

T.C.
RECEP TAYYİP ERDOĞAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUTANİT (ARHAVİ-ARTVİN) CEVHERLEŞMESİNİN
JEOLojİK, MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

MUSTAFA AKSU

TEZ DANIŞMANI
DR. ÖĞR. ÜYESİ YILMAZ DEMİR

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

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

RİZE-2019

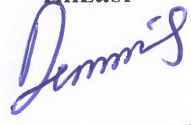
Her Hakkı Saklıdır

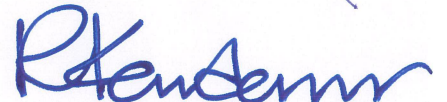
T.C.
RECEP TAYYİP ERDOĞAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KUTANİT (ARHAVİ-ARTVİN) CEVHERLEŞMESİNİN JEOLojİK,
MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

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

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

İmzası






Doç. Dr. Ferhat KALAYCI
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

ÖNSÖZ

“Kutanit (Arhavi-Artvin) Cevherleşmesinin Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi” konulu bu çalışma, Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.

Bu çalışmayı bana öneren, Lisansüstü öğrenimim boyunca bilgi ve tecrübeleriyle bana yol gösteren, tezin hazırlık aşamasında hem arazi ve laboratuvar çalışmalarında hemde tezin hazırlanması süresince yardımcı olan değerli danışman hocam Dr. Öğr. Üyesi Yılmaz DEMİR’e minnet ve şükranlarımı sunar teşekkür etmeyi borç bilirim.

Tez çalışmalarım sırasında teze bilimsel nitelikte katkılarda bulunan hoşgörü ve tecrübelerini esirgemeyen başta değerli hocalarım Sayın Prof. Dr. Orhan KARSLI’ya, Doç. Dr. Raif KANDEMİR’e, mineral kimyası analizlerinde emek ve tecrübelerinden dolayı Sayın Prof. Dr. İbrahim UYSAL’a teşekkürlerimi sunarım.

Mineral kimyası analizlerinin gerçekleşmesine olanak sağlayan Prof. Dr. Melanie KALIWODA’ya, Ludwig Maximilian Üniversitesi (Münih-Almanya) teşekkür ederim.

Arazi ve laboratuvar çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen değerli arkadaşlarım Jeoloji Yüksek Mühendisi Kadir BAYRAKTAR’a, Jeoloji Mühendisleri Ali DİŞLİ ve Mehdi İLHAN’a içtenlikle teşekkür ederim.

Hayatımın her aşamasında maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen aileme sonsuz şükranlarımı sunarım.

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

Mustafa AKSU

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Tarafımdan hazırlanan “Kutanit (Arhavi-Artvin) Cevherleşmesinin Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi” başlıklı bu tezi Yükseköğretim Kurulu Bilimsel Araştırma ve Yayın Etiği Yönergesindeki hususlara uygun olarak hazırladığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal işlemi kabul ettiğimi beyan ederim. 09/09/2019

Mustafa AKSU

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

ÖZET

KUTANİT (ARHAVİ-ARTVİN) CEVHERLEŞMESİNİN JEOLJİK, MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

Mustafa AKSU

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

Kutanit cevherleşmesi Kızılıkaya Formasyonu'nun üst seviyelerindeki dasit ve piroklastları ile kırmızı biyomikritler içinde yan kayaçlar ile eş zamanlı olarak oluşmuştur. Cevherin alt seviyeleri saçınımlı, ağsal cevher yapıları ile, üst seviyeleri ise masif cevherin üzerine gelen bantlı cevher yapıları ile karakteristiktir. Cevherde pirit, kalkopirit, sfalerit, galen, bornit ve fahlerz minerallerine gang olarak kuvars ve kalsit eşlik etmektedir. Mineral kimyası analizlerine göre piritlerin oldukça düşük Co ve Ni içerikleri ile sfaleritlerin Zn/Cd oranları cevherin asidik magmatik kökenli hidrotermal çözeltilerle ilişkili olduğunu göstermektedir. Pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen minerallerinin 6.1–7.8 % arasında değişen kükürt izotop sonuçları asidik kökenli magmatik çözeltiler ile uyumludur. Sıvı kapanım çalışmalarına göre Kutanit cevherleşmesinin oluşum sıcaklığı 140–384 °C arasında değişmektedir. Bu oldukça düşük sıcaklık değerleri düşük sıcaklık şartlarına işaret eden kolloidal dokular ile uyumludur. Sıvı kapanımların bileşiminde belirlenen $MgCl_2$ ve $CaCl_2$ türü tuz türleri bu çözeltilerin okyanus suyu ile etkileşiminin bir sonucudur. Sıvı kapanımların okyanus suyunun tuzluluk oranına çok yakın tuzluluk değerleri de hidrotermal çözeltilerin okyanus suyu ile etkileşim içinde olduğunu doğrulamaktadır. Sıvı kapanımlardan bağımsız termometre yöntemi ile hesaplanan en düşük oluşum basıncı 120 bar'a kadar düşmektedir. Bu basınç değeri hidrostatik şartlar altında 1223 m okyanus suyu derinliğine karşılık gelmektedir. Bu oluşum derinliğinin Kutanit cevherleşmesinde sülfat çökelimi için yeterli bir derinlik olduğu anlaşılmaktadır.

2019, 92 sayfa

Anahtar Kelimeler: Kutanit VMS, Sıvı Kapanımlar, Mineral Kimyası, Kükürt İzotopları, Arhavi-Artvin

ABSTRACT

INVESTIGATION OF GEOLOGICAL, MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL PROPERTIES OF THE KUTANIT MINERALIZATION (ARHAVI-ARTVIN)

Mustafa AKSU

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

Kutanit mineralization were syngenetically formed in the upper level of Kızılkaya Formation which consist of dacite and pyroclastites, and red biomicrite layers. The lower level of the Kutanit mineralization were characterized by their disseminated and stockwork ore textures, whereas upper level consist of massive and banded ores. The ore minerals are mainly consist of pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, fahlores and bornite, while quartz, and calcite were found to be accompying to ore as a gangue minerals. According to mineral chemistry analyses lower Co and Ni content of pyrites, and lower Zn/Cd ratios of the sphalerites refer to acidic type magmatic originated hydrothermal solutions. Sulphur isotope results which were formed on the pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena minerals and measured between 6.1–7.8 ‰, quite compatible with this acidic originated hydrothermal solutions. The formation temperature of the Kutanit ore were measured between 140 and 384 °C, on the basis of fluid inclusion studies. This lower formation temperatures were found to be compatible with the colloidal ore textures, which refer to lower formation conditions. MgCl₂ and CaCl₂ dominated fluid inclusions may refer to interaction between hydrothermal solutions and marine water. The salinity values of these fluid inclusions, which very close to the salinity of marine waters (~3.5 ‰) support this interaction. The lower formation pressure of the Kutanit mineralization which were calculated by independent thermometer decreases up to 120 bar. This pressure correspond to 1223 m deepness of ocean water. This formation depth of the Kutanit mineralization were found to be compatible with the precipitation of sulphide ore in the ocean floor.

2019, 92 pages

Keywords: Kutanit VMS, Fluid Inclusions, Mineral Chemistry, Sulphur Isotopes, Arhavi-Artvin

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	I
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	II
ÖZET	III
ABSTRACT.....	IV
İÇİNDEKİLER	V
ŞEKİLLER DİZİNİ	VII
TABLolar DİZİNİ.....	IX
SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ	X
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş	1
1.2. Konum, Yerleşim ve Ulaşım	3
1.3. Jeomorfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü	3
1.4. Litaratür Özeti.....	4
1.5. Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojik Özellikleri.....	8
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	14
2.1. Materyal ve Yöntemler	14
2.2. Arazi Çalışması.....	14
2.3. Laboratuvar Çalışmaları	14
2.3.1. İnce Kesitler.....	14
2.3.2. Parlak Kesitler	15
2.3.3. Sıvı Kapanım Kesitleri	15
2.3.4. Kükürt İzotop Örneklerinin Hazırlanması	16
2.4. Büro Çalışmaları.....	16
2.5. Analitik Yöntemler	17
2.5.1. Mineral Kimyası Analizleri	17
2.5.2. Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Ölçümleri.....	17
2.5.3. Kükürt İzotop Analizleri.....	18
3. BULGULAR	19
3.1. İnceleme Alanının Stratigrafi ve Petrografisi	19
3.1.1. Kızılkaya Formasyonu.....	19
3.1.2. Çağlayan Formasyonu	24

3.2.	Kutanit Yöresinin Maden Jeolojisi ve Mineralojisi.....	28
3.3.	Sülfür Kimyası.....	37
3.3.1.	Pirit	37
3.3.2.	Galen.....	38
3.3.3.	Kalkopirit.....	38
3.3.4.	Sfalerit	50
3.3.5.	Fahlerz	51
3.4.	Sıvı Kapanımlar	53
3.4.1.	Sıvı kapanım Petrografisi	56
3.4.2.	Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Özellikleri	58
3.4.2.1.	Ötektik Sıcaklık (T_{fm}) Ölçümleri.....	58
3.4.2.2.	Son Buz Ergime Sıcaklığı (T_m -ice) Ölçümleri	62
3.4.2.3.	Homojenleşme Sıcaklığı (T_h) Ölçümleri	64
3.4.3.	Kutanit Cevherleşmesinin Oluşum Basıncı ve Derinliği.....	66
3.5.	Kükürt İzotop Çalışması.....	67
4.	TARTIŞMA.....	72
4.1.	Kutanit Cevherleşmesinin Jeolojik Mineralojik Özellikleri ve Yatak Tipi.....	72
4.2.	Hidrotermal Çözeltilerin Bileşimi ve Kökeni.....	73
4.3.	Kutanit Cevherleşmesinin Oluşum Koşulları	75
5.	SONUÇLAR.....	79
6.	ÖNERİLER.....	81
	KAYNAKLAR	82
	ÖZGEÇMİŞ	92

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.	Doğu Karadeniz Bölgesi'nin jeoloji haritası ve bilinen bazı masif sülfid tip yatakların dağılımları (Güven, 1993).....	2
Şekil 2.	Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	4
Şekil 3.	Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999).....	10
Şekil 4.	Kutanit Cevherleşmesi çevresinin jeoloji haritası (Eyüboğlu, 1978'den değiştirilerek).	20
Şekil 5.	Kutanit madeni çevresinin dikme kesiti.	21
Şekil 6.	Kızılkaya Formasyonu'nun üst seviyelerinde bulunan tüf (a), kırmızı biyomikrit (b), aglomera (c) ve dasitlerin (d) arazideki görünüşleri.	23
Şekil 7.	Dasitlerin porfirik dokusu (a), dasitlerde serizitleşme ve karbonatlaşma (b), tüflerin mikroskobik görüntüsü (c), volkanik breşlerin mikroskobik görüntüsü (d).	24
Şekil 8.	Çağlayan Formasyonuna ait bazaltların arazideki görünüşü (a), andezitlerin porfirik dokusu (b), bazaltların porfirik dokusu (c), spilitik bazaltlardaki karbonatlaşma (d).	26
Şekil 9.	Çağlayan Formasyonu içindeki tüflerin ince tabakalı yapısı (a), tüflerdeki ikincil kuvars dolguları (b), Çağlayan Formasyonu içindeki aglomeraların arazideki görünüşü (c), aglomeralardaki mikrolitik porfirik doku (d).	28
Şekil 10.	Kutanit cevherleşmesi çevresindeki galerilerin lokasyonları (Gülibrahimoğlu ve Çağlar, 1993'den değiştirilerek).....	30
Şekil 11.	G1 numaralı galerinin girişi (a), G1 numaralı galeri girişindeki masif cevher (b), girişi tamamen kapalı olan galeriler (c, d), galeri girişindeki ağsal cevher yapısı (e), saçınımlı cevher yapısı (f).	31
Şekil 12.	Kutanit madenindeki G1 numaralı galeri çevresinin krokisi (a), bu galeri girişinin GB-KD kesiti (b) (Eyüboğlu, 1978 ' den değiştirilerek).	32
Şekil 13.	Biyomikritler içindeki bantlı cevher (a), biyomikritlerdeki bantlı cevheri kesen sülfid damarları (b), G1 galerisi girişindeki sfalerit ve galen içeren masif cevher (c), masif cevherin etrafını saran simitsonitler (d), volkanik breşlerin arasını dolduran breş dolgusu cevher yapısı (e), tüfler içindeki bantlı cevher (f).	33
Şekil 14.	Masif cevherdeki kırıklar boyunca gelişen ikinci faz (a), sülfid cevherinin kırıkları boyunca gelişen ikinci faz (b), gang minerallerinin kırıkları boyunca gelişen ikinci faz (c), breşik cevherdeki iki farklı evrenin mikroskop görüntüsü (d), piritlerdeki kataklastik doku ve kırıklar boyunca kalkopirit ornatımı (e), piritlerin kırıklarındaki kalkopiritleri ornatın sfaleritler (f), piritleri ornatın kalkopiritler (g), ilk evre fahlerzlerin sfalerit tarafından ornatımı (h).	35

Şekil 15. Piritlerdeki zonlu ornatım (a, b), piritlerin kolloform dokusu ve zonlu ornatımı (c), piritlerdeki kademeli ornatım (d), sfaleritle eş zamanlı ikinci evre fahlerzler (e), kalsitin kırıklarında galen oluşumu (f).	36
Şekil 16. Kutanit cevherleşmesinin mineral parajenez ve süksesyonu.	37
Şekil 17. Pirit minerallerindeki Fe-Zn arasındaki negatif korelasyon (a), piritlerdeki As ile S arasındaki negatif korelasyon (b), galenlerde Zn ile Pb arasındaki negatif korelasyon (c), kalkopiritlerdeki Zn ile Fe ilişkisi (d), kalkopiritlerdeki Zn ile Cu arasındaki negatif korelasyon (e).	50
Şekil 18. Sfaleritlerdeki Fe-Zn arasındaki negatif ilişki (a), sfaleritlerde Cu-Zn arasındaki negatif ilişki (b), Fe-Cu arasındaki pozitif ilişki (c), Fe+Cu ile Zn arasındaki negatif ilişki (d).	52
Şekil 19. Fahlerz-I'in düşük Zn içeriği (a), fahlerz-I'in yüksek Cu içeriği, Fahlerz-II'nin yüksek As içeriği (b, c), her iki evreye ait fahlerzlerdeki Cu-Zn arasındaki negatif korelasyon (d).	53
Şekil 20. Kuvars minerallerindeki Tip-I sıvı kapanımlar (a,b), kalsitlerdeki Tip-II sıvı kapanımlar (c), kuvars minerallerindeki Tip-II sıvı kapanımlar (d, e), kalsitlerdeki Tip-I kapanımlar (f), kalsitlerdeki Tip-II kapanımlar (g, h), kuvars minerallerindeki Tip-I ve Tip-II sıvı kapanım birlikteliği (i), sfaleritlerdeki Tip-I sıvı kapanımlar (i, j, k) (ölçek uzunluğu 20 µm'dir).	57
Şekil 21. Sıvı kapanımlardaki tuzluluk miktarı ile ötektik sıcaklığı ilişkisi.	59
Şekil 22. Kutanit cevherleşmesine ait sıvı kapanımların izotermal karışım trendi (a), sıvı kapanımların düşük tuzluluktaki çözlülerle seyreltilmesi trendi (b) (semboller Şekil 21'deki gibidir).	63
Şekil 23. Kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerindeki sıvı kapanımların tuzluluklarına ait histogram.	64
Şekil 24. Kuvars, sfalerit ve kalsit minerallerindeki sıvı kapanımların Th histogramı.	65
Şekil 25. Kuvars, sfalerit ve kalsit minerallerindeki sıvı kapanımların Th sıcaklıklarına karşılık tuzluluk değişimlerinin çeşitli yatak tipleri ile karşılaştırılması (Wilkinson, 2001'den alınmıştır).	65
Şekil 26. Bağımsız termometre kullanılarak sıvı kapanımların oluşum basıncının belirlenmesi (açıklama metinde verilmiştir).	66
Şekil 27. Çeşitli kayaç, jeolojik ortam ve cevher tiplerinin kükürt izotop değişimleri (a), Kutanit cevherleşmesinden alınan pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen minerallerinin kükürt izotop değişimleri (b).	69
Şekil 28. Doğu Karadeniz Bölgesindeki bazı masif sülfid yatakların kükürt izotop değişimleri ve bunların Kutanit cevherleşmesi ile karşılaştırılması.	70

TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 1. Pirit minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).....	39
Tablo 2. Galen minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).....	41
Tablo 3. Kalkopirit minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).....	44
Tablo 4. Sfalerit minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).....	46
Tablo 5. Fahlerz minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).....	49
Tablo 6. Kalsit minerallerindeki sıvı kapanımlara ait mikrotermometrik parametreler.....	60
Tablo 7. Kuvars minerallerindeki sıvı kapanımlara ait mikrotermometrik parametreler.....	61
Tablo 8. Sfalerit minerallerindeki sıvı kapanımlara ait mikrotermometrik parametreler.....	62
Tablo 9. Kutanit cevherleşmesindeki çeşitli minerallerin kükürt izotop bileşimleri ve mineral çiftlerinden hesaplanan dengelenme sıcaklıkları.....	68

SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ

ağ. %	Ağırlıkça yüzde
µm	Mikrometre
cm	Santimetre
CDT	Troilite of Devil Canyon (Kükürt izotop standardı)
eşd.	Eşdeğeri
Gln	Galen
gr	Gram
Fah	Fahlerz
Ka	Kalsit
Km	Kilometre
kV	Kilovolt
Kpy	Kalkopirit
Ku	Kuvars
m	Metre
ml	Mililitre
mm	Milimetre
My	Milyon yıl
nA	NanoAmper
Nm	Nanometre (1mm/10 ⁶)
Op	Opak Mineral
ppb	Milyarda Bir (part per billion)
ppm	Milyonda Bir (part per million)
Plj	Plajiyoklas
Py	Pirit
Sph	Sfalerit
δ ³⁴ S	Kükürt İzotop Bilesimi
SMOW	Ortalama Deniz Suyunun Standart İzotop Bileşimi
T	Sıcaklık (°C cinsinden)
T _{fm}	İlk Buz Ergime Sıcaklığı
T _h	Homejenleşme Sıcaklığı
T _{m-ice}	Son Buz Ergime Sıcaklığı

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

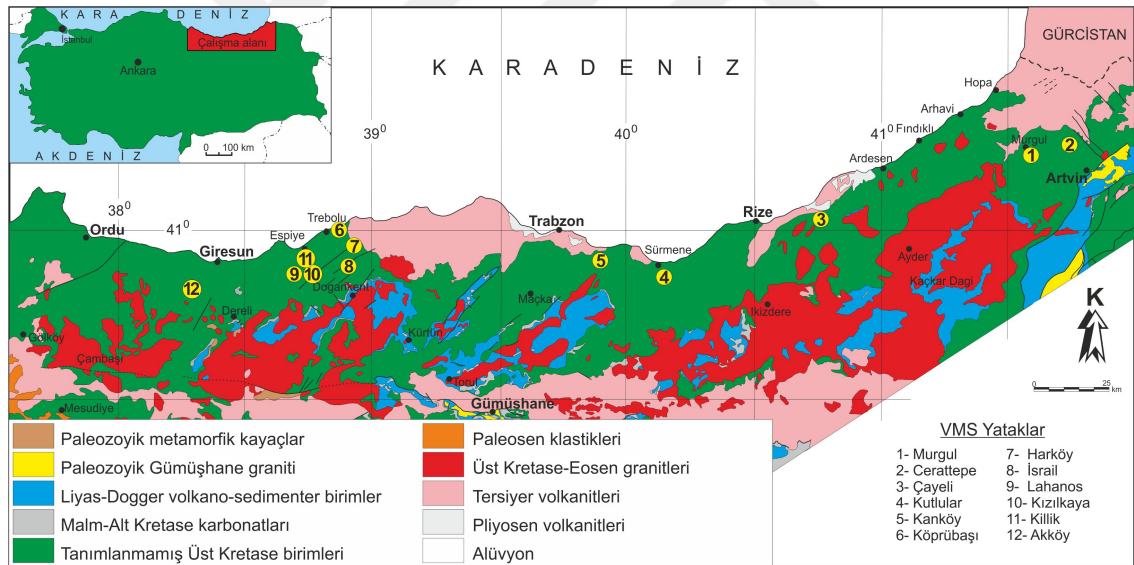
Doğu Karadeniz Bölgesi farklı tip maden yataklarının bir arada bulunduğu önemli bir metalojenik provenstir. Bu provens içerisinde bulunan yatak tipleri başta masif sülfidler olmak üzere, porfiri, skarn, hidrotermal ve epitermal şeklindedir. Masif sülfid yataklar rezervlerinin yüksek oluşu nedeniyle bölgedeki en yüksek potansiyele sahip yatak tipini oluşturmaktadır. Halen işletilmeye devam eden Çayeli (Rize), Murgul (Artvin), Cerattepe (Artvin) ve Lahanos (Giresun) ile birlikte işletmeye kapanmış olan Kutlular (Trabzon) yatakları bölgedeki masif sülfid yatakların en önemlileri arasındadır. Tunca (Rize), Kanköy, Kibletepe, Elmaalan (Trabzon), Harköy, İsrail, Kızılkaya, Killik, Akköy (Giresun) yatakları bölgedeki bilinen diğer bazı önemli masif sülfid yataklarını oluşturmaktadır (Şekil 1). Bölgede bunların dışında çok sayıda masif sülfid tip yatak ve zuhurun varlığı bilinmekte olup bazı kayıtlarda bunlarının sayısının 70'ten fazla olduğu belirtilmektedir (Pejatoviç, 1979).

Bölgedeki masif sülfid yatakların bakır, kurşun ve çinkonun yanında yan ürün olarak önemli ölçüde altın da içerdiği bilinmektedir. Çayeli masif sülfid yatağında 3 ppm'e ulaşan altın rapor edilmiştir. Bununla birlikte masif sülfid tipteki yataklardan birisi olan Cerattepe yatağının sülfid minerallerinin yanında yüksek oranda altın içermesi (10 ppm'e ulaşan) bölgedeki masif sülfidlerin altın potansiyelini göstermesi bakımından önemlidir.

Bölgedeki masif sülfid yatakların jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri pek çok çalışmaya konu olmuştur. Bu çalışmalarda bu yatakların cevher yan kayaç ilişkileri, yataklanma şekilleri, izotop jeokimyası, alterasyon özellikleri, hidrotermal çözeltilerin kökenleri ve sıvı kapanım özellikleri bakımından incelenmişlerdir. (Vujanovic, 1974; Özgür, 1993; Çağatay, 1993; Tüysüz ve Er, 1995; Tüysüz, 2000; Çiftçi vd., 2001; Çiftçi vd., 2005; Çiftçi ve Hagni, 2005; Abdioğlu, 2008; Revan, 2010; Revan vd., 2013; Demir vd., 2013; Eyüboğlu vd., 2014). Bu çalışmalarda masif sülfid yatakların bir kısmının detaylı bir şekilde incelendiği görülmektedir. Ancak bu

alışmalar genel olarak ekonomik önem arz eden yüksek potansiyele sahip yataklar üzerine yoğunlaşmıştır.

Kutanit cevherleşmesi Artvin ili, Arhavi ilçesi sınırları içerisinde, Geç Kretase yaşlı Kızılkaya Formasyonu içerisinde gelişmiş bir yataktır. Bazı kayıtlarda masif slfıt tipte olabileceği belirtilen (Eyüboğlu, 1978; Terlemez, 1986; Glbrahimoglu ve ağlar, 1993) bu yatağın incelendiği bir çalışmanın olmaması önemli bir eksiklik olarak görülmüştür. Bundan dolayı bu çalışmada Kutanit cevherleşmesinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi, bu yatağın oluşumunda etkin rol oynayan zeltelerin özelliklerinin ve yatağın oluşum şartlarının belirlenmesi hedeflenmiştir. Bölgede benzer tipte çok sayıda yatak ve zuhurun bulunduğu dikkate alınırsa, bu çalışmanın madencilik faaliyetlerinin yanında, bölgedeki masif slfıt yatakların daha iyi anlaşılmasına katkı sağlayacağına inanılmaktadır.



Şekil 1. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin jeoloji haritası ve bilinen bazı masif slfıt tip yatakların dağılımları (Güven, 1993).

Bölgedeki masif slfıt yataklar Geç Kretase yaşlı asidik volkanizmanın ürünü olan Kızılkaya Formasyonu içerisinde geliştiğinden, Kutanit cevherleşmesinin cevher tipini ve bölge jeolojisi içindeki yerini belirlemek amacıyla çalışma alanının içinde bulunduğu yaklaşık 30 km²'lik bir alanın jeolojik özellikleri incelenmiştir. Bu kapsamda önceki çalışmalarda yapılan jeolojik haritalardan faydalanılmış (Eyüboğlu, 1978; Terlemez,

1986; Gülibrahimoğlu ve Çağlar, 1993) saha çalışmaları sırasında gerekli görülen yerlerde haritaların üzerinde düzeltmeler yapılmıştır.

Cevherin mineralojik ve dokusal özellikleri, hazırlanan parlak kesitler üzerinde incelendikten sonra farklı mineral fazlarının bileşimlerini belirlemek üzere mineral kimyası analizleri yapılmıştır. Bunun yanında cevheri oluşturan hidrotermal çözeltilerin özelliklerini ve kökenlerini belirlemek amacıyla sülfat minerallerinden kükürt izotop analizleri yaptırılmıştır.

Masif sülfat yatakların oluşumunda etkili olan hidrotermal çözeltilerin bileşimlerinin açıklanmasında sıvı kapanım çalışmaları önemli yer tutar. Minerallerin oluşumu sırasında içlerinde hapsolan sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları bu yatakların oluşum sıcaklıkları, basınçları ve hidrotermal çözeltilerin bileşimleri (tuzluluk miktarı, içerdiği tuz türleri) hakkında önemli bilgiler vermektedir. Bundan dolayı bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümleri ile Kutanit cevherleşmesinin kökensel özellikleri ve oluşum şartları aydınlatılmaya çalışılmıştır.

1.2. Konum, Yerleşim ve Ulaşım

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde, Artvin iline bağlı Arhavi ilçesi sınırları içinde kalan çalışma alanı 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritada F46-b4 numaralı pafta üzerinde bulunmaktadır. Çalışma alanının doğusunda Artvin iline bağlı Hopa ilçesi, batısında ise Rize iline bağlı Fındıklı ilçesi bulunmaktadır. Kutanit cevherleşmesi Arhavi ilçe merkezinin yaklaşık 4 km güneyinde bulunmaktadır. Arhavi ilçe merkezinden itibaren bir kısmı asfalt olan stabilize yollarla çalışma alanına her mevsim ulaşmak mümkündür. Çalışma alanı içinde kalan önemli yerleşim yerleri Arhavi ilçe merkezinin yanında Dereüstü, Konaklı, Şenköy, Kestanealan ve Tepeyurt köyleri şeklindedir (Şekil 2).

1.3. Jeomorfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanının içinde bulunduğu Doğu Karadeniz Bölgesi'nde oldukça engebeli bir topografya hakimdir. Kaçkar dağlarının güneyinde bulunan çalışma alanı içinde

yükselti kısa mesafelerde deniz seviyesinden 500–600 m’ye kadar ulaşmaktadır. 592 m rakımlı İsina Tepe çalışma alanındaki en yüksek tepeyi, Arhavi merkezden Karadenize dökülen Karabise dere ise en düşük rakımı oluşturmaktadır.

Çalışma alanı çevresinde Doğu Karadeniz Bölgesi’nin bol yağışlı ılıman iklim koşulları egemendir. Doğu Karadeniz Bölgesi’nde her mevsim yağış gözlenmekle birlikte, bahar aylarında artan yağışlar heyelanlara sebep olmaktadır. Çalışma alanında yoğun bir bitki örtüsü hakimdir. Bir kısmını ormanlık alanların oluşturduğu sahada çay ve fındık tarımı yapıldığından jeolojik unsurların gözlenmesi oldukça zordur.



Şekil 2. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

1.4. Litaratür Özeti

Doğu Karadeniz Bölgesi’nde bulunan masif sülfid tipteki yataklar üzerine çok sayıda çalışma yapılmıştır. Bölge genelinde bulunan masif sülfid tipteki yataklar ile ilgili yapılan çalışmalar ile birlikte Arhavi-Hopa arasında kalan bölgede yoğunlaşan ve Kutanit cevherleşmesini konu alanlar aşağıda özetlenmiştir.

Zimmer (1937), Kutanit sahasında yaptığı çalışmada cevherleşmenin Cu ve Zn tenörünün iyi kaliteli olduğunu, ancak rezervinin işletme açısından ekonomik olma

ihtimalinin düşük olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmada ayrıca cevherin mineralojik açıdan yersel farklılıklar gösterdiği vurgulanmıştır. Benzer bulgular Kovenko (1925), tarafından da rapor edilmiş, bu çalışmada rezervin belirlenmesi için sondaj çalışması önerilmiştir.

Aslaner (1971), tarafından Kutanit cevherleşmesinin mineralojik özelliklerinin ve jenezinin açıklanmasına yönelik yapılan çalışmaya göre çok silisleşmiş, kataklastik piroklastikler içinde bulunan Kutanit çinkoblend-kalkopirit zuhuru plastik deformasyon geçirmiş ve sonradan katı haldeyken Alpin tektonik hareketlerin etkisi ile parçalanarak kataklastik bir yapı kazanmış olup eksalatif sedimenter türdedir.

Aslaner (1977), Doğu Karadeniz Bölgesi'nde bulunan masif sülfid yataklarının, yitim zonundaki ada yayında oluştuklarını ve sonradan kıtaya kenetlenmiş olduklarını ileri sürmüştür. Aslaner ve Gedikoğlu (1984) tarafından da Pontid metalik kuşağında Geç Kretase yaşlı cevherli dasitlerin Pontid tipi masif sülfid yataklarını oluşturduğunu ifade edilmiştir. Bu çalışmada ayrıca masif sülfid tipteki cevherlerin dairesel çöküntü yapılarınca kontrol edildiği belirtilmektedir.

Eyüboğlu (1978), tarafından Artvin-Arhavi-Yukarı Kutanit (Tepeköy) yöresinde yapılan araştırmaya göre sahada en yaygın olarak izlenen birimler dasit, riyodasit, riyodasitik tüf ve breşlerdir. Bu asidik karakterli volkanik birimlerde yaygın hidrotermal ayrışma ile birlikte sfalerit-kalkopirit içeren masif tipte ve pirit-sfalerit-kalkopirit içeren saçınımlı tipte cevherleşmeler gözlenmektedir. Riyodasitik tüfler dokanakları boyunca kireçtaşı-çamurtaşı bantları içerirler. Bu birimlerin oluşumundan hemen sonra ve kireçtaşlarının çökeliminin son safhasında yörede bazalt-diyabazlarla başlayan bazik karakterli volkanizma yaygınlaşır. Yörenin en genç birimi andezitik tüf ve aglomeralardır. Bu çalışmada hidrotermal kökenli Cu, Zn ve Pb cevherleşmesinin riyodasitik birimlere bağlı olarak bantlı yapılarda oluştuğu belirtilmiştir.

Ergin (1970), Artvin-Arhavi çevresinde yaptığı çalışmada yörede Mesozoyik ve Tersiyer'e ait kayaların yüzeyleme verdiğini, Alpin orojenezinin etkisiyle bu birimler içinde yoğun kırıklı yapıların geliştiğini ve bu kırıklar boyunca önemli yükselmeler ve

alçalmaların geliştiğini belirtmiştir. Bu çalışmada sahadaki Cu, Zn ve Pb ile birlikte Mn cevherlerinin hidrotermal çözeltilere bağlı olarak geliştiği belirtilmiştir.

Aksoy ve Buzkıran (1980), tarafından Artvin-Arhavi-Kutanit (Tepeköy) sahasında Pb-Zn-Cu arama çalışmalarında jeofizik etüt yapılmış ve bu etüt sonunda belirlenen anomali sahalarının tetkiki için 2 adet sondaj önerilmiştir.

Terlemez (1986), Fındıklı-Arhavi-Hopa-Ortacalar yöresindeki çalışmasında bölgedeki kaya türlerini Geç Kretase, ayırlanmamış Geç Kretase Paleosen ve Paleosen yaşlı olmak üzere 3'e ayırmış ve bu birimler içerisinde, pirit, kalkopirit ve çinkoblend'ten oluşan cevher kompleksleri izlendiğini vurgulamıştır. Ekonomik olarak ise F46-b4 paftasındaki Çamlıköy, Sivrikaya ve Kutanit bakır ve çinko zuhurları ümit verici olarak değerlendirmiştir.

Gülibrahimoğlu ve Çağlar (1993), Artvin İli'ne bağlı Hopa-Çamlıköy (Peronit), Sivrikaya ile Arhavi İlçesi'ne bağlı Tepeköy (Kutanit), Yolgeçen Köyü yöreleri'ni kapsayan çalışmasında yörede Mesozoyik-Senozoyik yaşlı birimlerin yüzeylendiğini ve inceleme alanında Alp Dağ oluşum hareketleri ile tektonik yapılar gözlemlendiğini ortaya koymuştur. Çalışma alanı içinde Cu, Zn ve Pb cevherlerinin yanında volkanik sedimanter Mn cevherleşmeleri ve pirometazomatik tip Fe-Cu tip cevherlerinin bulunduğu belirtilmiş, bunlardan Cu, Zn ve Pb cevherlerinin hidrotermal tipte olabileceği vurgulanmıştır.

Popovic (2004), Murgul-Artvin-Maradit yöresinde yaptığı çalışmada bölgedeki masif sülfidlerin Cu-Zn-Pb'nin yanında Au bakımından önemli potansiyele sahip olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmada ayrıca Hopa çevresindeki Peronit, Sivrikaya ve Kutanit sahalarının altın ve gümüş bakımından önemli potansiyele sahip olabileceği vurgulanmıştır.

Gökçe (2001), tarafından Çakmaklı ve Damarköy yatakları üzerine yapılan sıvı kapanım çalışmasında stokvork/ağsal cevher zonundan örneklem yapılmıştır. Sıvı kapanımların -51.9 ile -55 °C arasında değişen ötektik sıcaklıklarına (Te) göre sıvı kapanımların olası tuzluluk bileşimlerinin H₂O-NaCl-CaCl₂ ve H₂O-MgCl₂-CaCl₂

şeklinde olduğu, $MgCl_2$ ve $CaCl_2$ tuzlarının kaynağının deniz suyu ile etkileşim olduğu belirtilmektedir. Son buz ergime (T_m -ice) sıcaklıklarına göre ise birincil sıvı kapanımların tuzluluğunun 10.2 ile 18.7 ağırlık % NaCl eşd. arasında, ikincil sıvı kapanımların tuzluluğunun 1.7 ile 11.5 ağırlık % NaCl eşd. arasında değiştiği belirtilmektedir. Birincil sıvı kapanımların homojenleşme (T_h) sıcaklıkları 240 ile 452 °C arasında, ikincil sıvı kapanımların T_h sıcaklıkları ise 110.2 ile 154.2 °C arasında ölçülmüştür. Bu verilere göre araştırmacı hidrotermal çözeltilerin büyük oranda meteorik kökenli olduğu daha az oranda ise deniz suyu ile karıştığı sonucuna ulaşmıştır.

Zerener (2005), tarafından yapılan yüksek lisans çalışmasında Murgul yatağının ağsal zonundan derlenen örneklerde birincil sıvı kapanımların 90–370 °C arasında, ikincil sıvı kapanımların ise 130–210 °C arasında değişen T_h sıcaklıklarına sahip oldukları belirtilmektedir. İlk buz ergime sıcaklıklarına göre kapanımların olası bileşiminin H_2O -NaCl şeklinde olduğu, T_m -ice sıcaklıklarına göre de tuzluluk miktarının 2–5 ağırlık % NaCl eşd. arasında olduğu belirtilmektedir. Bu veriler Gökçe (2001) tarafından sunulan veriler ile kıyaslandığında aynı yataktan ve aynı zondan yapılan çalışmalar olmasına rağmen gerek T_h sıcaklıkları, gerekse tuzluluk değerleri arasında önemli farklılıklar olduğu görülmektedir.

Demir (2005), Istala madeninde bulunan barit minerallerinde yaptığı sıvı kapanım çalışmasına göre 100–290 °C arasında değişen T_h sıcaklıkları ölçmüş, buna göre yatağın düşük ve orta sıcaklık şartlarında oluştuğunu belirlemiştir.

Kabaoğlu (2010), tarafından yapılan yüksek lisans çalışmasında Çayeli masif sülfür yatağında toplam 3 adet sıvı kapanım belirlenmiştir. Bu sıvı kapanımların T_h sıcaklıkları 282–310 °C arası, tuzluluk miktarları 2.07–3.55 ağırlık % NaCl eşd. arasında ölçülmüştür. Bu çalışmada sıvı kapanımların -30 ile -32.3 °C arasındaki ilk buz ergime sıcaklıklarına göre ise olası tuz türünün NaCl baskın olduğunu belirlemiştir.

Revan (2010), Killik ve Kızılkaya yataklarında fosil izlerini dolduran barit kristallerinde gerçekleştirdiği sıvı kapanım çalışmasında her iki sahada da T_e sıcaklıklarını -21 ile -23.9 °C arasında ölçmüş buna göre olası tuz bileşimlerini NaCl-KCl şeklinde belirlemiştir. Her iki yataktaki sıvı kapanımların tuzluluk miktarı da

ölçülen Tm-ice sıcaklıklarına göre 1.5 ile 7 ağırlık % NaCl eşd. arasında hesaplanmıştır. Araştırmacı sıvı kapanımların Th sıcaklıklarını Killik sahasında 120–210 °C arasında, Kızılkaya sahasında ise 103–131 °C arasında ölçmüştür. Bu çalışmada deniz suyundan daha düşük tuzluluk değerlerinin diyajenetik kökene işaret ettiği belirtilmektedir.

Çöl (2012), tarafından yapılan yüksek lisans çalışmasında ise Elmaalan VMS yatağında ağsal ve masif siyah cevher zonundan hazırlanan 3 adet örnekte sıvı kapanım ölçümü yapılmıştır. Bu örneklerdeki sıvı kapanımların Te sıcaklıklarını -28.6 ile -19 °C arasında ölçmüş buna göre olası tuzluluk bileşimlerini H₂O-NaCl±KCl şeklinde belirlemiştir. Örneklerdeki birincil sıvı kapanımların Th sıcaklıklarını 245–414 °C arasında, ikincil sıvı kapanımların Th sıcaklıklarını 130–242 °C arasında ölçen araştırmacı, sıvı kapanımların tuzluluk miktarını Tm-ice sıcaklıklarına göre 0.35–11.22 ağırlık % NaCl eşd. arasında hesaplamıştır. Bu verilere göre mineral çökeliminin sıvı karışımı ve yüzeysel sularla seyrelme sonucunda gerçekleşmiş olabileceğini belirtmiş, yatağın oluşum derinliğini yaklaşık 1344 m olarak hesaplamıştır.

Revan vd. (2017), Tunca masif sülfid yatağının ağsal zonundan derledikleri örneklerde yaptıkları sıvı kapanım çalışmasında, bu kapanımların Th sıcaklıklarının 152 ile 255 °C arasında değiştiğini belirlemişlerdir. Tm-ice sıcaklıklarına göre kapanımların tuzluluk miktarını 0.9–5.9 ağırlık % NaCl eşd. arasında hesaplayan araştırmacılar, Tunca masif sülfid yatağının deniz suyunun baskın olduğu hidrotermal çözeltilere bağlı olarak oluştuğunu belirtmektedirler. Yatak içinde masif cevherin gelişmediğini, yalnızca ağsal zonun bulunduğunu belirten araştırmacılar, bu durumun esas nedeninin yatağın 500 m’den daha sığ koşullarda oluşması olduğunu belirtmektedirler.

1.5. Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojik Özellikleri

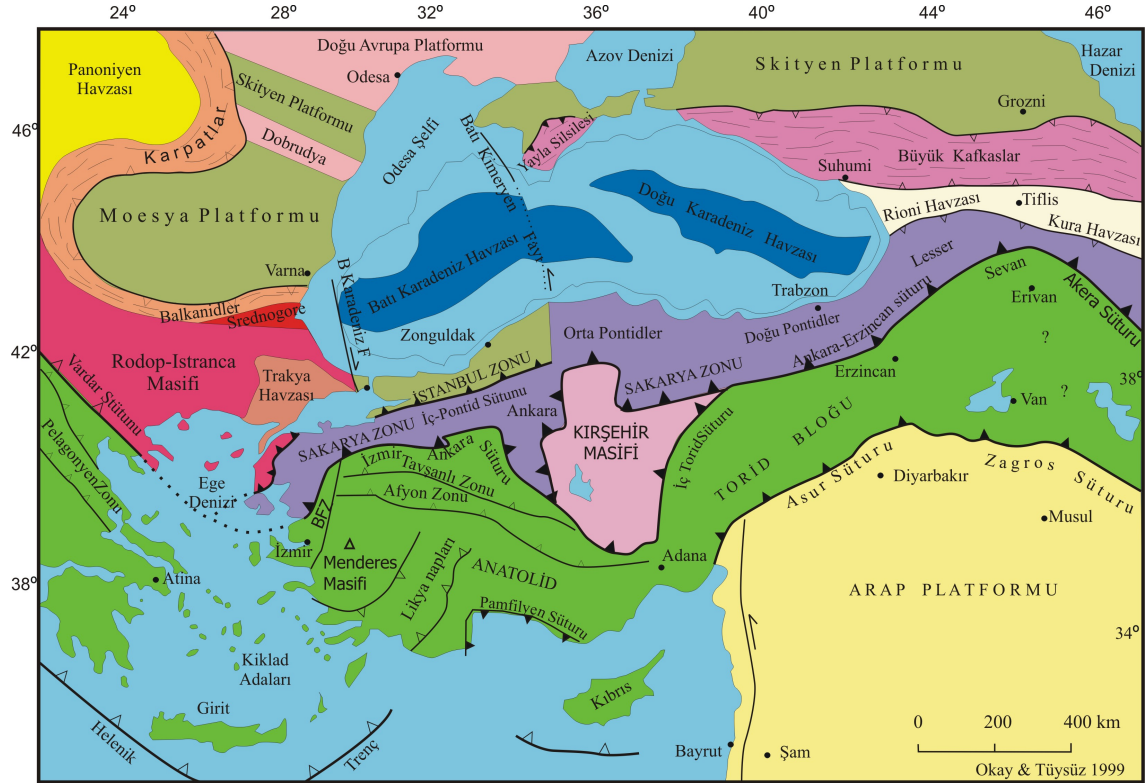
Doğu Karadeniz Bölgesi’nin de içinde bulunduğu Anadolu levhası jeolojik özelliklere göre Sakarya Zonu, İstanbul Zonu, Rodop Istranca Zonu, Torid-Anatolid Bloku ve Arap Platformu olmak üzere beş ana tektonik birliğe ayrılmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999) (Şekil 3). Sakarya zonunun doğusuna karşılık gelen Doğu Karadeniz Bölgesi D-B yönünde yaklaşık 500 km uzunluğa ve K-G yönünde 100 km genişliğe sahiptir. Doğu Karadeniz Bölgesi’nde, Paleozoyik yaşlı metamorfik bir temel üzerinde,

Erken Jura'dan Kuvaterner'e kadar değişen yaşlarda tortul, volkanik, volkano-tortul birimlerle yer yer bu birimleri kesen plütonik kayalar yüzeylemektedir.

Paleozoik yaşlı metamorfik kayalar 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. Bu metamorfikler için araştırmacılar tarafından farklı adlamalar yapılmıştır. Bu adlamalardan bazıları Pulur Metamorfikleri (Ketin, 1951), Pulur Masifi (Korkmaz ve Baki, 1984; Topuz vd., 2004a-b.), Kotana Metamorfikleri (Boynukalın, 1990), Karadağ Metamorfikleri (Dokuz, 2000), Tokat Masifi (Yılmaz ve Yılmaz, 2004), Ağvanis Masifi (Okay, 1983) şeklinde-dir. Bunlardan Gümüşhane çevresinde yayılım gösteren metamorfiklerin yaşı Topuz (2000) tarafından, U-Pb, Ar-Ar ve Rb-Sr yöntemlerine göre 260-330 my arasında hesaplanmıştır.

Sakarya zonunun doğusu boyunca gözlenen metamorfik kayalar başlıca granodiyorit, kuvarslı mikrodiorit ve alkali granitten oluşan, yüksek potasyumlu, I-tipi granitik kayalar tarafından kesilmektedir. Karbonifer ile Erken Permiyen arasında yaşların verildiği (Gürsoy vd., 1993; Topuz vd., 2010; Dokuz vd., 2017) bu granitik kayalar Yılmaz (1973) tarafından "Gümüşhane Graniti", Çoğulu (1975) tarafından ise "Gümüşhane Plütonu" olarak adlandırılmıştır.

Metamorfik ve granitik kayalardan oluşan Paleozoik yaşlı temel kayaları üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelen Mesozoyik yaşlı kayalar Erken Jura yaşlı volkano-tortul seri ile başlar. Kandemir (2004) tarafından şenköy Formasyonu olarak adlandırılan birim bölgenin kuzeyinde volkanitlerin egemen olduğu bir litolojiye sahipken, güney zonda volkanitlerin daha az görüldüğü tuf aralanmalı ve sedimanter ağırlıklı bir litolojiye sahiptir. Kandemir (2004)'e göre birim birbirleriyle yanal geçişli ve kısa mesafelerde kalınlık farkları sunan andezit, diyabaz, bazalt, aglomera, tuf ve tufitlerden oluşan volkanik ara seviyeler içeren yersel çakıltası, dereceli kumtası, marn, kıltaşı ve kumlu kireçtaşından oluşmaktadır.



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

Şenköy Formasyonu'na ait volkano-tortul birimler üzerine uyumlu olarak gelen Berdiga Formasyonuna (Pelin, 1977) ait kireçtaşları Yılmaz (2002)'ye göre Geç Jura'dan itibaren, Erken Kretase sonuna kadar süren dönemde oldukça sakin tektonik hareketlerin kontrolünde oluşmuştur. Bölgenin güneyinde genel olarak masif kireçtaşlarından oluşan, yersel olarak küçük değişiklikler sunan Berdiga kireçtaşları kuzey zonda genellikle masif tabakalanmalı, gri bej renkli, yanal devamlılığı olmayan kireçtaşlarıyla temsil edilir (Kırmacı vd., 1996). Erken Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine masif tabakalanmalı, dolomitik kireçtaşlarıyla gelen bu birim üst seviyelere doğru orta kalınlıkta tabakalanma gösteren kireçtaşları şeklindedir (Kırmacı vd., 2018). Doğu Karadeniz bölgesinde geniş alanlarda yüzeyleme veren bol fosilli sığ denizel kireçtaşları, dolomitler ve dolomitik kireçtaşları karbonat platformunun ürünüdür (Taslı, 1990; Yılmaz, 1997 ve 2002).

Geç Kretase döneminde Doğu Karadeniz Bölgesi'nin kuzey kesiminde yoğun bir magmatizma etkin iken, güneyde türbiditik karakterli tortul birimlerin oluşumu devam etmiştir. Tokel (1972) tarafından Kermutdere Formasyonu olarak adlandırılan bu birim tabanda ince-orta tabakalanmalı, sarı renkli kumlu kireçtaşları ve yer yer

konglomeralardan oluşmaktadır. Bunların üzerine ince tabakalı kırmızı-bordo renkli mikritik kireçtaşlarıyla devam tortul istif gri ve yeşil renkli tuf ara seviyeleri içeren ince orta tabakalı kumtaşı, kiltası ve marn ardalanması ile son bulmaktadır. Tokel (1972) tarafından Berdiga Formasyonu üzerine uyumsuz olarak geldiği belirtilen bu birim Hacıaloğlu (1983)'na göre sığ denizel şartlarda oluşmaya başlamış, ancak Geç Kretase sonuna doğru derin denizel ortam şartlarında oluşmaya devam etmiştir. Eren (1983)'e göre ise, Berdiga Formasyonu üzerine transgresif olarak gelmekte ve Eosen yaşlı birim tarafından transgresif olarak örtülmektedir.

Geç Kretase döneminde Doğu Karadeniz Bölgesi'nin kuzeyinde gelişen aktif volkanizma sonucu asitik ve bazik karakterli volkanik kayaların ardalanmasının oluşturduğu kalın bir volkano-tortul istif oluşmuştur. Neotetis okyanusal kabuğunun kuzeye doğru yitimine bağlı olarak gelişen bu yay volkanitleri (Okay ve Tüysüz, 1999; Topuz vd., 2007; Karşlı vd., 2004; Karşlı vd., 2010a; Karşlı vd., 2011), Güven (1993) ve Güven vd. (1998) tarafından dört farklı formasyona ayrılarak tabandan tavana doğru Çatak, Kızılkaya, Çağlayan ve Tirebolu Formasyonları şeklinde adlandırılmıştır.

İlk kez Güven (1993) tarafından adlandırılan Çatak Formasyonu, başlıca andezit, bazalt ve piroklastları ile kumtaşı, silttaşı, marn, şeyl ve kırmızı-bordo renkli killi kireçtaşı seviyelerinin ardalanmasından oluşmaktadır. Birim içindeki volkanik seviyeler kırıklı, çatlaklı ve boşluklu olup ileri derecede ayrılmış ve kloritleşmiştir. Kumtaşı, marn ve şeyllerden oluşan tortul seviyeler kurşuni renkli ve ince katmanlıdır. Bunun dışında birim içinde yaygın olarak kırmızı bordo renkli mikritik kireçtaşları ve rekristalize kireçtaşları bulunmaktadır. Güven (1993) tarafından Turoniyen-Santoniyen yaşı verilen birim Berdiga Formasyonu üzerine gelmekte ve Kızılkaya Formasyonu tarafından da uyumlu olarak örtülmektedir. Sofracıoğlu ve Kandemir (2013) bu birimin Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşı blokları içerdiğini vurgulamışlardır.

Kızılkaya Formasyonu da ilk defa Güven (1993) tarafından adlandırılmış olup gri beyaz, grimsi sarı renkli dasit, riyodasit ve bunların piroklastlarından oluşmaktadır. Çatak Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen dasitlerde prizmatik kolon yapıları karakteristik olup kalınlığı 200–500 m arasında değişmektedir (Güven vd., 1998). Bu çalışmada birim içinde yaş verilebilecek fosil içeren tortul seviyenin bulunmadığı

belirtilmekte ve alt sınırının Türoniyen-Santoniyen yaşlı Çatak Formasyonu ile, üst sınırının ise Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı 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 mikritik 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 ayrılmıştır. Birim içindeki mikritik kireçtaşları, marn ve kumtaşları ince ve orta tabakalı yapı sunarken, tuf seviyeleri daha kalın tabakalı olup mercekli yapıdadır. Güven (1993) Kızılka 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 riolit, 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 riolitik ve dasitik volkanikler ile başlamakta ve üste doğru piroklastik kayalar şeklinde devam etmektedir. Tortul ara seviyeler daha çok bu piroklastik kayalar içinde bulunmaktadır.

Tirebolu Formasyonu üzerine beyaz, açık gri, sarımsı renkli kireçtaşı, killi kumlu kireçtaşı ve marn 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 kayaların egemen olduğu volkano-tortul istif sunmaktadır. Tonya Formasyonu üzerine aşıl uyumsuzlukla gelen ve taban konglomasıyla 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 kayalardan, tf 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 (şengr vd., 1980; Dokuz vd., 2010) Geç Kretase boyunca devam etmekte (Kaygusuz vd., 2009; Karlı vd., 2004; Topuz vd., 2007; Okay ve şahintürk, 1997; Karlı vd., 2011) ve Erken Eosen'de son bulmaktadır (Karlı vd., 2010; Karlı vd., 2007; Moore vd., 1980; Boztuğ vd., 2004). Son yıllarda yapılan alışmalar (Boztuğ vd., 2006; Karlı vd., 2004, 2010; Kaygusuz vd., 2009) bu granitoidlerin düşük potasyum toleyitik bileşimden, yüksek potasyumlu kalk alkali bileşime doğru değiştiğini göstermiştir.

Erken Jura yaşlı şenköy Formasyonu içine sokulum yapan Geç Jura granitoidleri Dokuz vd. (2010)'ne göre paleotetisin kapanmasının ürünü iken Erken Senozoyik yaşlı adakitik kayalar Topuz vd. (2005), Karlı vd. (2010), Karlı vd. (2011)'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 ve 2009).

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Materyal ve Yöntemler

Kutanit masif sülfid cevherleşmesinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla yapılan bu çalışmanın ilk aşamasını çalışma alanı ve yakın çevresinde daha önce yapılmış olan çalışmaların incelenmesi oluşturur. Daha sonra yürütülen arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları ile elde edilen bulgular değerlendirilerek yazım işlemi tamamlanmıştır.

2.2. Arazi Çalışması

Arazi çalışmaları kapsamında Kutanit masif sülfid cevherleşmesini içine alan yaklaşık 20 km²'lik bir alanda jeolojik birimlerin litojik özellikleri ve dokanak ilişkileri ile yapısal unsurlar (kırık, fay, tabaka vb.) önceki çalışmalar dikkate alınarak gözden geçirilmiştir. Önceki çalışmalardan faydalanarak sahanın 1/25.000 ölçekli haritası yeniden düzenlenmiştir. Ayrıca cevherleşme yan kayaç ilişkisini ortaya koymak için litolojik özellikleri ve yapısal unsurları içeren 1/5.000 ölçekli detay jeoloji haritası hazırlanmıştır. Arazi incelemeleri kapsamında Kutanit cevherleşmesi çevresinde bulunan birimlerden mineralojik özelliklerini belirlemeye yönelik olarak ince kesit yapmak üzere örnekler alınmıştır. Cevherleşmenin parajenez ve süksesyonunu belirlemeye yönelik parlak kesit hazırlamak üzere galeri girişi ve pasadan cevher örnekleri alınmıştır. Sıvı kapanım çalışmaları yapmak üzere, ışığı geçiren cevher (sfalerit) ve gang minerallerinden (kuvars ve kalsit) örnekler alınmıştır. Bunun yanında kükürt izotop çalışmalarında kullanmak üzere cevher numuneleri alınmıştır. Bu işlemler sırasında örnek lokasyonları GPS kullanılarak kayıt altına alınmıştır.

2.3. Laboratuvar Çalışmaları

2.3.1. İnce Kesitler

Arazi çalışmaları süresince çalışma alanında bulunan birimlerin petrografik özelliklerini belirlemeye yönelik olarak alınan örneklerden 45 tanesinden Recep Tayyip

Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm laboratuvarında ince kesitler hazırlanmıştır. İnce kesitlerin hazırlanması esnasında kayaçlardan alınan plakacıklar, bir yüzeylerinin pürüzlülükleri giderildikten sonra 2 mm kalınlığındaki 20x46 mm boyutundaki kesit camı üzerine araldit kullanılarak yapıştırılmış ve dereceli aşındırıcılar yardımı ile 0,03 mm kalınlığa kadar inceltilmiştir. Araştırma mikroskobisi laboratuvarında bulunan polarizan mikroskop kullanılarak örneklerin mineralojik, dokusal ve alterasyon özellikleri incelenmiş gerekli görülen örnekler fotoğraflanmıştır.

2.3.2. Parlak Kesitler

Kutanit cevherleşme sahasından alınmış olan cevher örneklerinden, cevher mineral parajenezini ve dizinimini ortaya koymak amacıyla Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma laboratuvarında parlak kesitler hazırlanmıştır. Parlak kesit için araziden toplanan örnekler, amaca uygun olarak 2x2x1 cm boyutunda kesilmiştir. Kesilen bu plakalar çeşitli boyutlarda aşındırıcılar kullanarak kaba aşındırma işlemine tabi tutulmuştur. Daha sonra 1 ve 0,1 µm boyutundaki Alüminyum oksit tozu kullanılarak yüzeyleri parlatılmıştır. Örneklerin kolay dağılabilecek durumda olanları, 2,5, 3 ve 4 cm çaplarında kalıplara yerleştirilerek epoksi ile sağlamlaştırılmış ve sonrasında diğer örneklerle birlikte parlatılmışlardır. Parlak kesitler üstten aydınlatmalı cevher mikroskobu ile incelenerek, mineral parajenezi ve süksesyonu belirlenmiş; gözlenen mineralojik ve dokusal özellikler fotoğraflanmıştır. Parlak kesit incelemeleri sonucunda kimyasal bileşimleri belirlenmek istenen minerallerin bulunduğu kesitler mineral kimyası (mikroprop) analizleri yaptırmak üzere seçilerek ilgili laboratuvara gönderilmiştir. Bu çalışma kapsamında toplam 38 adet parlak kesit hazırlanmıştır.

2.3.3. Sıvı Kapanım Kesitleri

Sıvı kapanım kesitleri ışığı geçiren cevher (sfalerit) ve gang (kuvars ve kalsit) minerallerini içeren kesitlerden hazırlanmıştır. Parlak kesitlerde olduğu gibi bir yüzeyi aşındırılıp parlatılan kesitler, soğuk yapıştırıcı kullanılarak (Entellan) parlatılan yüzey cama gelecek şekilde yapıştırılmıştır. Sağlamlaşması için yaklaşık bir gün bekledikten sonra kesilerek kabası alınmış, daha sonra silisyum karpit tozu kullanılarak kaba ve ince

aşındırma işlemlerine tâbi tutulmuştur. Yaklaşık 200 µm kalınlığa kadar aşındırılan kesitler, alüminyum oksit tozu kullanılarak parlatılmıştır. Bu şekilde her iki yüzeyi de parlatılan toplam 32 adet sıvı kapanım kesiti hazırlanmıştır. Hazırlanan sıvı kapanım kesitlerinin mikrotermometrik ölçümleri Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sıvı Kapanım Laboratuvarı'nda bizzat yapılmıştır. Ölçümlerde Olympus BX51 marka mikroskobu monte edilmiş THMG600 sıvı kapanım sistemi kullanılmış olup, soğutma işlemlerinde sıvı azot kullanılmıştır.

2.3.4. Kükürt İzotop Örneklerinin Hazırlanması

İzotop analizleri kapsamında Kutanit cevherleşmesinin kökeni ve denge halindeki minerallerin dengelenme sıcaklıklarını belirlemek üzere cevher minerallerinden (Pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen) kükürt izotop analizleri yaptırılmıştır. Cevherin mineral parajenez ve dizilimi belirlendikten sonra örnekler çeneli kırıcıda kırılmıştır. Daha sonra minerallerin en iyi serbestleştiği 200–400 µm boyutunda olan kısım elek seti kullanılarak ayrılmıştır. Ayrılan bu örnekler saf suyla yıkanarak kurutulduktan sonra binoküler mikroskop altında istenilen minerallerden yaklaşık 5'er gr kadar seçilerek analizi yaptırılmak üzere ilgili laboratuvara gönderilmiştir.

2.4. Büro Çalışmaları

Büro çalışmaları arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen bulgular ile çeşitli yöntemlerle yapılan analizlerin değerlendirilerek tez yazım sürecini kapsamaktadır. Bu kapsamda 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. Mineral kimyası analiz sonuçları, sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları ile Kükürt izotop ($\delta^{18}\text{S}$) 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 Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

2.5. Analitik Yöntemler

2.5.1. Mineral Kimyası Analizleri

Mineral kimyası analizleri kapsamında çalışma alanı içindeki sülfat minerallerinden ölçümler yapılmıştır. Ölçümler Ludwig Maximilian Üniversitesi Mineraloji ve Petroloji Enstitüsü'nde CAMECA-SX100 marka elektron mikroprob aleti kullanılarak bizzat yapılmıştır.

Pirit, kalkopirit, sfalerit, galen ve fahlerz minerallerinde yapılan analizler 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 Kα; Ag, Cd, As, Sn, Te, Au ve Sb için Lα; Bi, Pb ve Hg için Mα X-ışınları çizgisi kullanılmıştır.

2.5.2. Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Ölçümleri

Sıvı kapanım ölçümleri Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Laboratuvarı'nda Olympus BX51 marka polarizan mikroskoba monte edilmiş Linkam THMG-600 sistemi ile yapılmıştır.

Kuars, kalsit ve sfalerit minerallerinde yapılan analizler -196 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 kapanımın kritik sıcaklık değeri (374.1 °C) ve negatif değerler için ise saf CO₂ içeren sıvı kapanımın 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 ±0.1 °C olduğunu göstermiştir.

2.5.3. Kükürt İzotop Analizleri

Kutanit cevherleşmesine ait pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen mineralleri içeren toplam 12 adet örnekten $\delta^{34}\text{S}$ izotop analizi yaptırılmıştır. Analizler ACME Analitik Laboratuvarı (Kanada) da gerçekleştirilmiştir. Delta ThermoFinnigan cihazında gerçekleştirilen ölçümlerde standart olarak CDT (Troilite of Devil Canyon) kullanılmıştır. Bu ölçüm yönteminde sülfid örnekleri $\sim 10^{-3}$ tor vakum altında yakılarak SO_2 'ye dönüştürülür. Açığa çıkan SO_2 vakum kanalı vasıtasıyla izotop oran kütle spektrometresinin iyon kaynağına ulaştırılarak ölçüm yapılır. İlgili laboratuvar analizlerin doğruluğunun ± 0.2 % olduğunu belirtmiştir.

3. BULGULAR

3.1. İnceleme Alanının Stratigrafi ve Petrografisi

Kutanit cevherleşmesinin incelendiği bu çalışmada Arhavi (Artvin) ilçe merkezi ve çevresindeki Cumhuriyet, Musazade ve Aşağıhacılar mahalleleri ile Konaklı, Şenköy, Tepeköy, Çamlıköy, Dereüstü, Yukarışahinler ve Aşağışahinler mahallelerini içine alan yaklaşık 12 km²'lik alanın jeolojik incelemesi yapılmıştır. Dasit, andezit, bazalt ve bunların piroklastlarıyla birlikte ara seviyeler şeklinde kireçtaşı ve marn seviyelerinin gözlemlendiği bu birimlerin çalışma alanı içindeki dağılımları Şekil 4'te verilmiştir. Bu birimlerin stratigrafik dizilimleri de aşağıda sıralanarak Şekil 5'te gösterilmiştir.

Yamaç Molozu ve Alüvyon (Kuvaterner)

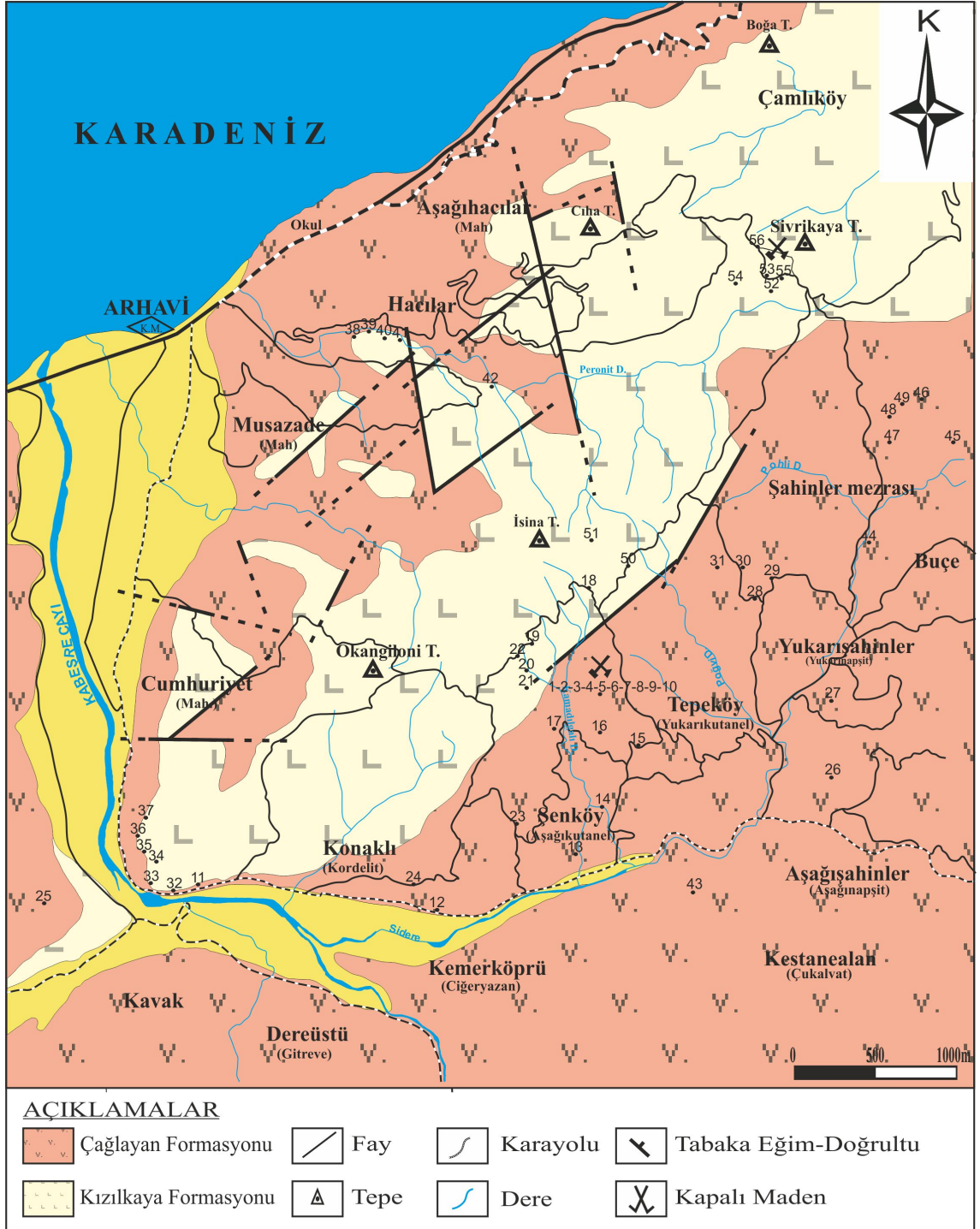
Çağlayan Formasyonu (Kampaniyen-Maastrichtiyen)

Kızılkaya Formasyonu (Türoniyen-Koniasiyen)

3.1.1. Kızılkaya Formasyonu

Dasit, riyodasit tüf ve breşlerle birlikte kırmızı kireçtaşı, marn, çamurtaşı ve aglomera seviyeleri içeren birim Arhavi ilçe merkezinin güney ve doğusunda İsina, Sivrikaya ve Ciha tepeleri çevresinde mosta verir. Bu birimin yayılımı KD-GB yönünde bir hat boyunca uzanım gösterir (Şekil 4).

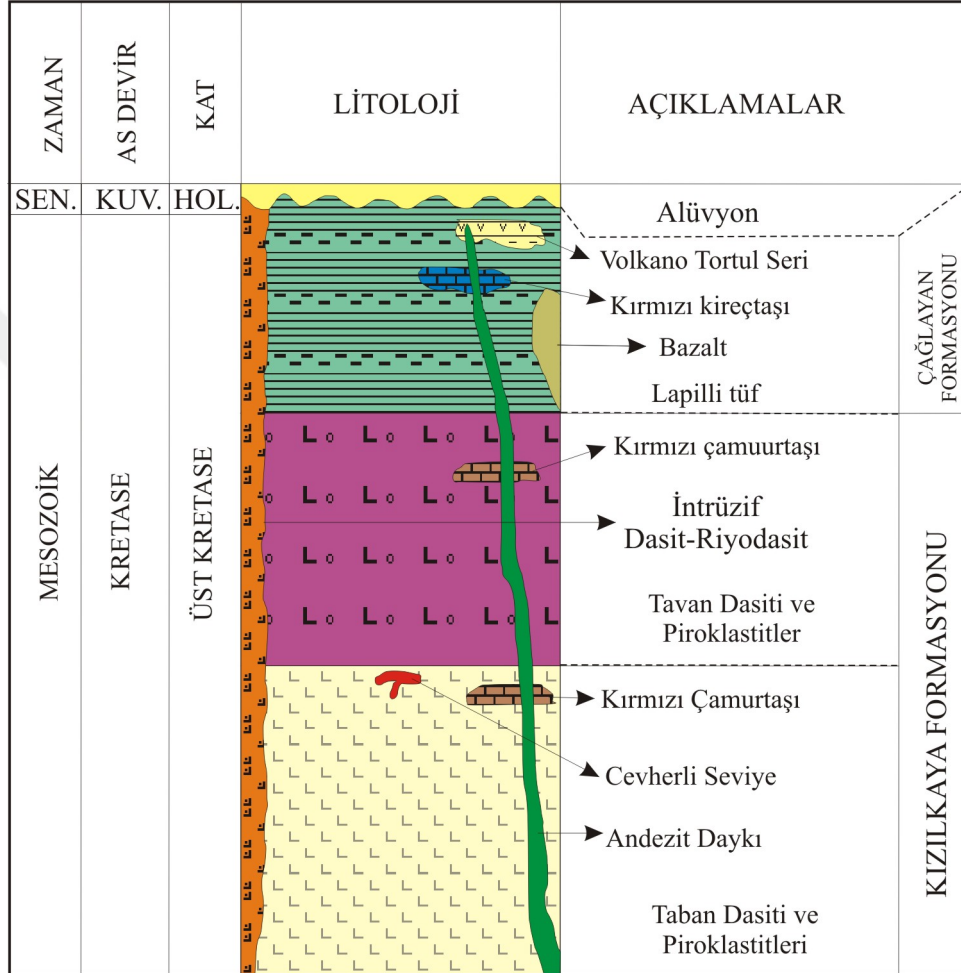
Yörede yapılan çalışmalarda bu birime “dasit ve piroklastları”, “Alt Asidik Seri” ve “Cevherli Dasit” gibi isimlerin verildiği görülmektedir (Aslaner ve Gedikoğlu, 1984; Sato, 1992). Ancak çalışma alanı içindeki dasit, riyodasit ve piroklastlarından oluşan bu birim Giresun ili Espiye ilçesinin güneyinde yer alan Kızılkaya yöresindeki birim ile litolojik olarak benzerlik göstermektedir. Bütün Doğu Karadeniz Bölgesi boyunca gözlenen ve çalışma alanı içinde de yayılım sunan bu birime Espiye Kızılkaya yöresinde Güven (1993) tarafından verilen “Kızılkaya Formasyonu” adı bu çalışmada da kabul edilmiştir.



Şekil 4. Kutanit Cevherleşmesi çevresinin jeoloji haritası (Eyüboğlu, 1978'den değiştirilerek).

Arazide açık gri, beyaz, krem beyaz, sarımsı kahve ve bej renk tonlarıyla karakteristik olan birimin tabanını çalışma sahası içinde gözlemleme olanağı olmamıştır. Saha gözlemlerine göre alt seviyeleri dasit ve riyodasitten oluşan birim üst seviyelere doğru piroklastların baskın olduğu bir litolojiye geçiş yapar. Bu birimin üst seviyeleri boyunca tüf (Şekil 6a), kireçtaşı (Şekil 6b), çamurtaşı ve volkanik breşler

(Şekil 6c) bulunmaktadır. Bu tortul seviyeler andezit, bazalt ve piroklastiklerinden oluşan Çağlayan Formasyonu'na ait bazik volkanikler tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Kızılkaya Formasyonu ile Çağlayan Formasyonlarının sınırını Konaklı, Şenköy ve Tepeköy hattı boyunca izlemek mümkündür.



Şekil 5. Kutanit madeni çevresinin dikme kesiti.

Birim hidrotermal alterasyondan aşırı derecede etkilendiğinden taban seviyelerinde bulunan dasitler ile üzerine gelen piroklastik kayaç sınırı net bir şekilde gözlenememektedir. Ayrışma ürünleri killeşme, hematitleşme, kloritleşme, piritleşme ve yer yer de silisleşme şeklindedir. Ayrışmanın yoğun olduğu zonlarda kayaç tanımlaması içerdiği kuvars ve hamur dokusuna göre yapılmıştır. Bu kesimlerde renk tonu daha açık olup gri-beyaz, bej tonlarda görülmektedir (Şekil 6d).

Dasit ve riyodasitlerin el örneklerinde kuvars ve feldispatlar kolaylıkla ayırt edilebilecek kadar büyük boyutludur. Birime ait örneklerin mikroskobik

incelemelerinde öz şekilli ve yarı öz şekilli kuvars, feldispat, plajiyoklas ve amfibol mineralleri camsı bir hamur içerisinde porfirik doku oluşturur (Şekil 7a). Camsı hamur içerisinde bu minerallerin daha küçük boyutlu mikrolitleri de bulunmaktadır. Kuvars mineralleri bazen öz şekilli, bazen de kenarlarında itibaren hamur tarafından yenmiştir. Plajiyoklas mineralleri kenarlarından itibaren kısmen serizitleşmiştir. Bu serizitleşme yer yer karbonatlaşmaya (Şekil 7b) dönüşmüştür. Hamur içerisinde yaygın olarak silisleşme görülmektedir. Ayrıca kesitlerde bol miktarda öz ve yarı öz şekilli opak mineraller mevcuttur. El örneklerinde ve parlak kesitlerde yapılan gözlemlere göre bu opak mineraller pirittir. Kayaçların kırıkları boyunca kalsit ve kuvars dolgusu yaygın olarak izlenir.

Tüf ve breşler dasitlerin üst seviyeleri boyunca izlenir. Dasitler ile tüf ve breşler arasında geçişli bir dokanak vardır. Tüfler ile breşleri birbirinden ayırmak olası değildir. Tüf ve breşler de dasitlerde olduğu gibi KD-GB yönünde bir uzanıma sahip olup bazik volkanikler tarafından uyumlu olarak örtülür.

Genellikle sarı renkte olan tüflerde laminalanma görülür. İnce kesitlerde çok ince boyuttaki kuvars kristallerinin arasını dolduran küllerden oluşmaktadır (Şekil 7c). Breşi oluşturan riyodasitik çakıllar genellikle 5-6 cm çapındadır. Tüf ve breşlerde silisleşme, killeşme, hematitleşme ve limonitleşme türü alterasyonlar yaygın olarak izlenir. Numunelerin mikroskobik incelemelerinde kuvars fenokristalleri ve parçaları ile kısmen kalsit, serisit, kil minerallerine dönüşmüş albit cinsinden plajiyoklas fenokristal ve parçaları gözlenir (Şekil 7d). Çimento, kriptokristalen kuvars, albit, demir oksitler ve kil minerallerinden oluşur. Yer yer kalsit, klorit ve serizit de izlenir.

Riyodasitik tüf ve breşlerin stratigrafik olarak üst seviyesinde bazik volkaniklerle olan dokanakları boyunca kırmızı kireçtaşı ve çamurtaşı seviyeleri izlenir. Doğu Karadeniz Bölgesi boyunca Kızılıkaya Formasyonu'nun üst seviyelerinde izlenen bu kireçtaşları yöredeki birimlerin stratigrafik ve litolojik olarak tanımlanmalarında kılavuz seviye oluşturmaktadır. İnceleme alanında görülen kireçtaşlarının kalınlığı 2–15 m arasında değişmektedir. Doğrultuları boyunca devamlılıkları ise birkaç yüz metreyi geçmez. Kireçtaşları zaman zaman açılıp kapanan seviyeler oluşturduğundan bu birim merceksi yapılarda gözlenir. Tabaka kalınlıkları 5–30 cm arasında değişen

kireçtaşlarının genel doğrultuları KD-GB yönünde olup 30–80 derece arasında değişen eğimleri GD'yadır.

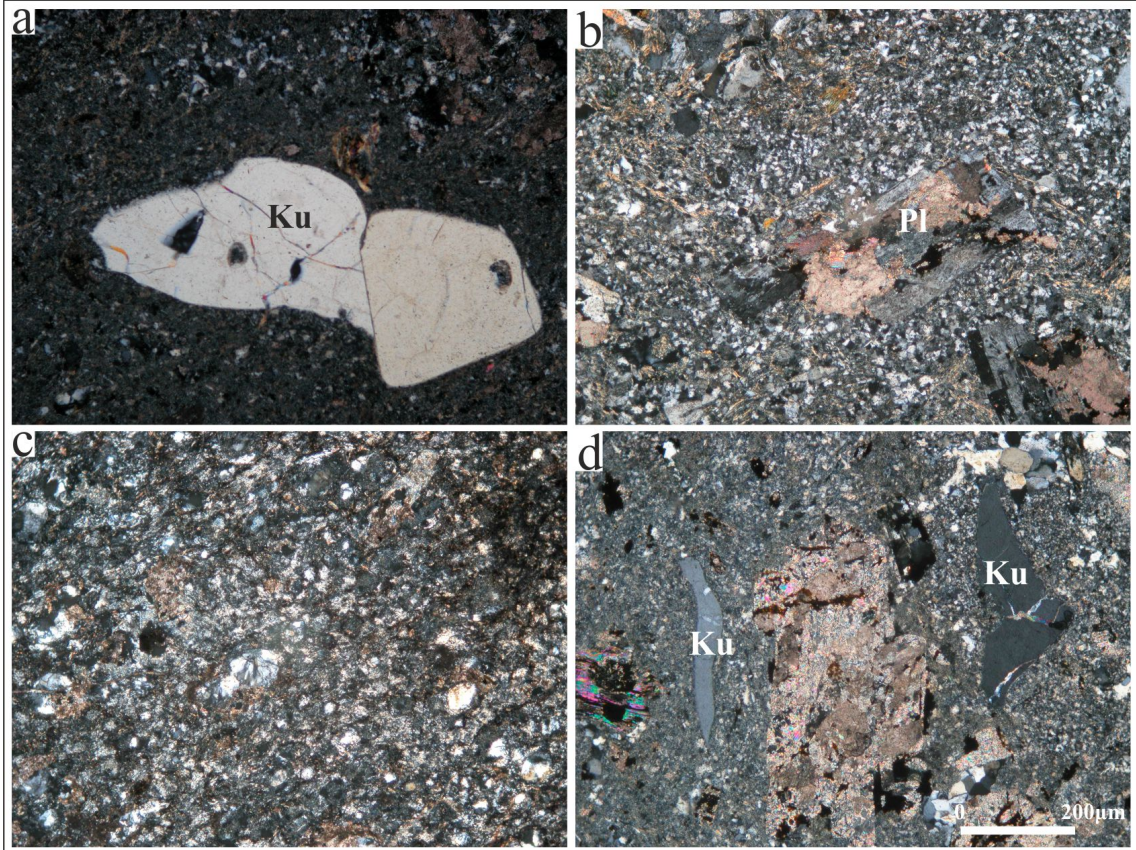


Şekil 6. Kızılkaya Formasyonu'nun üst seviyelerinde bulunan tuf (a), kırmızı biyomikrit (b), aglomera (c) ve dasitlerin (d) arazideki görünüşleri.

Riyodasitik tuf ve breşlerin dokanakları boyunca izlenen çamurtaşlarının kalınlığı 1-2 m arasında değişmektedir. Çamurtaşlarının genel doğrultuları da KD-GB olup eğimleri GD'yadır. 40–60 ° arasında değişen eğimler yer yer dike yakındır. Kireçtaşları mikroskobik incelemelere göre kriptokristalen kalsitten oluşmaktadır. Bunun yanında demiroksit boyamalarının yaygın olduğu görülür.

Bu çalışmada kireçtaşlarında yaşlandırma yapılabilecek fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Ancak Eyüboğlu (1978) tarafından bölgenin jeolojisi üzerine yapılan çalışmalarda kireçtaşları içinde *Globotruncana sp.*, *Heterohelix sp.*, Radyolarya mikrofossil bulguları saptanarak kireçtaşlarına Geç Kretase (Senoniyen) yaşı verilmiştir.

Buna göre kireçtaşları Geç Kretase döneminde denizel ortamda oluşan asidik volkanizmanın son safhasına doğru çökmeye başlamıştır. Bundan dolayı kireçtaşlarının devamlılıkları olmayan merccekler şeklinde gözlenmesi, bunların volkanizmanın duraksadığı zamanlarda deniz tabanındaki çukurluklarda çökmesi ile açıklanabilir.



Şekil 7. Dasitlerde porfirik doku (a), dasitlerde serizitleşme ve karbonatlaşma (b), tüflerin mikroskop görüntüsü (c), volkanik breşlerin mikroskop görüntüsü (d).

3.1.2. Çağlayan Formasyonu

Doğu Karadeniz Bölgesi boyunca geniş alanlarda yayılım gösteren ve dasit ve piroklastlarından oluşan Kızılkaya Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen bazik karakterli volkano-tortul kayalar Üst Bazik Seri” andezit-bazalt ve piroklastları” gibi isimlerle tanımlanmıştır (Eyüboğlu, 1978; Terlemez, 1986; Gülibrahimoğlu ve Çağlar, 1993). Çalışma alanı içinde Hacılar, Dereüstü, Şenköy ve Tepeköy çevresinde geniş alanlarda yayılım gösteren bu bazik volkanitler ve bunların piroklastitleri Güven (1993) tarafından Arsin’in güneyindeki (Trabzon) ve Çağlayan Köyü çevresinde Çağlayan

Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bundan dolayı bu çalışmada Çalışma alanı içindeki Kızılkaya Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen bazik volkanik kayalar Çağlayan Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Kızılkaya Formasyonu'nun üst seviyesindeki kireçtaşlarını örten ve bazen de bu kireçtaşları arasına siller şeklinde sokulum yapan bu birim alt seviyelerde andezit, bazalt ve spilitik bazaltlar ile karakteristik olup sahada üste doğru tüflere geçiş yapar. Birimin en üst seviyeleri ise aglomeralar ile karakteristiktir.

Arazide yeşilimsi, gri ve siyaha yakın renk tonlarında gözlenen andezit ve bazaltları ayırmak ve haritalamak mümkün olmamıştır (Şekil 8a). Buna göre bazalt andezit ayrımı ince kesitlere göre yapılmıştır. Arazide derlenen örneklerde andezitler plajiyoklas fenokristalleri ile birlikte amfibol, biyotit, ojit, opak mineraller ve hamurdan oluşmaktadır. Bu örneklerde breşik, camsı, mikrolitik, mikrolitik porfirik (Şekil 8b) dokular gözlenmiştir. Andezitlerdeki Plajiyoklaslar oligoklas bileşiminde olup anortit içerikleri % 22–27 arasında değişmektedir. Bu minerallerde karbonatlaşma ve serizitleşme yaygın olarak gözlenmektedir. Öz ve yarı öz şekilli prizmatik kristaller şeklinde gözlenen amfibollerin sönme açıları 11–17 derece arasında değişmektedir. Hamur içerisinde küçük prizmatik kristaller şeklinde gözlenen amfiboller yer yer kloritleşme ve kalsitleşme göstermektedir. Biyotit ve ojit diğer minerallere kıyasla çok daha az miktarda gözlenmiştir. Bu minerallerde de kloritleşme ve kalsitleşme yaygın olarak gözlenmiştir. Kuvars mineraline kesitlerde hem birincil, hem de ikincil olarak rastlanmıştır. Birincil olanlar oldukça ince taneli, kesit geneline saçınımlı şekilde yayılmış ve oran olarak % 5'i geçmeyecek kadardır. İkincil kuvarslar ise genellikle kırık hatları boyunca veya boşluklarda birikme şeklinde gözlenmiştir. Opak mineraller hem kırıklar boyunca hem de kuvars birikimlerinin etrafında yoğunlaşmaktadır.

Bazaltlara ait örneklerin ince kesitlerinde plajiyoklaslar çoğunlukla ince daneli kristaller şeklinde iken bazı kesitlerde ince daneli kristallerin arasına yayılmış daha iri daneli kristaller şeklindedir. Plajiyoklasların anortit içeriği An_{52-58} arasında ölçüldüğünden türleri labrador olarak tanımlanmıştır. Bunun dışında klinopiroksenlerden ojit, amfibollerden hornblend ve opak minerallerin gözleendiği örneklerde klorit, kalsit, serizit ve epidot ikincil mineralleri oluşturmaktadır.

Andezitlerde ileri derecede alterasyon etkisi gözlenirken, bazaltlar çok daha taze yapıda olup alterasyondan etkilenmemişlerdir (Şekil 8c).

Spilitik bazaltlar ise el örneklerinde yeşilimsi siyah ve açık yeşil renk tonlarında gözlenmiştir. Genellikle mikrolitler şeklinde olan plajiyoklaslar seyrek olarak iri kristaller şeklindedir. Plajiyoklaslar labrador (An_{54}) bileşiminde olup serizitleşme ve kalsitleşme gözlenmektedir. Yarı öz şekilli piroksen mikrolitleri kloritleşmiş ve epidotlaşmıştır. Daha az oranda opak mineral saçınımları içermektedir. İkincil mineraller olarak epidot, klorit, serizit ve kalsit bulunmaktadır. Spilitik bazaltlarda plajiyoklaslar kısmen veya tamamen serizitleşmiş, yer yer tamamen karbonatlaşmıştır (Şekil 8d). Bazalt ve spilitik bazaltların petrografik incelemesinde mikrolitik, entersertal, amigloidal ve boşluklu dokular belirlenmiştir.



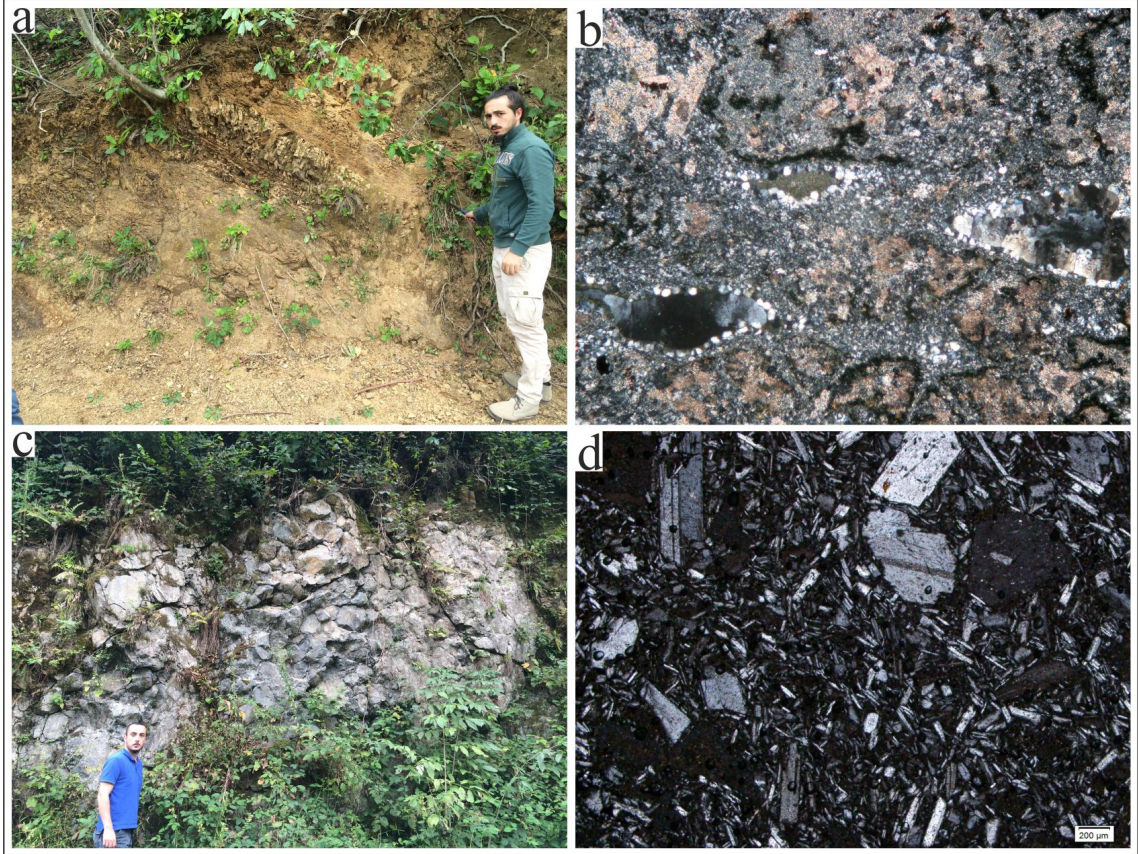
Şekil 8. Çağlayan Formasyonuna ait bazaltların arazideki görünümü (a), andezitlerin porfirik dokusu (b), bazaltların porfirik dokusu (c), spilitik bazaltlardaki karbonatlaşma (d).

Andezit ve bazaltlardan oluşan birimin üzerine kalın bir t f seviyesi gelmektedir. Aglomeraların üzerlediği bu t f seviyesinin hem alttaki andezitik-bazaltik volkanitlerle, hem de üzerindeki aglomera seviyesi ile olan dokanak ilişkileri net olarak saptanamamıştır. Sahada andezit ve bazaltların yayılım alanı sınırlı olduğundan  ağlayan Formasyonu'na ait bu tüfler çoğu yerde Kızılkaya Formasyonu'na ait dasitleri örtmektedir.

Yüzeysel etkenler nedeni ile parçalanmış bir morfolojiye sahip olan bu tüfler genellikle sarı, gri ve kahverengi tonlarında izlenir. Yer yer ince tabakalı laminalanma gözlenir (şekil 9a). Yer yer killeşmiş ve kloritleşmişlerdir. Boşluklu yapıları ve gevşek dokularıyla kolaylıkla parçalanan tüfler nadiren gözle görülebilecek boyutlarda kuvars, plajiyoklas fenokristalleri ile çeşitli boyutlarda kayaç parçaları içermektedir. T flerden yapılan ince kesitlerde kuvars, alkali feldispat ve plajiyoklas mineralleriyle birlikte kayaç parçaları gözlenmiştir. Daha az oranda biyotit, piroksen ve opak mineraller eşlik etmektedir. Bu minerallerin bağlayıcısı k l boyutundaki malzemedir. Tüfler içindeki boşluklarda ikincil kuvars dolguları yaygın olarak gözlenir (şekil 9b).

 ağlayan Formasyonu içindeki t f seviyelerinin üzerine aglomeralar gelmektedir (şekil 9c). Çalışma alanının güneydoğusunda küçük bir alanda yüzeyleme gösteren aglomeralar ile tüfler arasında kesin bir dokanak saptamak mümkün değildir. Aglomerayı oluşturan çakıllar genellikle bazalt karakterlidir. Plajiyoklas fenokristalleri ile ojit mikrokristallerinin gözlendiği bazaltlar mikrolitik porfirik dokuludur (şekil 9d).

 ağlayan Formasyonu'na ait yukarıda özetlenen volkano-tortul kayaçlar Kızılkaya Formasyonu  zerine uyumlu olarak gelmektedir. Çalışma alanı içindeki bu birimde fosil içerebilecek tortul bir seviye gözlenmemiştir. Ancak Güven (1993)  ağlayan köyü (Trabzon) yöresinde yaptđđı çalışmada bu birimin üst seviyelerinde kumtaşı, kırmızı renkli mikrtik kireçtaşı, marn killi kireçtaşı ara seviyeleri saptamış, bunlardan kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşlarında saptadıđđı çeşitli fosil bulgularına dayanarak bu birime Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşını vermiştir.



Şekil 9. Çağlayan Formasyonu içindeki tüflerin ince tabakalı yapısı (a), tüflerdeki ikincil kuvars dolguları (b), Çağlayan Formasyonu içindeki aglomeraların arazideki görünümü (c), aglomeralardaki mikrolitik porfirik doku (d).

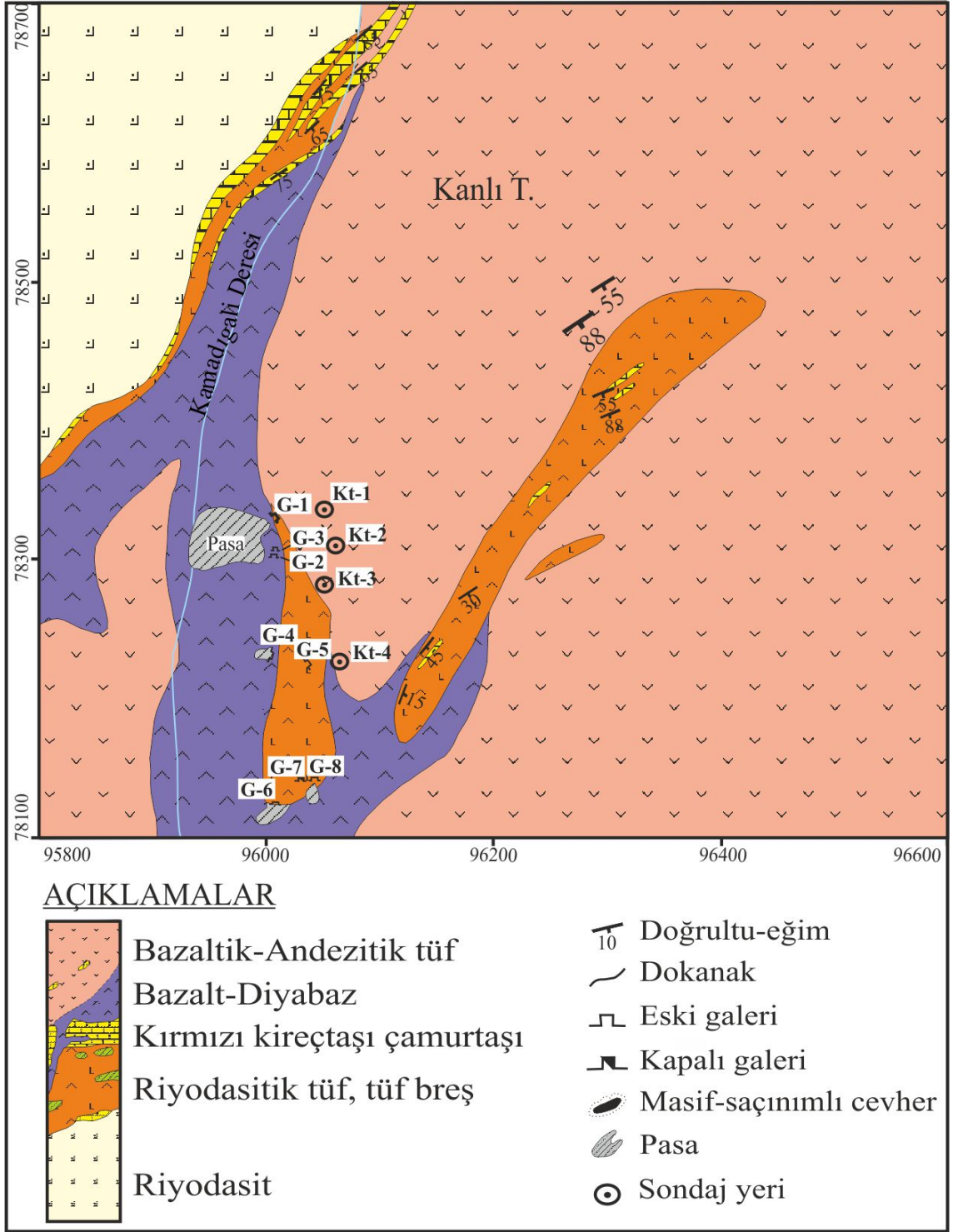
3.2. Kutanit Yöresinin Maden Jeolojisi ve Mineralojisi

Kutanit cevherleşmesi Arhavi ilçesine bağlı Tepeköy'ün (Yukarı Kutanit) 4 km kadar batısında Kamadıgalı deresinin doğu yamacında olup, sahada cevheri işletmek için açılan 8 adet galeri bulunmaktadır (Şekil 10). Bu galerilerden 7 tanesi (G2–8) tamamen çökmüş olup galeri girişleri kapalıdır. Girişi açık olan G1 numaralı galeriye de çökmeler ve su dolgusu nedeniyle girilememektedir (Şekil 11a). G1 numaralı galeri girişinde masif cevher mostrası gözlenmektedir (Şekil 11b). Girişleri kapalı olan diğer galeriler çevresinde cevher mostrası gözlenmez (Şekil 11c-d). Bu galerilerden G1, G6 ve G8 numaralı galeriler çevresinde pasa birikintisi bulunurken, diğer galerilerin çevresinde pasaya rastlanmaz. Sahada işletme çalışmaları Birinci Dünya Savaşından önce Almanlar tarafından 2–3 yıl süreyle devam etmiştir (Eyüboğlu, 1978). Bu galerilerin çevresindeki eski işletme artıkları eski devirlerde sahada yapılan madencilik çalışmalarına şahitlik eder. Sahada 1973 yılında jeofizik yöntemlerle arama çalışması

yapılmıştır (Eyüboğlu, 1978). Jeofizik verileriyle önerilen lokasyonlarda 2 adet arama sondajı yapılmıştır. Ancak günümüzde bu sondaj karotlarına ulaşma olanağı yoktur.

Bütün galeriler Kızılkaya Formasyonu'na ait dasit ve piroklastlarını takip eden seviye boyunca açılmıştır (Şekil 10). G1 çevresinde Kızılkaya Formasyonu'nu alttan üste doğru dasit, tuf, breşler ve üzerleyen kırmızı biyomikrit seviyesi şeklinde gözlemlemek mümkündür. Alt seviyelerdeki dasitler içinde ağsal ve saçınımlı yapıda pirit ve kalkopirit minerallerini görmek mümkündür (Şekil 11e, f). Dasitlerin üzerine gelen tuf ve breşler içinde K-G doğrultulu, 50–60 derece doğuya eğimli masif cevher mostrası gözlenir (Şekil 12). Doğrultu boyunca 5–6 m izlenebilen cevher mostrası yaklaşık 10 m kalınlıktadır. G1 galerisi içinde doğrultu ve eğim boyunca ancak 7–8 m izlenebilmektedir. Galeri içindeki çökmeler nedeniyle cevher zonunun devamlılığı görülmemektedir. Galen ve sfalerit ağırlıktaki bu masif siyah cevher seviyesinin üzerine yine Kızılkaya Formasyonu'na ait tuf, çamurtaşı ve biyomikritler gelmektedir. Bu birimler Çağlayan Formasyonu'nun bazik volkanitleri ve piroklastitleri tarafından örtülmüştür.

G1 galerisi çevresinde masif cevher seviyesi tüflerle örtülü olup, kırmızı biyomikritler içinde cevhere rastlanmaz. Kamadığı vadisi içinde G1 galerisinin 1 km kadar kuzeyinde kırmızı biyomikritler içinde kalınlığı birkaç mm ile cm ölçeğinde değişen biyomikritler ile eş yaşlı sülfat çökelimleri gözlenmektedir. Bu bantlı cevher biyomikritler içinde tekrarlanarak devam eder (Şekil 13a). Biyomikritler içindeki kırıklar boyunca bantlı cevheri kesen cm ölçeğindeki sülfat damarları da yaygın olarak izlenir (Şekil 13b).



Şekil 10. Kutanit cevherleşmesi çevresindeki galerilerin lokasyonları (Gülibrahimoğlu ve Çağlar, 1993'den değiştirilerek).

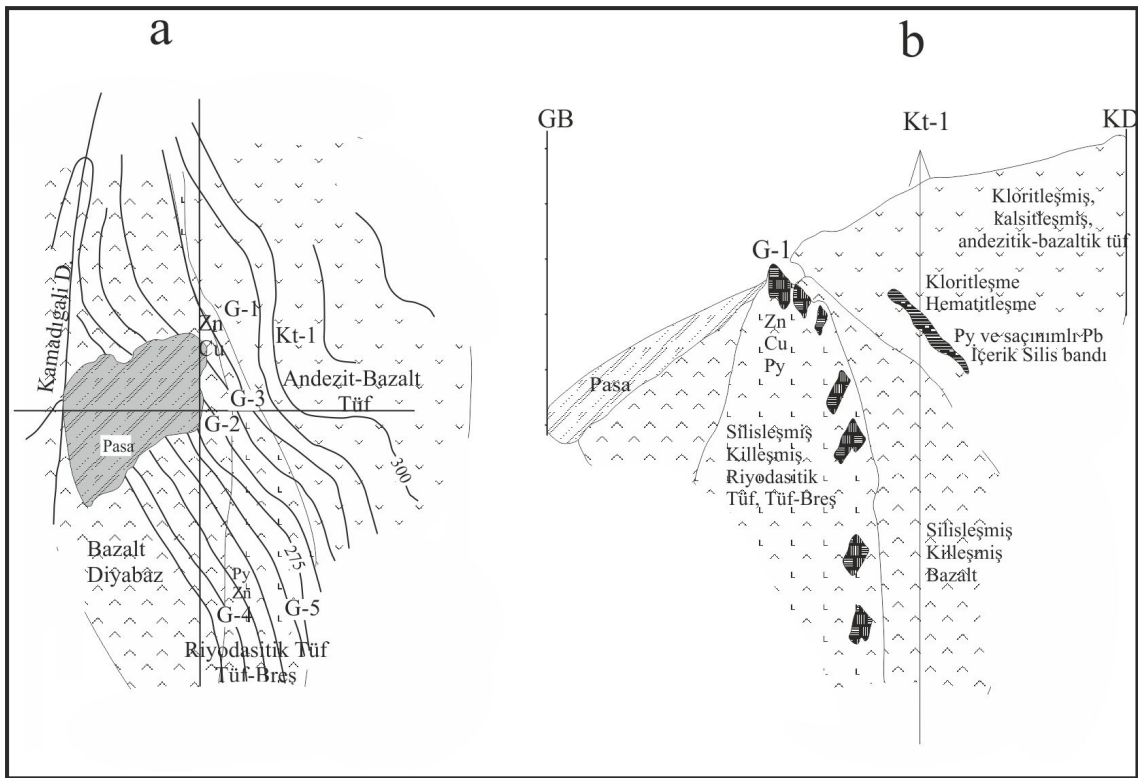
Biyomikritlerin katmanları arasındaki sülfat bantları bu biyomikritlerin çökelişi sırasında çözelti gelişine işaret ederken, biyomikritleri kesen sülfat damarları, biyomikritlerin çökelişinden sonra da çözelti gelişinin devam ettiğini göstermektedir.



Şekil 11. G1 numaralı galerinin girişi (a), G1 numaralı galeri girişindeki masif cevher (b), girişi tamamen kapalı olan galeriler (c,d), galeri girişindeki ağsal cevher yapısı (e), saçınımlı cevher yapısı (f).

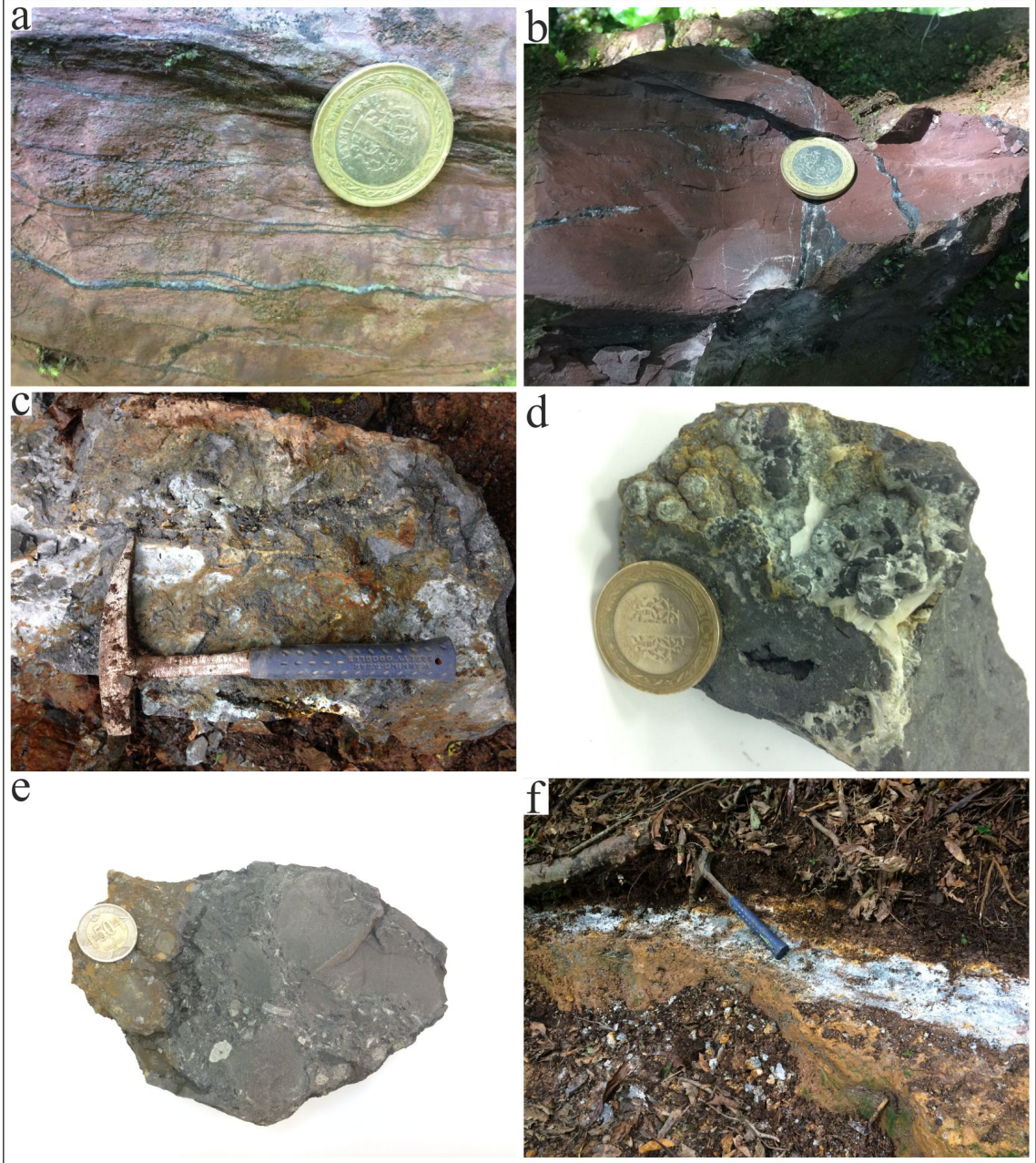
Saha çalışmalarına göre Kutanit cevherleşmesi alttan üst seviyelere doğru dasitler içindeki saçınımlı ve ağsal cevher, onun üzerine gelen masif siyah cevher ve en üstte ise kırmızı biyomikritler ve tüf seviyeleri içinde bantlı cevher şeklinde farklı seviyelerden oluşmaktadır. Bütün bu seviyeler Kızılkaya Formasyonu'nun üst seviyelerinde bulunmakta ve Çağlaya Formasyonu'nun bazaltik volkanitleri tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Bu veriler Kutanit cevherleşmesinin yan kayaçlarla uyumlu (eş oluşumlu) olduğunu gösteren saha verileridir.

Sahadaki masif cevher G1 numaralı galeri girişinde gözlenir (Şekil 13c). Yaklaşık 10 m genişliğindeki bir zon boyunca gözlenen ve kalınlığı 3 m'ye yaklaşan bu seviyede galen ve sfaleritin ağırlıkta olduğu, daha az oranda kalkopiritin eşlik ettiği masif cevher bulunur. Yer yer bornitin eşlik ettiği masif cevherde kovelin ve kalkozin oluşumları yaygındır. Bunun yanında masif cevher mostrasında simitzonit oluşumlarını da görmek mümkündür (Şekil 13d). Saçınımlı ve ağsal cevher G1 galerisinin alt kotlarında Kamadığılı deresi içindeki dasitlerde gözlenir. Bu zonda pirit hem saçınımlı cevherde, hem de ağsal cevherde kalkopiritten daha yaygındır.



Şekil 12. Kutanit madenindeki G1 numaralı galeri çevresinin kroki (a), bu galeri girişinin GB-KD kesiti (b), (Eyüboğlu, 1978 'den değiştirilerek).

Breş dolgusu cevher ise masif cevher seviyesinin üst kotlarında bulunan Kızılkaya Formasyonu'na ait dasit ve piroklastları içindedir. Bu zonda boyutları 5-6 cm'yi geçmeyen breşlerin arasında galen ve sfaleritin hakim olduğu, breş dolgusu şeklinde cevher bulunur (Şekil 13e). Kamadığılı deresi içindeki biyomikritler içinde gelişen bantlı cevherin dışında masif cevherin üzerindeki tüf seviyesi içinde de kalınlığı 10 cm'yi bulan pirit saçınımlı bantlı cevher seviyesi gözlenir (Şekil 13f). Bu sülfür seviyesinin tüflerin katman yüzeylerine paralel olarak devam etmesi tüflerle eş zamanlı olarak oluştuğunu göstermektedir.



Şekil 13. Biyomikritler içindeki bantlı cevher (a), biyomikritlerdeki bantlı cevheri kesen sülfür damarları (b), G1 galerisi girişindeki sfalerit ve galen içeren masif cevher (c), masif cevherin etrafını saran simitsonitler (d), volkanik breşlerin arasını dolduran breş dolgusu cevher yapısı (e), tüfler içindeki bantlı cevher (f).

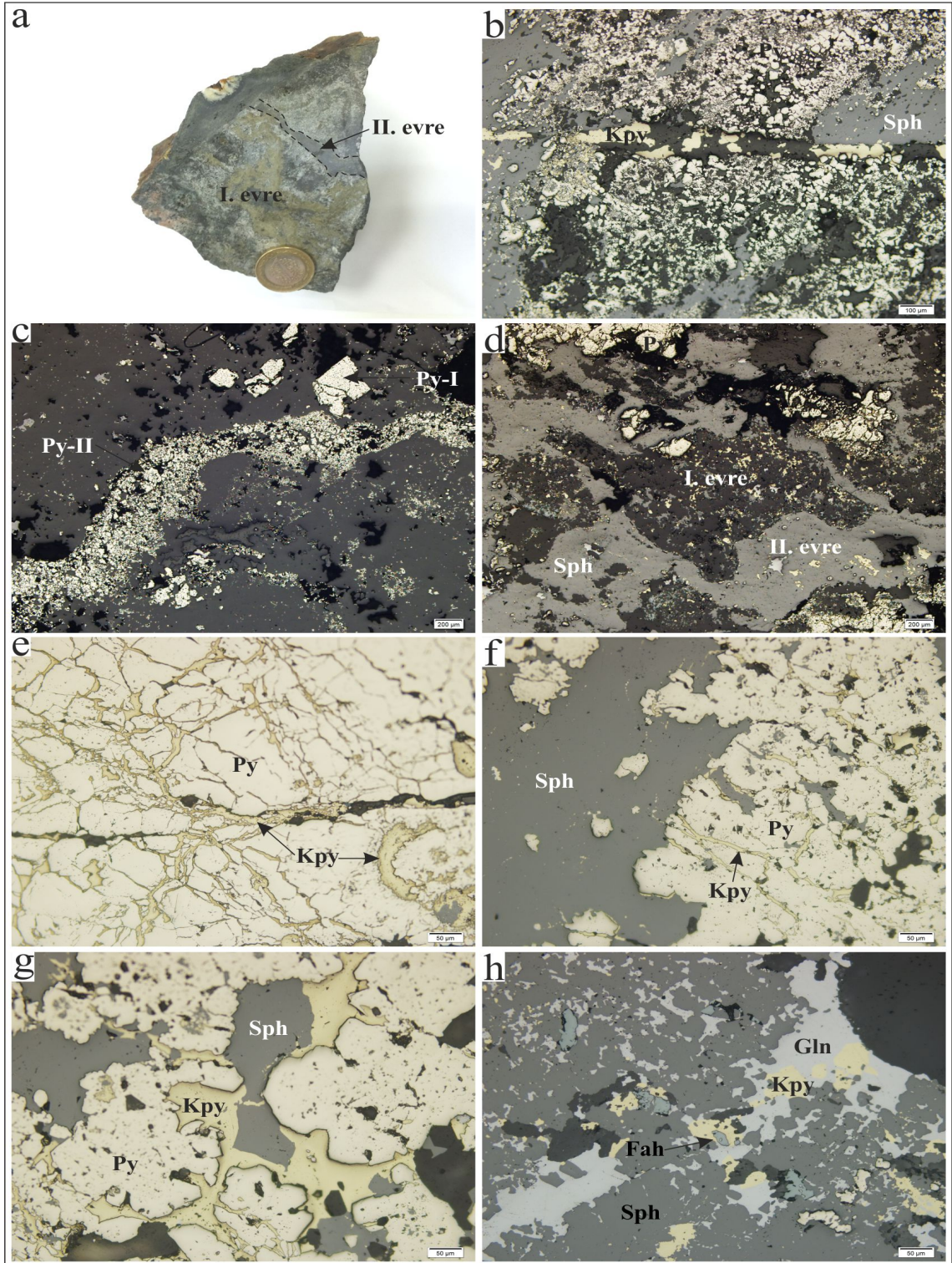
Kutanit cevherleşmesine ait örneklerde makro olarak pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen mineralleri gözlenmiştir. Kuvars ve kalsit mineralleri bu cevher minerallerine eşlik eden gang mineralleridir. Saha gözlemlerinde alttan üste doğru gözlemlenen saçınımlı, ağsal, masif ve bantlı cevher seviyelerinin dışında bütün bu seviyeleri kesen kırıklar boyunca gelişmiş sülfür damarları bulunmaktadır. Hem kırmızı biyomikritler içindeki bantlı cevheri kesen kırıklar boyunca (Şekil 13b), hem de masif cevherde bu

cevher içindeki kırıklar boyunca (Şekil 14a) gelişen sülfid damarları bunun örnekleridir. Masif ve bantlı cevheri kesen bu sülfid damarları Kutanit cevherleşmesinin iki farklı evrede oluştuğunu göstermektedir.

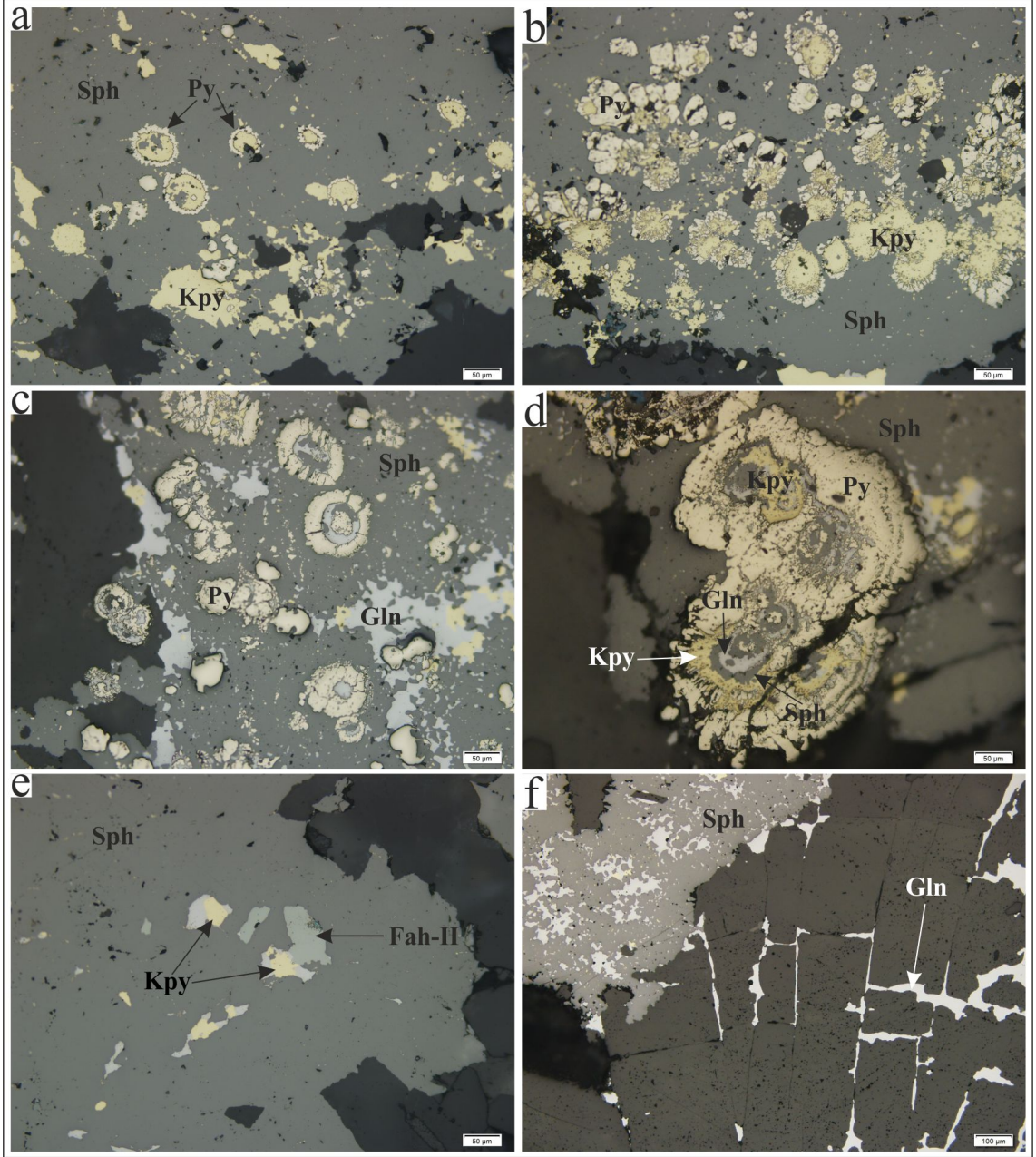
Hazırlanan parlak kesitlerde de ilk evre sülfitleri kesen ikinci evre sülfid damarları yaygın olarak gözlenmektedir. Bu sülfid damarları bazen ilk evrenin sülfidli cevherini (Şekil 14b) bazen de gang minerallerini (Şekil 14c) kesmektedir. Breşik cevher zonuna ait parlak kesit örneklerinde de iki farklı cevher evresini tanımlamak mümkündür. Bu örneklerde ilk evre de oluşan sülfid breşlerinin arasında gelişen sülfitler ikinci evrenin ürünüdür (Şekil 14d). Kesitlerde pirit minerallerinde yaygın olarak kataklastik dokular gelişmiştir. Bu doku türünde piritlerin kırıkları boyunca gelişen kalkopiritler piritlerden sonraki oluşumu ifade eder (Şekil 14e).

Piritlerin kırıklarında gelişen kalkopirit damarları sfaleritler içinde bulunmaz. Üstelik bu kalkopiritler sfaleritler tarafından ornatılmaktadır (Şekil 14f). Bu durum bize sfaleritlerin kalkopiritlerden sonra oluştuğunu göstermektedir. Kesitlerde ornatım dokuları da yaygın olarak gözlenmekte, minerallerin oluşum sırasının belirlenmesinde bizlere olanak sağlamaktadır. Buna göre piritlerin kalkopirit, sfalerit ve galenler (Şekil 14g, h) tarafından ornatılması bu mineralin diğerlerinden önce oluştuğunu gösterir. Kalkopiritler sfalerit ve galenler tarafından ornatılırken, sfaleritler yalnızca galenler tarafından ornatılmıştır (Şekil 14h). Kesitlerde zonlu ornatım dokuları da yaygındır. Bu doku türünde koloidal piritler bazı kesitlerde merkezinden itibaren kalkopiritler tarafından ornatılırken, çevresinden itibaren ise sfaleritler tarafından kademeli olarak ornatılmıştır (Şekil 15a, b). Bazı kesitlerde ise merkezinden itibaren galen ve sfaleritler tarafından ornatılan koloidal piritler, çevresinden itibaren sfaleritler tarafından ornatılmaktadır (Şekil 15c). Bu piritlerde yer yer ışınal çatlaklı sferülitik dokular da gelişmiştir.

Bazı kesitlerde koloidal piritlerdeki zonlu ornatımlar kademeli bir şekilde gerçekleşmiştir. Bu dokuda çevresinden itibaren sfaleritler tarafından ornatılan piritler merkezinden itibaren kalkopiritler tarafından ornatılırken, kalkopiritler sfaleritler tarafından ve sfaleritler de galenler tarafından ornatılmıştır (Şekil 15d).



Şekil 14. Masif cevherdeki kırıklar boyunca gelişen ikinci faz (a), sülfid cevherinin kırıkları boyunca gelişen ikinci faz (b), gang minerallerinin kırıkları boyuncagelişen ikinci faz (c), breşik cevherdeki iki farklı evrenin mikroskop görüntüsü (d), piritlerdeki kataklastik doku ve kırıklar boyunca kalkopirit ornatımı (e), piritlerin kırıklarındaki kalkopiritleri ornatın sfaleritler (f), piritleri ornatın kalkopiritler (g), ilk evre fahlerzlerin sfalerit tarafından ornatımı (h).



Şekil 15. Piritlerdeki zonlu ornatım (a, b), piritlerin kolloform dokusu ve zonlu ornatımı (c), piritlerdeki kademeli ornatım (d), sfaleritle eş zamanlı ikinci evre fahlerzler (e), kalsitin kırıklarında galen oluşumu (f).

Kesitlerde ilk evre fahlerzlerin hem sfaleritler ve hem de galenler tarafından ornatılması bu mineralin kalkopirit ile sfalerit arasında oluşumuna işaret eder. Kesitlerde her iki evrede de fahlerz oluşumu gerçekleşmiştir. İlk evre fahlerzler sfalerit tarafından ornatılırken (Şekil 14h), ikinci evre fahlerzlerde ornatım ilişkisi gözlenmez (Şekil 15e). Gang minerali olan kalsitin kırıkları boyunca gelişen galen damarları da galen mineralinin kalsitlerden sonra oluşmaya devam ettiğine işaret eder (Şekil 15f). Saha çalışmalarında cevherli numunelerin etrafında yer yer süperjen evrenin ürünü olan

malahit ve azurit oluşumları gözlenmiştir. İncelenen parlak kesitlerde ise süperjen evrenin ürünü olarak kovelin, kalkozin, dijenit ve hematit oluşumlarını gözlemek mümkündür. Saha ve mikroskop çalışmalarına göre iki farklı evrede oluştuğu belirlenen Kutanit cevherleşmesinin mineral birlikteliği ve bu minerallerin oluşum sırası Şekil 16'da verildiği gibi oluşturulmuştur.

Mineraller	Hipojen		Süperjen
	I. Evre	II. Evre	
<i>Pirit</i>	_____	_____	
<i>Kalkopirit</i>	_____	_____	
<i>Sfalerit</i>	_____	_____	
<i>Fahlerz</i>	_____	_____	
<i>Galen</i>	_____	_____	
<i>Kuvars</i>	_____	_____	
<i>Kalsit</i>	_____	_____	
<i>Bornit</i>		_____	
<i>Kovelin</i>			_____
<i>Kalkozin</i>			_____
<i>Dijenit</i>			_____
<i>Malakit</i>			_____
<i>Azurit</i>			_____
<i>Hematit</i>			_____

Şekil 16. Kutanit cevherleşmesinin mineral parajenez ve süksesyonu.

3.3. Sülfid Kimyası

Kutanit cevherleşmesine ait pirit, kalkopirit, sfalerit, galen ve fahlerz minerallerinin bileşimlerini, ana ve iz element içeriklerini ve benzer tip yataklarla olan ilişkilerini belirlemek amacıyla mineral kimyası analizleri yaptırılmış olup bulgular aşağıda mineral türlerine göre verilmiştir.

3.3.1. Pirit

Kutanit cevherleşmesine ait pirit minerallerinden 4 farklı örnekten toplam 34 ayrı mineral kimyası analizi yaptırılmış ve sonuçları Tablo 1'de verilmiştir. Analiz sonuçlarına göre stokiyometrik bileşime oldukça yakın olan piritlerde en yüksek değerler olarak 1.66 ağırlık % Pb, 1.66 ağırlık % As, 1.41 ağırlık % Zn, 0.75 ağırlık % Cu, 0.14 ağırlık % Ag ve 0.11 ağırlık % Au tespit edilmiştir. Bu elementlerden Zn ile Fe arasında (Şekil 17a) ve As ile S arasında negatif korelasyonlar bulunmaktadır (Şekil 17b).

3.3.2. Galen

Kutanit cevherleşmesinde bulunan galen minerallerinden 34 ayrı mineral kimyası analizi yapılmış sonuçlar Tablo 2’de verilmiştir. Bu sonuçlara göre galen minerallerinde tespit edilen en yüksek konsantrasyona sahip element Zn’dir. Bir ölçümde tespit edilen ve 6.08 ağırlık %’ye ulaşan Zn’nin diğer analizlerdeki dağılımı 0.26 ile 2.49 ağırlık % arasında değişmektedir. Bunun dışında tespit edilen diğer elementler 0.48 ağırlık % Fe, 0.18 ağırlık % Cu ve 0.1 ağırlık % Cd şeklindedir. Galen minerallerinde ölçümü yapılan diğer elementler ölçüm sınırının altındadır. Analiz sonuçlarına göre Zn ile Pb arasında element değiş-tokuşunu gösteren yüksek negatif korelasyon bulunmaktadır (Şekil 17c).

3.3.3. Kalkopirit

Kutanit cevherleşmesinde bulunan kalkopiritlerden yapılan mineral kimyası analiz sonuçları Tablo 3’de verilmiştir. Stokiyometrik bileşime oldukça yakın olan kalkopiritlerde 3.01 ağırlık %’ye ulaşan miktarda Zn belirlenmiştir. Analiz sonuçlarına göre kalkopiritlerdeki Zn hem Fe (Şekil 17d), hem de Cu ile (Şekil 17e) negatif korelasyon göstermektedir. Kalkopiritlerde Zn’nin dışında en yüksek değerler olarak 0.12 ağırlık % Ag, 0.8 ağırlık % Au ve 0.7 ağırlık % As tespit edilmiştir. Bunların dışındaki ölçümü yapılan elementler ölçüm sınırının altındadır.

Tablo 1. Pirit minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).

[illegible]

Tablo 1 (devam). Pirit minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).

[illegible]

Tablo 2. Galen minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).

[illegible]

Tablo 3. Kalkopirit minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).

[illegible]

Tablo 3 (devam). Kalkopirit minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).

[illegible]

[illegible][illegible]

Tablo 4 (devam). Sfalerit minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).

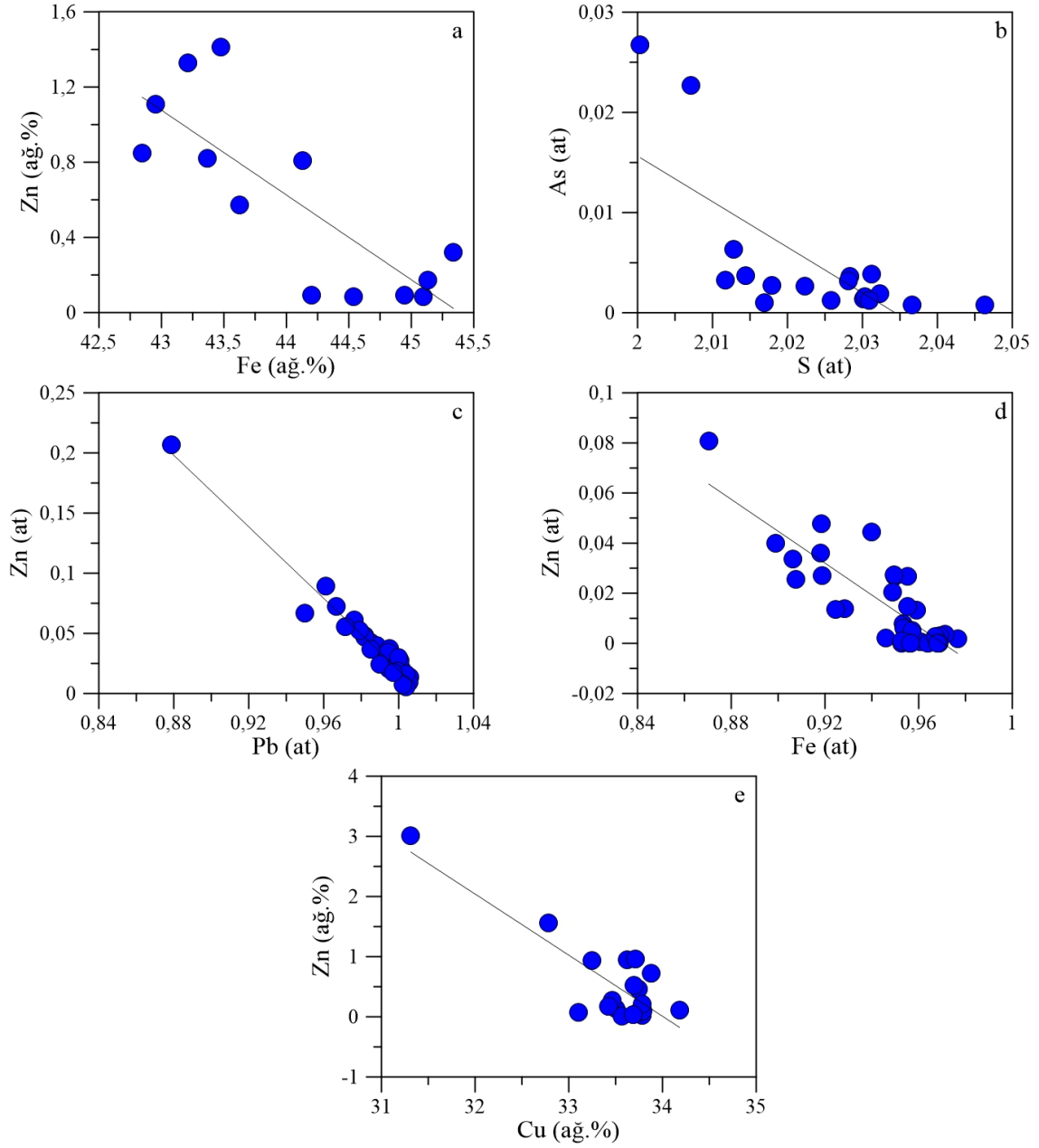
[illegible]

Tablo 4 (devam). Sfalerit minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).

[illegible]

Tablo 5. Fahlerz minerallerine ait mineral kimyası analiz sonuçları (ağ.%).

Örnek no	K1-16-1	K1-16-1	K1-16-1	K1-16-1	K1-16-1	K1-16-1
Analiz No	9 / 28	9 / 30	9 / 29	9 / 32	9 / 33	9 / 31
Fe	0,24	0,22	0,35	0,13	0,05	0,17
Pb	-	-	-	-	-	-
As	18,21	18,38	16,27	16,34	14,27	15,18
Zn	9,89	9,92	9,77	11,58	18,99	15,37
Sb	3,06	3,20	5,39	5,34	4,43	5,18
Cd	0,16	0,13	0,23	0,17	0,21	0,15
Ag	0,27	0,32	0,58	0,15	0,30	0,19
S	28,00	27,56	27,31	27,85	28,75	28,41
Cu	40,73	40,68	39,77	38,99	33,51	36,69
Ni	-	-	-	-	0,02	-
Co	-	-	-	-	-	-
Se	0,08	0,13	-	-	0,08	0,04
Te	-	-	-	-	-	-
Au	0,08	0,01	0,03	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-
Σ	100,72	100,55	99,76	100,62	100,61	101,36
Fe	0,064	0,059	0,096	0,034	0,012	0,044
Pb	-	-	-	-	-	-
As	3,628	3,682	3,310	3,282	2,836	3,014
Zn	2,256	2,276	2,276	2,665	4,322	3,495
Sb	0,375	0,394	0,675	0,660	0,541	0,632
Cd	0,022	0,017	0,031	0,023	0,028	0,020
Ag	0,037	0,045	0,082	0,021	0,042	0,026
S	13,030	12,897	12,978	13,070	13,346	13,176
Cu	9,567	9,605	9,538	9,233	7,852	8,586
Ni	-	-	-	-	0,006	-
Co	-	-	-	-	-	-
Se	0,015	0,026	0,012	0,012	0,014	0,007
Te	-	-	-	-	-	-
Au	0,006	0,001	0,002	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-
Σ	29	29	29	29	29	29



Şekil 17. Pirit minerallerindeki Fe-Zn arasındaki negatif korelasyon (a), piritlerdeki As ile S arasındaki negatif korelasyon (b), galenlerde Zn ile Pb arasındaki negatif korelasyon (c), kalkopiritlerdeki Zn ile Fe ilişkisi (d), kalkopiritlerdeki Zn ile Cu arasındaki negatif korelasyon (e).

3.3.4. Sfalerit

Sfaleritler cevher oluşum sonrasındaki süreçlerden etkilenmediği için, bu mineralin bileşimi, kristallenme sonrası dengelenme şartlarından çok ilksel oluşum şartlarını yansıtan karakteristik bir mineraldir (Dibenedetto vd., 2005; Grammatikopoulos ve Roth, 2002). Bundan dolayı sfalerit kimyası pek çok çalışmada

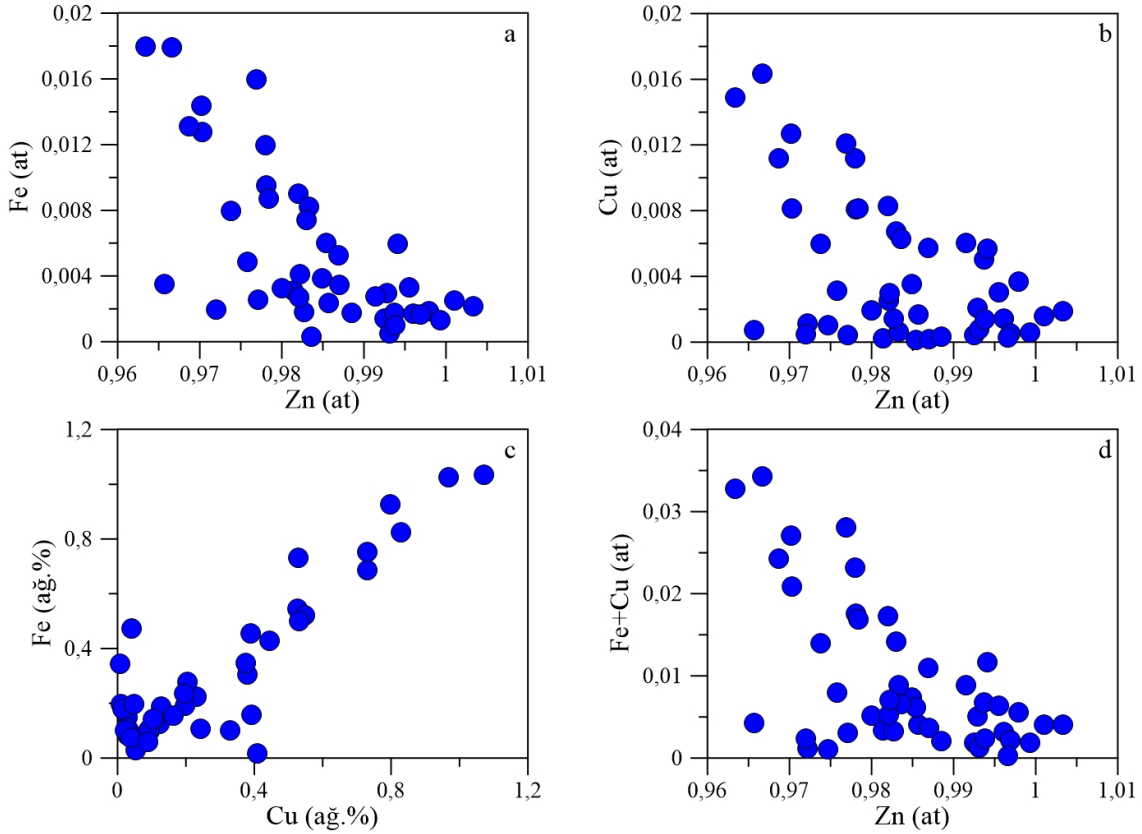
cevher oluşum şartlarının ve k33kenlerinin belirlenmesinde kullanılmıştır (Craig ve Vaughan, 1994; Cook, 1996; Holten vd., 2000; L’Heureux ve Jamtveit, 2002 ve Palero ve Martin-Izard, 2005). Bu amaçla Kutanit cevherleşmesinin ana bileşenini oluşturan sfalerit minerallerinden mineral kimyası analizleri yapılmış, sonuçlar Tablo 4’de verilmiştir. Yapılan toplam 47 sfalerit analizine g33re bu mineralin içerdiği iz elementler bolluk sırasına g33re Cu 1.07 ağ.%, Fe 1.03 ağ.%, Cd 0.68 ağ.%, Ag 0.44 ağ.%, As 0.43 ağ.%, Sb 0.18 ağ.% ve Au 0.16 ağ.% şeklinde-dir. 33l33m33 yapaılan diğer elementer 33l33m sınırının altındadır. Mineral kimyası analiz sonuçlarına g33re sfaleritlerdeki Fe ve Cu’nun Zn ile olan negatif korelasyonları bu elementlerin kristal sistemi içerisinde Zn ile değiş tokuş yaptığını g33stermektedir (şekil 18a, b). Fe+Cu toplamının Zn ile olan negatif korelasyonları da bu değiş-tokuşu doğrulamaktadır (şekil 18d) Fe ile Cu arasındaki pozitif korelasyon ise sfaleritlerin Fe miktarının Cu ile doğru orantılı olarak artış g33sterdiği anlamına gelmektedir (şekil 18c).

Sfaleritlerin Cd içeriği ve Zn/Cd oranları pek çok çalışmada yatak tipinin ve cevher oluşturan hidrotermal 33zeltelerin k33kenlerinin belirlenmesinde kullanılmıştır (Jonasson ve Sangster, 1978; Zaw ve Large, 1996). Bundan dolayı bu çalışmada sfaleritlerin Cd içerikleri ile Zn/Cd oranlarına ayrı bir 33nem verilmiştir. Cevher mikroskopisi çalışmalarında sfaleritlerin iki farklı evrede oluştuğu belirlenmiştir. Bu farklı evre sfaleritlerin Cd içerikleri ve Zn/Cd oranları da belirgin olarak farklılık g33stermektedir. Buna g33re erken evre sfaleritlerin Cd içerikleri 0.29–0.68 ağ.% arasında geç evre sfaleritlerin Cd içerikleri de 0.1–0.23 ağ.% arasındadır. Erken ve geç evre sfaleritlerin Zn/Cd oranları da sırasıyla 99–229 ve 285–669 arasında hesaplamıştır.

3.3.5. Fahlerz

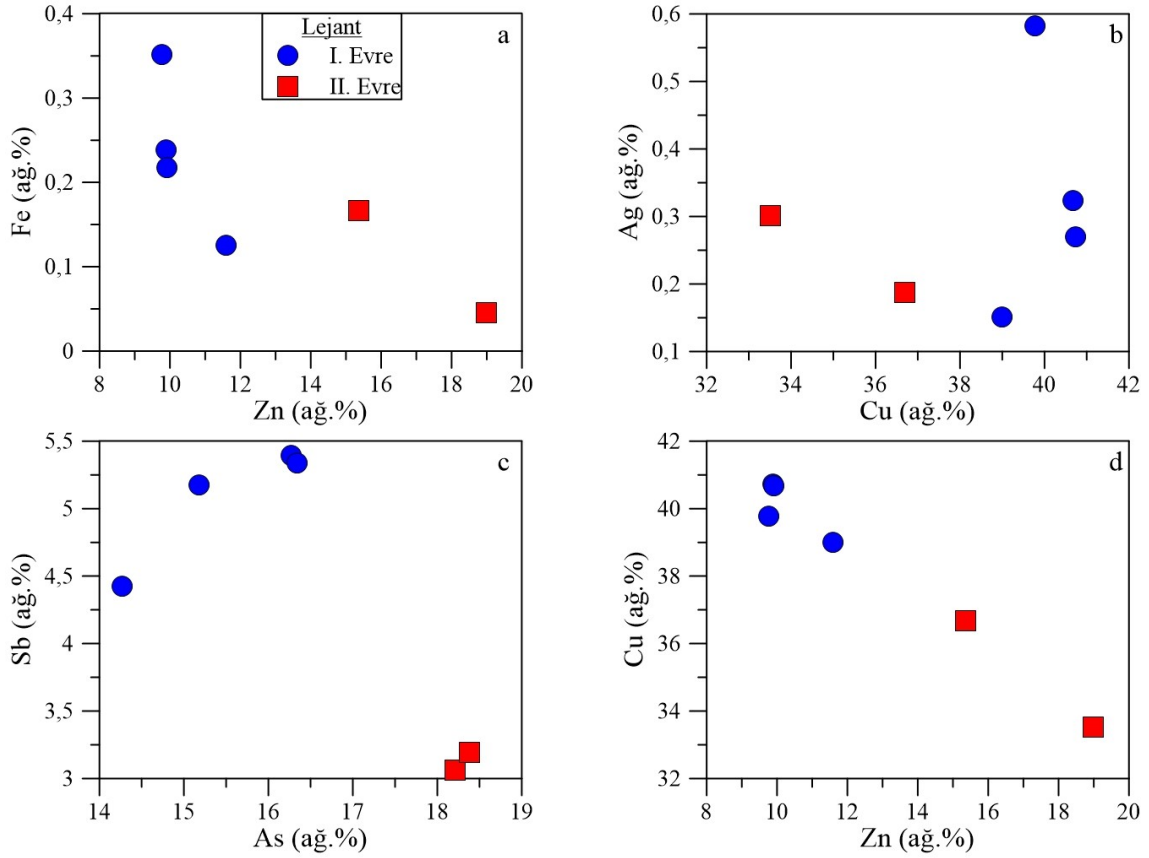
Kutanit cevherleşmesinde bulunan 6 adet 33rnekteki fahlerz minerallerinin analizi yaptırılmış ve sonuçlar Tablo 5’de verilmiştir. Yapılan analizlere g33re fahlerzler genel olarak As içeriği y33ksek olan Tennantit grubunda olup bunların Zn içerikleri de y33ksektir. Mikroskopik çalışmalarda iki farklı evrede fahlerz oluşumu tespit edilmiştir. Bunlardan ilk evre fahlerzler Fe, Zn, Ag, Cu, As ve Sb içerikleri ağ.% olarak sırasıyla 0.22–0.35, 9.77–9.92, 0.27–0.58, 39.77–40.73, 16.27–18.38 şeklinde 33l33lm33řt33r. Buna g33re ilk evre fahlerzlerin bileşimleri $(\text{FeZn})_{2.32-2.37}(\text{AgCu})_{9.60-9.65}(\text{AsSb})_{4.00-4.08}\text{S}_{12.90-13.03}$

şeklinde hesaplanmıştır. Mineral formülünden de anlaşılacağı üzere ilk evre fahlerzlerin Zn'si düşük, Cu'su yüksektir (Şekil 19a, b). Buna karşılık ikinci evre fahlerzlerin As içeriği yüksektir (Şekil 19c). Her iki evreye ait fahlerzlerde Cu ile Zn arasında negatif korelasyon bulunmaktadır (Şekil 19d).



Şekil 18. Sfaleritlerdeki Fe-Zn arasındaki negatif ilişki (a), sfaleritlerde Cu-Zn arasındaki negatif ilişki (b), Fe-Cu arasındaki pozitif ilişki (c), Fe+Cu ile Zn arasındaki negatif ilişki (d).

Diğer taraftan ikinci evre fahlerzlerin Fe, Zn, Ag, Cu, As ve Sb içerikleri ağ.% olarak sırasıyla 0.05–0.17, 11.58–18.99, 0.15–0.30, 33.51–38.99, 14.27–16.34 şeklinde ölçülmüştür. Buna göre ikinci evre fahlerzlerin bileşimleri $(\text{FeZn})_{2.70-4.33}(\text{AgCu})_{7.89-9.26}(\text{AsSb})_{3.38-3.94}\text{S}_{13.07-13.35}$ şeklinde hesaplanmıştır. Buna göre ikinci evre fahlerzlerin Zn içeriği ilk evreye kıyasla önemli ölçüde artış göstermiş, buna karşılık Cu miktarı azalmıştır. Bu durum fahlerz minerallerinde Zn ile Cu arasında gerçekleşen değiş-tokuşun bir sonucudur (Şekil 19d).



Şekil 19. Fahlerz-I'in düşük Zn içeriği (a), Fahlerz-I'in yüksek Cu içeriği, Fahlerz-II'nin yüksek As içeriği (b, c), her iki evreye ait fahlerzlerdeki Cu-Zn arasındaki negatif korelasyon (d).

3.4. Sıvı Kapanımlar

Sıvı kapanımlar minerallerin kristallenmesi sırasında veya kristallenme sonrasında minerallerin dilinim ve çatlaklarında hapsolmuş sıvı kalıntılarıdır. Bunlardan mineralin büyümesi sırasında oluşanlar birincil sıvı kapanımlar, mineralin kristallenmesi sonrasında dilinim ve çatlaklar boyunca oluşanlar ise ikincil kapanımlar olarak tanımlanmaktadır (Shepherd vd., 1985).

Maden yataklarında yapılan sıvı kapanım çalışmaları ile bu mineralleri oluşturan çözeltilerin bileşimlerini (olası tuz türleri), tuzluluk miktarlarını (ağ.% NaCl eşd. olarak), bu minerallerin oluşum sıcaklıklarını ve oluşum basınçlarını hesaplamak mümkündür. İkincil sıvı kapanımlar minerallerin oluşumu sonrasındaki süreçlerden etkilendiklerinden bu özelliklerin belirlenmesinde birincil sıvı kapanımların belirlenmesi ve ölçülmesi önem arzeder. Bundan dolayı her bir mineraldeki sıvı

kapanımların oluşum özelliklerine göre tanımlanması ve sınıflandırılması, ölçümlerin bu özellikler dikkate alınarak gerçekleştirilmesi sağlıklı veriye ulaşmak için vazgeçilmez bir unsurdur. Bunun için sıvı kapanım ölçümlerinden önce ölçümü yapılacak sıvı kapanımların petrografik özelliklerinin sağlıklı bir şekilde belirlenmesi gerekir.

Sıvı kapanım çalışmalarının sağlıklı bir şekilde yapılabilmesi, aynı tür ve eş zamanlı kapanımlardan elde edilen ölçüm sonuçlarının birlikte değerlendirilmesiyle mümkündür. Bundan dolayı sıvı kapanım ölçümleri yapmadan önce aynı tür kapanımların belirlenip sınıflandırılması gerekmektedir.

Sıvı kapanımların sınıflandırılmasında pek çok yöntem kullanılmakta olup, morfolojilerine, mineral içindeki oluşum sıralarına ve oda sıcaklığında sahip olduğu faz sayılarına göre yapılan sınıflandırmalar, en çok kullanılanlardır.

Sıvı kapanım ölçümleri ısıtma ve soğutma şeklinde iki farklı evrede gerçekleştirilir. Bu işlemler sırasında sıvı kapanımlar içerisindeki faz geçişleri gözlemlenerek bu kapanımların mikrotermometrik özellikleri tanımlanır. Soğutma işleminde kullanılan sıvı azot bu kapanımların -196 °C'ye kadar soğutulmasına olanak sağlamaktadır.

Kullanılan cihazın türüne göre ısıtma üst limiti değişmekle birlikte genellikle 600 °C'ye kadar ısıtma yapan cihazlar tercih edilmektedir. Bu çalışmada kullanılan Linkam THMG-600 model sıvı kapanım cihazının üst limiti 600 °C'dir. Sıvı kapanım ölçümleri sırasında gözlenen bazı faz geçişlerini ifade eden terimlerin anlamları aşağıda verilmiştir.

Sıvı kapanımlar üzerinde sıcaklık değişimiyle ilgili yapılan ölçümler, özel olarak tasarlanmış mikroskoplar yardımıyla, ısıtma ve soğutma olarak tanımlanan iki aşamada gerçekleştirilir. Bu ölçümler esnasında sıvı kapanıma ait elde edilen veriler şunlardır:

Ötektik Sıcaklığı (T_e): İlk Buz Ergime Sıcaklığı (T_{fm}) olarak da bilinen ötektik sıcaklığı tamamen donan sıvı kapanımların ısıtılması sürecinde ergimenin ilk başladığı sıcaklık değeri olarak tanımlanır. İçerisinde su ve çeşitli tuz türleri bulunan sıvı kapanımlarda ötektik sıcaklığı bu kapanımların tuz miktarından bağımsız olarak mevcut tuzun türüne göre değişiklik gösterecektir. Bu şekilde sıvı kapanımların bileşiminde bulunan olası tuz türlerini (NaCl , MgCl_2 , FeCl_2 , KCl ve CaCl_2 gibi) belirlemek mümkündür. Ancak sıvı kapanımların çoğunluğu tek bir tuz türünden ziyade farklı tuz türlerini bir arada bulundurduğundan dolayı ölçülen ötektik sıcaklıkları bu tuzların ötektik sıcaklıkları arasında değişim gösterir.

Son Buz Ergime Sıcaklığı (T_{m-ice}): Tamamen dondurulan sıvı kapanımların ısıtılması sırasındaki içerdiği tuzların tamamen ergidiği sıcaklık son buz ergime sıcaklığı olarak tanımlanır. Sıvı kapanımların son buz ergime sıcaklığı içerdiği tuz miktarına bağlı olarak azalacağından, ölçülen bu değer sıvı kapanımların içerdiği tuz miktarının hesaplanmasına olanak sağlamaktadır.

Tuzluluk (ağ.% NaCl eşd.): Sıvı kapanımların tuz miktarının ağ.% NaCl eşd. olarak karşılığıdır. Sıvı kapanımlar farklı tuz türlerini bir arada bulundurabilir. Ancak farklı tuz türlerini içerse bile tuzluluk miktarı genel kabul olarak (Shepherd vd., 1985; Bodnar, 1993; Wilkinson, 2001) ağ.% NaCl eşd. şeklinde ifade edilmektedir. Sıvı kapanımlar üzerine yapılan çalışmalar farklı tuz türleri birlikte bulunsan bile tuzluluk miktarının ağ.% NaCl eşd. olarak ifade edilmesinden kaynaklanabilecek hata payının %5'i geçmeyeceğini göstermiştir (Shepherd vd., 1985).

Homojenleşme Sıcaklığı (T_h): Sıvı kapanımların ısıtılması sırasında içerisindeki gaz fazın sıvı faza veya sıvı fazın gaz faza homojenleştiği sıcaklık homojenleşme sıcaklığı (T_h) olarak tanımlanır. Ölçülen homojenleşme sıcaklığı atmosfer basıncı altında ölçülen en düşük sıcaklıktır. Bundan dolayı sıvı kapanımların olduğu derinlik belirlenerek basınç düzeltilmesi yapmak gerekir.

3.4.1. Sıvı kapanım Petrografisi

Sıvı kapanım çalışması Kutanit cevherleşmesinde bulunan kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerinde gerçekleştirilmiştir. Bu minerallerde bulunan sıvı kapanımlar oda sıcaklığında bulunan faz sayılarına göre sıvı ve gaz içeren iki fazlı (L+V) tip kapanımlardır. Örneklerde katı tuz kristali gözlenmediği gibi CO₂ içeren fazlar da gözlenmemiştir.

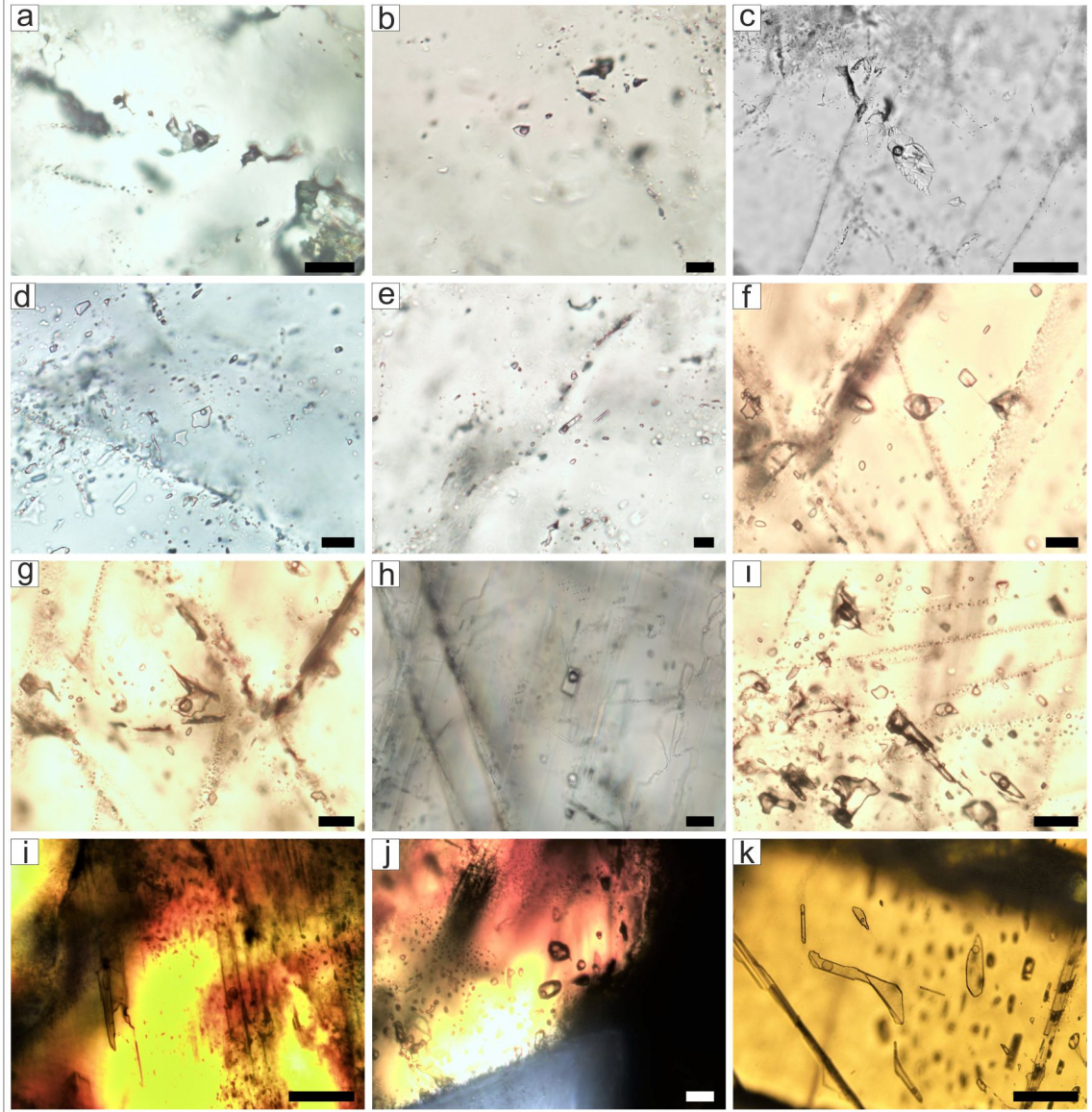
Kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerinin her üçünde de sıvı kapanım içeriği oldukça düşüktür. Bundan dolayı hazırlanan toplam 23 adet kesitin ancak 8 tanesinde ölçüme uygun sıvı kapanım tespit edilebilmiştir. İncelenen kesitlerdeki sfaleritlerin çoğunluğu ışığı geçirmediğinden bu mineralde de sınırlı sayıda kapanım belirlenmiştir.

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 kaçışı olabilmektedir. Bu durum sağlıklı ölçüm yapılmasını engellemektedir.

Belirlenen sıvı kapanımlar genel olarak küçük boyutludur. Ölçüm yapılan kapanımların boyutları 5 ile 15 µm arasında değişmektedir. Bununla birlikte boyutu 20-30 µm arasında olan az sayıda kapanım bulunmaktadır. Sıvı kapanımların boyutu küçük olduğundan bunların ötektik ve ergime sıcaklıklarına ait faz geçişlerini gözlemlemek çoğu zaman mümkün olmamıştır. Homojenleşme sıcaklıkları ise bütün kapanımlarda ölçülmüştür.

İncelenen bütün minerallerdeki sıvı kapanımlar yaygın olarak düzensiz geometrik şekillerdedir. Bunun dışında elipsoidal, tüp şekilli ve prizmatik sıvı kapanımlar da bulunmaktadır. Belirlenen sıvı kapanımlar Shepherd vd. (1985) tarafından önerilen kriterlere göre birincil ve ikincil kapanımlar şeklinde sınıflandırılmıştır. İkincil

kapanımlar cevher oluşum sonrasındaki süreçlerden etkilendiğinden mikrotermometrik ölçümler birincil kapanımlarda gerçekleştirilmiştir.



şekil 20. Kuvars minerallerindeki Tip-I sıvı kapanımlar (a, b), kalsitlerdeki Tip-II sıvı kapanımlar (c), kuvars minerallerindeki Tip-II sıvı kapanımlar (d, e), kalsitlerdeki Tip-I kapanımlar (f), kalsitlerdeki Tip-II kapanımlar (g, h), kuvars minerallerindeki Tip-I ve Tip-II sıvı kapanım birlikteliği (i), sfaleritlerdeki Tip-I sıvı kapanımlar (i, j, k) (lk uzunluğu 20 μm 'dir).

Kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerindeki bütün sıvı kapanımlar sıvı ve gaz içeren iki fazlı kapanımlardır. Mikrotermometrik lmler sırasında bu kapanımların homojenleşmesi sıvı faza olmuştur. Sıvı kapanımların gaz/sıvı oranlarında belirgin bir farklılık yoktur. Bütün kapanımların gaz/sıvı oranları % 5 ile % 30 arasında

değişmektedir. Bu kapanımları sahip oldukları faz sayıları, şekil, boyut ve homojenleştikleri faz bakımından sınıflandırmak olası değildir. Bunun yanında bütün kapanımların ötektik sıcaklıkları ve tuzluluk miktarları birbirlerine oldukça yakın aralıklarda değişim gösterir. Kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerindeki sıvı kapanımların mikrotermometrik ölçüm sonuçları aşağıda ayrı ayrı sunulmuştur.

3.4.2. Sıvı Kapanımların Mikrotermometrik Özellikleri

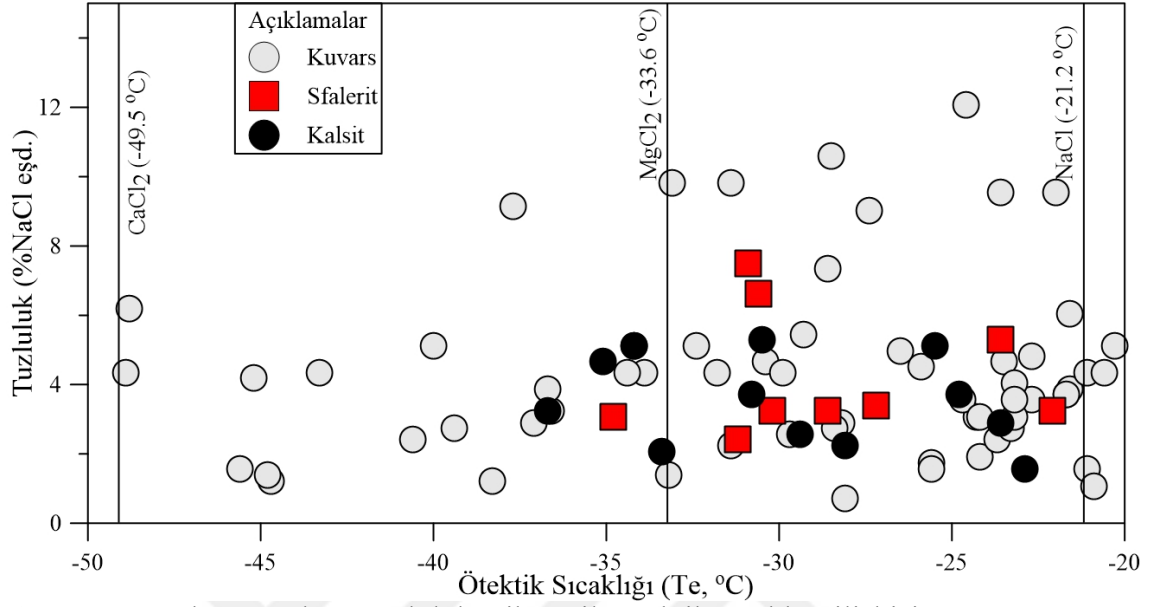
Kutanit cevherleşmesine ait kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerinde bulunan sıvı kapanımların ilk buz ergime sıcaklıkları (Ötektik Sıcaklığı, T_{fm}), son buz ergime sıcaklıkları (T_{m-ice}) ve homojenleşme sıcaklıkları (T_h) ölçülerek sonuçlar aşağıda verilmiştir. Bunlardan T_{fm} ve T_{m-ice} sıcaklıklarını ölçmek sıvı kapanımların küçük boyutlu oluşu, örnek yüzeylerinin iyi parlatılamaması ve minerallerin yeterince şeffaf olmaması gibi nedenlerle her zaman mümkün olmamıştır. Diğer taraftan incelenen sıvı kapanımların T_h sıcaklıkları bütün kapanımlarda ölçülerek değerlendirilmiştir.

3.4.2.1. Ötektik Sıcaklık (T_{fm}) Ölçümleri

Kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerindeki sıvı kapanımların T_e sıcaklıkları ayrı ayrı ölçülmüş ve sonuçlar Tablo 6'da verilmiştir. Kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların T_e sıcaklıkları -48,9 ile -20,6 °C arasında ölçülmüştür (Şekil 21). Ölçülen bu değerler çeşitli tuz-su sistemlerinin ötektik sıcaklıkları ile karşılaştırıldığında (Roedder, 1979; Shepherd, 1985) sıvı kapanımların bileşimlerinin $CaCl_2$, $MgCl_2$, $FeCl_2$, $NaCl - H_2O$ şeklinde olduğu anlaşılmaktadır. Ölçüm sonuçlarının T_e grafiği üzerindeki dağılımları -30 ile -20 arasında yoğunlaşmaktadır. Bu durum kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların bileşimlerinin genel olarak $NaCl$, $FeCl_2$, $KCl - H_2O$ şeklinde olduğunu göstermektedir. Kapanımların bir kısmının ötektik sıcaklıklarının -49 °C'a yakın olacak şekilde azalması bu kapanımların bir miktar $CaCl_2$ ve $MgCl_2$ türü tuzlar içerebileceğini göstermektedir.

Sfalerit ve kalsit minerallerindeki sıvı kapanımların ötektik sıcaklıkları kuvarsa kıyasla daha dar bir aralıkta olacak şekilde -22,1 ile -36,7 °C arasında dağılım sunar (Şekil 21). Ötektik sıcaklıklarının bu dağılım aralığını çeşitli tuz-su sistemlerinin ötektik

sıcaklıkları ile karşılaştırdığımızda bunların bileşimlerinin NaCl, KCl, Fe₂Cl-H₂O şeklinde olduğu söylenebilir.



Şekil 21. Sıvı kapanımların tuzluluk miktarı ile ötektik sıcaklığı ilişkisi.

Tablo 6. Kalsit minerallerindeki sıvı kapanımlara ait mikrotermometrik parametreler.

Örnek No	Tip	Te	Tm-ice	Th	Tuzluluk (ağ.% NaCl)
G17				214	
G17				186	
G17			-2,3	202	3,9
G17		-34,2	-3,1	198	5,1
G17		-26,5	-3	183	5
G17		-28,2	-1,7	176	2,9
KH18F			-2,7	161	4,5
KH18F		-40,6	-1,4	167	2,4
KH18F			-3,1	138	5,1
KH18F		-39,4	-1,6	155	2,7
KH18F			-0,8	162	1,4
G42-1			-2,7	143	4,5
G42-1			-2,6	172	4,4
KH18E		-48,9	-2,6	149	4,4
KH18E		-23,5	-2,8	147	4,7
KH18E			-1,9	166	3,2
KH18E			-1,4	168	2,4
KH18E		-29,9	-2,6	182	4,4
KH18E			-2,8	184	4,7
KH18E			-1,8	181	3,1
KH18E				163	
KH18E				167	
KH18E				219	
KH18E				217	
G52		-31,4	-1,3	174	2,2
G52		-36,6	-1,9	177	3,2
G52		-23,3	-1,6	171	2,7
K1-9-1		-29,4	-1,5	248	2,6
K1-9-1		-22,9	-0,9	291	1,6
K1-9-1				294	
K1-9-1		-36,7	-1,9	263	3,2
K1-9-1			-5,6	347	8,7
K1-9-1				301	
K1-9-1		-30,8	-2,2		3,7
K1-9-1		-28,1	-1,3		2,2
K1-9-1				285	
K1-9-1		-35,1	-2,8	217	4,7
K1-9-1		-30,5	-3,2	258	5,3
K1-9-1		-25,5	-3,1	264	5,1
K1-9-1			-5,7	311	8,9
K1-9-1		-33,4	-1,2	274	2,1
K1-9-1		-24,8	-2,2	329	3,7
K1-9-1		-34,2	-3,1	272	5,1

Tablo 7. Kuvars minerallerindeki sıvı kapanımlara ait mikrotermometrik parametreler.

Örnek No	Tip	Te	Tm-ice	Th	Tuzluluk (ağ.% NaCl)	Örnek No	Tip	Te	Tm-ice	Th	Tuzluluk (ağ.% NaCl)
G17		-21,7	-2,2	192	3,7	KH18D				181	
G17		-25,6	-1	164	1,7	KH18B		-21,7	-2,2	179	3,7
G17		-30,4	-2,8	358	4,7	KH18B		-23,2	-2,4	189	4,0
KH18F		-44,7	-0,7	221	1,2	KH18B			-2,1	192	3,6
KH18F			-1,2	148	2,1	KH18B				163	
KH18F			-0,9	171	1,6	KH18B				167	
G42-1		-33,9	-2,6	156	4,4	KH18B				146	
G42-1		-40	-3,1	169	5,1	KH18B				231	
G42-1			-7,2	327	10,8	KH18B		-29,3	-3,3	226	5,4
G42-1			-8,1	348	12,0	KH18B		-24,7	-2,1	228	3,6
G42-1		-33,1	-6,4	354	9,8	KH18B		-24,2	-1,8	219	3,1
G42-1		-24,6	-8,2	306	12,1	KH18B		-25,9	-2,7	209	4,5
G42-1		-28,5	-7	297	10,6	KH18B				196	
G42-1		-37,7	-5,9	288	9,2	KH18B				204	
G42-1		-22	-6,2	293	9,6	KH18B		-23,2	-1,8	291	3,1
G42-1			-8,7	351	12,7	KH18B		-23,2	-2,1	266	3,6
G42-1			-5,1	274	8,1	KH18B		-45,6	-0,9	283	1,6
G42-1			-4,7	278	7,5	KH18B		-33,2	-0,8	287	1,4
G42-1			-4,4	294	7,1	KH18B		-28,1	-0,4	270	0,7
G42-1			-8,6	292	12,6	KH18B		-37,1	-1,7	304	2,9
G42-1			-6	301	9,3	KH18B		-36,7	-2,3	307	3,9
G42-1		-27,4	-5,8	318	9,0	KH18B		-20,3	-3,1	318	5,1
G42-1		-23,6	-6,2	348	9,6	KH18B			-3,3	314	5,4
G42-1		-31,4	-6,4	342	9,8	KH18B		-28,6	-4,6	336	7,4
G42-1			-4,7	290	7,5	KH18B		-48,8	-3,8	339	6,2
KH18E		-21,6	-2,3	226	3,9	KH18B		-20,6	-2,6	340	4,4
KH18E		-32,4	-3,1	209	5,1	KH18B		-21,6	-3,7	324	6,0
KH18E				238		KH18B			-3,1	282	5,1
KH18E		-21,1	-2,6	208	4,4	KH18B			-2,8	272	4,7
KH18E		-45,2	-2,5	351	4,2	KH18B		-29,7	-1,5	351	2,6
G52			-2,8	183	4,7	KH18B		-28,4	-1,6	342	2,7
G52		-24,3	-1,8	188	3,1						
G52		-22,7	-2,1	236	3,6						
G52		-22,7	-2,9	223	4,8						
G52		-34,4	-2,6	205	4,4						
G52		-31,8	-2,6	196	4,4						
G52		-38,3	-0,7	184	1,2						
KH18D			-3,3	241	5,4						
KH18D			-1,2	247	2,1						
KH18D			-5,8	157	9,0						
KH18D		-43,3	-2,6	170	4,4						
KH18D			-4,9	178	7,8						
KH18D			-1,7	187	2,9						

Tablo 8. Sfalerit minerallerindeki sıvı kapanımlara ait mikrotermometrik parametreler.

Örnek No	Tip	Te	Tm-ice	Th	Tuzluluk (ağ.% NaCl)
K1-25		-23,6	-3,2	213	5,3
K1-25		-27,2	-2	203	3,4
K1-25		-31,2	-1,4	182	2,4
K1-25		-28,6	-1,9	238	3,2
K1-25				261	
K1-25		-34,8	-1,8	257	3,1
K1-25		-30,9	-4,7	194	7,5
K1-25		-22,1	-1,9	217	3,2
K1-25		-30,6	-4,1	279	6,6
K1-25			-2,7	171	4,5
K1-25			-0,5	252	0,9
K1-25				236	
K1-25				221	
K1-25		-30,2	-1,9	271	3,2
K1-25				218	
K1-25				216	

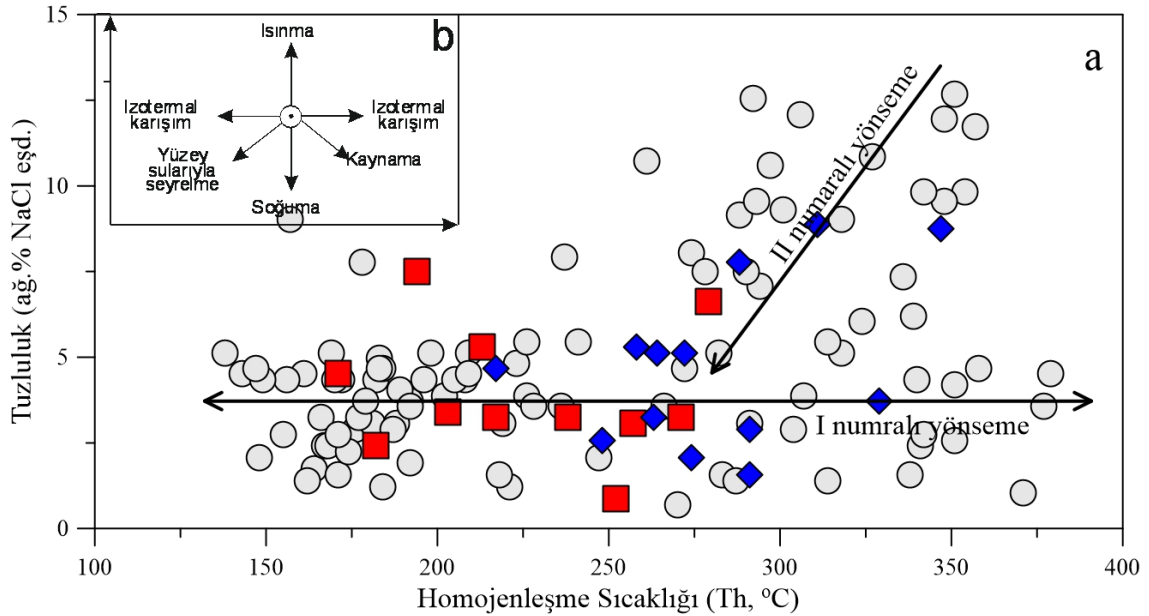
3.4.2.2. Son Buz Ergime Sıcaklığı (Tm-ice) Ölçümleri

Sıvı kapanımların son buz ergime sıcaklıklarını ölçmek suretiyle bu kapanımların tuzluluk miktarını hesaplamak mümkündür. Bu amaçla kuvars, sfalerit ve kalsit minerallerinde bulunan sıvı kapanımların son buz ergime sıcaklıkları ölçülerek sonuçlar Tablo 6’da verilmiştir. Buna göre kuvars minerallerindeki sıvı kapanımların Tm-ice sıcaklıkları -0,4 ile -8,7 °C arasında değişmektedir. Sfalerit minerallerinde Tm-ice sıcaklıkları -0,5 ile 4,7 °C arasında ve kalsit minerallerinde ise -0,9 ile 5,7 °C arasında ölçülmüştür.

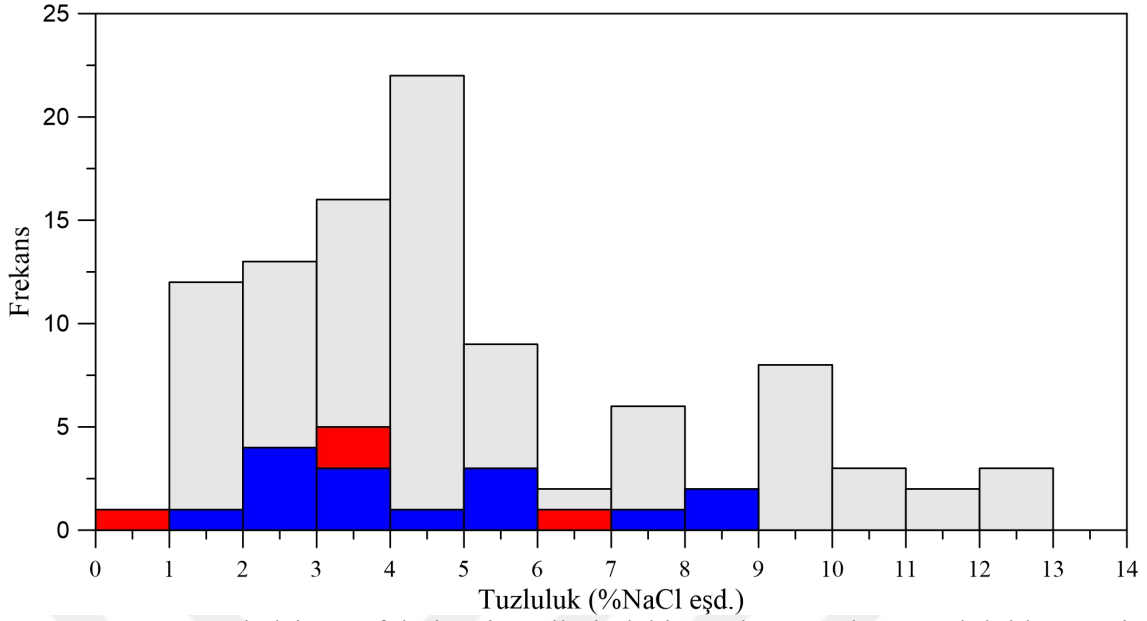
Ölçülen Tm-ice sıcaklıklarını kullanarak bu kapanımların tuzluluklarını hesaplamak üzere çeşitli yöntemler geliştirilmiştir. Bunlar; Bodnar ve Vitky (1994) tarafından geliştirilen bağıntının dışında Brown (1989) tarafından geliştirilen “Flincon” ve Bakker (2003) tarafından geliştirilen “Bulk” programları şeklinde sıralanabilir. Bu çalışmada Kutanit cevherleşmesinde bulunan sıvı kapanımların tuzlulukları Bodnar ve Vitky (1994) tarafından geliştirilen aşağıdaki eşitlik kullanılarak hesaplanmıştır. Ayrıca bu kapanımların tuzlulukları Flincon ve Bulk programları kullanılarak kontrol edilmiştir.

Bütün minerallerdeki sıvı kapanımların tuzlulukları yukarıdaki bağıntı kullanılarak 0,7 ile 12,7 ağırlık % NaCl eşd. şeklinde hesaplanmıştır. Bu tuzluluk değerleri kuvarslarda 0,7 ile 12,7 % NaCl eşdeğeri arasında iken sfalerit ve kalsit minerallerinde sırasıyla 0,9 – 7,7 ağırlık % NaCl eşd. ve 1,6 – 8,9 ağırlık % NaCl eşd. arasında değişmektedir.

Sıvı kapanımların tuzluluk miktarları tuzluluk-Th grafiğine aktarıldığında kapanımların bir kısmının tuzluluğunun % 0 ile 5 arasında olacak şekilde yatay bir dağılım sergilediği görülmektedir (Şekil 22a). Tuzluluk miktarının bu değişim trendi Wilkinson (2001) tarafından verilen çeşitli çözelti davranışları ile kıyaslandığında farklı çözeltilerin izotermal karışımına karşılık gelmektedir (Şekil 22b). Sıvı kapanımların tuzluluk-Th grafiği üzerindeki diğer bir yönseme ise azalan Th sıcaklığına karşılık tuzluluk miktarının azalma trendi gösterdiği II numaralı yönsemedir. Sıvı kapanımların Th sıcaklığındaki düşüşe karşılık tuzluluk miktarının azalması trendi ise Wilkinson (2001) tarafından önerilen çözelti davranışları ile kıyaslandığında meteorik çözeltiler ile seyreltilme trendine karşılık gelmektedir. Bunun yanında bu sıvı kapanımların tuzluluğunun deniz suyunun ortalama tuzluluğuna çok yakın (% 3.5) bir aralıkta değişmesi ise çözeltilerin deniz suyu ile etkileşiminin bir sonucu olmalıdır (Şekil 23).



Şekil 22. Kutanit cevherleşmesine ait sıvı kapanımların izotermal karışım trendi (a), sıvı kapanımların düşük tuzluluktaki çözeltilerle seyreltilmesi trendi (b) (semboller Şekil 21'deki gibidir).



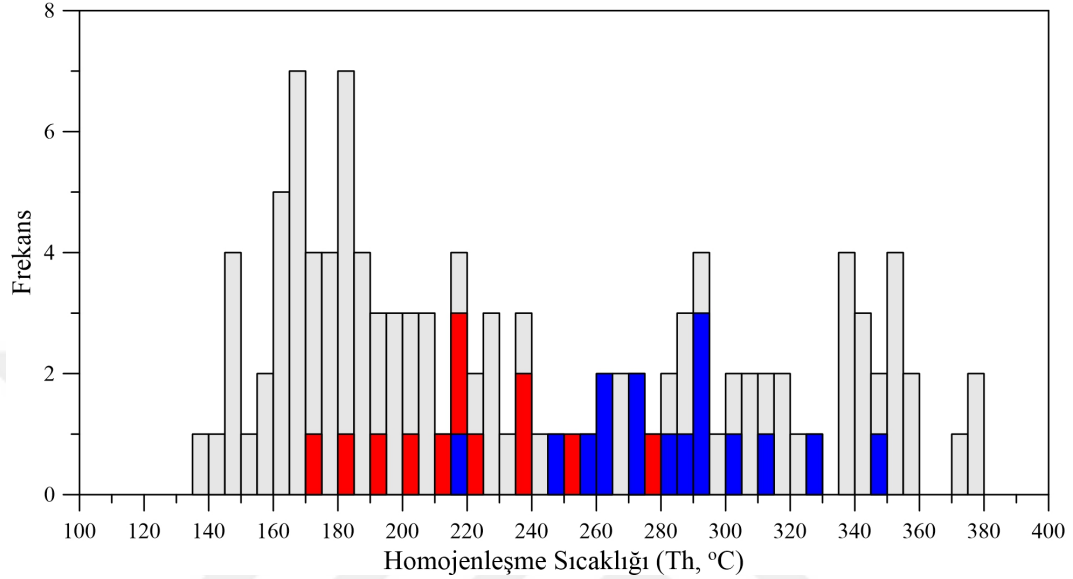
Şekil 23. Kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerindeki sıvı kapanımların tuzluluklarına ait histogram (semboller Şekil 21'deki gibidir).

3.4.2.3. Homojenleşme Sıcaklığı (Th) Ölçümleri

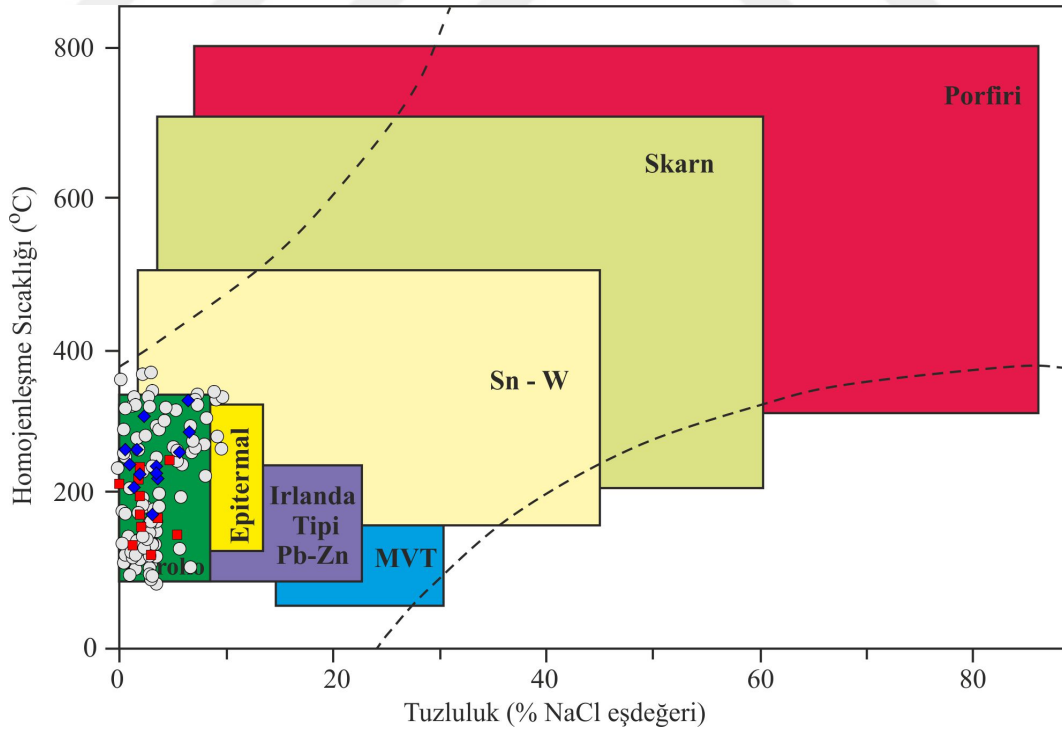
Sıvı kapanımların ısıtılması sırasında gaz fazın homojenleştiği sıcaklık bu kapanımların oluşum sıcaklığını vermektedir. Kutanit cevherleşmesinin oluşum sıcaklığını belirlemek üzere kuvars, sfalerit ve kalsit minerallerinde sıvı kapanımların Th sıcaklıkları ölçülmüş ve sonuçlar Tablo 6'da verilmiştir. Kuvars, sfalerit ve kalsit minerallerindeki sıvı kapanımlardan ölçülen T_h sıcaklıkları bu mineraller için hazırlanan histogramda ayrı ayrı gösterilmiştir. Buna göre kuvars minerallerindeki bütün sıvı kapanımlar sıvı faza homojenleşmiş olup bunların Th sıcaklıkları 138 ile 379 °C arasında değişmektedir. Bu homojenleşme sıcaklıkları Th histogramına aktarıldığında sıvı kapanımların birisi 140–250 °C diğeri de 250–380 °C arasında olacak şekilde iki farklı dağılım aralığı sunduğu görülmektedir (Şekil 24). Petrografik çalışmalarda her ne kadar farklı sıvı kapanım tipleri belirlenmemiş olsa da Th histogramı üzerindeki verilerin dağılım aralığı Kutanit cevherleşmesinde iki farklı oluşum evresinin olduğunu göstermektedir. Diğer taraftan sfalerit minerallerindeki sıvı kapanımların dağılım aralığı 171–279 °C arasında kalsitlerde ise 217–347 °C arasında Th sıcaklıkları ölçülmüştür.

Bütün minerallerde ölçülen sıvı kapanımların T_h sıcaklıkları 138 ile 379 °C arasında değişmektedir. Bu sıvı kapanımların tuzluluk miktarları ise 0,7 ile 12,7 ağ.%

NaCl eşdeğeri arasında hesaplanmıştır. Bütün minerallerdeki sıvı kapanımların Th ve tuzluluk değerlerini Wilkinson (2001) tarafından önerilen çeşitli yatakların Th-tuzluluk grafiğine aktardığımızda Kutanit cevherleşmesine ait sıvı kapanımların dağılım aralığının Kuroko tip yataklar ile uyum içinde olduğu görülmektedir (Şekil 25).



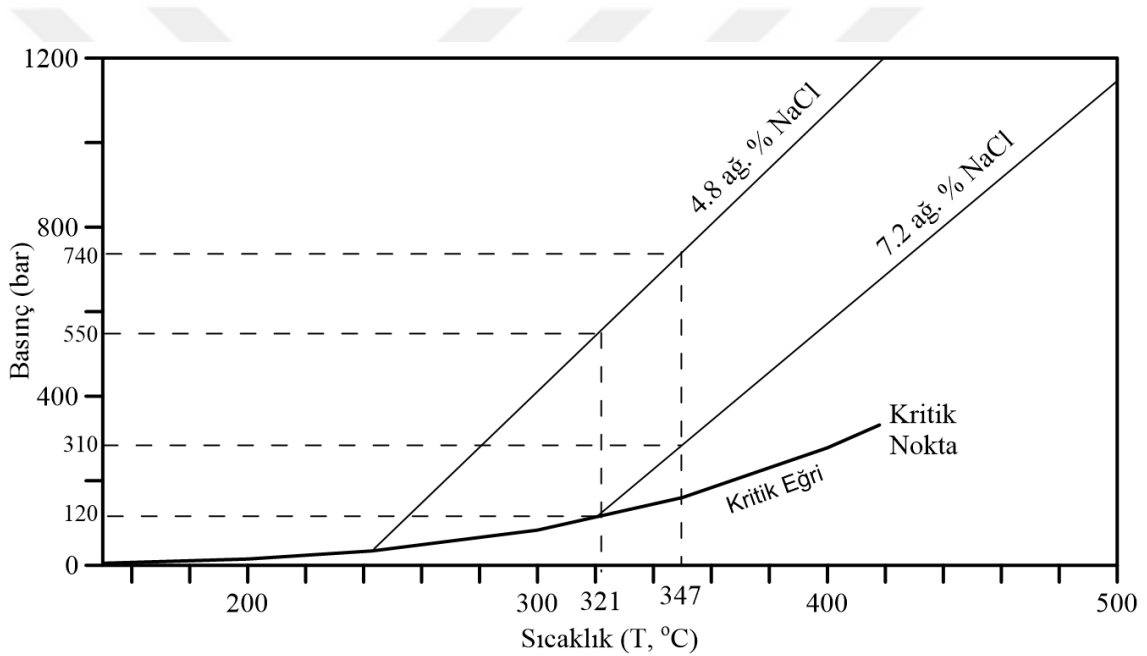
Şekil 24. Kuvars, sfalerit ve kalsit minerallerindeki sıvı kapanımların Th histogramı (semboller Şekil 21'deki gibidir).



Şekil 25. Kuvars, sfalerit ve kalsit minerallerindeki sıvı kapanımların Th sıcaklıklarına karşılık tuzluluk değişimlerinin çeşitli yatak tipleri ile karşılaştırılması (Wilkinson, 2001'den alınmıştır) (Semboller Şekil 21'deki gibidir).

3.4.3. Kutanit Cevherleşmesinin Oluşum Basıncı ve Derinliği

Kutanit cevherleşmesinin olduğu basınç değeri bağımsız termometre yöntemine göre hesaplanmıştır. Bu yöntemde öncelikle bütün sıvı kapanımların ortalama T_h ve tuzluluk değerlerine ait kritik sıcaklık ve basınç eğrisi Knight ve Bodnar (1989)'a göre çizilmiştir. Ardından bu ortalama T_h ve tuzluluk değerine ait izokon doğrusu Zang ve Frantz (1987)'a göre FLINCOR (Brown, 1989) paket programı kullanılarak çizilmiştir. Bağımsız termometre olarak Kükürt izotoplarından hesaplanan dengelenme sıcaklıklarının bu izokon ile kesiştirilmesi suretiyle basınç değeri belirlenmiştir (Şekil 26).



Şekil 26. Bağımsız termometre kullanılarak sıvı kapanımların oluşum basıncının belirlenmesi (açıklama metinde verilmiştir).

Bu çalışmada öncelikle bütün sıvı kapanımların ortalama T_h (243 °C) ve tuzluluk (4.8 ağırlık % NaCl eşd.) değerlerine ait izokon ile kükürt izotoplarından hesaplanan ortalama dengelenme sıcaklığı (347 °C) kullanılarak basınç hesaplaması yapılmıştır. Buna göre hesaplanan basınç değeri 740 bardır. Ancak kükürt izotoplarından hesaplanan dengelenme sıcaklıkları ile (321–380 °C arası) Tip-II sıvı kapanımların benzer sıcaklık değerlerine sahip olması ve sıvı kapanım ölçümlerinin izotop örnekleriyle aynı örneklerden ölçülmesi nedeniyle Tip-II sıvı kapanımların ortalama T_h (318 °C) ve tuzluluk (7.2 ağırlık % NaCl eşd.) değeri için ayrıca hesaplama yapılmıştır. Bu

hesaplamada bağımsız termometre sıcaklıklarının ortalaması (347 °C) için 310 bar'lık bir basınç değeri elde edilmiştir. Aynı izokon üzerinde en düşük bağımsız termometre olan 321 °C'nin karşılık geldiği basınç değeri ise 120 bar olarak belirlenmiştir.

Bu verilere göre Kutanit cevherleşmesinin en düşük basınç değeri olan 120 bar litostatik basınç şartlarına göre 453 m derinliğe karşılık gelirken, hidrostatik basınç şartlarına göre 1223 m derinliğe karşılık gelmektedir.

3.5. Kükürt İzotop Çalışması

İzotop jeokimyası çalışmalarında yaygın olarak kullanılan kükürtün doğada ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S ve ^{36}S şeklinde dört izotopu bulunmaktadır. Bunlardan ^{32}S ve ^{34}S izotopları diğerlerinden daha yaygın olarak bulunduğu için, kükürt izotop çalışmalarında bu iki izotop kullanılmaktadır (Hoefs, 2004). Standart örnek olarak, Canyon Diablo Meteoritinin bileşimindeki kükürtün $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ oranının kullanıldığı izotop analiz sonuçları $\delta^{34}\text{S}$ simgesi ile gösterilmekte ve aşağıdaki bağıntıya göre hesaplanmaktadır.

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

Bu tez çalışması kapsamında sülfid minerallerinin kökenini belirlemek, denge halinde oluşan cevher minerallerinin dengelenme sıcaklıklarını hesaplamak ve sıvı kapanım çalışmalarında bağımsız termometre olarak kullanabilmek amacıyla kükürt izotop çalışması yapılmıştır. Bu kapsamda Kutanit cevherleşmesine ait pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen minerallerinden toplam 12 adet kükürt izotop analizi yaptırılmış sonuçlar Tablo 9'da verilmiştir.

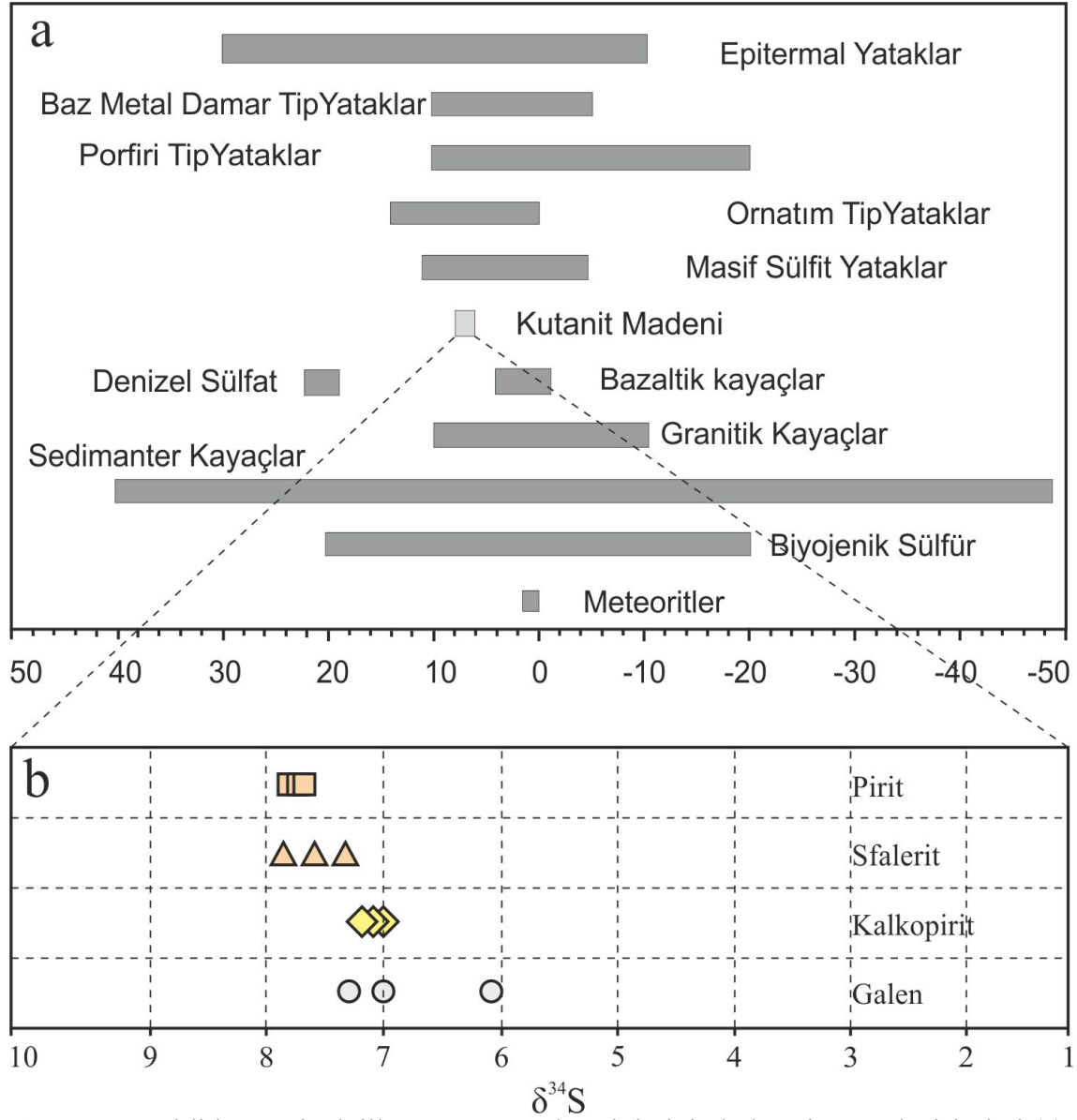
Tablo 9'da verilen $\delta^{34}\text{S}$ izotop bileşimleri piritlerde 7.7 – 7.8 ‰ (n = 3, ort = 7.73), kalkopiritlerde 7.1 – 7.4 ‰ (n = 3, ort = 7.3), sfaleritlerde 7.0 – 7.8 ‰ (n = 3, ort = 7.5) ve galenlerde ise 6.1 – 7.3 ‰ (n = 3, ort = 6.8) arasında değişmektedir. 6.1 ile 7.8 ‰ arasında değişen bu sonuçlar Kutanit cevherleşmesine ait sülfidlerin $\delta^{34}\text{S}$ izotop bileşimlerinin oldukça dar bir aralıkta değişim gösterdiğini ve birbirleriyle uyumlu olduğunu göstermektedir.

Tablo 9. Kutanit cevherleşmesindeki çeşitli minerallerin kükürt izotop bileşimleri ve mineral çiftlerinden hesaplanan dengelenme sıcaklıkları

Mineral Parajenezi	Ölçülen kükürt izotop bileşimleri				Hesaplanan dengelenme sıcaklıkları			
	Pirit	Kalkopirit	Sfalerit	Galen	Py-Kpy °C	Sph-Gln °C	Py-Sph °C	Py-Gln °C
Py, Kpy, Sph, Gln, Fah, Ku, Ka	7,7	7,2	7,0	7,0	>500	>500	341,0	>500
Py, Kpy, Sph, Gln, Fah, Ku, Ka	7,8	7,1	7,6	7,3	>500	>500	>500	>500
Py, Kpy, Sph, Gln, Fah, Ku, Ka	7,7	7,4	7,8	6,1	>500	380	<100	321,0

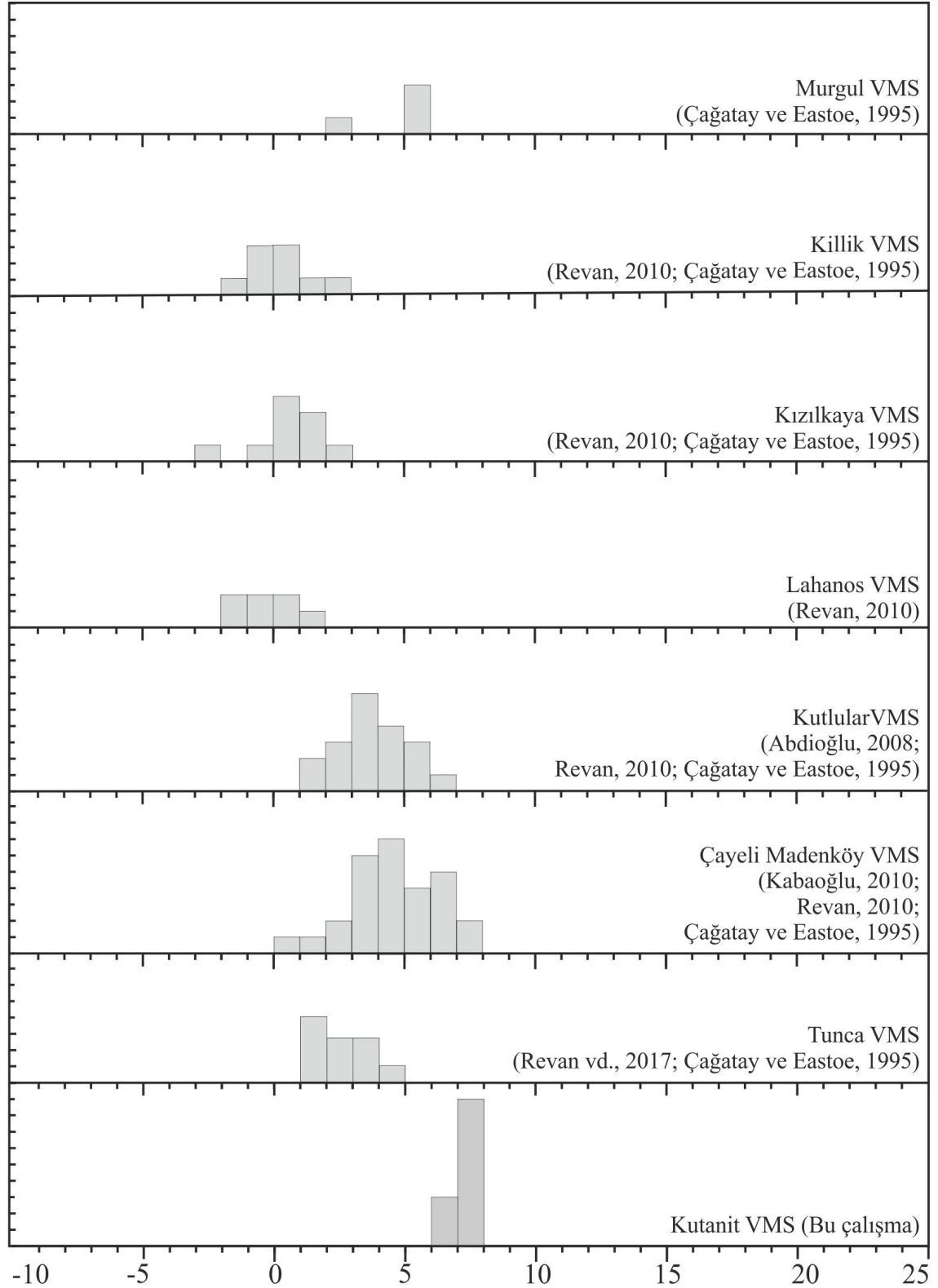
Kutanit cevherleşmesine ait $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri, Şekil 27a'da görülen farklı araştırmacılar tarafından rapor edilen (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987; Solomon vd., 2004) çeşitli ortamlara ait kayaç türü ve maden yatak tiplerinin izotop değerleriyle karşılaştırılmıştır. Meteoritlerin ve bazaltik kayaçların $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerlerinin ‰ 0'a çok yakın olduğu Şekil 27a'da, sedimanter kayaçların izotop değerleri -50 ile +40 ‰ arasında en geniş dağılım aralığına sahiptir. Kutanit cevherleşmesinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri, granitik kayaçlar ile birlikte (-10 ile +10 ‰ arası), damar tip (-5 ile +10 ‰ arası) ve masif sülfid tip (-10 ile +10 ‰ arası) yatakların izotop değerlerinin dağılımlarıyla uyumludur.

Ohmoto ve Rye (1979) tarafından belirtilen izotopsal farklılaşma eğilimine göre kükürt izotop farklılaşması pirit, sfalerit, kalkopirit ve galen sırasını izleyerek azalmaktadır. Mikroskop çalışmalarında iki farklı cevher oluşum evresi tanımlanmıştır. Bu evrelerin her ikisinde de pirit ilk oluşan mineral iken, bu minerallerin oluşum sırası kalkopirit, sfalerit ve galen şeklinde devam etmiştir. Buna göre kükürt izotoplarından hesaplanan izotopik farklılaşma sırası cevher minerallerinin oluşum sırasına uygun olarak azalma göstermektedir (Şekil 27b).



Şekil 27. Çeşitli kayaç, jeolojik ortam ve cevher tiplerinin kükürt izotop değişimleri (a), Kutanit cevherleşmesinden alınan pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen minerallerinin kükürt izotop değişimleri (b).

Kutanit cevherleşmesine ait pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen minerallerinden ölçülen ve 6,1 ile 7,8 ‰ arasında değişim sunan kükürt izotop değerleri Doğu Karadeniz Bölgesi'nde bulunan masif sülfür tipteki maden yataklarından ölçülen izotop değerleri ile kıyaslanmıştır. Buna göre Killik, Kızılkaya ve Lahanos yataklarında ‰ 0'a çok yakın olan izotop değerleri Murgul, Kutlular, Çayeli ve Tunca Yataklarında 0 ile +8 ‰ arasında değişmektedir. Kutanit cevherleşmesinden ölçülen ve 6,1 ile 7,8 ‰ arasında değişen kükürt izotop değerleri bölgedeki masif sülfür tipteki yataklar ile oldukça benzer kükürt izotop değerlerine sahiptir (Şekil 28).



Şekil 28. Doğu Karadeniz Bölgesindeki bazı masif sülfür yatakların kükürt izotop değişimleri ve bunların Kutanit cevherleşmesi ile karşılaştırılması.

Kökensel özellikleri belirlemenin yanında duraylı izotopların maden yataklarına diğer bir katkısı, denge halinde oluşan minerallerin izotop bileşimlerini kullanarak bu

minerallerin oluşum sıcaklıklarının hesaplanabilmesidir. Bu konuda değişik araştırmacılar tarafından geliştirilmiş bağıntılar bulunmaktadır (Ohmoto ve Rye, 1979). Bu bağıntıların belirli mineral çiftlerinin izotop sonuçlarını kullanarak sıcaklık hesaplamasının yapılabilmesi için; her iki mineralin denge hâlinde oluştuğu, bu minerallerin oluşumundan sonra mineraller arasında veya mineral-çözelti arasında izotopik değişimin olmadığı ve seçilen minerallerin tamamen saf olduğu kabul edilmektedir (Ohmoto ve Rye, 1979). Kutanit cevherleşmesinde bulunan sülfid minerallerinin yukarıda verilen izotop bileşimleri kullanılarak pirit-kalkopirit, pirit-sfalerit, pirit-galen ve sfalerit-galen mineral çiftlerinden dengelenme sıcaklıkları hesaplanmış sonuçlar Tablo 9’da verilmiştir.

Hesaplanan dengelenme sıcaklıklarında az sayıda mineral çifti için sağlıklı sonuçlar elde edilebilmiştir. Bu durumun temel sebebi cevher parajenezinde farklı cevher oluşum evrelerinin bulunması ve ölçülen izotop değerlerinin her bir evreyi değil o minerale ait ortalama bileşimi temsil etmesi olabilir. Belirtilen bu dezavantaja rağmen pirit-kalkopirit mineral çiftinden hesaplanan dengelenme sıcaklığı 476 °C iken, pirit-sfalerit, pirit-galen ve sfalerit-galen mineral çiftlerinden hesaplanan dengelenme sıcaklıkları sırasıyla 341 °C, 321 °C ve 380 °C şeklinde dir. Hesaplanan bu dengelenme sıcaklıkları genel olarak sıvı kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıklarına benzer aralıklarda değişim göstermektedir.

4. TARTIŞMA

4.1. Kutanit Cevherleşmesinin Jeolojik Mineralojik Özellikleri ve Yatak Tipi

Arhavi (Artvin) ilçesine bağlı Yukarı Kutanit köyünde bulunan Kutanit cevherleşmesi bazı araştırmalarda hidrotermal tip (Koprivica vd., 1971; Eyüboğlu, 1978) olarak tanımlanırken, diğer bazı araştırmalarda da (Aslaner, 1971; Kahraman vd., 1987; İbrahimoglu ve Çağlar, 1993) masif sülfid olarak tanımlanmaktadır.

Kutanit cevherleşmesi çevresinde Kızılkaya ve Çağlayan Formasyonlarına ait iki birim yüzeylemektedir. Bunlardan Kızılkaya Formasyonu alt seviyelerde dasitlerle, üst seviyelere doğru ise tüf, breş ve kırmızı biyomikrit seviyeleriyle karakteristiktir.

Kutanit cevherleşmesi dasitler içinde saçınımlı ve ağsal yapıli cevher ile karakteristiktir. Daha üst seviyelerde ise yan kayaçlar ile eş oluşumlu katman şekilli cevheri gözlemlemek mümkündür. Cevher G1 galerisi girişinde masif yapıli iken, Kamadığılı deresi çevresinde kırmızı biyomikritler içinde, bu biyomikritler ile eş zamanlı olarak oluşan bantlı cevheri görmek mümkündür. Bunun yanında G1 galerisinin kuzeyinde tüfler içinde tüflerle eş zamanlı olarak oluşan bantlı cevher yapıları saha çalışmalarında gözlenmiştir. Cevher içeren bu birimler Çağlayan Formasyonuna ait bazik volkanitler tarafından örtülmektedir. Saha çalışmalarında bazik volkanitler içinde herhangi bir cevher oluşumu izlenmemiştir. Bu durum Kutanit cevherleşmesinin Kızılkaya Formasyonu içindeki birimlerle uyumlu (eş zamanlı) olarak oluştuğunu ve bazik volkanitlerin cevherli birimleri üzerlediğini göstermektedir.

Giresun'dan Artvin'e kadar uzanan bölgedeki masif sülfid yatakların tamamı Kızılkaya Formasyonu'nun üst seviyelerinde bu birim ile eş zamanlı olarak oluşmuştur (Özgür, 1993; Abdioğlu 2008; Çöl, 2012; Revan, 2010; Revan vd., 2017). Yine bölgedeki bu yatakların Çağlayan Formasyonu'na ait bazik volkanitler tarafından örtüldüğü bilinmektedir. Kutanit cevherleşmesinin bölgedeki diğer masif sülfidlerde olduğu gibi Kızılkaya Formasyonu içinde eş zamanlı olarak oluşması ve Çağlayan Formasyonu'na ait bazik volkanitler tarafından uyumlu olarak örtülmesi bu yatağın masif sülfid tipte olabileceğini göstermektedir. Bunun yanında bölgedeki diğer masif

sülfitlerde olduğu gibi Kutanit cevherleşmesinin alt seviyelerindeki ağsal ve saçınımlı cevher yapıları hidrotermal çözeltilerin geçiş kanallarını oluşturmaktadır. Bu ağsal zonun üzerindeki masif bantlı siyah cevher ve en üst seviyelerdeki kırmızı biyomikritler ve tuf seviyeleri içindeki bantlı cevher yapıları Kutanit cevherleşmesinin yan kayaçlarla eş zamanlı olarak oluştuğunu göstermekte ve bölgedeki masif sülfitlerle benzer özellikler sunmaktadır.

Bölgedeki masif sülfid yataklar pirit, kalkopirit, sfalerit, galen ile birlikte fahlerz, bornit ve idahit içeren basit bir mineralojiye sahiptir. Bu yataklarda cevher minerallerine gang olarak kuvars ve kalsit ile birlikte barit eşlik etmektedir. Kutanit cevherleşmesindeki mineralojik bileşimi de bölgedeki diğer masif sülfitlerle oldukça benzer yapıdadır. Her ne kadar bazı araştırmalarda hidrotermal tip yatak olarak tanımlanmış olsa da bu çalışmada gözlemlenen yan kayaç özellikleri, cevher yapıları ve mineralojisi Kutanit cevherleşmesinin bölgedeki masif sülfid yataklardan birisi olduğunu göstermektedir.

4.2. Hidrotermal Çözeltilerin Bileşimi ve Kökeni

Sıvı kapanım ölçümleriyle hidrotermal çözeltilerin bileşiminde bulunan olası tuz türlerini ve bu çözeltilerin tuzluluk miktarlarını belirlemek mümkündür (Shepherd vd., 1985; Wilkinson, 2001; Kerkhof ve Hein, 2001). Bu çalışmada kuvars, kalsit ve sfalerit minerallerinde ölçülen sıvı kapanımların T_{fm} sıcaklıkları -20,6 ile -48,9 °C arasında değişmektedir. Bu değerleri çeşitli tuz-su sistemlerinin ötektik sıcaklıkları ile kıyasladığımızda sıvı kapanımların bileşimlerinin tek bir tuz türünden ziyade farklı tuz bileşenlerinin karışımından oluştuğu anlaşılmaktadır. Bunlardan -20,6 °C'ye yakın değerler sıvı kapanımların bileşimlerinin NaCl baskın olduğuna işaret ederken, -48,9 °C'ye yakın değerler bu kapanımların bir miktar $CaCl_2$ ve $MgCl_2$ türü tuzlar içerebileceğini göstermektedir.

Sıvı kapanımların bileşimindeki $MgCl_2$ ve $CaCl_2$ türü tuzlar benzer çalışmalarda ya bu çözeltilerin okyanus suyu ile etkileşimi ile açıklanmakta (German vd., 2003; Neng vd., 1999) veya hidrotermal çözeltilerin bileşiminde okyanus suyu bulunan

sedimanların içinden geçişi sırasındaki etkileşimle açıklanmaktadır (Gökçe ve Bozkaya, 2003; Demir vd., 2015). Bu çalışmada da sıvı kapanımların bileşimindeki $MgCl_2$ ve $CaCl_2$ türü tuzlar, Kutanit cevherleşmesini oluşturan hidrotermal çözeltilerin okyanus suyu ile etkileşiminin göstergesi olarak kabul edilmiştir.

Sıvı kapanımlardan ölçülen tuzluluk miktarları da bu hidrotermal çözeltilerin okyanus suyu ile etkileşim içinde olduğunu doğrulamaktadır. Çünkü sıvı kapanımlardan hesaplanan tuzluluk miktarlarının önemli bir kısmı ~ 3.5 ağırlık % NaCl eşd. tuzluluk değerine oldukça yakın olup bu değerler okyanus suyunun ortalama tuzluluk miktarına karşılık gelmektedir (Çöl, 2012; Revan vd., 2017). 3.5 ağırlık % NaCl eşdeğeri tuzluluk değerlerine çok yakın olan bu sıvı kapanımların tuzluluk-Th grafiği üzerindeki yönsemesi de iki farklı çözeltinin izotermal karışım trendi ile uyumludur. Bu durum hidrotermal çözeltilerin okyanus suyu ile karışımına bağlı olarak tuzluluk miktarının dengelendiğini göstermesi bakımından önemlidir.

Tuzluluk-Th grafiği üzerindeki II numaralı trend ise yüksek tuzluluğa sahip hidrotermal çözeltilerin düşük tuzluluğa sahip çözeltiler ile karışması sonucu tuzluluk miktarının seyreltilmesi trendi ile uyumluluk göstermektedir. Benzer bir trendi elde eden Çöl (2012) bu trendi meteorik çözelti girişiyle açıklamış, meteorik çözeltilerin deniz tabanında masif sülfidlerin oluşum derinliğine kadar ulaşabileceğini savunmuştur. Ancak bu çalışmada II numaralı hidrotermal çözeltilerin meteorik çözeltiler ile seyreltilmesi trendinde en düşük tuzluluk miktarının okyanus suyunun tuzluluk miktarının altına düşmediği gözlenmektedir. Eğer ortama meteorik çözelti girişi olsaydı bu tuzluluk miktarının azalarak tuzluluğu 0'a çok yakın olan meteorik çözeltilerin tuzluluğuna yaklaşması gerekirdi. Halbuki bu çalışmada azalan tuzluluk trendinin alt limiti okyanus suyunun tuzluluğuna kadar düşmektedir. Bu verilerden hareketle II numaralı trendin tuzluluk değeri, kısmen yüksek olan hidrotermal çözeltilerin meteorik çözeltiler yerine okyanus suyu ile karışması sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Kutanit cevherleşmesinde bulunan pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen minerallerinden ölçülen kükürt izotop değerleri 6.1 ile 7.8 ‰ arasında değişmektedir. Bu değerler bazik magmatik kayaların izotop bileşiminden (-3 ile +3 ‰ arası) oldukça

farklı olup asitik magmatik kayaların izotop bileşimine (-10 ile +10 % arası) yakındır (Ohmoto ve Rye, 1979; Hoefs, 1987; Solomon vd., 2004). Bu durum Kutanit cevherleşmesini oluşturan hidrotermal çözeltilerin asitik magmatik çözeltilerle ilişkili olduğunu göstermektedir.

Bölgedeki masif sülfid yataklardan rapor edilen kükürt izotop sonuçları -3 ile 11 ‰ arasında değişmektedir (Çağatay ve Eastoe, 1995; Abdioğlu, 2008; Kabaoğlu, 2010; Revan, 2010; Revan vd., 2017). Kutanit cevherleşmesindeki izotop sonuçları ile oldukça benzer olan bu değerler ilgili çalışmalarda dasitik mağmatizma ile ilişkilendirilmiştir. Bundan dolayı bu çalışmada Kutanit cevherleşmesini oluşturan hidrotermal çözeltilerin dasitik mağmatizmanın ürünü olabileceği kanısına varılmıştır.

4.3. Kutanit Cevherleşmesinin Oluşum Koşulları

Sıvı kapanım çalışmalarına göre Kutanit cevherleşmesinin oluşum sıcaklığı 140 ile 384 °C arasında değişmektedir. Bu sıcaklık değerleri çeşitli yatak tiplerinin sıcaklık değerleri ile kıyaslandığında (Şekil 25) Kutanit cevherleşmesinin oluşum sıcaklığının masif sülfitlerin karakteristik sıcaklıklarıyla uyumlu olduğu görülmektedir.

Sıvı kapanımların Th histogramı üzerindeki dağılımları iki farklı dağılım aralığı vermektedir (Şekil 24). Bunlardan ilk gruptaki sıvı kapanımların Th sıcaklığı 140 ile 280 °C arasında iken, ikinci grubun dağılım aralığı 280 ile 380 °C arasında değişmektedir. Doğu Karadeniz Bölgesindeki masif sülfid yataklardan rapor edilen Th sıcaklıkları oldukça değişkenlik göstermektedir. En düşük sıcaklık değerlerinin rapor edildiği Tunca yatağında bu değerler 152 ile 255 °C arasında değişirken (Revan vd., 2017), Murgul yatağında rapor edilen değerlerin 240–452 °C'ye kadar çıktığı görülmektedir (Gökçe, 2001). Bunların yanında Çayeli ve Elmaalan yataklarından (Kabaoğlu, 2010; Çöl, 2012) daha vasat değerler rapor edilmiştir. Buna göre Kutanit cevherleşmesinin oluşum sıcaklığı bölgedeki masif sülfid yataklar arasında ortalama değerlere sahiptir.

Bu yataklar arasındaki sıcaklık farklarının en önemli sebebi her bir yataktan rapor edilen Th sıcaklıklarının bütün yatağı temsil edecek şekilde sistematik olarak derlenmemesi olabilir. Zira ağsal, masif, bantlı ve breşik seviyelerdeki çözelti davranışlarının sistematik olarak incelendiği bir çalışmanın olmayışı rapor edilen sıcaklık değerlerinin sağlıklı bir şekilde kıyaslanmasını zorlaştırmaktadır. Bu farklı seviyelerin sistematik olarak örneklenmesinin zorluğunun yanında masif sülfid yataklara ait örneklerin nadiren sıvı kapanım içermesi her bir zonun sağlıklı bir şekilde değerlendirilmesini zorlaştıran diğer bir etkidir. Bu çalışmada da farklı seviyelerden örnek derlenmesine rağmen ölçüme uygun kapanımlar yalnızca ağsal, saçınımlı ve masif cevher seviyelerinde gözlemlenmiştir.

Diğer bir etken ise bu tür yataklarda sıcaklık değerlerinin yatak içinde ani değişimler göstermesidir. Large (1992) ve Tornos vd. (2015)'e göre çözeltinin çıkış bacası çevresinde sıcaklık yüksek olup, bacadan uzaklaştıkça ani olarak düşme göstermektedir. Araştırmacılar masif sülfid yataklarda Cu'nun çıkış bacası etrafında zenginleşmesini bu yüksek sıcaklık şartlarıyla ilişkilendirmişlerdir. Buna göre Cu 280 °C'nin üzerindeki sıcaklıklarda çözelti içinde kalabilmekte, sıcaklığın düşmesi çökeltme göstermektedir. Aynı çalışmada Pb ve Zn'nin çözelti içinde Cu'ya kıyasla daha düşük sıcaklıklara kadar çözünmüş olarak kalabildiği, bundan dolayı çözelti bacasının etrafında dış zonlara doğru yayılım gösterdiği belirtilmektedir. Lu (1983)'e göre ise masif sülfid yataklardaki sıvı kapanımların Th ve tuzluluk değerlerinin çok fazla değişkenlik göstermesinin esas nedeni sıcak hidrotermal çözeltilerin soğuk deniz suyu ile karışması sonucu meydana gelen kaynama olabileceğini savunmaktadır. Bütün bu veriler bölgedeki masif sülfid yataklardan rapor edilen sıcaklık değerlerinin çok değişken olmasında rol oynayabileceğinden, bunlardan hangisi veya hangilerinin bölgedeki yatakların farklı sıcaklık değerlerine sahip olmasında etken olduğunu ortaya koymak bu çalışmada olası olmamıştır.

Kutanit masif sülfid cevherleşmesinden ölçülen bütün sıvı kapanımların ortalama Th sıcaklığı 243 °C, bu kapanımların tuzlulukları ise 4,8 ağırlık % NaCl eşdeğeridir. Kükürt izotoplarından hesaplanan dengelenme sıcaklıklarının ortalaması ise 247 °C (321, 341, 380 °C) olarak hesaplanmıştır. Kükürt izotoplarından hesaplanan bu bağımsız

termometre kullanılarak Kutanit cevherleşmesinin ortalama oluşum basıncı 740 bar olarak hesaplanmıştır. Ancak kükürt izotoplarından hesaplanan dengelenme sıcaklıklarının büyük ölçüde Tip II sıvı kapanımlardan ölçülen Th sıcaklıklarıyla uyumlu olduğu görülmektedir (Şekil 24). Bu durumun nedeni izotop ölçümlerinin Tip II kapanımların ölçüldüğü örneklerle karşılık gelmesidir. Bundan dolayı basınç değerlerinin hesaplanmasında Tip II kapanımların ortalama Th sıcaklığı ve tuzluluk değerlerini dikkate almak daha sağlıklı olacaktır. Bundan dolayı Tip II sıvı kapanımların ortalama Th (318 °C) sıcaklığı ve tuzluluk değerleri (7,2 ağırlık % NaCl eşd.) dikkate alınarak basınç değerleri ayrıca hesaplanmıştır. Buna göre Tip II kapanımların ortalama Th ve tuzluluk değerleri ile birlikte kükürt izotoplarından hesaplanan ortalama dengelenme sıcaklığı dikkate alınarak Kutanit cevherleşmesinin oluşum basıncı 310 bar olarak bulunmuştur. En düşük bağımsız termometre olan 321 °C dikkate alındığında ise bu değer 120 bar'a kadar düşmektedir. Bu basınç değerleri hidrostatik basınç şartları dikkate alındığında 1223 m derinliğe karşılık gelmektedir.

Shikazono (2003) Kuroko tipi yataklarda hidrotermal çözeltilerin basınç-sıcaklık durumunun kaynama eğrisine yakın olması durumunda bu yatakların oluşum derinliğinin 1000-1500m arasında değişkenlik gösterebileceğini savunmaktadır. Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki masif sülfid yataklardan birisi olan Tunca yatağından rapor edilen oluşum derinliği 500 m'nin altında (Revan vd., 2017) olup Shikazono (2003) verilen derinlik değerlerinden oldukça uzaktır. Buna karşın Elmaalan yatağından rapor edilen oluşum derinliği 1344 m'ye ulaşmaktadır (Çöl, 2012). Kutanit masif sülfid cevherleşmesindeki Tip-II sıvı kapanımlardan ölçülen Th sıcaklıklarının ortalaması olan 318 °C, Hannington vd. (1999) tarafından verilen deniz suyu içindeki çözeltilerin kaynama eğrisi üzerinde yaklaşık 1275 m derinliğe karşılık gelmektedir. Bu derinlik Elmaalan yatağının oluşum derinliğine yakın iken, Tunca yatağından oldukça derindir.

Kutanit ve Elmaalan cevherleşmeleri saçınımlı ve ağsal cevher ile birlikte kuroko tipi yataklarda karakteristik olan masif ve bantlı cevher seviyeleri ile karakteristiktir. Buna karşın Doğu Karadeniz Bölgesindeki masif sülfid yataklardan birisi olan Tunca madeni masif cevher seviyesinin bulunmadığı, yalnızca dasit ve piroklastları içindeki saçınımlı ve ağsal cevher ile karakteristiktir (Revan vd., 2017). Masif sülfid yataklardaki

sülfid çökelimi pek çok araştırmacıya göre sıcak çözeltiler ile soğuk deniz suyunun ani karışması sonucu gerçekleşmektedir (Ohmoto ve Skinner, 1983; Ohmoto, 1996; Tornos vd., 2015). Ancak çözeltili karışımı tezi tek başına Doğu Karadeniz Bölgesindeki yatakların neden bir kısmında masif cevher içerirken, bir kısmının içermediğini açıklamamaktadır.

Diğer bazı çalışmalarda ise deniz tabanına çıkan çözeltilerden sülfid çökeliminin derin masif sülfidlerde gelişirken, sığ derinliklerde oluşan masif sülfidlerde gelişmediği belirtilmektedir (Turner ve Campbell., 1987; Suzuki vd., 2008; Tornos vd., 2015). Bu durum Kutanit ve Elmaalan cevherleşmeleri masif cevher seviyesini içerirken, neden Tunca madeninin masif cevher içermediğini açıklamaktadır. Bölgedeki diğer yatakların oluşum derinlikleri üzerine yapılacak detaylı çalışmalar bu durumu aydınlatmaya katkı sağlayacaktır.

5. SONUÇLAR

Kutanit cevherleşmesi Turoniyen-Santoniyen yaşlı Kızılkaya Formasyonu'nun üst seviyelerinde dasit ve piroklastları içinde yan kayaçlarla eş zamanlı olarak oluşmuştur. Alt seviyelerdeki saçınımlı ve ağsal cevherin üzerine masif cevher gelmekte, bu masif cevher seviyesi de kırmızı biyomikritler ve tüfler içindeki bantlı cevher seviyeleri ile devam etmektedir. Çağlayan Formasyonu'na ait bazik volkanitler Kızılkaya Formasyonu'na ait dasit ve piroklastları ile bu cevherli seviyeleri örtmektedir. Sahada gözlenen saçınımlı, ağsal, masif, bantlı ve breşik cevher yapıları masif sülfid yatakları için karakteristik cevher yapılarıdır. Kutanit cevherleşmesinin bu yan kayaç ve cevher yapısı özellikleri Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki masif sülfid yatakları ile benzerlik göstermektedir.

Saha ve mikroskop çalışmalarına göre Kutanit cevherleşmesinin mineral parajenezi pirit, kalkopirit, sfalerit, galen, fahlerz, bornit ve idahit minerallerinden oluşmaktadır. Cevher minerallerinin dokusal ilişkileri Kutanit cevherleşmesinin iki farklı evrede oluştuğunu göstermektedir. Kovelin, kalkozin, malahit, azurit ve hematit süperjen evrenin ürünüdür.

Sülfid minerallerinden yaptırılan Kükürt izotop sonuçları 6.1 ile 7.8 ‰ arasında değişmektedir. Bu izotop sonuçları bölge genelindeki masif sülfidlerin izotop bileşimleriyle oldukça benzer olup Kutanit cevherleşmesini oluşturan hidrotermal çözeltilerin asidik magmatik çözeltilerle ilişkili olduğunu göstermektedir.

Mineral kimyası analizlerine göre piritlerin çok düşük Co ve Ni içerikleri hidrotermal çözeltilerin asidik karakterli bir kaynaktan türediğine işaret etmektedir. Sfaleritlerin Zn/Cd oranları da benzer şekilde asidik kökenli hidrotermal çözeltiler ile ilişkilendirilmiştir. Ayrıca sfaleritlerin çok düşük Fe oranları düşük sıcaklık şartları ile ilişkilendirilebilir. Pirit minerallerinde gözlenen ve düşük sıcaklık şartlarını karakterize eden koloidal dokular bu düşük sıcaklık şartlarını destekler niteliktedir.

Sıvı kapanımların ötektik sıcaklıklarına göre hidrotermal çözeltilerin bileşimde saptanan CaCl_2 ve MgCl_2 türü tuzlar bu çözeltilerin okyanus suyu ile etkileşim halinde olduğunu göstermektedir. Sıvı kapanımların okyanus suyunun tuzluluk miktarına (% 3.5 ort.) çok yakın olan tuzlulukları (4.8 ağırlık % NaCl eşd.) hidrotermal çözeltilerin okyanus suyu ile etkileşim halinde olduğunu destekler niteliktedir.

Sıvı kapanım çalışmalarına göre Kutanit cevherleşmesinin oluşum sıcaklığı 140 ile 380 °C arasında değişmektedir. Kükürt izotoplarından hesaplanan dengelenme sıcaklıkları da sıvı kapanımların Th sıcaklıkları ile benzer aralıklarda değişim gösterir. Sıvı kapanım ve kükürt izotop analizlerinden elde edilen bu sıcaklıklar bölge genelindeki masif sülfidlerin oluşum sıcaklıklarına yakın değerlerdir.

Bağımsız termometre yöntemiyle sıvı kapanımlardan hesaplanan cevherleşmenin en düşük oluşum derinliği 1223 m'ye karşılık gelmektedir. Hesaplanan bu derinlik masif sülfidlerdeki sülfid çökelimi için uygun olup Kutanit cevherleşmesinin sülfid potansiyelinin olduğunu düşündürmektedir.

Bu çalışmada elde edilen bulgular sahada yapılan eski madencilik çalışmalarının yeterince detaylandırılmadığını göstermektedir. Sahada yapılan arama çalışmalarının da günümüz şartlarına göre oldukça yetersiz olduğu görülmüştür. Bundan dolayı Kutanit cevherleşmesinin rezerv çalışmalarının detaylandırılması ekonomik potansiyelinin ortaya çıkarılmasına olanak sağlayacaktır.

6. ÖNERİLER

Doğu Karadeniz Bölgesi masif sülfid tip yatakların yaygın olduğu önemli bir metalojenik provenstir. Bölgedeki bilinen masif sülfidlerin tamamı Turoniyen-Santoniyen yaşlı Kızılkaya Formasyonu'nun üst seviyelerinde dasit ve piroklastları içinde yan kayaçlarla eş zamanlı olarak oluşmuştur. Bu tez kapsamında yapılan çalışmalar, Kutanit cevherleşmesinin bölgedeki masif sülfidlerle benzer özellikler gösterdiğini ortaya koymuştur. Bu durum bölgede geniş alanlarda yayılım gösteren Kızılkaya formasyonunun masif sülfid tip yataklar için önemli bir klavuz seviye olduğu düşüncesini destekler niteliktedir. Bundan dolayı Kızılkaya formasyonu üzerine yapılacak detaylı saha çalışmalarının yeni masif sülfid yataklarını ortaya çıkarması kuvvetle muhtemeldir.

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde çok sayıda masif sülfid tip yatağın bulunmasına karşın, rezervlerinin düşük oluşu nedeniyle bu yataklardan çok azı ekonomik olarak işletilebilmektedir. İşletme maliyetlerini düşürmesi bakımından bölge genelinde belirli merkezlere yapılacak zenginleştirme tesislerinin bu yatakların ülke ekonomisine kazandırılmasında önemli rol oynayacağına inanılmaktadır.

KAYNAKLAR

- Abdioğlu, E., 2008.** Kutlular (Sürmene, Trabzon) Masif Sülfid Yatağı Hidrotermal Alterasyonunun Kil Mineralojisi, Jeokimyası, Duraylı İzotop Özellikleri ve Kökeni , Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 240s.
- Aksoy, A. ve Buzkiran, M., 1980.** Artvin Arhavi Kutanit Pb Zn Cu Aramaları Jeofizik İp Etüdü. Rapor no: 6725 MTA Ankara.
- Aslaner, G., 1971.** Arhavi-Kutanit Cevherleşmesinin Mineralojik İncelemesi, MTA Dergisi, 77, 38-56.
- Aslaner, M., 1977.** Türkiye bakır-kurşun-çinko yataklarının jeolojik ve bölgesel sınıflamasıyla plaka tektoniği yönünden incelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Yerbilimleri Fakültesi, Yayın No: 12, Trabzon.
- Aslaner, M. ve Gedikoğlu, A., 1984.** Harşit vadisi (Tirebolu-Giresun) metalik cevherleşme tipleri, Karadeniz Üniversitesi Jeoloji Dergisi, 3, 1-15.
- Aydın, F., Karşı, O. ve 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.
- Aydın, F., Thompson, R., Karşı, O., Uchida, H., Burt, J.B. ve 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 İndicator 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.
- Bodnar, R.J. ve 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.
- Bodnar, R.J., 1993.** Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solution, Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 683-884.
- 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.

- Boztuğ, D., Erçin, A.I., Kuruçelik, M.K., Göç, D., Kömür, I. ve Iskenderoglu, A., 2006.** Geochemical characteristics of the composite Kaçkar batholith generated in a Neo- Tethyan convergence system, eastern Pontides, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 286-302.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G.A. ve 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.
- 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, 80s.
- Cook, N.J., 1996.** Mineralogy of the sulphide deposits at Sulitjelma, northern Norway, *Ore Geology Reviews*, 11, 303-338.
- Craig, J.R. ve Vaughan, D.J., 1994.** Ore microscopy and ore petrography, 2nd. Edition. Wiley-interscience, New York, 434s.
- Çağatay, M.N., 1993.** Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits: examples from Turkey, *Economic Geology*, 88, 606-621.
- Çağatay, M.N. ve Eastoe, C.J., 1995.** A sulfur isotope study of volcanogenic massive sulfide deposits of the Eastern Black Sea Province, Turkey, *Mineralium Deposita*, 30, 55-66.
- Çiftçi, E. ve Hagni, R.D., 2005.** Mineralogy of Lahanos deposit a Kuroko-type volcanogenic massive sulfide deposits from Eastern Pontides (Giresun-NE Turkey), *Geological Bulletin of Turkey*, 48, 1, 58-64.
- Çiftçi, E., Hagni, R.D., Yalçınalp, B. ve Kolaylı, H., 2001.** Mineralogical and geochemical characteristics of Turkish massive sulfide deposits and a comparison to Kuroko-type deposits. In: Richard D. Hagni (ed), *Studies on ore deposits, Mineral Economics and Applied Mineralogy: with emphasis on Mississippi Valley-Type Base metal and Carbonatite-related ore deposits*, University of Missouri-Rolla, 308-320.
- Çiftçi, E., Kolaylı, H. ve Tokel, S., 2005.** Lead arsenic soil geochemical study as an exploration guide over Killik volcanogenic massive sulfide deposit, northeastern Turkey, *Journal of Geochemical Exploration*, 86, 49-59.
- Çoğulu, E., 1975.** Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrolojik ve Jeokronometrik Araştırmalar. İstanbul Teknik Üniversitesi Yayını, no. 1034, İstanbul.

- Çöl, L., 2012.** Elmaalan (Arsin-Trabzon) Masif Sülfit Cevherleşmesinin Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 120s.
- Demir, Y., 2005.** Istala ve Köstere (Zigana/Gümüşhane) Cu-Pb-Zn Madenleri ve Yan Kayaçlarının Mineralojisi ve Dokusal Özelliklerinin Karşılaştırılmalı İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 96s.
- Demir, Y., Uysal, İ. ve Sadıklar, M.B., 2013.** Mineral Chemical Investigation on Sulfide Mineralization of the Istala Deposit, Gümüşhane, NE-Turkey, Ore Geology Reviews, 53, 306-317.
- Demir, Y., Uysal, İ., Sadıklar, M.B., Ceriani, A., Hanilçi, N. ve Müller, D., 2015.** Mineralogy, mineral chemistry, fluid inclusion, and stable isotope investigations of the Kabadüz ore veins, Ordu, NE-Turkey, Ore Geology Reviews, 66, 82-98.
- Dibenedetto, F., Bernardini, G.P., Costagliola, P., Plant, D. ve Vaughan, D., 2005.** Compositional zoning in sphalerite crystals, American Mineralogist, 90, 1384-1392.
- Dokuz, A., 2000.** Yusufeli (Artvin) Yöresinin Jeolojisi, Jeotektoniği, Magmatik Metamorfik Kayaçların Jeokimyası ve Petrojenezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 310s, Trabzon.
- Dokuz, A., Aydınçakır, E., Kandemir, R., Karşı, O., Siebel, W., Derman, A. S. ve Turan, M., 2017.** Late Jurassic Magmatism And Stratigraphy İn The Eastern Sakarya Zone, Turkey: Evidence For The Slab Breakoff Of Paleotethyan Oceanic Lithosphere, The Journal of Geology, 125, 1, 1-31.
- Dokuz, A., Karşı, O., Chen, B. ve Uysal, İ., 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.
- Eren, M., 1983.** Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes _ncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 197s.
- Ergin, A., 1970.** Artvin-Arhavi Cu, Zn, Pirit Sahasının Jeoloji Raporu, MTA Derleme No: 5695.
- Eyüboğlu, İ., 1978.** Artvin-Arhavi-Y. Kutanit (Tepeköy) Yöresi'nin Ayrıntılı Jeoloji Raporu. Rapor no: 6623 MTA Ankara.
- Field, C.W. ve Fifarek, R.H., 1985.** Light Isotope Systematics in the Epitermal Environment, in Berger, B. R., Bekte, P. M., Eds., Geology and Geochemistry of Geothermal Systems, Reviews in Economic Geology, 2, 99-128.

- Germann, K., Lüders, V., Banks, D.A., Simon, K. ve Hoefs, J., 2003.** Late Hercynian polymetallic vein-type base metal mineralization in the Iberian Pyrite belt: fluid inclusion and stable-isotope geochemistry (S–O–H–C), *Mineralium Deposita*, 38, 953-967.
- Gökçe, A., 2001.** Fluid inclusion, Oxygen and Hydrogen isotope studies of the Çakmakkaya and Damarköy (Murgul-Artvin) copper deposits and their significances on the genesis of these deposits, *Geological Bulletin of Turkey*, 44, 2, 23-37.
- Gökçe, A. ve Bozkaya, G., 2003.** Fluid inclusion and stable isotope characteristics of the inler Yaylası lead zinc deposits, northern Turkey, *International Geology Reviews*, 45, 1044-1054.
- Gülibrahimoğlu, İ. ve Çağlar, O., 1993.** Çamlıköy, Peronit, Sivrikaya, Tepeköy, Kutanit, Artvin Yöreleri'nin Maden Jeolojisi Raporu. Rapor no: 9664 MTA Ankara.
- Gürsoy, H., Öztürk, A. ve İnan, S., 1993.** Kelkit (Gümüşhane) ve Yakın Dolayının Tektonostratigrafik Gelişimi, A. Suat Erk Sempozyumu Bildiriler, 53-64.
- 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 Mineralogy*, 16, 180-195.
- 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 Açınısama Nitelikli Türkiye Jeoloji Harita Serisi.
- Hacıalioglu, T., 1983.** Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes incelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 121s.
- Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H. ve Sillitoe, R.H., 1999.** Volcanogenic gold in the massive sulfide environment, *Reviews Economic Geology*, 8, 325-356.
- Hoefs, J., 1987.** Stable isotope Geochemistry, Springer Verlag, Berlin, 241p.
- Hoefs, J., 2004.** Stable Isotope Geochemistry, Fifth revised and updated edition. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 244 pp.
- Holten, T., Jamtveita, B. ve Meakina, P., 2000.** Noise and oscillatory zoning of minerals, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 11, 1893-1904.

- Jonasson, I.R. ve Sangster, D.F., 1978.** Zn/Cd ratios for sphalerites from some Canadian sulfide ore samples, Geological Survey, 78, 195-201.
- Kabaoğlu, E., 2010.** Çayeli (Rize) masif sülfür yatağının jeolojik ve jeokimyasal özellikleri, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 125s.
- Kahraman, İ., Şatır, F. ve Çağlar, O., 1987.** Rize Fındıklı Arhavi Hopa Yusufeli Kuzeyi Yörelerinin Jeolojisi ve Cevherleşmelerinin Etüdü. Rapor no: 8406 MTA Ankara.
- Kandemir, R., 2004.** Gümüşhane Yakın Yörelerindeki Erken- Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu'nun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 274s.
- Karlı, O., Aydın, F. ve Sadıkar, 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.
- Karlı, O., Chen, B., Aydın, F. ve Şen, C., 2007.** Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sarıççek 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.
- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, J., 2010.** Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination, Lithos, 114, 109-120.
- Karlı, O., Uysal, İ., Ketenci, M., Dokuz, A., Aydın, F., Kandemir, R. ve 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. ve 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.
- Kerkhof, V.D. ve Hein, U., 2001.** Fluid inclusion petrography, Lithos, 55, 27-47.
- Ketin, İ., 1951.** Bayburt Bölgesinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, 16, 113-127.
- Kırmacı, M. Z., Koch, R. and Bucur, J. I. 1996.** An Early Cretaceous section in the Kırcaova area (Berdiga Limestone, NE-Turkey) and its correlation with platform carbonates in W-Slovenia, Facies, 34, 1-22.

- Kırmacı, M. Z., Yıldız, M., Kandemir, R. ve Eroğlu-Gümrük, T., 2018.** Multistage Dolomitization İn Late Jurassic–Early Cretaceous Platform Carbonates (Berdiga Formation), Başoba Yayla (Trabzon), NE Turkey: Implications Of The Generation Of Magmatic Arc On Dolomitization, Marine and Petroleum Geology, 89, 515-529.
- Knight, C. L. ve Bodnar, R. J., 1989.** Synthetic Fluid Inclusions: IX. Critical PVTX Properties of NaCl-H₂O Solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 3-8.
- Koprivica, D., Markov, C. ve Pejatović, S., 1971.** Hopa-Kavak-Gürgençlik Sahası 1/10.000 Ölçekli Jeolojik Etüd Raporu. Rapor No: 12675 MTA Ankara.
- 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.
- Kovenko, V., 1925.** Peronit Mıntıkasındaki Bakır ve Manganez Madenleri Hakkındaki Rapor. Rapor No:307, MTA-Ankara.
- L'Heureux, I. ve 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.
- Large, R.R., 1992.** Australian volcanic hosted massive sulfide deposits: features, styles and genetic models, *Economic Geology*, 87, 471-510.
- Lu, K.I., 1983.** Geology and Geochemistry of the Uchinotai-East Ore Deposit, Kosaka mine, Akita Prefecture, Japan, *Mining Geology*, 33, 367-384.
- Moore, W.J., McKee, E.H. ve 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.
- Neng, J., Jiuhua, X. ve Mianxin, S., 1999.** Fluid inclusion characteristics of mesothermal gold deposits in the Xiaoginling district, Shaanxi and Henan Provinces, Peoples Republic of China, *Mineralium Deposita*, 34, 150-162.
- Ohmoto, H. ve Rye, R.O., 1979.** Isotopes of Sulfur and Carbon: in Barnes, H. L. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd, ed., p. 509-567. John Wiley & Sons, New York.
- Ohmoto, H.H. ve Skinner, B.J., 1983.** The kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits: preface and summary of new findings, *Economic Geology Monograph*, 5, 1-8.

- Ohmoto, H.H., 1996.** Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the kuroko perspective, *Ore Geology Reviews*, 10, 135-177.
- Okay, A., 1983.** Ağvanis Metamorfikleri ve Çevre Kayaçlarının Jeolojisi, *MTA Dergisi*, 1, 56-71.
- Okay, A.I. ve Şahintürk, Ö., 1997.** Geology of the Eastern Pontides, In: A.G. Robinson, (ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, AAPG Memorial, 68, 291-311.
- Okay, A.I. ve 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.
- Özgür, N., 1993.** Volcanogenic Massive Sulfide Deposits in the East Pontic Metallotect, NE Turkey, *Resource Geology Special Issue*, 17, 180-185.
- Öztan, A.F., 1974.** Arhavi'nin Güney Doğusunda 14214 Nolu (Zn) ve 14319 Nolu (Pb) ruhsat sahası Prospeksiyon Raporu. Rapor No:12801. MTA Ankara.
- Pejatović, S., 1979.** Metallogeny of the Pontid- Type Massive Sulphide Deposits, Mineral Geochemistry of Massive Sulphide- Associated Hydrothermal Sediments of the Brunswick Horizon, Bathurst Mining Camp, New Brunswick, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33, 252-283.
- Pelin, S., 1977.** Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, *Karadeniz Teknik Üniversitesi Yayını*, 87, 103-113.
- Popovic, R., 2004.** Murgul - Artvin - Maradit Yöresinde (KD Türkiye) Altın İçeren Cevherleşmeler, *MTA Dergisi*, 129, 17-28.
- Revan, M.K., 2010.** Doğu karadeniz bölgesi volkanojenik masif sülfid yataklarının tip özelliklerinin belirlenmesi, *Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi*, 320s.
- Revan, M.K., Genç, Y., Maslennikov, V.V., Ünlü, T., Delibaş, O. ve Hamzaçebi, S., 2013.** Doğu karadeniz bölgesi (KD Türkiye) volkanojenik masif sülfid yatakları cevher fasiyeslerine ait bazı özgün bulgular, *MTA Dergisi*, 147, 73-90.
- Revan, M.K., Hisatani, K., Miyamoto, H., Delibaş, O., Haniççi, N., Aysal, N., Özkan, M., Çolak, T., Karşı, Ş. ve Peytcheva, I., 2017.** Geology, U-Pb geochronology, and stable isotope geochemistry of the Tunca semi-massive sulfide mineralization, Black Sea region, NE Turkey: Implications for ore genesis, *Ore Geology Reviews*, 89, 369-389.
- 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.

- Sato, T., 1992.** Volcanogenic Massive Sulfide Deposits – with Special Reference to Kuroko Type Deposits, Geological Survey of Japan.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. ve Aiderton, D.H.M., 1985.** A practical guide to fluid inclusion studies, Blackie and Son Limited, Glasgow (UK), 235s.
- Shikazono, N., 2003.** Geochemical and Tectonic Evolution of Arc-Backarc Hydrothermal Systems, Elsevier, 463s.
- Sofracioğlu, D. ve 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 Sciences, 22, 588-610.
- Solomon, M., Tornos, F., Large, R.R., Badham, J.N.P., Both, R.A. ve Zaw, K., 2004.** Zn-Pb-Cu Volcanic- Hosted Massive Sulphide Deposits: Criteria For Distinguishing Brine Pool- Type From Black Smoker- Type Sulphide Deposition, Ore Geology Reviews, 25, 3-4, 259-283.
- Suzuki, R., Ishibashi, J.I., Nakaseama, M., Konno, U., Tsunogai, U., Gena, K. ve Chiba, H., 2008.** Diverse range of mineralization induced by phase separation of hydrothermal fluid: case study of the Yonaguni Knoll IV hydrothermal field in the Okinawa Trough back-arc basin, Resource Geology, 58, 267-288.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, I., 1980.** Remnants of pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys. Geological Society of America, 91, 599-609.
- Taşlı, K., 1990.** Gümüşhane-Bayburt yörelerindeki Üst Jura-Alt Kretase karbonat istiflerinin stratigrafik, paleocografik ve mikropaleontolojik incelemesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 223s.
- Terlemez, İ., 1986.** Fındıklı-Arhavi-Hopa-Ortacalar Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi, Rapor no: 7885 MTA Ankara.
- Tokel, S., 1972.** Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region (NE Turkey), Doktora Tezi, University of College, London.
- Topuz, G., 2000.** Zur Petrologie der metamorphen Gesteine des Pulur-massive, östliche Pontiden, NE-Turkei, Doktora Tezi, Universität Heidelberg, 270.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M. ve Schwarz, W.H., 2004a.** Low-grade metamorphic rocks from the Pulur complex, NE Turkey: implications for the pre- Liassic evolution of the Eastern Pontides, International Journal of Earth Sciences, 93, 72-91.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O. ve Schwarz, W.H., 2004b.** Aluminous granulites from the Pulur complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallization, Lithos, 72, 183-207.

- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Satir, M. ve Dokuz, A., 2005.** Postcollisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey), *Contributions To Mineral and Petroleum*, 150, 441-455.
- Topuz, G., Alther, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A. ve Meyer, H.P., 2007.** Variscan amphibolite facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex. Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey, *International Journal of Earth Sciences*, 96, 861-873.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W.H., Zack, T., Hasözbeek, A., Barth, M., Satir, M. ve Şen, C., 2010.** Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane pluton (NE Turkey), *Lithos*, 116, 92-110.
- Tornos, F., Peter, J.M., Allen, R. ve Conde, C., 2015.** Controls on the siting and style of volcanogenic massive sulphide deposits, *Ore Geology Reviews*, 68, 142-163.
- Turner, J.S. ve Campbell, I.H., 1987.** Temperature, density and buoyancy fluxes in black smoker plumes, and the criterion for buoyancy reversal, *Earth Planetary Science Letters*, 86, 85-92.
- Tüysüz, N. 2000.** Geology, Lithogeochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulphide Deposit, NE-Turkey, *Chemie Der Erde*, 60, 231-250.
- Tüysüz, N. ve Er, M., 1995.** Lahanos (Espiye) ve İsraildere (Tirebolu) Masif Sülfid Cevherleşmeleri Çevresinde Görülen Hidrotermal Alterasyon Zonlarındaki Kimyasal ve Mineralojik Değişimler, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 10, 104-113.
- Ustaömer, T. ve Robertson, A.H.F., 1997.** Tectonic-Sedimentary Evolution of the North-Tethyan Margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In "Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region" (ed. A.G. Robinson), American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir, 68, 255-290.
- Vujanovic, V., 1974.** The basic mineralogic, paragenetic and genetic characteristics of the sulfide deposits exposed in the eastern Black Sea coastal region (Turkey), *MTA Bulletin*, 82, 21-36.
- Wilkinson, J.J., 2001.** Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55, 229-272.
- Yılmaz, C., 1997.** Sedimentological Records Cretaceous Platform-basin Transition Gümüşhane Region (NE Turkey), *Geologie Mediterranen*, 24, 1-2, 125-135.

- Yılmaz, C., 2002.** Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 45, 1, 141-165.
- Yılmaz, Y., 1973.** Gümüşhane Granitinin Yerleşmesi, Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebligleri, 485-490.
- Yılmaz, A. ve Yılmaz, H., 2004.** Geology and Structural Evolution of the Tokat Masif (Eastern Pontides, Turkey), Turkish Journal of Earth Science, 13, 1, 231-246.
- Zang, Y.G. ve Frantz, J.D., 1987.** Determination of the Homogenization Temperatures ve Densities of Supercritical Fluids in the System NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O Using Synthetic Fluid Inclusion, Chemical Geology, 64, 335-350.
- Zaw, K. ve Large, R.R., 1996.** Petrology and geochemistry of sphalerite from the Cambrian VHMS deposits in the Rosebery-Hercules district, western Tasmania: implication for gold mineralization and Devonian metamorphic processes, Mineral and Petroleum, 57, 97-118.
- Zerener, M., 2005.** Doğu Karadeniz Bölgesi metalojenik kuşağında bulunan murgul masif sülfür yatağının hidrotermal çözeltileri ve gelişimi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 61s.
- Zimmer, E., 1937.** Arhavi ve Peronit Mıntıkası Bakır Yatakları. MTA Derleme No: 344, Ankara.

ÖZGEÇMİŞ

Mustafa AKSU, 1991 yılında Kahramanmaraş'da doğdu. 1998-2009 yılları arasında ilk ve orta öğrenimini Kahramanmaraş'da 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. 2017 yılından itibaren T.C. İç İşleri Bakanlığı Emniyet Genel Müdürlüğü bünyesinde Polis Memuru olarak görev yapmaktadır. Orta seviyede İngilizce bilen Mustafa AKSU bekârdır.

