

T.C.
RECEP TAYYIP ERDOĞAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DÜZKÖY (KÜRTÜN-GÜMÜŞHANE) SKARN CEVHERİNİN
JEOLojİK, MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

KADİR BAYRAKTAR

TEZ DANIŞMANI

DR. ÖĞR. ÜYESİ YILMAZ DEMİR

TEZ JÜRİLERİ

PROF. DR. ORHAN KARSLI

PROF. DR. İBRAHİM UYSAL

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

RİZE-2018

Her Hakkı Saklıdır

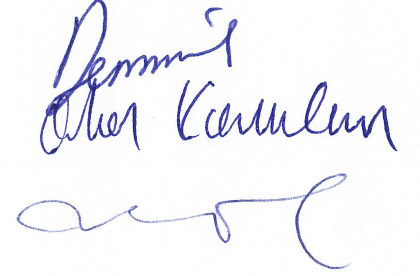
T.C.
RECEP TAYYİP ERDOĞAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



**DÜZKÖY (KÜRTÜN-GÜMÜŞHANE) SKARN CEVHERİNİN JEOLojİK,
MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**

Dr. Öğr. Üyesi Yılmaz DEMİR danışmanlığında, Kadir BAYRAKTAR tarafından hazırlanan bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulu kararıyla oluşturulan jüri tarafından 04/06/2018 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. Orhan KARSLI
Üye	: Prof. Dr. İbrahim UYSAL

İmzası




Doç. Dr. Ferhat KALAYCI
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ


ÖNSÖZ

Bu çalışma, Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

Lisansüstü öğrenimim boyunca bilgi ve tecrübeleriyle bana yol gösteren, her türlü konuda yardımını esirgemeyen, tezin tamamlanma süresi boyunca bana özveriyle yardımcı olan değerli danışman hocam Sayın Dr. Öğr. Üyesi Yılmaz DEMİR'e tüm içtenlikle teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarım sırasında teze bilimsel anlamda önemli katkılarda bulunan ve tecrübelerinden faydalandığım başta hocalarım Sayın Prof. Dr. Orhan KARSLI, Doç. Dr. Raif KANDEMİR'e, mineral kimyası ölçümlerinde emeği geçen Sayın Prof. Dr. İbrahim UYSAL'a teşekkürlerimi borç bilirim.

Arazi çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Jeoloji Mühendisi Mustafa AKSU ve laboratuvar çalışmalarında örneklerin hazırlanmasına yardımcı olan Jeoloji Mühendisi Mehdi İLHAN'a teşekkür ederim.

Yaşamımın her aşamasında maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen aileme şükranlarımı sunarım.

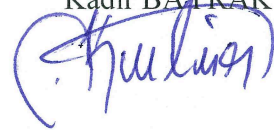
Hazırlanan bu Yüksek lisans tezi RTEÜ BAP Birimi tarafından FYL-2016-616 nolu proje ile desteklenmiştir

Kadir BAYRAKTAR

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Tarafımdan hazırlanan ‘‘Düzköy (Kürtün-Gümüşhane) Skarn Cevherinin Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri’’ başlıklı bu tezin, Yükseköğretim Kurulu Bilimsel Araştırma ve Yayın Etiği Yönergesindeki hususlara uygun olarak hazırladığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal işlemleri kabul ettiğimi beyan ederim.
20/06/2018

Kadir BAYRAKTAR



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

ÖZET

DÜZKÖY (KÜRTÜN-GÜMÜŞHANE) SKARN CEVHERİNİN JEOLJİK, MİNERALOJİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Kadir BAYRAKTAR

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

Düzköy skarn cevherleri Harşit Granitoyidi ile Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşlarının dokanakları boyunca gelişmiştir. Dokanak boyunca gözlenen endoskarn zonu piroksenler ile ekzoskarn zonu ise garnet ile birlikte epidot, kuvars ve kalsit ile temsil edilir. Cevheri manyetit ve hematitle birlikte pirit, kalkopirit ve daha az oranda sfalerit oluşturur. Düzköy skarn cevherlerinin tipi garnet ve piroksen bileşimleri ile skarn mineralojisi birlikte değerlendirilerek Fe-Cu-Zn tip olarak tanımlanmıştır. Zonlu garnetlerin grosülden andradite doğru değişimi ve diyopsit içeriği yüksek piroksenler oksitlenmiş skarn tipine işaret etmektedir.

Skarn zonu granitoyitleri I-tipi, orta ve yüksek K₂O içeriğine sahip, kalk-alkali özellikte ve metalümin-peralümin geçişlidir. Harşit Granitoyidi yüksek MgO (2,41 ağı. %) ve düşük K₂O (2,05 ağı.%) içerikleri ile birlikte Rb-Sc ve Rb/Sr-Zr değişimleri dünyadaki Fe-Cu-Zn tip skarn üreten granitlere benzerlik sunmaktadır. Bundan dolayı Düzköy skarnında manyetit ve hematitin yanında sülfür minerallerinin oluşumu granitin jeokimyasal özellikleri ile ilişkilendirilmiştir.

Sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları 168 ile 483 °C arasında, tuzlulukları ise % 1,1 ile 44,4 NaCl eşd. arasında değişmektedir. Homojenleşme sıcaklığına karşılık tuzluluk miktarının azalması sisteme meteorik çözeltilerin karışımını göstermektedir. Sıvı kapanımların ötektik sıcaklıkları ilk evredeki kapanımların CaCl₂ içerdiğini, sonraki evrelerde ise tek bir tuz türünden ziyade farklı tuz türlerinin karışımından oluştuğunu göstermektedir. Skarn kalsitlerinin -1,62 ile 2,77‰ arasında değişen δ¹³C oranları denizel karbonatlar ile uyumlu iken, bunların 9,04 ile 24,15‰ arasında değişen δ¹⁸O oranları aşırı derecede tüketilmiştir. Kireçtaşı ve kalsitlerin δ¹⁸O bileşimlerindeki bu tüketilme meteorik çözeltilerin karışımının sonucudur.

2018, 113 sayfa

Anahtar Kelimeler: Skarn, Gümüşhane, C ve O İzotopları, Sıvı Kapanım, Mineral Kimyası.

ABSTRACT

GEOLOGICAL, MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL PROPERTIES OF THE DÜZKÖY SKARN MINERALIZATIONS (KÜRTÜN-GÜMÜŞHANE)

Kadir BAYRAKTAR

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

The Düzköy skarn mineralization is hosted along the contact between limestones of Berdiga Formation and Harşit Granitoid. The endoskarn zone is characterized by pyroxenes, while garnet, epidote, quartz and calcite were common in the exoskarn zone. Ore in the skarns are mainly consist of magnetite and hematite with a lesser amount of pyrite, chalcopyrite and minor sphalerite. Fe-Cu-Zn type skarns were identified in the area according to the garnet and pyroxene compositions and mineralogical properties. The chemical zoning from grossular to andradite in zoned garnets and diopsidic pyroxenes are compatible with oxidized type skarns. Granitoides along the skarn zone are generally I type, medium-high K calcalkaline character, and peraluminous to metaluminous transitional. Harşit Granitoid show many similarities with Fe-Cu-Zn type skarn granitoides in the world according to the high MgO (2.41 wt.%) and low K₂O (2.05 wt.%) contents, as well as Rb-Sc and Rb/Sr-Zr variations on the discrimination diagrams. Therefore, in addition to the magnetite and hematite, occurrences of sulphides were related to the geochemical features of granitoides.

Homogenization temperatures of all fluid inclusions and salinity contents are in the range of 168 and 483 °C, and 1,1 and 44.4 wt.% NaCl equ. respectively. Positive correlation between Th and salinity values indicates that meteoric water was involved in the hydrothermal solutions. Eutectic temperatures correspond to the presence of CaCl₂ in the early stage fluid inclusions whereas it corresponds to the presence of different salt combinations in the later stages. The δ¹³C isotope ratios of skarn calcites varying between -1.62 and 2.77‰ are compatible with marine carbonates, while their δ¹⁸O ratios ranging from 9.04 and 24.5‰ are extensively depleted. This depletion of skarn calcites refer to the mixing of meteoric and magmatic solutions.

2018, 113 pages

Keywords: Skarn, Gümüşhane, C and O Isotopes, Fluid Inclusions, Mineral Chemistry.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	I
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	II
ÖZET	III
ABSTRACT.....	IV
İÇİNDEKİLER	V
ŞEKİLLER DİZİNİ	VII
TABLOLAR DİZİNİ.....	X
SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ.....	XI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş	1
1.2. Çalışmanın Amaç ve Kapsamı	1
1.3. Konum, Yerleşim ve Ulaşım	3
1.4. Jeomorfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü	4
1.5. Önceki Çalışmalar	5
1.6. Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojik Özellikleri.....	8
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	14
2.1. Arazi Çalışması.....	14
2.2. Laboratuvar Çalışmaları	14
2.2.1. İnce Kesitler.....	14
2.2.2. Parlak Kesitler	15
2.2.3. Parlatılmış İnce Kesitler	15
2.2.4. Sıvı Kapanım Kesitleri	15
2.2.5. Tüm Kayaç Kimyası Örneklerinin Hazırlanması	16
2.2.6. Mineral Kimyası Analizi Örneklerinin Hazırlanması	16
2.2.7. Karbon ve Oksijen İzotop Örneklerinin Hazırlanması	16
2.3. Büro Çalışmaları.....	17
2.4. Analitik Yöntemler	17
2.4.1. ICP-AES ve ICP-MS Analizleri.....	17
2.4.2. Mineral Kimyası Analizleri	18
2.4.3. Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Ölçümleri.....	18
2.4.4. Karbon ve Oksijen İzotop Analizleri.....	19

3.	BULGULAR	20
3.1.	İnceleme Alanının Stratigrafi ve Petrografisi	20
3.1.1.	Şenköy Formasyonu	20
3.1.2.	Berdiga Formasyonu.....	25
3.1.3.	Çatak Formasyonu	27
3.1.4.	Harşit Granitoyidi	30
3.2.	Düzköy Yöresinin Maden Jeolojisi ve Mineralojisi	31
3.3.	Granit Jeokimyası	40
3.4.	Garnet ve Piroksenlerin Kimyasal Bileşimleri	49
3.4.1.	Giriş	49
3.4.2.	Garnet ve Piroksen Kimyası	50
3.5.	Sülfür Kimyası	61
3.5.1.	Pirit Kimyası	61
3.5.2.	Kalkopirit Kimyası	65
3.5.3.	Sfalerit Kimyası	69
3.6.	Sıvı Kapanımlar	72
3.6.1.	Sıvı Kapanım Petrografisi	73
3.6.2.	Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Özellikleri	78
3.6.2.1.	Ötektik Sıcaklık (T_{fm}) Ölçümleri	78
3.6.2.2.	Son Buz Ergime Sıcaklığı (T_{m-ice}) Ölçümleri	84
3.6.2.3.	Homojenleşme Sıcaklığı (T_h) Ölçümleri	86
3.7.	Karbon ve Oksijen İzotopları	91
4.	TARTIŞMA	94
4.1.	Jeolojik ve Mineralojik Özellikler	94
4.2.	Granitoyit Jeokimyası ve Skarn Tipleri ile İlişkisi	95
4.3.	Skarn Tipi ve Oluşum Koşulları	97
4.4.	Hidrotermal Çözeltilerin Kökeni	98
5.	SONUÇLAR.....	101
6.	ÖNERİLER	102
	KAYNAKLAR	103
	ÖZGEÇMİŞ	113

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.	Doğu Karadeniz Bölgesi'nin jeoloji haritası ve skarn yatakların dağılımları ..	2
Şekil 2.	Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	4
Şekil 3.	Türkiye'nin tektonik birliktelikleri.....	10
Şekil 4.	Çalışma alanının stratigrafik kolon kesiti.....	21
Şekil 5.	Düzköy yöresinin jeoloji haritası.	22
Şekil 6.	a) Şenköy volkanitlerinin arazideki görünümü, b) Şenköy volkanitlerinin mikrolitik porfirik dokusu, c) Şenköy volkanitleri içindeki tortul ara seviyeler, d) Şenköy volkanitlerindeki kumtaşlarının mikroskop görüntüsü, e) Şenköy volkanitlerinin Berdiga kireçtaşları tarafından üzerlenmesi, f) Şenköy volkanitleri içindeki andezit stoğu.	24
Şekil 7.	a) Masif tabakalı Berdiga kireçtaşlarının arazideki görünümü, b) Berdiga kireçtaşları içinde kırıklar boyunca gelişen kalsit damarları, c) Berdiga kireçtaşlarının mikroskop görüntüsü.....	26
Şekil 8.	a) Çatak Formasyonu içindeki aglomeraların arazideki görünümü, b) bu birim içindeki tuf seviyeleri, c) fülflerin mikroskop görüntüsü, d) Çatak volkanitleri içindeki kumtaşı, kiltası, marn araseviyelerinin arazideki görünümü, e) kumtaşları içerisindeki kötü boylanmalı kuvars, plajiyokas mineralleriyle birlikte matriksin mikroskop görüntüsü.	29
Şekil 9.	a) Harşit granityoidinin ve içerdiği anklavların arazideki görünümü, b) Granitoyit içindeki kuvars, plajiyoklas ve biyotitlerin mikroskop görüntüsü.....	31
Şekil 10.	Düzköy skarnında granitoyit-kireçtaşı dokanağı boyunca gelişen endoskarn zonu, b) endoskarn zonunda piroksen gelişimi, c) piroksen içeren endoskarn granitoyidinin mikroskop görüntüsü, d) ekzoskarn zonunda gelişen garnet, kuvars ve kalsit birlikteliği, e) garnetlerdeki yoğun kırıklı yapıların mikroskop görüntüsü.....	35
Şekil 11.	a) Kireçtaşları içindeki garnet damarları, b) garnet damarları içindeki kuvars ve kalsite eşlik eden epidotların mikroskop görüntüsü, c) endoskarn zonunda sülfütlere eşlik eden saçınımlı manyetit ve hematitler, d) ekzoskarn zonundaki saçınımlı ve ışınsal hematitler, e) endoskarn zonundaki taneli manyetit dokusu, f) endoskarn zonundaki ışınsal hematitler, g) ekzoskarn zonundaki ağsal sülfid damarları, h) manyetitlerin kırıkları boyunca pirit gelişimi.....	36
Şekil 12.	a) Piritlerin kırıkları boyunca gelişen ilk evre kalkopiritler, b) kalkopirit ve sfalerit arasında gelişen ayrılım dokusu, c) piritlerin götite dönüşümü, d) kalkopiritlerin kırıkları boyunca bakırlı karbonat gelişimi.	37

- Şekil 13.** a) Ekzoskarn zonunda volkanik yan kayaçlar içinde saçınımlı epidot gelişimi, b) kireçtaşlarının kırıkları boyunca kuvars ve epidot gelişimi, c) ekzoskarn zonunda kuvarsa eşlik eden hematitler, d) hematitli örneklerde kuvars ve epidot gelişimi, e) kuvars içinde bantlı hematitlerin arazideki görünümü, f) kireçtaşlarının kırıkları boyunca hematit gelişimi, g) volkanik breş parçalarının arasını dolduran hematitler, h) kireçtaşları içinde tabaka seviyeleri boyunca manyetit ve hematit oluşumu. 38
- Şekil 14.** Düzköy skarnlarının genelleştirilmiş mineral parajenez ve süksesyon dağılımı..... 39
- Şekil 15.** Granitoyide ait örneklerin a) Q-P diyagramı üzerindeki dağılımları, b) AFM diyagramı üzerindeki dağılımları, c) molar A/NK'ya karşılık molar A/CNK değişimine bağlı alümino bazlı sınıflandırma, d) SiO₂'ye karşılık K₂O değişimleri ve bunların çeşitli skarn tipleri ile kıyaslaması, e) SiO₂'ye karşılık MgO değişimleri ve bunların çeşitli skarn tipleri ile kıyaslaması..... 43
- Şekil 16.** Granitoyide ait örneklerin skarn zonu örnekleriyle birlikte SiO₂'ye karşılık ana element değişim diyagramları..... 45
- Şekil 17.** Granitoyide ait örneklerin skarn zonu örnekleriyle birlikte SiO₂'ye karşılık iz element değişim diyagramları 46
- Şekil 18.** Granitoyide ait örneklerin a) Nb-Y diyagramlarındaki dağılımları, b) Rb-Y+Nb diyagramlarındaki dağılımları, c) Rb/Sr' a karşılık Zr diyagramındaki dağılımları ve bunların skarn tipleri ile kıyaslaması, d) Rb' a karşılık Sc diyagramındaki dağılımları ve bunların skarn oluşturan granitoyitlerle kıyaslaması. 48
- Şekil 19.** a) Garnet bileşimlerinin (Prp+Sps+Alm)-Grs-And uç bileşenlerine göre dağılımları ve skarn tipleri ile karşılaştırılması, b)piroksen bileşimlerinin Joh-Diy-Hed uç bileşenlerine göre dağılımları ve skarn tipleri ile karşılaştırılması. 51
- Şekil 20.** a) Garnet mineralindeki 1 numaralı profil analizi boyunca FeO-Al₂O₃ değişimi, b) garnet mineralindeki 2 numaralı profil hattı boyunca FeO-Al₂O₃ değişimi..... 53
- Şekil 21.** a) Pirit minerallerindeki Fe-Ni arasındaki negatif korelasyon, b) pirit minerallerindeki Zn-Au arasındaki pozitif korelasyon. 61
- Şekil 22.** Kalkopirit minerallerindeki Fe-Cu arasındaki pozitif korelasyon..... 65
- Şekil 23.** a) Sfalerit minerallerindeki Zn-Fe arasındaki negatif korelasyon, b) Sfalerit minerallerindeki Zn-Cu arasındaki negatif korelasyon, c) Sfalerit minerallerindeki Fe-Cu arasındaki pozitif korelasyon, d) Sfalerit minerallerindeki Zn-(Fe+Cu) arasındaki negatif korelasyon. 69
- Şekil 24.** a) Garnet minerallerinde Tip II sıvı kapanımlar, b) garnet minerallerindeki Tip IIIa sıvı kapanımlar, c) garnet minerallerindeki Tip IIIb sıvı kapanımlar, d) epidot minerallerindeki Tip IIIa sıvı kapanımlar, e, f epidot minerallerindeki Tip IIIb sıvı kapanımlar.....75
- Şekil 25.** a) Kuvars minerallerindeki Tip I sıvı kapanımlar, b) kuvars minerallerindeki Tip II sıvı kapanımlar, c) kuvars minerallerindeki Tip IIIa sıvı kapanımlar, d) kuvars minerallerindeki Tip IIIb sıvı kapanımlar. 77

Şekil 26. a) Kalsit minerallerindeki Tip II sıvı kapanımlar, b) Kalsit minerallerindeki Tip I sıvı kapanımlar, c) Kalsit minerallerindeki Tip IIIa sıvı kapanımlar, d) Kalsit minerallerindeki Tip IIIb sıvı kapanımlar.....	78
Şekil 27. Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların ilk ergimensıcaklıklarının çeşitli tuz-su sistemlerinin ötektik sıcaklıklarıyla kıyaslaması.	84
Şekil 28. Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıklarının tuzluluk miktarına karşılık değişimleri.	87
Şekil 29. a) Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıklarına karşılık tuzluluk miktarındaki değişim, b) Th sıcaklığına karşılık tuzluluk miktarının karşılık geldiği çeşitli çözelti değişim trendleri.....	88
Şekil 30. Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıklarına ait histogramlar.....	90
Şekil 31. Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların Th sıcaklıklarına karşılık tuzluluk değişimleri ve bunların çeşitli yatak tipleri ile karşılaştırılması.	91
Şekil 32. Düzköy skarn zonlarına ait kireçtaşı ve kalsit örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri ve bunların farklı jeolojik ortamlarla kıyaslanması.	93

TABLULAR DİZİNİ

Tablo 1. Düzköy skarn cevheri çevresinde açılmış eski galerilerin koordinatları.	32
Tablo 2. Harşit Granitoyidi'ne ait örneklerin ana ve iz element analizleri.	41
Tablo 3. Skarn zonlarına ait garnetlerin elektron mikroprop analiz sonuçları	54
Tablo 4. Skarn zonlarına ait piroksenlerin elektron mikroprop analiz sonuçları	58
Tablo 5. Pirit minerallerine ait elektron mikroprop analiz sonuçları	62
Tablo 6. Kalkopirit minerallerine ait elektron mikroprop analiz sonuçları	66
Tablo 7. Sfalorit mineraline ait elektron mikroprop analiz sonuçları.	71
Tablo 8. Garnet minerallerindeki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.	80
Tablo 9. Epidot minerallerindeki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.	81
Tablo 10. Kalsit minerallerindeki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.	82
Tablo 11. Kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.	83
Tablo 12. Skarn zonlarındaki kireçtaşları ve kalsitlerden ölçülen $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri.	93

SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ

μm	Mikrometre
A.e.	Analiz Edilmedi
A.k	Ateşte kayıp
A/CNK	Molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$
A/NK	Molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$
An	Anortit
Ank	Anklav
ASI	Alüminyum Doygunluk İndeksi
cm	Santimetre
ÇG	Çarpışma Granitoyidi
Diy	Diyopsit
Ep	Epidot
gr	Gram
Grs	Grosüler
Grt	Garnet
Gt	Götit
Hed	Hedenberjit
Hem	Hematit
Joh	Johansenit
Ka	Kalsit
Km	Kilometre
Kp	Kayaç Parçası
Kpy	Kalkopirit
Ku	Kuvars
Kv	Kavkı Parçası
m	Metre
Mg#	$100 \times \text{MgO}/(\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$
ml	Mililitre
mm	Milimetre
Mt	Manyetit
NTE	Nadir Toprak Elementleri

Op	Opak Mineral
Or	Ortoklas
OSG	Okyanus Sırt Granitoyidi
PDB	Belemnit Fosilinin İzotop Bileşimi
Pl	Plajiyoklas
POG	Plaka İçi Granitoyid
Pr	Piroksen
Prp	Pirop
Py	Pirit
SMOW	Ortalama Deniz Suyunun Standart İzotop Bileşimi
Sps	Spesartin
T_{fm}	İlk Buz Ergime Sıcaklığı
T_h	Homojenleşme Sıcaklığı
T_{m-ice}	Son Buz Ergime Sıcaklığı
VYG	Volkanik Yay Granitoyidi

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

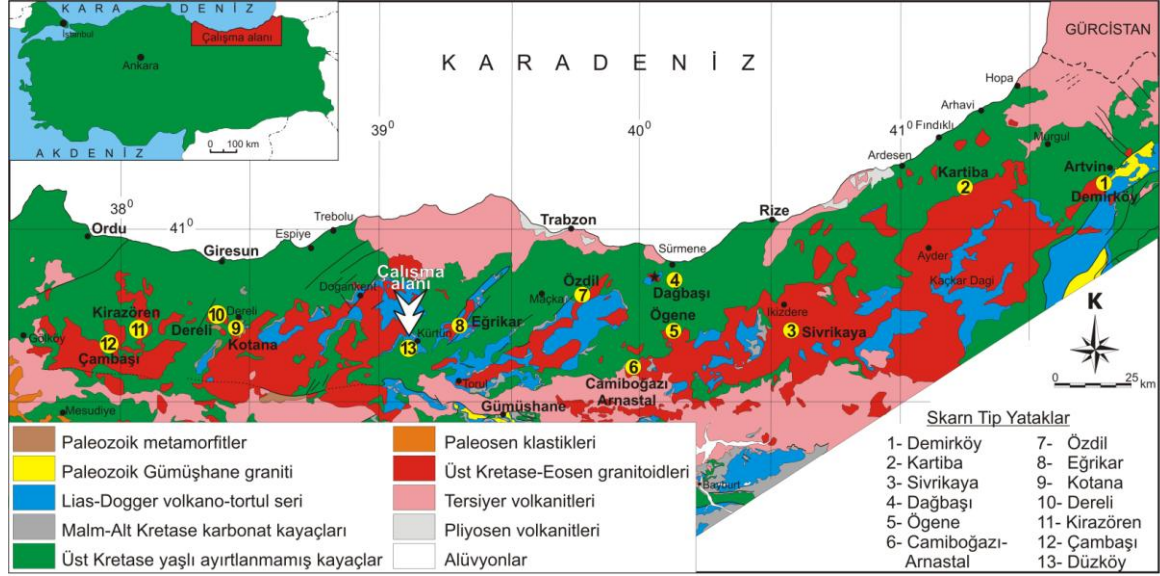
Doğu Karadeniz Bölgesi içerdiği maden yatakları bakımından ülkemizin önemli maden sahalarından birisidir. Bölge, başta masif sülfidler olmak üzere skarn, hidrotermal ve porfiri tipte çok sayıda yatak ve zuhura ev sahipliği yapmaktadır. Bundan dolayı bölge, maden yatakları bakımından çok sayıda araştırmaya konu olmuştur (Akçay ve Arar, 1999; Tüysüz, 2000; Akçay ve Gündüz, 2004; Demir vd., 2008; Çiftçi, 2010; Yaylalı, Abanuz ve Tüysüz, 2010; Akaryalı ve Tüysüz, 2012; Karakaya vd., 2012; Demir vd., 2013). Bu araştırmalarda çoğunlukla masif sülfid ve epitermal-hidrotermal yatakların incelendiği dikkati çekmektedir.

Bölgedeki en çok bilinen skarn tip yataklar; Çambaşı (Ordu), Kotana, Kirazören (Giresun), Ögene, Özdil, Dağbaşı (Trabzon), Kartiba, Sivrikaya (Rize), Demirköy (Artvin), Eğrikar, Camiboğazı ve Arnastal (Gümüşhane) şeklinde sıralanabilir (Şekil 1). Skarn tip yataklar granitik intrüzyonların karbonatlı kayaç dokanaklarında geliştiklerinden, karbonatlı kayaçların ve granitik intrüzyonların yaygın olması nedeniyle Doğu Karadeniz bölgesi bu yatakların oluşumuna oldukça elverişli olup, bu yatakların dışında yeni sahaların ortaya çıkarılması kuvvetle muhtemeldir. Bundan dolayı bölge madenciliğindeki önemi her geçen gün daha iyi anlaşılan skarn tip yataklar üzerine yapılan çalışmaların son zamanlarda artış gösterdiği anlaşılmaktadır (Aslan, 1991; Hasançebi, 1993; Saraç, 2003; Çiftçi ve Vııcıl, 2003; Çiftçi, 2011; Sipahi, 2011; Kurt, 2014; Sipahi vd., 2017; Demir vd., 2017; Demir, 2018).

1.2. Çalışmanın Amaç ve Kapsamı

Düzköy skarn yatağı Gümüşhane ili, Kürtün ilçesi sınırları içerisinde, Harşit Granitoyidi ile Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşlarının dokanakları boyunca gelişmiştir. Bölgede benzer tipte çok sayıda yatak ve zuhurun bulunduğu dikkate alınırca, bu çalışma madencilik faaliyetlerinin yanında, bölgedeki skarn yatakların daha iyi anlaşılmasına katkı sağlayacaktır. Bundan dolayı Düzköy skarn yatağının jeolojik, mineralojik, jeokimyasal ve kökensel özelliklerinin

araştırılması ve bu yatağın oluşumunda etkin rol oynayan çözeltilerin oluşum şartlarının belirlenmesi bu çalışmanın ana konusunu oluşturmaktadır.



Şekil 1. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin jeoloji haritası ve skarn yataklarının dağılımları (Güven, 1993).

Skarn yataklar granitoyid sokulumu ile karbonatlı yan kayaçlar arasında gelişen metazomatik süreçlere bağlı olarak oluşurlar. Bu süreçlerle oluşan skarnlarda magmanın bileşimi, karbonatlı kayacın türü ve oluşum derinliğine bağlı olarak granitoyitten karbonatlı kayaçlara doğru mineralojik olarak zonlanmalar gösterir (Meinert vd., 2005). Bundan dolayı skarn zonlarının sistematik bir şekilde örneklenerek mineral parajenezlerinin belirlenmesi bu yatakların çalışılmasının temelini oluşturur.

Skarn zonlarında yaygın olarak görülen garnet ve piroksen bileşimleriyle skarnın metal içerikleri arasında yakın ilişkiler bulunduğundan bu yatakların sınıflandırılması bu minerallerin bileşimlerine göre yapılmaktadır (Burt, 1972; Burt, 1982; Einaudi vd., 1981; Nakona vd., 1994; Nakona, 1998; Meinert vd., 2005). Bundan dolayı bu çalışmada garnet ve piroksen bileşimlerine önem verilmiştir.

Garnet ve piroksen bileşimlerinin yanında, karbonatlı kayaçlar ile plüton arasında gerçekleşen kontak metazomatik etkileri açıklayabilmek için bu kayaçların bileşiminin incelenmesi gerekir (Kwak ve White, 1982; Meinert, 1983; Newberry ve Swanson, 1986; Meinert vd., 1991; Meinert, 1995; Kuşçu vd., 2001; Meinert vd., 2005; Öztürk

vd., 2005). Bundan dolayı bu çalışmada granitoidin jeokimyasal özellikleri incelenmiştir.

Skarn yatakların oluşumunda etkili olan hidrotermal çözeltilerin evrimlerinin açıklanmasında sıvı kapanım çalışmaları önemli yer tutar. Minerallerin oluşumu sırasında içlerinde hapsolan sıvı kapanımlar, bu minerallerin oluşum sıcaklıkları, basınçları ve hidrotermal çözeltilerin bileşimleri (tuzluluk miktarı, içerdiği tuz türleri) hakkında önemli bilgiler vermektedir. Duraylı izotop çalışmaları da plüton ile karbonatlı kayalar arasındaki kontak metazomatik süreçleri açıklamakta önemli bilgiler vermektedir.

1.3. Konum, Yerleşim ve Ulaşım

Çalışma alanı, Doğu Karadeniz Bölgesi'nde, Gümüşhane iline bağlı Kürtün ilçe sınırları içerisinde bulunmakta olup, 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritada G42-d1 ve G42-d2 paftalarının kesişimine denk gelmektedir (Şekil 2). Kuzeydoğusunda Trabzon iline bağlı Maçka ve Tonya ilçeleri, doğuda Gümüşhane iline bağlı Torul ilçesi ve batısında da Giresun iline bağlı Doğankent ilçesi bulunmaktadır.

Çalışma alanı Tirebolu'ya 57 km, Gümüşhane'ye 50 km uzaklıkta olup en önemli yerleşim yeri Kürtün ilçe merkezi ve Özkürtün Beldesi'dir. Kürtün ilçesine bağlı Sevincek, Düzköy, Gündoğdu, Çayırçukur, Dutluca ve Çöplüce mahalleleri diğer yerleşim yerleridir.

Kürtün ilçesine ulaşım Gümüşhane-Giresun 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.



Şekil 2. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

1.4. Jeomorfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanı oldukça engebelidir. En önemli akarsuyu olan Harşit Çayı'nın oluşturduğu dar ve derin vadiler ile birlikte yüksek tepelerden oluşmaktadır. En önemli yükseltisi Maden Tepe (1488 m)'dir. Harşit Çayı'nı besleyen, Yusufoglu ve Kireç Dereleri ise derin vadileri oluşturmaktadır.

Düzköy yöresinde Doğu Karadeniz Bölgesi'nin bol yağışlı ılıman iklim koşulları egemendir. Bahar aylarında yağmur şeklinde olan yağışlar kış aylarında kar şeklindedir. Rakımın yüksek olduğu Düzköy çevresinde kış aylarında çalışma olanağı yoktur.

Çalışma alanında yüksek kotlarda çayır ve meralar, alçak kotlarda ise yoğun bir bitki örtüsü hâkimdir. Ormanlık alanlarda kayın, kızılğaç, çam, kestane, kavak, meşe ve meyve ağaçları mevcuttur. Ceviz, elma ve mısır bölge halkının önemli geçim kaynaklarındandır. Çayır ve meralarda yapılan büyükbaş hayvancılık yaygındır. Bunun dışında Kürtün Barajı'nda balık üretimi yapılmaktadır. Bütün bunlara rağmen Kürtün ve çevresi kısıtlı iş imkânları nedeniyle göç veren yerleşim yerleri arasındadır.

1.5. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanını içine alan bölgede farklı amaçlara yönelik çok sayıda çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan maden yatakları ile ilgili olanlar aşağıda özetlenmiştir.

Aslan (1991), Özdil (Yomra-Trabzon) çevresindeki skarn tip cevherleri incelediği yüksek lisans çalışmasında yöredeki skarnların alt bazik seriye ait volkanik kayalar içinde mercekler şeklinde bulunan kireçtaşları ile bunları kesen Özdil Granitoidinin dokanakları boyunca geliştiğini belirlemiştir. Bu çalışmada kireçtaşı-granitoyit dokanağı boyunca oluşan skarnlar garnet-piroksen, epidot ve aktinolit şeklinde 3 ayrı zona ayrılmıştır. Garnetlerin andradit, piroksenlerin diopsit ve epidotların piştait türünden olduğu belirlenen bu çalışmada sıvı kapanım ölçümleri ile granit kireçtaşı dokanağında metamorfizma sıcaklığının 750 °C'ye kadar yükseldiği ortaya konmuştur.

Hasançebi (1993), Dağbaşı (Araklı-Trabzon) yöresindeki skarnların andezit, bazalt ve bunların piroklastlarından oluşan ve mercekler şeklinde kireçtaşları içeren Pontid Alt Bazik Volkanik Karmaşığı ile Dağbaşı Granitoidinin dokanağı boyunca ve dokanağın yakınlarında oluştuğunu, cevher mineralleri olarak manyetit, spekülait, pirit, kalkopirit ve sfalerit bulunduğunu belirtmektedir. Skarnların granitoyitten dışa doğru Fe zonu, Cu zonu ve Zn zonu şeklinde zonlanma gösterdiğini, kuvars minerallerinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümlerine göre de skarn oluşumunun 320-400 °C arası bir sıcaklıkta oluştuğunu belirtmektedir.

Sipahi (1996), Camiboğazı ve Sarıtaş Yaylaları arasında bulunan volkano-tortul kayalar içindeki Jura Alt Kretase yaşlı kireçtaşı olistolitleri ile bunları kesen Eosen yaşlı granitoyit dokanağı boyunca skarnların oluştuğunu belirlemiştir. Araştırmacı söz konusu skarn mineralojisini ferri vezüvyanit, borlu flogopit, andradit, kalsit, aktinolit, tremolit, epidot, kuvars, manyetit, hematit ile birlikte daha az oranda pirotin ve pirit şeklinde belirlemiştir. Bu çalışmada 10 km² lik bir alanda manyetik yöntem kullanarak örtülü yeni cevherleşmeler tespit edilmiştir.

Saraç (2003), doktora tez çalışmasında Çambaşı (Ordu), Dereli (Giresun), Arpalı, Ögene ve Özdil (Trabzon) ile Kartiba (Rize) skarn yataklarının jeolojik, mineralojik ve

jeokimyasal özelliklerini kıyaslamalı olarak incelemiştir. Bu çalışmada bölgedeki skarn oluşumlarının I-Tipi, kalkalkalen ve metaluminyum-peraluminyum 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 grasüler-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.

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 bakımından sürekli bir artış 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 miktarıda <15 ‰ ağırlık % NaCl eşdeğeri bulunmuştur.

Karakaya (2011), Sivas Çetinkaya Pınargözü cevherleşmesinin diyoritik kayalar içerisinde ve bu kayaların serpantinler ile 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 sülfütlere pirit, kalkopirit ve mileritin bulunduğunu belirtmektedir. Cevherin tamamen genetik beraberliği olan flogopitli zonlar içerisinde bulunduğunu buna göre de cevherin kırık hattı boyunca gerçekleşen metazomatik tip bir yatak olduğunu belirtmektedir.

Sipahi (2011) tarafından yapılan çalışmada Camiboğazi ve Arnastal skarnlarında ilerleyen evrede susuz silikat minerallerinin (garnet ve piroksen), gerileyen evrede ise epidot, vezüvyanit, flogopit gibi sulu silikat minerallerinin geliştiği, garnetlerin andradit ($Ad_{72}Gr_{28}Ad_{98}Gr_2$), piroksenlerin diyopsit ($Di_{96,66-99,04}Hd_{0,67-2,80}Jo_{0,29-0,55}$) bileşimde olduğu belirlenmiştir. Bu çalışmada 330 ile 600 °C arası sıcaklık şartlarında olduğu belirlenen skarnın garnet ve piroksen içeriklerine göre oksitlenmiş Fe-tip bir skarn yatağı olduğu belirtilmektedir.

Kurt (2014) Kirazören (Bulancak-Giresun) cevherleşmesinin Orta Eosen sonrası yaşlı Çambaşı kuvars siyenitleri ile Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarının dokanakları boyunca oluştuğunu, endoskarnların epidot bileşiminde, ekzoskarnın ise garnet-epidot ve manyetit şeklinde bir zonlanma gösterdiğini belirlemiştir. Pirit ve kalkopirit minerallerinde ölçülen ve -0.04 ile -1.76‰ arasında değişen $S^{34}\delta$ izotop değerlerine göre skarn cevherindeki kükürt magmatik kökenlidir. Garnet 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.

Demir vd. (2017) Sivrikaya skarnının Çatak Formasyonu içinde bulunan kireçtaşı seviyeleri ile İkizdere Granitoyidi'nin dokanakları boyunca ekzoskarn tipte geliştiğini belirlemiştir. Bu çalışmaya göre skarnın erken evresini garnet ($Ad_{79,45-99,03}Grs_{0,17,9}Prs_{0,97-2,65}$) ve piroksenler ($Di_{69,1-77,1}Hd_{22,2-29,8}Jhn_{0,6-1,4}$), gerileyen evresini ise epidot, kuvars, kalsit ve tremolit aktinolit temsil etmektedir. Araştırmacı sıvı kapanım çalışmalarına göre skarnın düşük sıcaklık (166 ile 462 °C arası) ve tuzluluk değerlerini meteorik çözelti girişi ile açıklamaktadır. Skarnın erken evresinde $CaCl_2$ 'ce zengin olan çözeltilerin sonraki evrelerde NaCl bileşimine geçiş yaptığını belirtmektedir. Raman spektrometresi ölçümlerine göre sıvı kapanımların bileşiminde metan tespit edilen bu çalışmada metanın kaynağı olarak karbonatlar içindeki organik malzemenin sıcaklığa bağlı olarak bozulması gösterilmekte olup bu durum C ve O izotop sonuçları ile desteklenmektedir.

Sipahi vd. (2017) tarafından yapılan çalışmada Eğrikar (Gümüşhane) skarnının orta potasyumlu kalk alkalin, metalüminyum peralüminyum geçişli, kıtasal adayayı graniti ile Geç Kretase yaşlı karbonat kayaçlarının dokanakları boyunca, endoskarn ve

ekzoskarn tiplerinde geliştiği belirlenmiştir. Endoskarn zonu hedenberjit bileşimli piroksenlerle ekzoskarn zonu ise andradit bileşimli garnetlerle temsil edilmektedir. Epidot, kuvars ve piroksen minerallerindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları 200 ile 425 °C arasında ve tuzlulukları da 3,9 ile 15,38 ağ.% NaCl eşd. arasında ölçülmüştür. Piroksen, garnet, epidot, kuvars, manyetit ve hematit minerallerinden ölçülen ve -3,2‰ ile 10,73‰ arasında değişen oksijen izotoplarına göre çeşitli mineral çiftlerinden hesaplanan sıcaklık değerleri 255 ile 438 °C arasında değişmekte ve sıvı kapanımlar ile uyum göstermektedir. Yine bu izotop sonuçlarına göre skarnın ilk evresinde magmatik kökenli çözeltiler baskın iken, sonraki evrede meteorik çözeltiler baskın olduğu belirtilmektedir. Bu çalışmaya göre başlangıçta indirgenmiş skarn koşulları hakim iken, sonraki evrelerde oksitlenmiş skarn türüne geçiş sağlanmıştır.

Demir (2018) tarafından yapılan çalışmada Dağbaşı skarn cevherlerinin Malm-Alt Kretase yaşı Berdiga kireçtaşları ile Üst Kretase yaşı Dağbaşı Granitoidinin dokanakları boyunca ekzoskarn tipte geliştiği belirlenmiştir. İki farklı garnet ve piroksen oluşumunun belirlendiği bu çalışmada erken evrede oluşan garnetler baskın grosüler tipte ($And_{0-0,81}Grs_{59,69-78,65}Prs_{21,35-38,11}$) geç evrede oluşanlar ise andradit ($And_{74,67-100}Grs_{0-22,8}Prs_{0-4,51}$) bileşimindedir. Erken evrede oluşan piroksenler diyopsit-hedenberjit arasında bileşime ($Hed_{24,44-31,81}Diy_{67,3-76,99}Joh_{0,52-0,88}$) sahipken, geç evrede oluşan piroksenler artan johansenit içeriği ($Hed_{22,17-62,63}Diy_{0-36,2}Joh_{31,86-76,69}$) ile karakteristiktir. Garnet ve piroksen bileşimleri ile piroksenlerin Mn/Fe oranlarına göre Cu-Zn-Fe skarn tipi belirlenmiştir. Bu çalışmaya göre andradit içeriği yüksek garnetler oksitlenmiş skarn tipi ile özdeşleştirilmiş, ve skarn epizonal bir plütonizma ile ilişkilendirilmiştir. Bu çalışmada Dağbaşı skarnlarının sülfid mineral içeriği (pirotin, pirit, sfalerit, kalkopirit ve galen) Dağbaşı granitoidinin jeokimyasal özellikleri ile ilişkilendirilmiştir. Ayrıca yüksek Ag içeriğine göre galenlerin gümüş potansiyelinin olduğu önerilmiştir.

1.6. Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojik Özellikleri

Anadolu levhası göstermiş olduğu jeolojik özelliklere göre Sakarya Zonu, İstanbul Zonu, Rodop Istranca Zonu, Torid-Anatolid Bloku ve Arap Platformu olmak üzere beş

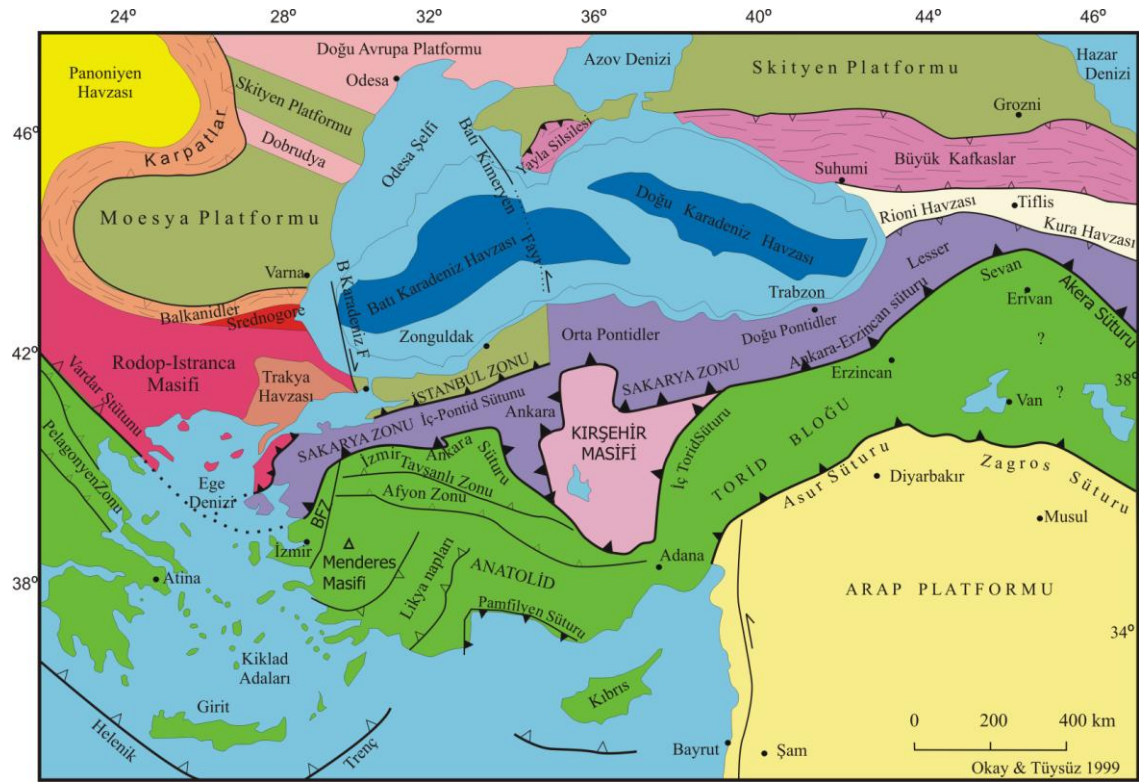
ana tektonik birliğe ayrılmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999) (Şekil 3). Bunlardan Sakarya zonu Paleozoyik yaşlı kristalen temel kayaları ve bunları örten Mesezoyik ve Senezoyik seri ile temsil olunur. Sakarya zonunun doğusuna karşılık gelen Doğu Karadeniz Bölgesi yaklaşık 500 km uzunluğa ve 100 km genişliğe sahiptir. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde, Paleozoyik yaşlı metamorfik bir temel üzerinde, değişik yaş aralıklarında tortul, volkanik, volkano-tortul birimlerle yer yer bu birimleri kesen plütonik kayalar yüzeylenmektedir.

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), Ağvanis masifi (Okay, 1983), Pulur masifi (Korkmaz ve Baki, 1984; Topuz, 2003 ve 2004), Kotana metamorfikleri (Boynukalın, 1990), Karadağ metamorfikleri (Dokuz, 2000), Tokat masifi (Yılmaz, 2004) 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, alkalin granitten oluşan Geç Karbonifer öncesi yaşlı (Gürsoy vd., 1993) granitik kayalar tarafından kesilmektedir. Bu granitik kayalar için Yılmaz (1973) Gümüşhane Graniti, Çoğulu (1975) tarafından ise Gümüşhane Plütonu olarak adlandırılmıştır.

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

Bunların dışında Kandemir (2004) tarafından yapılan çalışmada ise, Erke-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 çakıltaşı, dereceli kumtaşı, marn, kiltası ve kumlu kireçtaşından oluşmaktadır.



Şekil 3. Türkiye'nin tektonik birliktelikleri (Okay ve Tüysüz, 1999).

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. 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)'a 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 ardalması 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. Eren (1983)'e göre ise, yersel farklılıklar dışında genelde türbiditik karakterde olan Geç Kretase yaşlı tortul kayaçlar daha yaşlı birimler üzerine transgresif olarak gelmekte ve Eosen yaşlı birim tarafından transgresif olarak örtülmektedir.

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. Bölgenin kuzeyinde gelişen aktif volkanizma sonucu asitik ve bazik karakterli volkanik kayaçların ardalmasının oluşturduğu kalın bir volkano-tortul istif oluşmuştur. Neotetis okyanusal kabuğunun kuzeye doğru yitimine bağlı olarak gelişen bu yay volkanitleri Güven (1993); Güven vd. (1998); Karlı vd. (2004); Okay ve Tüysüz (1999); Topuz vd. (2007); Karlı vd. (2010a); Karlı vd. (2011) 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, siltaşı, marn, şeyl ve kırmızı-bordo renkli killi

kireçtaşı seviyelerinin ardalanmasından oluşmaktadır. Birim içindeki volkanik seviyeler kırıklı, çatlaklı ve boşluklu olup ileri derecede ayrıışmış 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. Sofracıoğlu ve Kandemir (2013)'e göre bu birim içerisinde Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşı blokları içermektedir.

Kızılkaya Formasyonu 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 birim içinde yaş verilebilecek fosil içeren tortul seviyenin bulunmadığı belirtilmekte ve alt sınırının Turoniyen-Santoniyen yaşı Çatak Formasyonu ile, üst sınırının ise Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşı Çağlayan Formasyonu ile uyumlu olduğu dikkate alınarak birime Geç Kretase yaşı verilmektedir.

Arsin'in (Trabzon) güneyinde ve Çağlayan köyü (Trabzon) çevresinde yüzeyleme veren bazik karakterli volkanik kayalardan ve tortul ara seviyelerden oluşan birim Güven (1993) tarafından Çağlayan Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim genel olarak kumtaşı, kırmızı renkli mikrtik kireçtaşı, marn killi kireçtaşı ara seviyeleri içeren bazalt, andezit ve piroklastlarından oluşan volkano tortul istif sunmaktadır. Genellikle koyu gri renkli olan ve bol kırıklı yapı sunan volkanik birimler Çatak Formasyonu'na kıyasla daha az oranda ayrıışmıştır. Birim içindeki mikritik kieçtaşları, marn ve kumtaşları ince ve orta tabakalı yapı sunarken, tuf seviyeleri daha kalın tabakalı olup merceksi yapıdadır. 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 mercekler şeklinde yer alan gri ve kırmızı renkli, pelajik kireçtaşlarıyla kumtaşı, kiltası ve siltaşlarından oluşmaktadır (Güven, 1993). Tirebolu Formasyonu taban seviyelerde riyolitik ve dasitik

volkanikler ile başlamakta ve üste doğru piroklastik kayaçlar şeklinde devam etmektedir. Tortul ara seviyeler daha çok bu piroklastik kayaçlar içinde bulunmaktadır.

Tirebolu Formasyonu üzerine beyaz, açık gri, sarımsı renkli kireçtaşı, killi kumlu kireçtaşı ve marn aralanmasından 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, tüf ve aglomeralardan oluşan Karadağ Formasyonu uyumsuz olarak gelir (Bulguroğlu, 1991).

Bütün bu birimler Kaçkar Batoliti'nin apofizleri olan genç granitik intrüzyonları tarafından kesilmektedir. Yapılan çalışmalara göre bu granitoidin yaşı Geç Jura'dan başlayıp (Şengör vd., 1980; Dokuz vd., 2010) Geç Kretase boyunca devam etmekte (Okay ve Şahintürk, 1997; Karlı vd., 2004; Topuz vd., 2007; Kaygusuz vd., 2009; Karlı vd., 2011) ve Erken Eosen'de son bulmaktadır (Moore vd., 1980; Boztuğ vd., 2004; Karlı vd., 2007; Karlı vd., 2010). Son yıllarda yapılan çalışmalar (Karlı vd., 2004, 2010a; Boztuğ vd., 2006; Kaygusuz vd., 2009) bu granitoidlerin düşük potasyum toleyitik bileşimden, yüksek potasyumlu kalk alkali bileşime değiştiğini göstermiştir.

Şenköy Formasyonu içine sokulum yapan Geç Jura granitoidleri Dokuz vd. (2010)'a göre paleotetisin kapanmasının ürünü iken Erken Senozoyik yaşlı adakitik kayaçlar Topuz vd. (2005); Karlı vd. (2010b, 2011b) 'e göre çarpışma ile eş yaşlı veya çarpışma sonrasının ürünleridir. Eosen dönemine ait granitoidler ise Karadeniz havzasındaki gerilme rejimine karşılık gelmektedir (Ustaömer ve Robertson, 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Karlı vd., 2007; Aydın vd., 2008; 2009).

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Arazi Çalışması

Arazi çalışmalarının ilk aşamasında Düzköy skarn yatağının çevresinde bulunan birimlerin jeolojik, mineralojik özellikleri, yan kayaç ilişkileri ve yayılımları incelenmiş, bu birimlerin yayılımları önceki çalışmalarda verilen haritalar üzerinden kontrol edilerek gerekli durumlarda bu haritalarda düzeltmeler yapılmıştır. Arazideki birimlerin yapısal özellikleri ile tortul birimlerin konumları jeolog pusulası yardımıyla haritalanmıştır. Çalışma alanı içindeki birimlerden mineralojik özelliklerini tanımlamaya yönelik numuneler alınmıştır. Daha sonra skarn yan kayaçları olan kireçtaşlarından ve granitoyitten skarn mineralojisini belirlemek üzere belirli hatlar boyunca sıralı örnekler alınmıştır. Bir sonraki aşamada belirlenen skarn lokasyonlarından cevherin mineralojik ve dokusal özelliklerini belirlemeye yönelik numuneler alınmıştır. Sıvı kapanım çalışmalarında kullanılmak üzere kuvars, kalsit, garnet ve epidot minerallerinden örnekler alınmıştır. Bunun yanında $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotoplarında kullanılmak üzere, skarn zonu boyunca, dokanaktan kireçtaşlarına doğru sistematik olarak kalsit ve kireçtaşı örnekleri alınmıştır. Ayrıca skarn cevherlerini oluşturan granitoyidin jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla tüm kayaç, ana-iz element analizlerinde kullanılmak üzere granitoyid örnekleme yapılmıştır. Alınan tüm örnekler GPS yardımıyla haritalanmıştır.

2.2. Laboratuvar Çalışmaları

2.2.1. İnce Kesitler

Çalışma alanı içindeki farklı litolojik birimlerden derlenen örneklerden bu birimlerin mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla ince kesitler hazırlanıp incelemeye hazır hale getirilmiştir. Kesitler Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi (RTEÜ) Jeoloji Mühendisliği Bölüm Laboratuvarı'nda hazırlanarak, aynı bölüm laboratuvarında bulunan Olympus BX51 marka polarizan mikroskop kullanılarak incelenmiştir. Skarn zonları boyunca yan kayaçlardan ve cevherli zonlardan alınan örneklerden toplam 82 adet ince kesit hazırlanmıştır.

2.2.2. Parlak Kesitler

Arazi çalışmaları sırasında çalışma alanı içindeki skarn lokasyonlarından alınan örneklerden cevherlerin mineralojik ve dokusal özelliklerini belirlemeye yönelik olarak parlak kesitler hazırlanmıştır. Örneklerden 2x2 cm genişliğinde ve 1 cm kalınlığında plakalar kesilmiş, bu plakaların bir yüzeyi sırasıyla 120, 400 ve 800 mesh boyutundaki silisyum karbür tozları kullanılarak kademeli olarak aşındırılmıştır. Daha sonra bu yüzeyler sırasıyla 1 ve 0,1 µm'lik alüminyum oksit tozu kullanılarak parlatılmıştır. Kolay dağılabilecek olan cevherli örnekler ise, 2,54 cm çapındaki kalıplara yerleştirilerek epoksi ile sağlamlaştırılmıştır. Epoksi ile kalıba alınan bu örneklerin parlatılması diğer örneklerle aynı şekilde yapılmıştır. Çalışma kapsamında bütün lokasyonlardan toplam 44 adet parlak kesit hazırlanmıştır.

2.2.3. Parlatılmış İnce Kesitler

Cevher ve gang minerallerinin birlikte incelenmesi amacıyla parlatılmış ince kesitler hazırlanmıştır. Cevher örneklerinden kesilen plakalar cama yapıştırıldıktan sonra yüzeyleri parlak kesitlerde olduğu gibi aşındırma ve parlatma işlemine tabi tutulmuştur. Her bir lokasyondan ikişer adet olmak üzere toplam 3 adet parlatılmış ince kesit hazırlanmıştır.

2.2.4. Sıvı Kapanım Kesitleri

Sıvı kapanım kesitleri cevher parajenezinde bulunan ve ışığı geçiren kuvars, kalsit, epidot ve garnet minerallerinden hazırlanmıştır. Parlak kesitlerde olduğu gibi bir yüzeyi kademeli olarak aşındırılan ve parlatılan kesitler entellan (soğuk yapıştırıcı) kullanılarak cama yapıştırılmıştır. Yeterince sağlamlaşması için bir gün bekletildikten sonra hassas kesme makinesiyle 1 mm kalınlığında kesilmiştir. Silisyum karbür tozu kullanılarak kaba ve ince aşındırma işlemine tabi tutulan örnekler 200 µm kalınlığa ininceye kadar aşındırma işlemine tabi tutulmuştur. Daha sonra alüminyum oksit tozu kullanılarak yüzeyleri parlatılmıştır. Böylece her iki yüzeyi parlatılmış sıvı kapanım kesitleri elde edilmiştir. Sıvı kapanım ölçümlerinde kullanmak üzere her bir skarn zonundan alınan örneklerden toplam 48 adet sıvı kapanım kesiti hazırlanmıştır. Recep

Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm laboratuvarında hazırlanan sıvı kapanım kesitlerinin mikrotermometrik ölçümleri aynı bölümde bulunan Olympus BX51 model mikroskoba monte edilmiş Linkam THMG600 sistemiyle yapılmıştır.

2.2.5. Tüm Kayaç Kimyası Örneklerinin Hazırlanması

Çalışma alanı içindeki granitlerden seçilen toplam 26 adet örnek tüm kayaç analizleri için hazırlanmıştır. Bunun için örnekler önce çeneli kırıcıda kırılmış, ardından halkalı öğütücüde yaklaşık 200 mesh boyutuna ininceye kadar öğütülmüştür. Öğütülen örnekten alınan 10 gr ağırlığındaki toz örnek ana-iz ve NTE analizi için ilgili laboratuvara gönderilmiştir. Örnek hazırlama işlemi RTE Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği örnek hazırlama laboratuvarında yapılmış, ölçümler ise ACME Analitik Laboratuvarı (Kanada) 'nda yaptırılmıştır.

2.2.6. Mineral Kimyası Analizi Örneklerinin Hazırlanması

Hazırlanan parlak kesitlerin mineralojik ve dokusal özellikleri cevher mikroskobu yardımıyla farklı büyütme objektifler kullanılarak detaylı bir şekilde incelendikten sonra analizi yapılacak örnekler seçilmiştir. Örneklerin yüzeyi alkol ile iyice temizlendikten sonra karbonla kaplanmış, analiz yapılincaya kadar nemden etkilenmemesi için özel kaplarda saklanmıştır. Örnekler daha sonra ölçüm aletine yerleştirilerek istenilen minerallerin ölçülmesi sağlanmıştır. Parlak kesitlerin hazırlanması RTE Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm laboratuvarında, karbon kaplama ve ölçüm işlemi ise Ludwig Maximilian Üniversitesi'nde (Münih-Almanya) yapılmıştır. Toplam 12 adet parlak kesit üzerinden pirit, kalkopirit ve sfalerit minerallerinden mineral kimyası ölçümü yapılmıştır.

2.2.7. Karbon ve Oksijen İzotop Örneklerinin Hazırlanması

Skarn zonu boyunca kalsit minerallerinden ve kireçtaşlarından $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri yapmak üzere alınan örnekler çeneli kırıcıda kırıldıktan sonra halkalı öğütücüde öğütülmüştür. Öğütülen bu örneklerin her birinde 10'ar gr tartılarak toplam 13 adet ayrılmış ve analizi yapılmak üzere ilgili laboratuvara gönderilmiştir.

2.3. Büro Çalışmaları

Büro çalışmaları arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen bulgular ile çeşitli yöntemlerle yapılan analizlerin değerlendirilerek tez yazım sürecini kapsamaktadır. Bu 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. Ana-iz ve NTE analiz sonuçları, mineral kimyası analiz sonuçları, sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları ile $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizlerinden elde edilen bulgular çeşitli bilgisayar programları yardımıyla değerlendirildikten sonra bu verilere ait çeşitli grafik ve tablolar hazırlanmıştır. Daha sonra arazi, laboratuvar ve analiz sonuçlarından elde edilen bulgular literatür çalışmaları ile deneştirilmek suretiyle RTE Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nün tez yazım kurallarına göre tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

2.4. Analitik Yöntemler

2.4.1. ICP-AES ve ICP-MS Analizleri

Örneklerin ana, iz ve nadir toprak element analizleri ACME Analiz Laboratuvarı'nda (Vancouver, Kanada) yapılmıştır. Bunlardan ana element analizleri ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy) yöntemiyle yapılmıştır. Bu yöntemde ana element analizleri için her numuneden alınan 0,2 gr örnek 1,5 gr LiBr_2 içinde eritilir ve % 5'lik 100 ml HNO_3 çözeltisi içinde çözündürülür. Daha sonra numunede bulunan elementlerin iyonlaştırılarak spektrometre yardımıyla atom türlerinin ölçülmesi sağlanır. Ölçüm yapan cihaz önce standardı (SO-15/CSB) ölçmekte ve daha sonra örnek analiz edilmektedir.

İz ve nadir toprak element (NTE) analizleri için ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy) yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemde örnekler, içerisindeki metalleri çözmek amacıyla seyreltilen HNO_3+HCl içinde bekletilir. Karbon içeriklerinin uçurulması için ise 200 °C'de 100 ml $\text{HClO}_4-\text{HNO}_3-\text{HCl}-\text{HF}$ çözeltisinde köpürmeleri gidinceye kadar bekletilir. Hazırlanan 0,25 gr örnek ICP aletiyle iyonlaştırılarak,

iyonların sayımı yapılmak suretiyle analiz gerçekleştirilir. Rastgele seçilen örneklerde yapılan tekrarlanmış ölçümler kullanılarak analizlerin % tekrarlanabilirlikleri hesaplanabilmektedir. Bu çalışmada hesaplanan analizlerin % tekrarlanabilirlikleri ilgili tablolarda verilmiştir.

2.4.2. Mineral Kimyası Analizleri

Mineral kimyası analizleri kapsamında çalışma alanı içindeki skarn cevheri ile ilişkili olan silikat, oksit ve sülfid minerallerinden ölçümler yapılmıştır. Ölçümler Ludwig Maximilian Üniversitesi Mineraloji ve Petroloji Enstitüsü'nde CAMECA-SX100 marka elektron mikroprob aleti kullanılarak yapılmıştır.

Oksit ve silikatlarda yapılan ölçümler 15 kV ve 20 nA şartlarında gerçekleştirilmiş ve ölçümlerde elektron ışınının çapı 1 µm olarak seçilmiştir. Sayma zamanı (counting time) 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 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'dır.

Sülfid minerallerinde yapılan analizler ise 20 kV ve 20 nA şartlarında gerçekleştirilmiş olup, ölçümler 1 µm çaplı elektron ışını kullanılarak yapılmıştır. Analizi yapılan her minerale göre değişiklik gösteren sayma zamanı piritlerde S ve Fe için 10; Co, Ni ve As için 30; Au için 60; kalkopiritlerde Fe için 10; S, Cu ve Zn için 20; Sn ve Te için 30; Ag ve Au için 60; sfaleritlerde S ve Zn için 20; Mn, Fe ve Cu için 30; Ag ve Cd için 60 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.

2.4.3. Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Ölçümleri

Sıvı kapanım ölçümleri RTEÜ Jeoloji Mühendisliği Bölüm Laboratuvarı'nda Olympus BX51 marka polarizan mikroskoba monte edilmiş Linkam THMG-600 sistemi

ile yapılmıştır. -196 °C ile 600 °C arasında ısıtma-soğutma yapılabilen sistemde sıcaklık değişimleri Linksys-32 DV yazılım programı kullanılarak 0,1 °C hassasiyetle yapılabilme ve video görüntüleme sistemi kullanılarak bilgisayar ortamından izlenebilmektedir. Sistemin kalibrasyonu pozitif değerler için saf H₂O içeren standart örnekteki sıvı kapanımının kritik sıcaklık değeri (374,1 °C) ve negatif değerler için ise saf CO₂ içeren sıvı kapanımının ergime sıcaklığı (-56,6 °C) dikkate alınarak yapılmıştır. Rastgele seçilen bazı örneklerde tekrarlanan homojenleşme sıcaklığı ölçümleri pozitif değerler için ölçüm hata sınırının ± 2 °C olduğunu, son buz ergime sıcaklığı ölçümleri ise negatif değerlerdeki hata sınırının $\pm 0,1$ °C olduğunu göstermiştir.

2.4.4. Karbon ve Oksijen İzotop Analizleri

Skarn zonuna ait kalsit ve kireçtaşı örneklerinden $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop analizleri yaptırılmıştır. Cornell Stable Isotope Laboratory (COIL) (Newyork-Amerika Birleşik Devletleri)'nde yaptırılan analizlerde $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri için standart olarak V-SMOW, $\delta^{13}\text{C}$ izotop analizlerinde ise V-PDB standartları kullanılmıştır. Oksijen izotoplarında PDB standardının SMOW standardına dönüştürülmesi Friedman ve O'Neil (1977) tarafından önerilen $\Delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \cdot \Delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$ bağıntısına göre yapılmıştır. Analizleri yapan laboratuvar ölçüm hassasiyetinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ analizleri için 0,2‰ olduğunu belirtmiştir.

3. BULGULAR

3.1. İnceleme Alanının Stratigrafi ve Petrografisi


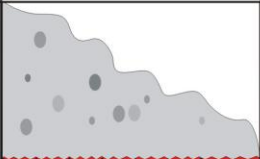
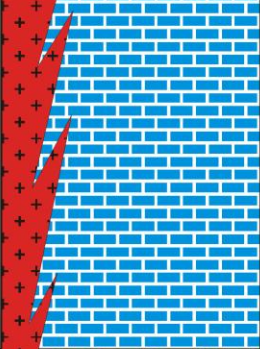


İnceleme alanı, Kürtün (Gümüşhane) ilçe merkezi ile bu ilçeye bağlı Çayırçukur, Gündoğdu, Sevincek, Düzköy, Dutluca ve Çöplüce mahallelerini içeren yaklaşık 11 km²'lik bir alanı kapsar. Bu alan içerisinde Alt-Orta Jura-Kuvaterner zaman aralığında oluşmuş farklı litolojilere sahip kayaçlar yüzeyleme vermektedir. Bu kayaçların stratigrafik dizilimleri yaşlıdan gence doğru aşağıda sıralanmış ve Şekil 4'de gösterilmiştir.

- Şenköy Formasyonu (Alt-Orta Jura)
- Berdiga Formasyonu (Malm-Alt Kretase)
- Çatak Formasyonu (Turoniyen-Koniasiyen)
- Harşit Granitoyidi (Kampaniyen-Maastrichtiyen)
- Yamaç Molozu ve Alüvyon (Kuvaterner)

Bu birimlerin jeolojik ve mineralojik özellikleri yaşlıdan gence doğru aşağıda açıklanmış, arazideki yayılımları haritalanmıştır (Şekil 5).

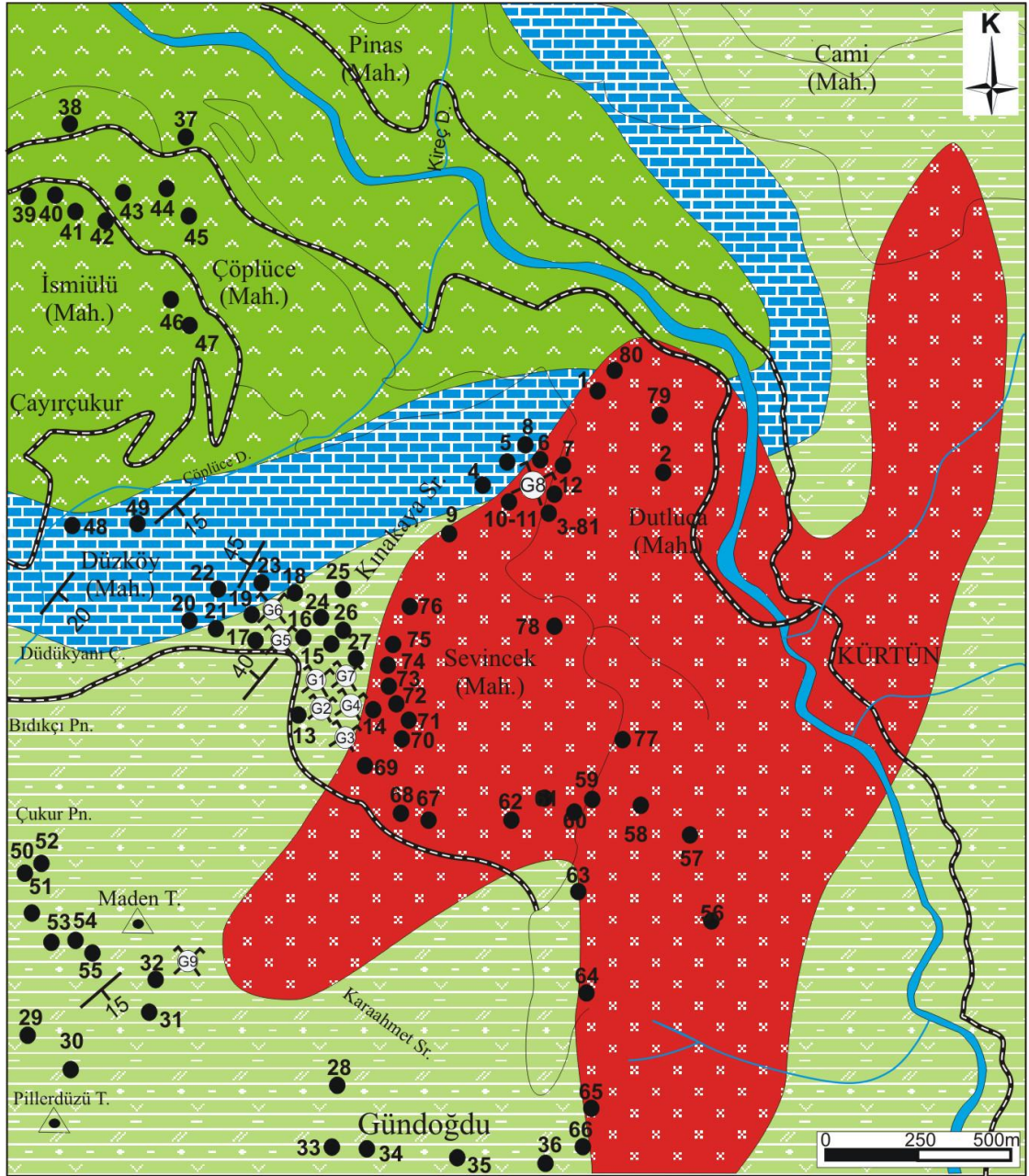
3.1.1. Şenköy Formasyonu

Andezit bazalt ve piroklastlarından oluşan ve çalışma alanının kuzey-kuzeybatı kesiminde Çöplüce, Çayırçukur, İsmiülü ve Pinas Mahalleleri çevresinde yüzeyleyen birim arazi gözlemlerine göre masif tabakalı Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşları tarafından örtülmektedir. Berdiga kireçtaşlarından daha yaşlı olan bu volkanik kayaçlar Kandemir (2004) tarafından Kelkit (Gümüşhane) yöresinde yapılan çalışmada Şenköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

SİSTEM SERİ KAT FORMASYON		LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENZOYİK			
TERSİYER KUV.			
ÜST KRETASE-PALEOSEN			
HARŞİT GRANİTOYIDI			Granit, granodiyorit ve tonalit
ALÜVYON			Alüvyon
MESOZOYİK			
JURA - KRETASE			
ÜST JURA ALT KRETASE			
BERDİGA FORMASYONU			Taban seviyelerinde masif katmanlı, dolomitleşmiş kireçtaşı, üst seviyelerde ince-orta katmanlı kireçtaşı
ÇATAK FORMASYONU			Ara seviyeler şeklinde ince-orta tabakalı kumtaşı, kiltası, marn, killi kireçtaşı seviyeleri içeren andezit, bazalt ve piroklastları
ALT - ORTA JURA			
ŞENKÖY FORMASYONU			Konglomera, kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı ara katkıları içeren andezit, bazalt ve piroklastları

Ölçeksizdir

Şekil 4. Çalışma alanının stratigrafik kolon kesiti (ölçeksiz).



AÇIKLAMALAR

	Harşit Granitoyidi		Kapalı Galeri		Irmak ve Dere
	Çatak Formasyonu		Tepe		Asfalt yol
	Berdiga Formasyonu		Doğrultu ve Eğim		Stabilize yol
	Şenköy Formasyonu		Örnek Noktaları		

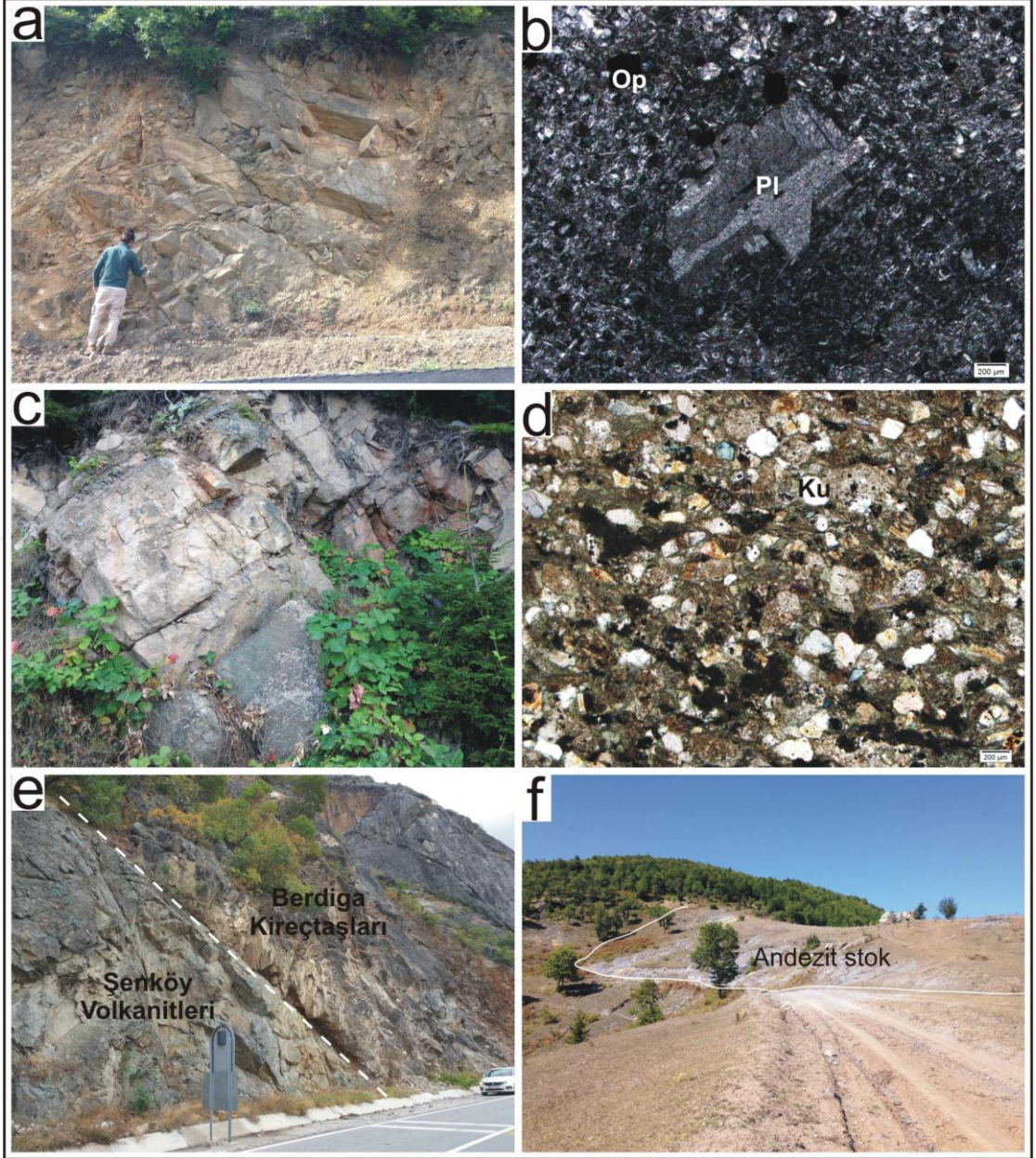
Şekil 5. Düzköy yöresinin jeoloji haritası (Güven, 1993'den değiştirilerek).

Kandemir (2004)'e göre bu birim Gümüşhane Graniti üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelmekte ve taban seviyelerinde yer yer 230 m kalınlığa ulaşan kömür ara seviyeli konglomera, kumtaşı ve kumlu kireçtaşı araldanmasından oluşan kırıntılı çökeller yaygındır. Bu kırıntılı çökeller üzerinde karbonatlı kayaçlarla başlayan ve üste doğru kırmızı-şarap renkli bol fosilli marnlarla devam eden kireçtaşı, killi kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşı seviyeleri gözlenmektedir. Belemnit, gastropoda ve pelecypoda gibi makro fosiller içeren kırmızı renkli karbonatlı seviye ammonitico-rosso fasiyesinin özelliklerini gösterdiğinden, Kandemir (2004) tarafından klavuz seviye olarak önerilmektedir.

Şenköy Formasyonu'nun taban seviyesi çalışma alanı içerisinde gözlenmediğinden bahsedilen bu kırıntılı ve karbonatlı seviyelere arazi çalışmaları sırasında rastlanmamıştır. Bundan dolayı Şenköy Formasyonu çalışma alanı içerisinde daha çok volkanik kayaçların egemen olduğu bir mostra sunar. Bunun yanında Şenköy volkanitleri sahada genellikle daha fazla alterasyona uğramış ve ileri derecede ayrılmıştır (Şekil 6a). Hazırlanan ince kesitlerde mikrolitik porfirik dokulu plajiyoklastlar serizitleşmiştir (Şekil 6b).

Şenköy Formasyonu; kısa mesafelerde farklı kalınlıklarda olan andezit, bazalt, tuf ve aglomeralardan oluşan volkanik ara seviyeler içeren çakıltaşı, kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı araldanmalarından oluşur (Şekil 6c). Kumtaşları kuvars ve plajiyoklas mineralleriyle birlikte bağlayıcısı durumundaki daha ince taneli kırıntılardan oluşmaktadır (Şekil 6d). Yılmaz (2002) kalınlık, yayılım ve çökel doku-yapı ilişkisine göre bu birimin tipik bir rift havzasında biriktiğini belirtmektedir.

Sahada Şenköy Formasyonu'na ait bazik volkanitler ile birlikte Çatak Formasyonu'nun volkano tortulları mostra vermektedir. Bunlardan Şenköy volkano tortulları Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşlarının tabanında bulunduğundan Berdiga kireçtaşları Şenköy Formasyonu ile Çatak Formasyonu arasında klavuz seviye oluşturur (Şekil 6e). Birim içerisinde andezit ve bazaltları kesen subvolkanik kayaçlar da yer alır (Şekil 6f).



Şekil 6. a) Şenköy volkanitlerinin arazideki görünümü, b) Şenköy volkanitlerinin mikrolitik porfirik dokusu, c) Şenköy volkanitleri içindeki tortul ara seviyeler, d) Şenköy volkanitlerindeki kumtaşlarının mikroskop görüntüsü, e) Şenköy volkanitlerinin Berdiga kireçtaşları tarafından üzerlenmesi, f) Şenköy volkanitleri içindeki andezit stoğu.

Şenköy Formasyonu'nun taban seviyesi çalışma alanı içerisinde gözlenmemiştir. Ancak Kandemir (2004) Şenköy Formasyonu'nun Gümüşhane Graniti üzerine uyumsuz olarak geldiğini belirtmektedir. Bu birimin üzerine ise masif tabakalı kireçtaşlarından oluşan Berdiga Formasyonu gelmektedir (Pelin, 1977; Kandemir, 2004). Şenköy Formasyonu'nun yaşı Kandemir (2004) tarafından kırmızı kireçtaşları içerisinde saptadığı *Involutina liasica* JONES, *Agerina martana* FARİNACCI, *Lenticulina* sp.,

Nodosaria spp. mikro fosil bulgularına dayanarak Alt-Orta Jura olarak vermiştir. Birimin alt ve üst dokanak ilişkileri de bu zaman aralığını destekler niteliktedir.

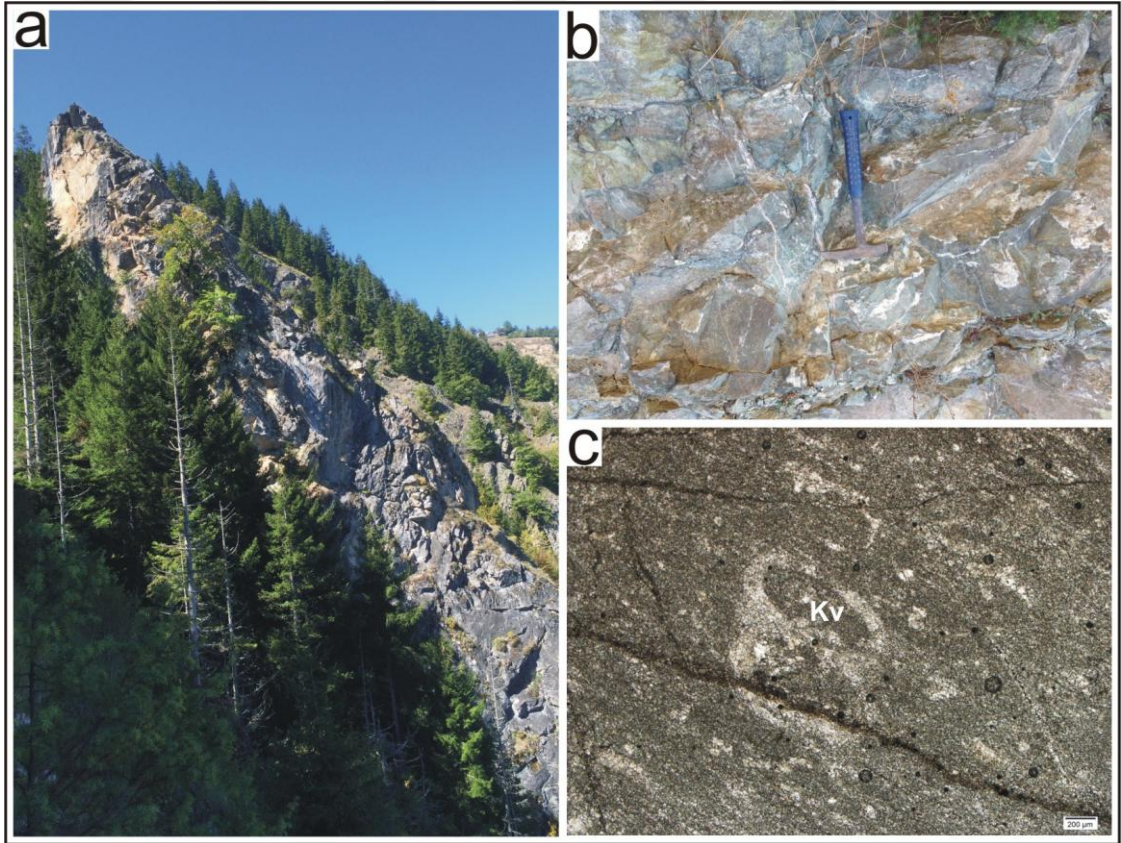
Bu birim birçok çalışmanın konusu olmuş, bu çalışmalarda farklı adlamalar yapılmıştır. Bu adlamalar; Kayabaşı Formasyonu (Alp, 1972), Karatepe Formasyonu (Seymen, 1975), Hacıören Formasyonu (Pelin, 1977), Hamurkesen Formasyonu (Ağar, 1977), Telmeyaylası Formasyonu (Turan, 1978), Balkaynak Formasyonu (Kesgin, 1983), Zimonköy Formasyonu (Eren, 1983), Gürgendağyayla Formasyonu (Korkmaz, 1993) ve Şenköy Formasyonu (Kandemir, 2004) şeklinde sıralanabilir. Bu çalışmada en güncel kullanılan Şenköy Formasyonu adı tercih edilmiştir.

3.1.2. Berdiga Formasyonu

Alucra (Giresun) güneydoğusunda gözlenen killi ve kumlu kireçtaşı, çört ara seviyeleri içeren kalın ve orta tabakalı karbonatlı kayaçlar ilk olarak Pelin (1977) tarafından, Berdiga Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Karbonatlı kayaçlardan oluşan Malm-Alt Kretase yaşlı bu birim için pek çok araştırmacı da aynı adı kullanmıştır (Eren, 1983; Hacıoğlu, 1983; Yılmaz, 1992; Yılmaz, 1995). Çalışma alanı içinde Düzköy, Pinas ve Çöplüce mahalleleri çevresinde yüzeyleme veren, volkano-tortul birim üzerine uyumlu olarak gelen karbonatlı kayaçlar Berdiga Formasyonu ile aynı yaş ve litolojik özellikler sunduğundan bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır.

Çalışma alanı içindeki Berdiga Formasyonu'na ait karbonatlı kayaçlar tabanda masif katmanlı, gri renkli dolomitlerden, orta seviyelerde kalın katmanlı, dolomitleşmiş kireçtaşlarından, üst seviyelerde ise orta-ince katmanlı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birim arazide açık gri, kirli sarı ve kahverengi tonlarında gözlenmektedir. Tabaka kalınlıkları birkaç cm ile 30 cm arasında değişmektedir. Yoğun tektonizma nedeniyle tabaka konumlarını uzun mesafelerde takip etmek zordur. Harşit vadisinin güneybatı yamacında genel konumları doğu-batı doğrultu olup eğimleri 30 ile 80 derece arasında değişen açılarla güneydir (Şekil 7a). Harşit vadisinin kuzeydoğu yamacında ise kuzeybatı güneydoğu istikametinde uzanım gösteren birim benzer açılarla kuzeydoğuya eğimlidir. Buna göre eksenini güneydoğuya dalımlı bir antiklinal yapısı sunar. Bu birimin kalınlığı alınan jeolojik kesitlerden 300 m olarak ölçülmüştür.

Kil-silt boyutunda malzeme içeren kesitlerde belirgin bir laminalanma gözlenmiştir. Bol kırıklı kireçtaşları içerisinde kırıklar boyunca kalsit ve aragonit oluşumları söz konusudur (Şekil 7b). Kireçtaşlarından hazırlanan ince kesitlerde karbonat kırıntıları ve kavkı parçaları yoğun olarak izlenir (Şekil 7c). Mikritik çimentolu kireçtaşlarını; Folk (1962) biyomikrit, Dunham (1962) ise vaketaşı olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada bu birim için yaşlandırma yapılabilecek düzeyde paleontolojik veri elde edilememiştir. Berdiga Formasyonu'na ait karbonatlı kayaçlar arazi çalışmalarına göre Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmekte ve Çatak Formasyonu'na ait volkano-tortul özellikteki kayaçlar tarafından örtülmektedir. Bu özellikler yakın çevrede yapılan diğer çalışmalar ile korele edilerek Berdiga Formasyonu'nun Malm-Alt Kretase yaşlı olabileceği kabul edilmiştir.



Şekil 7. a) Masif tabakalı Berdiga kireçtaşlarının arazideki görünümü, b) Berdiga kireçtaşları içinde kırıklar boyunca gelişen kalsit damarları, c) Berdiga kireçtaşlarının mikroskop görüntüsü.

Genel olarak grinin açık ve koyu renk tonlarında gözlenen kireçtaşları, granit dokanağına yakın kesimlerde daha açık tonlu gri-beyaz renk tonlarında mermerleşme göstermektedir.

Berdiga kireçtaşlarının tabakalı yapısı arazide kolaylıkla tanınabilirken, skarn dokanaklarında mermerleşme nedeniyle bu yapının tanınması zorlaşmaktadır. Dokanak boyunca rekristalize kireçtaşları epidot, garnet ve bol miktarda opak mineraller içermektedir. Bunun yanında mermerler içerisinde kuvas 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.

3.1.3. Çatak Formasyonu

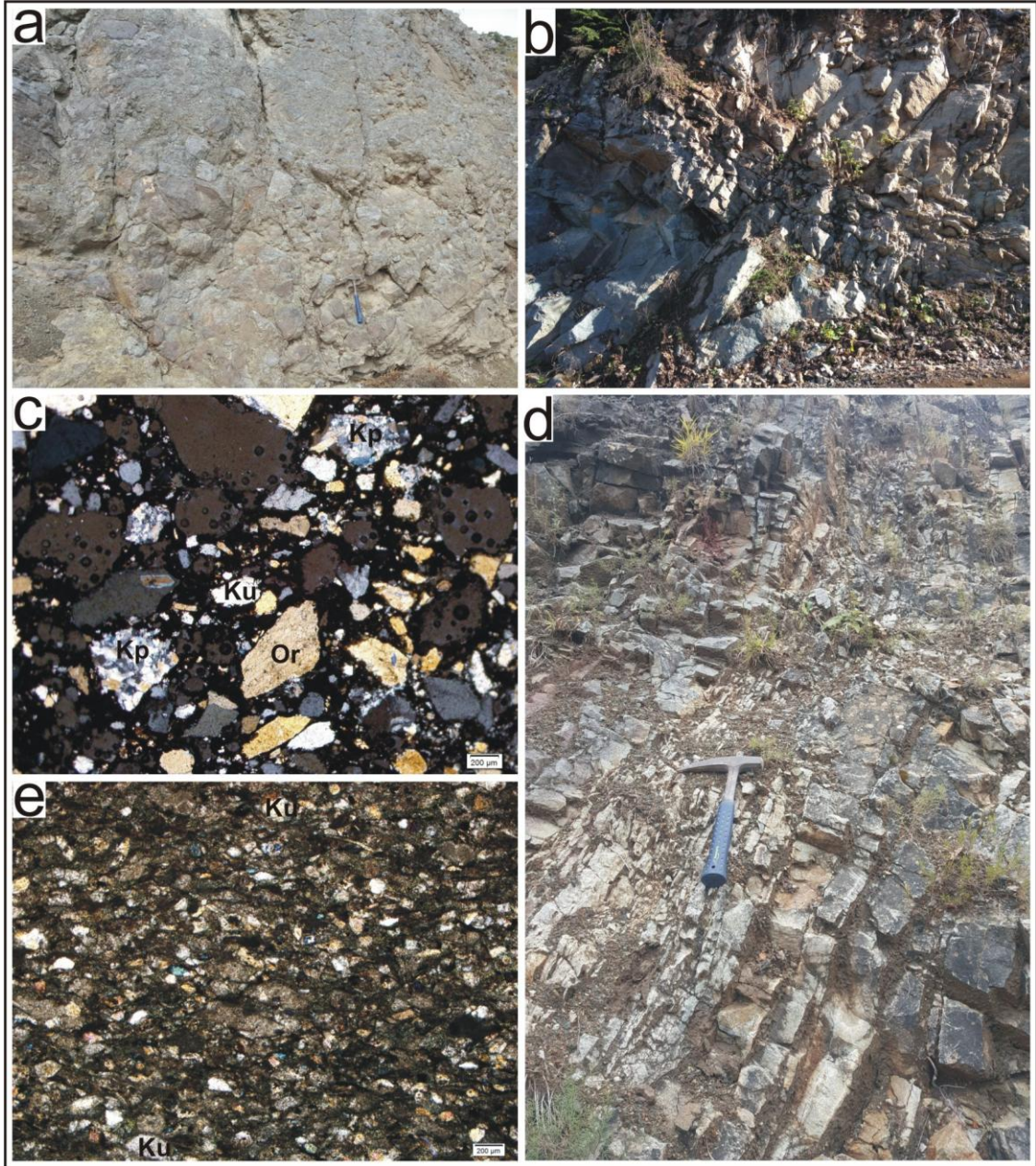
Doğu Karadeniz metalojenik kuşağı boyunca geniş alanlarda yayılım gösteren ve çalışma alanı içinde yüzeyleme veren volkano-tortul kayalar bazı araştırmacılar tarafından Alt Bazik Seri olarak (Schultze-Westrum, 1961; Aslaner, 1977; Gedikoğlu vd. 1979; Şen, 1988; Aydınçakır, 2006), bazı araştırmacılar tarafından ise Pontid Alt Bazik Karmaşığı olarak isimlendirilmiştir (Köprübaşı, 1992; Yalçınalp, 1992; Hasançebi, 1993). Aynı birime karşılık gelen bazik karakterli volkano-tortul kayalar, Güven (1993) tarafından Değirmendere (Trabzon) vadisi, Çatak mevkinde Çatak Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada Güven (1993) tarafından yapılan adlandırma kullanılmıştır.

Çatak Formasyonu'na ait bazik volkano tortul kayalar çalışma alanında Kürtün ilçe merkezi ile birlikte Cami ve Kireçdere Mahalleleri; Gündoğdu, Pillerdüzü ve Madentepe çevresinde geniş alanlarda yüzeyleme vermektedir. Volkanik birimler saha çalışmalarında yeşilimsi, gri ve siyaha yakın koyu renk tonlarında gözlenmekte olup andezit, bazalt ve yer yer aglomeralardan oluşmaktadır (Şekil 8a). Yer yer tabakalı yapı sunan volkanitlerde kırıklı yapılar da yaygın olarak görülmektedir. Çatak Formasyonu'na ait volkanitler içerisinde yer yer tüf seviyeleri izlenmiştir (Şekil 8b). İnce orta tabakalı, oldukça açık renkli tüfler stratigrafik olarak volkanitlerin alt seviyelerinde bulunmaktadır. Kalınlıkları 10-20 m arası değişen tüflerin devamlılıkları takip edilememiştir. Boşluklu yapıları ve gevşek dokularıyla kolaylıkla parçalanan tüfler nadiren gözle görülebilecek boyutlarda kuvars mineralleri içermektedir. Tüflerden yapılan ince kesitlerde kuvars, alkali feldispat ve plajiyoklast mineralleriyle birlikte kayaç parçaları gözlenmiştir (Şekil 8c). Daha az oranda biyotit, piroksen ve opak

mineraller eşlik etmektedir. Yer yer kayaç parçaları içeren tüflerin bağlayıcısı kül boyutlu malzemedir.

Çatak Formasyonu içerisinde tortul ara seviyeler bulunmaktadır. Bu tortul seviyeler bu birimin denizaltı volkanizmasının ürünü olduğunu, denizaltı volkanizmasının duraksadığı dönemlerde oluştuğunu gösterir (Şekil 8d). Bu tortul seviyelerde yapılan incelemelerde ince-orta tabakalı kumtaşı, kiltası, marn killi kireçtaşı arılanmasından oluşan seviyeler gözlenmiştir. Yaklaşık 20 metre kalınlıktaki bu tortul seviyenin genel konumu D-B/30-80° G şeklinde olup, bu seviyenin en iyi gözlendiği yer Maden Tepenin kuzeyidir.

Çatak Formasyonu içerisindeki kumtaşlarından hazırlanan ince kesitlerde, kumtaşları kötü boylanmalı, monokristalin kuvars parçaları içermektedir. Çatıyı oluşturan bu bileşenler oldukça köşeli olup tamamen volkanik kökenlidirler. Kuvars taneleri metamorfizma etkisini gösteren dalgalı sönmeye sahiptir. Kumtaşları içerisinde kayaç parçası olarak yer yer dasit parçaları gözlenmiştir (Şekil 8e). Volkanik kökenli kumtaşları tamamen kuvars ve plajiyoklas parçalarından oluşmakta olup matriksinde ise daha ince taneli mineral ve kayaç parçaları bulunmaktadır. İncelenen kumtaşlarındaki feldispat oranı kuvarsa nazaran daha yüksektir. Kumtaşları dane boyutuna göre kaba ve ince daneli bantlaşmalar içermektedir. Kumtaşlarından yapılan ince kesitlerde çimento genel olarak bozuşmuş olup bu kısımlarda epidotlaşma, kloritleşme ve karbonatlaşmalar yaygın olarak izlenir. Özellikle feldispat içeriği yüksek olan kumtaşlarında plajiyoklasların ileri derecede serizitleştiği ve karbonatlaştığı gözlenmiştir. Kumtaşları içinde ayrıca opak mineraller de bulunmaktadır.



Şekil 8. a) Çatak Formasyonu içindeki aglomeraların arazideki görünümü, b) bu birim içindeki tüf sevileleri, c) fuflerin mikroskop görüntüsü, d) Çatak volkanitleri içindeki kumtaşı, kiltası, marn araseviyelerinin arazideki görünümü, e) kumtaşları içerisindeki kötü boylanmalı kuvars, plajiyokas mineralleriyle birlikte matriksin mikroskop görüntüsü.

Çatak Formasyonu, çalışma alanı içinde Berdiga Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Birim içerisinde yaşlandırma yapabilecek fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Ancak Güven (1998), Değirmendere vadisinde yaptığı çalışmada birim içindeki kırmızı-bordo renkli kireçtaşlarında saptadığı *Globotruncana lapparenti* (Brotzen), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana* sp., *Marginotruncana* sp., *Globigerinella* sp., *Globigerinelloides* sp., *Gümbelina* sp., *Hedbergella* sp. Fosil

bulgularına göre birimin yaşını Turoniyen-Santoniyen olarak belirlemiştir. Kurt 2006 ise aynı birim içinde saptadığı *Helvetoglobotruncana* cf. *helvetica* (BOLLI), *Praeglobotruncana* sp. *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *Stomiosphaerica* (KAUFMAN), *Pithonella ovalis* (KAUFMAN), *dicarinella* sp. *Marginotruncana* sp. Fosil bulgularına göre birimin yaşını Alt Turoniyen olarak vermiştir. Bu çalışmada Çatak Formasyonu'nun yaşı Turoniyen-Santoniyen aralığında kabul edilmiştir.

3.1.4. Harşit Granitoyidi

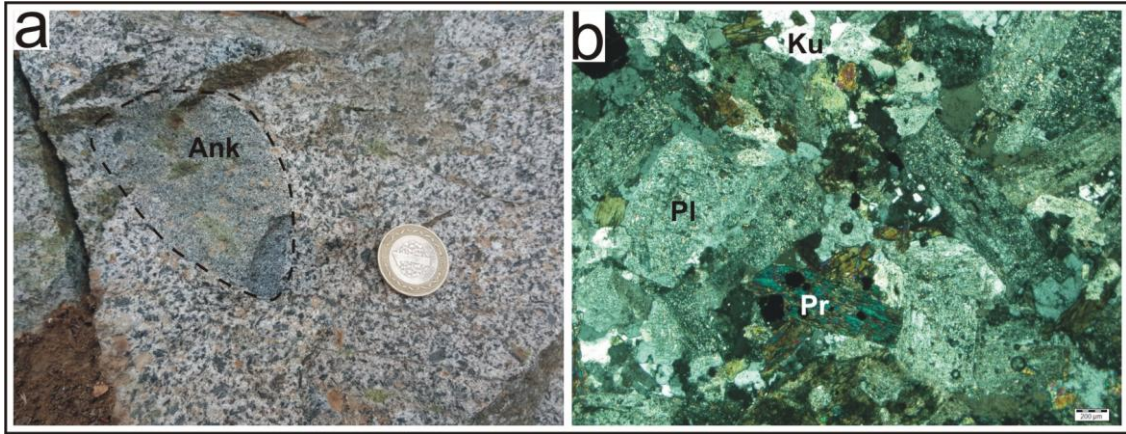
Doğu Karadeniz bölgesi boyunca Jura öncesinden Eosene kadar uzanan zaman diliminde birçok magmatik evrede gerçekleşmiş kayaçlar, bölgenin en yüksek zirvelerini oluşturan Kaçkar Dağları üzerinde yaygın olarak görüldüğünden genellikle Kaçkar Batoliti ismiyle anılmaktadır (Güven, 1993). Ancak bu magmatik kayaçlar için bölgenin değişik kesimlerinde farklı isimlerin kullanıldığı da görülmüştür. Bunlar arasında en çok bilinenleri Harşit Graniti (Shultze-Westrum, 1961), Dağbaşı Granitoyidi (Gülibrahimoğlu, 1986; Şen, 1988; Aydınçakır, 2006), Zigana Granitoyiti (Karslı vd., 2002, 2004), Kaçkar Batoliti (Boztuğ, 2006), İkizdere Plütunu (Karslı vd., 2004; Evcimen, 2011) şeklinde sıralanabilir.

Harşit vadisinin her iki yamacı boyunca Sevincek ve Dutluca mahalleleriyle Maraşlık sırtı çevresinde yaklaşık 3 km²'lik bir alanda yayılım gösteren Harşit Granitoyidi açık griden pembeye doğru değişen renk tonlarında görülmekte ve genellikle sarp kayalıkları oluşturmaktadır. Harşit Granitoyidi Şenköy, Berdiga ve Çatak formasyonlarına ait kayaçları keserek sokulum yapmıştır (Şekil 5). Bunlardan Çatak Formasyonu ile daha geniş bir dokanak ilişkisi bulunurken, Şenköy ve Berdiga formasyonları ile olan dokanağı 1 km'yi geçmez.

Makroskobik olarak kuvars, plajiyoklas, alkali feldispat ve mafik mineraller gözlenmektedir (Şekil 9a). Mikroskobik incelemelere göre Harşit Granitoyidi'nin bileşimi granit, granodiyorit ve tonalit arasında değişmektedir. Hazırlanan ince kesitlerde, makro olarak da ayırt edilebilen kuvars, plajiyoklas ve alkali feldispatın yanında hornblend, biyotit, epidot ve klorit mineralleri gözlenmiştir (Şekil 9b). Yer yer

ayrışmış olan plajiyoklaslarda serizitleşmeler gözlenmiştir. Özşekilsiz kristaller şeklinde gözlenen kuvars mineralleri granitoidin merkezine yakın yerlerden alınan kesitlerde daha iri tanelidir. Kuvars minerallerinin bazılarında dalgalı sönme gözlenmiştir. Ortoklas ve mikroklinden oluşan alkali feldispatlar genellikle ayrışmışlardır.

Harşit Granitoidi'nin volkanik kayaçlar ile olan dokanakları boyunca birkaç cm ile 50 cm boyutuna varan anklavlar içerdiği gözlenmiştir (Şekil 9a). Genellikle kenarları keskin, düzensiz sınırlı olan volkanik kayaçlara ait anklavlar içinde hamur dokusu ile birlikte piroksen mineralleri gözle ayırt edilebilmektedir.



Şekil 9. a) Harşit granitoidinin ve içerdiği anklavların arazideki görünümü, b) Granitoyit içindeki kuvars, plajiyoklas ve biyotitlerin mikroskop görüntüsü.

3.2. Düzköy Yöresinin Maden Jeolojisi ve Mineralojisi

Düzköy skarn cevherleri Harşit Granitoidi ile Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşlarının dokanağı boyunca gelişmiştir. Dokanak boyunca Düzköy, Sevincek ve Dutluca mahalleleri çevresinde 9 ayrı lokasyonda eski devirlerden kalma galeriler mevcut olup (Şekil 5), bu galerilerin koordinatları Tablo 1'de verilmiştir. Granitoyitten kireçtaşlarına doğru KB istikametinde açılan bu galerilerin bir kısmının girişleri tamamen kapalı iken, bazılarının girişleri açık olmakla birlikte galeri içlerindeki çökmeler nedeniyle ilerlemek mümkün değildir. Galerilerin bazılarının çevresinde pasa gözlenmektedir. Köylülerden edinilen bilgilere göre yöredeki madencilik çalışmaları Cumhuriyet öncesi dönemden kalmış olup sonrasında skarn tip cevherlere yönelik herhangi bir madencilik faaliyeti yapılmamıştır.

Tablo 1. Düzköy skarn cevheri çevresinde açılmış eski galerilerin koordinatları.

Galeri No	X	Y
G1	0509887	4502453
G2	0509893	4502438
G3	0509951	4502492
G4	0509944	4502497
G5	0509647	4502567
G6	0509647	4502595
G7	0509994	4502517
G8	0510893	4503081
G9	0508839	4501391

Harşit Granitoyidi ile Berdiga kireçtaşlarının dokanağı boyunca gelişen Düzköy skarnlarında hem endoskarn ve hem de ekzoskarn zonları gelişmiştir. Tablo 1’de koordinatları verilen 8 numaralı galeri çevresinde endoskarn ve ekzoskarn zonları bir arada bulunurken, diğer galeriler ekzoskarn zonu boyunca açılmıştır.

Bunlardan endoskarn zonu dokanak boyunca granitoyit içinde birkaç metreyi geçmeyen dar bir alanda gözlenmiştir (Şekil 10a). Bu lokasyonda skarnın ilerleyen evresini temsil eden piroksenler granitoyit içinde cm boyutuna ulaşan iri kristaller şeklindedir (Şekil 10b). Uzun prizmatik şekilleriyle karakteristik olan piroksenler koyu renk tonlarından açık yeşile değişen tonlarda gözlenmiştir. Bu zondan hazırlanan ince kesitlerde oldukça iri piroksen minerallerine plajiyoklas, kuvars, kalsit ve epidot eşlik etmektedir (Şekil 10c). Plajiyoklasların çekirdeğinden dışa doğru yoğun bir şekilde alterasyona uğradığı gözlenir.

Endoskarn zonunda piroksenlere eşlik eden garnetler gelişmemiştir. Garnetler ekzoskarn zonundaki yoğun silisli kireçtaşları içinde gelişmiştir. Bu zondaki garnetler el örneklerinde taneli yapıda olup, yer yer cm boyutuna ulaşmaktadır (Şekil 10d). Arazi gözlemlerine göre kuvars, kalsit ve garnet içeren bu zondan hazırlanan kesitlerde garnetler yoğun bir şekilde kırıklı yapıya sahip olup bu kırıklar boyunca sonraki evreye ait kuvars ve kalsit damarları tarafından kesilmektedir (Şekil 10e). Bazı kesitlerde öz şekilli ve iri kristalli garnet kristalleri zonlu yapılar sunar. Garnet minerallerinde görülen taneli ve zonlu dokular pek çok araştırmacıya göre ilerleyen evre skarn zonlarının karakteristik dokusunu oluşturmaktadır (Xu ve Lin, 2000; Ciobanu ve Cook, 2004; Xu vd., 2013). Bunun dışında kireçtaşları içindeki kırıklar boyunca gelişmiş garnet damarları da yaygındır (Şekil 11a). Bu kırıklar boyunca gelişen garnetler kısmen

daha ince tanelidir. Hazırlanan ince kesitlerde ise ince taneli garnetlere kuvars ve kalsitle birlikte epidotlar eşlik etmektedir (Şekil 11b). Buna göre Düzköy skarnlarında kireçtaşları içinde piroksen gelişmediği gibi, granitoyit içinde de skarn zonu boyunca garnet gelişmemiştir.

Bu lokasyonda oksitli cevher mineralleri endoskarn zonunda saçınımlı ve taneli manyetitlerle birlikte ışınal hematitlerden oluşmaktadır (Şekil 11c). Ekzoskarn zonu ise saçınımlı ve ışınal hematitler içermektedir (Şekil 11d). Hazırlanan parlak kesitlerde manyetitler taneli ve öz şekilli yapılar sunarken (Şekil 11e), hematitler ışınal spekülait formundadır (Şekil 11f).

Bu lokasyonda oksitli cevher minerallerine (manyetit ve hematit) önemli ölçüde sülfür mineralleri (pirit ve kalkopirit) eşlik etmektedir. Pirit ve kalkopiritler hem endoskarn zonunda granitoyit içinde saçınımlı yapıda (Şekil 11c), hem de ekzoskarn zonunda kireçtaşları ve mermerler içinde ağsal yapılarda izlenir (Şekil 11g). Pirit ve kalkopiritlerin el örneklerinde manyetitelere eşlik etmesi bunların birlikte eş zamanlı oluştuğunu düşündürür. Ancak hazırlanan parlak kesitlerde pirit ve kalkopiritler daima özşekilli manyetitlerin arasını doldurmaktadır. Bu piritler aynı zamanda manyetitleri kapanımlar şeklinde içerdiğinden, sülfür oksitlerden sonra oluşmuştur (Şekil 11h).

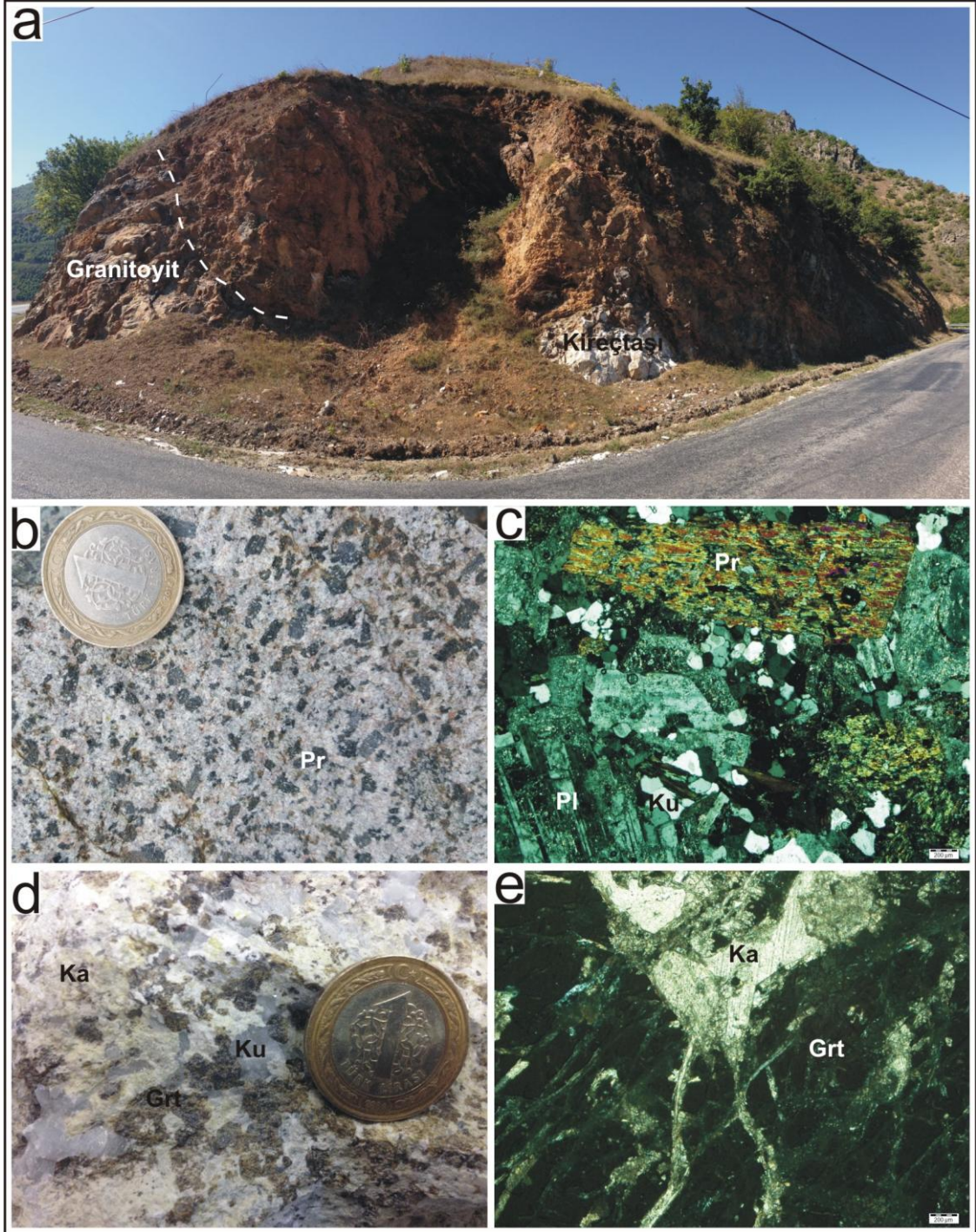
Pirit minerallerinde genellikle yoğun kırıklı yapılara bağlı olarak kataklastik doku gelişmiştir (Şekil 12a). Kalkopiritlerin bu kırıklar boyunca gelişmesi, bu mineralin piritlerden sonra oluştuğunu gösterir. Bunun yanında piritlerin kalkopiritler içinde kapanımlar şeklinde bulunması da kalkopiritlerin pirit sonrasında oluşumunu destekler.

İki farklı evrede kalkopirit gelişimi söz konusudur. Bunlardan ilki piritlerin kırıkları boyunca gelişen (Şekil 12a) ve bazen de piritleri kapanım şeklinde içeren kalkopiritlerdir. İkinci evre kalkopiritler ise sfaleritle birlikte ayrılım dokusunu oluştururlar (Şekil 12b). Düzköy skarn cevherlerinde sfalerit oldukça nadir olarak bulunur. El örneklerinde gözlenmeyen bu minerale bazı kesitlerde kalkopiritlerin çevresinde 30 µm'yi geçmeyen boyutlarda rastlanmıştır.

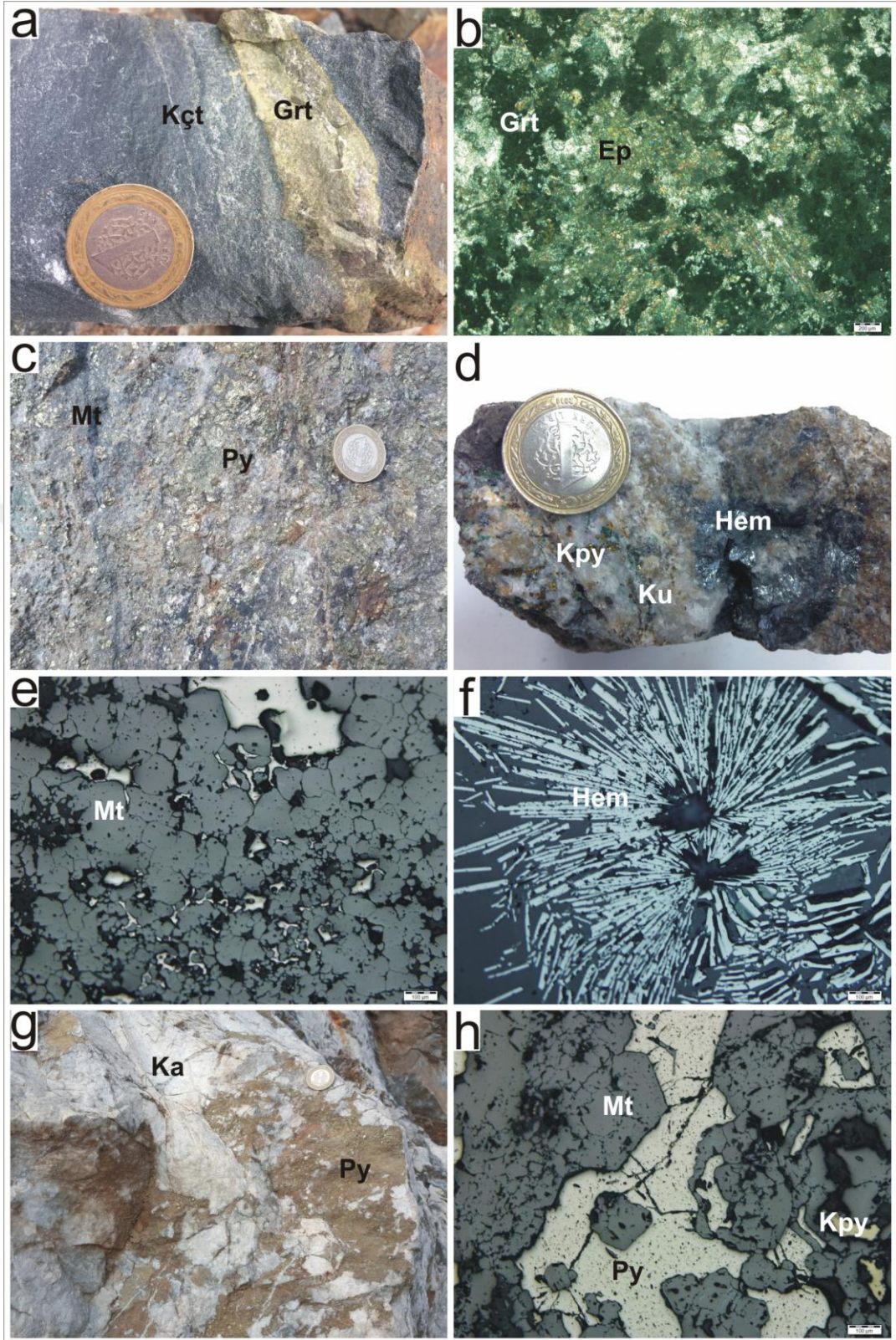
Alterasyon sürecinde pirit mineralleri kırıkları ve çevresi boyunca yer yer götite dönüşmüşken (Şekil 12c), kalkopiritlerde kovelin, kalkozin ve dijenit gelişmiştir. Bunun

dışında kalkopiritlerin kırıkları boyunca yaygın olarak bakır karbonat (malahit, azurit) mineralleri de gözlenir (Şekil 12d). Bakır karbonat minerallerini el örneklerinde de görmek mümkündür.

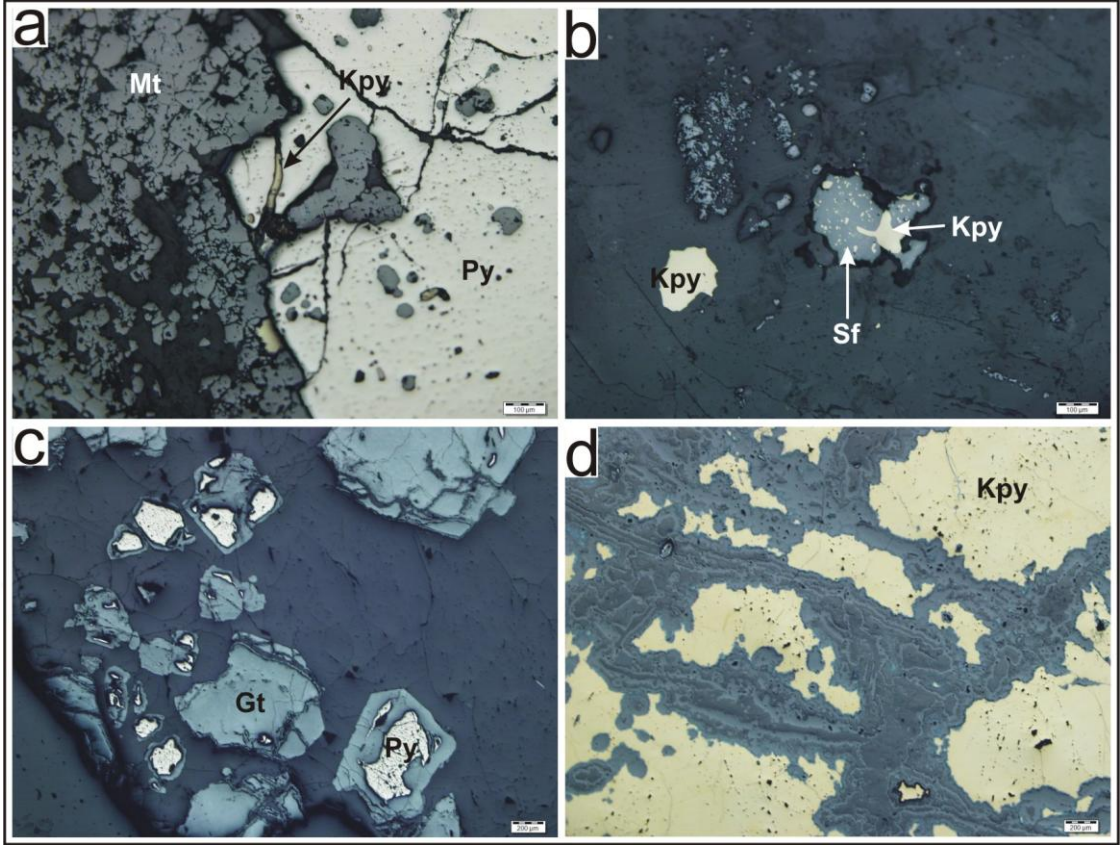
8 numaralı galerinin dışındaki diğer galerilerin tamamı ekzoskarn zonu boyunca açılmıştır. Bu galeriler çevresinde piroksen ve garnet gelişmemiştir. Bunun yerine skarnın gerileyen evresini temsil eden epidot, kuvars, kalsit ve klorit yaygın olarak gözlenir. Epidot mineralleri kireçtaşı ve volkanik yan kayaçların kırıkları boyunca görüldüğü gibi volkanitler içinde saçınımlı yapılarda da izlenir (Şekil 13a). Kuvars ve kalsit ise gerek kireçtaşları ve gerekse volkanik yan kayaçlar içindeki kırıklar boyunca oluşan damarlar şeklindedir. Bu kırıklar boyunca silisleşmenin yoğun olduğu zonlar boyunca epidot izlenir (Şekil 13b). Cevher mineralleri bu zonlarda baskın olarak hematitten oluşmakta ve kuvarsa eşlik etmektedir (Şekil 13c,d). Kuvars içinde saçınımlı ve bantlı yapılar sunan hematitler (Şekil 13e), skarn dokanağı boyunca volkanik yan kayaçların ve kireçtaşlarının kırıkları boyunca damarlar ve ağsal damarcıklar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 13f). Bunun dışında volkanik yan kayaçların dokanağı boyunca breşleşen yan kayaçların kırıkları boyuncada breş dolgusu şeklinde hematitler gelişmiştir (Şekil 13g). Tablo 1'de koordinatları verilen 6 numaralı galeri girişinde kireçtaşları içindeki zayıf zonlar boyunca katman şekilli manyetit hematit cevherinin geliştiği de görülür (Şekil 13h).



Şekil 10. Düzköy skarnında granitoyit-kireçtaşı dokanağı boyunca gelişen endoskarn zonu, b) endoskarn zonunda piroksen gelişimi, c) piroksen içeren endoskarn granitoyidinin mikroskop görüntüsü, d) ekzoskarn zonunda gelişen garnet, kuvars ve kalsit birlikteliği, e) garnetlerdeki yoğun kırıklı yapıların mikroskop görüntüsü.

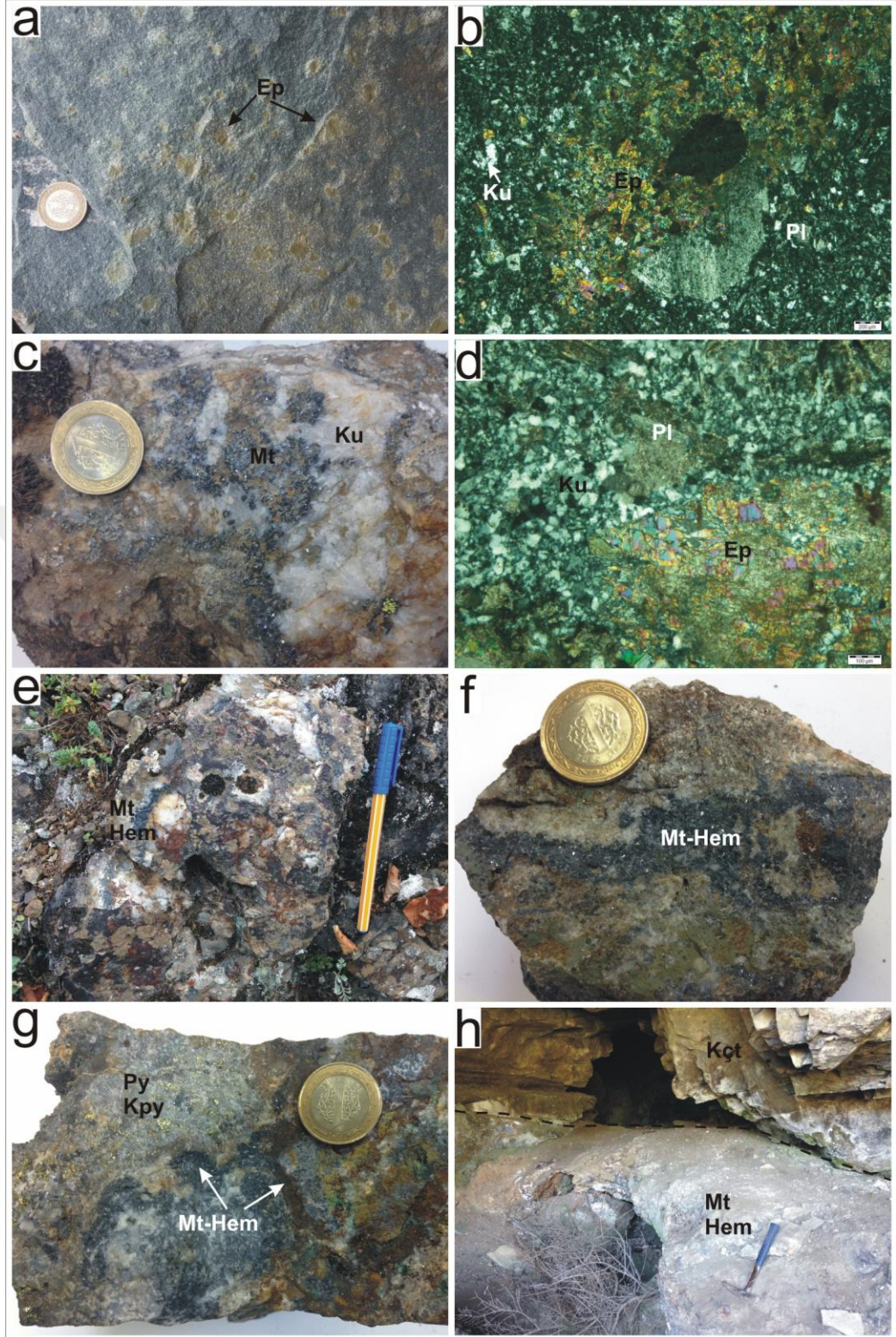


Şekil 11. a) Kireçtaşları içindeki garnet damarları, b) garnet damarları içindeki kuvars ve kalsite eşlik eden epidotların mikroskop görüntüsü, c) endoskarn zonunda sülfütlere eşlik eden saçınımlı manyetit ve hematitler, d) ekzoskarn zonundaki saçınımlı ve ışınsal hematitler, e) endoskarn zonundaki taneli manyetit dokusu, f) endoskarn zonundaki ışınsal hematitler, g) ekzoskarn zonundaki ağsal sülfid damarları, h) manyetitlerin kırıkları boyunca pirit gelişimi.



Şekil 12. a) Piritlerin kırıkları boyunca gelişen ilk evre kalkopiritler, b) kalkopirit ve sfalerit arasında gelişen ayrılım dokusu, c) piritlerin götite dönüşümü, d) kalkopiritlerin kırıkları boyunca bakırlı karbonat gelişimi.

Buraya kadar anlatılanlara göre Düzköy skarnlarında ilerleyen evreyi garnet ve piroksen temsil etmektedir. Gerileyen evre ise epidot, kuvars ve kalsit şeklinde gelişmiştir. 8 numaralı galeri çevresinde endoskarn ve ekzoskarn zonları bir arada bulunurken, diğer galeriler ekzoskarn zonunda açılmıştır. Sahadaki manyetit ve hematitten oluşan oksit mineralleri hem endoskarn zonunda hem de ekzoskarn zonunda bulunmaktadır. Buna karşın sülfütlü cevher mineralleri endoskarn zonunda tanımlanmıştır. Kesitlerde iki farklı hematit oluşumu tanımlanmıştır. Bunlardan ilki manyetitlere eşlik ederken ikinci hematit oluşumu sülfid minerallerinin kırıkları boyunca gelişmiştir. Buna göre ikinci evre hematitler alterasyon ürünüdür. Dokusal özelliklere göre bu sülfütlü mineraller oksitlerden sonra gelişmiştir. Dokusal özellikler ayrıca sülfidlerin oluşum sırasının pirit, kalkopirit ve sfalerit şeklinde olduğunu göstermiştir. İlk evrede oluşan kalkopiritler piriti ornatmakta veya piritin kırıkları boyunca bulunmakta iken (Şekil 12a), ikinci evre kalkopiritler sfaleritle birlikte ayrılım dokusu oluşturmaktadır (Şekil 12b).



Şekil 13. a) Ekzoskarn zonunda volkanik yan kayaçlar içinde saçınımlı epidot gelişimi, b) kireçtaşlarının kırıkları boyunca kuvars ve epidot gelişimi, c) ekzoskarn zonunda kuvarsa eşlik eden hematitler, d) hematitli örneklerde kuvars ve epidot gelişimi, e) kuvars içinde bantlı hematitlerin arazideki görünümü, f) kireçtaşlarının kırıkları boyunca hematit gelişimi, g) volkanik breş parçalarının arasını dolduran hematitler, h) kireçtaşları içinde tabaka seviyeleri boyunca manyetit ve hematit oluşumu.

Her ne kadar modal mineralojik tayinler yapılmasa da hem arazi çalışmaları, hem de mikroskop çalışmaları Düzköy skarnının esas olarak manyetit ve hematit içeren oksitli cevher minerallerinden oluştuğunu, sülfütlü fazların ise bunlara kıyasla çok daha az oranda bulunduğunu göstermiştir. Dokusal özelliklere göre sülfid mineralleri manyetit ve hematitten sonra gelişmiştir. Parlak kesitlerde gözlenen kovelin, kalkozin, dijenit, malahit, azurit, götit ve hematit ile birlikte kalkopiritlerin etrafını saran bakır karbonatlar daha sonradan gerçekleşen alterasyon ürünlerini oluşturmaktadır. Arazi gözlemleri, ince ve parlak kesit incelemeleri sonucunda oluşturulan Düzköy cevherinin mineral dizilimi Şekil 14’de verilmiştir.

Mineraller	Prograt Evre	Retrograt Evre	Süperjen E.
Piroksen	_____		
Garnet	_____		
Epidot		_____	
Kalsit		_____	_____
Kuvars	_____	_____	_____
Manyetit	_____	_____	
Hematit	_____	_____	_____
Pirit		_____	_____
Kalkopirit		_____	
Sfalerit			_____
kovellin			_____
Kalkozin			_____
Dijenit			_____
Götit			_____
Malahit			_____
Azurit			_____

Şekil 14. Düzköy skarnlarının genelleştirilmiş mineral parajenez ve süksesyon dağılımı.

3.3. Granit Jeokimyası

İnceleme alanında yüzeyleme veren ve çalışma konusu skarnları oluşturan Harşit Granitoidinden alınan örneklerden ana, iz ve NTE analizleri yaptırılarak granitoidin jeokimyasal özelliklerinin ortaya konması ve skarn yatakları ile olan ilişkisinin aydınlatılması hedeflenmiştir. Bu amaca yönelik olarak granitoidin skarn zonlarındaki metazomatik süreçlerden etkilenmeyen kesimlerinden 15 adet örnek alınmış, bu örneklerden yaptırılan ana oksit analiz sonuçları ağırlıkça % olarak Tablo 2’de verilmiştir.

Granitlerin SiO₂ içerikleri % 56,47-65,27 arasında değişirken, Na₂O ve CaO içerikleri sırasıyla % 3,73-5,72 ve 2,42-6,39 arasındadır. A/CNK (molar Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) değerleri genel olarak 1’den küçük olup 0.82-1.07 arasında değişmektedir. Magnezyum numaraları $[100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO}_3)]$ 20,16-75,44 arasında hesaplanmıştır.

Örneklerin ana oksit analiz sonuçları Debon ve Le Fort, (1983)’un granitik kayalar sınıflandırma diyagramına aktarıldığında örnekler granodiyorit, tonalit, kuvars monzodiyorit ve kuvars diyorit/garbro alanlarına düşmektedir (Şekil 15a). Granitoidi oluşturan örnekler AFM (Na₂O+K₂O-FeO-MgO) diyagramı üzerinde (Irvine ve Baragar, 1971) kalk-alkalen alana düşmektedir (Şekil 15b). Örnekler, alüminyum doyumluklarına göre yapılan sınıflandırmada molar A/NK-A/CNK diyagramı (Mainar ve Piccoli, 1989) üzerinde, peralüminyum alana düşen 3 örneğin dışında, genel olarak metalüminyum karakterlidir (Şekil 15c). SiO₂’ye karşı K₂O diyagramı üzerinde (Le Maitre vd., 1989) ise toleyitik seri ile yüksek K kalk-alkali arasında değişim göstermektedir (Şekil 15d).

Tablo 2. Harşit Granitoyidi'ne ait örneklerin ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.

Kayaç Adı	Granit Örnekleri												
	Örn.No	D-7	D-28	D-33	D-34	D-41	D-64	D-69	D-73	D-74	D-75	D-76	D-77
SiO ₂	63,2	61,92	61,14	61,66	62,17	63,63	64,18	63,26	61,05	65,27	63,78	57,7	56,47
TiO ₂	0,43	0,53	0,52	0,5	0,47	0,51	0,4	0,41	0,47	0,45	0,49	0,58	0,63
Al ₂ O ₃	16,75	16,71	16,66	16,95	16,82	16,94	16,41	16,71	17,01	17,01	16,99	18,24	18,22
Fe ₂ O ₃ *	3,66	5	5,07	5	5,15	4,01	4,41	4,55	4,68	2,09	2,08	6,31	7,06
MnO	0,12	0,07	0,1	0,05	0,13	0,06	0,09	0,07	0,07	0,05	0,04	0,12	0,11
MgO	1,22	2,85	2,86	2,97	2,45	2,67	2,22	2,3	2,39	2,59	3,06	3,58	3,52
CaO	5,99	4,07	5,32	4	4,57	2,42	3,34	4,13	5,01	4,85	6,21	6,39	6,24
Na ₂ O	5,54	4,12	3,74	4,22	3,76	5,72	3,99	3,87	3,93	5,1	4,97	3,73	4,08
K ₂ O	0,5	3	2,62	2,49	2,75	1,97	2,43	2,98	2,88	0,85	0,82	1,74	1,91
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,11	0,14	0,13	0,11	0,11	0,12	0,13	0,12	0,14	0,14	0,15
A.k	2,3	1,4	1,6	1,8	1,4	1,8	2,2	1,4	2,2	1,4	1,2	1,2	1,4
Toplam	99,86	99,82	99,8	99,83	99,79	99,84	99,82	99,81	99,82	99,81	99,8	99,76	99,79
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
V	90	115	123	99	101	115	79	89	101	86	76	161	176
W	135,5	128,3	182	154,7	205,6	119	188,3	180,6	183,4	187,3	187,3	164,5	151,4
Rb	10,5	52,7	44,8	42,9	46,8	26,6	41,2	51	46,2	12,7	12	24,8	26,7
Ba	68	389	332	365	345	328	378	365	368	141	116	258	289
Sr	280,5	454,3	395,8	458,2	425,2	386,6	436,5	476,5	469	680,3	696,2	640,9	529,7
Ta	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,4	0,5	0,4	0,5	0,3	0,2	0,2
Nb	4,9	6,5	5,6	6,7	5,2	6,6	4,9	4,5	4,5	5,7	5	3,6	3,5
Hf	4,1	4,1	4	4,1	4	4	4,1	4,1	4	4,1	3,8	2,9	3,3
Zr	150,4	151,9	159,8	157,6	149,2	162	146,3	155,2	161,9	156,1	144,6	108,8	137,6
Y	19	18,2	17,8	17,2	18,3	17,3	16,3	18,6	17,8	18,8	15,3	19,6	16,6
Th	7,3	6,8	6,1	6,3	7,4	8,2	7,1	7,9	6,9	7,7	6,5	3,9	3,4
U	2	1,6	1,8	1,6	1,2	1,8	2,1	1,1	1,1	1,9	1,7	0,8	0,9
Sc	9	12	13	10	10	12	9	9	9	9	9	15	13
La	15,9	22,6	18,9	20,3	19,8	21,4	20,3	17,4	13,4	14,5	17,6	15,5	15,3
Mg #	40,88	54,18	53,92	55,20	49,67	58,00	51,08	51,18	51,44	71,99	75,32	54,06	50,84
A/(CNK)	1,39	1,49	1,43	1,58	1,52	1,68	1,68	1,52	1,44	1,58	1,42	1,54	1,49

Fe₂O₃*:Fe₂O₃ cinsinden toplam demir. A.k (Ateşte kayıp):Toplam uçucu içeriği.

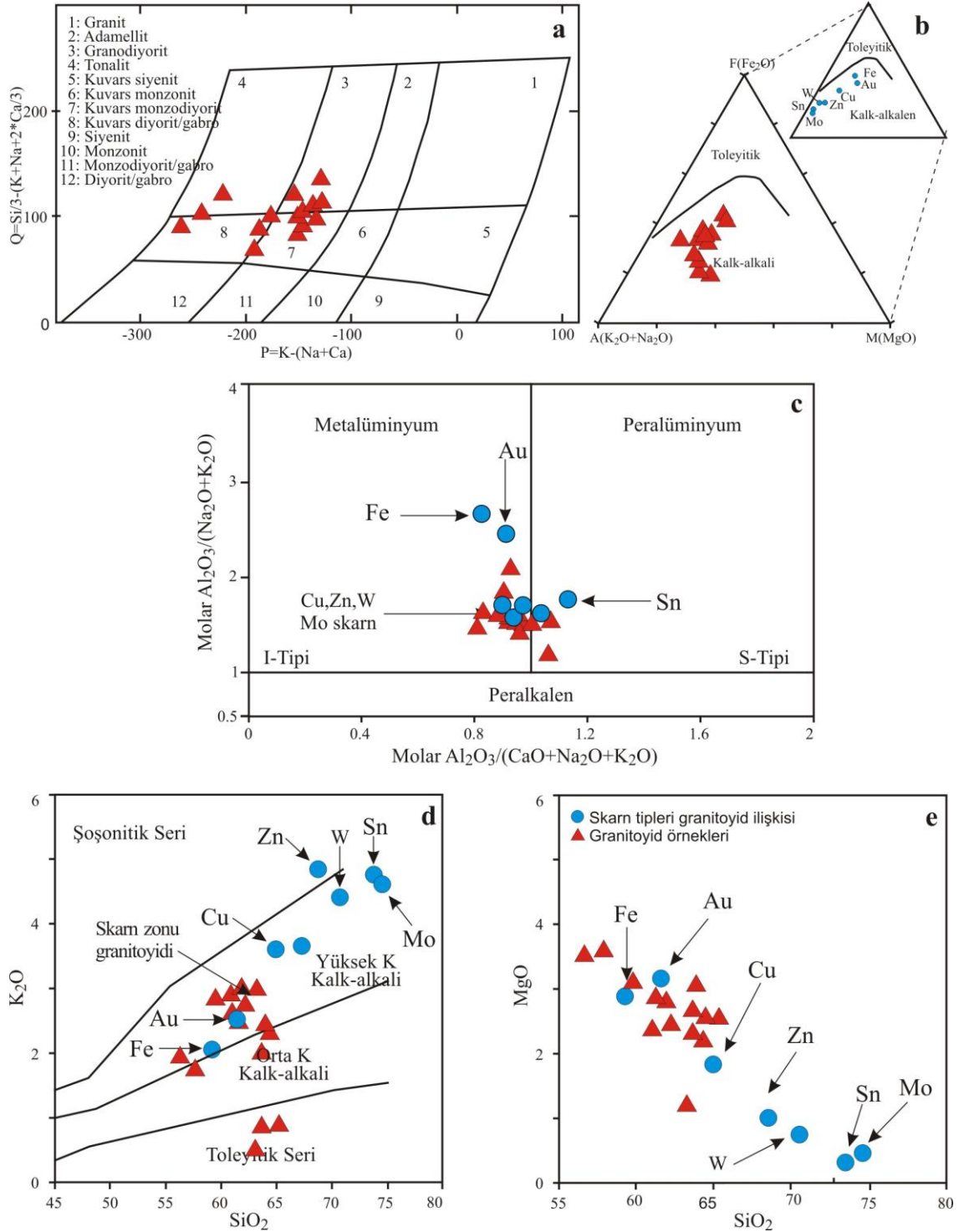
Mg# = 100 x MgO/(MgO+Fe₂O₃*). A/CNK=Mol Al₂O₃/(CaO+NaO+K₂O).

Tablo 2 (Devamı). Harşit Granitoyidi'ne ait örneklerin ana (%) ve iz (ppm) element analizleri.

Kayaç Adı	Granit Örnekleri				Skarn Zonu Örnekleri								
	Örn.No	D-90	D-92	D-10	D-15	D-2	D-11	D-20	D-26	D-9	D-40	D-70	D-71
SiO₂	59,65	64,48	31,92	49,45	52,68	56,95	56,84	57,35	77,22	75,13	73,13	74,05	73,13
TiO₂	0,53	0,4	0,12	0,77	0,64	0,72	0,71	0,77	0,21	0,2	0,31	0,33	0,32
Al₂O₃	17,25	16,64	13,48	17,75	17,21	18,09	16,71	18,32	11,62	13,15	13,49	12,82	12,9
Fe₂O₃*	5,46	3,06	7,24	5,86	6,49	4,08	2,67	3,27	1,15	1,79	2,39	2,36	2,49
MnO	0,09	0,08	0,25	0,11	0,14	0,07	0,13	0,07	0,01	0,05	0,07	0,12	0,08
MgO	3,12	2,57	2,09	8,68	3,05	4,29	2,01	3,9	0,14	0,72	1,63	1,08	1,02
CaO	4,98	4,22	29,31	9,13	9,29	7,15	10,04	6,44	1,29	0,25	0,85	1,18	2,78
Na₂O	4,05	4,26	<0,01	3,28	4,73	5,61	4,32	6,44	2,32	3,91	4,2	4,73	3,83
K₂O	2,82	2,31	<0,01	1,34	2,28	0,77	0,75	1,31	5,53	3,2	1,82	0,94	1,3
P₂O₅	0,13	0,1	<0,01	0,12	0,11	0,1	0,13	0,16	0,02	0,03	0,07	0,07	0,07
A.k	1,7	1,6	15,4	3,1	3,2	1,9	5,5	1,7	0,3	1,4	1,9	2,2	2
Toplam	99,81	99,82	99,81	99,71	99,8	99,77	99,82	99,73	99,9	99,92	99,88	99,9	99,9
Ni	<20	<20	<20	144	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
V	128	91	33	194	190	200	211	156	30	15	14	12	21
W	132,9	150,9	74,9	56	118,7	87,8	129,3	116,2	283,1	170,9	236,6	217	166
Rb	43,9	23,8	0,2	20,2	31,4	14,2	17,9	12	67	51	32	21,4	26,3
Ba	361	534	5	299	277	137	82	365	709	382	256	103	148
Sr	484,5	625,5	1036	677,6	471,8	718,7	618,5	1157,4	185	86,8	97,7	116,9	144,2
Ta	0,3	0,3	<0,1	0,1	0,2	0,4	0,2	0,2	0,4	0,4	0,5	0,3	0,4
Nb	4,5	3,6	2,2	1,9	3,3	4,3	3,4	2,8	5	4,1	5,4	5,4	5,3
Hf	3,8	3,3	0,5	2,2	2,9	3,7	3	3	4,6	3,5	4,3	4	3,9
Zr	147,8	117	33,4	77,6	99,6	123,7	120,1	109,5	148,2	124	157,6	149,4	140
Y	18,7	13,6	2,3	16,1	17,2	26,2	21,3	12,9	8,6	16	34,7	27,2	32,5
Th	5,8	6,4	0,2	1,2	4,6	4,4	3,4	3,7	9,9	5,7	5,4	5,4	5,3
U	1,2	1,8	0,9	0,4	1,2	1,4	1,3	1,1	2,4	1,6	1,6	1,7	1,4
Sc	12	9	<1	26	16	23	24	18	1	4	11	11	10
La	16,4	18,5	3,3	8,8	12,6	14,6	7,6	17	11,8	16,2	21,4	17,2	20,2
Mg #	54,24	63,53	37,45	75,44	49,36	68,56	60,96	71,21	20,16	45,48	58,59	48,70	45,94
A/(CNK)	1,46	1,54	a,e	1,29	1,06	1,34	1,11	1,29	1,27	1,79	1,96	1,87	1,63

Fe₂O₃*:Fe₂O₃ cinsinden toplam demir. A.k (Ateşte kayıp):Toplam uçucu içeriği.

Mg# = 100 x MgO/(MgO+Fe₂O₃*). A/CNK=Mol Al₂O₃/(CaO+NaO+K₂O).



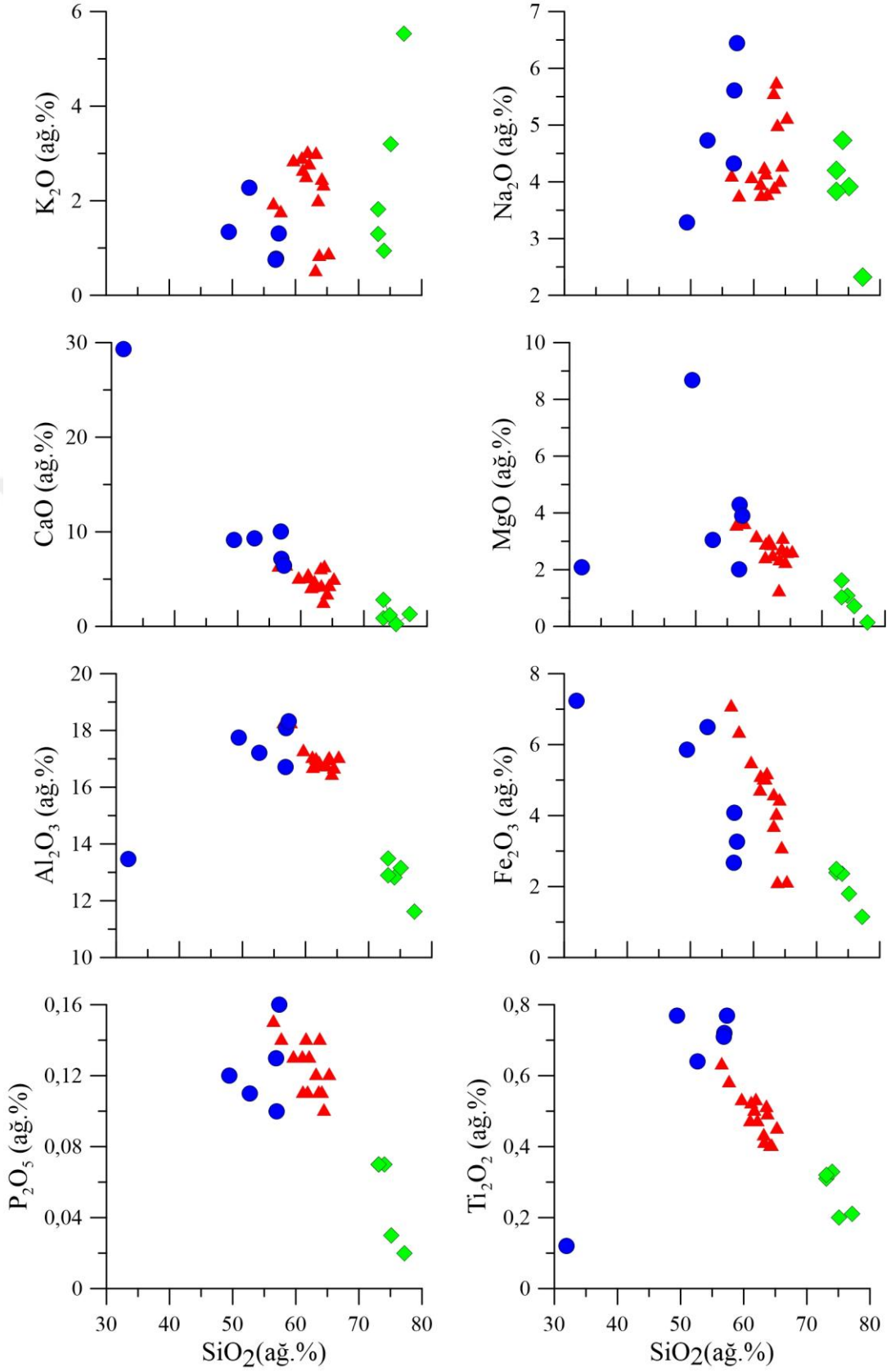
Şekil 15. Granitoyide ait örneklerin a) Q-P diyagramı üzerindeki dağılımları, b) AFM diyagramı üzerindeki dağılımları, c) molar A/NK'ya karşılık molar A/CNK değişimine bağlı alümino bazlı sınıflandırma, d) SiO₂'ye karşılık K₂O değişimleri ve bunların çeşitli skarn tipleri ile kıyaslaması, e) SiO₂'ye karşılık MgO değişimleri ve bunların çeşitli skarn tipleri ile kıyaslaması.

Skarn dokanaklarından uzak örneklerle birlikte skarn zonları boyunca gözlenen granitoyit bileşimli örneklerden (15 adet) de ana ve iz element analizleri yaptırılarak sonuçlar granitoyit bileşimli örneklerle birlikte değerlendirilmiştir. Böylece skarn zonlarındaki metazomatik süreçlerle birlikte ana ve iz element değişimleri incelenmiştir.

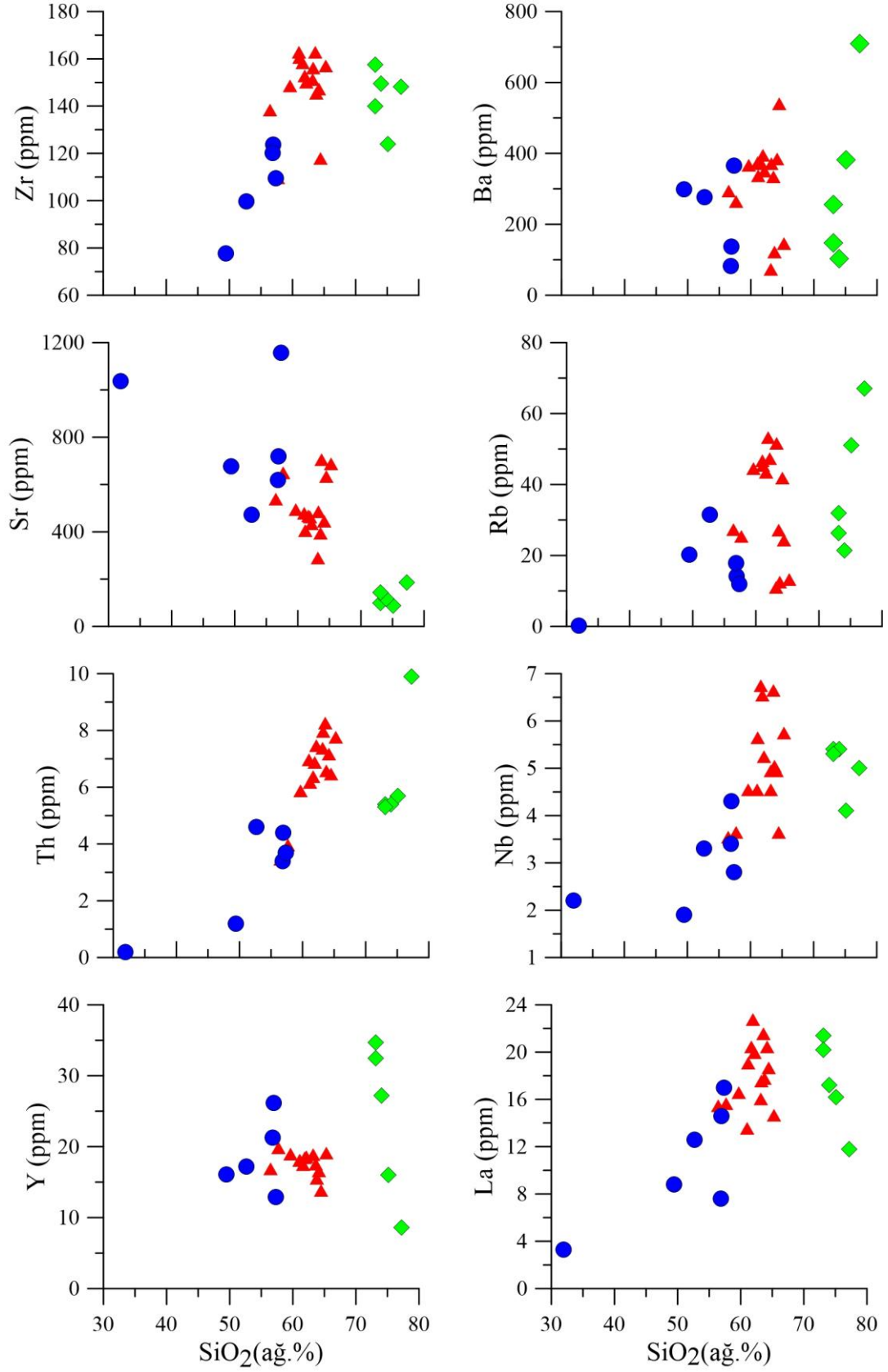
Skarn zonları ve granitoyide ait örneklerin SiO_2 'ye karşılık ana element değişim diyagramları (Harker diyagramları) Şekil 16'da verilmiştir. Granitoyide ait örneklerin SiO_2 'ye karşılık K_2O , Na_2O , CaO , MgO ve Al_2O_3 arasında iyi korelasyon gözlenmez. Buna karşın SiO_2 'ye karşılık ana elementlerden Fe_2O_3 , P_2O_5 ve TiO_2 arasında iyi derecede negatif korelasyon gözlenir. Granitoyide ait örneklerde gözlenen bu korelasyonlar fenokristal fazlarının fraksiyonlaşması ile ilişkili olup, bunlardan SiO_2 'nin artışıyla birlikte Fe_2O_3 ve TiO_2 'nin azalması manyetit ve Ti-oksit fraksiyonlaşmasını, SiO_2 'ye karşılık P_2O_5 azalması ise apatit fraksiyonlaşmasını ifade eder.

Granitoyide ait örneklerin SiO_2 'ye karşılık iz element değişimlerinde ise genel olarak iyi korelasyon mevcut değildir (Şekil 17). SiO_2 'ye karşılık iz elementlerdeki bu düzensiz dağılım benzer çalışmalarda (Aydınçakır, 2006) alterasyonla veya magma karışımıyla ilişkilendirilmiştir.

Diğer taraftan skarn zonlarına ait granitoyit örneklerinin Harker diyagramlarında ise SiO_2 'ye karşılık ana element değişimlerinde önemli korelasyonlar/ilişkiler bulunur. Buna göre SiO_2 ile CaO , MgO , Al_2O_3 ve TiO_2 arasında iyi derecede gelişmiş negatif korelasyon mevcuttur. Örneklerdeki SiO_2 artışıyla birlikte CaO , MgO , Al_2O_3 ve TiO_2 azalması granitoyit ile kireçtaşları arasındaki metazomatik etkileşimden kaynaklanmıştır. SiO_2 ile K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 ve P_2O_5 arasında ise iyi bir korelasyon mevcut değildir. Ancak örneklerin bir kısmında SiO_2 artarken CaO azalmakta, SiO_2 azalırken ise CaO artmaktadır. Buna göre SiO_2 artışının olduğu örnekler skarn dokanağındaki silisleşmenin, SiO_2 azalmasının olduğu örnekler ise karbonatlaşmanın ürünüdür.



Şekil 16. Granitoyide ait örneklerin skarn zonu örnekleriyle birlikte SiO_2 'ye karşılık ana element değişim diyagramları (üçgenler granitoyit örnekleri, daireler karbonatlı, kareler silisli skarn örnekleridir).



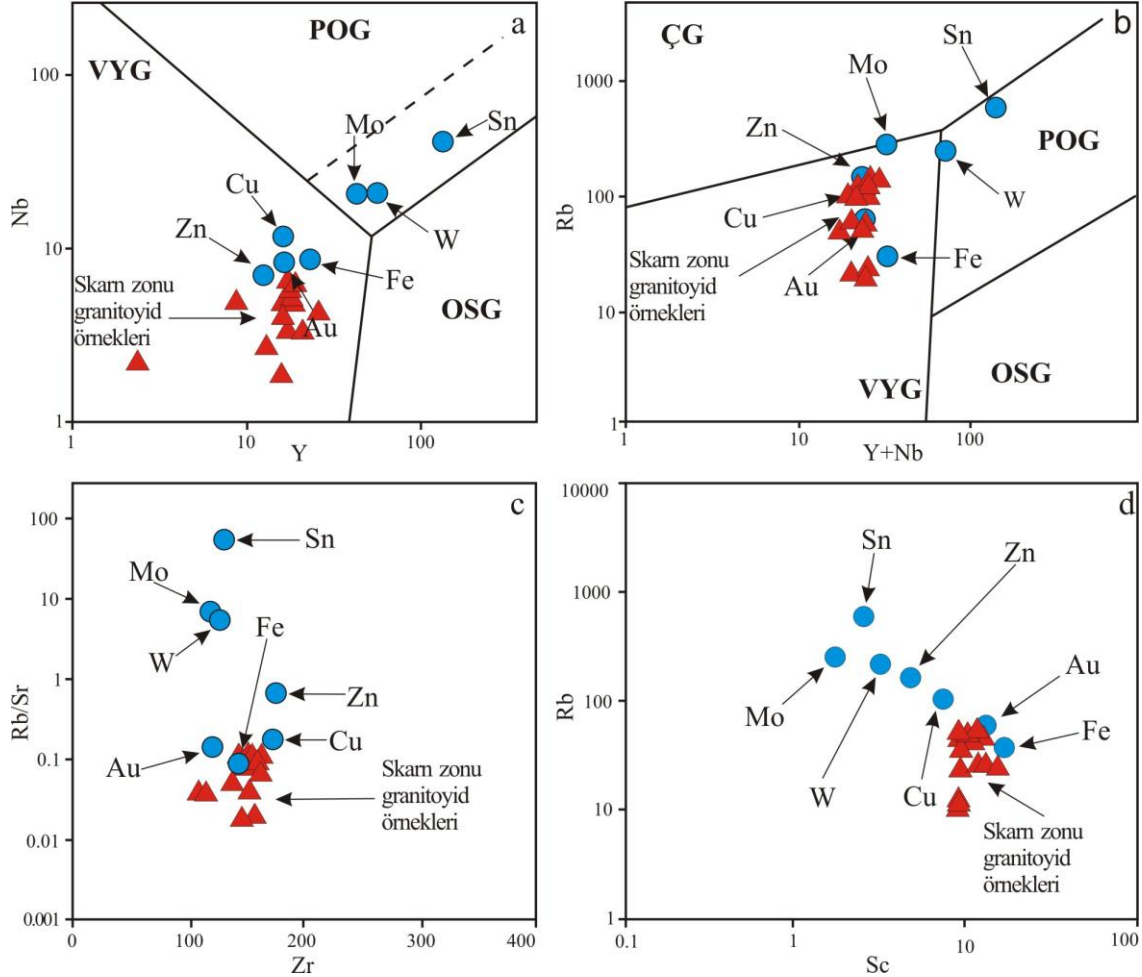
Şekil 17. Granitoyide ait örneklerin skarn zonu örnekleriyle birlikte SiO₂'ye karşılık iz element değişim diyagramları (Simgeler Şekil 16'daki gibidir).

Granitoyide ait örneklerin tamamı AFM diyagramı üzerinde kalk-alkali alana düşerken (Şekil 15b), molar A/NK-A/CNK diyagramı üzerinde örneklerin çoğunluğunun volkanik yay tipi granitoyitleri olan I tipi granitoyitler alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 15c). Bu örneklerin volkanik yay granitoyitleri ile olan ilişkisi Nb-Y diyagramı (Pearce vd., 1984) üzerinde de görülmektedir (Şekil 18a). Volkanik yay granitoyitlerinin, çarpışma ile eş yaşlı granitlerden ayrıldığı Rb-(Nb+Y) diyagramında (Pearce vd., 1984) da örnekler volkanik yay granitoyitleri alanına düşmektedir (Şekil 18b). Verilen tektonik ortam ayırma diyagramlarına göre skarn oluşturan granitoyidin volkanik yay granitoyidi özelliği gösterdiği söylenebilir.

Granitik kayaçların bileşimleri ile skarn tipi ve metal içerikleri arasındaki ilişkiler pek çok çalışmada 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 çalışmalarda skarn tip yataklar kalk alkali özellikteki granitoyitlerle ilişkilendirilmiştir. Alüminyum doygunluğu bakımından Fe ve Au skarnlar metalüminyum bileşimli plütonlar ile, Sn skarnlar peralüminyum bileşimli plütonlar ile, diğer skarn tipleri ise metalüminyum-peralüminyum geçişli plütonlar ile ilişkilendirilmiştir. Fe, Au ve Cu skarnları oluşturan plütonların K₂O içerikleri diğer skarn tiplerinden düşük, MgO içerikleri ise yüksektir. Bu çalışmalarda ayrıca Fe, Au, Cu ve Zn tip skarn oluşturan plütonlar volkanik yay granitoyitleri ile Sn, W ve Mo skarnlar plaka içi granitoyitlerle ilişkilendirilmiştir. Bunun yanında Fe, Au, Cu ve Zn tip skarn oluşturan plütonların Rb/Sr oranları diğer skarn oluşturan plütonlardan daha düşük iken, bu plütonların Sc içerikleri diğer skarn oluşturan plütonlardan daha yüksek, Rb içerikleri ise daha düşüktür.

Bundan dolayı bu çalışmada granitin jeokimyasal özelliklerinin değerlendirildiği çeşitli ana ve iz element grafikleriyle birlikte bu granitlerin skarn tipleri ile olan ilişkileri de incelenmiştir. Buna göre kalk alkali tipteki Harşit Granitoyidi skarn oluşturma potansiyeli olan granitoyitlerle benzerlik gösterir. Metalüminyum-peralüminyum geçişli ve çoğunlukla metalüminyum karakterli Harşit Granitoyidi Sn skarn oluşturan Plütonların dışındaki skarn plütonları ile benzer bileşime sahiptir. Harşit Granitoyidi düşük K₂O ve yüksek MgO içerikleriyle Fe, Au ve Cu tip skarn oluşturan granitoyitlere benzerlik sunar (Şekil 15e). Çeşitli iz element içeriklerine göre tektonik

ortam ayırma diyagramları üzerinde volkanik yay granitoyidi alanına düşen Harşit Granitoyidi örnekleri Fe, Au, Cu ve Zn tip skarn oluşturan plütonlarla benzer bileşimlere sahiptir. Ayrıca plütonun düşük Rb/Sr oranı (Şekil 18c) ve düşük Rb içeriği (Şekil 18d) Fe, Au, Cu ve Zn tip skarn oluşturan plütonlarla benzerlik sunar.



Şekil 18. Granitoyide ait örneklerin a) Nb-Y diyagramlarındaki dağılımları, b) Rb-Y+Nb diyagramlarındaki dağılımları, c) Rb/Sr' a karşılık Zr diyagramındaki dağılımları ve bunların skarn tipleri ile kıyaslaması, d) Rb' a karşılık Sc diyagramındaki dağılımları ve bunların skarn oluşturan granitoyitlerle kıyaslaması.

3.4. Garnet ve Piroksenlerin Kimyasal Bileşimleri

3.4.1. Giriş

Skarn tip yataklar karbonatlı kayalar ile bunları keserek yerleşen genç granitik intrüzyonlar arasında gerçekleşen metazomatik süreçlere bağlı olarak oluşmaktadır. Bu süreçlerle oluşan skarn tip yataklar karbonatlı kayaların türü, magmanın kimyası, skarnın oluşum derinliği ve oksitlenme derecesine göre farklılık göstermektedir (Meinert vd., 2005). Bu süreçlerle oluşan skarnların tanımlanması ve sınıflandırılması skarn mineralojisine göre yapılmaktadır. Bu minerallerin kimyasal açıdan bileşimleri ve gösterdikleri zonlanmalar da skarnın tipi ve oluşum şartları 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 belirlenen bu minerallerin stokiometrik bileşimleri yaygın olarak üçlü diyagramlar üzerinde uç bileşenler şeklinde gösterilmektedir. Bu çalışmalarda garnet mineralleri için (Pirop+Spesartin+Almandin)-Grosüler-Andradit uç bileşenleri, piroksenler için ise Johansenit-Hedenbergit-Diyopsit uç bileşenleri kullanılmaktadır.

Skarn minerallerinin kimyasal bileşimi üzerine yapılan çalışmalarda garnetlerin bileşimlerinin yanında bu minerallerde gözlenen zonlu yapılar (Jamtveit, 1991; Jamtveit ve Anderson, 1993; Jamtveit ve Hervig, 1994; Clechenko ve Valley 2003; Ciobanu ve Cook, 2004) pekçok çalışmada incelenmiştir. Bu çalışmalara göre garnetlerin çekirdek kısmı skarnın oluşumunun erken evresini yansıtır iken, dışı doğru gözlenen zonlu yapılar hidrotermal çözeltilerin bileşimindeki değişimi yansıtmaktadır. Bu zonlar boyunca garnetlerin bileşimleri, içerdiği Fe ve Al miktarındaki değişime bağlı olarak Grosüler (Grs) ve Andradit (And) uç bileşenleri arasında değişmektedir. Bu konuda yapılan çalışmalara göre (Einaudi vd., 1981; Newberry, 1991; Clechenko ve Valley, 2003; Abu El Enen vd., 2004) garnetlerin, bu uç bileşenler arasındaki andradit oranının

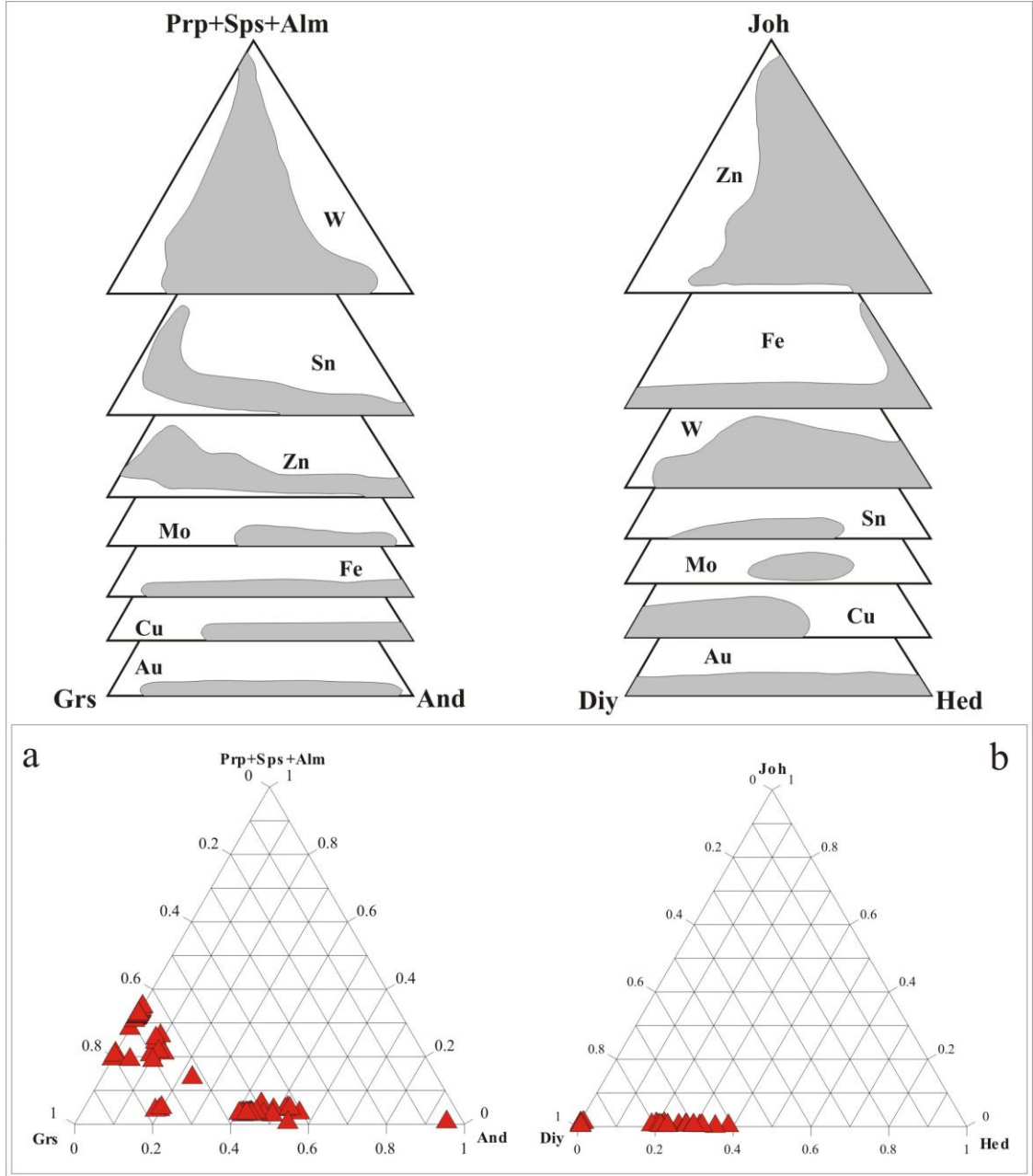
artışı skarnın oksitlenme derecesindeki artışa, grosüler oranının artışı ise oksitlenme derecesindeki düşüğe karşılık gelmektedir.

Bu çalışmada da skarn zonlarında görülen garnet ve piroksen minerallerin bileşimleri elektron mikrorpop analizleri ile ölçülerek bu minerallerin kimyasal bileşimleri ve uç bileşenleri hesaplanmıştır. Üçgen diyagram üzerine aktarılan stokiometrik bileşimlere göre skarn tipi belirlenmiştir. Ayrıca zonlanma gösteren minerallerdeki zonlar boyunca belirlenen kimyasal değişimler değerlendirilmek suretiyle skarn oluşumunda etkili akışkanların evrimi değerlendirilmiştir. Hesaplama garnetler için toplam 24, piroksenler için toplam 6 ve epidotlar için de 13 oksijen esas alınmıştır. Garnet ferrik demir hesabı Droop (1987)'a göre yapılmıştır.

3.4.2. Garnet ve Piroksen Kimyası

Düzköy skarnında ilerleyen (prograt) evreyi temsil eden garnet ve piroksenlerden mineral kimyası analizleri yaptırılarak sonuçlar Tablo 3'de verilmiştir. Buna göre ilerleyen evreye ait garnetler grosüler tipte olup bileşimleri $And_{0-8,81}Grs_{59,69-78,65}Prs_{21,35-38,11}$ şeklinde hesaplanmıştır. Skarn lokasyonlarındaki ilerleyen evreye ait piroksenler ise diyopsit bileşiminde olup bileşimleri $Hed_{0,29-38,64}Diy_{61,09-99,02}Joh_{0,06-1,26}$ şeklinde hesaplanmış ve analiz sonuçları Tablo 4'de verilmiştir.

Minerallerin stokiometrisini göstermek için en ideal yöntem, analitik yöntemlerle belirlenen kimyasal bileşimleri üçlü diyagram üzerinde uç bileşen olarak göstermektir (Meinert, 1992). Üçlü diyagramlarda garnetler için (Pirop+Sipersartin+Almandin)–Grosüler–Andradit diyagramı kullanılmıştır. Şekil 19a'da verilen sonuçlara göre garnetlerin bileşimleri üçlü diyagramlar üzerinde andradit-grosüler arasında değişmekte olup, daha çok grosüler bileşime yakındır. Hed-Diy-Joh üçlü diyagramı üzerinde gösterilen piroksen analiz sonuçları da diyopsit-hedenberjit arasında değişmekte olup diyopsit bileşimine daha yakın olarak dağılım sunar (Şekil 19b). Düzköy skarnının garnet ve piroksenlerin bileşimleri skarn yatak tipleri ile kıyaslandığında bu minerallerin Cu-Fe-Zn tip skarnlar ile benzer bileşime sahip olduğu görülmektedir (Şekil 19).



Şekil 19. a) Garnet bileşimlerinin (Prp+Sps+Alm)-Grs-And uç bileşenlerine göre dağılımları ve skarn tipleri ile karşılaştırılması, b) piroksen bileşimlerinin Joh-Diy-Hed uç bileşenlerine göre dağılımları ve skarn tipleri ile karşılaştırılması.

Mikroskop çalışmaları sırasında bazı garnet minerallerinin merkezden kenara doğru zonlanmalar gösterdiği belirlenmiştir. Bundan dolayı bu zonlu garnetlerdeki element değişimlerini belirlemek amacıyla mineral kimyası analizlerinin bir kısmı belirli profiller boyunca gerçekleştirilmiştir. Buna göre çekirdekte grosüler bileşimde olan bu zonlu garnetlerde dış zonlara doğru Al_2O_3 miktarında azalma, FeO miktarında ise artış gözlenmiştir (Şekil 20).

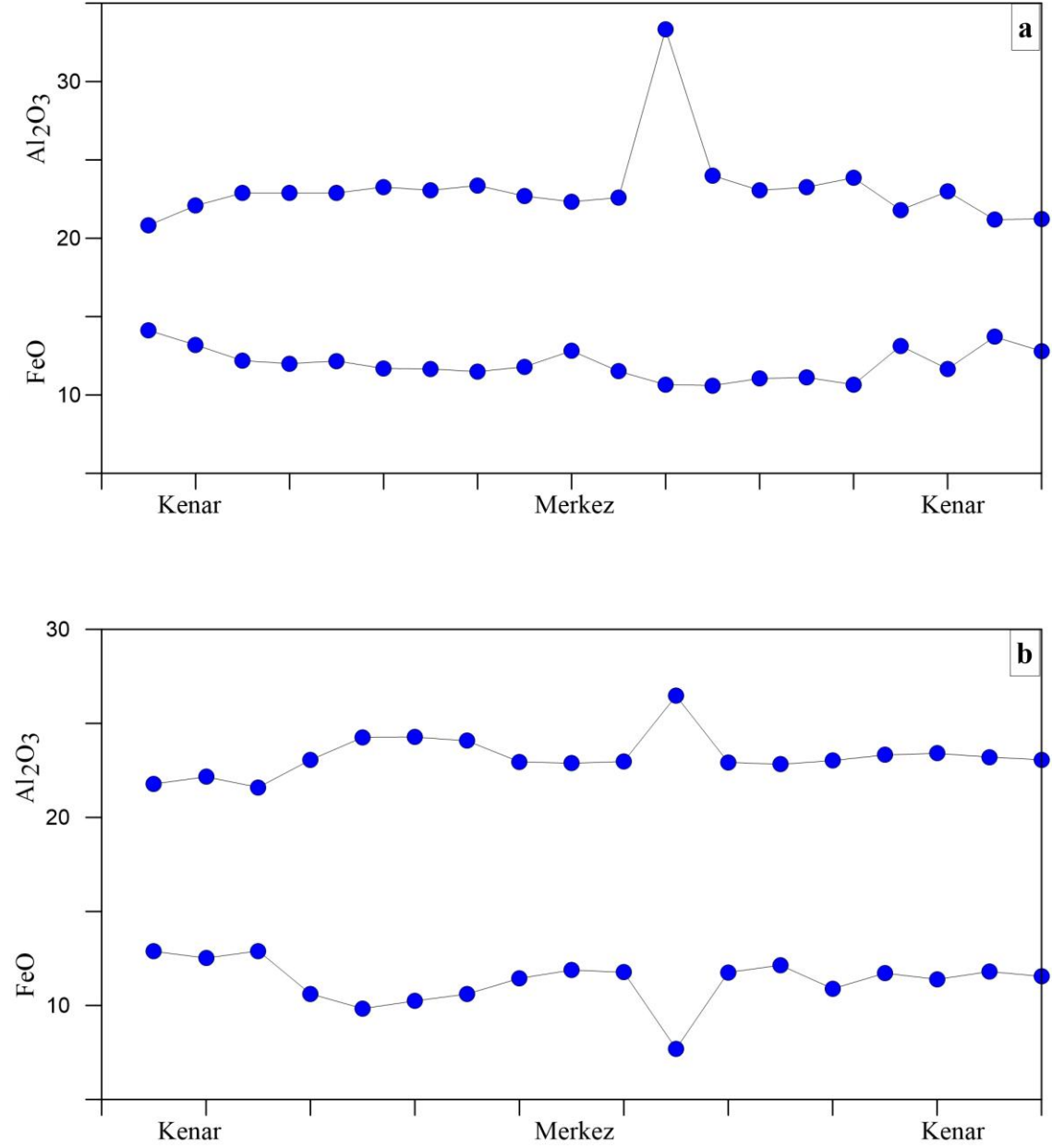
Bunlardan 1 numaralı profil analizinde (Şekil 20a) FeO miktarı mineralin merkezinde 10,60 ağırlık %, kenar zonda ise 14,12 ağırlık % şeklinde iken Al₂O₃ miktarı merkezde 33,32 ağırlık %, kenarda ise 20,83 ağırlık % şeklindedir. 2 numaralı profil analizinde ise (Şekil 20b) FeO miktarı garnetin merkezinde 7.70 ağırlık %, kenar zonda 12,91 ağırlık % şeklinde, Al₂O₃ miktarı ise merkezde 24,27 ağırlık %, kenarda 21,87 ağırlık % şeklindedir. Bunlardan Al miktarı azalırken, Fe miktarının artması garnetlerin grosülerden (Ca₃Al₂(SiO₄)₃ andradite (Ca₃Fe₂(SiO₄)₃ doğru değişim gösterdiği anlamına gelmektedir.

Garnet minerallerinde yapılan mineral kimyası çalışmalarına göre bu garnetlerin bileşimleri grosüler ve andradit arasında değişim göstermektedir. Bu garnetlerin % 0,6 ile 34,9 arasında değişen Pirop+Spesartin+Almandin (Prp+Sps+Alm) toplamı Zn tip skarnlar ile uyumludur (Şekil 19a).

Garnetlerde yapılan profil analizleri bu minerallerin merkezden kenara doğru And/Grs oranının arttığını göstermiştir. Bazı araştırmacılar zonlu kristal yapısına sahip garnetlerin skarn oluşum mekanizmasının anlaşılmasında kullanılabileceğini, merkezden kenara doğru görülen zonlanmanın, akışkanların evrimini yansıttığını savunmuşlardır (Jamtveit, 1991; Jamtveit ve Hervig, 1994; Clechenko ve Valley, 2003; Ciobanu ve Cook, 2004. Meinert vd. (2005)'e göre de zonlanmalar garnetlerin akışkan ile girdiği reaksiyonun göstergesidir. Dolayısıyla bu orandaki artış garnetlerin grosülerden andradite doğru evrildiği anlamına gelmektedir.

Abu El Enen vd. (2004) ise And/Grs oranındaki artışın oksitlenme derecesindeki $f(O_2)$ artışa karşılık geldiğini, bu oranın azalmasının ise oksitlenme derecesindeki azalmaya karşılık geldiğini vurgulamaktadır. Diğer taraftan Collins (1977) ve Newberry (1983), ise garnetlerin grosülerden andradite değişim göstermesinin oksitlenmiş W skarnların karakteristik özelliği olduğunu belirlemiştir. Oksitlenmiş skarnlarda Fe⁺³ bakımından zengin minerallerin karakteristik olduğunu belirten Einaudi vd. (1981), bu durumun sığ derinliklere yerleşen plütonizmanın göstergesi olduğunu ve manyetitçe zengin mineraller ürettiğini savunmuşlardır. Buna göre zonlu garnetlerde çekirdekten kenar zonlara doğru grosülerden andradite doğru belirlenen değişim oksitlenmiş skarn

tipine işaret etmekte ve skarnın sığ derinliklere yerleşen plütonizma ile ilişkili olarak yüksek oranda manyetit ürettiğini göstermektedir.



Şekil 20. a) Garnet mineralindeki 1 numaralı profil analizi boyunca FeO-Al₂O₃ değişimi, b) garnet mineralindeki 2 numaralı profil hattı boyunca FeO-Al₂O₃ değişimi.

Tablo 3. Skarn zonlarına ait garnetlerin elektron mikroprop analiz sonuçları (%).

Örnek No	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10
Analiz No	1-3	1-4	1-5	1-6	1-7	1-8	1-9	1-10	1-11	1-12	1-13	1-14	1-15	1-16	1-17	1-18	1-19	1-20
SiO ₂	37,40	37,44	37,41	38,72	38,05	37,99	37,87	37,75	37,84	37,88	38,50	37,91	38,21	38,55	37,95	38,12	38,14	38,20
TiO ₂	0,10	0,10	0,16	0,08	0,13	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,13	0,03	0,11	0,07	0,09	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	21,78	22,16	21,60	23,06	24,26	24,27	24,07	22,95	22,88	22,98	26,47	22,94	22,83	23,02	23,32	23,41	23,21	23,06
FeO	12,87	12,53	12,90	10,62	9,84	10,24	10,61	11,44	11,88	11,77	7,70	11,76	12,14	10,89	11,71	11,39	11,80	11,55
MnO	0,41	0,56	0,22	0,25	0,15	0,34	0,23	0,07	0,04	0,02	0,10	0,12	0,06	0,43	0,77	0,25	0,13	0,07
MgO	0,04	0,02	0,02	0,05	0,05	0,03	0,02	0,02	0,01	-	0,02	0,04	0,02	0,06	0,08	0,02	0,04	0,03
CaO	23,17	22,97	23,35	22,16	23,49	23,22	23,57	23,57	23,65	23,46	23,33	23,65	23,20	22,54	22,75	23,45	23,61	23,60
Na ₂ O	-	0,01	0,01	0,15	0,01	0,02	0,01	-	0,01	0,01	-	-	0,04	0,02	0,01	-	-	0,01
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	-	-	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	-	0,05	0,02	-	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,02	0,03	-	-	0,03
Σ	95,80	95,84	95,73	95,19	96,02	96,20	96,44	95,91	96,38	96,19	96,21	96,61	96,57	95,70	96,74	96,77	97,01	96,62
Si	2,985	2,974	3,030	3,013	2,969	2,930	2,925	2,961	2,963	3,080	2,881	2,961	3,002	2,998	2,972	2,950	2,960	2,971
Al iv	0,015	0,026	-	-	0,031	0,070	0,075	0,039	0,037	0,000	0,119	0,039	-	0,002	0,028	0,050	0,040	0,029
Al vi	2,046	2,065	2,046	2,156	2,051	2,180	2,155	2,110	2,099	2,295	2,290	2,097	2,125	2,145	2,009	2,112	2,110	2,112
Ti	0,006	0,006	0,009	0,005	0,008	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,007	0,002	0,007	0,004	0,005	0,002	0,003
Cr	-	0,003	0,001	-	0,001	-	-	-	0,001	-	-	-	-	0,001	0,002	-	-	0,002
Fe ³⁺	-	-	-	-	0,152	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,154	-	-	-
Fe ²⁺	0,929	0,930	0,784	0,919	0,490	0,896	0,889	0,898	0,912	0,489	0,854	0,905	0,861	0,909	0,614	0,891	0,913	0,905
Mn	0,027	0,038	0,015	0,016	0,010	0,010	0,015	0,005	0,002	0,001	0,006	0,008	0,004	0,028	0,051	0,050	0,009	0,005
Mg	0,005	0,003	0,002	0,006	0,006	0,003	0,002	0,003	0,001	-	0,002	0,004	0,002	0,007	0,009	0,002	0,004	0,003
Ca	1,982	1,955	2,026	1,848	1,964	1,919	1,951	1,981	1,984	2,044	1,870	1,979	1,953	1,878	1,910	1,944	1,964	1,966
Σ	7,996	7,999	7,914	7,966	7,681	8,010	8,015	8,001	8,002	7,910	8,025	8,000	7,950	7,975	7,754	8,005	8,002	7,996
Andradit	-	-	-	-	9,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,9	-	-	-
Grosüler	67,3	66,7	71,6	66,3	70,3	67,9	68,3	68,6	68,4	80,7	68,4	68,3	69,3	66,5	64,9	67,3	68,0	68,2
Py+Sp+Al	32,7	33,3	28,4	33,7	20,5	32,1	31,7	31,4	31,6	19,3	31,6	31,7	30,7	33,5	26,2	32,7	32,0	31,8

Tablo 3 (Devamı). Skarn zonlarına ait garnetlerin elektron mikroprop analiz sonuçları (%).

Örnek No	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10	D10
Analiz No	3-1	3-2	3-3	3-4	3-5	3-6	3-7	3-8	3-9	3-10	3-11	3-12	3-13	3-14	3-15	3-16	3-17	3-18	3-19	3-20
SiO ₂	37,23	37,65	37,74	38,04	38,11	38,07	38,09	38,10	38,12	37,84	38,21	29,96	38,23	37,93	37,85	38,42	37,68	37,85	37,51	38,15
TiO ₂	0,02	0,05	0,07	0,07	0,07	0,09	0,05	0,04	0,07	0,05	0,06	0,02	0,02	0,08	0,03	0,04	0,02	0,08	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	20,83	22,08	22,89	22,88	22,89	23,27	23,06	23,37	22,69	22,33	22,59	33,32	24,00	23,06	23,26	23,86	21,81	22,98	21,19	21,24
FeO	14,12	13,19	12,19	12,00	12,17	11,69	11,66	11,49	11,80	12,82	11,51	10,66	10,60	11,05	11,12	10,66	13,13	11,66	13,71	12,80
MnO	0,11	0,21	0,40	0,55	0,54	0,71	0,41	0,18	0,17	0,17	0,10	0,11	0,07	0,08	0,03	0,05	0,06	0,30	0,14	0,25
MgO	-	0,03	0,07	0,04	0,04	0,07	0,04	0,04	0,04	0,00	0,01	0,02	0,07	-	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,00
CaO	22,97	23,32	22,91	22,96	22,89	22,43	22,85	23,18	23,15	23,69	22,94	18,73	23,70	22,09	23,21	23,37	23,29	22,62	23,25	22,84
Na ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	-	-	-	0,04	0,03	0,02	0,01	0,04	-	0,02	0,02	-	0,01	0,01	0,00	0,01
K ₂ O	0,01	-	0,00	-	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	-	-	0,04	-	-	0,01	0,01	0,00	0,01	-	0,00
Cr ₂ O ₃	0,04	-	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	-	-	0,00	-	0,01	0,05	0,05	0,02	0,01	0,00	0,02	-
Σ	95,44	96,57	96,30	96,58	96,78	96,35	96,25	96,54	96,10	96,98	95,48	92,92	96,74	94,38	95,61	96,52	96,05	95,59	95,96	95,38
Si	3,016	2,980	3,078	2,971	2,972	2,963	2,971	2,984	2,986	2,976	3,000	2,311	3,041	2,983	2,959	2,918	2,996	2,996	3,008	3,045
Al iv	-	0,020	-	0,029	0,028	0,037	0,029	0,016	0,014	0,024	-	0,689	-	0,017	0,041	0,082	0,004	0,004	-	-
Al vi	1,992	2,053	2,294	2,102	2,101	2,129	2,121	2,022	2,106	2,061	2,119	2,496	2,349	2,160	2,135	2,121	2,053	2,024	2,008	2,011
Ti	0,001	0,003	0,005	0,004	0,004	0,005	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,001	0,001	0,004	0,002	0,002	0,001	0,005	0,004	0,004
Cr	0,003	-	0,001	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001	-	-	0,000	-	0,001	0,003	0,003	0,001	0,000	0,000	0,001	-
Fe ³⁺	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,148	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,139	-	-
Fe ²⁺	0,974	0,947	0,493	0,926	0,934	0,935	0,927	0,604	0,918	0,928	0,918	1,274	0,505	0,947	0,910	1,044	0,946	0,633	0,948	0,934
Mn	0,008	0,014	0,028	0,036	0,035	0,047	0,027	0,012	0,012	0,011	0,007	0,007	0,005	0,005	0,002	0,003	0,004	0,020	0,020	0,017
Mg	-	0,003	0,009	0,005	0,005	0,008	0,004	0,005	0,004	-	0,001	0,003	0,008	-	0,004	0,003	0,001	0,004	0,003	0,000
Ca	1,994	1,978	2,002	1,921	1,913	1,870	1,909	1,945	1,943	1,997	1,930	1,548	2,020	1,862	1,944	1,902	1,985	1,918	1,997	1,954
Σ	7,989	8,000	7,910	7,996	7,996	7,996	7,994	7,741	7,988	8,000	7,980	8,328	7,931	7,982	8,000	8,079	7,992	7,743	7,990	7,966
Andradit	-	-	-	-	-	-	-	8,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,1	-	-
Grosüler	66,9	67,2	79,0	66,4	66,2	65,4	66,5	67,0	67,5	68,0	67,6	67,0	79,6	66,0	67,8	65,1	67,6	66,4	67,2	67,3
Py+Sp+Al	33,1	32,8	21,0	33,6	33,8	34,6	33,5	24,3	32,5	32,0	32,4	33,0	20,4	34,0	32,2	34,9	32,4	25,5	32,8	32,7

Tablo 3 (Devamı). Skarn zonlarına ait garnetlerin elektron mikroprop analiz sonuçları (%).

Örnek No	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14
Analiz No	4-1	4-2	4-3	4-4	4-5	4-6	4-7	4-8	4-9	4-10	4-11	4-12	4-13	4-14	4-15	4-16	4-17	4-18	4-19	4-20
SiO ₂	36,36	35,80	35,79	35,80	36,01	36,03	35,74	35,71	35,77	35,98	35,67	35,74	35,88	35,58	36,13	35,89	35,72	36,06	35,81	36,07
TiO ₂	3,49	3,66	3,64	3,70	3,72	3,52	3,84	3,82	3,69	3,70	3,70	3,74	3,45	3,21	3,46	3,59	3,75	3,62	3,48	3,34
Al ₂ O ₃	10,63	10,49	10,54	10,49	10,45	10,87	10,42	10,45	10,56	10,48	10,49	10,55	10,68	10,19	10,86	10,60	10,44	10,64	10,54	10,94
FeO	12,76	12,89	12,67	12,88	12,82	12,59	12,84	12,87	12,74	12,76	12,92	12,77	12,60	13,08	12,41	12,37	12,75	12,49	12,40	12,13
MnO	0,10	0,05	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,14	0,10	0,03	0,04	0,07	0,09	0,10	0,00	0,03	0,06	0,08	0,10	0,08
MgO	0,59	0,63	0,61	0,63	0,61	0,62	0,61	0,60	0,63	0,62	0,61	0,59	0,57	0,58	0,56	0,61	0,61	0,58	0,57	0,57
CaO	35,35	35,33	35,44	35,52	35,61	35,61	35,30	35,32	35,43	35,42	35,32	35,37	35,42	35,46	35,54	35,36	35,41	35,55	35,60	35,57
Na ₂ O	0,01	-	-	0,03	-	0,01	0,01	0,01	-	0,02	-	-	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	-	0,01	0,03
K ₂ O	0,01	-	-	0,01	0,00	0,00	0,00	-	0,00	-	-	0,00	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	0,01
Cr ₂ O ₃	0,06	0,09	0,03	0,11	0,10	0,08	0,11	0,07	0,08	0,13	0,13	0,10	0,03	0,06	0,09	0,12	0,06	0,09	0,03	0,02
Σ	99,37	99,00	98,82	99,23	99,42	99,37	98,94	99,08	99,03	99,16	98,91	98,93	98,73	98,37	99,11	98,62	98,86	99,17	98,55	98,78
Si	2,889	2,860	3,085	2,855	2,864	2,859	2,857	2,861	2,855	2,868	2,854	2,856	3,096	2,867	2,877	2,867	2,858	2,878	2,870	2,879
Al iv	0,111	0,140	-	0,145	0,136	0,141	0,143	0,139	0,145	0,132	0,146	0,144	0,000	0,133	0,123	0,133	0,142	0,122	0,130	0,121
Al vi	0,916	0,881	1,083	0,873	0,876	0,910	0,871	0,892	0,881	0,885	0,875	0,883	1,097	0,868	0,928	0,900	0,875	0,920	0,898	0,942
Ti	0,208	0,220	0,236	0,222	0,222	0,210	0,231	0,230	0,221	0,222	0,223	0,225	0,224	0,195	0,207	0,216	0,226	0,217	0,210	0,201
Cr	0,004	0,006	0,002	0,007	0,006	0,005	0,007	0,005	0,005	0,008	0,008	0,006	0,002	0,004	0,005	0,008	0,004	0,006	0,002	0,001
Fe ³⁺	0,748	0,766	0,262	0,770	0,768	0,746	0,764	0,703	0,766	0,759	0,766	0,760	0,249	0,800	0,738	0,745	0,768	0,701	0,764	0,736
Fe ²⁺	0,100	0,095	-	0,089	0,085	0,106	0,094	0,160	0,085	0,092	0,098	0,093	-	0,081	0,089	0,106	0,085	0,133	0,068	0,074
Mn	0,007	0,003	0,004	0,004	0,006	0,003	0,003	0,009	0,009	0,002	0,003	0,005	0,006	0,007	0,000	0,002	0,004	0,006	0,006	0,005
Mg	0,069	0,075	0,078	0,075	0,073	0,073	0,073	0,072	0,075	0,073	0,073	0,070	0,074	0,070	0,066	0,073	0,073	0,068	0,068	0,067
Ca	3,009	3,024	3,274	3,035	3,034	3,027	3,024	3,032	3,030	3,025	3,028	3,029	3,275	3,062	3,032	3,026	3,036	3,040	3,058	3,043
Σ	8,061	8,072	8,023	8,075	8,069	8,081	8,068	8,106	8,074	8,066	8,074	8,071	8,023	8,086	8,067	8,076	8,071	8,092	8,072	8,069
Andradit	42,8	43,5	19,6	43,7	43,8	42,2	43,6	41,5	43,4	43,3	43,4	43,2	18,6	45,2	41,9	42,6	43,7	41,0	43,4	41,6
Grosüler	54,0	53,2	76,1	52,9	52,9	54,6	53,1	55,0	53,1	53,3	53,2	53,6	77,2	51,7	55,3	54,2	53,1	55,7	53,7	55,5
Py+Sp+Al	3,1	3,3	4,3	3,4	3,3	3,2	3,3	3,5	3,5	3,4	3,3	3,2	4,1	3,1	2,8	3,3	3,1	3,2	2,9	2,8

Tablo 3 (Devamı). Skarn zonlarına ait garnetlerin elektron mikroprop analiz sonuçları (%).

Örnek No	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14	D14
Analiz No	4-21	4-22	4-23	4-24	4-25	4-26	4-27	4-28	4-29	4-30	5-1	5-2	5-8	5-9	5-10
SiO ₂	35,76	35,70	35,45	35,37	35,09	35,16	35,36	35,57	35,45	36,62	37,54	37,88	38,20	37,66	38,21
TiO ₂	3,61	3,57	3,68	3,73	3,76	3,92	3,70	3,31	3,40	0,14	0,44	0,95	0,01	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	10,73	10,53	10,46	10,50	10,31	10,03	10,38	10,84	10,70	8,36	14,91	14,97	17,19	15,72	16,20
FeO	12,19	12,36	12,39	12,32	12,66	12,60	12,33	12,03	12,23	16,24	2,96	2,54	1,17	2,64	3,08
MnO	0,11	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,10	0,09	0,07	0,00	0,04	0,04	0,03	0,08	0,01
MgO	0,61	0,60	0,63	0,58	0,58	0,64	0,56	0,59	0,58	0,11	4,22	4,27	4,08	3,89	3,43
CaO	35,45	35,42	35,35	35,44	35,42	35,15	35,51	35,32	35,42	35,51	36,48	36,55	36,56	37,08	36,12
Na ₂ O	0,02	0,01	-	-	0,00	-	-	0,02	0,02	-	-	0,00	0,01	0,02	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,00	-	0,01	0,00	-	0,00	0,01	0,00	-	0,00	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,06	0,11	0,14	0,06	0,07	0,14	0,04	0,07	0,10	-	-	-	-	-	0,03
Σ	98,56	98,42	98,21	98,10	98,00	97,78	98,01	97,85	97,98	97,00	96,63	97,25	97,31	97,10	97,15
Si	2,864	2,866	3,070	2,850	2,837	2,851	2,853	2,872	2,858	3,012	2,978	2,982	2,985	2,973	2,827
Al iv	0,136	0,134	-	0,150	0,163	0,149	0,147	0,128	0,142	0,000	0,022	0,018	0,015	0,027	0,173
Al vi	0,910	0,895	1,079	0,880	0,852	0,841	0,872	0,943	0,907	0,844	1,384	1,381	1,574	1,446	1,339
Ti	0,217	0,216	0,240	0,226	0,229	0,239	0,224	0,201	0,206	0,009	0,026	0,056	0,000	0,000	0,001
Cr	0,004	0,007	0,010	0,004	0,004	0,009	0,003	0,005	0,007	-	-	-	-	-	0,002
Fe ³⁺	0,746	0,757	0,266	0,764	0,785	0,785	0,773	0,709	0,756	0,968	0,197	0,167	0,077	0,174	0,429
Fe ²⁺	0,070	0,073	-	0,066	0,071	0,051	0,059	0,103	0,069	0,149	-	-	-	-	0,334
Mn	0,008	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,007	0,006	0,006	-	0,003	0,003	0,002	0,005	0,000
Mg	0,073	0,072	0,081	0,069	0,070	0,077	0,068	0,071	0,070	0,013	0,500	0,501	0,475	0,458	0,379
Ca	3,042	3,047	3,280	3,060	3,068	3,055	3,069	3,056	3,060	3,129	3,102	3,083	3,061	3,136	2,864
Σ	8,070	8,070	8,031	8,074	8,082	8,064	8,075	8,093	8,080	8,125	8,212	8,193	8,189	8,219	8,349
Andradit	42,3	43,0	19,8	43,3	44,3	44,8	43,9	40,6	42,5	54,4	12,4	10,7	4,6	10,6	23,3
Grosüler	54,4	53,7	75,2	53,7	52,7	51,6	53,2	56,2	54,3	45,1	66,6	67,7	76,2	70,5	62,9
Py+Sp+Al	3,3	3,2	4,9	3,0	3,0	3,6	3,0	3,2	3,2	0,5	21,1	21,6	19,2	18,9	13,8

Tablo 4. Skarn zonlarına ait piroksenlerin elektron mikroprop analiz sonuçları (%).

Örnek No	D14-1	D14-1	D14-1	D14-1	D14-1	D27	D27	D27	D27	D27	D27	D27	D27	D27	D27	D27
Analiz No	5-3	5-4	5-5	5-6	5-7	16-1	16-2	16-3	16-4	16-5	16-6	16-7	16-8	16-17	16-18	16-20
SiO ₂	55,74	55,02	55,78	54,23	53,02	54,13	54,18	54,36	50,49	54,20	42,02	50,01	53,80	53,61	54,40	49,88
TiO ₂	0,01	0,03	-	0,01	0,01	0,13	0,10	0,09	1,28	0,23	2,06	1,27	0,10	0,16	0,24	0,25
Al ₂ O ₃	0,16	1,49	0,16	0,41	0,16	0,58	0,50	0,46	4,88	2,26	10,75	5,03	0,64	2,98	2,63	5,99
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,06	0,06	-	0,01	0,01	0,00	0,00	-	-	-
FeO	0,21	0,32	0,10	0,15	0,22	6,90	6,83	6,47	10,30	8,55	14,29	11,11	7,77	8,92	8,82	12,62
MnO	0,15	0,42	0,37	0,17	0,09	0,24	0,22	0,18	0,18	0,18	0,10	0,17	0,29	0,12	0,15	0,02
MgO	18,70	18,75	18,74	18,37	17,42	15,33	15,33	15,51	16,50	18,53	12,29	16,22	15,29	18,38	18,51	13,04
CaO	26,53	26,01	26,37	26,89	26,99	23,18	23,29	23,47	11,99	12,31	11,74	11,98	22,26	12,20	12,26	14,74
Na ₂ O	0,01	-	0,01	0,02	0,01	0,35	0,34	0,37	1,10	0,48	2,14	1,11	0,40	0,63	0,59	0,36
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,46	0,14	0,66	0,44	0,01	0,15	0,17	0,07
Σ	101,52	102,14	101,60	100,29	98,01	100,96	100,89	101,03	97,24	96,91	96,20	97,41	100,58	97,19	97,79	97,07
Si	1,986	1,951	1,986	1,964	1,970	1,986	1,988	1,990	1,904	2,015	1,663	1,892	1,985	1,992	2,006	1,907
Ti	0,000	0,001	-	0,000	0,000	0,004	0,003	0,002	0,036	0,006	0,061	0,036	0,003	0,004	0,007	0,007
Al _{IV}	0,007	0,049	0,007	0,018	0,007	0,014	0,012	0,010	0,096	0,000	0,337	0,108	0,015	0,008	0,000	0,093
Al _{VI}	0,000	0,014	-	0,000	0,000	0,011	0,010	0,010	0,121	0,113	0,165	0,116	0,012	0,123	0,120	0,177
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	-	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-	-
Fe ³⁺	0,033	0,050	0,030	0,085	0,080	0,030	0,028	0,032	0,007	0,000	0,358	0,034	0,040	-	-	-
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,181	0,181	0,166	0,317	0,269	0,101	0,316	0,199	0,280	0,275	0,407
Mn	0,004	0,013	0,011	0,005	0,003	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,003	0,005	0,009	0,004	0,005	0,001
Mg	0,993	0,991	0,995	0,992	0,965	0,838	0,839	0,846	0,928	1,027	0,725	0,915	0,841	1,018	1,017	0,743
Ca	1,013	0,988	1,006	1,043	1,074	0,911	0,916	0,920	0,484	0,490	0,498	0,485	0,880	0,486	0,484	0,604
Na	0,001	-	0,000	0,002	0,000	0,025	0,024	0,026	0,081	0,035	0,164	0,081	0,029	0,046	0,042	0,026
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,007	0,033	0,021	0,000	0,007	0,008	0,004
Σ	4,011	4,017	4,010	4,029	4,027	4,009	4,009	4,010	4,002	3,953	4,109	4,010	4,013	3,967	3,958	3,969
Johansenit	1,5	2,3	2,1	1,5	1,3	1,8	1,7	1,6	1,7	1,7	1,5	1,7	1,9	1,6	1,6	1,2
Hedenberjit	0,6	0,9	0,3	0,5	0,7	20,0	19,8	18,8	25,8	20,7	38,6	27,6	21,9	21,5	21,2	35,4
Diyopsit	98,9	97,8	98,6	99,0	99,0	79,3	79,5	80,7	73,7	78,9	61,1	72,0	77,2	78,2	78,4	64,6

Tablo 4 (Devamı). Skarn zonlarına ait piroksenlerin elektron mikroprop analiz sonuçları (%).

Örnek No	D27	D27	D27	D27	D27	D27	D27
Analiz No	16-21	16-9	16-10	16-11	16-12	16-13	16-14
SiO ₂	46,79	43,68	43,93	43,78	47,13	42,01	43,41
TiO ₂	1,41	1,73	1,75	1,75	1,23	1,79	1,82
Al ₂ O ₃	7,53	11,42	11,30	11,66	8,75	11,73	11,70
Cr ₂ O ₃	0,04	0,06	0,21	0,09	-	0,03	0,01
FeO	11,95	8,52	8,55	10,41	11,46	11,58	11,03
MnO	0,11	0,15	0,11	0,16	0,12	0,09	0,13
MgO	14,47	15,51	15,61	14,63	15,02	13,40	14,20
CaO	11,99	12,25	12,18	12,11	12,00	12,02	12,08
Na ₂ O	1,42	2,28	2,19	2,23	1,56	2,13	2,16
K ₂ O	0,74	0,70	0,74	0,69	0,63	0,68	0,66
Σ	96,52	96,43	96,71	97,60	97,97	95,54	97,33
Si	1,806	1,676	1,680	1,672	1,785	1,652	1,667
Ti	0,041	0,050	0,050	0,050	0,035	0,053	0,053
Al _{iv}	0,194	0,324	0,320	0,328	0,215	0,348	0,333
Al _{vi}	0,149	0,193	0,190	0,197	0,175	0,195	0,197
Cr	0,001	0,002	0,006	0,003	-	0,001	0,000
Fe ³⁺	0,154	0,341	0,322	0,331	0,169	0,353	0,326
Fe ²⁺	0,227	0,000	0,000	0,000	0,189	0,016	0,019
Mn	0,004	0,005	0,003	0,005	0,004	0,003	0,004
Mg	0,833	0,887	0,890	0,833	0,848	0,785	0,813
Ca	0,496	0,504	0,499	0,495	0,487	0,506	0,497
Na	0,106	0,170	0,162	0,165	0,115	0,163	0,161
K	0,036	0,034	0,036	0,034	0,030	0,034	0,032
Σ	4,047	4,109	4,103	4,104	4,052	4,110	4,102
Johansenit	1,5	1,6	1,5	1,6	1,5	1,4	1,5
Hedenberjit	31,3	22,9	23,0	27,8	29,6	31,9	29,7
Diyopsit	68,4	76,6	76,7	71,7	70,1	67,8	70,0

Newberry (1991), indirgenmiş skarlarda, piroksenin garnetten daha yaygın ve hedenbergit bileşimine yakın olduğunu, diğer taraftan oksitlenmiş skarlarda piroksen bolluğunun garnetten daha az ve bileşimlerinin diyopsit hedenberjit arasında olduğunu belirlemiştir. Buna göre bu çalışmada gözlenen piroksen bolluğunun garnetlerden daha az olmasının yanında, piroksenlerin diyopsit ve hedenbergit arasında değişen bileşimleri oksitlenmiş skarn tipine işaret etmektedir.

Skarn tip yataklarda piroksenlerin Mg, Mn ve Fe içerikleri ile skarn yatakların metal içerikleri arasında sistematik ilişkiler bulunmaktadır (Burt, 1972; Einaudi vd., 1981; Newberry; 1991; Nakona vd., 1994; Nakona, 1998). Buna göre Mn içeren piroksenler (Johansenit) Zn tip skarnları, diyopsit ve hedenbergit arasında bileşime sahip piroksenler ise Cu-Fe tip skarnları temsil etmektedir. Bu çalışmada her ne kadar skarnın mineral parajenezinde sfaleritler gözlenmiş olsa da, piroksenlerin düşük Mn içerikleri Zn tip skarnlar ile uyuşmamaktadır. Bununla birlikte üçlü diyagram üzerinde diyopsit-hedenberjit arasında bileşime sahip olan piroksenler Cu-Fe tip skarnlar ile benzerlik sunmaktadır.

Skarn tip yataklar üzerine yapılan çalışmaların bir kısmında yatak tipinin sınıflandırılmasında piroksenlerin Mn/Fe oranlarının kullanıldığı görülmektedir (Nakano vd., 1994 ve Nakano, 1998). Bu araştırmacılar skarnları piroksenlerin Mn/Fe oranlarına göre sınıflandırarak bu oranın Cu-Fe skarlarda <0.1 ; W tipi skarlarda 0,1-0,2 arasında ve Pb-Zn tipi skarlarda ise $>0,2$ olduğunu belirlemişlerdir. Bu çalışmada piroksenlerinin Mn/Fe oranları 18 adet piroksen analizinde <0.1 olarak hesaplanmış iken, 5 adet piroksen analizinde 0,4 ile 3,75 arasında hesaplanmıştır. Buna göre bu oranın <0.1 olduğu değerler tipik olarak Cu-Fe tip skarnlar ile uyum gösterirken, bu oranın 0,4 ile 3,75 arasında olduğu değerler Zn tip skarnlar ile ilişkilendirilebilir.

Gerek garnetlerin, gerekse piroksenlerin bileşimleri, Einaudi vd. (1981) ve Meinert, (1983 ve 1992) tarafından önerilen ve skarn tiplerinin sınıflandırıldığı üçlü diyagramlara aktarıldığında (Garnetler için [Pirop+Spesartin+Almandin]-Grosüler-Andradit; piroksenler için Johansenit-Hedenbergit-Diyopsit), Düzköy skarnlarının Fe-Cu-Zn tip skarn alanlarla uyumlu olduğu görülmektedir (Şekil 19a, b).

Tablo 5. Pirit minerallerine ait elektron mikroprop analiz sonuçları (%).

Örnek No	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	81-2-2	81-2-2	81-2-2	81-2-2	81-2-2	81-2-2	81-2-2	81-2-2
Analiz No	1-2	1-3	2-1	2-2	2-3	2-4	2-5	2-6	2-7	2-8	3-1	3-2	3-3	3-4	3-5	3-14	3-15	3-16
Fe	44,64	45,34	43,32	45,20	44,70	44,71	45,13	45,11	44,80	45,09	45,18	44,65	44,55	44,94	45,00	45,20	45,25	45,16
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	0,04	-	0,10	-	-	-	0,04	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	0,04	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-
Ag	0,05	0,03	-	0,07	0,03	0,05	0,05	0,05	0,07	0,03	-	0,04	-	-	-	-	0,05	0,03
S	53,47	53,71	53,73	53,90	53,92	52,83	53,80	53,76	54,45	53,58	53,69	53,76	54,14	53,88	53,77	53,89	54,35	53,58
Cu	0,06	-	0,04	-	0,04	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07	0,05	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Se	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	0,06	0,03	0,03	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-
Au	-	0,04	-	-	-	-	0,05	0,05	-	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	98,27	99,21	97,12	99,33	98,73	97,61	99,07	99,13	99,44	98,73	99,02	98,59	98,77	98,94	98,85	99,11	99,70	98,83
Fe	0,972	0,979	0,949	0,974	0,967	0,981	0,975	0,975	0,962	0,977	0,977	0,968	0,963	0,971	0,973	0,975	0,970	0,978
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	0,001	-	0,002	-	-	-	0,001	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	0,000	-	-	-	0,000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,000	-	-	-	-
Ag	0,001	0,000	-	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	-	0,000	-	-	-	-	0,001	0,000
S	2,027	2,020	2,050	2,023	2,032	2,019	2,024	2,023	2,036	2,022	2,022	2,031	2,037	2,027	2,026	2,025	2,029	2,021
Cu	0,001	-	0,001	-	0,001	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	0,001	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Se	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	0,000	0,000	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,000	-	-	-	-
Au	-	0,000	-	-	-	-	-	-	-	-	0,000	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Tablo 5 (Devamı). Pirit minerallerine ait elektron mikroprop analiz sonuçları (%).

Örnek No	D5	D5	D5	D5	D5	D5	D5	D3.2.1	D3.2.1	D3.2.1	D3.2.1	D3.2.1	D3.2.1	81-2a	81-2a	81-2a	81-2a	81-2a
Analiz No	6-1	6-2	6-3	6-4	6-5	6-6	6-7	7-11	7-12	7-13	7-14	7-15	7-16	10-5	10-6	10-7	10-8	10-9
Fe	45,23	45,36	45,54	45,20	45,38	45,07	45,15	44,03	43,48	43,54	43,17	45,23	45,50	44,88	45,12	45,30	45,43	45,50
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,05	-
Zn	-	-	0,09	0,06	0,03	0,02	0,04	0,03	-	-	0,05	-	0,10	0,06	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag	-	-	0,09	-	0,09	0,04	0,10	-	0,07	0,03	-	-	0,05	-	0,02	-	-	-
S	54,81	54,32	54,52	54,20	54,77	54,73	54,71	53,86	53,57	53,71	53,59	54,71	54,40	54,31	54,49	54,62	54,34	54,23
Cu	0,04	0,03	0,03	-	-	0,04	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	0,05	-	0,06
Ni	0,14	0,18	0,07	0,33	-	-	0,48	0,04	-	-	-	0,03	0,05	-	-	-	-	0,05
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Se	-	0,03	-	0,03	-	0,03	0,03	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	0,03	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Au	-	-	0,14	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-	0,04	-	0,05	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100,29	99,96	100,51	99,87	100,32	99,96	100,54	98,02	97,17	97,32	96,88	100,01	100,12	99,34	99,69	100,06	99,90	99,83
Fe	0,963	0,971	0,971	0,969	0,967	0,963	0,961	0,958	0,953	0,953	0,949	0,965	0,972	0,965	0,967	0,967	0,973	0,975
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	0,000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	0,001	-
Zn	-	-	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	-	-	0,001	-	0,002	0,001	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag	-	-	0,001	-	0,001	0,000	0,001	-	0,001	0,000	-	-	0,000	-	0,000	-	-	-
S	2,033	2,025	2,024	2,023	2,031	2,035	2,027	2,040	2,046	2,047	2,051	2,034	2,024	2,034	2,033	2,031	2,026	2,023
Cu	0,001	0,001	0,001	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	0,001	-	-	0,001	-	0,001
Ni	0,003	0,004	0,001	0,007	-	-	0,010	0,001	-	-	-	0,001	0,001	-	-	-	-	0,001
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Se	-	0,000	-	0,000	-	0,000	0,000	-	-	0,000	-	-	-	-	-	-	-	0,000
Te	-	-	-	-	-	-	-	0,000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Au	-	-	0,001	-	-	-	-	-	0,000	-	-	-	-	0,000	-	0,000	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Tablo 5 (Devamı). Pirit minerallerine ait elektron mikroprop analiz sonuçları (%).

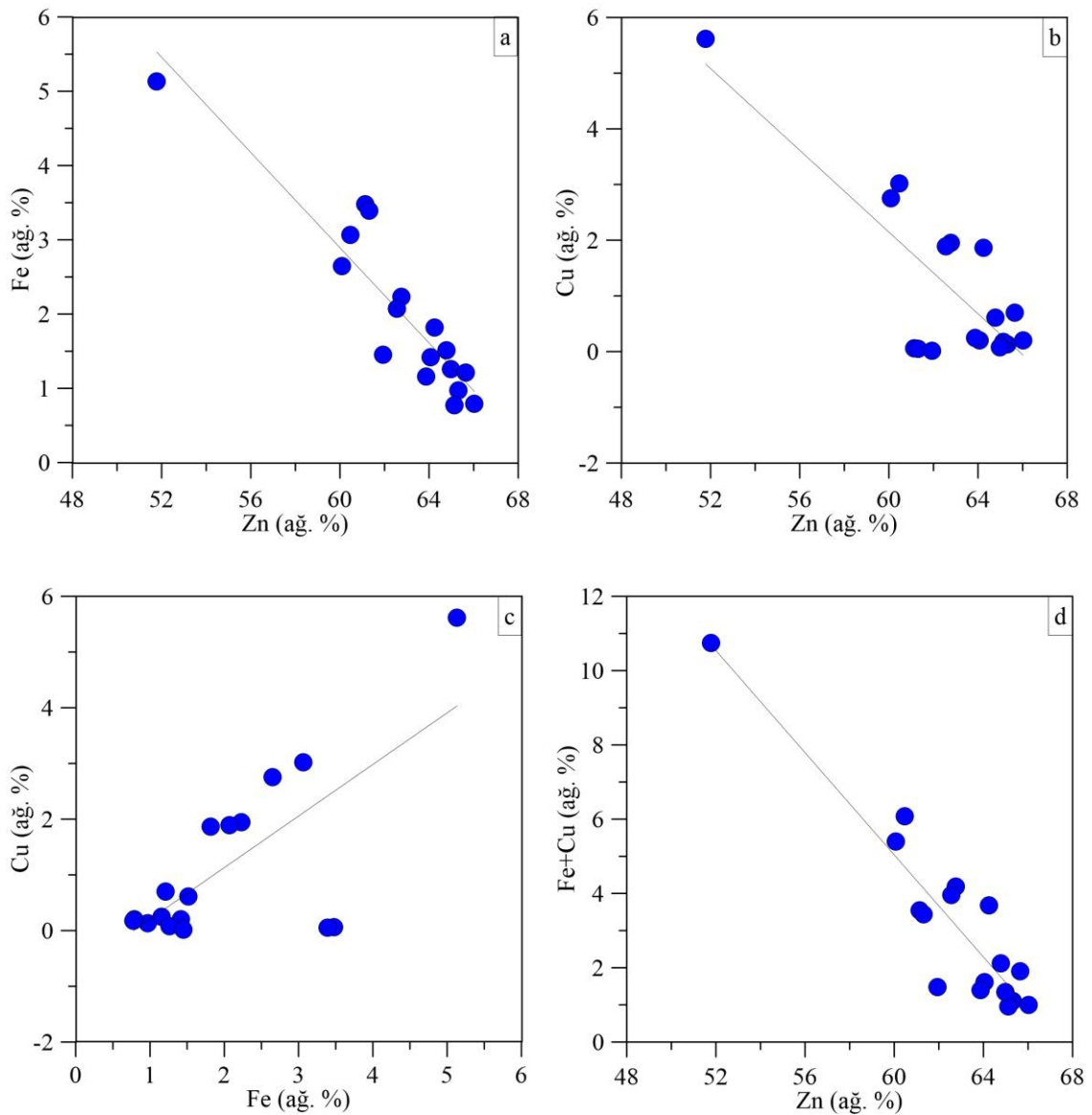
Örnek No	81-2a	81-2a	81-2a	D13.3.1	D13.3.1	D13.3.1	D13.3.1
Analiz No	10-10	10-11	10-12	11-12	11-13	11-14	11-15
Fe	45,34	45,33	45,73	43,15	43,57	43,48	44,35
Pb	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0,06	-	-	-	0,03	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-
Ag	-	0,06	-	-	-	-	0,03
S	54,97	54,96	54,95	54,15	54,50	54,01	54,10
Cu	-	0,04	-	-	-	0,07	-
Ni	-	0,06	-	1,17	0,94	0,76	1,34
Co	-	-	-	0,93	0,57	0,58	-
Se	0,03	0,01	-	0,05	0,01	0,02	-
Te	-	-	-	-	0,02	0,03	-
Au	0,06	0,07	0,04	-	-	0,05	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100,50	100,54	100,74	99,46	99,64	99,00	99,84
Fe	0,964	0,963	0,970	0,934	0,938	0,943	0,951
Pb	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0,001	-	-	-	0,001	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-
Ag	-	0,001	-	-	-	-	0,000
S	2,035	2,034	2,030	2,041	2,042	2,039	2,021
Cu	-	0,001	-	-	-	0,001	-
Ni	-	0,001	-	0,024	0,019	0,016	0,027
Co	-	-	-	-	-	-	-
Se	0,000	0,000	-	0,001	0,000	0,000	-
Te	-	-	-	-	0,000	0,000	-
Au	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-
Σ	3	3	3	3	3	3	3

Tablo 6 (Devamı). Kalkopirit minerallerine ait elektron mikroprop analiz sonuçları (%).

Örnek No	D13-3-1	D13-3-1	D13-3-1	D13-3-1	D13-3-1
Analiz No	11-7	11-8	11-9	11-10	11-11
Fe	29,30	29,15	29,06	28,89	29,14
Pb	-	-	-	-	-
As	-	0,03	-	-	0,03
Zn	-	-	-	-	0,03
Sb	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-
Ag	-	0,05	0,04	-	-
S	35,11	35,03	35,39	35,32	35,26
Cu	33,92	33,98	34,08	33,75	33,77
Ni	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-
Se	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	0,03	-
Au	-	0,04	-	0,09	-
Bi	-	-	-	-	-
Σ	98,35	98,31	98,60	98,10	98,24
Fe	0,975	0,971	0,963	0,962	0,969
Pb	-	-	-	-	-
As	-	0,001	-	-	0,001
Zn	-	-	-	-	0,001
Sb	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-
Ag	-	0,001	0,001	-	-
S	2,034	2,032	2,043	2,049	2,042
Cu	0,992	0,995	0,993	0,988	0,987
Ni	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-
Se	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	0,000	-
Au	-	0,000	-	0,001	-
Bi	-	-	-	-	-
Σ	4	4	4	4	4

3.5.3. Sfalerit Kimyası

Düzköy skarnında nadiren gözlenen ve boyutu 50 μm 'yi geçmeyen sfaleritlerden toplam 17 adet ölçüm yapılmış ve analiz sonuçları Tablo 7'de verilmiştir. Mikrokimyasal analizlere göre sfaleritler, ana bileşen olan Zn'nin dışında en yüksek değerler olarak 5,61 ağırlık % Cu, 5,14 ağırlık % Fe ve 0,61 ağırlık % Cd içermektedir. Sfaleritlerdeki Fe ve Cu'nun Zn ile olan korelasyonları bu elementlerin kristal sistemi içerisinde Zn ile değiş tokuş yaptığını göstermektedir (Şekil 23a-d).



Şekil 23. a) Sfalerit minerallerindeki Zn-Fe arasındaki negatif korelasyon, b) Sfalerit minerallerindeki Zn-Cu arasındaki negatif korelasyon, c) Sfalerit minerallerindeki Fe-Cu arasındaki pozitif korelasyon, d) Sfalerit minerallerindeki Zn-(Fe+Cu) arasındaki negatif korelasyon.

Sfaleritlerin bileşimleri pek çok çalışmada (Craig ve Vaughan, 1994; Cook, 1996; Holten vd., 2000; L'Heureux ve Jamtveit, 2002; Palero ve Martin-Izard, 2005) cevher oluşum şartlarının ve kökenlerinin belirlenmesinde kullanılmıştır. Grammatikopoulos Roth (2002) ve Dibenedetto vd. (2005)'ya göre sfaleritler, cevher oluşum sonrasındaki süreçlerden etkilenmediği için, bu mineralin bileşimi, kristallenme sonrası dengeleme şartlarından çok ilksel oluşum şartlarını yansıtmaktadır. Önceki çalışmalara göre sfalerit içinde FeS 56 mol %'ye kadar (Balabin ve Urusov, 1995; Pattrick vd., 1998), CdS 14 mol %'ye kadar (Tauson vd., 1977; Maurel, 1978) ve MnS de 15 mol %'ye kadar (Pattrick vd., 1998) çözülebilmektedir. Diğer bazı araştırmacılara göre de sfaleritlerin Fe içeriği oluşum sıcaklığına paralel olarak artış göstermektedir (Scott ve Barnes, 1971; Kojima ve Sugaki, 1985; Lusk ve Calder, 2004). Bu çalışmada sfaleritlerin Fe içeriği ağırlık % 1,57 ile 5,14 arasında değişmektedir. Düzköy lokasyonunda bulunan sfalerit minerallerinin Fe içeriklerini bilinen skarn tip yataklara kıyasla oldukça düşük olduğu görülmektedir. Buna göre sfaleritlerin Fe içeriğinin oldukça düşük oluşu, düşük sıcaklık şartlarıyla ilişkilendirilebilir.

Sfaleritlerin Cd içeriği ve Zn/Cd oranı pek çok çalışmada yatak tipini belirlemede kullanılmıştır. Johansson ve Sangster (1978), Zn/Cd oranının volkano-tortul yataklarda 417-531 arasında değiştiğini belirtirken, Xuexin (1984) bu oranın magmatik hidrotermal yataklarda diğer yatakların hepsinden daha düşük olup 104-214 arasında değiştiğini belirtmektedir. Zaw ve Large (1996)'ye göre bu oran karbonat ilişkili tabakaya uyumlu yataklarda, metamorfize olmuş tortul yataklarda ve stratiform yataklarda 252-330 arasında, volkano-tortul yataklarda ise 417-531 arasındadır. Diğer taraftan Brill (1989), New South Wales Avustralya'daki metamorfize olmuş hidrotermal yataklarda bu oranın 698 olmak üzere en yüksek değere sahip olduğunu rapor etmiştir. Gottesmann ve Kampe (2007)'ye göre bazaltik kayalara bağlı yataklarda sfaleritlerin Zn/Cd oranları 477 ve üzerinde iken, andezitik kayalara bağlı yataklarda bu oran 328-427 arasında ve asitik kayalara bağlı yataklarda ise 300'ün altındadır. Bu çalışmada sfaleritlerin Zn/Cd oranları 145 ile 900 arasında değişmekte olup oldukça geniş bir aralık sunmaktadır. Yukarıdaki açıklamalara göre bu oranın bazik karakterli kayalarda arttığı, asidik kayalarda azaldığı anlaşılmaktadır. Buna göre yüksek değerler bazaltik yan kayalardan, düşük değerler ise granitik intrüzyondan kaynaklanmış olmalıdır.

Tablo 7. Sfalorit mineraline ait elektron mikroprop analiz sonuçları(%).

Örnek No	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	D3-9	D5	D5	D5	D5	D5	D5	D5	D5	D5	D5
Analiz No	2-11	2-12	2-13	2-14	2-15	2-16	2-17	6-11	6-12	6-13	6-14	6-19	6-20	6-21	6-23	6-24	6-25
Fe	0,97	0,79	3,48	3,39	0,77	1,42	1,16	1,82	1,51	1,26	1,45	2,23	5,13	1,21	3,06	2,07	2,65
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	65,32	66,02	61,14	61,31	65,13	64,06	63,87	64,25	64,78	64,98	61,94	62,77	51,78	65,64	60,47	62,55	60,08
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	0,51	0,46	0,36	0,35	0,61	0,53	0,47	0,12	0,09	0,10	0,04	0,08	0,13	0,04	0,12	0,08	0,07
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	0,03	0,04	-	0,03	-	-
S	32,95	31,85	32,62	32,37	31,93	32,65	33,91	33,29	32,84	32,37	31,46	33,25	33,38	33,61	33,61	33,26	33,00
Cu	0,13	0,21	0,06	0,05	0,18	0,20	0,25	1,86	0,61	0,08	0,02	1,95	5,61	0,70	3,02	1,89	2,76
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	0,03	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-	-	0,03	-	-	-
Se	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,03	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	0,03
Au	-	0,08	-	-	0,04	-	-	-	-	-	0,04	-	-	-	-	0,05	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	99,90	99,50	97,67	97,48	98,68	98,89	99,68	101,35	99,85	98,86	94,98	100,36	96,08	101,28	100,36	99,94	98,60
Fe	0,017	0,014	0,062	0,060	0,014	0,025	0,020	0,031	0,026	0,022	0,027	0,039	0,091	0,021	0,053	0,036	0,046
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0,974	0,997	0,926	0,932	0,989	0,965	0,947	0,943	0,965	0,980	0,969	0,928	0,786	0,962	0,890	0,928	0,901
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	0,004	0,004	0,003	0,003	0,005	0,005	0,004	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,000	-	0,000	0,000	-	0,000	-	-
S	1,002	0,981	1,008	1,004	0,989	1,003	1,025	0,997	0,998	0,995	1,003	1,003	1,033	1,005	1,009	1,006	1,009
Cu	0,002	0,003	0,001	0,001	0,003	0,003	0,004	0,028	0,009	0,001	0,000	0,030	0,088	0,011	0,046	0,029	0,043
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	-	-	0,001	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	-	-	-	0,000	-	-	-
Se	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	0,000	-	-	-	-	-	-	-	0,000
Au	-	0,000	-	-	0,000	-	-	-	-	-	0,000	-	-	-	-	0,000	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

3.6. Sıvı Kapanımlar

Sıvı kapanımlarda gerçekleştirilen mikrotermometrik ölçümler, özel olarak tasarlanmış mikroskop yardımıyla sıvı kapanımların soğutulması ve ısıtılması sırasında gerçekleşen faz geçişlerinin belirlenmesi esasına dayanır. Soğutma işleminde sıvı azot kullanıldığından $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$ 'ye kadar soğutma yapılabilmektedir. Isıtma işleminde ise üst limit kullanılan cihazın türüne bağlı olarak değişmekte olup, bu çalışmada kullanılan Linkam THMG600 model sıvı kapanım cihazında bu limit $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ 'dir. Bu çalışmada soğutma ve ısıtma işlemleri sırasında gözlenen faz geçişleri aşağıdaki gibidir.

İlk Buz Ergime Sıcaklığı (T_{fm}) : Tamamen dondurulmuş sıvı kapanımların ısıtılması sırasında ilk buz kristalinin ergimeye başladığı sıcaklık değeri "İlk Buz Ergime Sıcaklığı (T_{fm})" veya "Ötektik Sıcaklığı (T_e)" olarak tanımlanmaktadır. İçerisinde belirli bir tuz türü bulunan sıvı kapanımlarda ilk ergime sıcaklığı mevcut tuz türüne göre değişiklik göstermekte olup, bu değer ilgili tuz türünün miktarından bağımsızdır. Buna göre ilk buz ergime sıcaklığını ölçmek suretiyle sıvı kapanımların bileşiminde bulunan tuzun türünü belirlemek mümkündür. Sıvı kapanımlarda yaygın olarak gözlenen tuz türlerinden CaCl_2 'ün ilk ergime sıcaklığı $-49,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, MgCl 'ün $-33,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ve NaCl 'nin ise $-21,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ şeklindedir.

Eğer kapanımların bileşiminde bulunan tuzlar tek bir tuz türünden ziyade farklı tuz türlerinin karışımından müteşekkil ise bu durumda da ilk ergime bileşimde bulunan tuz türlerinin ötektik sıcaklıkları arasında bir değer olacaktır. Ölçülen T_{fm} sıcaklıklarını Roedder (1979), Hein (1989), Shephard vd. (1985) tarafından geliştirilen çeşitli tablolar kullanılarak sıvı kapanımların bileşiminde bulunan olası tuz türlerini belirlemek mümkündür.

Son Buz Ergime Sıcaklığı (T_{m-ice}): Sıvı kapanımların ısıtılması esnasında kapanım içerisindeki buz kristalinin tamamen eridiği sıcaklıktır. Sıvı kapanımların bileşiminde bulunan tuz, bu kapanımların donma sıcaklığını saf suya göre düşüreceğinden, 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 düşecektir. Buna göre içerisinde belirli miktar çözülmüş tuz bulunan sıvı kapanımların son buz ergime sıcaklığı ile tuz miktarı arasındaki ilişkiyi faydalanmak suretiyle kapanımların içerdiği tuz miktarını hesaplamak mümkündür.

Sıvı kapanımların bileşiminde en yaygın olarak bulunan tuz türü NaCl olduğundan (Shepherd vd., 1985; Bodnar, 1993; Wilkinson, 2001) ve farklı tuz türlerinin bulunması durumunda, T_{m-ice} sıcaklıklarına göre hesaplanacak tuzluluk miktarında yapılabilecek hata payı % 5'i geçmeyeceğinden (Shepherd vd., 1985) tuzluluk miktarı genel kabul olarak NaCl eşdeğeri olarak verilmektedir. Bu çalışmada da tuzluluk miktarı NaCl eşdeğeri olarak verilmiştir.

Homojenleşme Sıcaklığı (T_h): Sıvı kapanımların ısıtılması sırasında içerisindeki gaz fazın tamamen homojenleştiği sıcaklık olarak bilinir. Ölçülen homojenleşme sıcaklığı atmosfer basıncı koşullarında ölçülen en düşük sıcaklık değeridir. Bundan dolayı ölçülen homojenleşme sıcaklıklarına, sıvı kapanımların oluştuğu derinlik belirlenmek suretiyle basınç düzeltilmesi yapmak gerekir.

3.6.1. Sıvı Kapanım Petrografisi

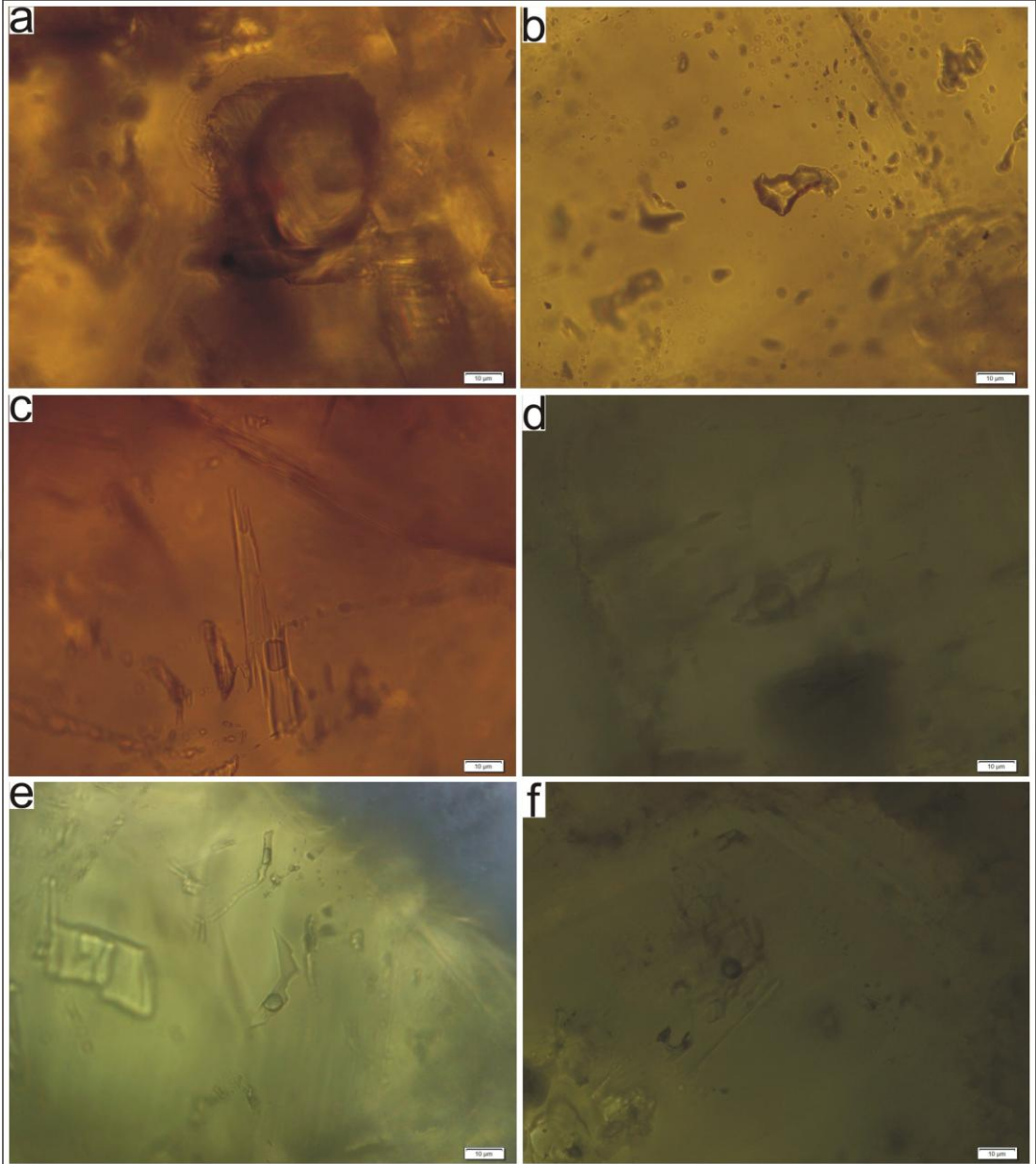
Sıvı kapanı çalışması Düzköy (Kürtün) skarn yatağı çevresinde proksimal ve distal zonlarda bulunan ve skarnın ilerleyen ve gerileyen evrelerini temsil eden garnet, epidot, kuvars ve kalsit minerallerinde yapılmıştır. Bu minerallerde içerdiği faz sayılarına göre 3 farklı grup sıvı kapanım tanımlanmıştır. Bunlardan ilki katı (S), sıvı (L) ve gaz (V) içeren kapanımlar olup bunlar Tip I olarak tanımlanmıştır. İkinci gruptaki kapanımlar sıvı ve gaz içeren iki fazlı kapanımlar olup gaz/sıvı oranlarına ve homojenleştikleri faza göre 2 farklı tipi tanımlanmıştır. Bunlardan ilki olan gaz bakımından zengin ve gaz faza homojenleşen kapanımlar Tip II, sıvı bakımından zengin ve sıvı faza homojenleşen kapanımlar ise Tip III olarak tanımlanmıştır. Üçüncü grup kapanımlar ise tek fazlı tamamen sıvı (L) veya gazdan (V) oluşan kapanımlardır. Bu tek fazlı kapanımlarda faz geçişleri gözlenemeyeceğinden mikrotermometrik ölçümler üç fazlı (Tip I), iki fazlı gazca zengin (Tip II) ve iki fazlı sıvıca zengin (Tip III) kapanımlarda yapılmıştır.

İki fazlı sıvı kapanımların bir kısmı birincil kökenli olup cevherleşmeyle eş zamanlı olarak oluşmuş iken bir kısmı da cevherleşme sonrası süreçlerde oluşmuş olan ikincil kapanımlar şeklindedir. İkincil kapanımlarda yapılacak ölçümler cevherleşmenin ilksel oluşum şartlarını yansıtmayacağından bu ikincil kapanımlarda ölçüm yapılmamıştır. Ayrıca ikincil kapanımlar genellikle mineraller içerisinde kırık hatları boyunca dizilim gösterdiğinden ısıtma sırasında bu kapanımlarda gaz kaçıışı olabilmektedir. Bu durum sağlıklı ölçüm yapılmasını engellemektedir.

Bütün minerallerde bulunan sıvı kapanımlar oda sıcaklığında sahip oldukları faz sayılarına, farklı gaz/sıvı oranlarına, homojenleşmenin gerçekleştiği faz türüne ve ölçülen mikrotermometrik verilere göre belirgin farklılık gösterdiğinden her mineral türündeki özellikleri ve ölçüm sonuçları ayrı ayrı değerlendirilmiş ve aşağıda verilmiştir.

Garnet minerallerinde bulunan sıvı kapanımlar sıvı ve gazdan oluşan iki fazlı kapanımlar şeklindedir. Bu kapanımlar gaz/sıvı oranlarına ve homojenleşmenin gerçekleştiği faz türüne göre iki ayrı tiptedir. Bunlardan ilki olan Tip II kapanımların gaz oranı sıvıdan fazla olup homojenleşme gaz fazıdır (Şekil 24a). Tip III kapanımlarda ise gaz oranı sıvı fazdan düşük olup homojenleşme sıvı faza gerçekleşmiştir. Tip III kapanımlar da gaz/sıvı oranı bakımından farklılık göstermektedir. Bunlardan bir kısmının gaz oranı % 30-40 arasında olup bu grup kapanımlar Tip IIIa (Şekil 24b), gaz oranının % 10-20 arasında olduğu kapanımlar ise Tip IIIb (Şekil 24c) olarak tanımlanmıştır. Tip IIIa kapanımlar kesitlerde aynı mineral içinde, bazen de aynı alanda zaman zaman Tip II kapanımlara eşlik etmektedir. Tip IIIb kapanımlar ile Tip II kapanımlar arasında böyle bir ilişki gözlenmez.

Garnet minerallerinde genellikle düzensiz geometrik şekilli sıvı kapanımlar egemendir. Bunun dışında oval elipsoidal, damla şekilli ve ince uzun sıvı kapanımlar da gözlenmiştir. Sıvı kapanım boyutları genel olarak birkaç mikron ile 20 mikron arasında değişmektedir. Bunun dışında nadiren 40 µm boyutuna ulaşan kapanımlar gözlenmiştir. Garnet minerallerindeki kapanım bolluğu diğer minerallerden oldukça azdır.



Şekil 24. a) Garnet minerallerinde Tip II sıvı kapanımlar, b) garnet minerallerindeki Tip IIIa sıvı kapanımlar, c) garnet minerallerindeki Tip IIIb sıvı kapanımlar, d) epidot minerallerindeki Tip IIIa sıvı kapanımlar, e, f) epidot minerallerindeki Tip IIIb sıvı kapanımlar.

Epidot minerallerinde bulunan sıvı kapanımlar sıvı ve gaz içeren iki fazlı kapanımlar şeklindedir. Ancak bu minerallerdeki bütün kapanımlar sıvı bakımından zengin olup bu kapanımlarda homojenleşme sıvı faza gerçekleşmiştir. Epidotlardaki kapanımların tamamı yukarıda yapılan sınıflandırmaya göre Tip III kapanımlar grubundadır. Ancak bu kapanımlara gaz/sıvı oranlarına göre garnetlerde olduğu gibi iki farklı gruba ayrılmıştır. Gaz/sıvı oranının % 30-40 arasında olduğu kapanımlara Tip IIIa

(Şekil 24d), bu oranın % 10-20 arasında olduğu kapanımlara ise Tip IIIb (Şekil 24e, f) olarak sınıflandırılmıştır.

Epidot minerallerinde, garnetlerde olduğu gibi genellikle düzensiz geometrik şekilli sıvı kapanımlar egemendir. Bunun dışında oval, elipsoidal ve uzun çubuksu sıvı kapanımlar da gözlenmiştir. Epidot minerallerindeki sıvı kapanım boyutları birkaç mikron ile 20 mikron arasında değişmektedir. Kesitlerde daha büyük boyutlu kapanım gözlenmemiştir. Epidot mineralleri sıvı kapanımların nadir olduğu minerallerden biridir.

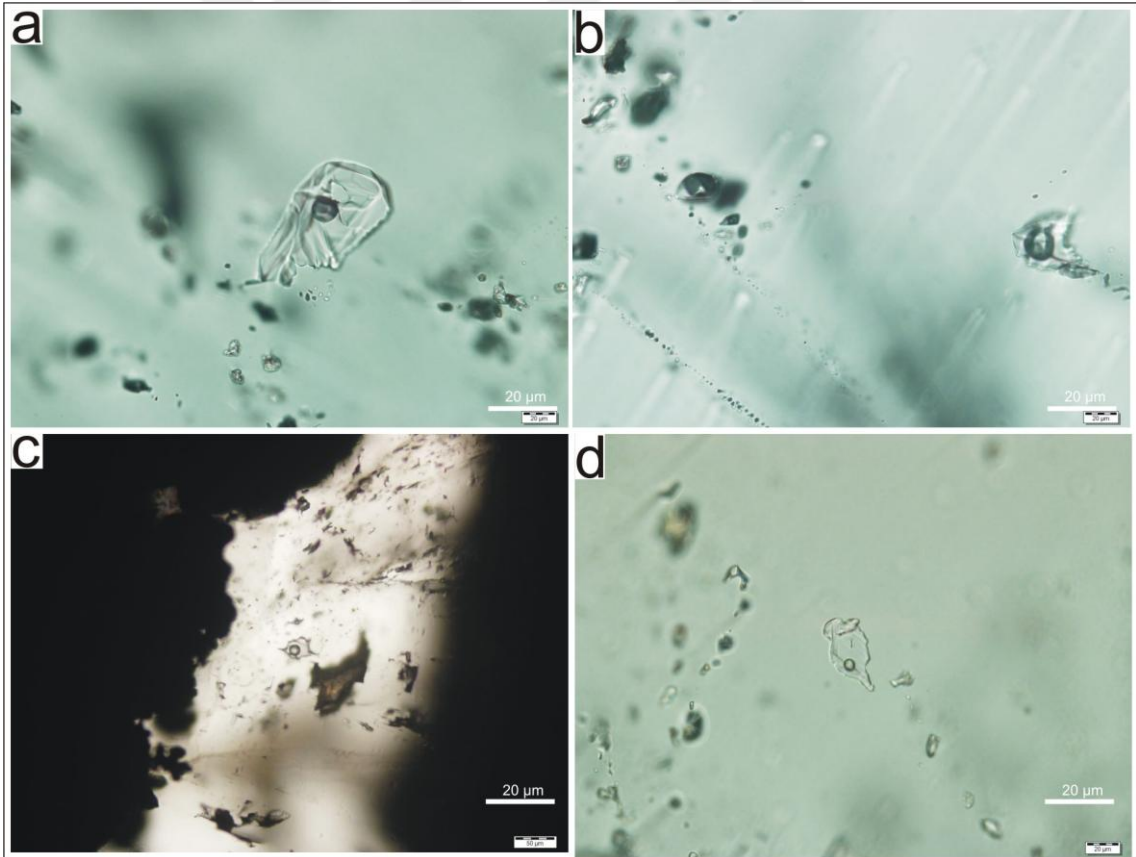
Kuvars minerallerinde katı, sıvı ve gaz fazın bulunduğu üç farklı kapanım tipi tanımlanmıştır. Bunlardan ilki katı, sıvı ve gaz fazın bir arada bulunduğu üç fazlı (S+L+V) kapanımlar olup bunlar Tip I (Şekil 25a) olarak tanımlanmıştır. Tip II kapanımlar gaz oranının sıvıdan fazla olduğu iki fazlı kapanımlar (L+V) şeklindedir (Şekil 25b). Bu tip kapanımlarda homojenleşme gaz faza olmuştur. İki fazlı olan (L+V) Tip III kapanımların gaz oranı sıvıdan düşük olup (Şekil 25c), bu kapanımlar sıvı faza homojenleşmiştir. Farklı gaz/sıvı oranına sahip olan Tip III sıvı kapanımlarda, gaz oranının % 30-40 arasında olanlar Tip IIIa, gaz oranının % 10-20 arasında olanlar ise Tip IIIb (Şekil 25d) olarak sınıflandırılmıştır. Tip IIIa kapanımlar aynı mineral içinde, bazen de aynı alanda zaman zaman Tip I ve Tip II kapanımlarla birlikte bulunmaktadır. Tip IIIa ile Tip I ve Tip II kapanımların homojenleşme sıcaklıkları birbirine yakın aralıklarda değişmektedir.

Kuvars minerallerinde diğerlerinde olduğu gibi düzensiz geometrik şekilli sıvı kapanımlar egemendir. Bunun dışında oval, elipsoidal ve damla şekilli kapanımlar da yaygın olarak gözlenmektedir. Sıvı kapanım boyutları yaygın olarak birkaç mikron ile 30 µm arasında değişmektedir. Kesitlerde daha az oranda 60 µm boyutuna ulaşan kapanımlar bulunmaktadır. Sıvı kapanım bolluğu oldukça fazla olan kuvars minerallerinde ölçümlerde faz geçişlerinin kolaylıkla gözlenebildiği 10 µm'den büyük kapanımlarda yapılmıştır.

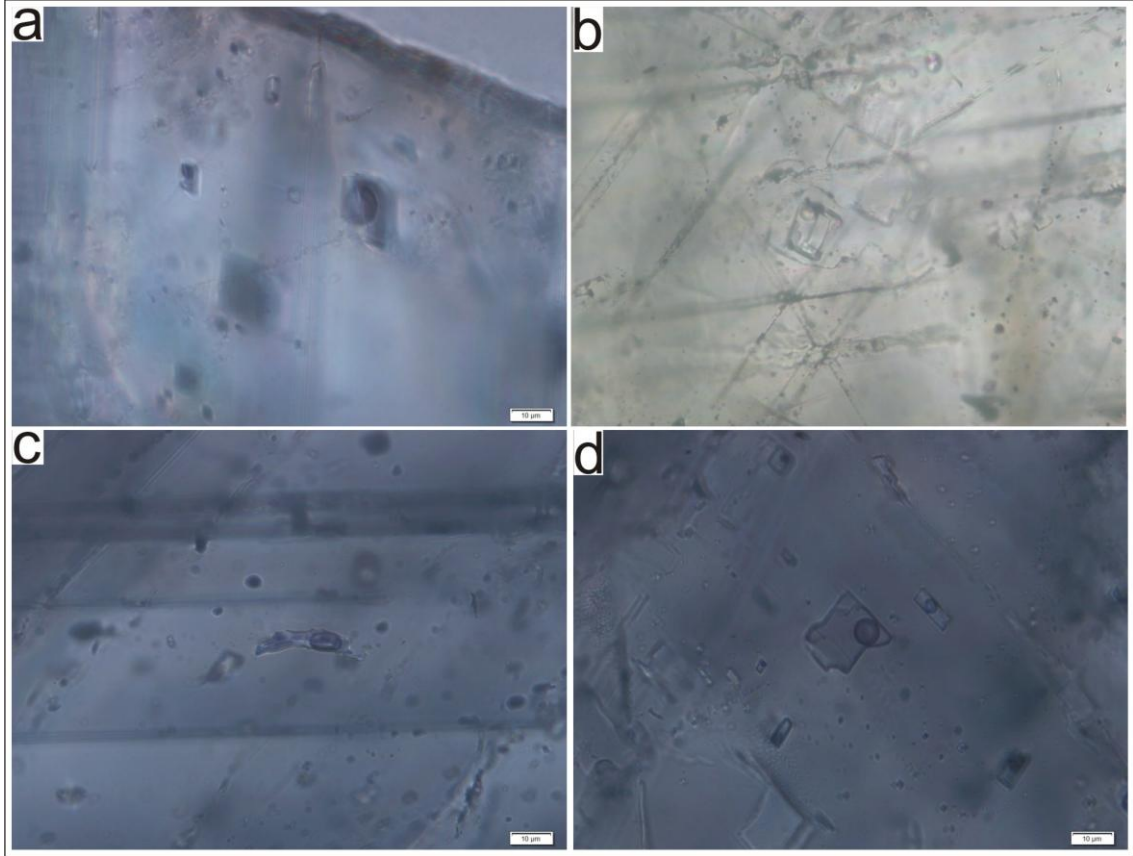
Kalsit mineralleri kuvarslarda olduğu gibi üç farklı kapanım tipini içermektedir. Bunlardan ilki katı, sıvı ve gaz fazın bir arada bulunduğu üç fazlı (S+L+V) kapanımlardır (Şekil 26a). Homojenleşmenin gaz faza olduğu Tip II kapanımların gaz

oranı sıvıdan fazladır (Şekil 26b). Gaz oranı sıvıdan düşük olup sıvı faza homojenleşen Tip III kapanımlar da kendi içlerinde gaz/sıvı oranlarına göre Tip IIIa (gaz oranı % 30-40, Şekil 26c) ve Tip IIIb (gaz oranı % 10-20, Şekil 26d) şeklinde iki alt gruba ayrılmıştır. Kesitlerde farklı gaz/sıvı oranına sahip Tip III kapanımlar oldukça yaygındır. Buna karşılık katı faz içeren Tip I kapanımlar 2 örnekte, gaz bakımından zengin Tip II kapanımlar ise 3 örnekte gözlenmiştir. Kesitlerde daha az orandaki Tip I ve Tip II kapanımlar Tip III kapanımlara eşlik etmektedir.

Kalsit mineralleri yaygın olarak gözlenen kare veya dikdörtgen şekilli kapanımlar kristalin rombohedral sistemiyle uyum içindedir. Daha az oranda ise oval, elipsoidal ve uzun çubuksu kapanımlar gözlenmiştir. Kalsit minerallerindeki kapanımların boyutu yaygın olarak 5 ile 10 μm arasındadır. Daha az oranda 20 μm boyutuna ulaşan kapanım içermektedir.



Şekil 25. a) Kuvars minerallerindeki Tip I sıvı kapanımlar, b) kuvars minerallerindeki Tip II sıvı kapanımlar, c) kuvars minerallerindeki Tip IIIa sıvı kapanımlar, d) kuvars minerallerindeki Tip IIIb sıvı kapanımlar.



Şekil 26. a) Kalsit minerallerindeki Tip II sıvı kapanımlar, b) Kalsit minerallerindeki Tip I sıvı kapanımlar, c) Kalsit minerallerindeki Tip IIIa sıvı kapanımlar, d) Kalsit minerallerindeki Tip IIIb sıvı kapanımlar.

3.6.2. Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Özellikleri

Sıvı kapanımlar üzerinde gerçekleştirilen mikrotermometrik ölçümler ilk buz ergime sıcaklığı (Ötektik Sıcaklığı, T_{fm}), son buz ergime sıcaklığı (T_{m-ice}) ve homojenleşme sıcaklığı (T_h) şeklindedir. Bunlardan T_{fm} ve T_{m-ice} değerlerini ölçmek örnek yüzeyinin yeterince iyi parlatılamaması, minerallerin yeterince şeffaf olmaması, kapanım boyutlarının küçük oluşu gibi nedenlerle her zaman mümkün olmamaktadır. Bundan dolayı sıvı kapanımların bir kısmında T_{fm} ve T_{m-ice} değerleri ölçülemediği görülmüştür. Buna karşılık T_h değerleri incelenen bütün kapanımlarda ölçülerek değerlendirilmiştir.

3.6.2.1. Ötektik Sıcaklık (T_{fm}) Ölçümleri

Bu çalışmada her bir mineral türündeki farklı sıvı kapanım türlerinden ötektik sıcaklıkları ölçülmüş ve sonuçlar ek tablolarda verilmiştir. Garnet minerallerinde

bulunan bütün sıvı kapanımların T_{fm} sıcaklıkları $-53,4$ ile $-21,2$ °C arasında değişmektedir (Şekil 27a, Tablo 8). Bu değerler garnet minerallerinde tanımlanan iki farklı kapanım tipine göre sınıflandırıldığında Tip II ve Tip III kapanımların T_{fm} sıcaklıkları birbirinden farklılık göstermektedir. Buna göre Tip II kapanımların T_{fm} sıcaklıkları $-52,2$ ile $-41,1$ °C arasında iken, Tip III kapanımların T_{fm} sıcaklıkları $-53,1$ ile $-20,8$ °C arasında değişmektedir. Ölçülen bu değerler çeşitli tuz-su içeren sistemlerin ötektik sıcaklıkları ile kıyaslandığında Tip II kapanımların bileşiminin $H_2O-CaCl_2$ sisteminde olduğu söylenebilir (Roedder, 1979; Shepherd, 1985). Buna karşılık Tip III sıvı kapanımların bileşimleri tek bir tuz türünden ziyade farklı tuz türlerinin karışımına karşılık ($H_2O\pm CaCl_2\pm MgCl_2\pm KCl\pm NaCl_2$) gelmektedir.

Epidot minerallerinde bulunan Tip III sıvı kapanımların T_{fm} sıcaklıkları $-51,4$ ile -21 °C arasında ölçülmüştür (Tablo 9). Bunlardan Tip IIIa sıvı kapanımların T_{fm} sıcaklıkları $-51,4$ ile $-27,4$ °C arasında, Tip IIIb sıvı kapanımların T_{fm} sıcaklıkları ise $-35,2$ ile -21 °C arasındadır. Bu T_{fm} sıcaklıkları çeşitli tuz-su sistemlerinin ötektik sıcaklıkları ile karşılaştırıldığında epidot minerallerindeki sıvı kapanımların tek bir tuz türünden ziyade farklı tuz türlerinin karışımından oluştuğu söylenebilir. Buna göre Tip IIIa sıvı kapanımların olası bileşimleri $H_2O\pm CaCl_2\pm FeCl_2\pm MgCl_2$, Tip IIIb kapanımların bileşimleri ise $H_2O\pm FeCl_2\pm MgCl_2\pm KCl\pm NaCl_2$ şeklindedir (Şekil 27b).

Petrografik çalışmalarda tanımlanan üç farklı sıvı kapanım tipi kuvars ve kalsit minerallerinde birlikte bulunur. Bu minerallerde bulunan sıvı kapanım tiplerinin ötektik sıcaklıkları benzer aralıklarda dağılım sunar. Buna göre Tip I kapanımların T_{fm} sıcaklıkları her iki mineral türünde $-54,3$ ile $-41,6$ °C arasında ölçülmüştür (Tablo 10, 11). Buna göre Tip I kapanımların bileşimleri benzer olup $H_2O-CaCl_2$ çözelti sistemine sahiptir (Şekil 27c, d). Tip II ve Tip IIIa kapanımların T_{fm} sıcaklıkları $-54,2$ ile $-36,5$ °C arasında ölçülmüş olup bu değerler Tip I kapanımlara benzer şekilde $H_2O-CaCl_2$ çözelti sistemine karşılık gelmektedir. Tip IIIb kapanımların T_{fm} sıcaklıkları, Tip I, Tip II ve Tip IIIa kapanımlara kıyasla daha geniş bir sıcaklık aralığına sahip olup $-51,1$ ile $-20,3$ °C arasında ölçülmüştür. Buna göre Tip III kapanımların bileşimleri garnet ve epidot minerallerinde bulunan aynı tip kapanımlar ile benzerlik göstermektedir. Bu sıcaklık değerlerine göre Tip III kapanımların olası bileşimleri de $H_2O\pm CaCl_2\pm MgCl_2\pm KCl\pm NaCl_2$ şeklindedir.

Tablo 8. Garnet minerallerindeki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

Örnek No	Kap. Tipi	Te	Tm-ice	Th	NaCl	Örnek No	Kap. Tipi	Te	Tm-ice	Th	NaCl
G1	2	-41,1	-11,1	418,2	15,3	G5	3b			449,3	
G1	3a	-42,8	-11,4	446,9	15,7	G5	3b			435,8	
G1	3a	-43,6	-10,2	440,4	14,4	G5	3b			356,2	
G1	3b		-3,8	341	6,2	G5	3b			340,2	
G1	3b		-3,5	348,7	5,7	G8	3b	-22	-3,2	342,6	5,3
G1	3b	-20,8	-3,7	352,1	6,0	G8	3b	-26,3	-2,8	358,8	4,7
G1	3b			426,3		G8	3b	-37,1	-4,4	344,2	7,1
G1	3b			418,2		G8	3b		-3,2	330,4	5,3
G1	3b			365,5		G8	3b		-3,3	318	5,4
G1	3b			438,2		G8	3b		-4,1	321,2	6,6
G1	3b			436,4		G8	3b		-3,8	361	6,2
G1	3b			440,8		G8	3b		-3,9	354,4	6,3
G1	3b			376,2		G8	3b			423,3	
G1	3b			378		G8	3b			428,6	
G4	2	-48,8	-14,7	429,4	18,9	G8	3b			425,2	
G4	3a	-53,1	-11,6	390,6	15,9	G12	2	-42,8	-13,2	446,3	17,5
G4	3b	-30,2	-3,1	388	5,1	G12	3a	-46,4	-10,7	412	14,9
G4	3a	-46,3	-12,4	382,8	16,7	G12	3a			320,4	
G4	3a	-47,4	-10,6	408,4	14,8	G12	3a			328,3	
G4	2	-52,2	-10,4	433,8	14,6	G12	3a			345,4	
G4	3a	-50,6	-9,3	376,4	13,4	G12	3a			425,4	
G4	2	-46,1	-13,2	402,6	17,5	G12	3a			294	
G4	3a	-50,7	-8,8	368,2	12,8	G12	3a			298,2	
G4	3b		-4,4	356	7,1						
G4	3b	-22,8	-4,2	366,4	6,8						
G4	3b	-30,4	-4,8	372	7,6						
G4	3b	-27	-3,7	394	6,0						
G4	3b			412							
G4	3b			384,3							
G4	3b			428,3							
G4	3b			348							
G4	3b			362							
G4	3b			351							
G5	3b	-42,4	-3,4	307,4	5,6						
G5	2	-47,4	-10,5	392,6	14,7						
G5	3b	-34,6	-3,1	311,3	5,1						
G5	3a	-49,2	-9,6	436,4	13,7						
G5	3a	-47,2	-12,2	404,2	16,5						
G5	2	-48,8	-9,8	436,3	13,9						
G5	3a	-50,3	-10,2	429,7	14,4						
G5	3a	-49,8	-11,8	408	16,1						
G5	3b	-29,3	-3,9	318	6,3						
G5	3b	-26,3	-3,3	334	5,4						
G5	3b	-36,5	-3,6	319	5,9						
G5	3b			398,2							
G5	3b			400,4							
G5	3b			438,2							

Tablo 9. Epidot minerallerindeki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

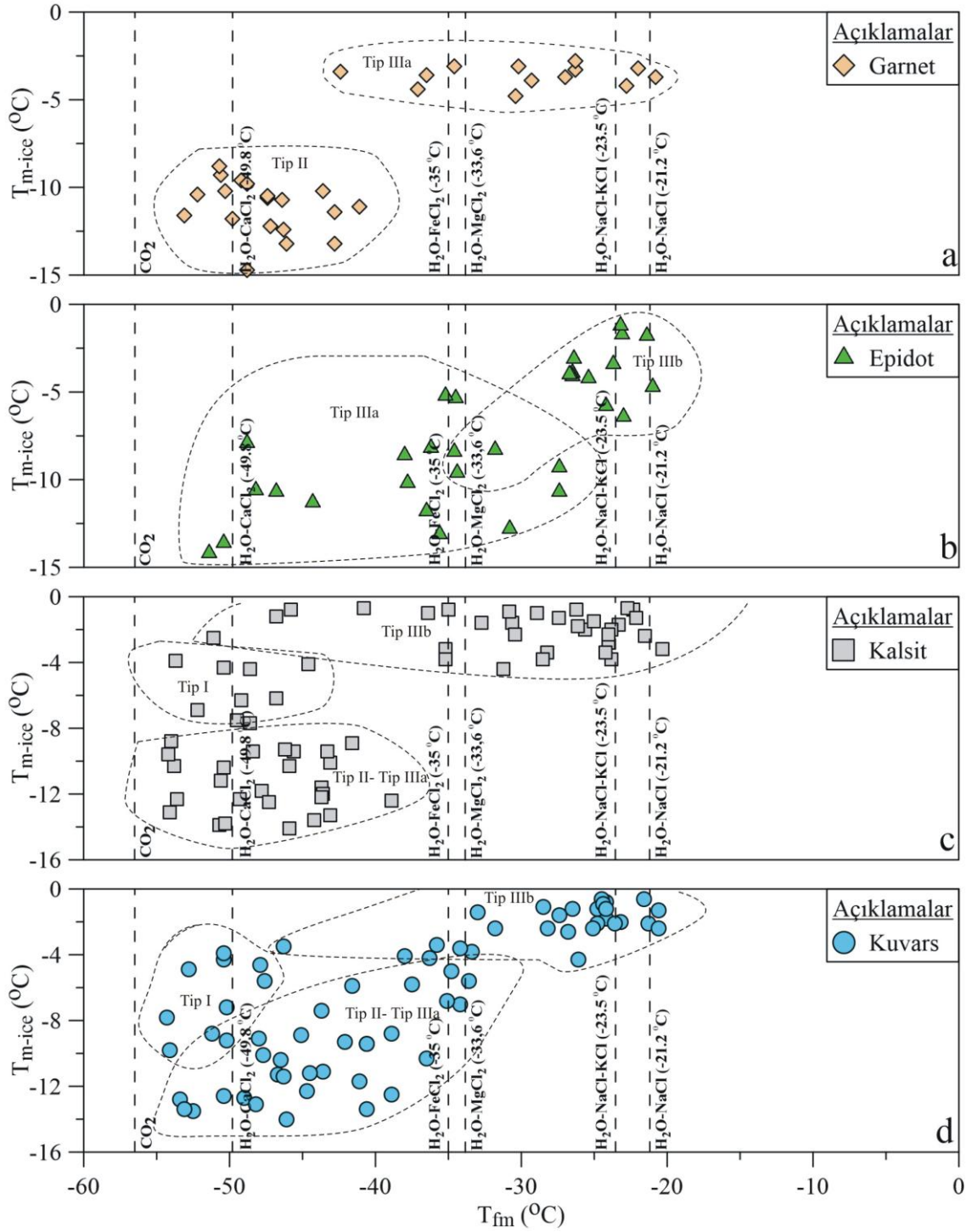
Örnek No	Kap. tipi	Te	Tm-ice	Th	NaCl	Örnek No	Kap. tipi	Te	Tm-ice	Th	NaCl
E3	3a	-36,2	-8,2	281,6	12,1	E9	3b	-23,7	-3,4	214,8	5,6
E3	3b	-34,5	-5,36	254,4	8,4	E9	3a	-31,8	-8,3	299,4	12,2
E3	3a	-46,8	-10,7	290,2	14,9	E9	3b	-26,5	-4,1	200,6	6,6
E3	3b		-4,2	208,4	6,8	E9	3b	-26,7	-4	227	6,5
E3	3b		-3,6	254,3	5,9	E9	3b			344	
E3	3b		-3,1	217,4	5,1	E9	3b			338,3	
E3	3b	-21,4	-1,8	191	3,1	E9	3b			352,1	
E3	3b	-26,4	-3,1	243	5,1	E9	3b			346	
E3	3b	-23,1	-1,7	228,6	2,9	E9	3b			348	
E3	3b	-23	-6,4	186,4	9,8	E9	3b			348,5	
E3	3b	-35,2	-5,2	183,1	8,2	E11	3a	-50,4	-13,6	328	17,8
E3	3a	-30,8	-12,8	391	17,1	E11	3a	-37,8	-10,2	331,2	14,4
E3	3a	-34,4	-9,6	367	13,7	E11	3a	-38	-8,6	311	12,6
E3	3a			372,5		E11	3b		-4,8	220,5	7,6
E4	3b	-23,2	-1,2	198,6	2,1						
E4	3b	-26,5	-3,9	244,2	6,3						
E4	3a	-27,4	-10,7	366,4	14,9						
E4	3b		-4,3	228,5	6,9						
E4	3b		-2,8	222,6	4,7						
E4	3b		-3,1	234,6	5,1						
E4	3b	-24,2	-5,8	228	9,0						
E4	3a	-51,4	-14,2	310,3	18,4						
E4	3b	-34,6	-8,4	198	12,3						
E4	3b		-3,7	289	6,0						
E4	3b		-3,9	188,5	6,3						
E4	3a	-27,4	-9,3	308	13,4						
E4	3b	-21	-4,7	190,4	7,5						
E4	3b			280,3							
E4	3b			234,2							
E4	3b			266,8							
E6	3a	-48,8	-7,9	290,6	11,7						
E6	3a	-44,3	-11,3	317,8	15,6						
E6	3b		-4,6	285,6	7,4						
E6	3b		-2,9	209	4,8						
E6	3b	-25,4	-4,2	219,3	6,8						
E6	3b		-3,8	198,6	6,2						
E6	3b			341,2							
E6	3b			342,6							
E6	3b			348,9							
E7	3a	-36,5	-11,8	289	16,1						
E7	3a	-48,2	-10,6	294,8	14,8						
E7	3a	-35,6	-13,1	368,4	17,4						
E7	3b		-2,8	226,2	4,7						
E7	3b			232,3							
E7	3b			264,2							
E7	3b			250,8							

Tablo 10. Kalsit minerallerindeki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

Örnek No	Kap. tipi	Te	Tm-ice	Thh	Th	NaCl	Örnek No	Kap. tipi	Te	Tm-ice	Thh	Th	NaCl
D4	2	-45,6	-9,4		398,1	13,5	D11	3b		-1,4		201	2,4
D4	3a	-43,1	-10,1		376,3	14,3	D11	2	-48,4	-9,4		374	13,5
D4	2	-46,2	-9,3		361,7	13,4	D11	3b	-24	-2,8		218,4	4,7
D4	3a	-47,4			394		D11	3b		-1,3		224	2,2
D4	3a	-43,7	-11,6		431,2	15,9	D11	3b	-25	-1,5		188	2,6
D4	2	-47,8	-11,8		378,4	16,1	D11	3b	-26,2	-0,8		308,5	1,4
D4	3a	-50,7	-13,9		408,6	18,1	D11	3b	-30,4	-2,3		292,7	3,9
D4	2	-43,6	-12		410,6	16,3	D13	1	49,2	-6,3	360	478,2	43,3
D4	3a	-47,9			436,4		D13	1	-52,2	-6,9	326	447	40,3
D5	1	-53,7	-3,9	362	481	43,5	D13	2	-53,6	-12,3		397	16,6
D5	1	-50,4	-4,3	283	462,4	36,9	D13	3a	-54	-8,8		421,9	12,8
D5	2	-50,6	-11,2		431,3	15,5	D13	2	-53,8	-10,3		398,4	14,5
D5	3a	-44,2	-13,6		392,7	17,8	D13	1	-48,6	-7,7	294	418	37,7
D5	3a	-43,7	-12,2		441,7	16,5	D13	3a	-54,2	-9,6		396	13,7
D5	1	-44,6	-4,1	337	482,2	41,2	D13	1	-49,5	-7,5	328	469,1	40,5
D5	3a	-49,3	-12,3		438	16,6	D13	2	-50,3	-13,8		416	18,0
D5	2	-45,9	-14,1		417	18,3	D13	2		-1,5		263	2,6
D5	3a	-43,1	-13,3		396,5	17,6	D14	3b	-31,2	-4,4		301,6	7,1
D5	3a	-43,3	-9,4		338,2	13,5	D14	3b	-28,5	-3,8		266	6,2
D5	3b	-51,1	-2,5		195,5	4,2	D14	3b	-36,4	-1		243,3	1,7
D5	3b	-45,8	-0,8		304	1,4	D14	3b	-26,3			292,7	
D5	3b	-46,8	-1,2		231,6	2,1	D14	3b	-21,5	-2,4		186	4,0
D5	3b	-28,9	-1		233,8	1,7	D14	3b		-1,7		181,4	2,9
D5	3b	-23,3	-1,7		246	2,9	D14	3b	-24,2	-3,4		206,2	5,6
D5	3b	-25,6	-2		271,9	3,4	D14	3b	-22,7	-0,7		209,3	1,2
D5	3b	-30,6	-1,6		233	2,7	D14	3b		-1,6		205,1	2,7
D5	3b		-0,9		228	1,6	D14	3b		-3,3		214,6	5,4
D5	3b		-0,9		168	1,6	D15	3b	-22,1	-1,3		176,2	2,2
D8	3b	-40,8	-0,7		237	1,2	D15	3b		-1,3		242	2,2
D8	3b	-35	-0,8		221,8	1,4	D15	3b		-0,8		238,4	1,4
D8	3b	-26,1	-1,8		269,3	3,1	D15	3b	-32,7	-1,6		213,4	2,7
D8	3b		-1,6		247,2	2,7	D15	3b	-24	-2,3		219,3	3,9
D8	3a	-41,6	-8,9		382,4	12,9	D15	3b		-1,8		214	3,1
D8	3b	-35,2	-3,2		218,4	5,3	D15	3b		-1,6		228,1	2,7
D8	3b	-23,8	-2		251	3,4	D15	2	-47,3	-12,5		437	16,8
D8	3b	-27,4	-1,3		242	2,2	D15	3a	-38,9	-12,4		392	16,7
D10	1	-46,8	-6,2	313	475,6	39,2							
D10	3b	-30,8	-0,9		237	1,6							
D10	3b	-22,3	-0,8		273,3	1,4							
D10	2	-45,9	-10,3		418,6	14,5							
D10	3a	-54,1	-13,1		411,7	17,4							
D10	1	-48,6	-4,4	274	423,8	36,3							
D10	3a	-50,4	-10,4		372,1	14,6							
D10	3b	-23,8	-3,8		245,1	6,2							
D10	3b	-20,3	-3,2		194	5,3							
D10	3b	-28,2	-3,4		257	5,6							
D10	3b		-0,7		224	1,2							
D10	3b		-4,4		321	7,1							

Tablo 11. Kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

Örnek No	Kap. Tipi	Te	Tm-ice	Thh	Th	NaCl	Örnek No	Kap. Tipi	Te	Tm-ice	Thh	Th	NaCl
K3	2	-50,2	-9,2		352,4	13,3	K8	3a		-9,4		390,6	13,5
K3	2	-36,5	-10,3		362,2	14,5	K8	3a		-8,3		396	12,2
K3	3a	-52,5	-13,5		386	17,7	K9	2	-41,1	-11,7		407,3	16,0
K3	3a				376,2		K9	3a	-38,9	-12,5		403,4	16,8
K3	3a				372		K9	2	-46,7	-11,3		435,2	15,6
K3	3a				379,4		K9	3a	-46,3	-11,4		362,5	15,7
K4	3b	-26,1	-4,3		241	6,9	K9	3a				394	
K4	3b	-46,3	-3,5		184	5,7	K9	3a				398,2	
K4	3b	-38	-4,1		237	6,6	K9	3a				391,2	
K4	3b	-26,8	-2,6		209	4,4	K11	3b	-20,6	-1,3		271,2	2,2
K4	3b		-3,1		318,4	5,1	K11	3b	-27,4	-1,6		266,4	2,7
K4	3b		-2,8		270,3	4,7	K11	3b		-2,6		228,2	4,4
K6	1	-41,6	-5,9	218	481	33,8	K11	3b		-1,8		184,8	3,1
K6	2	-53,4	-12,8		419,2	17,1	K11	3b		-1,7		200,5	2,9
K6	3b	-24,2	-1,8		226,4	3,1	K11	3b		-1,6		210,2	2,7
K6	3b	-21,6	-0,6		236,2	1,1	K11	3b	-33,4	-3,8		199,8	6,2
K6	3b	-26,5	-1,2		273	2,1	K11	3b	-34,2	-3,6		216	5,9
K6	3b	-24,2	-0,8		254,1	1,4	K11	3b		-3,7		246,6	6,0
K6	3b		-0,9		193,7	1,6	K11	3b		-3,8		241	6,2
K6	1	-47,9	-4,6	372	462,4	44,4	K11	3a	-34,2	-7		206,8	10,6
K6	2	-53,1	-13,4		418	17,7	K11	3a	-35,1	-6,8		240,5	10,3
K6	3a	-45,1	-8,9		362,7	12,9	K11	3a		-7,8		192,6	11,6
K6	3a				371,8		K11	3a		-7,8		193	11,6
K6	3a				377,7		K11	3a		-7,6		196,3	11,3
K6	1	-43,7	-7,4	306	427	38,7	K12	2	-40,6	-13,4		348,2	17,7
K7	3a	-44,7	-12,3		371,8	16,6	K12	2	-46,1	-14		351	18,2
K7	3a	-43,6	-11,1		424,4	15,3	K12	3a	-49	-12,7		403,2	17,0
K7	3a				378,5		K12	2	-47,7	-10,1		409,1	14,3
K7	3b	-28,5	-1,1		245	1,9	K12	2		-6,7		314,6	10,2
K7	3b	-24,5	-0,6		286	1,1	D17	3a	-50,4	-12,6		428	16,9
K7	3b	-33	-1,4		269	2,4	D17	3a	-44,5	-11,2		408,2	15,5
K7	3b	-31,8	-2,4		252	4,0	D17	3a	-51,2	-8,8		416,5	12,8
K7	3b						D17	3b		-9,4		359,2	13,5
K7	3b	-24,8	-1,2		186	2,1	D17	3b	-23,6	-2,1		292	3,6
K7	3b	-24,8	-2,1		294	3,6	D17	3b	-28,2	-2,4		297,3	4,0
K7	3b				167		D17	3b		-4		313,2	6,5
K7	3b	-33,6	-5,6		174,2	8,7	D18	1	-54,3	-7,8	321	478,5	39,8
K7	3b	-34,8	-5		168	7,9	D18	2	-48,2	-13,1		426,3	17,4
K7	3b	-35,8	-3,4		190,9	5,6	D18	1	-50,4	-3,9	324	462,2	39,9
K7	3b	-21,3	-2,1		204,2	3,6	D18	2	-42,1	-9,3		365,1	13,4
K7	3b	-23,2	-2		229	3,4	D18	3a	-48	-9,1		389	13,1
K7	3b	-24,4	-0,9		268,4	1,6	D18	3a	-46,5	-10,4		382,6	14,6
K7	3b		-0,8		277,2	1,4	D18	3a		-8,9		388,4	12,9
K7	3b		-1,6		171,6	2,7	D18	1	-47,6	-5,6	291	476	37,4
K7	3b		-1,8		180,4	3,1	D18	3b	-24,2	-1,2		186,1	2,1
K8	1	-52,8	-4,9	391	464,7	37,4	D18	1	-50,4	-4,3	367	483,2	44,1
K8	2	-38,9	-8,8		407	12,8							
K8	2	-40,6	-9,4		417,8	13,5							
K8	3a	-54,1	-9,8		416,2	13,9							
K8	1	-50,2	-7,2	324	468,2	40,1							



Şekil 27. Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların ilk ergimensıcaklıklarının çeşitli tuz-su sistemlerinin ötektik sıcaklıklarıyla kıyaslaması.

3.6.2.2. Son Buz Ergime Sıcaklığı (T_{m-ice}) Ölçümleri

Sıvı kapanımların tuzluluk miktarını hesaplamak üzere Bodnar ve Vitky, (1994) tarafından geliştirilen ve aşağıda verilen bağıntı yaygın olarak kullanılmaktadır. Bunun

dışında çeşitli bilgisayar programları da oluşturulmuştur. Brown (1989) tarafından geliştirilen “Flinacor“ ve Bakker (2003) tarafından geliştirilen “Bulk“ programları kullanılarak bu kapanımların tuzluluk miktarı hesaplanabilmektedir. Bu çalışmada Bodnar ve Vitky (1994) tarafından önerilen 1 numaralı eşitlik kullanılarak hesaplanan tuzluluk miktarları Bakker (2003) tarafından geliştirilen “Flinacor“ programı kullanılarak kontrol edilmiştir.

$$\text{Tuzluluk (NaCl \% eşd.): } 1,78(T_{m-ice})-0,0442(T_{m-ice})^2+0,000557(T_{m-ice})^3 \quad (1)$$

Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerinde ölçülen T_{m-ice} sıcaklıkları Tablo 8-11’de verilmiştir. Buna göre Garnet minerallerindeki Tip II ve Tip IIIa kapanımlar ile epidot minerallerindeki Tip IIIa kapanımların T_{m-ice} sıcaklıkları benzer aralıklarda değişmekte olup -14,7 ile -7,9 °C arasında ölçülmüştür. Bu kapanımlardan ölçülen T_{m-ice} sıcaklıklarına göre hesaplanan tuzluluk değerleri 11,7 ile 18,9 ağ.% NaCl eşd. arasında değişmektedir. Buna karşılık Garnet ve epidot minerallerindeki Tip IIIb kapanımların T_{m-ice} sıcaklıkları sırasıyla -2,8 ile -4,8 °C ve -1,2 ile -8,4 °C arasında ölçülmüştür. Bu T_{m-ice} sıcaklıklarına göre garnet ve epidotlardaki Tip IIIb kapanımların tuzluluk miktarı da sırasıyla 4,7 – 7,6 ağ.% NaCl eşd. ve 2,1 – 12,3 ağ.% NaCl eşd. olarak hesaplanmıştır (Şekil 28a, b).

Kalsit ve kuvars minerallerinde bulunan ve katı faz içeren Tip I sıvı kapanımların T_{m-ice} sıcaklıkları -3,9 ile -7,8 °C arasında ölçülmüştür. Ancak katı tuz kristali içeren bu kapanımların tuzluluk hesabı katı tuz kristalinin ergime sıcaklığı dikkate alınarak Bodnar ve Vitky (1994)’e göre hesaplanmıştır. Buna göre her iki mineraldeki Tip I kapanımların tuzlulukları 33,8 ile 44,4 ağ.% NaCl eşd. arasındadır. Kalsit ve kuvars minerallerindeki Tip II ve Tip IIIa kapanımların benzer aralıklarda değişen T_{m-ice} sıcaklıkları -14,1 ile -8,3 °C arasında ölçülmüş, bunların tuzlulukları da 12,2 ile 18,2 ağ.% NaCl eşd. arasında hesaplanmıştır. Her iki mineraldeki Tip IIIb kapanımların T_{m-ice} sıcaklıkları -0,6 ile -7,8 °C arasında ölçülmüş, bunların tuzlulukları da 1,1 ile 11,6 ağ.% NaCl eşd. arasında hesaplanmıştır (Şekil 28c, d).

Bütün kapanımlarda hesaplanan tuzluluk miktarının değişim aralığı 1,2 – 44,4 ağ.% NaCl eşdeğeri arasında değişmektedir. Bunlardan kalsit ve kuvars minerallerinde

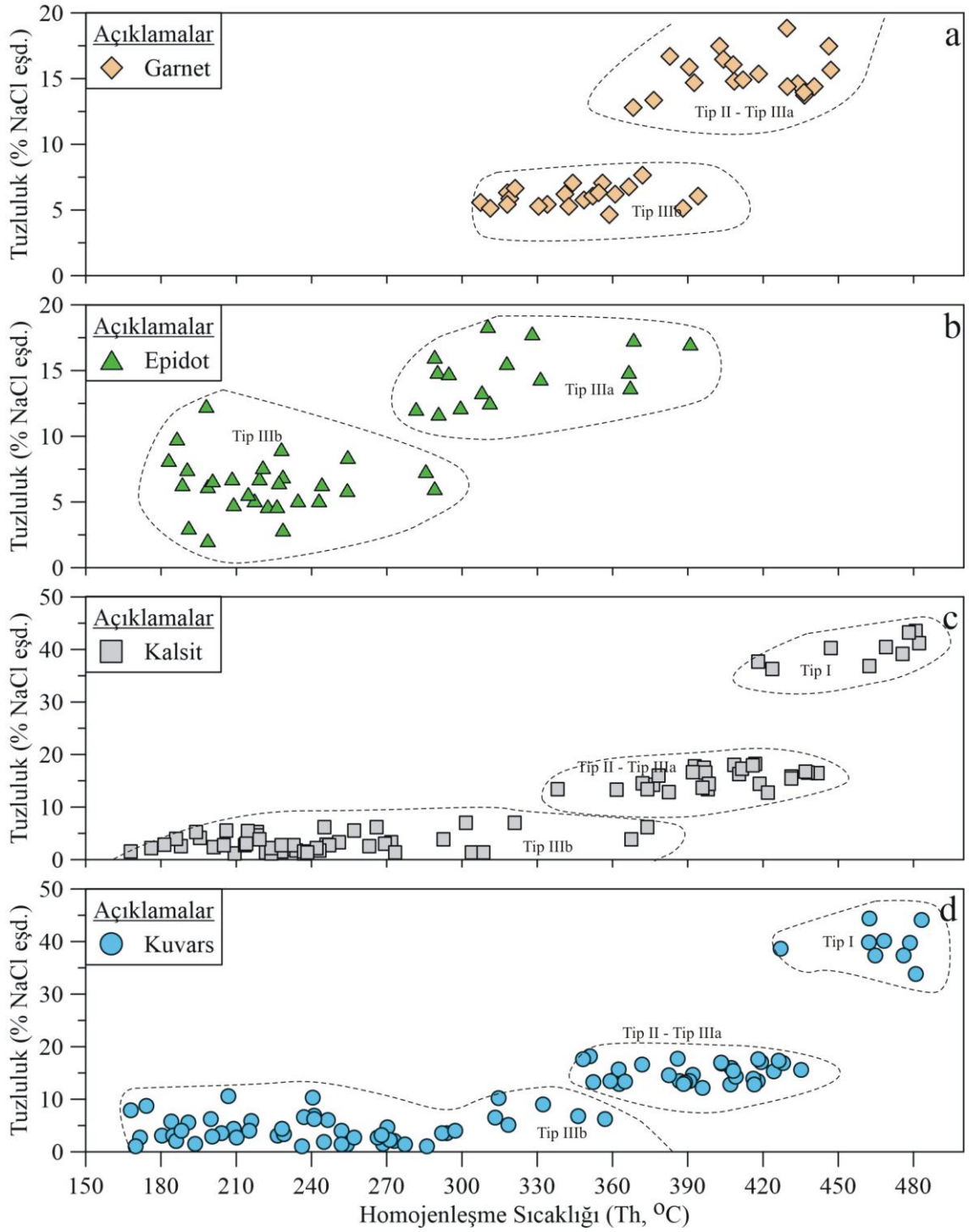
bulunan ve katı tuz kristali içeren Tip I sıvı kapanımlar diğerlerinden oldukça yüksek tuzluluğa sahiptir. Bütün minerallerde bulunan Tip II ve Tip IIIa ve Tip IIIb kapanımlar ise kısmen daha düşük tuzluluk değerlerine sahiptir (Şekil 29a). Hesaplanan tuzluluk miktarları tuzluluk-homojenleşme sıcaklığı grafiğine aktarıldığında her bir mineraldeki Tip II, Tip IIIa ve Tip IIIb kapanımların azalan homojenleşme sıcaklığına karşılık tuzluluk miktarının da azalma trendi gösterdiği anlaşılmaktadır (Şekil 29b). Bütün minerallerdeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklığındaki düşüşe karşılık tuzluluk miktarının azalması Wilkinson (2001) tarafından verilen meteorik suyun karışım trendine benzerlik göstermektedir (Şekil 29b).

3.6.2.3. Homojenleşme Sıcaklığı (T_h) Ölçümleri

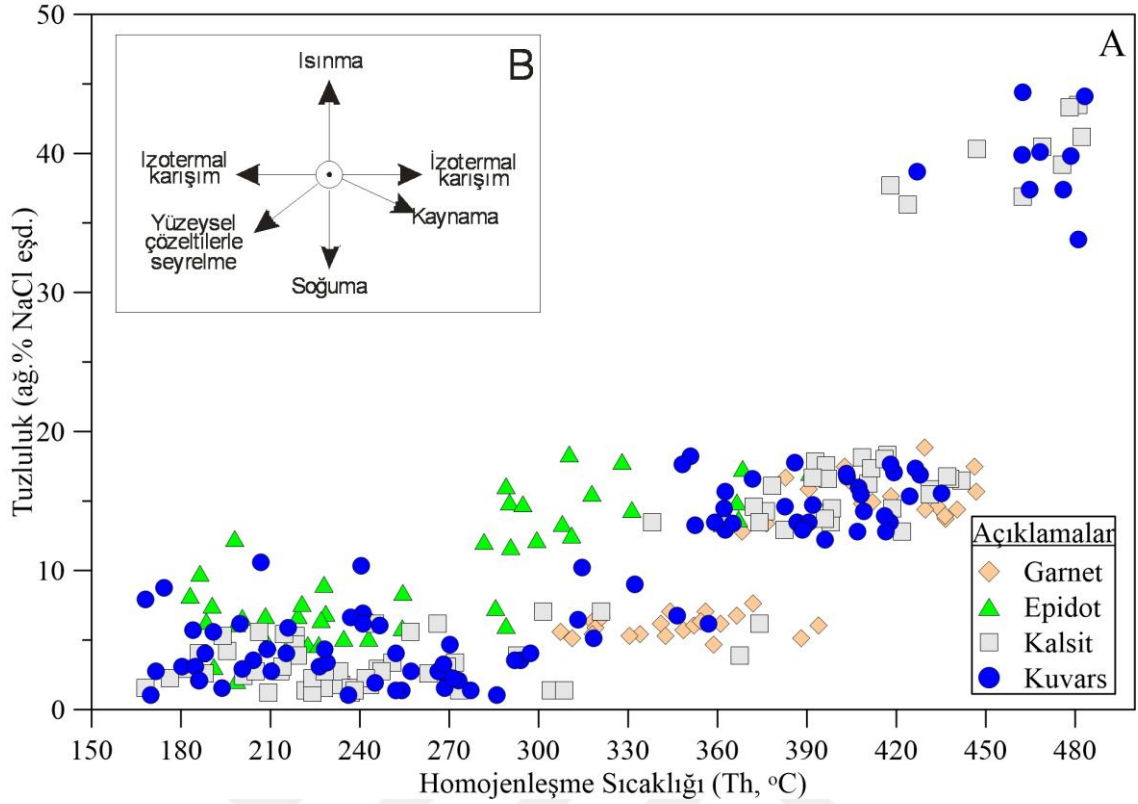
Oda sıcaklığında sıvı ve gaz fazı içeren sıvı kapanımların ısıtılması sırasında gaz fazın homojenleştiği sıcaklık, sıvının kapanım içerisinde kapanlanma sıcaklığını vermektedir. Bu çalışmada garnet, epidot, kuvars ve kalsit minerallerinde bulunan farklı sıvı kapanım tiplerinden homojenleşme sıcaklığı ölçümleri yapılmış olup ölçüm parametreleri Tablo 8-11'de verilmiştir.

Garnet minerallerindeki gaz bakımından zengin olup gaz faza homojenleşen sıvı kapanımların T_h sıcaklıkları 393-446 °C arasında değişmektedir. Sıvı oranı daha yüksek olup sıvı faza homojenleşen kapanımların T_h sıcaklıkları ise 368-449 °C arasında ölçülmüştür. Tip II kapanımlarda bir miktar daha yüksek sıcaklıklar ölçülmüş olmasına karşın bu iki farklı kapanım tipine ait veriler T_h histogramı üzerinde aynı aralıklarda dağılım sunmaktadır. Tip IIIb sıvı kapanımlar ise 294-394 °C arasında değişen daha düşük T_h sıcaklıklarına sahiptir.

Epidot ve kalsit minerallerindeki Tip IIIa ve Tip IIIb sıvı kapanımların T_h sıcaklıklarının değişim aralıkları sırasıyla 282 – 391 °C ve 183 – 289 °C şeklinde ölçülmüştür. Bu değerlerin T_h histogramı üzerindeki dağılımları iki farklı yönseme vermekte ve bunların, farklı evrelerde oluştuğunu göstermektedir.



Şekil 28. Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıklarının tuzluluk miktarına karşılık değişimleri.



Şekil 29. a) Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıklarına karşılık tuzluluk miktarındaki değişim, b) T_h sıcaklığına karşılık tuzluluk miktarının karşılık geldiği çeşitli çözelti değişim trendleri.

Kuvars ve kalsit minerallerindeki katı, sıvı ve gaz içeren Tip I sıvı kapanımların T_h sıcaklıkları her iki mineralde de birbirine yakın değerlere sahip olup 418-483 °C arasında değişmektedir. Bu tip kapanımlar katı tuz kristali içerdiğinden, diğer kapanım tiplerinden daha yüksek tuzluluğa sahiptir.

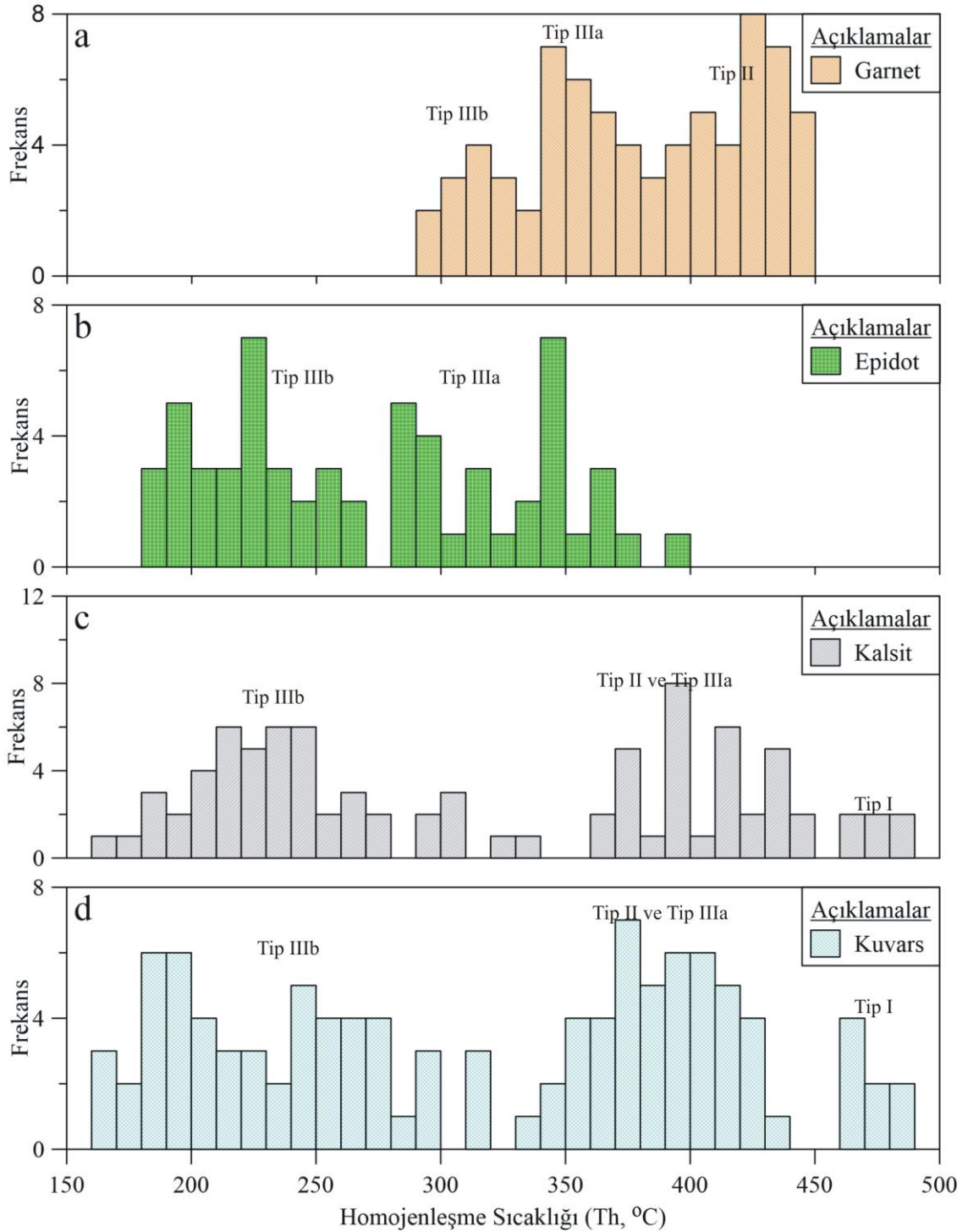
Gaz bakımından zengin olup, gaz faza homojenleşen Tip II sıvı kapanımlar kuvars ve kalsit minerallerinde de belirlenmiş olup bunların birbirine benzer olan T_h sıcaklıkları 348-437 °C arasında değişmektedir. Zaman zaman Tip II sıvı kapanımlar ile bir arada gözlenen ve homojenleşmenin sıvı faza olduğu Tip IIIa sıvı kapanımların T_h sıcaklıkları kuvars minerallerinde 359-428 °C arasında, kalsit minerallerinde ise 338-442 °C arasında değişmektedir. Her iki mineralde de Tip IIIa sıvı kapanımların T_h sıcaklıklarının Tip II sıvı kapanımlara oldukça yakın aralıklarda olduğu belirlenmiştir. Bu şekilde gazca zengin kapanımların gaz faza, sıvıca zengin kapanımların sıvı faza homojenleştiği kapanımların bir arada bulunması ve benzer sıcaklık değerlerine sahip olması çok sayıda araştırmacı tarafından sistemde bir kaynamanın olduğu şeklinde

yorumlanmıştır. Bu minerallerdeki Tip IIIb sıvı kapanımların T_h sıcaklıkları ise kalsit ve kuvars minerallerinde sırasıyla 168-321 °C ve 173-318 °C arasında ölçülmüştür.

Garnet, epidot, kuvars ve kalsit minerallerindeki farklı tip sıvı kapanımlardan ölçülen T_h sıcaklıkları bu mineraller için hazırlanan histogramlarda ayrı ayrı gösterilmiştir. Buna göre garnet minerallerindeki bütün ölçümlere ait T_h sıcaklıkları 368-449 °C arasında değişmektedir (Şekil 30a). Garnet skarn mineralojisinde erken evrenin ürünü olduğuna göre bu mineralin sıvı kapanım çalışması yapılan diğer minerallerden daha yüksek T_h sıcaklıklarına sahip olması beklenirdi. Halbuki kuvars minerallerinde gözlenen Tip I sıvı kapanımlar garnetten daha yüksek T_h sıcaklıklarına sahiptir. Bu durumun, garnetlerin sıvı kapanım içeriğinin daha seyrek olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Epidot minerallerinde belirlenen iki farklı tip kapanımdan ilki daha yüksek T_h sıcaklıklarına sahipken ikinci tip kapanımların daha düşük sıcaklık değerlerine sahip olduğu görülmektedir (Şekil 30b). Kuvars ve kalsit minerallerinde belirlenen 3 farklı kapanım tipine ait T_h sıcaklıklarının dağılım aralıkları birbirine benzer olup 168-483 °C arasında değişmektedir (Şekil 30c, d). Bu değerlerin üst limitleri her iki mineral için garnet ve epidottan daha yüksektir. Bu durumun ana sebebinin garnet ve epidotlarda katı faz içeren Tip I sıvı kapanımların belirlenmemesi olduğu düşünülmektedir.

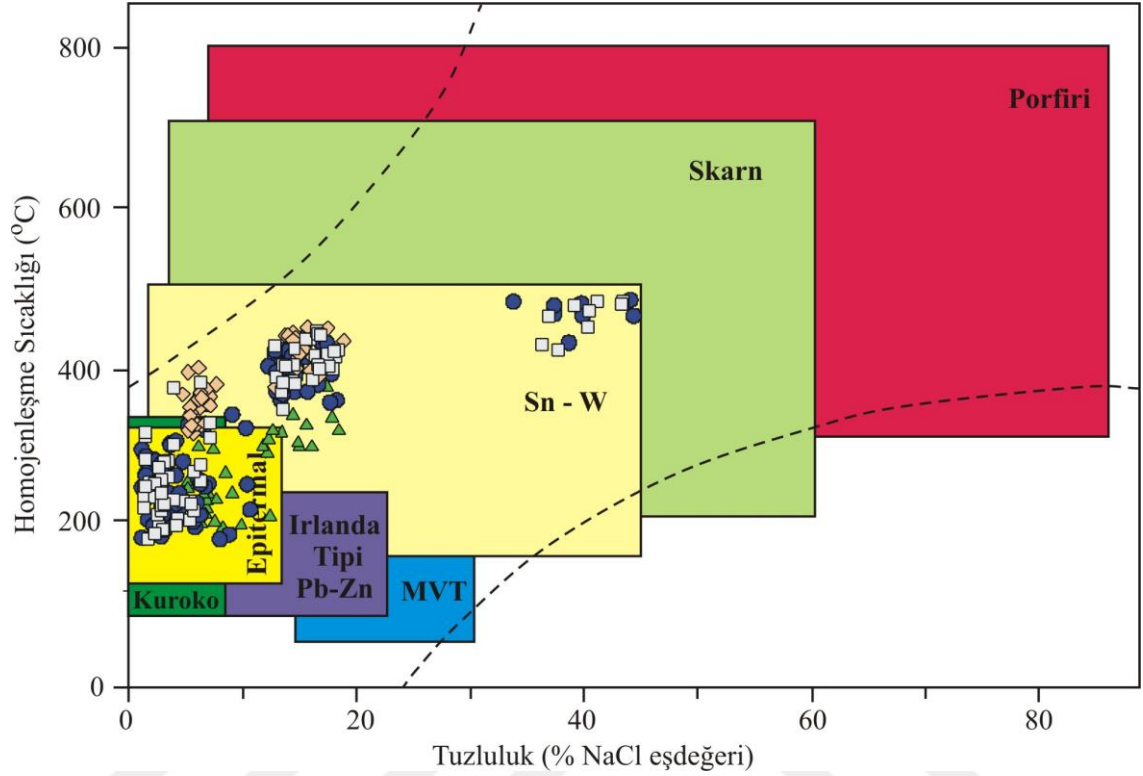
Bütün minerallerde ölçülen sıvı kapanımların T_h sıcaklıkları 168–483 °C gibi oldukça geniş bir aralıkta değişim sunmasına karşın skarn tip yataklarda bu sıcaklıkların 700 °C'a kadar çıktığı bilinmektedir (Wilkinson, 2001). Bu çalışmada ölçülen T_h sıcaklıkları skarn tip yataklar için karakteristik sıcaklık aralıklarıyla kıyaslandığında Düzköy skarnının göreceli olarak düşük sıcaklıklarda geliştiği anlaşılmaktadır. Sıvı kapanımlardan hesaplanan ve 44,4 ağırlık % NaCl eşdeğerine ulaşan tuzluluk miktarları skarnın erken evresinde magmatik çözeltilerin etkin rol oynadığını göstermektedir (Şekil 31).



Şekil 30. Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıklarına ait histogramlar.

Sıvı kapanımların T_h -tuzluluk grafiği üzerinde azalan homojenleşme sıcaklıklarına karşılık tuzluluk miktarının da azalması bu kapanımların düşük tuzlulukta çözeltiler tarafından seyrettildiğini göstermektedir. Tuzluluk miktarının azalarak sıfıra yaklaşması böyle bir seyreltmenin ancak tuzluluğu sıfır olan meteorik çözeltilerle olabileceğinin göstergesidir. Buna göre T_h sıcaklığına karşılık tuzluluk

miktarının ideal bir azalma trendi ile sifira yaklaşıyor olması sözkonusu skarnın oluşumu sırasında sisteme yoğun meteorik su girişinin olduğunu göstermektedir.



Şekil 31. Garnet, epidot, kalsit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların Th sıcaklıklarına karşılık tuzluluk değişimleri ve bunların çeşitli yatak tipleri ile karşılaştırılması (Wilkinson, 2001'den alınmıştır).

3.7. Karbon ve Oksijen İzotopları

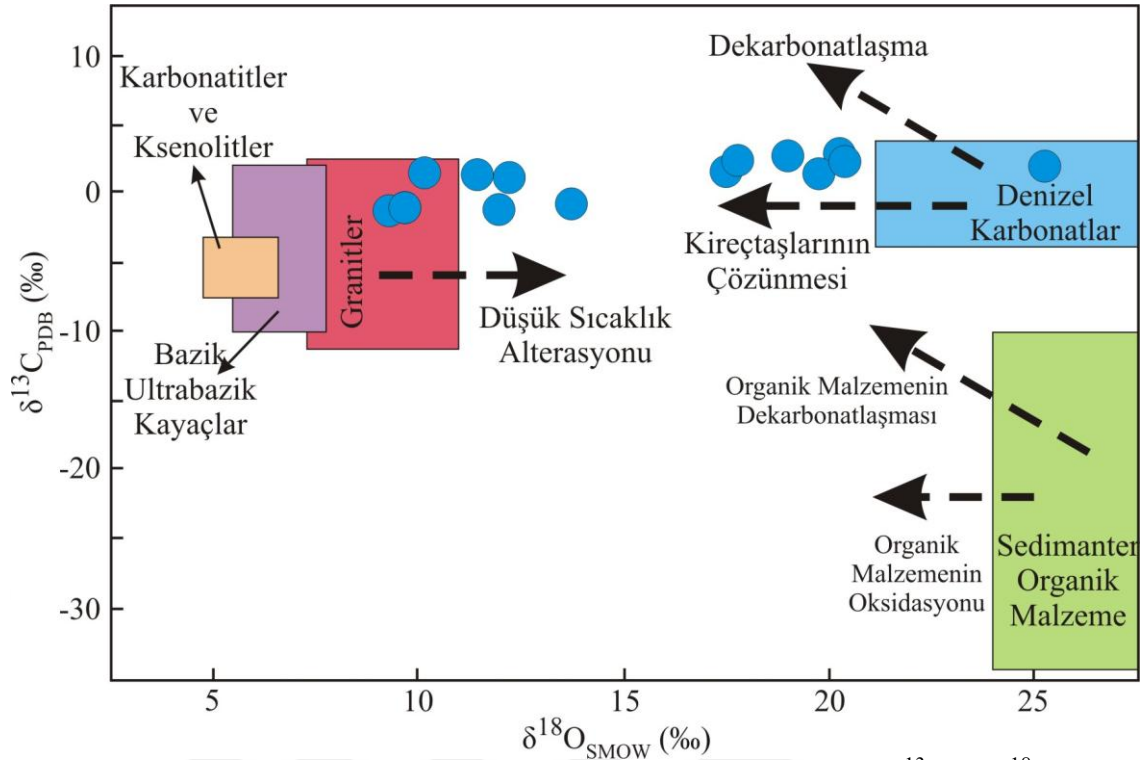
Bu çalışmada 6 ve 8 numaralı galerilerin çevresinde bulunan kristalize kireçtaşları ve skarn kalsitlerinden, skarn oluşturan çözeltilerin kökenleri ve ortamsal şartlar hakkında bilgi edinmek amacıyla 13 adet örnekten $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri yaptırılmış sonuçlar Tablo 12'de verilmiştir. Bunun dışında skarn zonu örnekleriyle kıyaslamak amacıyla metazomatik süreçlerden etkilenmeyen, skarnın uzağında bulunan Berdiga kireçtaşlarından 1 örnek (23 nolu örnek) $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri yaptırılmıştır.

6 ve 8 numaralı galerilerin çevresindeki kristalize kireçtaşları ve skarn kalsitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ izotop bileşimleri -1,62 ile 2,77‰ V-PDB (Pee Dee Belemnite) arasında ölçülmüştür. Bu lokasyonlardaki kristalize kireçtaşları ve kalsitlerin $\delta^{18}\text{O}$

bileşimleri ise sırasıyla -21,21 ile -11,09‰ V-PDB arasındadır. PDB standardına göre verilen kristalize kireçtaşları ve skarn kalsitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ izotopları SMOW standardına göre 9,04 ile 19,48 V-SMOW'a karşılık gelmektedir. Skarn zonlarındaki metazomatik süreçlerden etkilenmeyen kireçtaşı örneğinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değeri sırasıyla 1,84‰ ve -6,56‰ V-PDB (24,15‰ V-SMOW)'dir. Oksijen izotop sonuçlarının SMOW standardına dönüştürülmesi ise Friedman ve O'Neil, (1977) tarafından önerilen formüle göre hesaplanmıştır.

Skarn zonlarındaki metazomatik süreçlerden etkilenmeyen kireçtaşı örneğinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri (1,84‰ V-PDB ve 24,15‰ V-SMOW) çeşitli ortamların izotop değerleriyle kıyaslandığında, bu değerlerin denizel karbonatların izotop bileşimi ile oldukça uyumlu olduğu görülmektedir (Şekil 32). Diğer taraftan skarn zonlarına ait örneklerin -1,62 ile 2,77‰ arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri magmatik kökenli karbonatların bileşiminden oldukça yüksek olup (-10 ile 0‰ arası) denizel kökenli karbonatların izotop değişim aralığı (-3 ile +3‰ arası) ile oldukça uyumludur (Hoefs, 1987; Clark ve Fritz, 1997; Bowman, 1998).

Kristalize kireçtaşları ve skarn kalsitlerinin 9,04 ile 19,48‰ V-SMOW arasında ölçülen $\delta^{18}\text{O}$ bileşimleri denizel kökenli karbonatlardan (+20 - +30‰ V-SMOW) daha düşük olup, denizel kökenli karbonatlar ile magmatik kayaların izotop bileşimleri arasında dağılım sunar. Denizel karbonatların bileşimine kıyasla önemli ölçüde tüketilmiş olan bu değerler skarn zonları boyunca kireçtaşları ile granitler arasındaki metazomatik etkileşimin sonucudur. Denizel karbonatların karakteristik aralığında değişim gösteren $\delta^{13}\text{C}$ izotoplarında ise böyle bir tüketilme söz konusu değildir. Karbon ve oksijen izotoplarının Şekil 32'de görülen denizel karbonatlar ile magmatik kayalar arasındaki lineer dağılımları "kireçtaşlarının çözünmesi" trendi ile uyumludur.



Şekil 32. Düzköy skarn zonlarına ait kireçtaşı ve kalsit örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşimleri ve bunların farklı jeolojik ortamlarla kıyaslanması (Veriler Taylor, 1974; Shepherd vd., 1986 ve Hoefs, 1987' den alınmıştır).

Tablo 12. Skarn zonlarındaki kireçtaşları ve kalsitlerden ölçülen $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri.

Lokasyon	Örnek No		$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Düzköy	D-16	Kalsit	2,57	-12,17	18,37
Düzköy	D-17	Kireçtaşı	2,7	-11,09	19,48
Düzköy	D-20	Kireçtaşı	2,77	-11,11	19,46
Düzköy	D-21	Kalsit	-1,19	-18,79	11,54
Düzköy	D-23*	Kireçtaşı	1,84	-6,56	24,15
Düzköy	D-24	Kalsit	-0,77	-17,12	13,27
Düzköy	D-27	Kireçtaşı	1,16	-11,53	19,03
Düzköy	D-29	Kireçtaşı	1,26	-19,22	11,10
Düzköy	D-2A	Kireçtaşı	1,88	-13,52	17,00
Düzköy	D-2B	Kalsit	-1,62	-21,21	9,04
Düzköy	D-32	Kalsit	1,58	-20,47	9,81
Düzköy	D-4	Kalsit	2,03	-13,45	17,04
Düzköy	D-53	Kalsit	1,18	-18,49	11,85
Düzköy	D-8	Kalsit	-1,14	-20,84	9,43

4. TARTIŞMA

4.1. Jeolojik ve Mineralojik Özellikler

Düzköy skarn cevherleri Kampaniyen- Maastrichtiyen yaşlı Harşit Granitoyidi ile Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşlarının dokanakları boyunca gelişmiştir. Sahada endoskarn ve ekzoskarn zonlarının her ikisini de görmek mümkündür. Bunlardan endoskarn zonu granitoyit dokanağında bir kaç metrelik dar bir alanda gözlenirken, ekzoskarn zonu Berdiga kireçtaşları ve Çatak volkano-tortulları içinde daha geniş alanlarda gelişmiştir. Endoskarn zonu granitoyit dokanağındaki saçınımlı ve taneli yapıdaki piroksenlerle karakteristiktir. Bu zonda masif ve saçınımlı manyetit ve hematit cevherine pirit, kalkopirit ve sfalerit eşlik eder. Ekzoskarn zonu ise dokanak yakınındaki kireçtaşları içinde gelişen saçınımlı ve damar tip garnetlerle karakterisitiktir. Buna göre skarnın ilerleyen evresini temsil eden piroksenler endoskarn zonunda, garnetler ise ekzoskarn zonunda gözlenmektedir.

Ekzoskarn zonunda granitoyit kireçtaşı dokanağından uzaklaştığında garnet gözlenmez. Bunun yerine kireçtaşları ve Çatak volkano-tortulları içinde saçınımlı ve ağsal yapıda gelişmiş epidotlar yaygındır. Epidotlara genellikle kuvars ve kalsit eşlik eder. Ekzoskarn zonunda cevher farklı yapılarla gelişmiştir. Bunlar kireçtaşları ve volkanikler içinde saçınımlı yapıda; kireçtaşları ve volkaniklerin kırıkları boyunca damar tipte; kireçtaşları içinde tabakalar arası zayıf zonlar boyunca tabakalı yapıda; volkano tortullar içinde hematit-kuvars bantları şeklinde ve volkanikler içinde breş dolgusu şeklinde sıralanabilir.

Skarn dokanağı boyunca volkanik yan kayaçlarda breşik yapılar yaygın olarak gözlenmekte olup, bu breşler arası manyetit ve hematit cevheri tarafından doldurulmuştur. Bunun yanında mikroskop çalışmalarında garnet ve manyetitlerde de yoğun kırıklı yapılar gözlenmiştir. Garnetlerdeki kırıklar kalsit dolguları ile manyetitlerdeki kırıklar ise pirit ve kalkopirit dolguları ile karakteristiktir.

Bazı araştırmacılara göre (Yardley ve Lloyd 1995; Dipple ve Gerdes, 1998) skarn dokanaklarında makro ve mikro ölçekte gözlenen yoğun kırıklı bu yapılar hidrotermal

kırılma ve breşleşmeye bağı olarak gelişmekte ve skarn dokanıklarındaki kayaçların permeabilite ve prozitesini artırmaktadır. Araştırmalar hidrotermal kırılmayı, skarn dokanağına ulaşan yüzeysel çözeltiler ile magmatik çözeltilerin karışmasının neden olduğu kaynama ile açıklamaktadırlar. Buna göre düşük tuzluluk ve sıcaklıktaki meteorik çözeltilerin daha yüksek tuzluluk ve sıcaklıktaki magmatik çözeltiler ile karışımı kaynamaya sebep olmaktadır. İç basıncın artmasına neden olan bu kaynama skarn dokanağının üzerindeki örtü kayaçlarının kırılmasına ve breşleşmesine neden olmaktadır. Benzer bulgular Shelton (1983), Clechenko ve Valley (2003), Meinert vd. (2005) tarafından da rapor edilmekte ve bu çalışmalarda kırıklı ve breşik yan kayaçlar sığ derinliklere yerleşen plütunun göstergesi olarak kabul edilmektedir.

Bu açıklamalara göre yan kayaçlardaki yoğun kırıklı ve breşik yapılar ile mikroskop ölçeğinde garnet ve manyetit minerallerinde gözlenen yoğun kırıklı yapılar skarn dokanağındaki artan permeabilite ve porozitenin göstergesi olup sığ derinliklere yerleşen plütona bağı olarak gelişmektedir. Plütunun sığ derinliklere yerleşmiş olması ise Düzköy skarnının gelişiminde magmatik çözeltilerle birlikte meteorik çözeltilerin birlikte etkin rol oynadığını göstermektedir. Meteorik suyun sisteme karışması aynı zamanda ekzoskarn zonu boyunca yoğun bir şekilde sulu silikat minerali olan epidotun gelişimine neden olmuştur.

4.2. Granitoyit Jeokimyası ve Skarn Tipleri ile İlişkisi

Skarn oluşturan granitoyitlerin ana ve iz element içerikleri ile skarn tipleri arasındaki ilişkiler bu konuda yapılan öncü çalışmalarda araştırılmıştır (Meinert, 1983; Newberry, 1987; Meinert vd., 2005; Kwak ve White, 1982). Bu çalışmalarda ana element içerikleri bakımında skarn oluşturan plütönlarin çoğunluğu normal kalk alkali plütönlarla ilişkilidir. Al doygunluğu bakımından da skarn oluşturan plütönlarin çoğunlukla metalüminyum bileşimli granitoyitlerle ilişkilidir (Meinert vd., 2005).

Çalışma alanındaki granitoyide ait örneklerin tamamı AFM diyagramı üzerinde kalk alkali alana düşmektedir (Şekil 15b). Alüminyum doygunluğu bakımından bütün örneklerin ASI indeksi 0,82 ile 1,07 arasında değişmektedir. Buna göre granitoyide ait örneklerin geneli metalimünyum bileşimli alana düşerken yalnızca 2 örnek

metalüminyum-peralüminyum sınırına çok yakın olacak şekilde perlüminyum alanına düşmektedir (Şekil 15c). Bu grafiklere göre Harşit Granitoyidi, Sn-tip skarnın dışındaki, diğer skarn oluşturan plütonlar ile benzer bileşime sahip olup skarn üretme potansiyeli olan bir granitoyittir.

Granitoyide ait örnekler SiO_2 'ye karşılık K_2O ve MgO grafikleri üzerinde ise (Şekil 15d, e) Sn, W ve Mo üreten granitoyitlerin bileşiminden farklı olup, Fe, Au ve Cu tip skarn üreten plütonlar ile benzerlik sunar. Buna göre Düzköy skarnında yaygın gözlenen Fe'li (manyetit, hematit ve pirit) ve Cu'lu (kalkopirit) cevher mineralleri granitoyidin jeokimyasal özelliklerine bağlı olarak gelişmiştir. SiO_2 - MgO grafiği üzerinde Zn tip skarn üreten granitoyitlerin bileşimi Fe, Au ve Cu tip skarn üreten granitoyitler ile W, Sn ve Mo üreten granitoyitler arasında bir bileşime sahiptir. Düzköy skarnında sfaleritin gelişmeyip nadiren mikron ölçeğinde gözlenmesi Harşit Granitoyidinin jeokimyasal açıdan Zn tip skarn üreten granitoyitlere kıyasla daha yüksek MgO içermesinin bir sonucudur.

Fe, Cu, Zn ve Au tipi skarn üreten granitoyitler tektonik ortam ayırımında kullanılan Nb'ye karşılık Y ve Rb'a karşılık Y+Nb grafikleri üzerinde volkanik yay granitoyitleriyle (YVG) yakından ilişkilidir (Meinert vd., 2005). Bu tip granitoyitlerin Rb/Sr oranları ve Rb içerikleri de Sn, Mo ve W üreten granitoyitlerden düşüktür. Harşit Granitoyidine ait örnekler Nb'ye karşılık Y (Şekil 18a) ve Rb'a karşılık Y+Nb (Şekil 18b) grafikleri üzerinde volkanik yay granitoyitleriyle (YVG) benzer bileşime sahip olup Fe, Cu, Au ve Zn tip skarn üreten granitoyitlerle benzer bileşime sahiptir. Ayrıca Rb/Sr-Zr ve Rb-Sc grafikleri üzerinde de bu granitoyitler Fe, Cu, Au ve Zn tip skarn üreten granitoyitlere önemli ölçüde benzerlik sunarlar (Şekil 18c, d).

Buraya kadar verilen açıklamalara göre Harşit Granitoyidi'nin hem çeşitli ana element içerikleri, hem de iz element içerikleri Fe, Cu, Au ve Zn tip skarn üreten granitoyitlere önemli ölçüde benzerlik sunar. Buna göre Düzköy skarnında oksitli cevher minerallerinin yanında (manyetit ve hematit) sülfütlü cevher minerallerinin (pirit, kalkopirit ve sfalerit) gözlenmesi önemli ölçüde granitoyidin jeokimyasal özelliklerine göre şekillenmiştir.

4.3. Skarn Tipi ve Oluşum Koşulları

Garnet ve piroksen minerallerinin bileşimleri ve gösterdikleri zonlanmalar skarn yatakların sınıflandırılması ve oluşum ortamlarının belirlenmesinde önemli bilgiler vermektedir (Einaudi vd., 1981; Newberry, 1983; Kwak, 1987; Meinert, 1992; Zaw ve Singoyi, 2000). Newberry (1983), Einaudi vd. (1983) ve Kwak (1987)'a göre andradit bileşimli garnetler oksitlenmiş skarn koşullarını, grosüler bileşimli garnetler de indirgenmiş skarn koşullarını temsil etmektedir. Einaudi vd. (1981) de Fe^{+3} bakımından zengin garnetlerin (andradit) okside skarlarda yaygın olduğunu belirterek bu durumun sığ derinliklere yerleşen plütonizmin göstergesi olabileceğini savunmaktadır. Jamtveit (1991), Meinert vd. (2005), Clechenko ve Valley (2003), Ciobanu ve Cook (2004)'e göre de zonlu garnet minerallerindeki çekirdekten kenara doğru artan And/Grs oranları ortamın oksitlenme derecesindeki $f(O_2)$ artışı ifade etmektedir.

Düzköy skarnında garnetlerin grosülere yakın bileşimleri $And_{0-8,81}Grs_{59,69-78,65}Prs_{21,35-38,11}$ bu skarnların indirgenmiş koşullarda oluştuğuna işaret eder. Ancak bu çalışmada zonlu garnetlerde yapılan profil analizlerinde mineralin merkezinden kenarına doğru artan And-Grs oranları indirgenmiş skardan oksitlenmiş skarna doğru bir değişim olduğunu göstermektedir. Böyle bir değişim araştırmacılar tarafından skarn dokanaklarında artan hidrolik basınca bağlı olarak üzerindeki kayaçların kırılmasıyla açıklanmaktadır (Yardley ve Lloyd, 1995; Dipple ve Gerdes, 1998; Clechenko ve Valley, 2003; Meinert vd., 2005). Buna göre meydana gelen kırılmalar kayaçların geçirimsizlik ve gözenekliliğini artırarak meteorik çözeltilerin ortama girişine olanak sağlamaktadır. Kozbudaklar skarnında yaptığı çalışmada benzer bulguları elde eden Orhan (2017) garnetlerin grosülerden andradite doğru değişim göstermesini, meteorik çözeltilerin girişine bağlı olarak gelişen kaynama ile açıklamaktadır. Garnetlerin grosülerden andradite doğru değişimi Demir vd. (2017) ve Demir (2018) tarafından yapılan çalışmalarda da ortaya konmuştur.

Skarn tip yataklar üzerine yapılan çalışmalarda piroksenlerin diyopsit bakımından zengin oluşu oksitlenmiş skarn tipine işaret etmektedir (Newberry, 1991; Nakano vd., 1994, 1998). Ciobanu ve Cook (2004)'a göre de klinopiroksenlerin diyopsit bileşimde olması (Mg^{ca} zengin, $Di > 69$) piroksenlerin manyetit mineralleriyle etkileşiminin bir

sonucu olup oksitlenmiş skarnın karakteristik özelliğidir. Meinert vd. (2005)'e göre de oksitlenmiş skarlarda garnet bolluğu piroksenlerden daha fazladır. Yapılan açıklamalara göre Düzköy skarnında piroksenlerin diyopsit içeriğinin yüksek olmasının yanında piroksen bolluğunun garnetlerden daha düşük oluşu oksitlenmiş skarn tipi ile ilişkilidir.

Garnet ve piroksen bileşimleri ile skarn yatakların metal içerikleri arasındaki ilişkiler pek çok çalışmada incelenmiştir (Burt, 1972; Einaudi vd., 1981; Einaudi ve Burt, 1982; Nakano vd., 1994; Nakona, 1998). Bu çalışmalarda garnet ve piroksenlerin bileşimleri ile ilişkili oldukları skarn yatakların metal içerikleri üçlü diyagramlarda gösterilmiştir. Grosüler-andradit arasında değişen garnet bileşimleriyle, diyopsit baskın piroksen içerikleri bu üçlü diyagramlara aktarıldığında Düzköy skarnının Fe'nin yanında Cu içeren skarnlarla benzer bileşime sahip olduğu görülmektedir (Şekil 19a, b).

Skarn tip yataklar üzerine yapılan çalışmalarda piroksenlerin Mn içeriklerinin yanında 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 Düzköy skarnında piroksenlerinin Mn/Fe oranları 18 adet piroksen analizinde $<0,1$ olarak hesaplanmış iken, 5 adet piroksen analizinde $0,4$ ile $3,75$ arasında hesaplanmıştır. Buna göre bu oranın $<0,1$ olduğu değerler tipik olarak Cu-Fe tip skarnlar ile uyum gösterirken, bu oranın $0,4$ ile $3,75$ arasında olduğu değerler Zn tip skarnlar ile ilişkilendirilebilir. Skarn parajenezinde bulunan sfaleritler bu durumu destekler niteliktedir.

4.4. Hidrotermal Çözeltilerin Kökeni

İlk evreye ait Tip I sıvı kapanımların $-54,3$ ile $-41,6$ °C arasında değişen ötektik sıcaklıkları $H_2O-CaCl_2$ 'nin ötektik sıcaklığına yakın aralıklarda olduğundan (Shepherd vd., 1985) bu Tip I sıvı kapanımları oluşturan hidrotermal çözeltilerde baskın tuz türünün $CaCl_2$ olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 27). Bu Tip I sıvı kapanımların hesaplanan tuzluluk miktarları da diğer tip sıvı kapanımlardan belirgin bir şekilde daha yüksektir (Şekil 28). Skarn tip yataklarda $CaCl_2$ bakımından zengin çözeltiler, farklı

araştırmacılar tarafından (Neng vd., 1999; German vd., 2003) hidrotermal çözeltilerin direkt veya dolaylı olarak denizel sularla veya karbonatlı kayalarla olan etkileşimiyle açıklanmaktadır. Bu açıklamayı dikkate aldığımızda bileşiminde CaCl₂ bulunan Tip I sıvı kapanımlar hidrotermal çözeltiler ile kireçtaşları arasındaki etkileşimin sonucu olarak oluşmuştur. Diğer sıvı kapanımların ötektik sıcaklıklarını çeşitli tuz ve su içeren sistemlerin ötektik sıcaklıkları ile kıyasladığımızda (Shepherd vd., 1985), bunların tek bir tuz türünün ötektik sıcaklığından daha çok farklı tuzların karışımı olan ötektik sıcaklıklarına karşılık geldiğini görmekteyiz (Şekil 27). Buna göre ilk evrede CaCl₂ bakımından zengin olan çözeltiler sonraki evrelerde MgCl₂-H₂O (-33,6 °C), KCl-NaCl-H₂O (-23,5 °C) ve NaCl-H₂O (-21,2 °C) türü tuzların karışımından oluşan sisteme karşılık gelmektedir. Buna göre ilk evrede CaCl₂ bakımından zengin çözeltilerin oluşumu skarn oluşum sürecinde hidrotermal çözeltiler ile karbonatlı kireçtaşları arasındaki etkileşimin sonucudur. Sonraki evrelerde ise sisteme karışan meteorik çözeltiler hidrotermal çözeltiler ile karbonat etkileşimini azaltacağından çözelti bileşimim farklı tuz türlerinin karışımı olan H₂O-FeCl₂-MgCl₂-NaCl sistemine doğru değişim göstermiştir.

İlk evrede oluşan Tip I sıvı kapanımlardan yüksek tuzluluk miktarı (% 44,4 NaCl eşd.) ve Th sıcaklıkları (483 °C), Tip IIIb sıvı kapanımlardan ise düşük tuzluluk (% 1,1 NaCl eşd.) ve Th sıcaklıkları (168 °C) ölçülmüştür. Buna göre tuzluluk miktarı ve homojenleşme sıcaklıkları ilk evreden son evreye doğru giderek azalmaktadır (Şekil 28, 29). Tuzluluk miktarına karşılık homojenleşme sıcaklığının azalan bu trendi meteorik çözeltilerin sisteme karışması ile açıklanmaktadır (Wilkinson, 2001). Buna göre skarnın ilk evresinde hidrotermal çözeltiler ile karbonatlı kireçtaşları arasındaki etkileşime bağlı olarak yüksek tuzluluğa sahip sıvı kapanımlar oluşmuştur. Sonraki evrelerde ise sisteme karışan meteorik çözeltiler tuzluluk miktarının giderek azalmasına neden olmuştur.

Düzköy skarnındaki 12 kalsit örneğinden ölçülen $\delta^{13}\text{C}$ izotop oranları (-1.62 ve 2.77 ‰ arasında) denizel karbonatların karakteristik olan izotop oranlarına benzer aralıklarda (-3 ve +3 ‰, Şekil 32) değişim göstermektedir (Hoefs, 1987; Clark ve Fritz, 1997; Bowman, 1998). Buna karşılık bu örneklerin $\delta^{18}\text{O}$ bileşimleri 9.04 ile 19.48 ‰ arasında olup denizel karbonatların izotop bileşimine kıyasla (+20 ile + 30 ‰ arası) önemli ölçüde tüketilmiştir. Diğer taraftan skarn dokanağından uzaktaki kireçtaşından

alınan 1 örneğin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop oranları sırasıyla 1,84 ‰ ve 24,15 ‰ şeklinde ölçülmüştür. Skarn sürecinden etkilenmeyen bu örneğin hem $\delta^{13}\text{C}$ izotop oranı hem de $\delta^{18}\text{O}$ izotop oranı denizel karbonatların izotop bileşimiyle oldukça uyumludur.

Karbon ve oksijen izotoplarının Şekil 32’de görülen denizel karbonatlar ile magmatik kayalar arasındaki lineer dağılımları “kireçtaşlarının çözünmesi” trendi ile uyumlu olup, ilk evre sıvı kapanımların CaCl_2 bakımından zengin oluşu hidrotermal çözeltiler ile kireçtaşları arasındaki etkileşimi destekler niteliktedir. Şekil 32’den de görüleceği üzere skarn kalsitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ izotop oranları değişmezken, $\delta^{18}\text{O}$ izotop oranları önemli ölçüde tüketilmiştir. Skarn sistemlerindeki $\delta^{18}\text{O}$ izotopu bakımından tüketilme bu konuda yapılan çalışmalarda sisteme meteorik çözeltilerin karışımıyla açıklanmaktadır (Criss ve Taylor, 1986; Criss ve Fleck, 1990; Jamtveit ve Anderson, 1993; Shin ve Lee, 2003). Sıvı kapanımlardan elde edilen magmatik çözeltiler ile meteorik çözeltilerin karışımı trendi (Şekil 29b) $\delta^{18}\text{O}$ izotop oranlarındaki bu tüketilmeyi açıklamaktadır.

5. SONUÇLAR

Düzköy skarn yatağının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini belirlemeye yönelik yapılan bu tez çalışmasında elde edilen sonuçlar şu şekildedir.

Düzköy skarn cevherleri Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı Harşit Granitoyidi ile Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşlarının dokanakları boyunca gelişmiştir.

Skarnın ilerleyen evresini garnet ve piroksenler, gerileyen evresini epidot, kuvars ve kalsit temsil etmektedir.

Skarnın cevher mineralojisi manyetit ve hematitle birlikte pirit, kalkopirit ve sfalerit şeklindedir.

Düzköy skarnında oksitli cevher mineralleriyle birlikte sülfütlü cevher minerallerinin gözlenmesi Harşit Granitoyidi'nin jeokimyasal özelliklerine bağlı olarak gelişmiştir. Bu durum aynı granitoyidin kireçtaşı dokanakları boyunca sülfütlü skarnların bulunabileceğini göstermektedir.

Garnet ve piroksen bileşimleriyle birlikte skarnın mineralojik ve dokusal özellikleri Düzköy skarnının Fe-Cu tip bir skarn cevheri olduğunu ve oksidan şartlarda geliştiğini göstermektedir.

Sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıklarına göre Düzköy skarnı 168 ile 483 °C arası sıcaklıklarda gelişmiştir.

Sıvı kapanımların tuzluluk miktarı ile homojenleşme sıcaklığı arasında gözlenen pozitif korelasyon magmatik çözeltiler ile meteorik çözeltilerin karışımını göstermektedir. Skarn kalsitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ izotopu bakımından tüketilmesi meteorik çözelti karışımının bir sonucudur.

6. ÖNERİLER

Düzköy skarn cevheri Doğu Karadeniz Bölgesi'nde geniş alanlarda mostra veren Berdiga kireçtaşları ile Üst Kretase yaşlı Harşit Granitoyidi'nin dokanakları boyunca gelişmiştir. Bölgede aynı birimlerin dokanağı boyunca gelişen başka skarn lokasyonları da bulunmaktadır. Bu durum Berdiga kireçtaşları ile Üst Kretase yaşlı granitoyitlerin dokanakları boyunca başka skarn cevherlerinin bulunabileceğinin göstermektedir. Bundan dolayı bilinen skarn yatakların dışında başka sahaların ortaya çıkarılması açısından bu birimlerin dokanağı detaylı bir şekilde araştırılmalıdır.

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Berdiga Formasyonuna ait kireçtaşlarının dışında Üst Kretase yaşlı volkano-tortul birimler içinde de kireçtaşı seviyeleri bulunmaktadır. Bu kireçtaşları ile Üst Kretase yaşlı granitoyitlerin dokanağı boyunca da bazı skarn lokasyonlarının varlığı bilinmektedir. Bundan dolayı Berdiga kireçtaşlarının dışında Üst Kretase volkanitlerinin sınırları boyunca da skarn cevherlerinin bulunabileceği dikkate alınmalıdır.

Doğu Karadeniz Bölgesi skarn tip maden yataklarının yanında başta masif sülfütlü olmak üzere, hidrotermal, skarn ve porfiri tipte çok sayıda maden yatağına ev sahipliği yapmaktadır. Skarn tip maden yataklarıyla birlikte diğer yatak tiplerinin ortak özelliği bunların sayısının fazla, rezervinin ise düşük oluşudur. Her bir maden yatağı için zenginleştirme tesisinin yapılması ekonomik olmadığından, bölgedeki madenlerin ekonomiye kazandırılabilmesi için belirli merkezlere zenginleştirme tesisinin yapılması bölge madenciliğinin gelişmesine önemli katkılar sağlayabilir.

KAYNAKLAR

- Abu El Enen, M.M., Okrusch, M. and 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, İÜ, Fen Fakültesi, İstanbul.
- Akaryalı, E. and 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. and 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. and 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, Geochimistry*, 64, 359-383.
- Aslan, Z., 1991.** Özdil (Yomra-Trabzon) Yöresinin Petroğrafisi Skarn Oluşukları ve Granat-Piroksen Ritmikleri. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, 72s, Trabzon.
- Aydın, F., Karlı, 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.
- Aydın, F., Thompson, R., Karlı, O., Uchida, H., Burt, J.B. and Downs, R.T., 2009.** C2/c Pyroxene Phenocrysts from there Potassic Series in Neogene Alkaline Volcanics, Ne Turkey: Their Crystal Chemistry with Petrogenetic Significance as a Indicator of P-T Conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 131-147.
- 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.
- Balabin, A.I. and Urusov, V.S., 1995.** Recalibration of the sphalerite cosmobarometer: Experimental and theoretical treatment, *Geochemica Cosmochimica Acta*, 59, 1401-1410.
- Bodnar, R.J., 1993.** Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solution, *Geochemica Cosmochimica Acta*, 57, 683-884.

- Bodnar, R.J. and Vityk, M.O., 1994.** Interpretation of microthermometric data for H₂ONaCl fluid inclusions. In Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications (ed. B. De Vivo ve M. L. Frezotti), Virginia Tech, 117-130.
- 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 granitoides in the central eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results. *Tectonophysics* 382, 213–228.
- Boztuğ, D., Erçin, A.I., Kuruçelik, M.K., Göç, D., Kömür, I. and Iskenderoglu, A., 2006.** Geochemical characteristics of the composite Kaçkar batholith generated in a Neo-Tethyan convergence system, eastern Pontides, Turkey, *Journal of Asian Earth Science* 27, 286-302.
- Brill, B.A., 1989.** Deformation textures and recrystallisation microstructures in deformed ores from the CSA mine, Cobar, Australia, *Journal of Structural Geology*, 11, 591-601.
- Brown, P.E., 1989.** Flinkor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data, *American Mineralogist*, 74, 1390-1393.
- Bulguroğlu, N., 1991.** Düzköy-Çayırbağ Yöresinin Jeolojik İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 80 s.
- Burt, D.M., 1972.** Mineralogy and Geochemistry of Ca-Fe-Si Skarn Deposits, Ph.D. thesis, Harvard University, 256 p. (unpublished).
- Burt, D.M., 1982.** Skarn deposits-historical bibliography through 1970. *Economic Geology* 77, 755-763.
- Ciobanu, C.L. and 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. and Fritz, P., 1997.** Environmental isotopes in hydrogeology, Lewis Publisher, CRC Press, Newyork, 352p.
- Clechenko, C.C. and 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.

- Collins, B.I., 1977.** Formation of scheelite-bearing and scheelite-barren skarns of Lost Creek, Pioneer Mountains, Montana, *Economic Geology*, 72, 1505-1523.
- Cook, N.J., 1996.** Mineralogy of the sulphide deposits at sulitjelma, northern Norway, *Ore Geology Reviews*, 11, 303-338.
- Craig, J.R. and Vaughan, D.J., 1994.** Ore microscopy and ore petrography, 2nd. Edition. Wiley-interscience, New York, 434 p.
- Çiftçi, E. ve Vıçıl, M., 2003.** Kurtulmuş iron mineralization – an example to the skarn-type ore deposits from Eastern Pontides (Giresun, NE Turkey). *Geosound*, 26, 79-92.
- Çiftçi, E., 2011.** Sphalerite associated with pyrrhotite-chalcopyrite 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. İTÜ Yayını, no. 1034, İstanbul.
- Criss, R.E. and Taylor, H.P., 1986.** Meteoric-hydrothermal systems. *Reviews Mineralogy* 6, 373–424.
- Demir, Y., Uysal, İ., Sadıklar, M.B. and Sipahi, F., 2008.** Mineralogy, Mineral Chemistry, and Fluid Inclusion Investigation of Köstere Hydrothermal Vein-Type Deposit (Gümüşhane, NE-Turkey), *Neues Jahrbuch für Mineralogy*, 185, 2, 215-232.
- Demir, Y., Uysal, İ. and 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, I., Kandemir, R. and 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., 2018.** Dağbaşı skarn yataklarının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, *MTA Dergisi*, doi.org/10.19076/mta.413683.
- Dibenedetto, F., Bernardini, G.P., Costagliola, P., Plant, D. and Vaughan, D., 2005.** Compositional zoning in sphalerite crystals, *American Mineralogist*, 90, 1384-1392.
- Dipple, G.M. and 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., Karlı, O., Chen, B. and Uysal, I., 2010.** Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implications for pre- and postcollisional 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.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981.** Skarn Deposits. *Economic Geology* 75, 317-391.
- Eren, M., 1983.** Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasies incelemesi. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, 197s, Trabzon.
- Friedman, I. and Oneil, J.R., 1977.** Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, *Data of Geochemistry*, United states government printing Office, Washington, p. 117.
- Gottesmann, W. and Kampe, A., 2007.** Zn/Cd ratios in calcsilicate- hosted sphalerite ores at Tumurtijn-ovoo, Mongolia, *Chemie Der Erde*, 67, 323-328.
- Grammatikopoulos, T.A. and Roth, T., 2002.** Mineralogical characterization and Hg deportment in field samples from the Polymetallic Eskay Creek Deposit, British Columbia, Canada, *International Journal of Surface Mining Reclamation*, 16, 180-195.
- 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., 1993.** Doğu Pontidlerin Jeolojisi ve 1/250.000 Ölçekli Kompilasyonu, MTA Yayınları, Ankara.
- Güven, İ.H., Nalbantoğlu, A.K. ve Takaoğlu, S., 1998.** 1/100.000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Harita Serisi.
- Hacıalioglu, T., 1983.** Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi ve Mikrofasies incelemesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, FBE, Trabzon, 121 s.
- Hasançebi, N., 1993.** Dağbaşı (Araklı-Trabzon) granitoyidine bağlı cevherleşmelerin incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 65s.
- Hein, U.F., 1989.** Microthermometry Compact Course and Excercises, IGDL, University of Göttingen, 52s.

- Hoefs, J., 1987.** Stable isotope Geochemistry, Springer Verlag, Berlin, 241p.
- Holten, T., Jamtveit, B. and Meakina, P., 2000.** Noise and oscillatory zoning of minerals, *Geochimical Cosmochimica Acta*, 64, 11, 1893-1904.
- Jamtveit, B., 1991.** Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet: Nonlinear dynamics in regions of immiscibility, *American Mineralogist*, 76, 1319-1327.
- Jamtveit, B. and Anderson, T., 1993.** Contact metamorphism of layered shale carbonate sequences in the Oslo rift: III The nature of skarn-forming fluids. *Economic Geology*, 88, 1830–1849.
- Jamtveit, B. and Hervig, R.L., 1994.** Constraints on transport and kinetics in hydrothermal systems from zoned garnet, *Science*, 263, 505-508.
- Jonasson, I.R. and Sangster, D.F., 1978.** Zn/Cd ratios for sphalerites from some Canadian sulfide ore samples, *Geological Survey*, 78, 195-201.
- Kandemir, R., 2004.** Gümüşhane Yakın Yörelerindeki Erken- Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu'nun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları. Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 274s.
- Karakaya, M.Ç., Karakaya, N., Küpeli, Ş. and 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., Aydın, F. and Sadıklar, M.B., 2004.** The Morphology and Chemistry of K-Feldspar Megacrysts from İkizdere Pluton: Evidence for Acid and Basic Magma Interactions in Granitoid Rocks, NE Turkey. *Chemie der Erde-Geochemistry* 64, 155-170.
- Karsh, O., Chen, B., Aydın, F. and 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, I., Aydın, F., Bin, C., Kandemir, R. and Wijbrans, R.J., 2010a.** Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calcalkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harşit pluton, Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 467–487.

- Karsh, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R. and Wijbrans, R.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., Uysal, İ., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydın, F., Kandemir, R. and Wijbrans, J., 2011.** Adakite-like grabitoid porphyries in eastern pontides, NE Turkey: potencial parental melts and geodynamic implications. *Lithos* 127, 354-372.
- Kaygusuz, A., Chen, B., Aslan, Z., Siebel, W. and Şen, C., 2009.** U-Pb SHRIMP ages, geochemical and Sr-Nd isotopic compositions of the Late Cretaceous I-type Sariosman Pluton, Eastern. *Turkish Journal of Earth Science*, 18 (4), 549–581.
- Kesgin, Y., 1983.** Bayburt (Gümüşhane) İlçesi, Akşar Köyü ve Güneybatısının Jeolojik İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, 94s, Trabzon.
- Ketin, İ., 1951.** Bayburt Bölgesinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, Cilt XVI, 113-127.
- Kojima, S. and Sugaki, A., 1984.** Phase relations in the central portion of the Cu-Fe-Zn-S system between 800-500 °C, *Mineralogical Journal*, 12, 15-28.
- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984.** Demirözü (Bayburt) yöresinin stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 5, 107-115.
- Korkmaz, S., 1993.** Tonya-Düzköy (GB-Trabzon) Stratigrafisi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 36, 151-158.
- Kurt, Y., 2014.** Giresun, Bulancak Kirazören bölgesi skarn tipi demir yataklarının jeolojik ve jeokimyasal incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 111s.
- Kuşçu, İ., Gençalioğlu, G. and Erler, A., 2001.** Geochemical signatures of granitoids associated with skarn in central Anatolia. *International Geology Review* 43, 8, 722-735.
- Kwak, T.P.A. and White, A.J.R., 1982.** Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn types and related granitoids. *Minarologycal Geologist* 32,339-351.
- L'Heureux, I. and Jamtveit, B., 2002.** A model for oscillatory zoning in solid solutions grown from aqueous solutions: applications to the (Ba, Sr)SO₄ system, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 417-429.
- Lusk, J. and Calder, B.O.E., 2004.** The composition of sphalerite and associated sulfides in reactions of the Cu-Fe-Zn-S, Fe-Zn-S and Cu-Fe-S systems at 1 bar and temperatures between 250 and 535 °C, *Chem. Geol.* 203, 319-345.

- Maurel, C., 1978.** Stabilité de la blende dans le système Zn-Cd-S, Bulletin de Mineralogy, 101, 406-411.
- 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., Brooks, J.W. and 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., 1992.** Skarn and skarn deposits, Geoscience Canada, 19, 145-162.
- Meinert, L.D., 1995.** Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits, chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 23, 401-418.
- Meinert, L.D., Diple, G.M. and Nicolescu, S., 2005.** World skarn deposits, society of economic geologist, Inc. Econ. Geol., 100th Anniversary Volume, 299-336.
- Moore, W.J., McKee, E.H. and Akıncı, Ö.T., 1980.** Chemistry and chronology of plutonic rocks in the Pontid mountains, northern Turkey. In: Jankovic, S., Sillitoe, R.H. (Eds.), Eur. Copper Deposits, Belgrade, 209-216.
- Nakona, T., Yoshino, T., Shimazaki, H. and Shimizu, M., 1994.** Pyroxene Composition as an Indicator in the Classification of Skarn Deposits, Economic Geology, 89, 1567-1580.
- Nakano, T., 1998.** Pyroxene Geochemistry as an Indicator for Skarn Metallogensis in Japan, Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems, D.R. Lentz. (Ed.), Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 26, 147-167.
- Newberry, R.J., 1983.** The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns. Canadian Mineralogist 21, 529-544.
- Newberry, R.J. and Swanson, S.E., 1986.** Scheelite skarn granitoids: An evaluation of the roles of magmatic source and process, Ore Geology, Reviews, 1, 57-81.
- 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.
- Okay, A., 1983.** Ağvanis Metamorfitleeri ve Çevre Kayaçlarının Jeolojisi, MTA Derg. 1.

- Okay, A.I. and Şahintürk, Ö., 1997.** Geology of the Eastern Pontides, In: A.G. Robinson, (ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, American Association of Petroleum Geologists Memorial, 68, 291-311.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999,** Tethyan Sutures of Northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M., (Eds), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society London Special Publications 156, 475-515.
- Orhan, A. ve Mutlu, H., 2009.** Susurluk (Balıkesir) skarn yatağının mineralojik ve petrografik Özellikleri. Eskişehir, Osmangazi Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi 12, 2, 65-90.
- Öztürk, Y.Y., Helvacı, C. and 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.
- Palero, F.J. and Martin-Izard, A., 2005.** Trace element contents in galena and sphalerite from ore deposits of the Alcuia Valley mineral field (Eastern Sierra Morena, Spain, Journal of Geochemical Exploration, 86, 1-25.
- Patrick, R.A.D., Mosselmans, J.F.W. and Charnock, J.M., 1998.** An X-ray absorption study of doped sphalerites, European Journal of Mineralogy, 10, 239-249.
- Pelin, S., 1977.** Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi , KTÜ Yayını, 87, 103.
- 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.
- Saraç, S., 2003.** Doğu Karadeniz Fe-Skarn Yataklarının karşılaştırmalı mineralojik ve jeokimyasal özellikleri. Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 259s.
- Scott, S.D. and Barnes, H.L., 1971.** Sphalerite geothermometry and Barometry, Economic Geology, 66, 653-669.
- Seymen, İ., 1975.** Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, 192.
- Shelton, K.L., 1983.** Composition and origin of ore forming fluids in a carbonate hosted porphyry copper and skarn deposit: a fluid inclusion and stable isotope study of mines Gaspe, Quebec Economic Geology 78, 387-421.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Aiderton, D.H.M., 1985.** A practical guide to fluid inclusion studies, Blackie and Son Limited, Glasgow (U.K.), 235 s.

- Sipahi, F., 1996.** Camiboğazı ve Sarıtaş yaylaları arasındaki bölgenin petrografi ve maden yatakları açısından incelenmesi, (Yüksek Lisans Tezi), Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- 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. and Vural, A., 2017.** Formation of the Eğrikar (Gümüşhane) Fe-Cu skarn type mineralization in NE Turkey: U-Pb zircon age, lithochemistry, mineral chemistry, fluid inclusion, and O-H-C-S isotopic compositions. *Journal of Geochemical Exploration* 182, 32-52.
- Sofracioğlu, D. and Kandemir, R., 2013.** The Upper Cretaceous calciclastic submarine fan deposits in the Eastern Pontides, NE Turkey: facies architecture and controlling factors. *Turkish Journal of Earth Science* 22, 588–610.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Ketin, I., 1980.** Remnants of pre-late jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys. *Geological Society America*, 91, 599–609.
- Taşh, K., 1990.** Gümüşhane-Bayburt yörelerindeki Üst Jura-Alt Kretase karbonat istiflerinin stratigrafik, paleocografik ve mikropaleontolojik incelemesi, Doktora Tezi, KTÜ, FBE, Trabzon, 223 s.
- Tauson, V.L., Chernyshev, L.V. and Makeyer, A.B., 1977.** Phase relations and structural characteristics of mixed crystals in the system ZnS-MnS, *Geochemical International*, 14, 33-45.
- Taylor, B.E., 1976.** Origin and significance of C-O-H fluids in the formation of Ca-Fe-Si skarn, Osgood Mountains, Humboldt country, Nevada, PhD thesis, Stanford university, Stanford, California, p. 149.
- 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.
- Tokel, S., 1972.** Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region, Doktora Tezi, University College, London.
- Topuz, G., 2000.** Zur Petrologie der metamorphen gesteine des pulur-massive, östliche pontiden, NE-Turkei, Doktora tezi, Universität Heidelberg, 270.
- Topuz, G., Alther, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A. and Meyer, H.P., 2007.** Variscan amphibolite facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex. Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey. *International Journal of Earth Science*, 96, 861–873.
- Tüysüz, N., 2000.** Geology, Lithochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulphide Deposit, NE-Turkey, *Chemie der Erde*, 60, 231-250.

- Ustaömer T. and 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, İ., Tarkian, M., Sadıklar, M.B. and 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.
- Xuexin, S., 1984.** Minor elements and ore genesis of the Fankou Lead-Zinc deposit, China, *Mineral Deposita*, 19, 95-104.
- Yalçınalp, B., 1992.** Güzelyayla-Maçka-Trabzon porfiri Mo-Cu cevherleşmesinin jeolojik, yerleşimi ve jeokimyası, Doktora tezi, KTU, Trabzon.
- Yaylalı-Abanuz, G. and Tüysüz, N., 2010.** Chemical, mineralogical and mass-change examination across a gold bearing vein zone in the Akoluk area, Ordu, NE Turkey, *Neues Jahrbuch für Mineralogy Abhandlungen*, 187 (1), 11-22.
- Yılmaz, C., 1997.** Sedimentological Records Cretaceous Platform-basin Transition Gümüşhane Region (NE Turkey), *Geologie Mediterran*, 24, 1-2, 125-135.
- Yılmaz, C., 2002.** Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri, *TJK Bülteni*, 45, 1, 141-165.
- Yılmaz, Y., 1973.** Gümüşhane Granitinin Yerleşmesi, Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 485-490.
- Yardley, B.W.D. and Lloyd, G.E., 1995.** Why metasomatic fronts are really metasomatic sides. *Geology*, 23, 53–56.
- Yüksel, S., 1976.** Şiran Batı yöresi Mesozoik karbonat kayalar ve eosen flişinin petrografik ve sedimentolojik incelenmesi, Doçentlik Tezi, KTÜ, Trabzon.
- Zaw, K. and Large, R.R., 1996.** Petrology and geochemistry of sphalerite from the Cambrian VHMS deposits in the Rosebery- Hercules district, western Tasmania: implication for gold mineralisation and Devonian metamorphic processes, *Mineralogy and Petrology*, 57, 97-118.

ÖZGEÇMİŞ

Kadir BAYRAKTAR, 1991 yılında Rize’de doğdu. 1998-2009 yılları arasında ilk ve orta öğrenimini Rize’de tamamladı. 2010 yılında başladığı lisans eğitimini Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nde 2014 yılında tamamladı. Aynı yıl Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda başladığı yüksek lisans öğrenimini halen devam ettirmektedir. 2016 yılı itibariyle Rize Belediyesi Fen İşleri Müdürlüğü’nde “kontrol mühendisi” olarak görev yapmaktadır. Orta seviyede İngilizce bilen Kadir BAYRAKTAR bekârdır.

