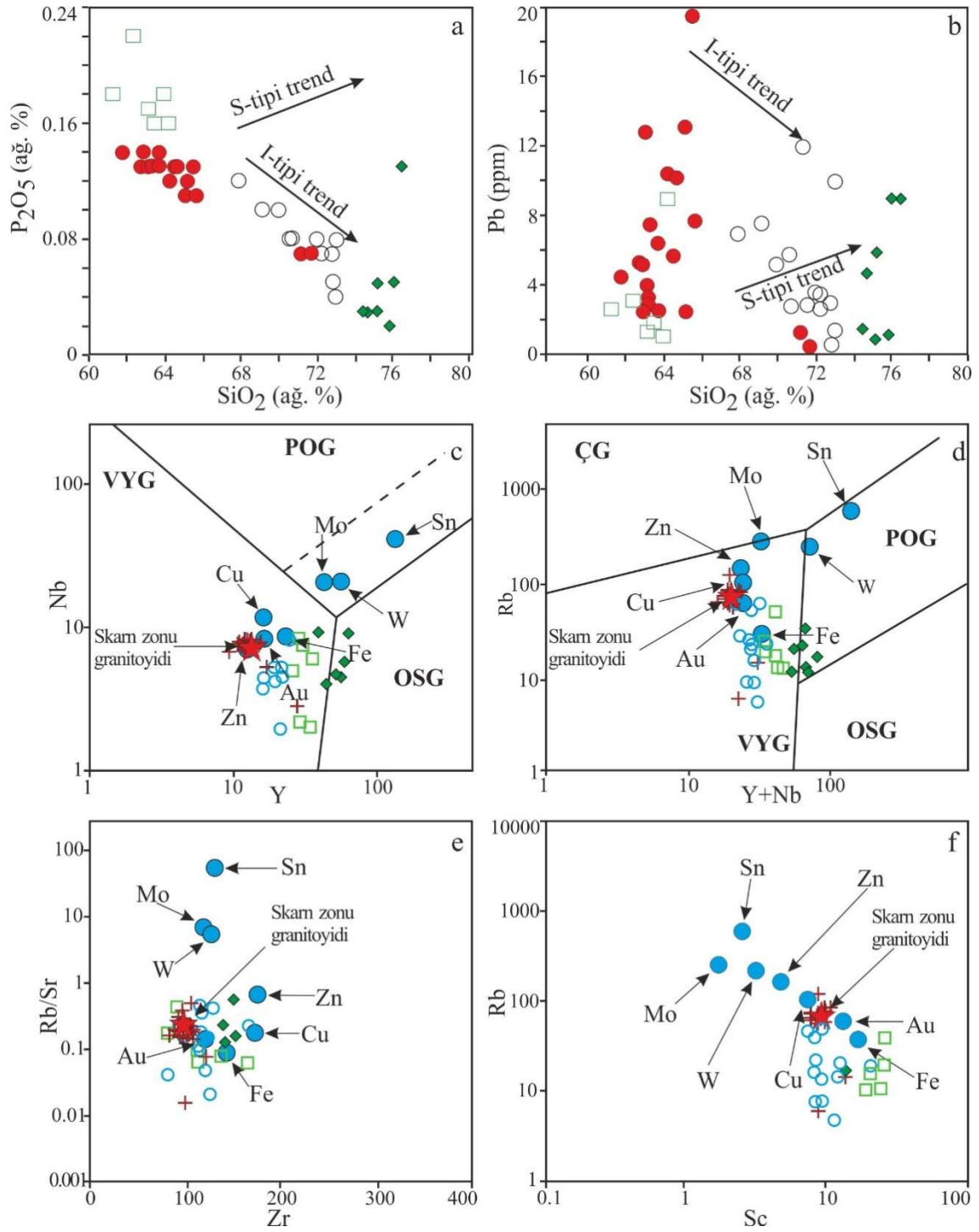
Dağbaşı granitoyidinden alınan skarn zonlarına yakın örnekler jeokimyasal analizlerden hesaplanan $Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)$ ve $P=K-(Na+Ca)$ değerlerine göre, granitoyidin diğer kesimlerinden alınan örneklerle birlikte Debon ve Le Fort (1983)'un granitik kayalar sınıflandırma diyagramında granodiyorit ve tonalit alanlarına düştüğü görülmektedir (Şekil 21a). Skarn zonlarına yakın örneklerin bileşimleri AFM diyagramında dakalkalkalen alana düşmektedir (Şekil 21b). Skarn zonu örneklerinin MgO içerikleri granitoyidin diğer kesimlerinden daha yüksektir (Şekil 21c). Ayrıca K_2O 'ya karşılık SiO_2 içeriklerine göre skarn dokanağına yakın örnekler yüksek kalkalkali alana düşerken, granitoyidin diğer kesimlerinden derlenen örneklerin düşük potasyum içeriklerine sahip oldukları görülür (Şekil 21d).

Dağbaşı granitoyidine ait örnekler alüminyum doygunluklarının dikkate alındığı Mainar vd. (1989)'un mafik mineral kimyası sınıflandırmasında I ve S tipi sınıflandırmasının tam ortasına düşmektedir. Aynı diyagramda ise granitoyidin diğer kesimlerinden derlenen örneklerin ayırım çizgisine çok yakın olmakla birlikte S tipi alanına düştükleri görülmektedir. (Şekil 21e) Metaluminyum ve peralüminyum çizgisi dikkate alındığında ise örnekler skarn dokanağına ait örneklerin 1 tanesi hariç metaluminyum alana düştüğü görülmektedir. I ve S tipi granitoyitlerin ayrımlanmasında kullanılan kriterlerden bir diğeri de Chappel ve White (1992) tarafından önerilen SiO_2 'ye karşılık P_2O_5 ve Pb grafikleridir. Bu grafiklerde SiO_2 'nin artışına karşılık P_2O_5 içeriğinin azalması I tipi granitoyitlerin karakteristik özelliğidir (Şekil 22a). Bu grafiklerde I tipi granitoyitlerde P_2O_5 'teki azalmaya karşılık Pb içeriği artış göstermektedir (Şekil 22b). Bu grafikte SiO_2 ile Pb arasında her ne kadar korelatif bir

artış gözlenmese de özellikle skarn zonu örneklerinin daha yüksek oranda Pb içerdiği görülmektedir. Nb-Y (Şekil 22c) ve Rb-Y+Nb (Şekil 22d) grafikleri üzerinde volkanik yay granitoyitleri (VYG) alanına düşen örnekler Fe, Cu ve Zn tip skarn üreten granitoyitlere benzerlik sunar. Benzer şekilde örneklerin Rb/Sr-Zr (Şekil 22e) ve Rb-Sc (Şekil 22f) grafikleri üzerindeki dağılımları da Fe, Cu ve Zn tip skarn üreten granitoyitlere benzerlik sunar.



Şekil 21. Dağbaşı granitoyine ait skarn zonu örneklerinin, granitın diğer kesimlerindeki örneklerle birlikte P-Q diyagramına göre sınıflaması (Debon ve Le Fort, 1983) (a), bu örneklerin AFM diyagramı üzerindeki dağılımları ve skarn ile ilişkili granitoyitler ile kıyaslaması (b), bu örneklerin SiO₂'ye karşılık MgO ve K₂O diyagramlarındaki dağılımları ve bunların skarn tipleri ile ilişkileri (Irvine ve Baragar, 1971) (c, d), bu örneklerin molar A/CNK'ya karşılık molar A/NK değişimine bağlı olarak alümino bazlı sınıflandırılması (Mainar ve Piccoli, 1989). (e) Semboller Şekil 21c'deki gibidir.



Şekil 22. Dağbaşı granitoyine ait skarn zonu örneklerinin, granitin diğer kesimlerindeki örneklerle birlikte SiO_2 'ye karşılık P_2O_5 ve Pb grafikleri (a, b), Bu örneklerin Nb-Y ve Rb-Y+Nb grafikleri üzerindeki dağılımları (c, d), Bu örneklerin Rb/Sr-Zr ve Rb-Sc grafikleri üzerindeki dağılımları (e, f). (semboller Şekil 22c'deki gibidir).

3.4. Skarn Minerallerinin Kimyasal Bileşimleri

Skarn tip yataklar granitik intrüzyonlar ile karbonatlı kayaçların dokanakları boyunca gelişen metazomatik süreçlere bağlı olarak oluşmaktadırlar. Bu süreçlerle oluşan her bir skarnın mineralojik bileşimi, magmanın kimyası, karbonatlı kayaçların türü, skarnın oluşum derinliği ve oksitlenme derecesine göre farklılık göstermektedir (Meinert vd., 2005). Bundan dolayı skarn tip yatakların tanımlanması ve sınıflandırılmasında skarnların mineralojik özellikleri dikkate alınmakta, bu minerallerin kimyasal bileşimleri ve gösterdikleri zonlanmalar da skarn oluşumu ve ortamı hakkında önemli bilgiler vermektedir.

Skarn tip yataklar üzerine yapılan çalışmalarda skarn zonlarında en yaygın olarak görülen garnet ve piroksen minerallerinin bileşimleri ile skarn yatakların metal içerikleri arasında sistematik bir ilişkinin olduğu görülmüş, bundan dolayı sınıflandırmalar bu minerallerin bileşimlerine göre yapılmıştır (Burt, 1972; Einaudi vd., 1981; Nakona vd., 1994; Nakona, 1998; Meinert vd., 2005). Buna göre analitik yöntemlerle kimyasal bileşimleri ölçülen bu minerallerin stokiyometrik bileşimleri yaygın olarak üçlü diyagramlar üzerinde uç bileşenler şeklinde gösterilmektedir. Bu çalışmalarda garnet mineralleri için pirop + spersartin + almandin-grosüler-andradit uç bileşenleri, piroksenler için ise Johansenit-hedenbergit-diyopsit uç bileşenleri kullanılmaktadır.

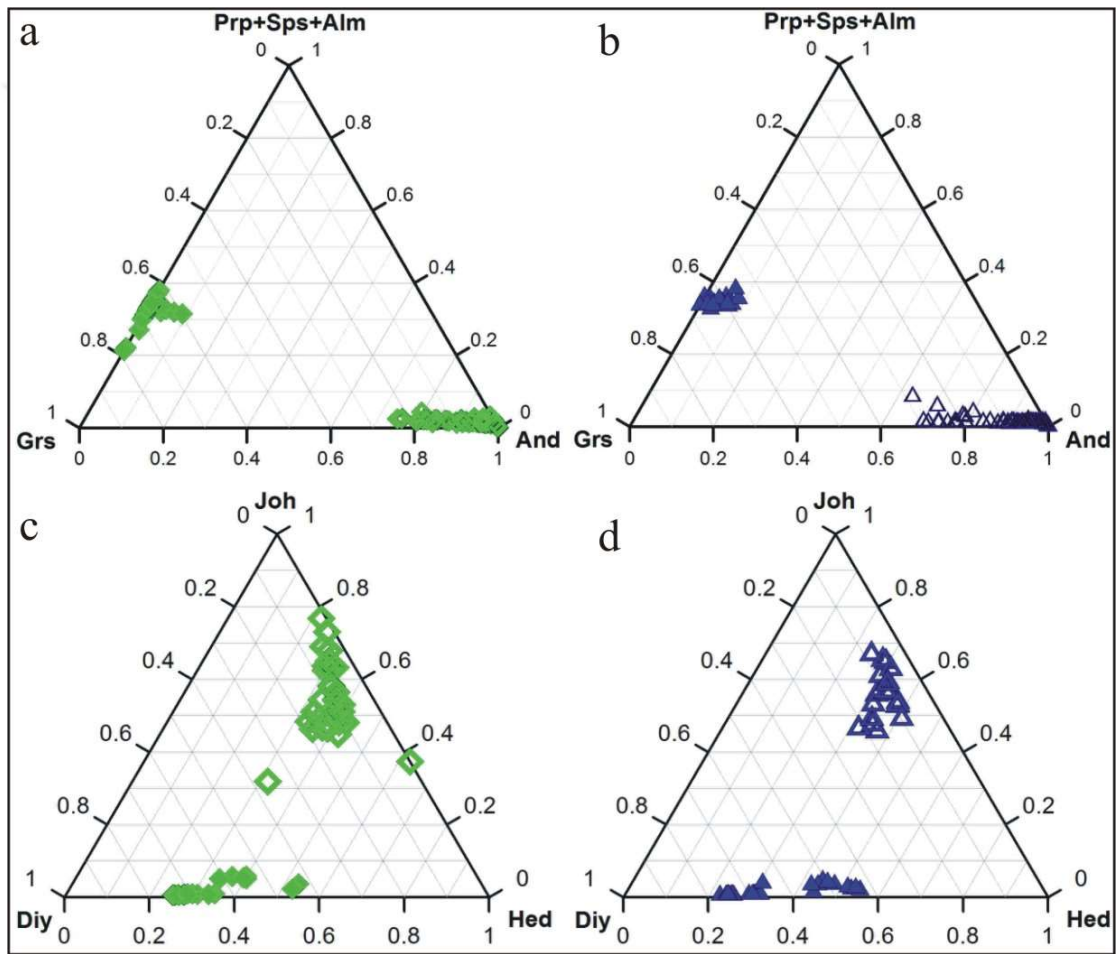
Bu çalışmada da skarn zonlarında görülen garnet ve piroksenlerin bileşimleri elektron mikrorpop analizleri ile ölçülerek bu minerallerin kimyasal bileşimleri ve uç bileşenleri hesaplanmıştır. Üçgen diyagram üzerine aktarılan stokiyometrik bileşimlere göre skarn tipleri belirlenmiştir. Ayrıca petrografik olarak tanımlanan erken ve geç ilerleyen evrelere ait minerallerin stokiyometrik bileşimlerindeki değişimler ile zonlanma gösteren minerallerdeki zonlar boyunca belirlenen kimyasal değişimler değerlendirilmek suretiyle skarn oluşumunda etkili akışkanların evrimi incelenmiştir. Hesaplama granatlar için toplam 24, piroksenler için toplam 6 oksijen esas alınmıştır. Granatların ferrik demir hesabı Droop (1987)'ye göre yapılmıştır.

Köprüüstü ve İpekçili skarnlarındaki ilerleyen evreyi temsil eden granatlar erken ve geç ilerleyen evre şeklinde iki farklı gruba ayrılmış, bu granatların analizleri de iki farklı evreyi temsil edecek şekilde ayrı ayrı gerçekleştirilmiştir. Köprüüstü lokasyonundaki erken ilerleyen evre granatları Grosüler tipte olup bileşimleri $And_{0.881}Grs_{59.69-78.65}Prs_{21.35-38.11}$ şeklinde hesaplanmıştır. Geç ilerleyen evre granatları ise andradit tipte olup bileşimleri $And_{74.67-100}Grs_{0-22.81}Prs_{0-2.52}$ şeklinde hesaplanmıştır. İpekçili lokasyonundaki erken ve geç ilerleyen evre granatları da Köprüüstüne benzer bileşime sahiptir. Buna göre grosüler tipteki erken ilerleyen evre granatlarının bileşimleri $And_{0.881}Grs_{55.67-66.53}Prs_{32.40-38.00}$ şeklinde iken, geç ilerleyen evre granatlarının bileşimleri $And_{75.71-99.96}Grs_{0-21.80}Prs_{0-4.41}$ şeklinde hesaplanmıştır.

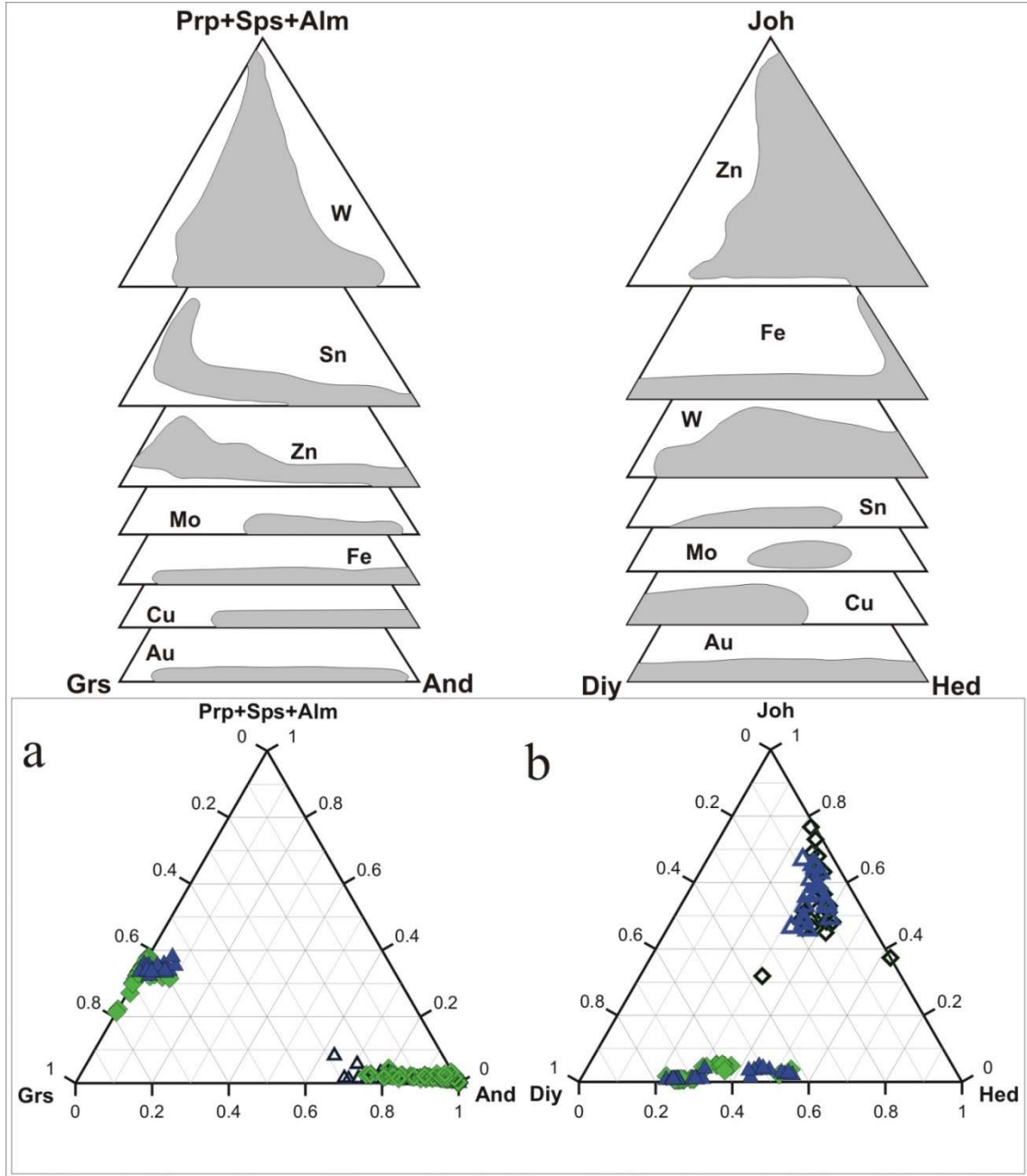
Minerallerin stokiyometrisini göstermek için en ideal yöntem, analitik yöntemlerle belirlenen kimyasal bileşimleri üçlü diyagram üzerinde uç bileşen olarak göstermektir (Meinert vd., 1985). Üçlü diyagramlarda granatlar için $Pirop+Sipersartin+Almandin - Grosüler - Andradit$ diyagramı kullanılmıştır. Bütün lokasyonlardaki granatlardan yapılan mineral kimyası analiz sonuçları Tablo 4’de verilmiş, bu sonuçlara göre granatların bileşimleri üçlü diyagramlar üzerinde her iki lokasyon için ayrı ayrı gösterilmiştir (Şekil 23a, b).

Köprüüstü ve İpekçili skarnında bulunan piroksenler de erken ve geç ilerleyen evreleri temsil edecek şekilde iki farklı grupta sınıflandırılmıştır. Buna göre Köprüüstü lokasyonunda erken ilerleyen evre piroksenlerinin bileşimleri $Hed_{24.59-29.57}Diy_{69.65-74.76}Joh_{0.6-0.88}$ şeklinde iken geç ilerleyen evre piroksenleri ise $Hed_{22.17-62.63}Diy_{0-36.2}Joh_{31.86-76.69}$ şeklinde hesaplanmıştır. İpekçili lokasyonunda erken ilerleyen evre piroksenlerinin bileşimleri $Hed_{22.44-31.81}Diy_{67.3-76.99}Joh_{0.52-0.88}$ şeklinde, geç ilerleyen evre piroksenlerinin bileşimleri ise $Hed_{24.95-40.97}Diy_{5.62-21.25}Joh_{45.76-66.93}$ şeklinde hesaplanmıştır. Piroksenlerde yapılan analiz sonuçları Tablo 5’de verilmiş ve ayrıca bu sonuçlar $Hed-Diy-Joh$ üçlü diyagramı üzerinde gösterilmiştir (Şekil 23c, d). Buna göre bütün lokasyonlarda ekzoskarn zonlarında gelişen piroksenlerin erken ilerleyen evrede diyopsit bileşimine yakın iken geç ilerleyen evrede Johansenit bileşimine doğru bir değişimin olduğu görülmektedir.

Geç ilerleyen evreye ait granatların bileşimleri her iki lokasyon için birlikte olmak üzere $And_{74.67-100}Grs_{0-29.08}Prs_{0-8.26}$ şeklinde hesaplanmıştır. Buna göre erken ilerleyen evreye ait granatların andradit içerikleri düşük, grosüler içerikleri yüksektir. Grosüler içerikleri kısmen daha yüksek olan erken ilerleyen evre granatlarının almandin içerikleri de (Pirop, spersartin, almandin) daha yüksektir (Şekil 24a). Piroksenlerin bileşimleri ise erken ilerleyen evrede Hedenbergit-Diyopsit arasında değişmekte olup bu piroksenlerin Johansenit içerikleri oldukça düşüktür. Diğer taraftan geç ilerleyen evredeki piroksenlerin johansenit içerikleri daha yüksektir (Şekil 24b).



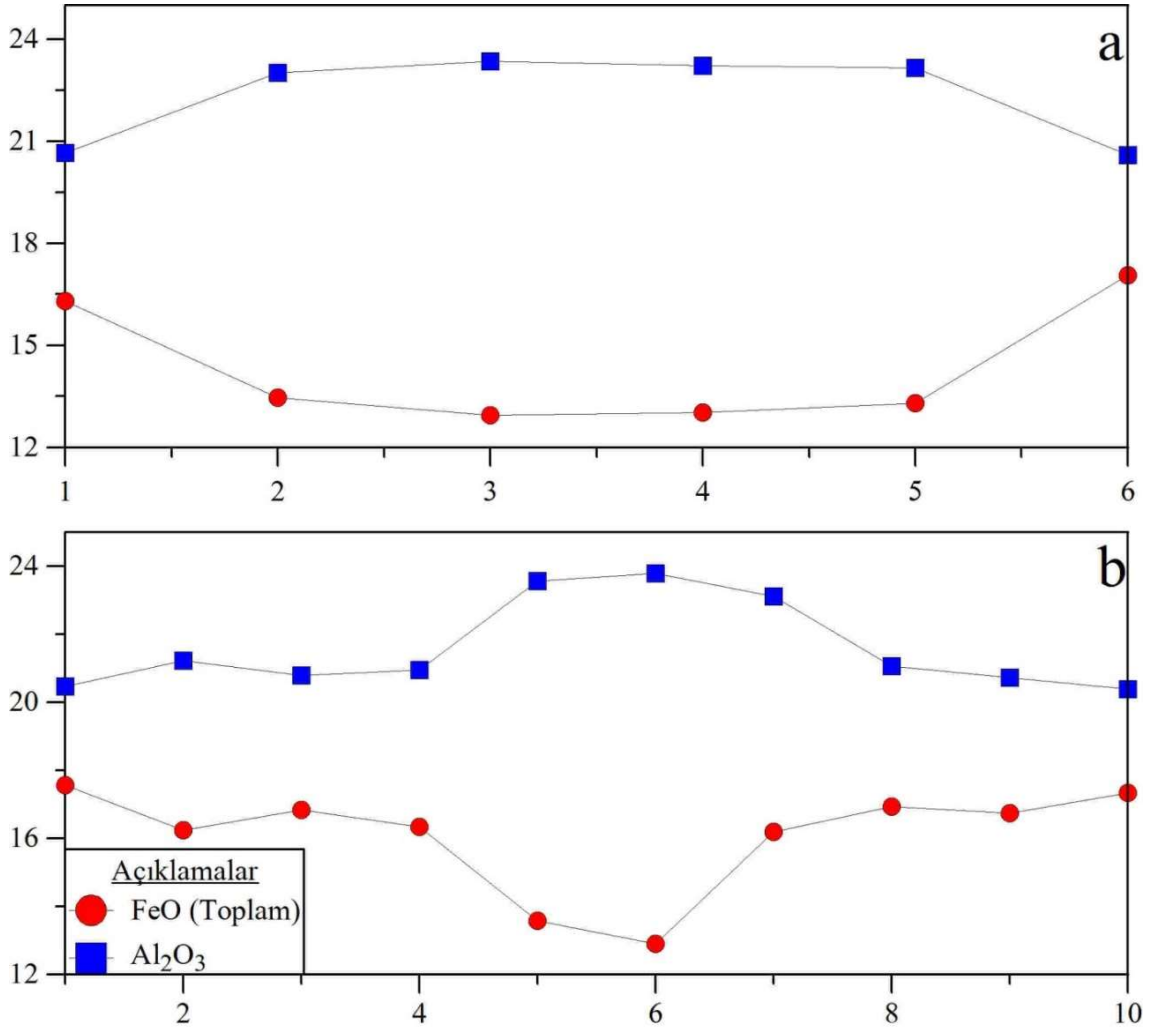
Şekil 23. Köprüüstü (a) ve İpekçili (b) skarnlarındaki erken ve geç ilerleyen evreyi temsil eden garnetlerin bileşimindeki değişimler (Prp: pirop, Sps: spersartin, Alm: almandin, Grs: grosüler, And: andradit; içi dolu simgeler ilerleyen, boş simgeler ise gerileyen evre granatlarıdır). Köprüüstü (c) ve İpekçili d) skarnlarındaki erken ve geç ilerleyen evreleri temsil eden piroksenlerin bileşimindeki değişimler (Joh: johansenit, Diy: diyopsit, Hed: hedenbergit; içi dolu simgeler ilerleyen, boş simgeler ise gerileyen evre piroksenleridir).



Şekil 24. Köprüüstü ve İpekçili lokasyonlarındaki garnetlerin (a) ve piroksenlerin (b) bileşimleri ve bunların çeşitli skarn tipleri ile kıyaslaması (Einaudi vd., 1981; Meinert, 1983 ve 1992).

Mikroskop çalışmaları sırasında granat minerallerinin merkezden kenara doğru zonlanmalar gösterdiği belirlenmiştir. Bu granatlarda gerçekleştirilen mineral kimyası analizlerinde de belirli profiller boyunca mineralin merkezinden kenarına doğru element konsantrasyonlarında bazı değişimler belirlenmiştir. Dolayısıyla zonlu granatlar akışkan bileşimindeki değişimlere paralel olarak çekirdekten kenar zonlara doğru farklı bileşimler sunmaktadır. Köprüüstü ve İpekçili lokasyonlarında erken ilerleyen evreye

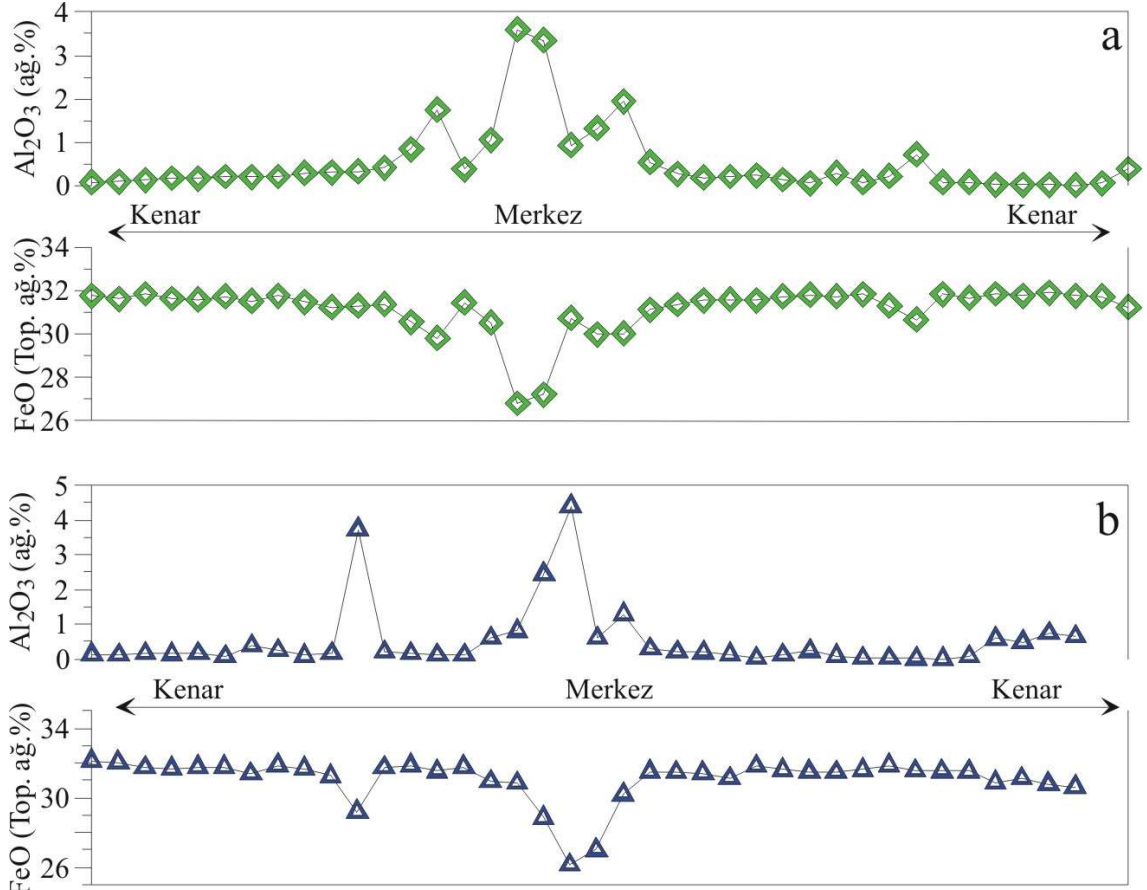
ait grosüler ($X_{\text{Grs}}:0.60\text{--}0.79$ ve $X_{\text{Grs}}: 0.56\text{--}0.67$) bileşimdeki granatların merkezinden kenarına doğru Al_2O_3 miktarında azalma, FeO miktarında ise artış gözlenmiştir (Şekil 25a, b). Bunlardan Al miktarının azalması ve buna karşılık Fe miktarının artması granatların grosüler ($\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ bileşimden andradite ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ doğru değişim gösterdiği anlamına gelmektedir.



Şekil 25. Köprüüstü lokasyonundaki grosüler bileşimdeki granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru FeO ve Al_2O_3 elementlerinde görülen zonlanma (a), İpekçili lokasyonundaki grosüler bileşimdeki granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru FeO ve Al_2O_3 elementlerinde görülen zonlanma (b).

Granatların bileşiminin Köprüüstü ve İpekçili lokasyonlarında Grosüler ve Andradit arasında değişim gösterdiği daha önce belirtilmişti. Köprüüstü ve İpekçili lokasyonlarındaki Andradit ($X_{\text{And}}:0.75\text{--}1$) bileşimli granatlarda yapılan profil analizlerinde de Grosülerde olduğu gibi mineralin merkezinden kenarına doğru zonlanmalar gözlenmiştir (Şekil 26a, b). Buna göre merkezden dış zonlara doğru Al_2O_3

miktarında azalma gözlenirken, FeO miktarı artmaktadır. Buna göre andradit bileşimindeki granatların And/Grs oranı mineralin merkezinden kenarına doğru daha fazla artış göstermektedir.



Şekil 26. Köprüüstü (a) ve İpekçili (b) lokasyonundaki andradit bileşimindeki granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru FeO ve Al_2O_3 elementlerinde görülen zonlanma.

Granat minerallerinde yapılan mineral kimyası çalışmalarına göre bu granatların bileşimleri Köprüüstü ve İpekçili lokasyonlarında Grosüler ve Andradit arasında değişim göstermektedir. Bu lokasyonlardaki Andradit bileşimindeki granatların Pirop + Spersartin + Almandin (Prp+Sps+Alm) toplamaları % 8.26'yı geçmemektedir. Buna karşın her iki lokasyondaki Grosüler tipteki granatlar % 38.11'e varan oranda Prp+Sps+Alm içermektedirler. Analiz sonuçları incelendiğinde Prp+Sps+Alm içeriğindeki bu artışın Mangan'dan kaynaklandığı görülmektedir. Grosüler tipteki granatlara eşlik eden proksimal zondaki klinopiroksenlerin Johansenit içeriklerinin yüksek olduğu görülmüştür (Köprüüstü Joh_{31.86-76.69}, İpekçili Joh_{45.76-66.93}). piroksenlerin Johansenit içerikleri Mangan bolluğuna paralel olarak artış gösterdiğine göre Grosüler

tipteki granatların yüksek Prp+Sps+Alm içerikleri piroksenler ile olan etkileşiminden kaynaklanmış olmalıdır.

3.5. Sülfid Kimyası

Dağbaşı yöresinde Kükürtlü ve Dere mahalle skarnlarında manyetit ve hematit gözlenirken, Köprüüstü ve İpekçili cevherlerinde manyetit ve hematite sülfid mineralleri eşlik etmektedir. Pirotin, pirit, kalkopirit, sfalerit ve galenden oluşan bu sülfid minerallerinin bileşimlerini, iz element içeriklerini ve kökensel özelliklerini belirlemek üzere mineral kimyası analizleri gerçekleştirilmiş ve bulgular aşağıda ayrı ayrı verilmiştir.

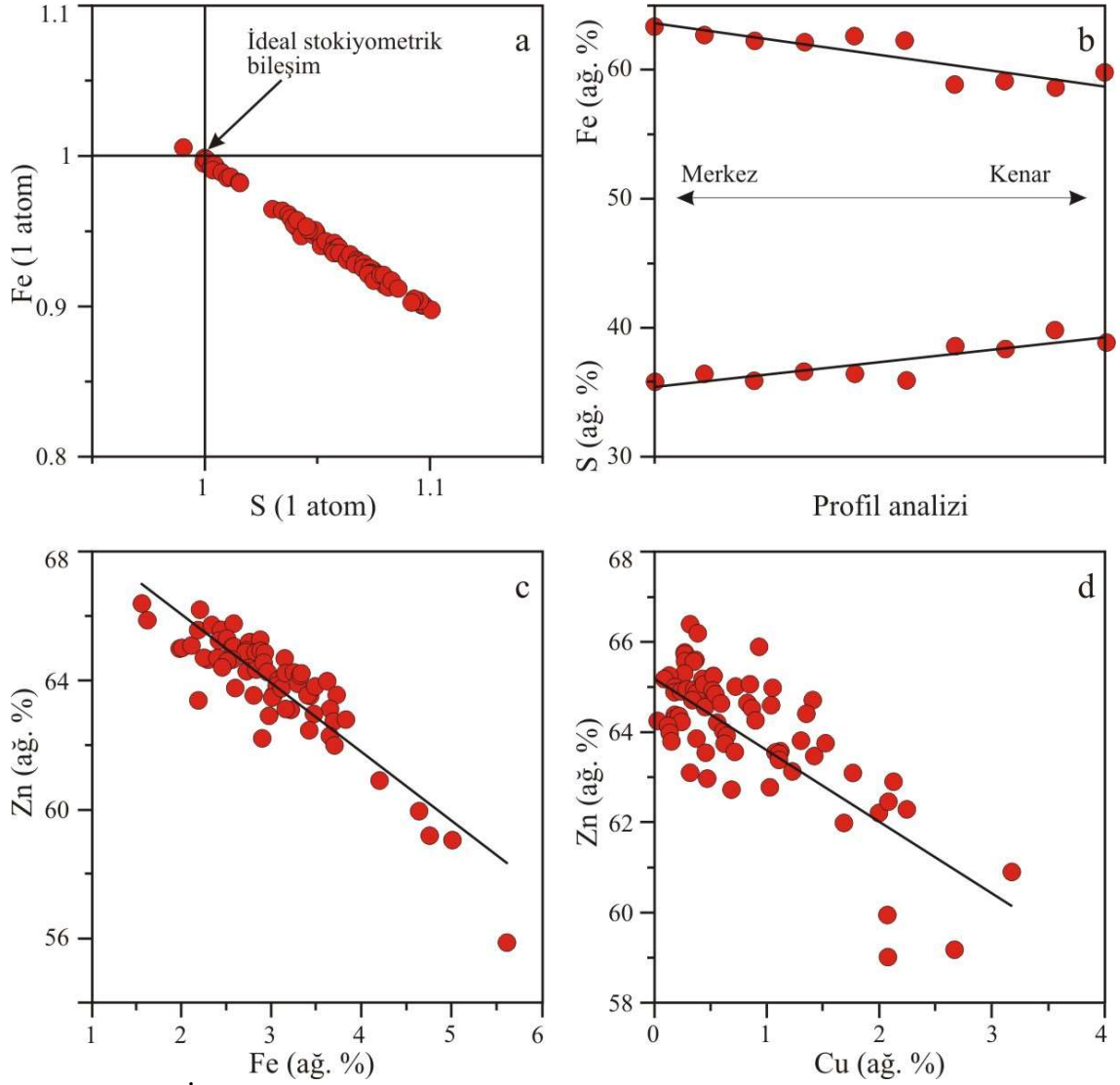
3.5.1. Pirotin

İpekçili mahallesi cevherinde yoğun olarak bulunan, buna karşılık diğer lokasyonlarda gözlenemeyen pirotinin mineralojik özellikleri ve parajenetik birlikteliği önceki bölümde verilmiştir. İz element içerikleri oldukça düşük olan pirotinlerde en yüksek değerler olarak (ağırlıkça yüzde) ağı.% 1.30 Pb, ağı.% 0.39 As, ağı.% 0.12 Cd ve ağı.% 0.13 Ag belirlenmiş, analiz sonuçları Tablo 6'da verilmiştir. Bu mineralden yapılan mikrokimyasal analizlere göre pirotinler stokiyometrik bileşimden (FeS) % 10'a varan oranda sapma göstermektedir (Şekil 27a). Buna göre genel formülleri $Fe_{(1-0.1)}S_{(1+0.1)}$ şeklinde hesaplanmıştır. Pirotinlerin merkezinden kenarına doğru yapılan profil analizlerinde Fe miktarında artma, S miktarında azalma belirlenmiştir (Şekil 27b). Buna göre merkezinde stokiyometrik bileşime yakın bileşim sunan pirotinler, Fe miktarındaki azalmaya bağlı olarak mineralin kenarına doğru stokiyometrik bileşimden sapma göstermektedir.

3.5.2. Pirit

Pirotin, kalkopirit ve sfalerite eşlik eden piritler stokiyometrik bileşimdedirler. Bu mineralden yapılan mikrokimyasal analiz sonuçlarına göre en yüksek değerler olarak ağı.% 4.31 Pb, 0.78 As, ağı.% 1.4 Zn, ağı.% 0.25 Cd, ağı.% 1.29 Cu belirlenmiş olup analizlerin detayı Tablo 7'de verilmiştir. Birkaç ölçümde belirlenen 0.04 – 0.47 ağı.

% Co ve 0.04–0.07 ağırlık % Ni'nin dışında piritlerin bu element içerikleri ölçüm sınırının altındadır.



Şekil 27. İpekçili cevherinde piritlerin stokiyometrik bileşimden sapan kompozisyonları (a) piritlerin merkezinden kenarına doğru yapılan profil analizlerinde Fe'ye karşılık S değişimleri (b), Köprüüstü sfaleritlerinde Fe-Zn arasındaki (c) ve Zn-Cu arasındaki element değiş-tokuşunu gösteren negatif korelasyonlar (d).

3.5.3. Kalkopirit

İpekçili ve köprüüstü lokasyonlarındaki kalkopiritlerin analizleri yapılmış ve buna göre bütün kalkopirit mineralleri stokiyometrik bileşimde bulunmuştur. İz element olarak mineral bileşiminde bulunan elementlerin en yüksek değerleri ağırlık % 1.82 Pb, ağırlık % 2.6 Zn ve ağırlık % 0.47 As şeklindedir. Kalkopiritlerin genel formülü $Pb_{1-1.02}S_{0.98-1.00}$ şeklinde hesaplanmıştır. Kalkopiritlerde ölçülen analiz sonuçları Tablo 8’de verilmiştir.

3.5.4. Sfalerit

Sfalerit minerali Köprüüstü lokasyonunda yoğun olarak bulunmaktadır. Mikrokimyasal analizlere göre sfaleritler, ana bileşen olan Zn’nin dışında ağırlık % 1.57–5.01 arasında Fe, ağırlık % 0.04–3.18 arasında Cu, ağırlık % 0.04–2.04 arasında Pb, ağırlık % 0.02–0.45 arasında Cd içermektedir. Ayrıca birkaç analizde en yüksek değerler olarak ağırlık % 0.31 As ve ağırlık % 0.15 Ag belirlenmiştir. Bütün sfalerit minerallerinde ölçülen sonuçlar Tablo 9’da verilmiştir. Sfaleritlerdeki Fe ve Cu’nun Zn ile olan korelasyonları bu elementlerin kristal sistemi içerisinde Zn ile değiş-tokuş yaptığını göstermektedir (Şekil 27c, d).

3.5.5. Galen

Çalışma alanı içinde galen minerali yalnızca Köprüüstü lokasyonunda bulunmaktadır. Bu lokasyondaki galen oranı cevherin % 1’inden daha düşüktür. Yalnızca sfaleritler içinde kapanımlar şeklinde gözlenmiştir. Galenlerin bileşiminde Pb’nin dışında iz element olarak ölçülen elementlerin en yüksek değerleri ağırlık % 1.43 Ag, ağırlık % 1.14 Cu, ağırlık % 0.91 Zn ve ağırlık % 0.49 Fe şeklinde olup, analizlerin detayı Tablo 10’da verilmiştir. Yapılan mikrokimyasal analizlere göre galen mineralinin bileşimi $Pb_{(0.94-0.95)}S_{(0.98-1.02)}$ şeklinde hesaplanmıştır. Bu iz elementlerden Ag dışındakilerin miktarı sıfır ile verilen en yüksek limitler arasında değişmektedir. Buna karşılık 9 ayrı galen analizinin içerdiği Ag miktarı hem % 1’in üzerinde hem de birbirine yakın bir aralıkta değişim göstermektedir (ağırlık % 1.18–1.43). Bu durum çalışma alanı içerisindeki galen minerallerinin Gümüş potansiyelinin olduğunu düşündürmektedir.

3.6. Sıvı Kapanım Çalışmaları

Sıvı kapanımlar oluşumlarından sonra dışarı ile madde alışverişinde bulunmadıklarından bu kapanımların mikrotermometrik özelliklerini ölçmek suretiyle sıvı kapanım içeren minerallerin oluşum şartlarını (sıcaklık ve basınç gibi) ve yatakların oluşumunda rol oynayan çözeltilerin bileşimlerini (tuzluluk miktarı ve olası tuz türlerini) belirlemek mümkündür. Mikrotermometrik ölçümler, özel olarak tasarlanmış mikroskop yardımıyla sıvı kapanımların soğutulması ve ısıtılması sırasında gerçekleşen faz geçişlerinin belirlenmesi suretiyle ölçülmektedir. Soğutma sırasında sıvı azot kullanıldığından -196 °C'ye kadar soğutma yapılabilmektedir. Isıtma işleminde ise kullanılan cihazın türüne bağlı olarak 600 °C (Linkam THMG600) veya daha yukarı sıcaklıklara (1500 °C gibi, Linkam THMG1500) ulaşılabilir. Soğutma ve ısıtma sırasında gerçekleşen faz geçişleri ve bunlara bağlı olarak elde edilen veriler şunlardır:

3.6.1. Sıvı Kapanım Petrografisi

Sıvı kapanım çalışması Dağbaşı yöresindeki İpekçili, Köprüüstü, Kükürtlü ve Dere mahalle skarnlarının oluşum şartları (sıcaklık ve basınç) ile bu cevherleri oluşturan çözeltilerin bileşimlerini (tuzluluk miktarı ve olası tuz türü) belirlemek amacıyla garnet epidot, kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerinde gerçekleştirilmiştir. Cevherlerin mineral parajenezleri farklılık gösterdiğinden, her bir lokasyonda sıvı kapanım çalışması yapılan mineraller farklılık göstermektedir. Buna göre İpekçili ve Köprüüstü cevherlerinde garnet, epidot, kalsit, kuvars ve sfalerit minerallerinde yapılan ölçümler diğer lokasyonlarda epidot, kuvars ve kalsit minerallerinde yapılmıştır.

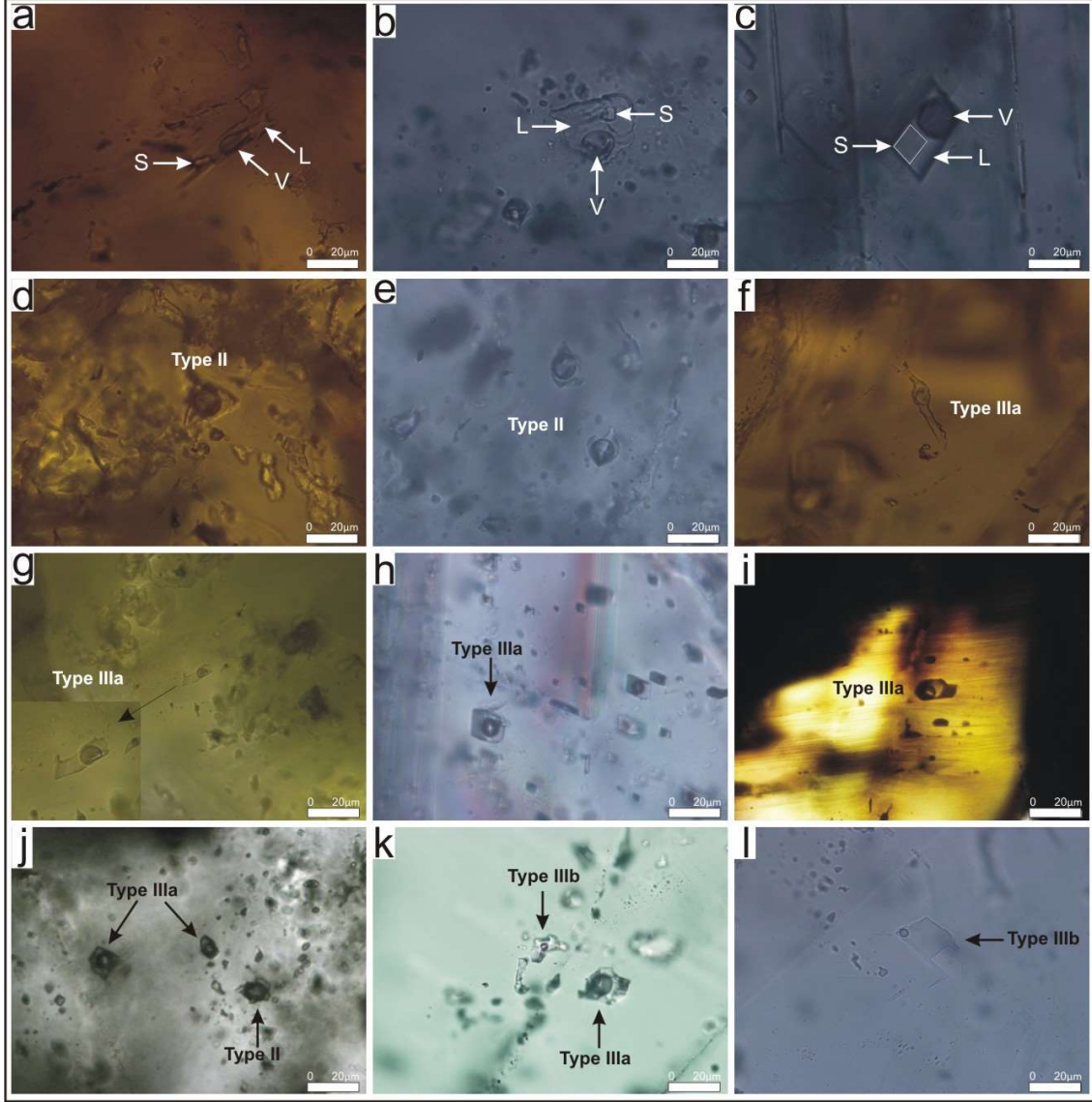
Mikrotermometrik ölçümlere uygun sıvı kapanımlar kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerinde yaygın olarak gözlenirken, garnet ve epidot minerallerinde sınırlı sayıda kapanım gözlenmiştir. Soğutma ve ısıtma deneylerinden önce sıvı kapanımlar Roedder (1984) ve Shepherd vd. (1985) tarafından önerilen kriterlere göre sınıflandırılmıştır. İkincil sıvı kapanımlar cevher oluşum sonrasındaki süreçlerden etkilenebileceğinden (dışarı ile madde alışverişinde bulunabildiklerinden) mikrotermometrik ölçümler birincil olan sıvı kapanımlarda gerçekleştirilmiştir.

Bütün lokasyonlardaki sıvı kapanımlar sıvı, katı ve gaz içeren (L+S+V) üç fazlı, sıvı ve gaz içeren (L+V) iki fazlı kapanımlar şeklindedir. Sıvı kapanımlar yaygın olarak düzensiz geometrik şekillerdedir. Daha az oranda dairesel, eliptik, tup ve damla şekilli kapanımlar da gözlenmiştir. Kalsit minerallerinde bu mineralin rombohedral kristal sistemine uygun olarak tabuler şekilli kapanımlar da bulunmaktadır. İncelenen kapanımların boyutları 10 ile 60 μm arasında değişmektedir. Fakat boyutu 30 μm 'nin üzerindeki kapanımlar daha seyrek. Kapanımları hiçbirinde oda sıcaklığında ayrılmamış CO_2 gazı gözlenmemiştir.

Dağbaşı granitoyidi çevresinde bulunan skarn lokasyonlarındaki sıvı kapanımlar arasında sıvı kapanım şekli, boyutu ve ölçülen mikrotermometrik parametreler bakımından belirgin bir farklılık yoktur. Esas farklılık sıvı kapanım tipleri ve sıvı gaz oranlarına göre değişim gösterdiğinden ölçüm sonuçları da bunlara göre sunulmuştur. Oda sıcaklığında sahip oldukları faz sayıları ve bunların oranları ile homojenleşme modlarındaki (sıvı veya gaz faza homojenleşme) farklılık bakımından 3 farklı sıvı kapanım tipi tanımlanmış olup bunların ayrıntılı özellikleri aşağıda açıklanmış, mikrotermometrik ölçüm sonuçları ise Tablo 9–14 de verilmiştir.

Tip-I sıvı kapanımlar sıvı, katı ve gaz fazını bir arada bulunduran (L+S+V) üç fazlı kapanımlardır. Bu tip kapanımlar erken ilerleyen evreye ait garnet (Şekil 28a), kuvars (Şekil 28b) ve kalsit (Şekil 28c) minerallerinde gözlenmiştir. Tip-II sıvı kapanımlar sıvı ve gaz (L+V) içeren iki fazlı kapanımlar olup bunların gaz oranların sıvıdan yüksektir ($V>L$). Bu tip kapanımlarda homojenleşme sıvı fazın kalbolması sonucu gaz faza olmuştur. Gaz bakımından zengin olan bu tip sıvı kapanımlar ise geç ilerleyen evreye ait garnet (Şekil 28d) ve kuvars (Şekil 28e) minerallerinde gözlenmiştir. Tip-III sıvı kapanımlar sıvı ve gaz içeren (L+V) iki fazlı kapanımlar olup bunların gaz oranları sıvı fazdan düşüktür. Ancak bu tip kapanımların gaz-sıvı oranları bakımından farklılık gösteren iki farklı grubu tanımlanmıştır. Bunlardan Tip-IIIa kapanımların gaz oranları 30–40 % arasında değişmekte olup homojenleşme her zaman sıvı faza olmuştur. Tip-IIIa sıvı kapanımlar incelenen kesitlerde geç ilerleyen evreye ve gerileyen evreye ait tüm minerallerde gözlenmiştir (Şekil 28f-i). Geç ilerleyen evreye ait garnet ve kuvars minerallerinde bulunan Tip-IIIa sıvı kapanımlar gaz bakımından

zengin olan Tip-II sıvı kapanımlara eşlik etmekte ve bazen aynı kristal içinde bir arada bulunmaktadır (Şekil 28j).



Şekil 28. Garnet (a), kuvars (b) ve kalsit (c) minerallerindeki Tip-I sıvı kapanımlar. garnet (d) ve kuvars (d) minerallerindeki Tip-II sıvı kapanımlar. Garnet (f), epidot (g), kalsit (h) ve sfalerit (i) minerallerindeki Tip-IIIa sıvı kapanımlar. j) kuvars minerallerinde Tip-II ve Tip-IIIa sıvı kapanımların birlikteliği. k) kuvarslarda Tip-IIIa ve Tip-IIIb sıvı kapanımların birlikteliği. l) kuvarslarda bulunan Tip-IIIb sıvı kapanımlar.

Aynı sıvı kapanım birlikteliğine ait bu kapanımlardan Tip-IIIa kapanımlar sıvı faza homojenleşirken, Tip-II sıvı kapanımlar ise gaz faza homojenleşmiştir. Bunun dışında Tip-IIIa sıvı kapanımlar gerileyen evreye ait kuvars, epidot, kalsit ve sfalerit minerallerinde de bulunmaktadır. Ancak gerileyen evreye ait bu minerallerde Tip-IIIa

ve Tip-II sıvı kapanımların birlikteliği gözlenmez. Bunun yerine bu minerallerde bulunan Tip-IIIa sıvı kapanımlar Tip-IIIb ye eşlik etmektedir (Şekil 28k). Diğer taraftan Tip-IIIb sıvı kapanımlar Tip-IIIa'ya kıyasla hacimsel olarak daha düşük gaz/sıvı oranlarıyla karakteristiktir (Şekil 28k, l). Gaz/sıvı oranlarının % 5–20 arasında değiştiği bu tip kapanımlar gerileyen evreye ait skarn minerallerinin hepsinde gözlenmiştir. Tip-IIIb sıvı kapanımlar diğer tip sıvı kapanımlara göre daha düşük homojenleşme sıcaklığı (Th) ve tuzluluk miktarları ile karakteristiktir.

3.6.2. İlk Buz Ergime (T_{fm}) Sıcaklığı Ölçümleri

İlk buz ergime sıcaklığı tamamen kristallenen veya donan sıvı kapanımın ısıtılması sırasında ergimenin ilk başladığı sıcaklık olarak bilinmektedir. Farklı yazarlar tarafından “Ötektik Sıcaklığı (Te)” olarak da tanımlanmaktadır. Her bir tuz türünün ergime sıcaklığı farklı olduğundan, bileşiminde ergimiş halde tuz bulunduran (NaCl, MgCl₂ ve CaCl₂ gibi) sıvı kapanımların ilk ergime sıcaklıkları içerdiği tuz türüne göre farklılık gösterecektir. Buna göre bileşiminde NaCl türü tuz bulunan sıvı kapanımlarda bu değer, -21,2 °C iken, MgCl₂ bulunan kapanımlarda bu değer -33,6 °C şeklinde ve CaCl₂ bulunan kapanımlarda ise -49,8 °C şeklinde olacaktır. Bileşiminde tek bir tuz türünden ziyade farklı tuz türlerinin karışım şeklinde olduğu kapanımlarda ilk buz ergime sıcaklığı bulunan tuz türlerinin ötektik sıcaklıkları arasında bir değer olacaktır. Bundan dolayı ölçülen T_{fm} sıcaklıklarına göre sıvı kapanımların bileşimlerini Roedder (1979), Hein (1989), Shephard vd., (1985) tarafından geliştirilen çeşitli tablolar kullanılarak belirlemek mümkündür.

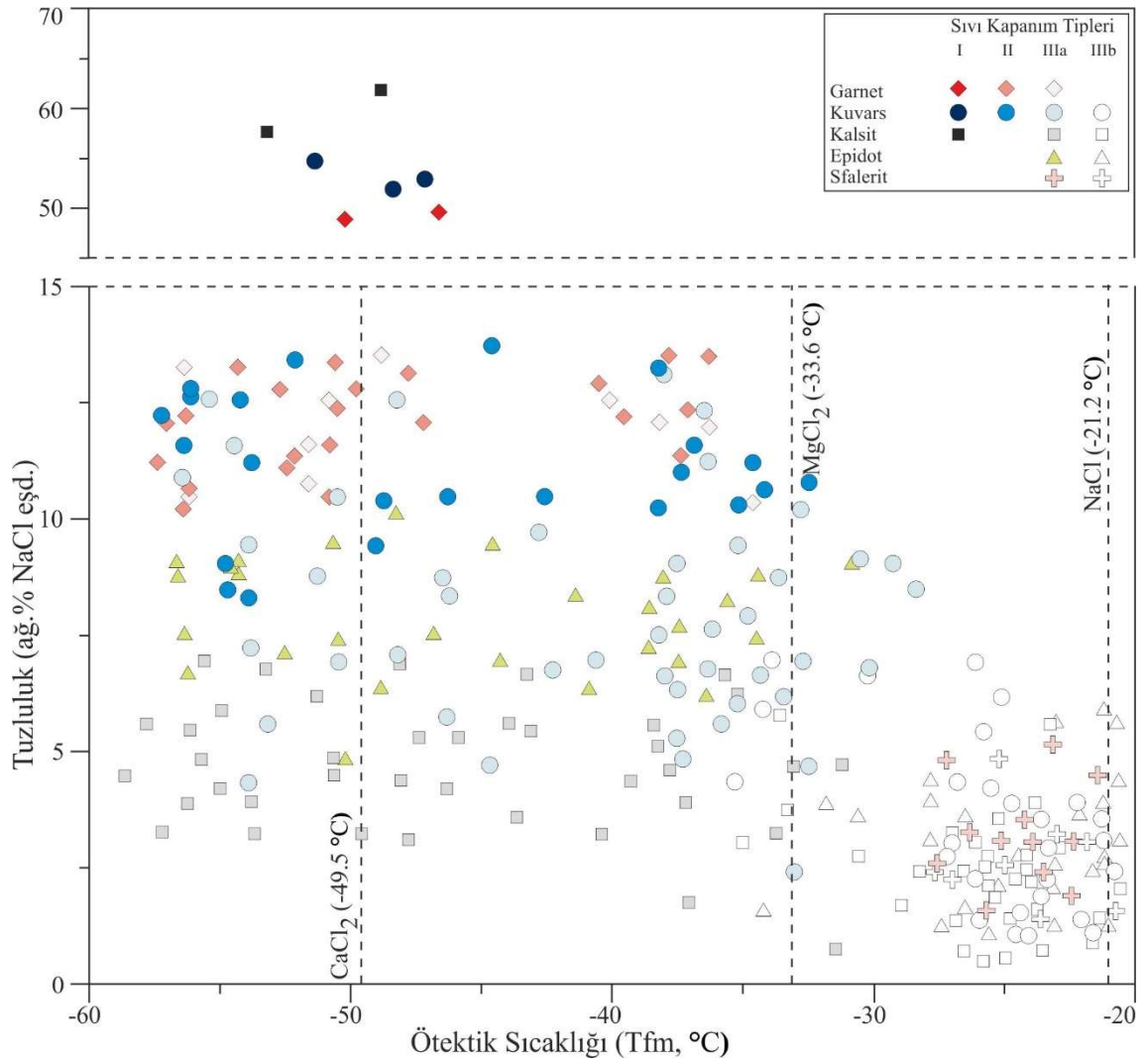
Bu çalışmada garnet, epidot, sfalerit, kalsit ve kuvars minerallerinde T_{fm} sıcaklıkları ölçülmüş ve sonuçlar ilgili tablolarda verilmiştir. Ayrıca her mineral türünde ölçülen değerler T_{fm} sıcaklıkları bilinen tuz türleri ile kıyaslanmak suretiyle Şekil 29'da ayrı ayrı gösterilmiştir. Garnet, kuvars ve kalsit minerallerinde gözlenen üç fazlı sıvı kapanımların Te sıcaklıkları -53.2 ile -46.6 °C arasında ölçülmüştür. Tip-I sıvı kapanımların Te sıcaklıkları çeşitli tuz-su sistemlerinin ötektik sıcaklıkları ile kıyaslandığında bu kapanımların bileşimindeki çözeltilerin H₂O-CaCl₂ bileşiminde olduğu anlaşılmaktadır.

İlerleyen evreye ait garnet ve kuvars minerallerinde bulunan gaz bakımından zengin Tip-II sıvı kapanımların Te sıcaklıkları sırasıyla -57.4 ile -36.3°C, ve -57.2 ile -32.4°C arasında ölçülmüştür. Benzer şekilde sfalerit haricindeki bütün minerallerde bulunan Tip-IIIa sıvı kapanımların bileşimleri de -58.6 ile -29 °C arasında ölçülmüştür.

Geniş aralıklarda dağılım sunan Tip-II ve Tip-IIIa sıvı kapanımların bileşimleri tek bir tuz türünden ziyade farklı tuz bileşimlerinin ötektik sıcaklıklarına karşılık gelmektedir. Bu değerlerden -49.8 °C'ye yakın değerler kapanım bileşimlerindeki çözeltilerin H₂O-CaCl₂ bileşimine yakın olduğunu gösterirken, -33.6 °C'a yakın değerler bu kapanımların bileşimlerinin H₂O-FeCl₂-MgCl₂ sistemine yakın olduğunu göstermektedir. Bunun yanında bazı sıvı kapanımlarda ölçülen -56.6 °C'ye yakın değerler herhangi bir tuz türünün ötektik sıcaklığından ziyade CO₂'nin ergime sıcaklığına yakındır. Dolayısıyla, her ne kadar oda sıcaklığında ayrılmamış CO₂ fazı veya klatrate ergimesi gözlenmese de -56.6 °C'ye yakın bu değerler sınırlı miktarda CO₂ gazının sıvı kapanımların bileşimlerinde bulunabileceğine işaret etmektedir. Çünkü, Hedenquist ve Henley (1985) ve Rosso ve Bodnar (1995)'a göre eğer sıvı kapanımların bileşiminde bulunan CO₂ bileşimi 2 mol %'nin altında ise bu gazın oda sıcaklığında ayrı bir faz oluşturması mümkün olamaktadır.

İncelenen bütün minerallerde bulunan ve cevherin gerileyen evresinde oluşan Tip-IIIb sıvı kapanımların Te sıcaklıkları ise -35.2 ile -20.6 °C arasında ölçülmüştür. Bu değerlerin çoğunluğunun -28 °C'den daha yüksek oluşunu dikkate aldığımızda Tip-IIIb sıvı kapanımların bileşimlerinin H₂O-NaCl bileşimine yakın çözeltilerden ibaret olduğu kanısına varılabilir. Bunun yanında kısmen daha düşük olup -35.2'ye kadar düşen değerler ise bu kapanımların bileşimlerinin kısmen H₂O-FeCl₂-MgCl₂ bileşiminde olabileceğini göstermektedir.

Sfalerit minerallerindeki sıvı kapanımların T_{fm} sıcaklıkları ise diğer minerallere kıyasla daha dar bir sıcaklık aralığında olacak şekilde -20,7 °C ile -27,6 °C arasında değişmektedir. -21,2 °C'ye çok yakın değerler dikkate alındığında sıvı kapanımların bileşiminin H₂O-NaCl sisteminde olduğu söylenebilir.



Şekil 29. Garnet, epidot, sfalerit, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların tuzluluk miktarına karşılık T_{fm} sıcaklıklarının değişimi.

3.6.3. Son Buz Ergime (T_{m-ice}) ve Tuz Ergime (T_{m-halite}) Sıcaklığı Ölçümleri

Bileşiminde çözünmüş halde tuz bulunan sıvı kapanımların donma sıcaklığı saf suya göre daha düşük olacağından, tamamen dondurulan sıvı kapanımların ısıtılması sırasında ölçülen son buz kristalinin ergime sıcaklığı bu kapanımların tuzluluk miktarının hesaplanmasına olanak sağlamaktadır. Buna göre sıvı kapanımların bileşiminde bulunan tuz miktarı arttıkça, ölçülecek (T_{m-ice}) değeri de düşecektir. Kapanımların tuz miktarı ile ergime sıcaklığı arasındaki bu ilişkiden faydalanarak sıvı kapanımların tuzluluk miktarını ağırlıkça % olarak hesaplamak mümkündür.

Sıvı kapanımların tuzluluk miktarı farklı araştırmacılar tarafından (Potter vd., 1978; Bodnar, 1993; Bodnar ve Vitky, 1994) geliştirilen bağıntılarla hesaplanabileceği gibi, çeşitli bilgisayar programları kullanılarak da hesaplanabilmektedir. Brown(1989) tarafından geliştirilen “Flincor“ ve Bakker, (2003) tarafından geliştirilen “Bulk“ programları bunlardan en yaygın olarak kullanılanlardır. Bu çalışmada Bodnar, (1993) tarafından önerilen aşağıdaki eşitlik kullanılarak hesaplanan tuzluluk miktarları Bakker(2003) tarafından geliştirilen “Flincor“ programı kullanılarak kontrol edilmiştir.

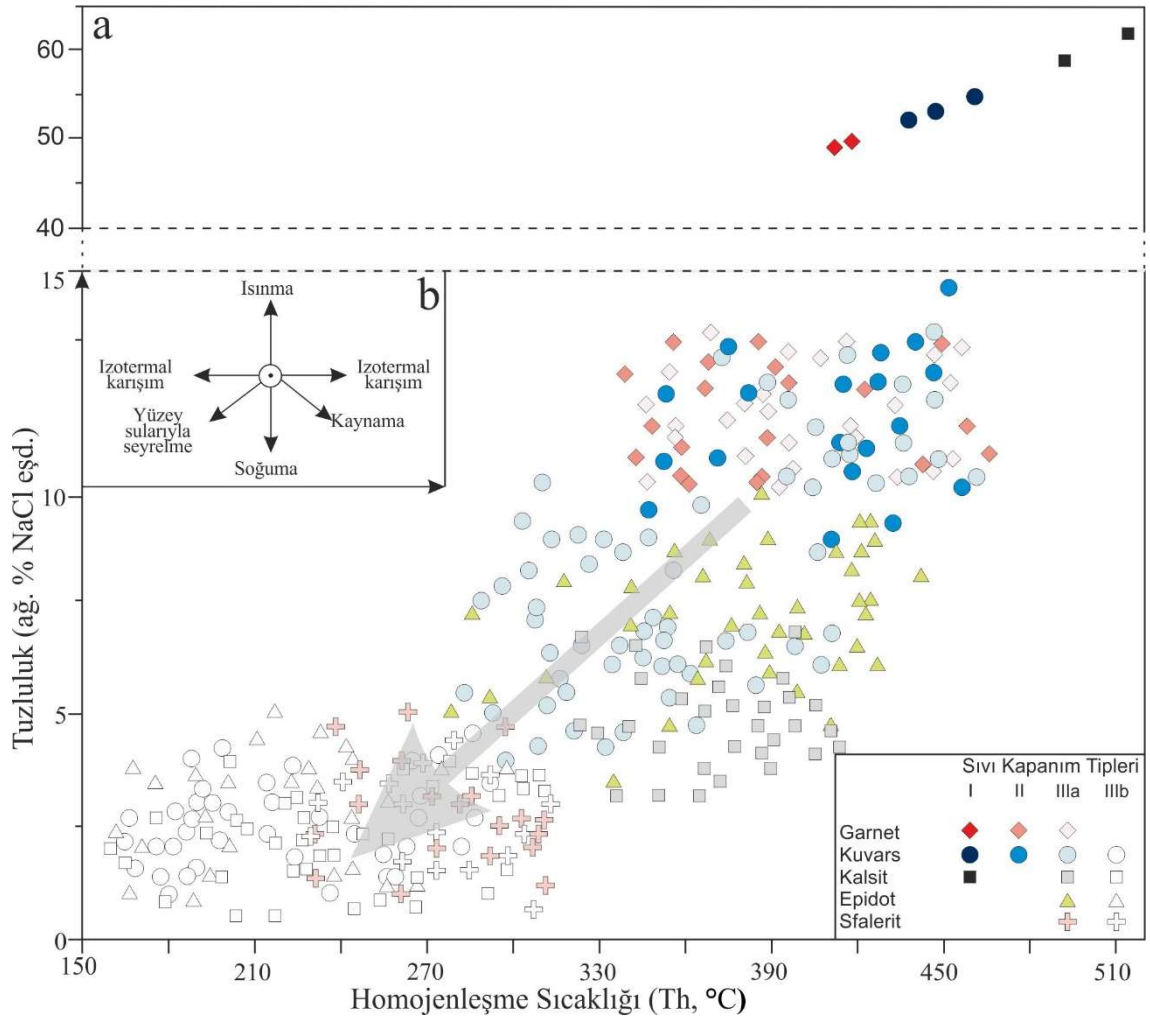
$$\text{Tuzluluk: } 1.78(\text{Tm-ice})-0.0442(\text{Tm-ice})^2+0.000557(\text{Tm-ice})^3$$

Sıvı kapanımların bileşiminde çeşitli tuz türleri bulunmasına karşın, bunlar arasında en yaygın olarak NaCl bulunduğundan bu kapanımların tuzluluk miktarları genel kabul olarak NaCl eşdeğeri olarak verilmektedir (Shepherd vd., 1985; Bodnar, 1993; Wilkinson, 2001). Shepherd vd. (1985)’ne göre de sıvı kapanımların bileşiminde farklı tuz türlerinin bulunması durumunda, ölçülecek Tm-ice sıcaklıklarına göre hesaplanacak tuzluluk miktarında yapılabilecek hata payı % 5’i geçmemektedir. Bundan dolayı bu çalışmada da sıvı kapanımların tuzluluk miktarı ağırlık % NaCl eşdeğeri olarak verilmiştir.

Son buz ergime sıcaklığı ölçümleri bileşimlerinde çözünmüş halde tuz bulunan iki fazlı olan Tip-II, Tip-IIIa ve Tip-IIIb sıvı kapanımların tuzluluklarının hesaplanmasında kullanılmıştır. Bunun yanında bileşimlerinde katı tuz kristali bulunan üç fazlı Tip-I sıvı kapanımların tuzlulukları ise katı tuz kristalinin ergime sıcaklığı (Tm-halite) kullanılarak hesaplanmıştır. Hem iki fazlı ve hem de üç fazlı sıvı kapanımların tuzlulukları Tablo 11–14’de verilmiştir.

Garnet, kuvars ve kalsit minerallerinde bulunan üç fazlı Tip-I sıvı kapanımların Tm-halite sıcaklıkları 404 ile 514 °C arasında ölçülmüş buna göre bu kapanımların tuzlulukları Bodnar ve Vitky (1994)’e göre 48.8 ile 61.8 ağırlık % NaCl eşd. arasında hesaplanmıştır. Garnet ve kuvars minerallerinde bulunan Tip-II sıvı kapanımların son Tm-ice sıcaklıkları sırasıyla -6.8 ile -9.6 °C ve -5.3 ile -10.5 °C arasında ölçülmüştür. Bu sıvı kapanımların tuzlulukları, ölçülen Tm-ice sıcaklıklarına göre garnetlerde 10.3 – 13.7 ağırlık % NaCl eşd. ve kuvarslarda 8.3 – 14.7 ağırlık % NaCl eşd. arasında hesaplanmıştır.

Garnet minerallerindeki Tip-IIIa sıvı kapanımların Tm-ice sıcaklıkları -7.1 ile -9.4 °C arasında ölçülmüş bu değerlere göre bu kapanımların tuzlulukları 10.7 ile 13.5 ağırlık % NaCl eşd. arasında hesaplanmıştır. Epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların Tm-ice sıcaklıkları ise -2.9 ile -6.6 °C, -0.5 ile -4.3 °C, ve -2.6 ile -9.3 °C arasında ölçülmüş bu sıvı kapanımların tuzlulukları ise sırasıyla 4.8–10.1 ağırlık % NaCl eşd., 0.9–6.9 ağırlık % NaCl eşd. ve 4.4–13.4 ağırlık % NaCl eşd. arasında hesaplanmıştır.



Epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki Tip-IIIb sıvı kapanımların Tm-ice sıcaklıkları (-0.5) ile (-3.8) °C, (-0.3) ile (-3.6) °C, ve (-0.6) ile (-3.6) °C arasında ölçülmüş bu kapanımların tuzlulukları da ölçülen Tm-ice sıcaklıklarına göre sırasıyla 0.9–6.2 ağırlık % NaCl eşd. 0.5–5.9 ağırlık % NaCl eşd., ve 1.1–5.9 ağırlık % NaCl eşd. arasında

hesaplanmıştır. Diğer taraftan sfalerit minerallerindeki Tip-IIIa ve Tip-IIIb sıvı kapanımların Tm-ice sıcaklıkları birbirine benzer aralıkarda olacak şekilde -0.4 – -3.1 °C arasında ölçülmüş buna göre her iki tip sıvı kapanımların tuzlulukları 0.7–5.1 ağı.% NaCl eşd. arasında hesaplanmıştır. Ölçülen Tm-halite ve Tm-ice sıcaklıklarına göre sıvı kapanımların tuzluluk miktarı bütün minerallerdeki farklı tip kapanımlar için 0.3 ile 61.8 ağı.% NaCl eşd. arasında hesaplanmıştır. Bu tuzluluk miktarlarının homojenleşme sıcaklıklarına karşılık değişimlerini gösteren Şekil 30 üzerindeki dağılımları ise azalan tuzluluk miktarına karşılık homojenleşme sıcaklıklarının da azaldığı bir trend sunmaktadır.

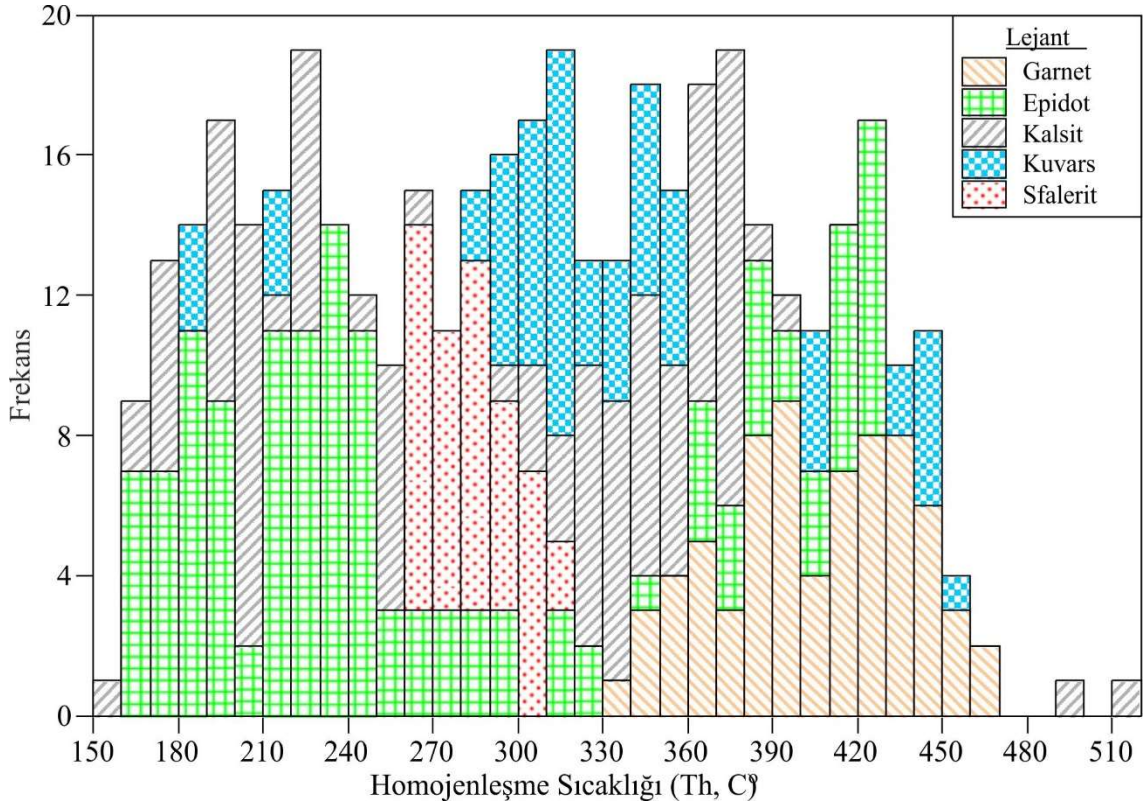
3.6.4. Homojenleşme Sıcaklığı (Th) Ölçümleri

Homojenleşme sıcaklığı (Th), oda sıcaklığında sıvı ve gaz fazı içeren sıvı kapanımların ısıtılması sırasında gaz fazın homojenleştiği sıcaklık olarak tanımlanmaktadır. Bu sıcaklığın ölçülmesi suretiyle bu kapanımları içeren minerallerin oluşum sıcaklıklarını belirlemek mümkündür. Bu çalışmada garnet, epidot, sfalerit, kuvars ve kalsit minerallerinde homojenleşme sıcaklığı ölçümleri yapılmış olup ölçüm sonuçları Tablo 9–12’de verilmiş, Şekil 31’de histogram üzerinde gösterilmiştir.

Katı tuz kristali içeren Tip-I sıvı kapanımlarda iki ayrı homojenleşme gözlenmiştir. Bunlardan ilki gaz fazın sıvı faza homojenleştiği (Th) sıcaklık değeri, diğeri ise katı tuz kristalinin eriyerek sıvı faza homojenleştiği (Tm-halite) sıcaklık değerleridir. Garnet, kuvars ve kalsit minerallerinde gözlenen Tip-I sıvı kapanımlarda Tm-halite her zaman Th sıcaklığından yüksek olarak ölçülmüştür. Buna göre gaz fazın sıvı faza homojenleştiği sıcaklık garnetlerde 352.5–368.6 °C, kuvarslarda 357–402 °C ve kalsitlerde de 348–446 °C şeklindedir. Buna karşılık bu kapanımların Tm-halite sıcaklıkları ise sırasıyla 412–418 °C, 438–461 °C ve 492–514 °C şeklinde ölçülmüştür.

Tip-II sıvı kapanımların Th sıcaklıkları garnetlerde 339–499 °C arasında iken, kuvars minerallerinde 355.2–458.4 °C arasında değişmektedir. Tip-II sıvı kapanımlar ile bir arada bulunan Tip-IIIa sıvı kapanımların Th sıcaklıkları garnet minerallerinde 346.2 ile 458 °C arasında, kuvars minerallerinde ise 355.2 ile 461.2 °C arasındadır. Garnet ve kuvars minerallerinde bir arada gözlenen ve birbirine oldukça yakın Th sıcaklık ve

tuzluluk değerlerine sahip Tip-II ve Tip-IIIa sıvı kapanımlar kaynamaya işaret etmektedir (Bodnar vd., 1985). Diğer taraftan kuvars, epidot ve kalsit minerallerinde bulunan ve Tip-II sıvı kapanımlar ile birlikteliği görülmeyen Tip-III sıvı kapanımların Th sıcaklıkları daha düşük değerlere sahip olup 283.8 ile 412 °C arasında ölçülmüştür.



Şekil 31. Garnet, epidot, sfalerit, kalsit ve kuvars minerallerinde ölçülen Th sıcaklıklarında dağılım histogramları.

Epidot, kalsit ve kuvars minerallerinde bulunan Tip-IIIb sıvı kapanımların Th sıcaklıkları, diğer sıvı kapanım tiplerine kıyasla oldukça düşük değerlere sahip olup 160 ile 314.4 °C arasında ölçülmüştür. Sfalerit minerallerindeki Tip-IIIa ve Tip-IIIb sıvı kapanımların Th sıcaklıkları birbirine oldukça yakın değerlere sahip olup 231 ile 327 °C arasında değişmektedir. Homojenleşme sıcaklığı histogramında sfaleritlere ait Th değerlerinin tek bir aralıkta dağılım göstermesi bu durumun bir sonucudur.

3.6.5. Basınç Hesabı

Maden yataklarının oluşumu esnasında genellikle üzerinde örtü kayaları bulunmaktadır. Bu örtü kayaları daha sonradan aşınma yoluyla ortamdan uzaklaştığı

için madenin gerçek oluşum derinliğini belirlemek oldukça güçtür. Ancak sıvı kapanımların oluştuğu basınç şartlarını belirlemek suretiyle maden yatağının oluştuğu zamandaki gerçek derinliğini hesaplamak mümkündür. Sıvı kapanımların basınç, hacim, yoğunluk ve bileşimleri (PVTX) kapanımların kimyasal bileşiminden çok tuzluluk miktarıyla ilişkilidir (Bodnar, 1993; Zhang ve Frantz, 1987; Atkinson, 2002). Bundan dolayı kapanımların bünyesinde her ne kadar KCl, MgCl₂, CaCl₂ türü tuzlar bulunmuş olsa da basınç şartlarını NaCl'ye göre hesaplamak yanlış olmaz.

Sıvı kapanımların basınç hesabında kapanım tiplerine göre farklı basınç hesaplama yöntemleri kullanılmaktadır. Bunlar, iki karışmayan sıvının birlikte bulunması, izokonların kesiştirilmesi, yavru (daughter) mineral içeren kapanımların kullanılması ve homojenleşme sıcaklığının bağımsız bir termometreyle kıyaslanması şeklinde sıralanabilir. Bu yöntemlerden hangisinin kullanılacağını sıvı kapanımların tipi belirlemektedir. Bu çalışmada sıvı kapanımların basınç hesabı Tip-I kapanımlar için “yavru mineral içeren kapanımlara” göre, iki fazlı diğer kapanımların basınç hesabı ise “bağımsız termometre” yöntemine göre yapılmıştır.

Tip-I sıvı kapanımların basınç hesabı, sıvı fazın homojenleşme sıcaklığı (Th) ve katı tuz kristalinin ergime sıcaklığı (Tm-halite) kullanılarak Sanchez vd. (2012)'ye göre yapılmıştır. Bu yöntemde katı tuz kristali içeren sıvı kapanımların tuzluluk miktarı hesaplandıktan sonra, tuzluluk değerlerine göre halite liquidüs doğrusu, gaz fazın homojenleştiği Th sıcaklığı için ise Th izokonu çizilmiştir. Th izokonu ile halite liquidus doğrularının kesiştirilmesi suretiyle de bu kapanımlar için minimum kapanlanma basıncı belirlenmiştir. Bu tekniğe göre en yüksek Tm-halite sıcaklığı (514 °C) ve Th sıcaklığı (446 °C) için hesaplanan kapanlanma basıncı 884 bar'dır. Benzer şekilde en düşük Tm-halite (412 °C) ve Th sıcaklığı (352 °C) için ise 710 barlık kapanlanma basıncı hesaplanmıştır (Şekil 32).

Gaz bakımından zengin olup gaz faza homojenleşen Tip-II sıvı kapanımların Th sıcaklığı 339 – 466 °C arasında ölçülmüştür. Tip-II kapanımlar ile birlikte bulunan Tip-IIIa sıvı kapanımlardan da benzer Th sıcaklıkları ölçülmüş olup bu değerler 355.4–458.4 °C arasında değişmektedir. Gaz bakımından zengin ve sıvı bakımından zengin kapanımların bir arada bulunması, gazca zengin kapanımların gaz faza, sıvıca zengin

kapanımların sıvı faza homojenleşmesi ve bunların benzer Th sıcaklıkları sistemde kaynama belirtisi olarak kabul edilmiştir (Ronancher vd., 2000; Wilkinson, 2001). Sistemde kaynamanın olması durumunda ise Tip-II ve Tip-IIIa kapanımların homojenleşme sıcaklıkları Bakker ve Lang (2003) ve Sanchez vd. (2012)'a göre Şekil 32 üzerinde iki fazlı kritik eğri üzerinde bulunacaktır. Dolayısıyla Tip-II ve Tip-IIIa sıvı kapanımların 339 ile 466 °C arasında değişen Th sıcaklıkları 180 ile 460 bar arasında değişen minimum kapanlanma basıncına eşit olacaktır (Şekil 32).

Tip-IIIb sıvı kapanımlar kısmen düşük homojenleşme sıcaklıkları (160–327°C, ortalama 240 °C) ve tuzluluk değerleri (0.5–6.2 ağı.% NaCl eşd., ortalama 3.2 ağı.% NaCl eşd.) ile karakteristiktir. Bu tip sıvı kapanımların kapanlanma basıncı bağımsız termometre yöntemi kullanılarak belirlenebilir. Bu yöntemde sıvı kapanımların ortalama Th sıcaklığı ve tuzluluk değeri için Flincor (Brown, 1989) programı ile Brown ve Lamb'a göre basınç sıcaklık izokonu çizilmektedir. Çizilen bu izokon ile bağımsız termometre sıcaklık değerinin kesiştirilmesi suretiyle de sıvı kapanımların kapanlanma basıncı belirlenmektedir. (Roedder ve Bodnar, 1980; Brown ve Lamb, 1989).

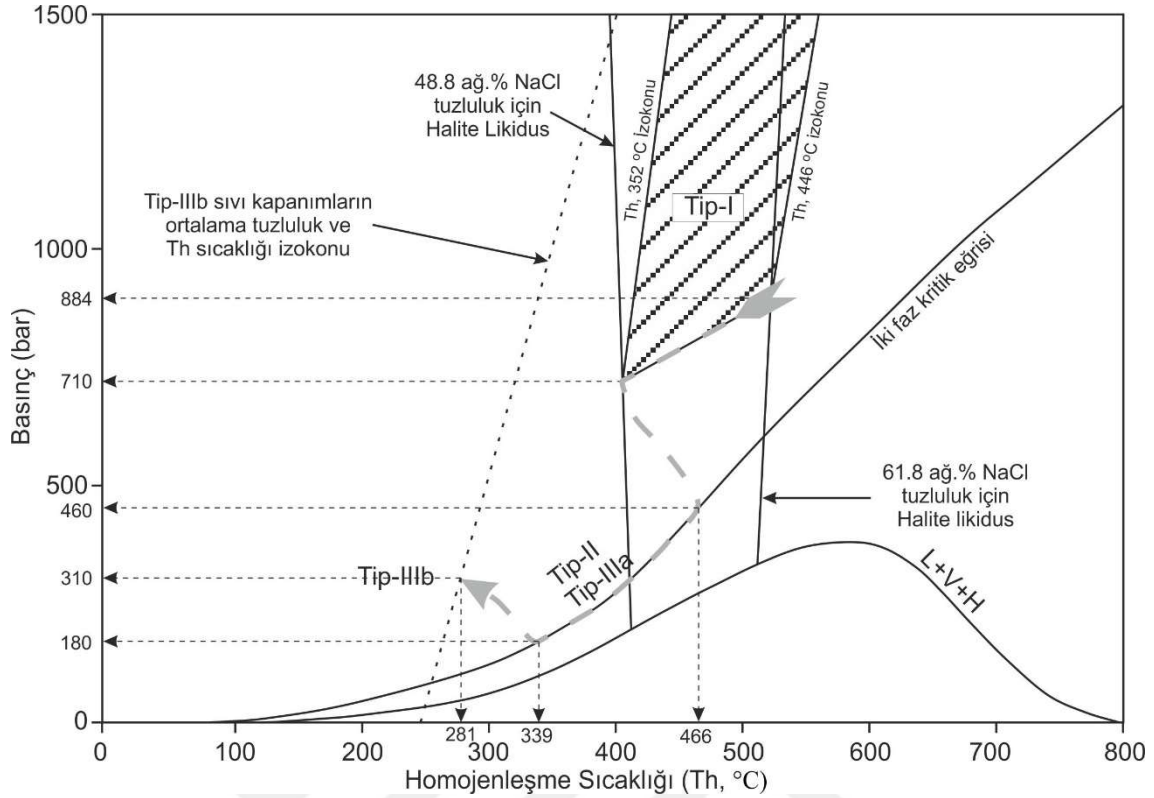
Bu çalışmada gerileyen skarn evresine ait kuvars-epidot ve kuvars-tremolit mineral çiftlerinden hesaplanan ve 135 ile 285 °C arasında değişen termometre sıcaklıkları kullanılmıştır. Tip-IIIb sıvı kapanımların ortalama Th sıcaklığı (240 °C) ve tuzluluk değeri (3.2 ağı.% NaCl eşd.) için çizilen izokon ile en yüksek bağımsız termometre değerinin (281 °C) kesiştirilmesi suretiyle 310 bar'lık kapanlanma basıncı belirlenmiştir. Fakat en düşük bağımsız termometre değerinin (135 °C) basınç-sıcaklık diyagramı üzerindeki ortalama Th ve tuzluluk izokonundan düşük olması nedeniyle en düşük kapanlanma basıncı hesaplanamamıştır (Şekil 32). Elde edilen bu basınç değerlerinin litostatik basınç olması durumunda 1850–2680 metreler arası bir derinliğe karşılık gelmektedir (Yüzeyde bulunan kayaların yoğunluğu 2.7 gr/cm³ kabul edilerek).

3.7. Duraylı İzotop Çalışmaları

Duraylı izotoplar bir elementin atom numarası aynı fakat kütle numarası farklı atomlarıdır. Doğadaki elementlerin pek çoğu birden fazla duraylı izotopa sahiptir. Bu

farklı izotoplar çeşitli fiziksel ve kimyasal süreçlerle birlikte birbirinden ayrılabilir. İzotop ayrışması olarak tanımlanan bu süreç sıcaklık, seyrelme, karışım, buharlaşma-yoğunlaşma, gaz fazı ayrışması ve kayaç-akışkan etkileşimi gibi çeşitli faktörlere bağlı olarak gelişebilmektedir. Ancak izotop ayrışması, atom numarası 40'tan küçük izotoplarda daha belirgin olarak geliştiğinden jeokimyasal problemlerin çözümünde atom numarası 40'ın altındaki izotoplar tercih edilmektedir. İzotop çalışmalarında atom numarasının düşüklüğünün yanında izotopların doğadaki bollukları da önemlidir. Bu yüzden duraylı izotop çalışmalarında yaygın olarak karbon, oksijen, hidrojen ve kükürt izotopları duraylı izotop çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır.

Duraylı izotop çalışmaları ile hidrotermal çözeltilerin kökenlerinin, oluşum şartlarının aydınlatılmasının yanında bu çözeltilerin yan kyaçlarla olan etkileşimlerinin aydınlatılması da mümkündür (Bowman, 1998). Bundan dolayı Dağbaşı skarnlarının kökensel özelliklerinin ve oluşum şartlarının aydınlatılması amacıyla Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$), Hidrojen (δD) ve Karbon ($\delta^{13}\text{C}$) izotop çalışması yapılmış olup bulgular aşağıda verilmiştir.



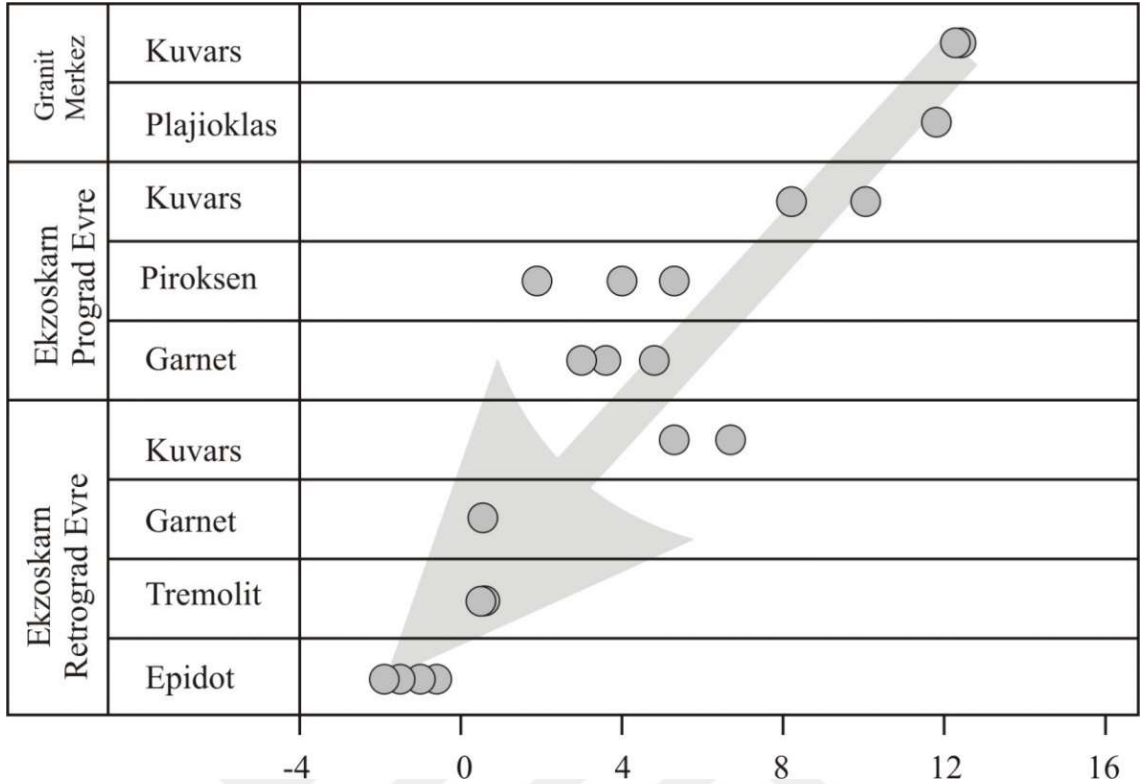
Şekil 32. Farklı sıvı kapanım tipleri için hesaplanan basınç grafiği. Tip-I sıvı kapanımlar için Sanchez vd. (2012)'ye göre hesaplanan minimum basınç şartları 710-884 bar arasındadır (taralı alanın alt sınırı). Tip-II ve Tip-IIIa sıvı kapanımlar kaynama belirtisi gösterdiği için sıvı-gaz eğrisi üzerinde bulunacak ve en düşük ve en yüksek T_h sıcaklıkları için 180 ile 460 bar arasında değişen basınç şartlarına karşılık gelecektir. Tip-IIIb sıvı kapanımların ortalama T_h sıcaklığı (240 °C) ve tuzluluğu (3.2 ağırlık % NaCl eşd.) için en yüksek bağımsız termometre (281 °C) dikkate alınarak 310 barlık basınç hesaplanmıştır.

3.7.1. Oksijen ve Hidrojen İzotop Sonuçları

Dağbaşı skarnlarının kökensel özelliklerini ve granitoid ile kireçtaşları arasındaki metazomatik süreçleri belirleyebilmek amacıyla, skarnın ilerleyen ve gerileyen evrelerinin bir arada gözlendiği Köprüüstü ve İpekçili skarnlarından derlenen garnet, piroksen, kuvars, epidot ve tremolit minerallerinden $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop analizleri yaptırılmış ve sonuçlar Tablo 1'de verilmiştir. Bunun yanında Dağbaşı granitoidinin merkezi kısmını temsil eden ve skarn zonlarındaki metazomatik süreçlerden etkilenmeyen kuvars ve plajiyoklas minerallerinden de $\delta^{18}\text{O}$ analizleri yaptırılarak skarn zonları ile kıyaslanmıştır.

Dağbaşı granitoidinin merkezindeki kuvars ve plajiyoklas minerallerinden yaptırılan $\delta^{18}\text{O}$ izotop sonuçları 11,8 ile 12,4‰ arasında değişmektedir. Bu değerler farklı araştırmacılar tarafından verilen (Taylor, 1979; Hoefs, 1987) magmatik suyun izotopsal bileşimi ile ve dolayısıyla da granitik kayaların izotop bileşimiyle uyumludur. Skarn zonlarının $\delta^{18}\text{O}$ sonuçlarına bakıldığında ise lokasyonlara göre farklılıklar gözlenmekle birlikte bu değerler ilerleyen skarn evresini temsil eden kuvars, piroksen ve garnet minerallerinde sırasıyla 8.2–10.3 ‰, 1.9–5.3 ‰, ve 3.0–4.8 ‰ arasında değişmektedir. Skarnın gerileyen evresini temsil eden kuvars, tremolit ve epidot minerallerinde ise sırasıyla 5.8–7.2 ‰, 0.5–0.6 ‰ ve -1.9 – -0.6 ‰ arasındadır (Tablo 1). Bu değerler, ilerleyen skarn evresine ait minerallerin granitoidin merkezi kısmına göre önemli ölçüde tüketildiğini, gerileyen skarn evresine ait minerallerin ise daha fazla tüketildiğini göstermektedir. Buna göre $\delta^{18}\text{O}$ değerleri granitoidin merkezi kısmından itibaren gerileyen skarn evresine doğru kademeli olarak azalma göstermektedir (Şekil 33).

Hidrojen izotop çalışması ise hidrotermal çözeltilerin bileşimindeki suyun kökenini belirlemek amacıyla Köprüüstü ve İpekçili skarnlarındaki skarnın gerileyen evresin temsil ve bileşiminde δD izotopu bulunduran eden epidot ve tremolit minerallerinde gerçekleştirilmiş olup sonuçlar Tablo 1’de verilmiştir. Buna göre epidot minerallerinin δD bileşimleri -52 ile -84 ‰ arasında tremolit minerallerinin izotop bileşimleri ise -49 ile -63 ‰ arasında ölçülmüştür. Hidrojen izotoplarının Şekil 34 üzerindeki değişimi magmatik çözeltiler ile benzerlik sunarken, bu şekil üzerindeki $\delta^{18}\text{O}$ izotoplarının dağılımı magmatik çözeltilere kıyasla önemli ölçüde tüketilmiştir.



Şekil 33. Dağbaşı granitoidine ve skarn zonlarına ait çeşitli minerallerin Oksijen izotop ($\delta^{18}\text{O}$) bileşimleri (‰) ve ilerleyen evreden gerileyen evreye doğru izotop birleşimlerinde görülen değişim.

3.7.1.1. İzotopik Denge ve Jeotermometre

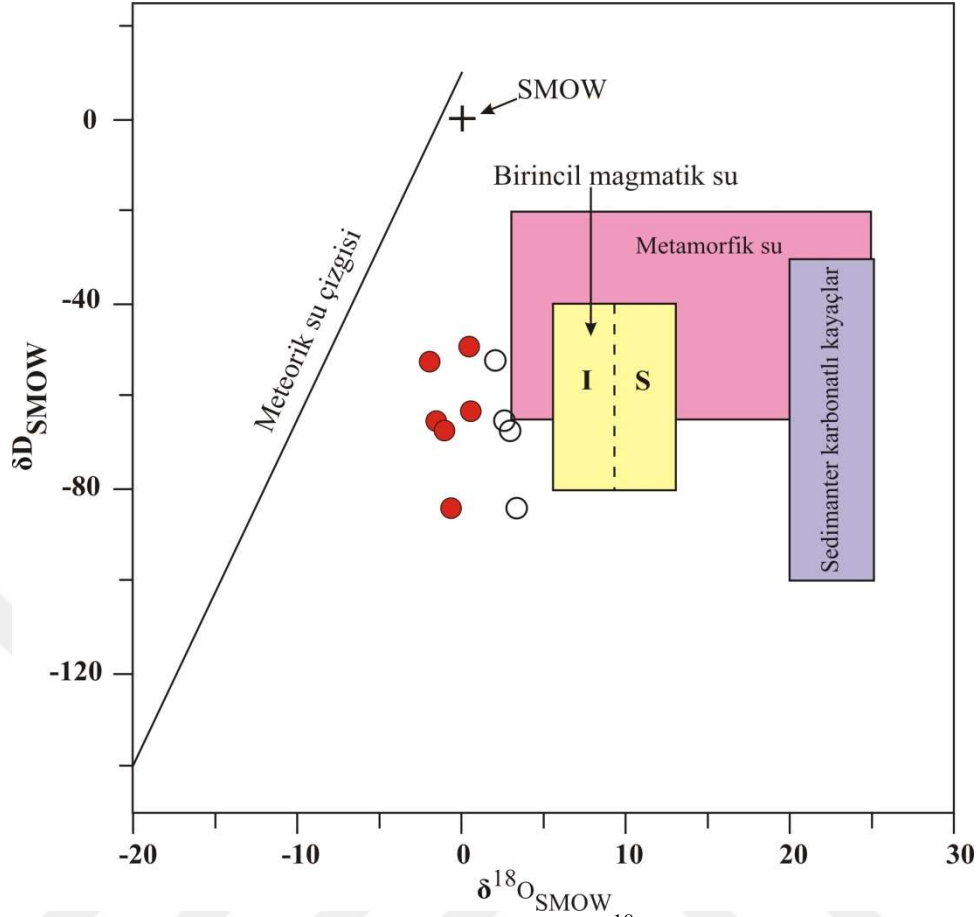
Farklı mineral çiftleri arasındaki izotop farklılaşması eğer bu mineraller denge halinde ise sıcaklık tarafından kontrol edilmektedir. Bundan dolayı denge halindeki mineral çiftlerinin oluşum sıcaklıklarını bu mineral çiftleri için geliştirilen izotop farklılaşma ($\delta a-b$) denklemlerini kullanarak hesaplamak mümkündür (Friedman ve O'Neil, 1977; Zheng, 1993a, b). Bunun için denge halindeki minerallerin izotop oranlarının ayrı ayrı ölçülmesi gereklidir. Bunun yanında eğer mineral çiftlerinin izotop oranları ölçülmüş ve bu minerallerin dengelenme sıcaklıkları başka bir termometre ile hesaplanmış ise bu minerallerin denge halinde olduğu çözeltinin bileşimini çeşitli mineral-su denge denklemlerini kullanarak hesaplamak mümkündür.

Bu çalışmada kuvars-plajiolklas, kuvars-piroksen, kuvars-garnet, garnet-piroksen kuvars-epidot ve kuvars-tremolite mineral çiftlerinin dengelenme sıcaklıkları, bu minerallerin izotop oranlarını ölçmek suretiyle hesaplanmış ve sonuçlar Tablo 1'de verilmiştir. Bunun yanında bu mineraller ile denge halinde bulunan çözeltilerin izotop

oranlarını hesaplamak için sıvı kapanım çalışmalarından elde edilen homojenleşme sıcaklıkları ile önceki çalışmalarda (Kaygusuz ve Aydınçakır, 2011) rapor edilen sıcaklık değerleri kullanılmıştır.

Tablo 1. İpekçili ve Köprüüstü cevherlerinden yaptırılan $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop sonuçları (*Mineral ile denge halindeki çözeltinin hesaplanan $\delta^{18}\text{O}$ bileşimleri).

Kay a türü	Lokasyon	Örnek	Koordinat	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Bagimsiz Termomet re	$\delta^{18}\text{O}^*$	$\Delta\text{‰} (\delta_1-\delta_2)$	T(°C)
İlerleyen Evre	Merkez	M32	x:0575432 y:4508654	Kuvars	12.4			10.11		
		M62	x:0576720 y:4509878	Kuvars Plajiyoklas	12.4 11.8		827	10.11 11.44	Qz-Pl=0.6	998.3
	İpekçili	E26	x:0574160 y:4508936	Kuvars	10.3		456	6.71	Qz-Pr=6.3	387.54
				Piroksen	4.0		456	5.78	Pr-Grt=0.4	451.42
		E36	x:0574080 y:4508980	Garnet	3.6		456	6.53	Qz-Grt=6.7	399.33
				Piroksen	5.3		456	7.08	Pr-Grt=0.5	374.92
	Köprüüstü	E96	x:0576294 y:4508056	Garnet	4.8		456	7.73	Qz-Grt=5.5	459.15
				Kuvars	8.2		456	4.61	Qz-Pr=6.3	387.54
		E87	x:0574085 y:4509060	Piroksen	1.9		456	3.68	Qz-Grt=6.2	425.93
				Garnet	3.0		456	5.93	Pr-Grt=1.1	163.78
Gerileyen Evre	İpekçili	E87	x:0574085 y:4509060	Kuvars	7.2		321	0.72		
				Epidot	-1.5	-65	321	2.13	Qz-Ep=8.7	135.78
				Epidot	-0.6	-84	321	1.28	Qz-Ep=7.8	168.07
				Tremolit	0.6	-63	321	0.95	Qz-Tr=6.6	281.45
	Köprüüstü	E88	x:0577086 y:4507894	Kuvars	5.8		321	-0.68		
				Epidot	-1	-67	321	1.63	Qz-Ep=6.8	212.06
				Epidot	-1.9	-52	321	2.53	Qz-Ep=7.7	172.04
		E30	x:0576208 y:4508932	Kuvars	7.2		321	0.72		
				Tremolit	0.5	-49	321	0.85	Qz-Tr=6.7	275.86
				Epidot	0.6		321	0.03	Qz-Ep=6.6	222.15



Şekil 34. Epidot ve tremolit minerallerinde ölçülen $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop oranlarının farklı jeolojik kökenler ile karşılaştırılması (Craig, 1961; Taylor, 1974; Sheppard, 1984; Hoefs, 1987).

Dağbaşı granitoidinin merkezi kısmını temsil eden ve metazomatik süreçlerden etkilenmeyen kuvars-plajiyoklas mineral çiftinden hesaplanan dengelenme sıcaklığı Zheng, (1993a)'ya göre 998.3 °C olarak hesaplanmıştır. Önceki çalışmalarda (Kaygusuz ve Aydınçakır, 2011) Dağbaşı granitoidinin oluşum sıcaklığı 748–923 °C arasında hesaplanmıştır. Bu çalışmada hesaplanan oluşum sıcaklığı Kaygusuz ve Aydınçakır (2011) tarafından hesaplanan sıcaklık değerinden bir miktar daha yüksektir. Bu durumun nedeni rapor edilen sıcaklık değerinin granitoidin kenar zonları boyunca görülen ve kuvars ve ortoklast ile dokanak halinde olan amfibollerden hesaplanmış olmasıdır. Dolayısıyla rapor edilen sıcaklık değerleri magmanın kristallenmesinin geç evresini temsil etmektedir. Kuvars-su ve plajiyoklast-su denge denklemlerini kullanarak kuvars ve plajiyoklas ile denge halinde olan çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimi sırasıyla 10.11 ‰ ve 11.44 ‰ şeklinde hesaplanmıştır. Bu hesaplamada bağımsız termometre olarak Kaygusuz ve Aydınçakır (2011) tarafından rapor edilen sıcaklıkların ortalaması olan 827 °C kullanılmıştır. Hem kuvars ve plajiyoklast minerallerinden ölçülen oksijen

izotop bileşimleri (11.8 ve 12.4 ‰), hem de bu mineraller ile denge halinde olan çözeltilerin izotop bileşimleri (10.11 ve 11.44 ‰) birbirlerine çok yakın aralıklarda değişmekte olup Hoefs (2009) tarafından verilen magmatik çözeltilerin izotop bileşimleri ile uyumludur.

Skarnın ilerleyen evresine ait garnet, piroksen ve kuvars mineralleriyle dengede olan hidrotermal çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri bağımsız termometre olarak kullanılan Tip-I sıvı kapanımların ortalama Th sıcaklığı olan 456 °C için Zheng, (1993a) tarafından önerilen eşitlik kullanılarak 3.68‰ ile 7.73‰ arasında hesaplanmıştır. Skarnın gerileyen evresine ait epidot, tremolit ve kuvars mineralleriyle dengede olan çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri ise bağımsız termometre olarak kullanılan Tip-IIIa ve Tip-IIIb sıvı kapanımların ortalama sıcaklığı olan 321 °C için Zheng (1993b) tarafından önerilen eşitlik kullanılarak -0.68 ‰ ile -2.53 ‰ arasında hesaplanmıştır. Bu değerler skarnın ilerleyen evresine ait çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimlerinin magmatik çözeltilerin izotop bileşimlerine daha yakın olduğunu göstermektedir. Diğer taraftan skarnın gerileyen evresine ait çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri aşırı derecede tüketilmiş olup, bu durum gerileyen skarn evresinde sisteme meteorik çözeltilerin karışımıyla açıklanmaktadır.

Köprüüstü ve İpekçili skarnlarında bulunan ve skarnın ilerleyen evresini temsil eden kuvars-piroksen, kuvars-garnet ve garnet-piroksen mineral çiftleri arasında hesaplanan dengelenme sıcaklıkları, 163.8 °C olarak hesaplanan tek bir istisnanın dışında, 374.9 ile 459.15 °C (Tablo 1) arasında değişmektedir. Oksijen izotop verileriyle hesaplanan dengelenme sıcaklıkları ile sıvı kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıklarının benzer aralıklarda değişmesi bu mineral çiftleri arasında izotopik dengenin oldukça iyi düzeyde sağlandığını göstermektedir. Bununla birlikte tek bir garnet-piroksen mineral çiftinden hesaplanan dengelenme sıcaklığı (163.8 °C) skarnın ilerleyen evresini temsil eden minerallerden ölçülen homojenleşme sıcaklıklarından oldukça düşüktür. Böylesine düşük dengelenme sıcaklığı Allegre (2008) ve Hoefs (2009)'a göre mineral çiftleri arasındaki dengelenmenin kısmen sağlanmamış olabileceği şeklinde açıklanırken, Sharp vd. (1988) ve Bowman (1998) tarafından ilerleyen skarn evresine ait minerallerin skarnın gerileyen evresi süresince tüketilmeye maruz kalmasıyla açıklanmaktadır.

Köprüüstü skarnında ilerleyen skarn evresine ait garnet ve piroksenlerin gerileyen evreye ait tremolit-aktinolitler içerisinde kapanlanmış olması (Şekil 13e) gerileyen skarn evresindeki olası bir tüketilmenin daha kabul edilebilir bir açıklama olduğunu göstermektedir. Bundan dolayı garnet-piroksen mineral çiftinden hesaplanan bu çok düşük dengelenme sıcaklığı (163.8 °C), gerileyen evre tarafında aşırı tüketilme nedeniyle sıvı kapanımların basınç hesaplamasında kullanılmamıştır.

Skarnın gerileyen evresini temsil eden kuvars-epidot ve kuvars-tremolit mineral çiftleri arasında hesaplanan dengelenme sıcaklığı ise 135.88 ve 281.5 °C arasında hesaplanmıştır. Skarnın gerileyen evresini temsil eden bu dengelenme sıcaklıkları da gerileyen evreye ait kuvars ve epidot minerallerdeki sıvı kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları ile oldukça uyumludur.

3.7.2. Karbon ve Oksijen İzotop Sonuçları

Bu çalışmada hidrotermal çözeltilerin kökenlerini ve oluşum ortamlarını aydınlatmak amacıyla Köprüüstü, İpekçili ve Dere Mahalle skarnlarındaki ilerleyen ve gerileyen skarn evrelerini temsil eden kalsit minerallerinden $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop çalışması yapılmış ve sonuçlar Tablo 2’de verilmiştir. İlerleyen skarn evresine ait kalsitlerin $\delta^{13}\text{C}$ izotop bileşimleri -1.93 ile 2.88 ‰ arasında, gerileyen skarn evresine ait kalsitlerin bileşimleri ise -0.81 ile 1.95 ‰ arasında ölçülmüştür (Şekil 35). İlerleyen ve gerileyen evreye ait bu kalsitlerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri ise sırasıyla 9.02 ile 16.18 ‰, ve 7.33 ile 9.72 ‰ arasında ölçülmüştür.

İlerleyen skarn evresine ait kalsitlerin denge halinde oldukları çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri Freadman ve O’Neil (1977) tarafından önerilen kalsit-su denge denklemi kullanılarak 6.62 ile 13.78 ‰ arasında hesaplanmıştır. Hesaplamada bağımsız termometre olarak kalsit minerallerindeki Tip-I sıvı kapanımların Th sıcaklıklarının ortalaması olan 503 °C kullanılmıştır. Gerileyen skarn evresine ait kalsitler ile denge halinde bulunan çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri ise, kalsit minerallerindeki gerileyen evreyi temsil eden Tip-IIIa, b sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıklarının ortalaması olan 311 °C bağımsız termometre olarak kullanılmak suretiyle 4.14 ile 6.53‰ arasında hesaplanmıştır.

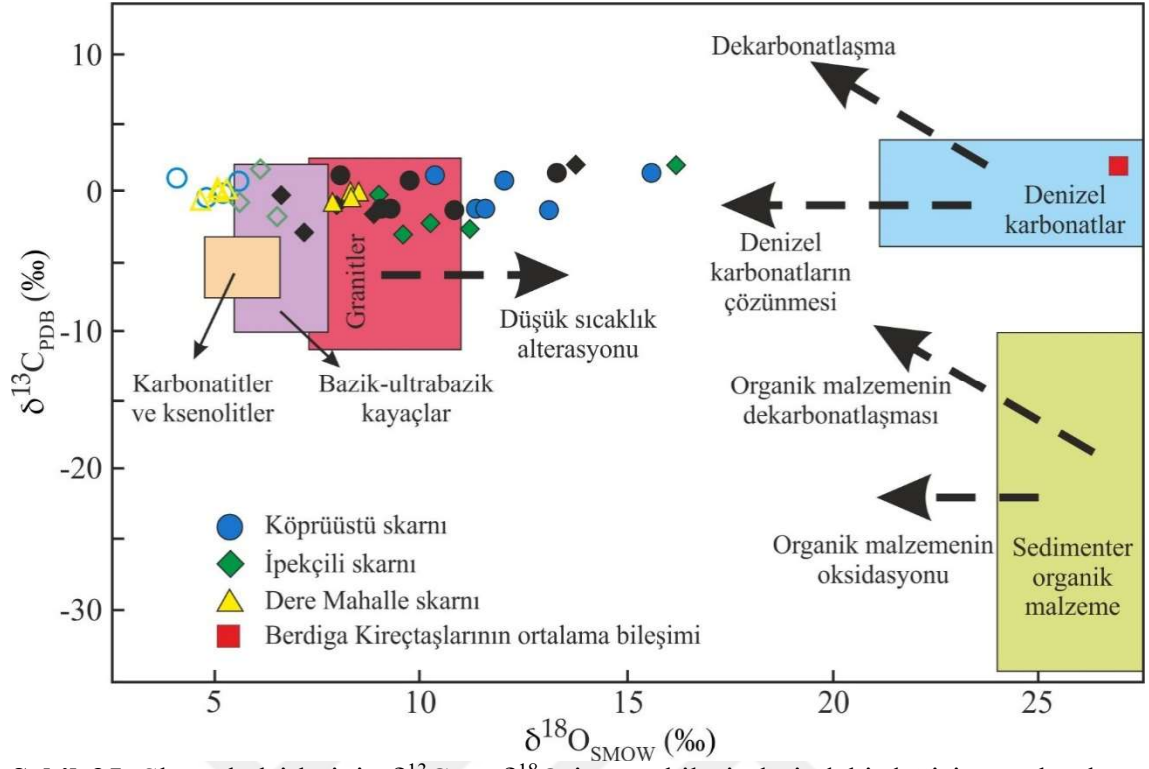
İlerleyen ve gerileyen evrelere ait kalsitlerin -1.93 and 2.88 ‰ arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ izotop bileşimleri magmatik karbonatların izotop bileşiminden (0 ile -10 ‰ arası) bir miktar daha yüksektir. Fakat bu değerler denizel karbonatların izotop değişim aralıkları ile (-3 ile 3 ‰ arası) oldukça uyumludur (Clarke ve Fritz, 1997; Bowman, 1998; Hoefs, 2009). Diğer taraftan ilerleyen ve gerileyen evreleri temsil eden kalsitlerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri magmatik kayaçların izotop bileşimleri ile denizel karbonatların izotop bileşimleri arasında değişmektedir (Şekil 35). Buna göre skarn kalsitlerinin Şekil 35 üzerinde görülen $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop bileşimleri hem Berdiga Kireçtaşlarının ortalama izotop bileşimlerine kıyasla (sırasıyla -2.4 ‰_{PDB} ve 0.6 ‰_{PDB}, Kırmacı vd., 2018), hem de denizel karbonatların karakteristik izotop bileşimlerine kıyasla önemli ölçüde tüketilmiştir (Şekil 35).

Skarnın ilerleyen evresine ait kalsitler ile dengede bulunan hidrotermal çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri de denizel karbonatların izotop değerlerine kıyasla önemli ölçüde tüketilmiştir. Fakat bu tüketilmeye rağmen izotop değerleri magmatik kayaçlar ile denizel karbonatlar arasında dağılım sunar. Diğer taraftan, skarnın gerileyen evresini temsil eden kalsitler ile dengede bulunan çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri magmatik kayaçların izotop bileşimlerinden daha düşük olup, meteorik çözeltiler ile benzerlik sunar (Şekil 35). Buna karşın denizel karbonatların karakteristik izotop aralığında değişim sunan $\delta^{13}\text{C}$ izotoplarında böyle bir tüketilme söz konusu değildir. Bundan dolayı Şekil 35 üzerindeki $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotoplarının dağılımı magmatik kayaçlar ile denizel karbonatlar arasında yatay bir dağılım sunar.

Karbon izotoplarında herhangi bir tüketilme olmaksızın oksijen izotoplarının tüketilmesi bu konuda yapılan çalışmalara göre sisteme meteorik çözeltilerin karışmasının sonucudur (Criss ve Taylor, 1986; Jamtveit ve Anderson, 1993). Çünkü oksijen içeriği yüksek olan meteorik çözeltiler $\delta^{18}\text{O}$ izotoplarının tüketilmesine neden olurken $\delta^{13}\text{C}$ izotopları bu karışımdan önemli ölçüde etkilenmemektedir.

Tablo 2. Skarn zonlarındaki kireçtaşları ve kalsitlerden ölçülen $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri.

Lokasyon	Örnek	Koordinat	Mineral	Evre	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	311°C	503°C
Köprüüstü	E-65	x:0576348 y:4507992	Kalsit	İlerleyen	2.88	-19.86	10.43		8.03
	E-44	x:0576432 y:4508126	Kalsit	İlerleyen	2.35	-18.23	12.12		9.72
	E-49	x:0576162 y:4507862	Kalsit	İlerleyen	0.37	-18.83	11.50		9.10
	E-59	x:0576212 y:4507904	Kalsit	İlerleyen	2.02	-14.85	15.60		13.20
	E-47	x:0576108 y:4507826	Kalsit	İlerleyen	-0.40	-17.25	13.12		10.72
	E-46	x:0576134 y:4507838	Kalsit	İlerleyen	0.69	-18.91	11.42		9.02
	E-55	x:0576386 y:4508068	Kalsit	Gerileyen	0.33	-22.02	8.21	5.01	
	E-100	x:0576188 y:4507882	Kalsit	Gerileyen	1.53	-22.87	7.33	4.14	
	E-62	x:0576274 y:4507928	Kalsit	Gerileyen	0.86	-21.43	8.81	5.62	
	E-8	x:0576302 y:4507986	Kalsit	Gerileyen	0.38	-21.80	8.43	5.24	
İpekçili	K10-7	x:0574606 y:4508996	Kalsit	İlerleyen	-1.93	-20.67	9.60		7.20
	K-1	x:0574510 y:4509124	Kalsit	İlerleyen	0.57	-21.23	9.02		6.62
	K11	x:0574528 y:4509084	Kalsit	İlerleyen	-0.67	-19.07	11.25		8.85
	K-5	x:0574508 y:4509112	Kalsit	İlerleyen	2.29	-14.29	16.18		13.78
	K11-2	x:0574526 y:4509080	Kalsit	İlerleyen	-0.10	-19.96	10.34		7.94
	K10-14	x:0574534 y:4509057	Kalsit	Gerileyen	0.19	-21.39	8.86	5.67	
	K10-4	x:0574622 y:4508982	Kalsit	Gerileyen	-0.81	-20.55	9.72	6.53	
	K10-9	x:0574542 y:4509030	Kalsit	Gerileyen	1.95	-20.94	9.32	6.13	
	68	x:0579535 y:4513080	Kalsit	Gerileyen	0.00	-22.46	7.76	4.57	
	59	x:0579488 y:4513328	Kalsit	Gerileyen	0.77	-21.67	8.57	5.38	
Dere Mah.	42	x:0579466 y:4513146	Kalsit	Gerileyen	0.45	-21.93	8.30	5.10	
	58	x:0579528 y:4513434	Kalsit	Gerileyen	0.78	-21.90	8.33	5.14	



Şekil 35. Skarn kalsitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimlerindeki değişim ve bunların çeşitli ortamlar ile karşılaştırılması (Siyah simgeler ilerleyen skarn ile dengede olan çözeltilerin bağımsız termometreye göre (503 °C) hesaplanan bileşimleri; içi boş simgeler gerileyen skarn ile dengede olan çözeltilerin 311 °C için hesaplanan bileşimleri; İzotop verileri Taylor, 1974; Sheppard, 1984 ve Hoefs, 1987'den alınmıştır).

4. TARTIŞMA

4.1. Yan Kayaç İlişkisi ve Skarn Mineralojisi

Dağbaşı yöresindeki skarn cevherleri Liyas yaşlı volkanitler içindeki Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşı blok ve mercceklerinin granitoyide en yakın olduğu zonlar boyunca ekzoskarn tipte gelişmiştir. Saha çalışmalarında granitoyidin kireçtaşları ile dokanağı gözlenmediği gibi granitler içinde skarn mineralleri gelişmemiştir. Skarn tip yataklar granitoyit ile kireçtaşı arasında gelişen metazomatik süreçlerle geliştiğinden, dokanak ilişkisinin olmaması bölgedeki skarnları açıklamakta güçlük yaratmaktadır. Ancak her ne kadar mostrada dokanak ilişkisi gözlenmese de, kesitlerde görüleceği üzere, granitoyit ile kireçtaşının, yüzeyin altında dokanak halinde olması muhtemeldir (Şekil 8). Bu durumda yüzeyin altındaki dokanak boyunca kireçtaşları ile etkileşim halinde olan çözeltiler, kireçtaşı içindeki zayıf zonlar boyunca yayılarak yüzeye kadar ulaşmıştır. Buna göre esas skarn dokanağı ve cevherli zon yüzeyin altındadır. Skarn lokasyonlarındaki eski dönemlerden kalma galeriler ve bunların çevresindeki pasa esas cevherli zonun yüzeyin altında olduğu düşüncesini destekler niteliktedir.

İlerleyen evreyi granat ve piroksenlerin temsil ettiği sahada erken ve geç evre şeklinde iki farklı aşama tespit edilmiştir. Buna göre granat ve piroksenlerin kireçtaşları içinde birlikte oluşturduğu masif, ritmik bantlı, ince kristalli (gronüler) ve nodüler yapılar erken ilerleyen evrenin ürünleridir. Kireçtaşları içindeki kırıklar boyunca gelişen granat ve piroksen damarları ise geç ilerleyen evrenin ürünleri olarak değerlendirilmiştir. Mineral kimyası analizleri de bu minerallerin farklı bileşimlere sahip olduğunu göstermiştir. Tremolit-aktinolit, epidot, kuvars ve kalsit ise skarnın gerileyen evresinin ürünleridir. Granatların büyüme zonlarında gözlenen magnetit ve hematitler, cevher oluşumunun geç ilerleyen evrede başladığını gösterse de esas cevher oluşumu skarnın gerileyen evresinde gelişmiştir. Kireçtaşları ve volkanitler içindeki kırık hatları boyunca gözlenen cevher damarlarının yanında kireçtaşlarının katman yüzeyleri boyunca gözlenen tabakalı cevher yapıları bölgedeki oksitli ve sülfürlü cevherlerin skarnın gerileyen evresinde geliştiğini göstermektedir.

4.2. Skarn Tipi ve Oluşum Koşulları

Granat minerallerinde yapılan mineral kimyası analizlerine göre bu minerallerin bileşimleri Köprüüstü ve İpekçili lokasyonlarında grosüler ve andradit arasında değişmektedir. Erken evrede oluşan granatların grosüler içerikleri yüksek olup bunların piro+spesartin+almandin toplamaları % 38'e kadar çıkmaktadır ($\text{And}_{0-8.81}\text{Grs}_{55.67-78.65}\text{Prs}_{32.40-38.00}$). Einaudi vd. (1981)'e göre indirgen skarnlar düşük andradit (Fe^{3+}), yüksek spesartin (Mn^{2+}) ve yüksek almandin (Fe^{2+}) içerikleriyle karakteristiktir. Buna göre erken ilerleyen evrede granatların yüksek grosüler ve almandin içerikleri indirgen skarn tipine işaret etmektedir. Buna karşın kırıklar boyunca geç evrede oluşan andradit içeriği yüksek granatlar ise pek çok araştırmacıya göre okside skarn tipine işaret etmektedir (Jamtveit, 1991; Jamtveit ve Hervig, 1994; Clechenko ve Valley, 2003; Ciobanu ve Cook, 2004; Meinert vd., 2005; Orhan ve Mutlu, 2009). Einaudi vd. (1981) de Fe^{+3} bakımından zengin granatların (andradit) okside skarnlarda yaygın olduğunu belirterek bu durumun sığ derinliklere yerleşen plütonizmin göstergesi olabileceğini savunmaktadır.

Yukarıda yapılan açıklamalar dikkate alındığında erken evrede oluşan granatların grosüler tipte, geç evrede oluşanların ise andradit tipte olması indirgen skarn tipinden okside skarn tipine bir geçişin olduğunu göstermektedir. Böyle bir değişim araştırmacılar tarafından skarn dokanaklarında artan hidrolik basınca bağlı olarak üzerindeki kayaçların kırılmasıyla açıklanmaktadır (Yardley ve Lioyd, 1995; Dipple ve Gerdes, 1998; Clechenko ve Valley, 2003; Meinert vd., 2005). Buna göre meydana gelen kırılmalar kayaçların geçirimsilik ve gözenekliliğini artırarak meteorik çözeltilerin ortama girişine olanak sağlamaktadır. Kozbudaklar skarnında yaptığı çalışmada benzer bulguları elde eden Orhan (2017) granatların grosülerden andradite doğru değişim göstermesini, meteorik çözeltilerin girişine bağlı olarak gelişen kaynama ile açıklamaktadır.

Bu çalışmada grosüler ve andradit bileşimli granatlarda yapılan profil analizlerinde de mineralin merkezinden kenarına doğru And/Grs oranlarında artış tespit edilmiştir. Bu konuda yapılan çalışmalarda araştırmacılar zonlu kristal yapısına sahip granatların skarn oluşum mekanizmasının anlaşılmasında kullanılabileceğini,

merkezden kenara doğru görülen zonlanmanın, akışkanların evrimini yansıttığını savunmuşlardır (Collins, 1977; Newberry, 1983; Abu el Enen vd., 2004). Bu araştırmacılara göre granatların And/Grs oranında gözlenen artış skarnın oksitlenme derecesindeki $f(\text{O}_2)$ artışa karşılık gelmektedir. Buna göre bu çalışmada granatların merkezinden kenarına doğru And/Grs oranının artması skarnın oksitlenme derecesindeki artışla açıklanabilir.

Skarn tip yataklarda piroksenlerin element içerikleri ile skarn yatakların metal içerikleri arasında sistematik bir ilişki bulunmaktadır (Burt, 1972; Einaudi vd., 1981; Newberry; 1991; Nakona vd., 1994; Nakona, 1998). Einaudi ve Burt (1982)'a göre piroksenlerin Mg, Mn ve Fe içerikleri skarn tipine göre değişim göstermektedir. Buna göre Mn içeren piroksenler (johansenit) Zn tip skarnları, diyopsit ve hedenberjit içeren skarnlar ise Cu-Fe tip skarnları temsil etmektedir. Piroksenlerin bileşimleri element içeriklerine göre üçlü diyagramlara aktarıldığında Köprüüstü ve İpekçili lokasyonlarındaki geç evrede oluşan piroksenler yüksek Mn içerikleriyle Zn tip skarn alanına düşmektedir (Şekil 23c, d). Buna karşın her iki lokasyondaki erken evre piroksenlerin hedenberjit-diyopsit arasında değişen bileşimleri üçlü diyagram üzerinde Cu-Fe tip skarn alanına düşmektedir (Şekil 23c, d).

Skarn tip yataklar üzerine yapılan çalışmalarda piroksenlerin Mn/Fe oranlarının da bu yatakların sınıflandırılmasında kullanıldığı görülmektedir (Nakano vd., 1994; Nakano, 1998). Bu çalışmalarda piroksenlerin Mn/Fe oranları Cu-Fe tipi skarnlar için < 0.1 ; W tipi skarnlar için $0.1-0.2$ ve Pb-Zn tipi skarnlar için ise > 0.2 olarak belirtilmektedir. Bu çalışmada Köprüüstü ve İpekçili skarnlarındaki erken evre piroksenlerin Mn/Fe oranları $0.02-0.15$ arasında değişirken, geç evre piroksenlerin Mn/Fe oranları $0.78-3.42$ arasında hesaplanmıştır. Erken evreye ait piroksenlerin Mn/Fe oranları, her ne kadar 0.1 'in üzerindeki değerlere göre bir miktar sapma gösterse de, büyük ölçüde Cu-Fe tip skarnların değişim aralığı ile uyumludur. Buna karşın geç evreye ait piroksenlerin 0.78 ile 3.42 arasında değişen oldukça yüksek Mn/Fe oranları Zn tip skarnlar için karakteristiktir. Skarn parajenezinde bulunan sfaleritler bu durumu destekler niteliktedir.

4.3. Granitoyit Jeokimyası ve Skarn Tipleri ile İlişkisi

Magmatik kayaçların bileşimleri ile skarn tipi ve metal içerikleri arasındaki ilişkiler pek çok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Kwak ve White, 1982; Meinert, 1983; Newberry ve Swanson, 1986; Meinert vd., 1991; Meinert, 1995; Kuşçu vd., 2001; Meinert vd., 2005; Öztürk vd., 2005). Bu çalışmalara göre skarnla ilişkili granitoyitler kalk-alkalen bileşimlidir (Şekil 21b). Fe, Au ve Cu skarnları oluşturan plütonların MgO içerikleri W, Sn ve Mo skarnları oluşturan granitoyitlerden daha yüksektir (Şekil 21c). Buna karşın Fe, Au ve Cu skarnları oluşturan plütonların K₂O içerikleri W, Sn ve Mo skarnlardan daha düşüktür (Şekil 21d). Alüminyum doygunluğu bakımından skarn oluşturan plütonların çoğunluğu metalümin-peralümin geçişli iken, Sn skarnlar sedimanter kökenli (S-tipi) granitoyitlerle ilişkiyi ifade eden peralüminyum bileşime, Fe skarnlar ise adayayı ortamlarındaki magmatik (I-tipi) plütonlarla ilişkiyi ifade eden metalüminyum bileşime sahiptirler (Şekil 21e).

Aydınçakır (2006) tarafından yapılan çalışmada Dağbaşı granitoyidi granodiyorit, monzogranit, tonalit ve diyorit şeklinde zonlara ayrılmıştır. Bundan dolayı heterojen bir yapıya sahip olduğu anlaşılan granitoyidin jeokimyasal özellikleri belirlenerek skarn tipleri ile ilişkilendirilmiştir. Granitoyide ait örnekler skarn zonları boyunca granodiyorit-tonalit arasında bir bileşime sahip iken, granitoyidin diğer kesimlerine ait örnekler tonalit bileşimine sahiptir (Şekil 21a). Ana element içeriklerine göre granitoyide ait örneklerin tamamı kalk-alkalen bileşimlidir. Skarn zonu granitoyitlerinin K₂O içerikleri Fe ve Cu skarnlar arasında bir bileşime sahip iken, granitoyidin diğer kesimlerine ait örneklerin skarn tipleri ile bir ilişkisi yoktur. MgO içerikler bakımından da skarn zonu granitoyitleri Fe-Cu skarnları oluşturan granitoyitlerle yakın bileşime sahip iken, diğer zonlara ait örnekler W, Sn ve Mo skarnlar ile benzerlik göstermektedir. Alüminyum doygunluğu bakımından ise skarn zonu granitoyitleri metalüminyum-peralüminyum geçişli iken, diğer zonlara ait örnekler genellikle peralüminyum bileşime sahiptirler.

Skarn tip yataklarla ilgili yapılan çalışmalarda (Meinert vd., 1991, Kuşçu vd., 2002; Meinert vd., 2005; Öztürk vd., 2005) plütonik kayaçların tektonik oluşum ortamları ve bunların skarn tipleri ile olan ilişkileri çeşitli iz element içeriklerine göre

sınıflandırılmıştır. Bu çalışmalarda Fe, Au, Cu ve Zn skarnlar volkanik yay granitoidleri ile Sn, W ve Mo skarnlar plaka içi granitoidlerle ilişkilendirilmiştir. Bu çalışmada skarn zonu granitoidlerine ait örnekler, tektonik ortam ayrımında kullanılan Nb-Y, Rb-Y+Nb iz element değişim diyagramları üzerinde volkanik yay tipi (VAG) granitler alanına düşmektedir (Şekil 22c, d). Granitlerin iz element içerikleri, farklı skarn tiplerini oluşturan granitoidlerle karşılaştırıldığında, bu granitlerin Fe-Cu-Zn tipi skarn üreten granitler ile benzer bileşimde olduğu görülmektedir. Bunların yanında Dağbaşı granitoidinin Rb/Sr oranları ve Rb içerikleri Sn, Mo ve W üreten granitoidlerden oldukça düşük olup, Fe-Cu-Zn tipi skarn üreten granitlerle benzerlik aralıklarında değişmektedir (Şekil 22e, f).

Sonuç olarak Dağbaşı granitoidinin skarn dokanakları boyunca hem ana element içerikleri hem de iz element içerikleri Fe-Cu-Zn tip skarnları oluşturan granitoidler ile benzerlik göstermektedir. Buna karşın kendi içerisinde zonlanmalar gösteren ve farklı bileşimler sunan granitoidin skarn dokanaklarından uzak kesimleri skarn tiplerinden oldukça farklı bileşimlere sahiptir. Buna göre Dağbaşı skarnlarında oksitli cevher minerallerinin (magnetit ve hematit) yanında sülfürlerin (pirotit, pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen) gözlenmesi, skarn mineralojisinin, granitoidin jeokimyasal özellikleri tarafından kontrol edildiğini göstermektedir.

4.4. Hidrotermal Çözeltilerin Kökeni

Skarn tip yataklar tipik olarak magmatik kayaların karbonatlı kayalarla olan dokanakları boyunca gelişmektedir. Bundan dolayı metezomatik süreçlerin gelişmesinde magmatik, metamorfik, meteorik ve denizel çözeltiler etkili olabilmektedir (Einaudi ve Burt, 1982; Kwak, 1986; Bakker ve Lang, 2003; Meinert vd., 2005). Bu çalışmalarda genellikle sıvı kapanımların yüksek tuzluluğu (>50 ağırlık % NaCl eşd.) magmatik çözeltiler ile ilişkilendirilmiştir. Bunun yanında Wilkinson, (2001) skarn tip yataklarda çözeltilerin tuzluluğunun 70 ağırlık % NaCl eşd.'ne kadar çıkabildiğini belirtmektedir. Bundan dolayı bu çalışmada ilerleyen skarn evresine ait garnet, kuvars ve kalsit minerallerindeki Tip-I sıvı kapanımlarda ölçülen yüksek tuzluluk değerleri (48.8 ile 61.8 ağırlık % NaCl eşd.) arasıçözelti kaynağının magmatik olduğuna işaret etmektedir.

Bununla birlikte hidrotermal çözeltilerin kökenlerinin belirlenmesinde sıvı kapanım sonuçlarını izotop verileriyle birlikte değerlendirmek gerekir. İlerleyen skarn evresine ait garnet, piroksen ve kuvars minerallerinde ölçülen $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri 1.9 ile 10.3 ‰ arasında değişmektedir. Bu mineraller ile denge halinde olan çözeltilerin izotop bileşimleri de bağımsız termometre olan 456 °C kullanılarak Zheng (1993a)'ya göre 3.68 ile 7.73 ‰ arasında hesaplanmıştır (Tablo1). Hem skarn minerallerinin, hem de bu mineraller ile denge halinde olan çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimlerinin magmatik kökenli çözeltiler ile uyumlu olduğu görülmektedir (Taylor and Shepherd, 1986). Çünkü garnet, piroksen ve bunlara eşlik eden kuvars minerallerinin 4 ile 9 ‰ arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri benzer çalışmalarda da bu çözeltilerin magmatik kökenden türediği şeklinde açıklanmaktadır (Bowman, 1998; Meinert vd., 2005).

İlerleyen skarn evresinde magmatik çözeltilerin etkin rol oynadığı skarn kalsitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleriyle de desteklenmektedir (Şekil 35). Çünkü skarn kalsitlerinin magmatik çözeltiler ile denizel karbonatlar arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ izotop oranları magmatik kökenli çözeltilerin karbonat kayaçları ile etkileşim içinde olduklarını göstermektedir. Benzer şekilde skarn kalsitleri ile denge halinde olan çözeltilerden hesaplanan ve Şekil 35 üzerinde magmatik çözeltiler ile denizel karbonatlar arasında dağılım sunan $\delta^{18}\text{O}$ izotop oranları da ilerleyen skarn evresindeki çözeltilerin magmatik kökenli olduklarını doğrulamaktadır. Diğer taraftan gerileyen skarn evresine ait kalsitler ile denge halinde olan çözeltilerden hesaplanan ve Şekil 35 üzerinde magmatik çözeltilerden daha düşük $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimi sunan veriler, skarnın gerileyen evresinde magmatik kökenli çözeltilerin meteorik kökenli çözeltiler ile önemli ölçüde izotop bakımından tüketildiğini göstermektedir (Sheppard, 1984; Hoefs, 2009).

Gerileyen skarn evresini temsil eden Tip-IIIb sıvı kapanımların oldukça düşük tuzluluk oranları ile birlikte bütün sıvı kapanımlarda gözlenen Th'a karşılık azalan tuzluluk trendi magmatik kökenli çözeltiler ile meteorik çözeltilerin karışımına işaret etmektedir (Şekil 30). Gerileyen skarn evresini temsil eden epidot, tremolite ve kuvars minerallerinin -1.9 ile 7.2 ‰ arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ izotopları ilerleyen skarn evresine kıyasla önemli ölçüde tüketilmiştir. Bu tüketilme benzer şekilde gerileyen evreye ait bu mineraller ile dengede olan çözeltilerden hesaplanan ve -0.68 ile 2.53 ‰ arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ izotoplarında da görülmektedir. Hem gerileyen evreye ait minerallerde,

hem de bu mineraller ile denge halinde olan çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotopları bakımından aşırı derecede tüketilmesi meteorik çözeltilerin karışımıyla açıklanmaktadır (Taylor, 1979).

Özetle ilerleyen skarn evresine ait minerallerin ve bu mineraller ile dengede olan çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri ile, bu evreye ait skarn minerallerindeki Tip-I sıvı kapanımların yüksek tuzluluk değerleri açık bir şekilde magmatik çözeltiler ile ilişkilidir. Buna karşın gerileyen skarn evresine ait minerallerin, bu minerallerle dengede olan çözeltilerin aşırı derecede tüketilmiş $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri, gerileyen evreyi temsil eden sıvı kapanımlardan hesaplanan oldukça düşük tuzluluk değerleri ve homojenleşme sıcaklığındaki düşüşe karşılık tuzluluk değerlerinin azalması meteorik çözeltilerin gerileyen evreye doğru önemli ölçüde baskın olduğunu göstermektedir.

4.5. Skarn Oluşum Koşulları

İlerleyen evreye ait garnet, kuvars ve kalsit minerallerinin Th sıcaklığı 412 ile 514 °C arasında değişmektedir. Garnet-piroksen, garnet-kuvars ve pirokse-kuvars mineralleri arasında hesaplanan dengelenme sıcaklıkları da sırasıyla 375–451°C, 399–459 °C, ve 388 °C arasında hesaplanmıştır. Duraylı izotop verilerinden hesaplanan dengelenme sıcaklıkları ile sıvı kapanımlardan ölçülen Th sıcaklıkları birbirlerine yakın aralıklarda değişim sunar. Skarnın ilerleyen evresine ait bu minerallerden hesaplanan minimum kapanlanma basıncı, sıvı kapanımların 48.8 ile 61.8 ağırlık % NaCl eşd. arasında değişen tuzluluk değerleri dikkate alınarak 710 bar ile 884 bar arasında hesaplanmıştır (Şekil 32).

Katı tuz kristali içeren Tip-I sıvı kapanımlar ile gaz bakımından zengin Tip-II sıvı kapanımların varlığı ilk bakışta sistemde karışmaz sıvıların varlığı gibi düşünülebilir. Ancak katı tuz içeren kapanımlar ile gazca zengin kapanımların bir arada bulunmaması, her iki grup kapanımların Th sıcaklıklarının birbirlerinden oldukça farklı oluşu ve Tip-I kapanımlardaki tuz ergimesinin gaz fazın homojenleşme sıcaklığından yüksek oluşu gibi nedenlerle bunların karışmaz sıvılar olduğu iddia edilemez (Roedder ve Bodnar, 1980; Shepherd vd., 1985). Çünkü gazca zengin kapanımlar ile bir rada bulunan katı tuz içeren kapanımlarda tuz kristalinin ergimesinin gaz fazın

homojenleşmesinden sonra olması faz denge kuralı gereği karışmaz sıvılar için mümkün değildir (Bodnar, 2003). Ayrıca gazca zengin olan Tip-II sıvı kapanımların 14.7 ağırlık % NaCl eşd.'ne ulaşan tuzluluk miktarları da, bu kapanımların ayrı bir faz olduğunu Tip-I kapanımlar ile karışmaz sıvılar oluşturmadığını doğrulamaktadır. Çünkü Bodnar vd. (1985)'e göre katı tuz içeren kapanımlar ile bir arada bulunan gazca zengin kapanımların tuzluluk miktarının 1 ağırlık % NaCl eşd.'nin üzerine çıkması mümkün değildir.

Diğer taraftan gazca zengin Tip-II sıvı kapanımlar ile sıvıca zengin Tip-IIIa sıvı kapanımların aynı kristallerde ve hatta bir arada bulunması sistemde kaynamanın olduğuna işaret etmektedir. Tip-II kapanımlar ile Tip-IIIa kapanımların sırasıyla 339–466 °C, ve 355.4–458.4 °C arasında değişen birbirlerine çok yakın Th sıcaklıkları sistemde bir kaynamanın olduğu düşüncesini desteklemektedir. Sistemde bir kaynama olması durumunda bu iki farklı sıvı kapanımların Th sıcaklıkları Şekil 32'de iki fazı birbirinden ayıran kritik eğri üzerinde bulunacaktır. Bu iki farklı sıvı kapanım grubunun 339 °C ile 466 °C arasında değişen Th sıcaklık aralığı dikkate alınarak Tip-II ve Tip-IIIa sıvı kapanımların kapanlanma basıncı 180 ile 460 bar arasında hesaplanmıştır (Şekil 32).

Gerileyen skarn evresine ait kuvars, epidot ve kalsit minerallerinin ortalama tuzluluk değeri ve Th sıcaklıkları sırasıyla 3.2 ağırlık % NaCl eşd. ve 240 °C olarak hesaplanmıştır. Buna göre gerileyen evreye ait minerallerin kapanlanma basıncı en yüksek bağımsız termometre sıcaklığı olan 282 °C dikkate alınarak 310 bar olarak hesaplanmıştır (Şekil 32). Fakat en düşük bağımsız termometre sıcaklığının (136 °C), sıvı kapanımlardan hesaplanan en düşük Th sıcaklığından düşük olması nedeniyle bu sıvı kapanımların kapanlanma basıncının alt limiti hesaplanamamıştır (Şekil 32).

Buna göre ilerleyen ve gerileyen evreleri temsil eden sıvı kapanımların 180 ile 884 bar arasında değişen kapanlanma basınçları Dağbaşı skarnının oldukça sık şartlarda sokulum yaptığını göstermektedir. Ayrıca hesaplanan bu kapanlanma basınçları Dağbaşı granitoidinden hesaplanan ve Kaygusuz ve Aydınçakır (2011) tarafından rapor edilen 0.3 ile 8 kbar'lık sokulum derinliğinin alt limitine oldukça yakındır. Cevher mostralarında yoğun olarak gözlenen ağsal/stokwork, damar tip ve breşik cevher yapıları ile birlikte sahada yoğun olarak gözlenen hidrotermal alterasyonlar Dağbaşı

skarlarının sığ derinliklere yerleşen plüton ile ilişkili olabileceğini işaret eden arazi verileridir (Einaudi ve Burt, 1982; Meinert vd., 2005). Bundan dolayı 180 ile 884 bar arasında değişen basınç değerleri saha gözlemleri ile uyumludur.

4.6. Diğer Skarn Tip Yataklar İle Karşılaştırma

Doğu Karadeniz bölgesindeki skarn tip yataklar granitoidik intrüzyonların dokanıkları boyunca iki farklı karbonat seviyesinde gelişmiş olup bunlar Erken Kretase yaşlı Berdiga Kireçtaşları ve Geç Kretase yaşlı volkano-tortul kayalar içindeki karbonat seviyeleri şeklindedir (Saraç, 2003; Çiftçi, 2011; Demir vd., 2017; Sipahi, 2011; Sipahi vd., 2017). Bunlardan Erken Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşlarının dokanağı boyunca gelişen skarnlar manyetit ve hematitin yanında önemli ölçüde sülfür mineral içerikleriyle karakteristiktir (Aslan, 1993; Çiftçi 2011; Saraç, 2003). Diğer taraftan Geç Kretase yaşlı volkano tortul birimler içindeki karbonat kayalarının sınırı boyunca gelişen skarnlarda sınırlı miktarda pirit ve kalkopirit rapor edilmiştir (Saraç, 2003; Sipahi, 2011; Demir vd., 2017).

Bölgedeki skarn yataklardan rapor edilen cevher rezervi Dereli (Kotana) için 360.000 ton, Çambaşı için 750.000 ton ve Kartiba için 5.000.000 ton şeklinde olup bunların dışındaki yataklar için rezerv tespiti bulunmamaktadır (Saraç, 2003). Fakat her ne kadar rezerv çalışması olmasa da bölgedeki skarnların pek çoğunun çevresinde bulunan kapalı galeriler ve cevher atıkları bu yatakların işletme potansiyellerinin olduğunu göstermektedir. Rapor edilen rezerv değerleri skarn tip yataklar için kısmen düşük olsa da bu yataklardaki manyetit ve hematite eşlik eden sülfür mineralleri bu yatakların ekonomik olarak işletilebilmesine olanak sağlamaktadır.

Doğu Karadeniz bölgesindeki skarn tip yatakları ülkenin batısı ile karşılaştırdığımızda Doğu Karadeniz bölgesindeki skarnların Üst Kretse-Eosen yaşlı granitoidler ile ilişkili olduklarını, buna karşın batıdaki yatakların (Kozbudaklar, Susurluk, Evciler ve Ayazmant) daha genç olan (Eocene-Oligo-Miocene) intrüzyonlar ile ilişkili olduklarını görmekteyiz (Öztürk vd., 2008; Oyman, 2010; Orhan vd., 2010; Orhan, 2017). Yan kayalar bakımından ise Kozbudaklar ve Susurluk yatakları Triyas ve Mesozoik karbonatları ile Ayazmant ve Evciler yatakları ise Erken Triyas metapellit,

metabasit ve mermerleriyle ilişkilidir. Türkiye'nin batısındaki Ayazmant ve Kozbudaklar yataklarında skarn tip cevherler ile porfiri bir sistem arasında yakın bir ilişki tanımlanmışken Doğu Karadeniz bölgesindeki skarn yataklar ile porfiri sistem ilişkisi halen tanımlanmamıştır (Demir vd., 2017).

Oksijen ve Hidrojen izotop sonuçları Dağbaşı skarnının ilerleyen evresinde magmatik kökenli çözeltilerin etkin olduğunu göstermektedir. Diğer taraftan gerileyen skarn evresine ait epidot, tremolit ve kuvars minerallerinin ve bu mineraller ile dengede olan çözeltilerin ileri derecede tüketilmiş izotop sonuçları gerileyen evrede meteorik çözeltilerin baskın olduğunu göstermektedir. Benzer şekilde gerileyen evreye ait skarn kalsitlerinin ve dengede oldukları çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop sonuçları da meteorik çözeltilerle uyumludur.

Benzer bulgular Sipahi vd. (2017) tarafından da rapor edilmiş olup, bu çalışmada Eğrikar skarnında ilerleyen skarnın magmatik kökenli çözeltilerle, gerileyen skarnın ise meteorik çözeltilerin karışmasıyla oluştuğu belirlenmiştir. Çiftçi (2011) tarafından da Kotana skarnında yapılan sülfür izotop sonuçlarına göre ilerleyen skarn evresinin magmatik çözeltilerle ilişkili olduğu, gerileyen skarn evresinde magmatik çözeltilerin meteorik çözeltilerle karışımı ortaya konmuştur. Doğu karadeniz bölgesindeki skarn tip yatakların kökensel özellikler bakımından Türkiye'nin batısında bulunan yataklar ile benzerlik sunduğu anlaşılmaktadır. Buna göre Susurluk, Ayazmant ve Evciler yataklarında da $\delta^{18}\text{O}$ izotop bulgularına göre skarnın ilerleyen evresinde magmatik kökenli çözeltilerin etkin olduğu, gerileyen skarn evresinde isemagmatik çözeltilerle meteorik çözeltilerin karışımının etkin olduğu belirtilmektedir (Öztürk vd., 2008; Oyman, 2010; Orhan vd., 2017).

Dağbaşı skarnlarında meteorik çözeltilerin etkin rol oynadığı sıvı kapanım çalışmalarıyla ortaya konmuştur. Buna göre skarnın ilerleyen evresinde yüksek tuzluluğa sahip çözeltiler (61.8 ağırlık % NaCl eşd.) etkin iken, gerileyen evreye doğru tuzluluk miktarının azalması meteorik çözeltilerin etkin olduğunu göstermektedir. Bölgedeki benzer tip yataklardan rapor edilen sıvı kapanımların tuzluluk miktarı Kotana (Çiftçi, 2011), Sivrikaya (Demir vd., 2017) ve Eğrikar (Sipahi vd., 2017) için en yüksek değerler olarak sırasıyla 15 ağırlık % NaCl eşd., 15.4 ağırlık % NaCl eşd. ve 14.3 ağırlık % NaCl

eşd. şeklindedir. Bu tuzluluk miktarları Dağbaşı skarnından daha düşük olmakla birlikte, Sivrikaya yatağında rapor edilen tuzluluk miktarına karşılık azalan Th trendi ve Eğrikar ve Kotana yataklarındaki düşük tuzluluk miktarları araştırmacılar tarafından meteorik çözeltiler ile ilişkilendirilmiştir.

Türkiye'nin batısında bulunan Susurluk ve Kozbudaklar yataklarından rapor edilen ve 70 ağırlık % NaCl eşd.'ne ulaşan tuzluluk değerlerine göre skarnın erken evresi magmatik çözeltilerle ilişkilendirilmiştir. Gerileyen skarn evresinde ise azalan tuzluluk miktarları meteorik çözeltiler ile ilişkilendirilmiştir (Orhan vd., 2010; Orhan, 2017). Dağbaşı skarn yataklarında sıvı kapanımların Th sıcaklığı 160 ile 514 °C arasında değişmektedir. Bu değerler Eğrikar (200 ile 425 °C), Sivrikaya (166–462 °C) ve Kotana skarnından (380–460 °C) rapor edilen Th sıcaklıklarından bir miktar daha yüksektir. Buna karşın Susurluk (371–>600 °C), Ayazmant (300–576 °C) ve Kozbudaklar (308–>600 °C) skarn yataklarından daha yüksek Th sıcaklıkları rapor edilmiştir. Buna göre Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki yatakların Batı Türkiye'de bulunan yataklardan göreceli olarak daha düşük sıcaklıklarda oluştuğu anlaşılmaktadır. Batıdaki yataklardan daha yüksek Th sıcaklıklarının rapor edilmesinin önemli sebeplerinden birisi bu yatakların daha derin şartlarda oluşmuş olması olabilir (Meinert vd., 2005). Çünkü her ne kadar bölgedeki diğer yataklar ile ilgili basınç hesabı bulunmasa da Dağbaşı skarnından hesaplanan basınç şartları 310 ile 884 bar arasında değişmektedir. Buna karşın Susurluk (~1000 bar) ve Kozbudaklar (~2000 bar) skarnlarından rapor edilen basınç şartları Dağbaşı skarnından daha yüksek olup (Orhan vd., 2011; Orhan, 2017), bu yüksek değerler batı Türkiye'deki skarnların daha derin şartlarda oluştuğunu göstermektedir.

5. SONUÇLAR

Kaçkar Batolitinin bir uzantısı olan Üst Kretase yaşlı Dağbaşı granitoidinin, Dağbaşı (Araklı-Trabzon) yöresindeki Alt Kretase yaşlı volkanitler içinde blok ve mercek şeklinde bulunan kireçtaşı dokanakları boyunca magmatik ergiyiklerin karbonatlı kayaçlarla olan etkileşimi sonucunda kontakt metazomatik tipte cevherleşmeler meydana gelmiştir. Skarn tipteki bu cevherlerin oluşum şartlarını ve jeokimyasal özelliklerini belirlemeye yönelik olarak mineraloji, petrografi, mikropetrografi, sıvı kapanım ölçümleri, Raman spektrometrisi ölçümleri ve duraylı izotop çalışmaları ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ ve δD) yürütülmüştür. Bu çalışmalar neticesinde elde edilen sonuçlar aşağıda sıralanmıştır.

Dağbaşı yöresindeki skarn cevherleşmelerinin oluşumunda Dağbaşı granitoidinin sokulumu rol oynamaktadır. Yöredeki skarn oluşumunu sağlayan karbonatlı kayaçlar Jura-Alt Kretase yaşlı volkanik kayaçlar içerisinde blok ve mercekler şeklinde bulunur. Saha çalışmalarına göre arazi mostrasında granit ile kireçtaşlarının direkt olarak dokanak halinde olduğu lokasyon bulunmamaktadır. Ancak skarn cevherlerinin, kireçtaşlarının granit dokanağına en yakın olduğu lokasyonlarda gözlenmesi, mevcut granit-kireçtaşı dokanağının arazi yüzeyinin altında daha derinlerde olduğunu göstermektedir.

Sahada İpekçili, Köprüüstü, Kükürtlü ve Dere mahalle çevresinde olmak üzere dört farklı lokasyonda skarn cevherleşmesi tespit edilmiştir. Bunlardan İpekçili ve Köprüüstü cevherlerinde skarnın ilerleyen ve gerileyen evreleri birlikte gözlenir. Buna göre ilerleyen skarn evresi grosüler-garnet ve diyopsit-piroksenler ile temsil edilirken, gerileyen evrede andradit-garnet ve johansenit-piroksenler ile birlikte epidot, kuvars ve kalsit oluşumu gözlenir. Kükürtlü ve Dere mahalle cevherlerinde ise andradit-garnet, johansenit-piroksen, epidot, kuvars ve kalsit ile temsil edilen gerileyen evre tanımlanmıştır. Grosüler ve Andradit içerikleri ile Piroksenlerin Hedenbergit ve diyopsit içeriklerine göre sözkonusu skarnlar Fe-Cu-Zn skarn olarak sınıflandırılmıştır.

İlerleyen skarn evresinde baskın olan grosüler-garnet ve diyopsit-piroksenler indirgen skarn koşullarını temsil ederken, gerileyen evrede garnetlerin artan andradit ve

azalan spersartin ve almandin içerikleri ve piroksenlerin düşük Mn/Fe oranları sözkonusu skarnların oksitlenmiş tipte olduklarını göstermektedir. Oksidasyon derecesindeki bu artış skarnın sığ derinliklerde, meteorik çözeltilerin etkisi altında geliştiğini göstermektedir. Sıvı kapanımlardan hesaplanan oluşum derinliği (1850 m) bu durumu destekler niteliktedir.

Bütün lokasyonlarda manyetit ve hematit cevherin ana bileşenini oluşturur. Bunun yanında İpekçili ve Köprüüstü cevherlerinde kalkopirit içeriği diğer lokasyonlardan daha yüksektir. Ayrıca, İpekçili cevheri pirotinlerin bulunmasıyla, Kükürtlü cevheri ise sfalerit ve galen ile karakteristiktir.

Mineral kimyası çalışmalarına göre pirotinler stokiyoimetrik bileşimden % 10'a varan oranda sapma göstermektedir. Piritlerin çok düşük Co ve Ni içerikleri hidrotermal çözeltilerin asitik karakterli bir kaynaktan türediğine işaret etmektedir. Sfaleritlerin Fe ve Cu içerikleri sırasıyla % 5.1 ve 2.04 (ağ.%) şeklinde olup bu elementler Zn ile değiş-tokuş yapmaktadır. Bu mineralin % 5.1'i geçmeyen Fe içerikleri düşük sıcaklık şartları ile ilişkilendirilebilir. Galen minerallerinin ağ.% 1.18 ile 1.43 arasında değişen Gümüş içeriği ekonomik açıdan önem arzeder.

Skarn zonlarındaki metazomatik alterasyona uğramış granitoyit örnekleri, alterasyona uğramamış örneklerle kıyaslandığında bu örneklerin K_2O , CaO , Fe_2O_3 ve TiO_2 içeriklerinde artış gözlenmiştir. Bunlardan CaO artışı granit-karbonatlı kayaç etkileşiminin, K_2O artışı alkali metazomatizmasının, Fe_2O_3 ve TiO_2 artışı ise manyetit ve Ti-oksit fraksiyonlaşmasının bir sonucudur. Alterasyona uğrayan örneklerin iz element içerikleri, alterasyona uğramamış örnekler ile kıyaslandığında ise bu örneklerin Rb, Ba ve Sr içeriklerinde belirgin artış gözlenmiştir. Bunlardan Rb ve Ba alkali metazomatizması işaret ederken, Sr artışı granit-karbonat etkileşimi sonucu artan kalsit içeriğinin bir sonucudur. Skarn zonu granitoyit örneklerinde belirlenen alkali metazomatizması K_2O 'ya karşılık SiO_2 diyagramındada yüksek potasyum içerikleri ile karakteristiktir.

Granat, epidot, sfalerit, kuvars ve kalsit minerallerindeki sıvı kapanımların Th sıcaklıkları 162 ile 466 °C arasında ölçülmüş olup, bu değerler söz konusu skarnların

benzer tip yataklara kıyasla oldukça düşük sıcaklık şartlarında oluştuğunu gösterir. Sıvı kapanımların -20.8 ile -52 °C arasında değişen ötektik sıcaklıklarına göre bu kapanımların $H_2O \pm CaCl_2$, $H_2O \pm MgCl_2 \pm CaCl_2$, $H_2O \pm KCl \pm CaCl_2$ çözelti sistemlerine sahip olduğu anlaşılmaktadır. Sıvı kapanımların tuzluluk miktarı 14.7 ağırlık % NaCl eşdeğerinden daha düşük olup, Th sıcaklığındaki azalmaya karşılık tuzluluk miktarı da azalmaktadır. Gerek sıvı kapanımların düşük tuzluluk miktarı, gerekse bu tuzluluk miktarındaki azalmaya karşılık homojenleşme sıcaklığının düşmesi sisteme meteorik çözelti karışımı ile açıklanmaktadır.

Bağımsız termometre yöntemiyle sıvı kapanımların ortalama tuzluluğu (6,3 ağırlık % NaCl eşd.) ve ortalama Th sıcaklıkları (327 °C) kullanılarak hesaplanan basınç şartları 490–710 bar arasında değişmektedir. Bu basınç şartlarının litostatik basınç olması durumunda sözkonusu cevherlerin oluşum derinliği 1850–2680 m arasında hesaplanmıştır (Yüzeyde bulunan kayaçların yoğunluğu 2.7 gr/cm³ kabul edilerek). Skarnın oldukça sığ derinliklerde oluştuğunu gösteren bu değerler, garnet ve piroksen analizlerinin işaret ettiği oksidan tip skarnlar ile uyumluluk göstermektedir.

Sıvı kapanımlar üzerinde yapılan Raman ölçümlerinde bu kapanımların bileşiminde H_2O ve olası tuz türlerinin dışında nadiren CH_4 ve türevleri (CH_2 ve CH_3) belirlenmiştir. Karbon içerikli bu gaz türleri çözeltilerin bileşiminde az da olsa organik madde katkısına işaret etmektedir.

Skarn zonlarındaki minerallerin $\delta^{18}O$ izotop bileşimleri 10,3 ile -1,9 ‰ arasında değişmekte olup, bu değerler $\delta^{18}O$ izotoplarının granitin merkezine kıyasla önemli ölçüde tüketildiğini göstermektedir. Böyle bir tüketilme ise meteorik su karışımının bir sonucudur. δD izotopları ise -49 ile -84 ‰ arasında değişen değerler ile hidrotermal çözeltilerin magmatik kökenli olduğunu desteklemektedir. Oksijen izotoplarından hesaplanan dengelenme sıcaklıkları garnet-piroksen, kuvars-garnet ve kuvars piroksen mineral çiftleri için 374 °C ile 451 °C arasında hesaplanmıştır. Kuvars-epidot dengelenme sıcaklıkları ise 504 °C ile 588 °C arasında değişmektedir. Bu durum epidot minerallerinin $\delta^{18}O$ izotopları bakımından aşırı tüketilmesinden kaynaklanmış olmalıdır.

Skarn zonundaki kalsitler ile kristalize kireçtaşlarının $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri denizel karbonatların bileşimine göre aşırı derecede tüketilmiş olup, granitik kayalar ile karbonatlı kayalar arasında lineer bir dağılım sunar. Buna karşın $\delta^{13}\text{C}$ izotop bileşimleri herhangi bir tüketilmeye maruz kalmaksızın, denizel kökenli karbonatların bileşimiyle uyum içindedir. Bu durum söz konusu skarnların düşük sıcaklık şartlarında oluşumunun bir sonucu olup sıvı kapanımlarda ölçülen oldukça düşük sıcaklık değerleri bu durumu destekler niteliktedir.



6. ÖNERİLER

Dağbaşı skarn cevherleri, Dağbaşı granitoidinin Berdiga formasyonuna ait kireçtaşı blokları ile olan dokanakları boyunca gelişmiştir. Berdiga kireçtaşları Doğu Karadeniz Bölgesi'nde geniş alanlarda yayılım göstermekte olup bu kireçtaşları daha genç olan granitoidler tarafından yaygın olarak kesilmektedir. Bundan dolayı bölgedeki skarn cevherlerinin araştırılmasında Üst Kretase yaşlı granitoidler ile Berdiga kireçtaşlarının dokanakları öncelikli olarak incelenmelidir.

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Berdiga formasyonuna ait kireçtaşlarının dışında Üst Kretase yaşlı volkano-tortul birimler içinde de önemli karbonat seviyelerinin varlığı bilinmektedir. Bundan dolayı Üst Kretase yaşlı karbonat kayaçlarının daha genç yaşlı granitoidler ile olan dokanakları, skarn potansiyelleri bakımından dikkate alınmalıdır.

Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki skarn cevherlerinin bir kısmı yalnızca oksitli cevher mineralleri içerirken, bir kısmı da oksitlerin yanında sülfürlü cevher minerallerini içermektedir. Bundan dolayı bölgedeki skarnlar sülfür içerikleri dikkate alınarak değerlendirilmelidir.

Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki skarnların rezervinin düşük olması, bu yatakların işletilmesini güçleştirmektedir. Ancak bu skarnların yüksek tenörü ve bölge genelindeki yaygınlığı dikkate alındığında bunların eş zamanlı olarak işletilmek suretiyle ekonomiye kazandırılması mümkün görülmektedir.

KAYNAKLAR

- Abu El-Enen, M.M., Okrusch, M. ve Will, T.M., 2004.** Contact metamorphism and metasomatism at a dolerite-limestone contact in the Gebel Yelleq area, Northern Sinai, Egypt, *Mineralogy and Petrology*, 81, 135–164.
- Ağar, Ü., 1977.** Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi. Fen Fakültesi, İstanbul, 56.
- Akaryalı, E., Tüysüz, N., 2012.** The genesis of the slab window-related Arzular low-sulfidation epithermal gold mineralization (Eastern Pontides, NE Turkey). *Geoscience Frontiers*, doi: 10.1016/j.gsf.2012.12.002.
- Akçay, M., Arar, M., 1999.** Geology, Mineralogy and Geochemistry of the Çayeli Massive Sulphide Ore Deposit, Rize, NE Turkey, *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Standley et al. (eds), Balkema, Rotterdam, 459-462.
- Akçay, M., Gündüz, Ö., 2004.** Porphyry Cu-Au mineralization associated with a multi-phase intrusion and related replacement fronts in limestones in an island arc setting near the Gümüşhane village (Artvin) in the eastern black sea province (Turkey), *Chemie der Erde Geochemistry*, 64, 359-383.
- Aslan, Z., 1993.** Özdil (Yomra-Trabzon) Yöresinin Petrografisi Skarn Oluşukları ve Granat-Piroksen Ritmikleri Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon, 72s.
- Aslaner, M., 1977.** Türkiye bakır-kurşun-çinko yataklarının jeolojik ve bölgesel sınıflamasıyla plaka tektoniği yönünden incelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Yerbilimleri Fakültesi, Yayın No: 12, Trabzon.
- Atkinson, A.B., 2002.** A model for the PTX properties of H₂O-NaCl. Unpublished M.S. Thesis, Virginia Tech, Blacksburg VA, 133s.
- Aydınçakır, E., 2006.** Dağbaşı (Araklı-Trabzon) granitoyidi ve çevresinin petrografik, jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans tezi.
- Aydin, F., Karsli, O. and Chen, B., 2008.** Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey, *Lithos*, 104, 249–266. 62
- Bakker, R.J., 2003.** Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties, *Chemical Geology*, 194, 3–23.
- Bakker, T. ve 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.

- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J. ve Kuehn, C.A., 1985.** Fluid inclusion systematics in epithermal systems. In *Geology and Geochemistry of epithermal systems* (B.R. Berger and P.M. Bethke, eds) Society of Economic Geologist, Reviews in Economic Geology, 2, 73–98.
- Bodnar, R.J. ve Vityk, M.O., 1994.** Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. In *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications* (ed. B. De Vivo ve M. L. Frezotti), Virginia Tech, 117–130.
- Bodnar, R.J., 1993.** Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solution, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 57, 683–884.
- 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.
- Boynukalın, S., 1990.** Dereli (Giresun) Baraj Yeri ve Göl Alanının Mühendislik Jeolojisi ve Çevre Kayaçlarının Jeomekanik Özellikleri, Doktora Tezi Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 255s.
- Boztug, D., Jonckheere, R., Wagner, G.A. and Yeğingil, Z., 2004.** Slow Senonian and fast Paleocene-Early Eocene uplift of the central eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results, *Tectonophysics* 382, 213–228.
- Brown, P.E., 1989.** Flinkor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data, *American Mineralogist*, 74, 1390–1393.
- Brown, P.E., Lamb, W.M., 1989.** PVT properties of fluids in the system H₂O–CO₂–NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica Cosmochimica Acta* 53, 1209–1221.
- Bulguroğlu, N., 1991.** Düzköy-Çayırbağ Yöresinin Jeolojik İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 80s.
- Burt, D.M., 1972.** Mineralogy and Geochemistry of Ca-Fe-Si Skarn Deposits, Ph.D. thesis, Harvard University, 256 pp. (unpublished).
- Burt, D.M., 1982.** Skarn deposits-historical bibliography through 1970, *Economic Geology*, 77, 755–763.
- Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1992.** I and S type granites in the Lachlan fold belt, *Transactions Royal Society Edinb. Earth Science*, 83, 1–26.
- Ciobanu, C.L. ve Cook, N.J., 2004.** Skarn texture and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania, *Ore Geology Reviews*, 24, 315–370.
- Clark, I.D. ve Fritz, P., 1997.** Environmental isotopes in hydrogeology, Lewis Publishers, CRC Press, New York, 352p.

- Clechenko, C.C. ve Valley, J.W., 2003.** Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro Wollastonite Skarn, Adirondacks Mts, New York: a record of shallow hydrothermal processes preserved in granulite facies terrane, *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 771–784.
- Craig, H., 1961.** Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters *Science*, 133, 1833–1834.
- Criss, R.E. ve Taylor, H.P., 1986.** Meteoric-hydrothermal systems. *Rev. Mineral*, 16, 373–424.
- Collins, P.L.F., 1979.** Gas hydrates in CO₂ bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity, *Economic Geology*, 74, 1435–1444.
- Collins, B.I., 1977.** Formation of scheelite-bearing and scheelite-barren skarns of Lost Creek, Pioneer Mountains, Montana, *Economic Geology*, 72, 1505–1523.
- Çamur, M.Z., Tüysüz, N., Güven, İ.H., Arıkal, T. ve Er, M., 1994.** Eastern Pontides Volcanism and Related Ore Deposits, *International Volcanological Congress, IAVCEI, Ankara*.
- Çiftçi, E., 2010.** Sphalerite associated with pyrrhotite-chalcopryite ore occurring in the Kotana Fe-Skarn deposit (Giresun, NE Turkey): Exolutions or replacement, *Turkish Journal of Earth Science*, 20, 307–320.
- Çiftçi, E., 2011.** Sphalerite associated with pyrrhotite-chalcopryite ore occurring in the Kotana Fe-skarn deposit (Giresun, NE Turkey): Exolutions or replacement, *Turkish Journal of Earth Science*, 20, 307–320.
- Çoğulu, E., 1975.** Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrolojik ve Jeokronometrik Araştırmalar. İstanbul Teknik Üniversitesi, Yayını, no. 1034, İstanbul.
- Darling, R.S., 1991.** An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: Implications for P-T isochore location, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 55, 3869–3871.
- Debon, F. ve Le Fort, P., 1983.** A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Transactions Royal Society Edinburgh, Earth Science*, 73, 135–149.
- Demir, Y., Uysal, İ. ve Sadıklar, M.B., 2013.** Mineral Chemical Investigation on Sulfide Mineralization of the Istala Deposit, Gümüşhane, NE-Turkey, *Ore Geology Reviews*, 53, 306–317.
- Demir, Y., Uysal, İ., Sadıklar, M.B. ve Sipahi, F., 2008.** Mineralogy, Mineral Chemistry, and Fluid Inclusion Investigation of Köstere Hydrothermal Vein-Type Deposit (Gümüşhane, NE-Turkey), *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 185, 2, 215–232.

- Demir, Y., Uysal, I., Kandemir, R. ve Jauss, A., 2017.** Geochemistry, fluid inclusion and stable isotope constraints (C and O) of the Sivrikaya Fe-skarn mineralization (Rize, NE Turkey), *Ore Geology Reviews*, 91, 153–172.
- Demir, Y., 2019.** Geological, mineralogical and Geochemical Properties of the Dağbaşı Skarn Ores (Araklı-Trabzon, NE Turkey), *Bulletion of the Mineral Research and Exploration*, 158, 165–194.
- Dipple, G.M. ve Gerdes, M.L., 1998.** Reaction-infiltration feedback and hydrodynamics at the skarn front. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series* 26, 71–97.
- Dokuz, A., 2000.** Yusufeli (Artvin) Yöresinin Jeolojisi, Jeotektoniği, Magmatik Metamorfik Kayaçların Jeokimyası ve Petrojenezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi 310 s., Trabzon.
- Dokuz, A., Karşlı, O., Chen, B. ve Uysal, I., 2010.** Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implications for pre- and post collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, *Tectonophysics*, 480, 259–279.
- Droop, G.T.R., 1987.** A general equation for estimating Fe⁺³ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine*, 51, 431–435.
- Dunham, R.J., 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional textures in W.E. Ham. (ed), *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petrology Geochemistry Memorial, 1, 108–121.
- Einaudi, M.T, Meinert, L.D ve Newberry, R.J., 1981.** Skarn Deposits, *Economic Geology*, 75, 317–391.
- Einaudi, M.T. ve Burt, D.M, 1982.** A Special Issue Devoted to Skarn Deposits, Introduction-Terminology, Classification and Composition of Skarn Deposits, *Economic Geology*, 77, 4, 745–754.
- Eren, M., 1983.** Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes _ncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimler Enstitüsü Trabzon, 197s.
- Folk, R.L., 1962.** Spectral subdivision of limestone types in W.E. Ham. (Ed) *classification of carbonate rocks*, AAPG Bulletin, 1, 62–82.
- Friedman, I. ve O’Neil, J.R., 1977.** Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, *Data of Geochemistry*. United states government printing Office, Washington, 117pp.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1979.** The main lines of the geotectonic evolution of the eastern pontides in mesozoik era, *Gescience*, 68–69.

- Gürsoy, H., Öztürk, A. ve İnan, S., 1993.** Kelkit (Gümüşhane) ve Yakın Dolayının Tektonostratigrafik Gelişimi, A. Suat Erk Sempozyumu Bildiriler, 53–64.
- Güven, İ.H., Nalbantoğlu, A.K. ve Takaoğlu, S., 1998.** 1/100.000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Harita Serisi.
- Güven, İ.H., 1993.** Doğu Pontidlerin Jeolojisi ve 1/250.000 Ölçekli Kompilasyonu, MTA Yayınları, Ankara.
- Hacıalioglu, T., 1983.** Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes incelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 121s.
- Hacıbrahimoglu, A., 1986.** Araklı-Dağbaşı ve yöresinin genel jeolojik ve petrografik olarak incelenmesi, Lisans tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Hasançebi, N., 1993.** Dağbaşı (Araklı-Trabzon) granitoidine bağlı cevherleşmelerin incelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon, 65s.
- Hedenquist, J.W. ve Henley, R.W., 1985.** The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposit, *Economic Geology*, 80, 1379–1406.
- Hein, U.F., 1989.** Microthermometry Compact Course and excersises, IGDL, University of Göttingen, 52s.
- Hoefs, J., 1987.** Stable isotope Geochemistry, Springer Verlag, Berlin, 241p.
- Hoefs, J., 2009.** Stable isotope geochemistry (6th Edit), SpringerVerlag, 285p.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971.** A guide to the chemical classification of common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523–548.
- İskender, A., 1985.** Dağbaşı (Araklı) ve çevresinin jeolojik incelemesi, Lisans tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Jamtveit, B. ve Anderson, T., 1993.** Contact metamorphism of layered shale carbonatesequences in the Oslo rift: III The nature of skarn-forming fluids. *Economic Geology*, 88, 1830–1849.
- Jamtveit, B. ve Hervig, R.L., 1994.** Constraints on transport and kinetics in hydrothermal systems from zoned garnet, *Science*, 263, 505–508.
- Jamtveit, B., 1991.** Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet: Nonlinear dynamics in regions of immiscibility, *American Mineralogist*, 76, 1319–1327.

- Kandemir, R., 2004.** Gümüşhane Yakın Yörelerindeki Erken- Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu'nun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 274s.
- Karakaya, M.Ç., Karakaya, N., Küpeli, Ş. ve Yavuz, F., 2012.** Mineralogy and geochemical behavior of trace elements of hydrothermal alteration types in the volcanogenic massive sulfide deposits, NE Turkey, *Ore Geology Reviews*, 48, 197–224.
- Karakaya, O., 2011.** Sivas Kangal Çetinkaya Pınarözü demir yatağının jeolojisi ve jeokimyası, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 84s.
- Karsh, O., Chen, B., Aydın, F. ve Şen, C., 2007.** Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos*, 98, 67–96.
- Karsh, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2010.** Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos* 114, 109–120.
- Karsh, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Bin, C., Kandemir, R. ve Wijbrans, R.J., 2010a.** Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harşit pluton, Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 467–487. DOI: 10.1007/s00410-010-0489-z.
- Karsh, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, J., 2010b.** Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination, *Lithos*, 114, 109–120.
- Karsh, O., Ketenci, M., Uysal, I., Dokuz, A., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R. ve Wijbrans, J., 2011.** Adakite-like granitoid porphyries in the Eastern Pontides, NE Turkey: Potential parental melts and geodynamic implications, *Lithos*, 127, 354–372.
- Kaygusuz, A. ve Aydınçakır, E., 2011.** U-Pb zircon SHRIMP ages, geochemical and Sr-Nd isotopic compositions of Cretaceous plutons in the eastern Pontides (NE Turkey): The Dağbaşı pluton, *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 188, 211–233.
- Kaygusuz, A., 1992.** Dağbaşı (Araklı-Trabzon) ve Çevresinin Minerolojik ve Petrografik Olarak İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mimarlık-Mühendislik Fakültesi, 63s, Trabzon.

- Keith, J.D., van Middelarr, W.T., Clark, A.H. ve Hodgson, C.J., 1989.** Granitoid textures, compositions and volatile fugacities associated with the formation of tungsten-dominated skarn deposits, *Reviews in Economic Geology*, 4, 235–250.
- Kesgin, Y., 1983.** Bayburt (Gümüşhane) İlçesi, Akşar Köyü ve Güneybatısının Jeolojik İncelemesi, Master Tezi, Karadeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 94.
- Ketin, İ., 1951.** Bayburt Bölgesinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, 16, 113–127.
- Korkmaz, S., 1993.** Tonya-Düzköy (GB-Trabzon) Stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 151–158.
- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984.** Demirözü (Bayburt) yöresinin stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 5, 107–115.
- Köprübaşı, N., 1992.** Aşağı Harşit bölgesinin magmatik petrojenezi ve masif sülfidlerde jeokimyasal hedef saptama uygulamaları, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kurt, Y., 2014.** Giresun, Bulancak Kirazören bölgesi skarn tipi demir yataklarının jeolojik ve jeokimyasal incelenmesi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul, 111s.
- Kuşçu, İ., Gençalioglu, G. ve Erler, A., 2001.** Geochemical signatures of granitoids associated with skarn in central Anatolia, *International Geology Reviews*, 43, 8, 722–735.
- Kwak, T.A.P. ve White, A.J.R. 1982.** Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-Fe skarn types and related granitoids, *Mining Geology*, 32, 4, 339–351.
- Kwak, T.A.P., 1986.** Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits), *Journal of Metamorphic Geology*, 4, 363–384.
- Maniar, P.D. ve Piccoli, P.M., 1989.** Tectonic discrimination of granitoides, *Geological Society of American Bulletin*, 101, 635–643.
- Meinert, L.D., 1983.** Variability of skarn deposits-guides to exploration, S.J. Boardman (Ed.), *Revolution in the earth sciences*, Kendal-Hunt Publishing, 301–316.
- Meinert, L.D., 1992.** Skarn and skarn deposits, *Geoscience Canada*, 19, 145–162.
- Meinert, L.D., Brooks, J.W. ve Myers, G.L., 1991.** Whole rock geochemistry and contrast among skarn types, in Bufa, R.H. and Coyner, A.R. (ed), *Geology and ore deposits of the Great Basin: Reno, Nevada*, Geological Society of Nevada, Fieldtrip Guidebook Compendium, 1, 72–80.

- 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. ve Nicolescu, S., 2005.** World skarn deposits, society of economic geologist, Economic Geology, 100th Anniversary Volume, 299–336.
- 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.
- Nakona, T., Yoshino, T., Shimazaki, H. ve Shimizu, M., 1994.** Pyroxene Composition as an Indicator in the Classification of Skarn Deposits, Economic Geology, 89, 1567–1580.
- Newberry, R.J., 1983.** The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns, Canadian Mineralogist, 21, 529–544.
- Newberry, R.J., 1991.** Scheelite-bearing skarns in the Sierra Nevada region, California: Contrast in zoning and mineral compositions and tests of infiltration metasomatism theory. In skarns- Their Genesis and Metallogeny, A. Barto-Kyriakidis (Ed.), Theophrastus Publications, Atkens, Greece, 343–384.
- Newberry, R.J., 1998.** W and Sn skarn deposits: A 1998 status report, mineralized intrusion related skarn systems, D.R. Lentz (Ed.), Mineralogical association of Canada, Short Course Series, 26, 289–335.
- Newberry, R.J. ve Swanson, S.E., 1986.** Scheelite skarn granitoids: An evaluation of the roles of magmatic source and process, Ore Geology Reviews, 1, 57–81.
- Okay, A., 1983.** Ağvanis Metamorfitleeri ve Çevre Kayaçlarının Jeolojisi, MTA Dergisi, 1, 51–71.
- Okay, A. and Tüysüz, O., 1999.** Tethyan Stures Northern Turkey. In “The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within The Alpine Orogen”. Geological Society, London, Special Publication, 156, 475–515.
- Orhan, A. ve Mutlu, H., 2009.** Susurluk (Balıkesir) skarn yatağının mineralojik ve petrografikÖzellikleri. Eskişehir, Osmangazi Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, 12, 2, 65–90.
- Oyman, T., 2010.** Geochemitry, mineralogy and genesis of teh Ayazman Fe-Cu skarn deposit in Ayvalık, (Balıkesir), Turkey, Ore Geology Reviews, 37, 175–201.
- Öztürk, Y.Y., Helvacı, C. ve Satır, M., 2005.** Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdağ, Çanakkale, Turkey and comparison with World skarn granitoids. Turkish Journal of Earth Science, 14, 255–280.

- Öztürk, Y.Y., Helvacı, H. Ve Satır, M., 2008.** The influence of meteoric water on skarn formation and late stage hydrothermal alteration at the Evciler skarn occurrences, Kazdağ, NW Turkey, *Ore Geology Reviews*, 34, 271–284.
- Pejatović, S., 1971.** Doğu Karadeniz Küçük Kafkasya bölgesindeki metalojenik zonlar ve bunların metalojenik özellikleri, *MTA Dergisi*, 77, 10–21.
- Pelin, S., 1977.** Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, *Karadeniz Teknik Üniversitesi Yayını*, 87, 103.
- Potter, R.W., Clyne M.A. ve Brown, D.L., 1978.** Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions, *Economic Geology*, 73, 284–285.
- Roedder, E., 1979.** Fluid inclusions as samples of ore fluids. In H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd edition, Wiley Interscience, New York, 684–737.
- Roedder, E. Ve Bodnar, R.J., 1980.** Geological pressure determinations from fluid inclusion studies. *Ann Rev. Earth Planet Science*, 8, 263–301.
- Roedder, E., 1984.** Fluid Inclusions, *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12, 644 pp, Washington.
- Rosso, K.M. ve Bodnar, R.J., 1995.** Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO₂ in fluid inclusions and the raman spectroscopic characterization of CO₂, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 59, 19, 3961–3975.
- Sanchez, P.L., MacInnis, S.M. ve Bodnar, R.J., 2012.** A numerical model to estimate trapping conditions of fluid inclusions that homogenize by halite disappearance, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 92, 14–22.
- Saraç, S., 2003.** Doğu Karadeniz Fe-Skarn Yataklarının karşılaştırmalı mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, *Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon*, 259s.
- Schultze-Westrum, H.H., 1961.** Giresun Civarındaki Aksu Deresinin Jeolojik Profili, Kuzeydoğu Anadolu’da Doğu Pontus Cevher ve Mineral Bölgesinin Jeolojisi ve Maden Yatakları ile İlgili Mütalalar, *MTA Dergisi*, 57, 63–71.
- Seymen, İ., 1975.** Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği, *Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul*, 192s.
- Sheppard, S.M.F., 1984.** Isotope geothermometry. In *Thermometrie et Barometrie Geologiques* (ed. M. Lagache), *Soc. Fr. Mineral. Crystallogr.*, 349–412.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. ve Aiderton, D.H.M., 1985.** A practical guide to fluid inclusion studies, *Blackie and Son Limited, Glasgow (UK)*, 235s.

- Sipahi, F., 1996.** Camiboğazı ve Sarıtaş yaylaları arasındaki bölgenin petrografi ve maden yatakları açısından incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 96s.
- Sipahi, F., 2011.** Formation of skarns at Gümüşhane (Northeastern Turkey). *Neues Jahrbuch für Mineralogy*, 188, 2, 169–190.
- Sipahi, F., Akpınar, İ., Eker, Ç.S., Kaygusuz, A. ve Vural, A., 2017.** Formation of the Eğrikar (Gümüşhane) Fe-Cu skarn type mineralization in NE Turkey: U-Pb zircon age, lithogeochemistry, mineral chemistry, fluid inclusion, and O-H-C-S isotopic compositions. *Journal of Geochemical Exploration*, 182, 32-52.
- Şen, C., 1988.** Dağbaşı (Trabzon) bölgesinde yüzeyleyen alt bazik (Jura)-Granitoid (Üst Kretase) formasyonlarının petrografik özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 92s.
- Taşlı, K., 1990.** Gümüşhane-Bayburt yörelerindeki Üst Jura-Alt Kretase karbonat istiflerinin stratigrafik, paleocografik ve mikropaleontolojik incelemesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimler Enstitüsü, Trabzon, 223s.
- 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., 1979.** Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes, H.L., (Ed), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2th edition, Wiley Interscience, Newyork, pp. 236–277.
- Tokel, S., 1972.** Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region (NE Turkey), Doktora Tezi, University of College, London.
- Topuz, G., 2000.** Zur Petrologie der metamorphen gesteine des pulur-massive, östliche pontiden, NE-Turkei, Doktora Tezi, Universität Heidelberg, 270s.
- Türk-Yapon Ekibi, 1985.** The Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Phase 1, MTA Raporu No: 334, Ankara.
- Tüysüz, N. 2000.** Geology, Lithogeochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulphide Deposit, NE-Turkey, *Chemie der Erde*, 60, 231–250.
- Ustaömer T. ve Robertson A.H.F., 1997.** Tectonic-Sedimentary Evolution of the North- Tethyan Margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In "Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region" (ed. A.G. Robinson), American Association of Petroleum Geologists Memoir No. 68, 255–290.
- Uysal, I., Tarkian, M., Sadıklar, M.B. ve Şen, C., 2007.** Platinum-group elements geochemistry and mineralogy in ophiolitic chromitites from the Kop Mountains, northeastern Turkey, *Canadian Mineralogist*, 45, 355–377.

- Wilkinson, J.J., 2001.** Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55, 229–272.
- Xu, G. ve Lin, X., 2000.** Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit, Anhui province, China, *Ore Geology Reviews*, 16, 91–106.
- Yalçınalp, B., 1992.** Güzelyayla-Maçka-Trabzon porfiri Mo-Cu cevherleşmesinin jeolojik, yerleşimi ve jeokimyası, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Yardley, B.W.D. ve Lioyd, G.E., 1995.** Why metasomatic fronts are really metasomatic sides. *Geology*, 23, 53–56.
- Yaylalı-Abanuz, G. ve Tüysüz, N., 2010.** Chemical, mineralogical and mass-change examination across a gold bearing vein zone in the Akoluk area, Ordu, NE Turkey, *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*, 187, 1, 11–22.
- Yılmaz, C., 1997.** Sedimentological Records Cretaceous Platform-basin Transition Gümüşhane Region (NE Turkey), *Geologie Mediterranen*, 24, 1–2, 125–135.
- Yılmaz, C., 2002.** Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 45, 1, 141–165.
- Yılmaz, Y., 1973.** Gümüşhane Granitinin Yerleşmesi, *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebligleri*, 485–490.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. ve Şengör, A.M.C., 1997.** Geology of Tectonic Evolution of the Pontides, *AAPG Memorial*, 68, 183–226.
- Yüksel, S., 1976.** Şiran Batı yöresi Mesozoik karbonat kayaçları ve eosen flisinin petrografik ve sedimentolojik incelenmesi, *Doçentlik Tezi*, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Zhang, Y.G. ve Frantz, J.D., 1987.** Determination of the homogenisation temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions, *Chemical Geology*, 64, 335–350.
- Zheng, Y.F., 1993 a.** Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 57, 1079–1091.
- Zheng, Y.F., 1993b.** Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 247–263.

Tablo 3. Dağbaşı granitoidinin skarn zonlarından alınan örneklerin ana, iz ve NTE element analizleri.

Örnek	2	7	12	14	21	25-2	27	28	29	31
SiO ₂	62,94	63,69	71,69	62,86	63,18	65,10	64,25	63,26	65,66	65,19
TiO ₂	0,39	0,38	0,30	0,39	0,38	0,34	0,37	0,39	0,33	0,32
Al ₂ O ₃	16,10	15,70	14,54	16,18	15,65	14,99	15,66	15,45	15,32	15,21
Fe ₂ O ₃	4,62	4,42	2,07	4,73	4,48	3,92	4,26	4,50	4,14	3,93
MnO	0,13	0,11	0,02	0,13	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10
MgO	1,92	1,96	1,17	2,04	2,00	1,64	1,83	1,97	1,61	1,65
CaO	4,88	4,25	4,30	3,71	4,12	4,13	4,31	4,47	3,81	3,89
Na ₂ O	3,38	3,07	3,68	3,65	3,83	3,16	3,13	3,38	3,54	3,70
K ₂ O	2,41	3,03	0,45	3,07	2,78	2,68	2,55	2,71	2,38	2,89
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,07	0,14	0,13	0,11	0,12	0,13	0,11	0,12
LOI	2,80	3,00	1,50	2,80	3,00	3,50	3,10	3,30	2,70	2,70
Toplam	99,70	99,68	99,78	99,68	99,69	99,68	99,66	99,67	99,71	99,71
Ni	1,80	1,70	0,60	1,10	1,50	1,70	1,70	1,60	1,00	1,00
V	94,00	99,00	50,00	104,00	102,00	85,00	93,00	100,00	84,00	89,00
Cu	8,40	9,00	1,10	9,40	12,50	12,80	12,60	13,60	9,80	9,20
Pb	2,50	2,60	0,50	5,20	3,30	13,10	10,40	2,80	7,70	2,50
Zn	46,00	43,00	6,00	33,00	46,00	37,00	43,00	42,00	37,00	37,00
W	254,00	375,80	749,90	283,70	234,60	275,70	224,10	296,10	163,20	129,40
Rb	57,10	74,70	6,10	81,30	67,30	73,40	64,20	59,50	62,30	64,30
Ba	1136,00	1129,00	143,00	1206,00	1205,00	1379,00	1494,00	1317,00	1297,00	1317,00
Sr	523,20	520,70	385,70	596,30	530,40	509,70	553,70	515,50	501,60	527,20
Ta	0,60	0,70	0,50	0,60	0,60	0,60	0,60	0,70	0,70	0,60
Nb	8,00	7,60	5,20	7,80	7,60	7,50	8,10	7,50	7,80	6,60
Hf	2,60	2,90	2,90	2,90	2,80	2,50	2,60	2,60	2,50	2,50
Zr	106,20	106,80	98,00	104,90	104,10	87,60	94,50	93,60	96,40	81,50
Y	12,50	11,30	17,20	15,60	12,10	10,80	12,10	11,80	11,00	9,40
Th	6,70	8,80	6,60	8,80	8,60	9,90	8,70	8,60	7,90	9,30
U	2,70	2,60	1,80	2,70	2,90	2,90	2,90	3,10	2,60	2,70
Mg#	29,36	30,72	36,11	30,13	30,86	29,50	30,05	30,45	28,00	29,57
A/CNK	1,51	1,52	1,72	1,55	1,46	1,50	1,57	1,46	1,57	1,45
K ₂ O/ Na ₂ O	0,71	0,99	0,12	0,84	0,73	0,85	0,81	0,80	0,67	0,78
La	26,40	28,00	19,50	29,00	26,80	27,80	27,20	27,90	28,50	25,00
Ce	46,40	45,50	34,50	47,50	45,80	46,20	45,60	45,10	47,60	42,50
Pr	4,73	4,68	3,60	5,12	4,50	4,47	4,58	4,73	4,71	4,07
Nd	16,70	16,20	13,50	19,10	15,60	15,70	15,90	16,10	16,10	13,80
Sm	2,90	2,83	2,41	3,19	2,66	2,63	2,64	2,71	2,67	2,38
Eu	0,80	0,74	0,71	0,86	0,77	0,70	0,80	0,80	0,80	0,70
Gd	2,71	2,46	2,71	3,19	2,57	2,20	2,34	2,61	2,18	2,10
Tb	0,35	0,31	0,40	0,43	0,35	0,32	0,33	0,35	0,33	0,29
Dy	2,22	1,94	2,66	2,52	2,06	1,94	2,02	1,89	1,80	1,70
Ho	0,42	0,39	0,56	0,51	0,41	0,39	0,38	0,43	0,40	0,34
Er	1,31	1,12	1,71	1,52	1,15	1,18	1,12	1,24	1,10	1,12
Tm	0,21	0,18	0,27	0,22	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17	0,15
Yb	1,27	1,26	1,80	1,40	1,33	1,14	1,35	1,38	1,24	0,98
Lu	0,22	0,20	0,29	0,23	0,19	0,19	0,20	0,21	0,20	0,20

Tablo 3. (devam) Dağbaşı granitoidinin skarn zonlarından alınan örneklerin ana, iz ve NTE element analizleri.

Örnek	33	38	43	44	45	47	50	56	57	58
SiO₂	64,62	71,21	63,15	61,76	63,30	63,70	64,53	65,48	63,04	62,73
TiO₂	0,37	0,33	0,40	0,40	0,37	0,38	0,39	0,36	0,40	0,38
Al₂O₃	16,72	13,12	15,40	15,37	16,01	15,59	16,37	14,91	14,66	15,92
Fe₂O₃	4,32	3,79	4,62	4,66	4,43	4,54	4,42	4,15	4,69	4,50
MnO	0,11	0,08	0,12	0,12	0,11	0,11	0,13	0,11	0,12	0,11
MgO	1,70	0,86	2,51	2,73	2,14	2,35	1,72	1,79	2,14	2,01
CaO	2,32	3,00	2,70	3,95	3,46	3,74	4,61	2,70	3,89	3,22
Na₂O	3,47	4,30	4,03	3,26	4,00	3,44	3,64	2,77	3,09	4,26
K₂O	2,43	0,82	3,19	3,24	3,38	3,20	2,47	3,75	2,28	3,45
P₂O₅	0,13	0,07	0,13	0,14	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13
LOI	3,60	2,30	3,40	4,00	2,30	2,50	1,30	3,60	5,30	3,00
Toplam	99,75	99,83	99,69	99,61	99,68	99,67	99,69	99,70	99,72	99,73
Ni	1,60	<0.1	8,10	8,90	6,60	7,40	1,40	1,40	2,10	2,30
V	87,00	27,00	96,00	107,00	99,00	107,00	85,00	93,00	99,00	103,00
Cu	10,00	1,00	8,20	2,50	12,90	14,30	8,00	16,30	24,30	14,70
Pb	10,20	1,30	4,00	4,50	7,50	6,40	5,70	19,50	72,80	5,30
Zn	46,00	40,00	47,00	50,00	36,00	38,00	27,00	46,00	118,00	47,00
W	207,60	555,50	157,50	299,60	172,60	272,10	359,00	159,50	156,00	230,10
Rb	75,10	14,70	84,90	85,70	85,50	79,40	61,60	123,80	69,10	84,90
Ba	782,00	230,00	1275,00	1604,00	1331,00	1223,00	1115,00	1468,00	1043,00	1029,00
Sr	495,40	229,00	413,40	518,00	568,60	574,80	556,30	388,00	273,50	393,00
Ta	0,60	0,20	0,70	0,70	0,60	0,60	0,60	0,60	0,50	0,50
Nb	8,10	2,80	7,40	7,00	6,80	7,00	7,90	7,10	7,20	7,20
Hf	3,00	3,00	2,90	2,70	2,60	2,50	2,70	2,60	2,40	2,60
Zr	104,20	120,10	96,90	103,30	96,30	90,70	100,50	104,30	95,00	91,30
Y	13,40	27,90	15,20	12,60	12,00	12,10	13,00	12,40	11,10	11,60
Th	6,70	2,00	9,90	9,20	9,70	9,30	7,10	6,70	9,30	9,40
U	2,20	0,70	2,60	2,80	2,80	2,90	2,40	2,30	2,90	2,70
Mg#	28,24	18,49	35,20	36,94	32,57	34,11	28,01	30,13	31,33	30,88
A/CNK	2,03	1,62	1,55	1,47	1,48	1,50	1,53	1,62	1,58	1,46
K₂O/ Na₂O	0,70	0,19	0,79	0,99	0,85	0,93	0,68	1,35	0,74	0,81
La	28,00	10,10	33,10	24,20	28,50	28,60	31,30	22,90	23,60	22,90
Ce	46,90	21,10	51,10	42,60	47,30	48,70	55,60	43,50	42,30	42,50
Pr	5,18	2,60	5,38	4,48	4,60	4,78	5,51	4,32	4,40	4,18
Nd	18,50	12,00	20,30	16,10	15,40	16,70	18,60	14,70	16,30	14,70
Sm	3,18	2,94	3,02	2,67	2,77	2,79	2,93	2,51	2,62	2,50
Eu	0,91	1,05	0,94	0,82	0,81	0,83	0,85	0,65	0,63	0,71
Gd	2,68	3,91	3,08	2,59	2,62	2,56	2,71	2,37	2,14	2,17
Tb	0,40	0,65	0,40	0,36	0,32	0,35	0,37	0,34	0,32	0,31
Dy	2,22	4,31	2,22	2,16	1,87	2,16	2,11	1,95	1,99	1,90
Ho	0,45	1,02	0,45	0,39	0,38	0,39	0,44	0,39	0,40	0,34
Er	1,18	2,99	1,46	1,26	1,18	1,20	1,33	1,20	1,13	1,11
Tm	0,21	0,46	0,21	0,19	0,18	0,20	0,21	0,20	0,18	0,18
Yb	1,30	2,93	1,28	1,16	1,20	1,32	1,33	1,25	1,15	1,13
Lu	0,24	0,49	0,23	0,21	0,21	0,18	0,22	0,19	0,19	0,19

Tablo 4. Garnet minerallerinde ölçülen mineral kimyası analiz sonuçları

Örnek	L1- 8/1	L1- 8/2	L1- 8/3	L1- 8/4	L1- 8/5	L1- 8/6	L1- 8/7	L1- 8/8	L1- 8/9	L1- 8/10	L1- 9/1	L1- 9/2	L1- 9/3	L1- 9/4	L1- 9/5	L1- 9/6	L1- 9/7
No	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	127
SiO₂	34,84	34,93	34,82	34,82	34,71	34,68	34,69	34,88	34,92	34,95	35,02	34,91	35,03	35,05	34,85	34,77	35,08
TiO₂	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00
Al₂O₃	0,34	0,40	0,43	0,52	0,48	0,51	0,48	0,48	0,42	0,39	0,39	0,46	0,54	0,51	0,53	0,46	0,39
Cr₂O₃	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe₂O₃	24,83	24,79	24,94	24,65	12,24	24,61	24,68	24,61	24,62	24,72	24,72	25,11	24,75	12,41	24,60	24,69	24,69
FeO	5,08	5,07	4,84	4,94	15,71	4,92	4,85	5,02	4,93	4,96	5,04	4,96	5,02	16,17	4,77	4,97	5,09
MnO	0,40	0,41	0,45	0,55	0,48	0,48	0,48	0,44	0,43	0,45	0,44	0,43	0,48	0,56	0,56	0,48	0,39
MgO	0,03	0,03	0,02	0,08	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,05	0,02
NiO	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	33,42	33,49	33,53	33,36	33,33	33,43	33,49	33,38	33,45	33,49	33,48	33,52	33,63	33,64	33,54	33,39	33,46
Toplam	98,99	99,12	99,04	98,93	96,97	98,68	98,72	98,85	98,77	99,07	99,14	99,42	99,47	98,42	98,92	98,79	99,14
Si	3,012	3,014	3,011	3,009	3,123	3,006	3,006	3,016	3,021	3,017	3,020	3,011	3,011	3,112	3,010	3,010	3,024
Ti	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000
Al	0,037	0,044	0,047	0,057	0,064	0,055	0,053	0,052	0,046	0,042	0,043	0,050	0,058	0,067	0,058	0,050	0,042
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe²⁺	0,368	0,366	0,348	0,357	1,182	0,356	0,352	0,363	0,356	0,358	0,364	0,355	0,361	1,200	0,344	0,360	0,367
Fe³⁺	1,616	1,609	1,614	1,603	0,829	1,605	1,609	1,602	1,603	1,606	1,604	1,614	1,601	0,829	1,600	1,609	1,602
Mn	0,029	0,030	0,033	0,040	0,036	0,035	0,035	0,032	0,031	0,033	0,032	0,032	0,035	0,042	0,041	0,035	0,028
Mg	0,004	0,004	0,002	0,010	0,000	0,002	0,003	0,005	0,003	0,004	0,002	0,002	0,002	0,004	0,003	0,006	0,002
Ni	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	3,096	3,096	3,107	3,089	3,213	3,104	3,109	3,093	3,100	3,097	3,094	3,098	3,097	3,199	3,105	3,097	3,091
Toplam	8,165	8,163	8,163	8,166	8,449	8,167	8,168	8,162	8,160	8,162	8,160	8,162	8,165	8,457	8,164	8,166	8,158
Andradit	97,84	97,52	97,37	96,77	94,02	96,82	97,05	97,05	97,40	97,42	97,47	97,18	96,71	93,90	96,73	97,18	97,52
Grossular	0,76	1,12	1,21	1,18	3,05	1,63	1,43	1,46	1,24	0,91	1,06	1,48	1,80	2,62	1,50	1,17	1,18
Pirop	0,17	0,16	0,10	0,42	0,00	0,08	0,11	0,20	0,10	0,16	0,08	0,06	0,08	0,31	0,13	0,24	0,09
Spersartin	1,17	1,20	1,32	1,61	2,75	1,41	1,42	1,29	1,26	1,32	1,30	1,27	1,40	3,17	1,65	1,41	1,14
Uvarovit	0,06	0,00	0,00	0,03	0,17	0,07	0,00	0,00	0,00	0,19	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06

Tablo 4 (devam) Garnet minerallerinde ölçülen mineral kimyası analiz sonuçları.

Örnek	L1-9/8	L1-9/9	L1-9/10	L1-10/1	L1-10/2	L1-10/3	L1-10/4	L1-10/5	L1-10/6	L1-10/7	L1-10/8	L1-10/9	L1-10/10	L1-13/1	L1-13/2
No	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	182	183
SiO ₂	34,96	34,92	35,49	35,00	34,90	34,89	34,85	34,82	34,72	35,04	34,66	34,36	34,71	34,95	34,94
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,26	0,16	0,11	0,16	0,17	0,20	0,25	0,28	0,30	0,31	0,27	0,80	0,26	0,45	0,47
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	24,86	25,08	25,30	25,46	25,34	12,49	25,01	25,04	25,06	24,83	25,02	24,86	24,65	24,76	24,78
FeO	4,97	5,23	4,95	5,00	5,00	16,67	4,81	4,91	5,11	4,88	4,76	5,36	5,29	5,24	4,66
MnO	0,45	0,43	0,43	0,37	0,43	0,43	0,43	0,41	0,45	0,45	0,45	0,42	0,44	0,47	0,58
MgO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02
NiO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	33,49	33,41	34,01	33,89	33,82	33,78	33,73	33,72	33,55	33,64	33,68	33,54	33,45	33,35	33,74
Toplam	99,03	99,24	100,30	99,88	99,76	98,48	99,10	99,23	99,26	99,15	98,87	99,38	98,83	99,24	99,19
Si	3,020	3,015	3,027	3,007	3,000	3,107	3,010	3,005	2,998	3,021	3,002	2,966	3,002	3,013	3,011
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,028	0,017	0,011	0,017	0,019	0,027	0,027	0,030	0,032	0,034	0,029	0,087	0,029	0,048	0,051
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,359	0,377	0,353	0,358	0,359	1,241	0,347	0,354	0,369	0,352	0,344	0,387	0,387	0,378	0,336
Fe ³⁺	1,617	1,629	1,624	1,639	1,639	0,837	1,625	1,626	1,629	1,612	1,631	1,615	1,623	1,607	1,607
Mn	0,033	0,031	0,031	0,027	0,032	0,033	0,032	0,030	0,033	0,033	0,033	0,031	0,032	0,035	0,043
Mg	0,001	0,001	0,001	0,000	0,006	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,004	0,002	0,003	0,002	0,003
Ni	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	3,100	3,091	3,108	3,119	3,115	3,223	3,122	3,118	3,105	3,108	3,126	3,102	3,099	3,081	3,115
Toplam	8,160	8,163	8,156	8,167	8,172	8,468	8,166	8,169	8,173	8,159	8,171	8,191	8,175	8,164	8,165
Andradit	98,40	99,03	99,34	99,03	98,79	97,53	98,45	98,23	97,97	98,09	98,35	95,12	98,38	97,26	97,13
Grosular	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,51	0,36	0,55	0,13	3,50	0,18	1,28	1,04
Pirop	0,03	0,05	0,05	0,01	0,24	0,01	0,10	0,00	0,14	0,04	0,17	0,08	0,13	0,06	0,11
Spersartin	1,33	0,91	0,60	0,96	0,80	2,46	1,27	1,20	1,33	1,32	1,34	1,21	1,31	1,40	1,72
Uvarovit	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,06	0,21	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00

Tablo 4 (devam) Garnet minerallerinde ölçülen mineral kimyası analiz sonuçları.

Örnek	L1-13/4	L1-13/5	L1-13/6	L1-13/7	L1-13/8	L1-13/9	L1-13/10	L1-13/11	L1-13/12	L1-13/13	L1-13/14	L1-13/15	L1-14/1	L1-14/2	L1-14/3
No	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194	195	196	197	198	199
SiO ₂	34,57	34,79	34,87	34,67	34,66	34,90	34,74	34,77	34,78	34,99	35,11	101,11	34,94	34,80	34,81
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,11	0,10	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,31	2,04	2,02	2,01	2,01	0,61	0,35	0,32	0,36	0,29	0,10	0,02	0,17	0,26	0,39
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ₂ O ₃	24,99	12,33	23,35	23,26	23,21	24,66	24,99	24,97	24,83	24,99	12,24	0,00	25,10	25,11	24,86
FeO	4,76	14,03	4,79	4,61	4,52	5,07	5,02	5,05	5,14	5,11	16,42	0,46	5,25	5,14	5,29
MnO	0,55	0,55	0,55	0,55	0,59	0,64	0,47	0,41	0,49	0,35	0,40	0,40	0,49	0,51	0,47
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
NiO	0,00	0,05	0,04	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	33,65	33,72	33,77	33,79	33,77	33,65	33,59	33,56	33,52	33,64	33,44	0,18	33,41	33,52	33,32
Toplam	98,88	97,50	99,39	99,03	98,89	99,32	99,15	99,10	99,14	99,38	97,77	102,20	99,37	99,35	99,15
Si	2,996	3,082	2,981	2,975	2,977	3,006	3,001	3,005	3,002	3,014	3,140	5,523	3,014	3,003	3,007
Ti	0,000	0,000	0,001	0,007	0,006	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	0,034	0,258	0,217	0,217	0,217	0,066	0,038	0,035	0,040	0,031	0,013	0,001	0,019	0,028	0,042
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe ²⁺	0,345	1,039	0,343	0,331	0,325	0,365	0,363	0,365	0,373	0,368	1,228	0,921	0,378	0,371	0,382
Fe ³⁺	1,630	0,822	1,502	1,502	1,500	1,598	1,625	1,624	1,620	1,620	0,824	0,000	1,629	1,631	1,616
Mn	0,041	0,041	0,040	0,040	0,043	0,047	0,034	0,030	0,036	0,025	0,031	0,019	0,036	0,037	0,034
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001
Ni	0,000	0,004	0,003	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	3,125	3,201	3,094	3,106	3,108	3,081	3,110	3,108	3,101	3,105	3,204	0,011	3,088	3,099	3,084
Toplam	8,174	8,446	8,179	8,179	8,178	8,167	8,171	8,169	8,172	8,164	8,444	6,476	8,164	8,170	8,168
Andradit	97,93	79,45	88,06	88,08	88,04	96,27	97,86	98,04	97,77	98,22	98,54	0,00	98,93	98,42	97,57
Grosular	0,30	17,90	10,39	10,35	10,27	1,78	0,75	0,65	0,78	0,72	0,00	0,00	0,00	0,04	0,98
Pirop	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,09	0,00	0,04	0,16	3,59	0,00	0,05	0,03
Spesartin	1,63	2,65	1,55	1,57	1,69	1,88	1,37	1,21	1,46	1,02	1,11	96,41	1,07	1,49	1,38
Uvarovite	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,04

Tablo 4 (devam) Garnet minerallerinde ölçülen mineral kimyası analiz sonuçları.

Örnek	L1-14/5	L1-14/6	L1-14/7	L1-14/8	L1-14/9	L1-14/10	L1-14/11	L1-14/12	L1-14/13	L1-14/14	L1-14/15	L1-13/3	L1-14/4
No	201	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	184	200
SiO₂	34,67	34,71	35,01	34,98	34,94	34,98	34,95	35,10	35,08	35,03	35,24	34,76	34,86
TiO₂	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Al₂O₃	0,41	0,41	0,46	0,47	0,42	0,35	0,32	0,28	0,23	0,18	0,21	0,43	0,45
Cr₂O₃	0,02	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01
Fe₂O₃	24,90	24,27	24,81	12,26	24,82	24,77	24,96	25,03	25,10	25,19	25,54	24,27	24,79
FeO	4,96	5,35	5,37	16,57	5,27	5,09	5,38	5,51	5,31	5,32	5,14	4,96	5,12
MnO	0,54	0,49	0,56	0,52	0,52	0,44	0,40	0,48	0,49	0,39	0,45	0,50	0,43
MgO	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02
NiO	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	33,52	33,41	33,27	33,36	33,33	33,45	33,37	33,28	33,47	33,54	33,43	33,69	33,47
Toplam	99,04	98,70	99,50	98,22	99,35	99,09	99,39	99,71	99,69	99,71	100,07	98,66	99,15
Si	2,999	2,999	3,012	3,115	3,010	3,019	3,012	3,016	3,015	3,011	3,026	3,002	3,008
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
Al	0,045	0,044	0,050	0,062	0,045	0,039	0,035	0,030	0,025	0,020	0,023	0,048	0,049
Cr	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001
Fe²⁺	0,358	0,393	0,386	1,234	0,380	0,368	0,388	0,396	0,382	0,383	0,364	0,364	0,369
Fe³⁺	1,620	1,607	1,606	0,822	1,609	1,609	1,619	1,618	1,624	1,630	1,625	1,604	1,610
Mn	0,040	0,036	0,041	0,039	0,038	0,032	0,029	0,035	0,036	0,028	0,033	0,037	0,031
Mg	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,002	0,000	0,003	0,003	0,002	0,002
Ni	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	3,107	3,093	3,067	3,184	3,078	3,093	3,082	3,064	3,082	3,089	3,076	3,117	3,095
Toplam	8,172	8,178	8,165	8,462	8,165	8,161	8,165	8,163	8,163	8,166	8,151	8,175	8,167
Andradite	97,42	97,37	97,15	94,32	97,28	97,81	98,03	98,25	98,60	98,80	98,58	97,31	97,19
Grossular	0,85	0,96	1,16	2,55	0,93	0,90	0,74	0,21	0,00	0,00	0,00	1,13	1,44
Pyrope	0,07	0,10	0,03	0,15	0,11	0,01	0,04	0,08	0,00	0,11	0,11	0,07	0,08
Spessartine	1,60	1,45	1,66	2,98	1,52	1,29	1,19	1,41	1,40	1,01	1,18	1,49	1,26
Uvarovite	0,07	0,12	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09	0,13	0,00	0,03

Tablo 5. Piroksen minerallerinde ölçülen mineral kimyası analiz sonuçları.

Örnek	S37- 11/14	S37- 11/15	S37- 11/16	S37-12/1	S37- 12/2	S37- 12/3	S37- 12/4	S37- 12/5	S37- 12/6	S37- 12/9	S37- 12/10	S37- 12/11	S37- 12/12	S37- 12/12
No	154	155	156	157	158	159	160	161	162	165	166	167	168	169
SiO ₂	52,36	52,20	51,80	51,10	50,95	51,02	51,32	51,28	49,28	49,98	50,49	51,29	51,40	51,24
TiO ₂	0,52	0,49	0,54	0,50	0,48	0,45	0,47	0,49	0,48	0,52	0,60	0,48	0,49	0,50
Al ₂ O ₃	1,73	1,67	1,82	2,08	2,20	2,28	2,01	2,05	2,70	2,75	2,44	1,90	1,87	1,91
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,03	0,03	0,06	0,09	0,03	0,04	0,01	0,06	0,05
FeO	11,42	11,07	11,22	9,55	9,55	9,85	9,98	10,07	9,67	10,56	10,91	10,80	10,58	10,59
MnO	0,45	0,39	0,44	0,34	0,37	0,24	0,28	0,37	0,38	0,51	0,35	0,38	0,37	0,36
MgO	14,81	14,98	14,69	15,79	15,69	15,43	15,55	15,29	14,60	14,66	15,03	15,07	15,01	14,89
CaO	19,48	19,69	19,60	20,10	20,08	20,16	19,64	19,49	18,93	19,98	19,40	19,46	19,55	19,77
Na ₂ O	0,29	0,26	0,26	0,27	0,30	0,27	0,27	0,30	0,31	0,29	0,27	0,27	0,28	0,28
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Toplam	101,11	100,81	100,44	99,79	99,68	99,78	99,63	99,49	96,49	99,33	99,63	99,74	99,68	99,68
Si	1,942	1,941	1,936	1,913	1,910	1,912	1,925	1,927	1,909	1,893	1,904	1,928	1,932	1,928
Ti	0,014	0,014	0,015	0,014	0,014	0,013	0,013	0,014	0,014	0,015	0,017	0,013	0,014	0,014
Al	0,076	0,073	0,080	0,092	0,097	0,101	0,089	0,091	0,123	0,123	0,108	0,084	0,083	0,085
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001
Fe(ii)	0,306	0,289	0,295	0,188	0,184	0,204	0,230	0,241	0,234	0,207	0,239	0,260	0,263	0,255
Fe(iii)	0,046	0,054	0,054	0,109	0,113	0,102	0,081	0,073	0,077	0,124	0,102	0,078	0,068	0,076
Mn	0,014	0,012	0,014	0,011	0,012	0,007	0,009	0,012	0,012	0,016	0,011	0,012	0,012	0,012
Mg	0,819	0,831	0,818	0,881	0,877	0,862	0,869	0,856	0,843	0,828	0,845	0,845	0,841	0,835
Ca	0,774	0,784	0,785	0,806	0,807	0,809	0,789	0,784	0,785	0,811	0,784	0,784	0,787	0,797
Na	0,021	0,019	0,019	0,020	0,022	0,019	0,019	0,022	0,023	0,021	0,020	0,020	0,020	0,020
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Toplam	4,014	4,017	4,017	4,034	4,035	4,032	4,025	4,023	4,024	4,038	4,031	4,024	4,021	4,023
Joh	1,20	1,03	1,17	0,91	0,98	0,63	0,74	0,99	1,06	1,40	0,93	1,00	1,00	0,98
Hed	29,74	28,91	29,56	24,94	25,03	26,04	26,15	26,59	26,68	28,16	28,49	28,25	27,92	28,11
Diy	69,06	70,06	69,27	74,15	73,99	73,33	73,11	72,43	72,26	70,44	70,58	70,74	71,08	70,91

Tablo 5. (devam) Piroksen minerallerinde ölçülen mineral kimyası analiz sonuçları.

Örnek	S37- 12/15	S37- 12/16	S37- 12/17	S37- 12/18	S37- 12/19	S37- 12/20	S37- 12/21	S37- 12/22	S37- 12/23	S37- 12/24	S36- 18/1	S36- 18/2	S36- 18/3	S36- 18/4
No	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	266	267	268	269
SiO ₂	51,43	51,30	51,24	51,39	51,47	51,26	51,23	51,19	51,14	50,93	51,54	51,84	51,87	51,75
TiO ₂	0,51	0,52	0,51	0,52	0,51	0,52	0,51	0,55	0,58	0,60	0,45	0,44	0,37	0,48
Al ₂ O ₃	1,89	1,89	1,94	1,91	1,91	1,92	1,95	2,13	2,25	2,44	2,38	2,35	2,31	2,10
Cr ₂ O ₃	0,04	0,07	0,01	0,00	0,02	0,07	0,02	0,00	0,03	0,06	0,03	0,11	0,14	0,08
FeO	10,82	10,77	10,69	10,68	10,60	10,72	10,48	10,40	10,55	10,46	8,96	8,80	8,14	9,59
MnO	0,40	0,36	0,39	0,42	0,34	0,40	0,38	0,34	0,34	0,43	0,28	0,31	0,31	0,37
MgO	14,69	14,75	14,67	14,73	14,90	14,96	14,93	14,85	14,85	14,70	15,39	15,68	15,64	15,43
CaO	19,71	19,74	19,65	19,64	19,64	19,69	19,70	19,73	19,78	19,52	20,18	20,42	21,00	19,59
Na ₂ O	0,27	0,26	0,29	0,30	0,28	0,29	0,29	0,30	0,27	0,29	0,27	0,26	0,22	0,28
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Toplam	99,87	99,70	99,45	99,66	99,73	99,93	99,56	99,58	99,82	99,48	99,54	100,29	100,07	99,72
Si	1,932	1,930	1,932	1,933	1,933	1,925	1,928	1,925	1,919	1,917	1,926	1,923	1,925	1,933
Ti	0,015	0,015	0,014	0,015	0,014	0,015	0,015	0,016	0,016	0,017	0,013	0,012	0,010	0,013
Al	0,084	0,084	0,086	0,085	0,084	0,085	0,087	0,095	0,099	0,108	0,105	0,103	0,101	0,093
Cr	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,003	0,004	0,002
Fe(ii)	0,276	0,270	0,272	0,271	0,269	0,253	0,254	0,257	0,257	0,264	0,224	0,208	0,191	0,250
Fe(iii)	0,062	0,067	0,063	0,063	0,062	0,081	0,074	0,068	0,072	0,064	0,054	0,063	0,060	0,048
Mn	0,013	0,011	0,012	0,014	0,011	0,013	0,012	0,011	0,011	0,014	0,009	0,010	0,010	0,012
Mg	0,823	0,827	0,825	0,826	0,834	0,838	0,838	0,833	0,831	0,825	0,858	0,867	0,866	0,859
Ca	0,793	0,795	0,794	0,791	0,790	0,792	0,794	0,795	0,795	0,788	0,808	0,811	0,835	0,784
Na	0,020	0,019	0,021	0,022	0,021	0,021	0,021	0,022	0,020	0,021	0,020	0,019	0,016	0,020
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Toplam	4,019	4,020	4,019	4,019	4,019	4,025	4,023	4,021	4,022	4,020	4,017	4,020	4,019	4,015
Joh	1,09	0,97	1,05	1,15	0,92	1,08	1,02	0,93	0,91	1,18	0,77	0,84	0,88	0,99
Hed	28,82	28,65	28,60	28,48	28,15	28,22	27,84	27,82	28,12	28,09	24,33	23,65	22,31	25,51
Diy	70,09	70,38	70,34	70,37	70,94	70,70	71,14	71,25	70,97	70,73	74,90	75,51	76,82	73,50

Tablo 5. (devam) Piroksen minerallerinde ölçülen mineral kimyası analiz sonuçları.

Örnek	S36-18/6	S36-18/7	S36-18/8	S36-18/9	S36-18/10	S36-18/11	S36-18/12	S36-18/13	S36-18/14	S36-18/15	S36-18/16	S36-18/17	S36-18/18
No	271	272	273	274	275	276	277	278	279	280	281	282	283
SiO₂	51,36	51,56	51,56	51,51	51,67	51,53	51,81	51,92	51,44	51,50	52,20	52,23	52,03
TiO₂	0,55	0,49	0,47	0,50	0,49	0,52	0,50	0,52	0,45	0,52	0,31	0,36	0,40
Al₂O₃	2,26	2,05	1,89	2,07	1,90	2,06	2,05	2,15	2,45	2,19	2,09	2,30	2,33
Cr₂O₃	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,01	0,02	0,07	0,01
FeO	10,21	10,51	10,75	11,03	10,48	10,85	10,51	10,15	8,99	10,32	8,59	8,13	8,35
MgO	14,99	14,97	14,98	14,83	14,89	14,96	14,97	15,49	15,48	15,44	15,98	15,77	15,69
CaO	19,36	19,35	19,45	19,53	19,47	19,43	19,42	19,33	20,22	19,27	20,11	20,68	20,49
Na₂O	0,29	0,31	0,28	0,30	0,30	0,29	0,31	0,30	0,27	0,30	0,23	0,23	0,27
K₂O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Toplam	99,40	99,69	99,92	100,23	99,61	100,15	100,06	100,33	99,73	100,00	99,92	100,03	99,90
Si	1,929	1,934	1,934	1,928	1,940	1,928	1,937	1,931	1,920	1,924	1,938	1,934	1,932
Ti	0,016	0,014	0,013	0,014	0,014	0,015	0,014	0,015	0,013	0,015	0,009	0,010	0,011
Al	0,100	0,091	0,084	0,091	0,084	0,091	0,090	0,094	0,108	0,096	0,091	0,100	0,102
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000
Fe(ii)	0,273	0,274	0,274	0,273	0,281	0,272	0,282	0,260	0,212	0,250	0,219	0,212	0,211
Fe(iii)	0,047	0,054	0,062	0,070	0,047	0,066	0,045	0,054	0,067	0,070	0,047	0,039	0,047
Mn	0,011	0,012	0,012	0,012	0,011	0,015	0,012	0,012	0,009	0,012	0,010	0,008	0,009
Mg	0,839	0,837	0,838	0,828	0,833	0,835	0,834	0,859	0,861	0,860	0,884	0,871	0,868
Ca	0,779	0,778	0,781	0,783	0,783	0,779	0,777	0,770	0,809	0,771	0,800	0,820	0,815
Na	0,021	0,022	0,020	0,022	0,022	0,021	0,022	0,021	0,020	0,022	0,016	0,017	0,019
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Toplam	4,014	4,017	4,019	4,021	4,014	4,020	4,014	4,017	4,021	4,022	4,015	4,012	4,015
Joh	0,96	1,01	1,02	1,02	0,90	1,22	1,03	0,98	0,81	1,03	0,87	0,67	0,77
Hed	27,30	27,88	28,31	29,01	27,97	28,46	27,89	26,51	24,28	26,87	22,90	22,22	22,73
Diy	71,75	71,10	70,67	69,97	71,13	70,32	71,08	72,51	74,92	72,09	76,23	77,11	76,50

Tablo 5 (devam) Piroksen minerallerinde ölçülen mineral kimyası analiz sonuçları.

Örnek	S36-18/20	S36-19/4	S36-19/5	S36-19/6	S37- 12/14	S36-18/5	S36- 18/19
No	285	289	290	291	170	270	284
SiO ₂	51,64	50,00	49,26	50,60	51,27	51,38	52,24
TiO ₂	0,53	0,52	0,72	0,46	0,52	0,54	0,46
Al ₂ O ₃	2,07	3,56	3,69	3,34	1,87	2,22	2,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,01	0,05	0,00	0,07	0,02
FeO	10,51	18,98	19,95	18,52	10,59	10,45	8,46
MnO	0,40	0,66	0,59	0,65	0,36	0,32	0,23
MgO	14,53	12,17	11,31	12,59	14,73	15,07	15,88
CaO	20,09	9,99	10,26	9,89	19,81	19,34	20,43
Na ₂ O	0,27	1,49	1,77	1,35	0,30	0,27	0,25
K ₂ O	0,00	0,33	0,57	0,30	0,00	0,00	0,00
Toplam	100,13	97,81	98,21	97,78	99,52	99,72	100,07
Si	1,933	1,947	1,929	1,962	1,931	1,926	1,937
Ti	0,015	0,015	0,021	0,013	0,015	0,015	0,013
Al	0,091	0,163	0,170	0,153	0,083	0,098	0,089
Cr	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001
Fe(ii)	0,277	0,557	0,509	0,582	0,262	0,272	0,218
Fe(iii)	0,050	0,058	0,137	0,017	0,069	0,054	0,044
Mn	0,013	0,022	0,020	0,021	0,012	0,010	0,007
Mg	0,811	0,707	0,660	0,728	0,827	0,842	0,877
Ca	0,806	0,417	0,430	0,411	0,800	0,777	0,811
Na	0,020	0,112	0,134	0,102	0,022	0,019	0,018
K	0,000	0,016	0,028	0,015	0,000	0,000	0,000
Toplam	4,015	4,016	4,039	4,005	4,021	4,017	4,014
Joh	1,11	1,63	1,48	1,59	0,99	0,87	0,64
Hed	28,44	45,78	48,71	44,45	28,35	27,67	22,81
Diy	70,45	52,60	49,81	53,96	70,66	71,46	76,55

Tablo 6. Pirotin minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ.%).

Örnek No	Analiz No	Fe	Pb	As	Zn	Sb	Cd	Ag	S	Cu	Ni	Co	Toplam
D6-1-2	2 / 12	57,54			0,12		0,04		40,21	0,04			97,21
D6-1-2	2 / 13	57,70	0,82		0,03		0,07		40,08	0,07	0,01		98,59
D6-1-2	2 / 14	57,08				0,00	0,12	0,08	39,92		0,03		96,95
D6-1-2	2 / 15	57,30	0,49						39,74				97,53
D6-1-2	2 / 16	56,74	0,04		0,02		0,07	0,03	38,80		0,07		95,24
D6-1-2	2 / 17	57,93			0,01	0,02		0,10	40,32				98,09
D6-1-2	2 / 18	57,26		0,05	0,01	0,08	0,04		40,32		0,01		97,59
D6-1-2	2 / 19	58,51	0,63	0,14		0,04	0,04	0,07	39,10		0,01		98,05
D6-1-2	2 / 20	57,92	0,67		0,05				39,03	0,02			96,89
D6-1-2	2 / 21	57,96	0,70	0,11	0,00				38,98	0,05	0,04		97,05
D6-1-2	2 / 22	58,47	0,29				0,01	0,10	38,93	0,00			97,86
D6-1-2	2 / 23	58,16				0,00			39,15				97,04
D6-1-2	2 / 24	58,91			0,04	0,02	0,03	0,02	39,01				97,97
D6-1-2	2 / 25	58,51		0,13			0,01		39,54				98,22
D5-6-1	19 / 1	64,22			0,04		0,03	0,11	36,93	0,00			100,99
D5-6-2	20 / 1	63,89	0,07	0,19		0,03	0,07		37,38		0,02		101,85
D5-6-4	22 / 1	63,45	0,18				0,08	0,01	36,81				100,77
D5-6-5	23 / 1	63,23			0,03	0,04		0,06	37,54	0,06	0,02		100,62
D5-6-6	24 / 1	63,46		0,13	0,03		0,07		37,38	0,00			100,44
D5-6-7	25 / 1	63,24	1,01	0,02			0,04		36,80	0,07			101,23
D6-5-1c	42 / 1	59,59	0,86	0,02		0,01	0,03	0,00	39,57		0,01		99,17
D6-5-1r	43 / 1	60,00	0,96	0,11		0,04			39,35	0,03			100,07
D6-5 (26-35)	59 / 6	59,47				0,02		0,07	39,73	0,03	0,02		98,57
D6-5 (26-35)	59 / 7	60,16					0,02	0,10	39,64	0,06			99,71
D6-5 (26-35)	59 / 8	59,55	0,67			0,06			39,60				99,41
D6-5 (26-35)	59 / 9	59,29			0,05	0,01	0,09		39,51	0,01			98,45
D6-5 (26-35)	59 / 10	59,59	0,66		0,02	0,01	0,03	0,10	39,88	0,02	0,04		100,11
D6-1-4	81 / 1	60,78			0,01	0,02		0,05	39,37	0,07	0,00		100,04
D6-1-5	82 / 1	60,16	0,56	0,24		0,01	0,04	0,05	37,63				98,52
D6-1-9	86 / 1	58,92	0,18			0,06	0,03		36,32	0,03	0,03		95,71
D6-1-11	88 / 1	58,72		0,19		0,02		0,06	37,05		0,00		96,31
D6-1-12	89 / 1	59,53	0,56		0,01			0,04	38,98		0,03		99,18
D6-1-13	90 / 1	60,58		0,20		0,06		0,11	39,97	0,12	0,01		100,88
D6-1-17	94 / 1	60,86			0,10	0,04		0,06	39,34	0,14	0,02		99,12
D6-1-18	95 / 1	60,06	1,06	0,15		0,05			38,92	0,01			100,04

Tablo 7. Pirit minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).

Örnek No	Analiz No	Fe	Pb	As	Zn	Sb	Cd	Ag	S	Cu	Ni	Co	Toplam
D6-1-2	2 / 1 .	45,82	1,30	0,28	0,02	0,01	0,10		53,23				100,54
D6-1-2	2 / 2 .	45,44	0,82	0,36					54,01	0,03			100,45
D6-1-2	2 / 3 .	46,09		0,12					53,57		0,00		99,39
D6-1-2	2 / 4 .	45,39	0,32	0,09	0,00	0,01		0,02	53,55		0,01		98,80
D6-1-2	2 / 5 .	46,11	2,19	0,50		0,03	0,06		53,77	0,02	0,02		102,51
D6-1-2	2 / 6 .	45,55	2,69	0,04		0,04		0,07	54,20	0,01			102,59
D6-1-2	2 / 7 .	45,19	1,86	0,22	0,05	0,02	0,12	0,01	54,03	0,11			101,92
D6-1-2	2 / 8 .	45,21		0,29	0,02		0,02	0,07	54,03		0,00		99,45
D6-1-2	2 / 9 .	45,45		0,06				0,12	54,61		0,05		100,10
K10-1-4	7 / 8 .	45,66			1,42		0,04		52,13	0,13		0,47	99,81
K10-1-4	7 / 9 .	46,80	0,34		0,94	0,02	0,17	0,15	52,51	0,08			100,20
K10-1-4	7 / 10 .	46,22	0,27		0,73	0,00	0,25	0,08	52,67	0,09			99,48
K10-1-4	7 / 11 .	46,33	0,64	0,08	0,73		0,15	0,08	52,30	0,05		0,06	100,37
K10-1-4	7 / 12 .	45,98		0,07	1,05		0,15	0,14	50,22	0,25	0,02	0,10	97,94
K10-3-1	1 / 1 .	47,31		0,07	0,16	0,02	0,05		54,36	0,09	0,02		101,88
K10-3-3	3 / 1 .	47,27			0,06			0,09	53,48	1,29			102,23
K10-3-5	5 / 1 .	47,18	1,11		0,02		0,03		54,47	0,05	0,01		102,59
K10-3-7	7 / 1 .	47,37	0,18						55,25	0,06	0,05		101,82
K10-3-11	11 / 1 .	47,62			0,10	0,00		0,07	54,10				100,66
K10-3-13	13 / 1 .	44,52		0,15	0,22	0,01			50,88	0,06			95,69
K10-2-3	28 / 1 .	45,25	0,53		0,07	0,05	0,01		51,38	0,32		0,08	97,87
K10-2-8	33 / 1 .	46,73	0,53	0,15	0,31				53,58	0,02		0,01	101,39
K10-2-9	34 / 1 .	47,01	1,45	0,18	0,42				54,28	0,10	0,01		103,11
K10-2-15	40 / 1 .	47,04		0,12					53,92	0,00			99,60
K10-2-16	41 / 1 .	47,41		0,26	0,13	0,05	0,02		54,25	0,00			102,19
D6-5-3	45 / 1 .	47,06	0,62	0,03	0,03			0,01	51,72		0,01		99,36
D6-5-4	46 / 1 .	45,76	0,89					0,03	51,80	0,00			97,99
D6-5-5	47 / 1 .	45,55	1,11	0,06		0,03		0,01	50,80				98,00
D6-5-10	52 / 1 .	44,29				0,01		0,09	50,84	0,00	0,06		95,04
D6-5 (26-35)	59 / 1 .	45,69		0,07	0,01			0,04	51,62	0,01			96,88
D6-5 (26-35)	59 / 2 .	45,74	0,25		0,11				51,70				97,31
K10-1-20	69 / 1 .	46,06		0,28				0,04	53,39	0,44		0,34	99,37
K10-1-21	70 / 1 .	45,96	0,44		0,03		0,06	0,10	53,54	0,72		0,17	101,05
K10-1-25	74 / 1 .	47,01	0,57		0,00		0,06		53,96		0,01		102,26
K10-1-26	75 / 1 .	47,50		0,02	0,02	0,04	0,11	0,08	53,19	0,06			100,53
K10-1-27	76 / 1 .	47,50			0,08		0,07	0,04	52,58	0,06	0,07		100,30
D6-1-1	78 / 1 .	47,64		0,14		0,02			54,10	0,01			101,90
D6-1-2	79 / 1 .	46,47	2,03	0,19	0,04			0,03	53,02	0,03			101,90
D6-1-3	80 / 1 .	46,39	0,53	0,07	0,02		0,05		53,64		0,01		100,66
D6-1-8	85 / 1 .	45,48	0,18		0,01	0,04		0,01	51,32	0,03	0,01	0,04	96,54
D6-1-10	87 / 1 .	45,55	0,50		0,07	0,02	0,04		52,06	0,07		0,05	98,16
K11-1-3	5 / 1 .	46,81	0,91	0,23					53,96	0,10	0,04		102,17
K11-1-4	6 / 1 .	43,52		0,23	0,10				54,38	0,04		3,47	101,19
K11-1-5	7 / 1 .	46,16	1,76	0,12	0,02			0,06	54,04	0,24			102,42
K11-1-9	11 / 1 .	46,99	0,92	0,06	0,07	0,01		0,01	54,47	0,04	0,05		102,90
K11-1-10	12 / 1 .	47,26			0,04	0,01	0,07	0,03	54,91	0,05	0,01	0,07	102,61

Tablo 8. Kalkopirit minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).

Örnek No	Analiz No	Fe	Pb	As	Zn	Sb	Cd	Ag	S	Cu	Ni	Co	Toplam
K10-1-2	5 / 1	30,26				0,02		0,00	34,07	33,91	0,06		98,03
K10-1-2	5 / 2	29,71		0,38	0,05				34,02	33,66	0,05		97,49
K10-1-2	5 / 3	29,89							33,97	33,84			97,43
K10-1-2	5 / 4	30,10			0,02	0,02	0,09	0,13	33,75	33,32	0,03		96,17
K10-1-2	5 / 5	29,64	1,56	0,14	0,05	0,02	0,10		33,72	33,59			98,34
K10-1-2	5 / 6	30,09		0,23	0,07			0,00	33,72	33,64	0,04		97,09
K10-1-2	5 / 7	30,47		0,05	0,06				33,69	33,63	0,01		97,68
K10-1-2	5 / 8	30,06		0,11	0,20	0,01	0,01	0,01	33,43	33,89			97,42
K10-1-2	5 / 9	29,57		0,16	0,16	0,08	0,09	0,03	33,62	34,34			98,02
K10-1-2	5 / 10	29,79	0,59	0,18	0,21	0,02	0,01		33,74	34,10	0,02		98,15
K10-1-2	5 / 11	29,65	0,51	0,35	0,40			0,03	33,94	34,67	0,02		99,02
K10-1-2	5 / 12	29,55	1,27		0,67		0,06	0,01	33,77	33,83			98,69
K10-1-2	5 / 24	26,01	1,34		10,61	0,04		0,10	33,13	27,47	0,00		98,19
K10-1-2	5 / 25	29,32	0,46		0,71	0,00	0,02		33,50	34,00			97,23
K10-1-2	5 / 26	29,70		0,20	0,36		0,03		33,36	34,24	0,03		97,73
K10-1-2	5 / 27	29,94			0,31	0,02		0,11	33,28	34,05	0,03		97,04
K10-1-2	5 / 28	30,11	0,04	0,18	0,10		0,02		33,18	34,05	0,07		97,64
K10-1-2	5 / 29	29,90		0,09	0,23	0,07			33,09	34,22		0,01	97,80
K10-1-2	5 / 30	29,88		0,16	0,12		0,04	0,04	33,46	34,66	0,04		97,97
K10-1-2	5 / 31	29,54		0,04	0,01		0,05		33,30	34,25	0,01		95,64
K10-1-2	5 / 32	30,05			0,01	0,05	0,01		33,31	33,96			97,46
K10-1-2	5 / 33	29,70		0,03	0,05		0,10		33,31	34,07	0,02		96,47
K10-1-2	5 / 34	29,70				0,00		0,05	33,22	33,56	0,02		95,39
K10-1-2	5 / 35	29,44	0,42				0,10	0,01	33,08	34,01			96,86
K10-1-2	5 / 36	30,12				0,09		0,06	33,21	34,03	0,06		96,62
K10-1-2	5 / 37	29,60			0,02				33,11	34,12	0,01		96,10
K10-1-2	5 / 38	29,75	1,21	0,08			0,07	0,05	33,25	33,89	0,04		97,93
K10-1-2	5 / 39	29,89				0,01			33,37	34,35			95,91
K10-1-2	5 / 40	29,40	1,05	0,29			0,03	0,00	32,95	33,88			97,76
K10-1-3	6 / 5	24,01	0,61		10,76	0,02	0,13		33,10	30,45	0,02		98,74
K10-1-3	6 / 6	29,36	1,65	0,26	0,55	0,02		0,01	33,44	33,90			98,35
K10-3-4	4 / 1	30,45		0,15		0,05	0,05	0,01	35,23	34,67			100,92
K10-3-6	6 / 1	30,73			0,01	0,01	0,10		35,71	34,56			100,98
K10-3-12	12 / 1	29,94	0,82	0,47	0,25				35,29	34,49			101,72
K10-3-15	15 / 1	29,70	1,28		2,16				35,03	33,67	0,00		101,24
K10-3-16	16 / 1	29,61	0,74		1,35				34,97	34,10			99,99
K10-3-17	17 / 1	29,71			1,36	0,01	0,01		34,83	34,29			98,91
D5-6-3	21 / 1	29,70	0,31	0,25	0,11			0,00	34,00	33,72			98,24
K10-2-1	26 / 1	29,67	0,11		1,08		-0,10	0,06	34,93	33,82	0,02		98,87
K10-2-4	29 / 1	29,40		0,30	1,73	0,02	0,15		35,15	33,61			98,84
K10-2-6	31 / 1	30,39		0,03	0,08	0,05	0,07		34,80	33,86	0,02		97,74
K10-2-13	38 / 1	29,21			1,72	0,03	0,02		35,35	33,59	0,03		99,02
K10-2-14	39 / 1	29,85	0,32	0,05	1,46		0,05	0,07	35,37	33,74			100,34
D6-5-13	55 / 1	26,48	1,11				0,03		29,48	31,22			87,57
D6-5-24	57 / 1	30,24	0,89	0,03	0,03				34,80	32,99			98,01
D6-5-25	58 / 1	31,20			0,00		0,16	0,03	34,90	33,04			98,44
K10-1-1	60 / 1	30,31		0,13	0,04			0,03	34,25	34,47	0,04		98,78
K10-1-2	61 / 1	30,37	1,07						34,43	34,67	0,01		100,02
K10-14-14	63 / 1	30,37	0,09				0,05	0,08	34,46	34,48			99,34
K10-14-14	63 / 2	30,64	1,70		0,14		0,07	0,07	34,26	34,64			101,15
K10-14-14	63 / 3	30,66		0,13	0,19	0,05		0,02	34,34	34,35			98,92
K10-14-14	63 / 4	30,06		0,21	0,57	0,05	0,04		33,76	33,15			96,92

Tablo 8 (devam) Kalkopirit minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).

Örnek No	Analiz No	Fe	Pb	As	Zn	Sb	Cd	Ag	S	Cu	Ni	Co	Toplam
K11-1-6	8 / 1	30,24	0,18	0,03					34,93	33,99	0,03		99,28
K11-1-7	9 / 1	30,90				0,06	0,06		35,29	34,25	0,00		99,00
K11-1-8	10 / 9	30,31	0,26					0,05	35,31	34,45			99,77
K11-1-8	10 / 10	30,14	0,44						34,77	34,26	0,03		99,60
K11-1-8	10 / 11	29,85					0,08	0,01	34,84	34,20	0,01		98,43
K11-1-8	10 / 12	30,30	0,92		0,01		0,04	0,01	34,90	34,32	0,04		99,93
K11-1-8	10 / 13	30,18	0,68	0,22	0,07		0,08	0,03	34,81	34,12			100,09
K11-1-8	10 / 14	30,16			0,01		0,03		34,69	34,06			98,14
K11-1-8	10 / 15	29,97		0,11	0,06		0,01	0,10	34,77	34,06			98,19
K11-1-8	10 / 16	30,35					0,07		35,03	34,19			99,20
K11-1-8	10 / 17	29,79	1,31		0,07			0,06	34,61	34,43			100,05
K11-1-8	10 / 18	30,56					0,01		34,54	34,27	0,02		99,39
K11-1-8	10 / 19	30,23				0,04			34,88	34,19	0,00	0,02	98,71
K11-1-8	10 / 20	31,31	0,44					0,01	34,74	34,38			100,25
K11-1-11	13 / 1	30,46	0,55	0,10			0,05		35,31	34,99	0,01		101,91
K11-1-11	13 / 2	30,31	1,30	0,24	0,03	0,02		0,04	34,56	33,94	0,01		100,41
K11-1-11	13 / 3	30,09	1,53	0,21			0,05	0,09	34,67	34,06	0,02		100,79
K11-1-11	13 / 4	29,84		0,03	0,00	0,06	0,03	0,07	34,60	34,44			98,62
K11-1-11	13 / 5	30,76					0,05		35,06	34,28	0,03		100,48
K11-1-11	13 / 6	30,49	0,66	0,03			0,07		34,73	34,44	0,02		99,89
K11-1-11	13 / 7	30,72	0,35		0,06		0,01		34,65	34,35	0,01		99,13
K11-1-11	13 / 8	30,97		0,12		0,06	0,02	0,02	35,02	34,16	0,02		100,17
K11-1-11	13 / 17	31,90					0,05		34,48	33,99	0,07		99,58
K11-1-11	13 / 18	31,07			0,03	0,05	0,12		34,85	34,19			100,15
K11-1-11	13 / 19	30,91	1,09		0,04		0,14		34,76	34,13	0,09		100,33
K11-1-11	13 / 20	30,51				0,00		0,02	34,49	34,23			98,46
K11-1-11	13 / 21	30,22			0,01	0,01	0,02		34,38	34,58			98,43
K11-1-11	13 / 22	30,35	0,53	0,09				0,04	34,67	34,81			100,21
K11-1-11	13 / 23	30,47	0,50	0,15			0,05		34,55	34,37	0,04		99,92
K11-1-11	13 / 24	30,52	0,07	0,04		0,04	0,12		34,68	34,58	0,03		100,02
K11-1-11	13 / 25	30,95		0,18		0,04		0,01	34,21	34,67	0,00		99,87
K11-1-15	17 / 3	31,18					0,01		34,56	33,98	0,02		99,35
K11-1-15	17 / 4	31,13	1,08		0,02		0,08	0,11	34,16	33,78			99,65
K11-1-15	17 / 5	30,45				0,07			34,75	33,99	0,02		97,75
K11-1-15	17 / 6	30,51	0,98					0,04	34,50	33,94			99,11
K11-1-15	17 / 7	30,73	1,33					0,00	34,11	33,83	0,02		99,18
K11-1-15	17 / 8	30,45				0,03		0,05	34,82	34,30	0,02		99,11
K11-1-15	17 / 9	31,07		0,05		0,06		0,05	34,87	34,14			100,20
K11-1-15	17 / 10	30,89	0,61	0,18	0,02			0,02	34,39	33,79			99,79
K11-1-15	17 / 11	30,66	0,59		0,01	0,04	0,07	0,09	32,74	33,05			97,08
K11-1-15	17 / 12	30,50	0,55	0,25		0,06		0,01	34,12	34,01			99,28
K11-1-15	17 / 13	30,87						0,09	33,95	33,87	0,03		98,40
K11-1-15	17 / 14	30,74	0,15						34,37	33,55	0,07		98,21
K11-1-15	17 / 15	31,14	0,33	0,18				0,12	34,17	33,80			99,88

Tablo 9. Sfalerit minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).

Örnek No	Analiz No	Fe	Pb	As	Zn	Sb	Cd	Ag	S	Cu	Ni	Co	Toplam
K10-1-1	4 / 1	4,21	0,54	0,27	60,89		0,10		32,74	3,18		0,02	101,58
K10-1-1	4 / 2	2,98	0,54	0,15	62,91		0,26	0,03	32,38	2,13			101,10
K10-1-1	4 / 3	1,63			65,89	0,04	0,20		32,12	0,93		0,06	100,78
K10-1-1	4 / 4	3,43			62,46	0,01	0,21	0,04	32,71	2,09		0,08	100,57
K10-1-1	4 / 5	2,76	0,78		64,84	0,04	0,23	0,01	32,91	0,44	0,03	0,04	101,89
K10-1-1	4 / 6	2,84	0,60	0,27	64,87		0,16		32,70	0,47		0,03	101,51
K10-1-1	4 / 7	3,03	1,31		63,57		0,23	0,03	32,78	1,13	0,01	0,04	101,90
K10-1-1	4 / 8	3,06	0,39	0,10	63,82		0,10	0,05	32,64	1,31	0,01	0,06	101,43
K10-1-1	4 / 9	3,16	0,32		63,13	0,06	0,18		32,35	1,23	0,04	0,03	100,15
K10-1-1	4 / 10	2,81	0,17		63,54	0,08	0,24	0,01	32,66	1,08		0,08	100,40
K10-1-1	4 / 11	3,65	0,58		62,28	0,04	0,02		32,54	2,25	0,02		100,57
K10-1-1	4 / 12	3,22			63,09		0,10		32,83	1,77	0,00	0,04	101,10
K10-1-1	4 / 13	3,70			61,99	0,06	0,16		31,77	1,69	0,03	0,04	98,96
K10-1-1	4 / 14	2,57	0,58	0,11	65,01		0,04	0,05	32,10	0,73	0,02	0,07	101,35
K10-1-1	4 / 15	2,96			64,28		0,18		32,07	0,90		0,05	100,12
K10-1-1	4 / 16	3,42		0,12	63,56	0,00	0,15		31,75	0,72	0,00	0,06	98,77
K10-1-1	4 / 17	2,58	0,78		65,06		0,18		31,83	0,85	0,07	0,03	101,39
K10-1-1	4 / 18	2,56		0,04	64,65		0,19		32,03	0,83		0,04	99,44
K10-1-1	4 / 19	1,99			64,99		0,20		32,16	1,06		0,03	99,34
K10-1-1	4 / 20	2,90			62,21		0,25		32,12	2,00	0,00	0,04	98,75
K10-1-2	5 / 13	4,64	0,28		59,95		0,08	0,00	31,45	2,07		0,09	98,55
K10-1-2	5 / 14	3,43	1,21		63,53	0,06	0,18	0,05	31,43	1,11	0,02	0,03	100,99
K10-1-2	5 / 15	3,34		0,02	64,22		0,14		31,68	0,56	0,01	0,04	99,73
K10-1-2	5 / 16	3,15			64,68	0,04	0,12	0,03	31,73	0,52	0,02	0,06	99,92
K10-1-2	5 / 17	2,48			65,59		0,18		31,64	0,37		0,02	100,08
K10-1-2	5 / 18	2,91	0,17	0,16	64,60	0,01	0,13	0,04	31,36	1,04		0,04	100,35
K10-1-2	5 / 19	2,81	0,47		64,66	0,02	0,13		31,45	0,44	0,01	0,03	99,62
K10-1-2	5 / 20	2,75		0,05	65,19		0,13	0,13	31,58	0,43	0,01	0,04	100,01
K10-1-2	5 / 21	2,92			64,56		0,13	0,03	32,17	0,46	0,05	0,04	99,49
K10-1-2	5 / 22	3,08	1,01	0,26	64,03		0,23	0,04	31,45	0,62	0,02	0,03	100,14
K10-1-3	6 / 1	2,44			65,57	0,05	0,12	0,03	31,27	0,28		0,04	99,71
K10-1-3	6 / 2	2,51			65,32	0,01	0,11		31,91	0,27		0,05	99,54
K10-1-3	6 / 3	2,26	0,99	0,12	64,72	0,03	0,19		31,86	0,34		0,03	99,87
K10-1-3	6 / 4	2,48	0,86		64,53	0,05	0,08	0,08	31,31	0,87		0,00	100,18
K10-1-3	6 / 14	2,19	1,72	0,27	63,39		0,16	0,04	31,97	1,11	0,04	0,04	100,71
K10-1-3	6 / 16	4,76		0,02	59,19		0,28		32,59	2,67		0,00	99,42
K10-1-3	6 / 17	2,19	0,37		65,57		0,19		31,54	0,36	0,03	0,05	100,12
K10-1-3	6 / 18	2,21	0,56		66,20		0,18		32,03	0,39		0,01	101,31
K10-1-3	6 / 19	2,34			65,73		0,12	0,05	32,05	0,28	0,02	0,04	100,19
K10-1-3	6 / 20	2,58			65,77		0,32	0,06	31,83	0,28	0,02	0,05	100,49
K10-1-4	7 / 1	2,46	0,04		64,41	0,01	0,29		29,51	1,36	0,04	0,05	97,63
K10-1-4	7 / 2	3,01	0,06	0,17	63,47		0,34	0,01	31,04	1,42	0,01	0,04	99,49
K10-1-4	7 / 3	2,40		0,31	64,70	0,02	0,30	0,06	31,11	1,41		0,00	100,11
K10-1-4	7 / 4	2,60	0,83		63,77		0,31	0,02	31,35	1,53			99,86
K10-1-4	7 / 5	2,42			65,25		0,45	0,01	30,96	0,53			99,41
K10-1-4	7 / 6	2,81	0,11	0,12	64,95	0,03	0,41	0,06	30,85	0,36	0,02	0,04	99,62
K10-1-4	7 / 7	3,15	0,75	0,08	63,86		0,35	0,03	30,06	0,38		0,01	98,49

Tablo 9 (devam) Sfalerit minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).

Örnek No	Analiz No	Fe	Pb	As	Zn	Sb	Cd	Ag	S	Cu	Ni	Co	Toplam
K10-1-4	7 / 13	3,70	0,92	0,22	62,74	0,06	0,39	0,15	31,61	0,69	0,01	0,04	100,65
K10-1-4	7 / 14	3,83	0,24		62,78	0,06	0,40	0,11	31,86	1,03	0,03	0,02	100,09
K10-1-4	7 / 15	3,73			63,54	0,03	0,36	0,03	31,45	0,46	0,01	0,05	99,16
K10-1-4	7 / 16	3,49	0,19		63,81		0,34	0,11	31,22	0,16		0,01	99,05
K10-1-4	7 / 17	3,62		0,10	63,99	0,05	0,35	0,07	31,29	0,14	0,01	0,00	99,28
K10-1-4	7 / 18	5,01	1,00		59,03	0,07	0,23		31,56	2,08	0,02		98,82
K10-1-4	7 / 19	3,66			63,11	0,09	0,31	0,03	31,05	0,32	0,01		97,48
K10-3-2	2 / 1	3,16	0,98	0,06	64,24		0,07		33,04	0,25			101,69
K10-3-8	8 / 1	3,33			64,15	0,00	0,27	0,01	32,89	0,12			99,71
K10-3-14	14 / 1	3,11	0,78	0,13	63,76		0,26		32,99	0,63		0,01	101,23
K10-3-18	18 / 1	2,11	1,05	0,10	65,10	0,06	0,15	0,01	32,78	0,25	0,00	0,01	101,52
K10-2-2	27 / 1	2,30	0,63		64,64		0,13	0,06	33,11	0,59		0,02	101,00
K10-2-5	30 / 1	3,30	0,44		63,92		0,15		33,42	0,65	0,03	0,03	101,62
K10-2-10	35 / 1	2,02			65,01		0,19	0,02	32,76	0,47	0,04	0,05	100,07
K10-2-11	36 / 1	2,77	0,78		65,19		0,19	0,03	33,31	0,09		0,05	102,12
K10-2-12	37 / 1	2,75		0,12	64,39		0,13		32,98	0,19		0,02	99,54
K10-1 (4-14)	63 / 5	2,93	0,52		64,85	0,03	0,13	0,02	32,22	0,55		0,07	101,03
K10-1 (4-14)	63 / 6	2,77			64,91		0,15	0,02	32,42	0,25			100,11
K10-1 (4-14)	63 / 7	2,71		0,00	64,89		0,20		32,19	0,19		0,02	100,05
K10-1 (4-14)	63 / 8	2,88			65,25		0,01	0,09	32,81	0,14		0,02	100,97
K10-1 (4-14)	63 / 9	2,72	0,52		64,94		0,07		32,06	0,30		0,05	100,50
K10-1 (4-14)	63 / 10	2,81	0,11	0,00	65,01		0,18		32,31	0,19	0,03	0,01	100,17
K10-1-15	64 / 1	2,88			64,93	0,07	0,16		32,91	0,52		0,00	100,39
K10-1-16	65 / 1	2,84		0,23	64,35		0,13	0,02	32,67	0,22		0,03	100,19
K10-1-17	66 / 1	2,73	2,03		64,30	0,03	0,11		31,77	0,19	0,04	0,02	100,72
K10-1-18	67 / 1	1,57	0,13	0,09	66,39		0,18	0,05	31,77	0,32		0,07	100,36
K10-1-19	68 / 1	2,82	0,37		64,86		0,20		32,20	0,38			100,65
K10-1-23	72 / 1	3,26			64,25	0,08	0,20	0,05	31,73	0,04	0,03	0,06	99,40
K10-1-24	73 / 1	3,48		0,03	62,97		0,18		31,56	0,48		0,08	97,76

Tablo 10. Galen minerallerinin mikroprop analiz sonuçları (ağ. %).

Örnek No	Analiz No	Fe	Pb	As	Zn	Sb	Cd	Ag	S	Cu	Ni	Co	Toplam
K10-1-3	6 / 7	0,15	83,15		0,55	0,01		1,22	13,59	0,26	0,01	0,06	98,98
K10-1-3	6 / 8	0,18	82,11		0,19		0,04	1,28	13,41	0,83			98,04
K10-1-3	6 / 9	0,07	82,56		0,20		0,14	1,28	13,44	0,13	0,02	0,03	97,88
K10-1-3	6 / 10	0,42	82,74		0,02			1,37	13,42	0,10	0,02	0,02	98,11
K10-1-3	6 / 11	0,05	82,44		0,13	0,01		1,18	13,17	0,81	0,03		97,82
K10-1-3	6 / 12	0,23	83,52		0,35		0,06	1,30	13,28	0,37			99,12
K10-3-9	9 / 1	0,42	81,23		0,91		0,13	1,43	13,71	1,14	0,01	0,03	99,02
K10-3-10	10 / 1	0,49	82,76		0,47		0,22	1,26	14,23	0,72	0,02		100,18
K10-1-3	62 / 1	0,02	82,89		0,18			1,39	13,88	0,05			98,41

Tablo 11. Garnet minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.

Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %	Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %	
1	-27,0	-4,3	383,0	6,9	40-2	1	-39,6	-4,9	388,0	7,8
2	-21,2	-5,5	403,6	8,6		2	-35,8	-5,2	394,7	8,2
3		-5,7	379,0	8,9		1	-32,4	-4,8	370,0	7,6
4		-5,9	386,0	9,2		2	-44,7	-4,1	371,8	6,6
5		-7,1	377,0	10,7		3	-39,5	-4,1	374,0	6,6
6		-6,7	398,0	10,2		4	-49,2	-4,6	389,0	7,4
7		-6,8	404,0	10,3		5	-48,6	-4,1	385,0	6,6
8		-6,0	394,0	9,3		6	-50,5	-8,6	421,0	12,6
9		-7,3	417,0	11,0		7	-51,3	-8,1	414,0	12,0
1	-29,5	-4,7	368,3	7,5	63-3	8	-51,2	-7,9	428,0	11,7
2	-44,5	-4,2	392,4	6,8		9	-46,8	-8,4	436,3	12,3
3	-23,4	-4,9	378,1	7,8		10		-8,2	413,7	12,1
4		-4,8	362,2	7,6		1		-8,8	398,5	12,8
5	-21,2	-3,9	352,0	6,3		2		-8,6	391,5	12,6
6	-20,8	-5,2	406,6	8,2		3	-46,4	-9,1	402,8	13,1
7	-26,9	-4,6	397,2	7,4		4	-45,4	-9,7	429,4	13,8
8		-4,0	390,3	6,5		5	-48,1	-9,5	427,0	13,6
1	-50,4	-4,2	406,4	6,8		6			378,7	
2	-35,6	-4,6	369,1	7,4		7			399,8	
3	-46,6	-4,3	359,2	6,9		8			397,6	
4	-41,4	-4,4	376,9	7,1		9	-45,6	-8,8	409,0	12,8
5			313,9			10	-46,0	-8,3	413,0	12,2
6			327,1		11	-45,6	-7,9	408,0	11,7	
7			362,4		12	-48,1	-8,0	395,3	11,8	
8			365,6							
9	-46,6	-4,5	381,0	7,2	13	-40,8	-9,7	381,0	13,8	
1	-48,5	-4,9	387,0	7,8	1	-48,9	-9,6	387,0	13,7	
2	-29,7	-5,2	393,7	8,2	2	-46,4	-9,4	412,7	13,5	
3	-43,2	-5,0	402,7	7,9	3	-43,1	-9,3	409,0	13,4	
4					4	-52,2	-9,7	421,4	13,8	

Tablo 12. Epidot minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.

Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %	Örnek No	Tip	Te	Tm-ice	Th	NaCl %
	-31,0	-4,8	328,0	7,6	63-1		-36,6	-7,3	394,1	11,0
	-23,4	-5,5	282,0	8,6			-28,5	-6,5	372,6	9,9
		-4,7	257,0	7,5				-4,5	262,0	7,2
		-5,1	263,0	8,1				-4,1	258,0	6,6
		-5,3	266,0	8,3				-3,2	257,0	5,3
		-5,6	278,0	8,7				-5,2	308,0	8,2
		-5,8	296,0	9,0				-4,9	314,0	7,8
		-5,7	327,0	8,9				-3,8	312,0	6,2
		-3,7	268,3	6,0				-3,9	311,0	6,3
	-27,5	-5,2	348,3	8,2				-4,0	284,0	6,5
	-20,8	-6,0	336,4	9,3			-49,3	-7,5	389,4	11,2
	-24,4	-5,8	340,0	9,0			-47,9	-7,9	367,5	11,7
	-23,1	-5,8	363,0	9,0				-6,7	422,0	10,2
		-6,0	322,6	9,3				-6,9	420,0	10,5
	-47,6	-7,3	360,4	11,0		1	-36,2	-7,8	403,6	11,6
		-6,4	344,2	9,8		2	-35,4	-6,2	386,4	9,6
		-6,8	382,0	10,3	64-1	1	-50,4	-6,8	387,3	10,3
		-6,7	374,0	10,2		2	-51,7	-7,6	396,0	11,3
		-6,9	368,0	10,5		3	-48,2	-6,9	398,0	10,5
		-6,1	356,0	9,4		4	-44,4	-5,8	388,0	9,0
		-6,4	358,0	9,8		5	-41,2	-6,8	402,0	10,3
		-6,8	366,0	10,3		6	-51,9	-9,2	401,0	13,3
	-51,2	-7,5	372,8	11,2		7	-50,3	-9,1	377,0	13,1
	-23,3	-5,2	284,3	8,2		8	-21,7	-6,0	382,0	9,3
	-35,6	-5,4	307,0	8,5		9	-22,1	-5,9	389,5	9,2
	-38,6	-6,2	387,7	9,6		10	-50,8	-7,1	401,5	10,7
			343,0			1	-34,9	-6,9	402,5	10,5
			317,0			2	-39,9	-7,1	412,3	10,7
			354,0			3	-36,4	-5,9	409,5	9,2
			312,0			4	-35,4	-6,8	408,2	10,3
						5	-38,9	-5,9	375,6	9,2
6	-36,5	-7,7	413,3	11,5					378,7	
7	-36,0	-7,6	407,6	11,3					397,2	

Tablo 12 (devam) Epidot minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.

Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %	Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %
8	-35,6	-6,1	390,4	9,4				399,8	
9	-33,8	-7,4	395,3	11,1				397,6	
1		-4,3	277,6	6,9					
2	-48,0	-5,6	312,0	8,7					
3	-49,0	-6,1	291,3	9,4					
4	-21,4	-5,5	289,0	8,6					
5	-21,3	-4,2	276,4	6,8					
6	-31,0	-4,4	297,5	7,1					
7	-44,7	-5,2	291,2	8,2					
		-3,4	281,0	5,6					
		-3,1	278,0	5,1					
		-3,6	279,0	5,9					
		-4,1	293,0	6,6					
		-3,8	297,0	6,2					
		-4,9	279,0	7,8					
		-4,8	291,0	7,6					
		-5,1	256,0	8,1					

Tablo 13. Kuvars minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.

Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %	Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %
	-42,3	-5,3	308,6	8,3	68-4	-26,7	-2,2	189,0	3,7
	-45,3	-5,5	303,0	8,6		-26,4	-2,4	208,0	4,0
		-5,3	314,3	8,3		-27,3	-2,5	248,0	4,2
			298,4				-2,3	256,0	3,9
			345,4			-29,0	-2,6	250,8	4,4
			289,0			-39,4	-4,3	228,0	6,9
			283,0			-42,3	-4,4	233,6	7,1
	-23,4	-4,2	338,6	6,8			-4,6	238,0	7,4
	-21,3	-4,3	362,0	6,9		-42,1	-3,2	214,0	5,3
	-22,5	-3,9	357,0	6,3		-39,7	-3,4	219,3	5,6
		-5,9	365,2	9,2		-38,0	-3,4	208,0	5,6
		-5,8	357,0	9,0		-20,3	-1,2	174,0	2,1
	-26,7	-3,8	349,7	6,2		-25,6	-1,8	182,0	3,1
	-41,0	-4,5	338,6	7,2		-25,8	-1,1	166,0	1,9
			327,0				-1,3	169,4	2,2
			336,0			-28,7	-0,8	176,8	1,4
			341,7			-26,7	-1,1	201,3	1,9
	-37,6	-4,7	368,6	7,5		-27,7	-1,1	194,7	1,9
		-8,2	397,6	12,1			-0,4	192,0	0,7
		-9,0	457,0	13,0		-20,1	-0,6	207,0	1,1
		-5,8	298,7	9,0		-24,5	-0,7	192,7	1,2
	-49,0	-5,8	303,3	9,0			-0,4	214,0	0,7
		-10,0	414,7	14,2		-24,3	-0,3	208,0	0,5
		-10,0	427,8	14,2			-0,4	203,3	0,7
	-47,9	-10,0	421,4	14,2		-22,3	-0,5	217,2	0,9
	-33,4		354,4						

Tablo 13 (devam) Kuvars minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.

Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %	Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %
134		-4,8	341,0	7,6	59-2	-44,8	-3,9	382,0	6,3
		-6,2	366,4	9,6		-37,8	-5,5	378,0	8,6
		-38,9	368,4	9,2			-5,4	375,0	8,5
		-6,7	352,0	10,2		-40,6	-5,6	394,0	8,7
		-6,9	357,4	10,5		-41,2	-5,1	391,0	8,1
		-33,6	361,2	7,6		-43,2	-5,0	321,0	7,9
		-46,8	344,8	7,2			-4,8	384,0	7,6
		-41,3	347,0	9,6			-4,9	377,5	7,8
		-6,2	338,0	9,6		-47,9	-9,4	416,4	13,5
		-40,4	318,0	9,6			-9,1	409,0	13,1
		-43,1	326,0	9,4		-45,6	-9,2	412,0	13,3
		-7,5	343,4	11,2		-50,3	-8,7	406,8	12,7
		-44,0	351,4	8,2	24-2	-43,3	-8,6	398,2	12,6
		-7,2	421,4	10,8		-47,6	-8,4	421,0	12,3
		-40,8	328,1	10,8			-8,2	423,0	12,1
			325,8			-52,0	-7,9	426,0	11,7
			327,1			-53,6	-8,0	418,0	11,8
			447,0			-50,9	-8,1	416,0	12,0
			432,0			-48,5	-7,6	397,0	11,3
		-49,0	339,4	9,6			-7,2	392,0	10,8
		-51,9	386,2	11,0		-45,5	-7,4	412,0	11,1
		-7,5	437,0	11,2			-7,5	409,0	11,2
		-48,9	452,3	11,7		-24,5	-1,8	216,0	3,1
			411,4			-23,1	-2,6	198,0	4,4
			423,1				-1,9	204,0	3,2
			431,2				-1,9	184,0	3,2
			457,4			-45,6	-8,9	462,0	12,9
1		-7,8	445,8	11,6			-7,8	456,8	11,6

Tablo 13 (devam) Kuvars minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.

Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %	Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %
2	-39,9	-5,2	391,4	8,2			-8,1	452,0	12,0
1	-38,9	-6,2	404,6	9,6		-50,9	-8,4	447,0	12,3
2	-47,1	-7,6	427,6	11,3			-8,6	448,0	12,6
3	-49,3	-8,8	431,0	12,8		-51,3	-8,7	459,0	12,7
4	-40,8	-5,2	397,0	8,2		-47,6	-8,8	461,8	12,8
5		-6,0	389,0	9,3			-9,1	452,0	13,1
6		-8,2	461,0	12,1			-9,3	457,8	13,4
7	-52,1	-9,1	432,0	13,1		-49,0	-9,4	457,7	13,5
8	-50,9	-10,0	426,7	14,2			-9,3	448,8	13,4
9	-53,1	-9,9	426,0	14,0		-46,8	-6,8	418,0	10,3
10	-48,8	-10,1	438,0	14,3		-53,2	-5,7	388,0	8,9
1	-40,4	-3,9	246,6	6,3			-4,5	336,0	7,2
2	-24,4	-3,4	240,5	5,6		-51,9	-5,9	379,0	9,2
3	-38,3	-5,0	256,8	7,9		-44,7	-7,7	441,5	11,5
4	-20,8	-2,0	261,4	3,4				448,0	
5	-21,2	-2,9	257,5	4,8				338,4	
			254,0					419,0	
			244,7					442,0	
			247,9					407,0	
			253,0					401,0	
6	-30,3	-3,7	214,6	6,0				405,0	
7	-27,6	-2,7	208,0	4,5	38-5	-36,2	-3,1	234,4	5,1
8	-28,4	-4,2	195,4	6,8		-33,4	-3,2	238,0	5,3
9	-30,6	-3,2	184,5	5,3		-37,3	-3,2	242,2	5,3
1	-34,5	-2,3	184,6	3,9			-3,9	209,5	6,3
2	-33,2	-3,0	191,4	5,0		-43,1	-3,2	211,6	5,3
3	-30,8	-2,8	201,2	4,7		-39,7	-2,4	218,3	4,0
4		-2,5	204,6	4,2					

Tablo 13 (devam) Kuvars minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.

Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %	Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %
5	-27,3	-2,5	227,0	4,2			-1,2	197,5	2,1
6	-28,4	-1,7	231,0	2,9		-23,1	-0,9	216,0	1,6
7		-1,9	242,8	3,2			-1,2	228,0	2,1
	-38,3	-3,7	296,0	6,0	57-9	-23,5	-1,4	237,2	2,4
	-26,4	-3,9	304,0	6,3		-26,7	-0,8	228,4	1,4
	-41,2	-3,8	311,0	6,2			-0,8	209,0	1,4
		-4,1	324,0	6,6		-29,2	-1,1	189,5	1,9
	-23,6	-3,9	347,8	6,3		-25,6	-1,7	231,5	2,9
	-37,9	-3,8	352,0	6,2				214,0	
	-26,7	-4,1	355,0	6,6				227,0	
		-4,8	361,0	7,6				248,0	
	-37,2	-4,6	342,2	7,4				236,0	
	-38,1	-4,5	347,6	7,2				231,4	
	-39,2	-4,6	304,0	7,4				242,6	
		-4,4	308,0	7,1				244,6	
	-26,4	-4,6	317,0	7,4				198,0	
	-44,6	-4,7	321,0	7,5				186,0	

Tablo 14. Kalsit minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.

Te	Tm-ice	Th	NaCl %	Örnek No	Te	Tm-ice	Th	NaCl %	
	-0,3	188,0	0,5	S7-1		-1,5	245,0	2,6	
	-0,5	212,0	0,9		-23,4	-1,8	254,0	3,1	
	-0,4	234,0	0,7			-1,7	266,0	2,9	
	-0,6	275,0	1,1		-22,6	-2,0	238,0	3,4	
	-1,4	278,0	2,4				213,0		
	-0,3	314,4	0,5				276,0		
	-0,2	318,0	0,4				271,0		
	-0,3	324,7	0,5				253,0		
	-0,4	321,8	0,7		-26,6	-2,4	278,0	4,0	
	-0,7	346,8	1,2		-21,6	-2,4	272,0	4,0	
	-0,7	231,0	1,2		-46,3	-3,1	251,2	5,1	
-49,1	-0,4	258,0	0,7		-27,3	-2,9	258,1	4,8	
-34,8	-1,8	209,0	3,1				268,5		
	-0,7	236,4	1,2				266,4		
-48,2	-1,2	231,0	2,1				289,0		
-45,2	-1,1	194,5	1,9			291,0			
-44,8	-1,0	213,3	1,7	59-4	1	-46,9	-2,8	245,8	4,7
-46,7	-0,9	259,0	1,6		2	-44,2	-3,2	284,7	5,3
	-1,4	268,0	2,4		1	-50,4	-2,1	291,7	3,6
	-1,7	296,6	2,9		2		-2,6	294,8	4,4
	-1,7	291,0	2,9		3	-31,8	-2,3	273,4	3,9
	-1,6	305,5	2,7		4		-3,3	284,4	5,4
	-1,9	317,0	3,2		5	-21,1	-2,5	298,3	4,2
	-2,0	289,0	3,4		6	-23,4	-1,9	276,2	3,2
	-2,3	267,0	3,9		7	-23,1	-1,8	254,4	3,1
	-2,1	269,5	3,6		8		-2,8	274,0	4,7

Tablo 14 (devam) Kalsit minerallerindeki sıvı kapanımlarda ölçülen mikrotermometrik parametreler.

	Te	Tm- ice	Th	NaCl %	S7-1	Te	Tm- ice	Th	NaCl %
		-0,9	331,2	1,6			-4,1	294,0	6,6
							-4,3	281,3	6,9
1	-34,9	-3,1	322,5	5,1			-5,0	276,4	7,9
2	-49,1	-3,3	321,1	5,4			-4,9	268,8	7,8
3	-26,3	-3,7	332,4	6,0			-4,0	331,0	6,5
4	-45	-3,9	306,0	6,3			-4,2	317,0	6,8
5		-3,7	341,2	6,0			-3,8	278,0	6,2
			315,0				-3,8	281,0	6,2
			326,0						
			322,0		12-6	1	-30,7	342,2	6,6
			338,0			2	-3,9	326,9	6,3
6	-25,6	-3,7	312,7	6,0		3	-36,4	319,2	4,7
7	-26	-5,1	338,7	8,1		4	-22,4	317,0	3,7
8	-21,8	-3,2	368,0	5,3		5	-23,6	334,4	6,6
9		-3,7	325,6	6,0		6	-31,7	354,2	7,2
		-4,5	337,0	7,2		7	-44,6	341,0	6,3
		-4,6	329,5	7,4			-1,4	341,2	2,4
		-3,7	314,6	6,0			-2,2	322,4	3,7
		-4,2	343,8	6,8			-5,1	328,7	8,1
		-4,7	341,7	7,5			-5,1	327,0	8,1
		-4,8	304,0	7,6			-4,2	317,8	6,8
		-4,8	314,4	7,6			-3,7	315,8	6,0
		-4,7	322,2	7,5			-3,9	297,9	6,3
		-4,4	302,4	7,1			-4,5	281,5	7,2
		-4,3	351,4	6,9			-4,8	286,7	7,6

ÖZ GEÇMİŞ

Ali DİŞLİ 08.07.1980 tarihinde Rize ili Merkez ilçesine bağlı Küçükçayır Köyünde doğdu. İlköğretim okulunu Küçükçayır köyünde bitirdikten sonra, ortaöğretimini Rize Merkez Mimar Sinan Endüstri Meslek Lisesinde Elektronik bölümünde tamamladı. 2010 yılında başladığı lisans eğitimini 17.07.2014 yılında Gümüşhane Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde tamamladı. 2014 yılında Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda başladığı yüksek lisans eğitimine halen devam etmektedir. Orta derecede İngilizce bilen Ali DİŞLİ evli ve bir çocuk babasıdır.