



Sisorta (Koyulhisar-Sivas) Yüksek Sülfidasyon Epitermal Altın Yatağının Jeoloji-Mineralojisi ve İzotop (O-D, S, Cu ve Ar/Ar) Jeokimyası

Geology-Mineralogy and Isotope (O-D, S, Cu And Ar/Ar) Geochemistry of Sisorta High Sulfidation Epithermal Gold Deposit (Koyulhisar-Sivas)

Çiğdem ŞAHİN DEMİR¹ ve Ali UÇURUM¹

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140-SİVAS

csahin@cumhuriyet.edu.tr

ÖZ

Bu çalışma Evliya Tepe yakınında Güzelyurt köyü Sisorta bölgesindeki altın yatağının jeolojik ve jeokimyasal özelliklerini sunmaktadır. Çalışma alanı 42 km²'lik alanı kapsamakta ve Sivas'ın 200 km KB'da Sisorta'dadır.

Sisorta altın yatağında kükürt izotop değerleri; ‰ -0,4 ile ‰ 22,0 arasında değişmektedir. Bu sonuçlarda cevherleşmenin oluşumunda etkili olan S'un kaynağının ilk evrelerinde hafif S izotopunun etkin olduğu daha sonraki evrelerde ise ağır S izotopunun etkin olduğu gözlenmektedir.

Gang ve alteasyon minerallerinde yapılan oksijen ve döteryum analizlerine göre; δ¹⁸O değeri ‰ 7,1 ile ‰ 15,6 arasında değişirken, δD değeri ise ‰ -77 ile ‰ -25,3 arasındadır. δ¹⁸O ve δD izotop değerleri birlikte değerlendirildiğinde meteorik sular, silikat alterasyon minerallerinin oluşumunda önemli rol oynamıştır.

Yapılan ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar yaş analizleri sonucunda K-alünit minerallerinde; plato yaşı 78,85±0,94 My ve 76,59±2,19 My, izokron yaşı 78,25±0,42 My ve 75,30±0,90 My olarak, bozunmamış andezitik volkanik kayalardan ayrılan hornblend mineralinde ise plato yaşı 80,44±0,84 My elde edilmiştir. Bu sonuçlar altın cevherleşmesinde etkin olan hidrotermal alterasyonun ana kayacın yerleşiminden 3 My sonra geliştiğini göstermektedir.

Sisorta altın yatağında bulunan bakır minerallerinde elde edilen ‰ δ⁶⁵Cu izotop değerleri -5.502 ile +3.032 arasında değişim göstermektedir. Intrüzyona (sistemin derin kısmı) yakın yerlerdeki bakır izotop değerleri önemli bir izotopsal değişim göstermemektedir (‰ <1), bunun tersine sistemin üst kesimlerinde bakır izotop değerleri geniş bir değişim göstermekte ve buda ikincil süreçlerle bakır zenginleşmesini işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Ar/Ar Yaşlandırma, Duraylı İzotop, Sisorta, Yüksek Sülfidasyon Epitermal Altın Yatağı

ABSTRACT

This study presents geological and geochemical features of gold deposit located in Sisorta area near Evliya Tepe, Güzelyurt village. The investigation area covers 42 km² land and located in 200 km NW of Sivas province in Sisorta. .

$\delta^{34}\text{S}$ ‰ isotope values are ranging from -0,4 and ‰ ‰ 22, in Sisorta gold deposit. At the early stage of mineralization S isotope value number is light and later S isotope value shows heavy numbers. This is indicating that the S isotope was originated from magma and changed due to temperature variations in the last stages of the hydrothermal process.

$\delta^{18}\text{O}$ isotope values of gangue minerals are ranging from; ‰ 7,1 and ‰ 15,6 however, δD value is ranging from ‰ -77 to ‰ -25,3 Combining $\delta^{18}\text{O}$ with δD from Sisorta samples, demonstrates meteoric waters were important in the formation of the alteration silicate minerals analyzed. This is common in high sulfidation silicate alteration minerals.

⁴⁰Ar/³⁹Ar age dating is ranging from 78,85±0,94 Ma and 76,59±2,19 Ma as a plateau age and 78,25±0,42 Ma and 75,30±0,90 Ma as isochron age in K-alunite, 80,44±0,84 in hornblende minerals from unaltered andesitic volcanic rocks. This shows that hydrothermal gold mineralization is deposited 3 Ma later than the volcanic host rock eruption.

$\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ values from copper-bearing minerals associated with Sisorta gold deposits are ranging from -5.502 ‰ to +3.032 ‰. The copper isotope values closest to the intrusions (deepest part of the system) do not show significant copper isotope variations (<1 per mil), in contrast the upper parts of the system show large copper isotope variations and indicate enrichment of copper due to supergene processes.

Key Words: *Ar/Ar Dating, High Sulphidation Epithermal Gold Deposit, Sisorta, Stable Isotopes*

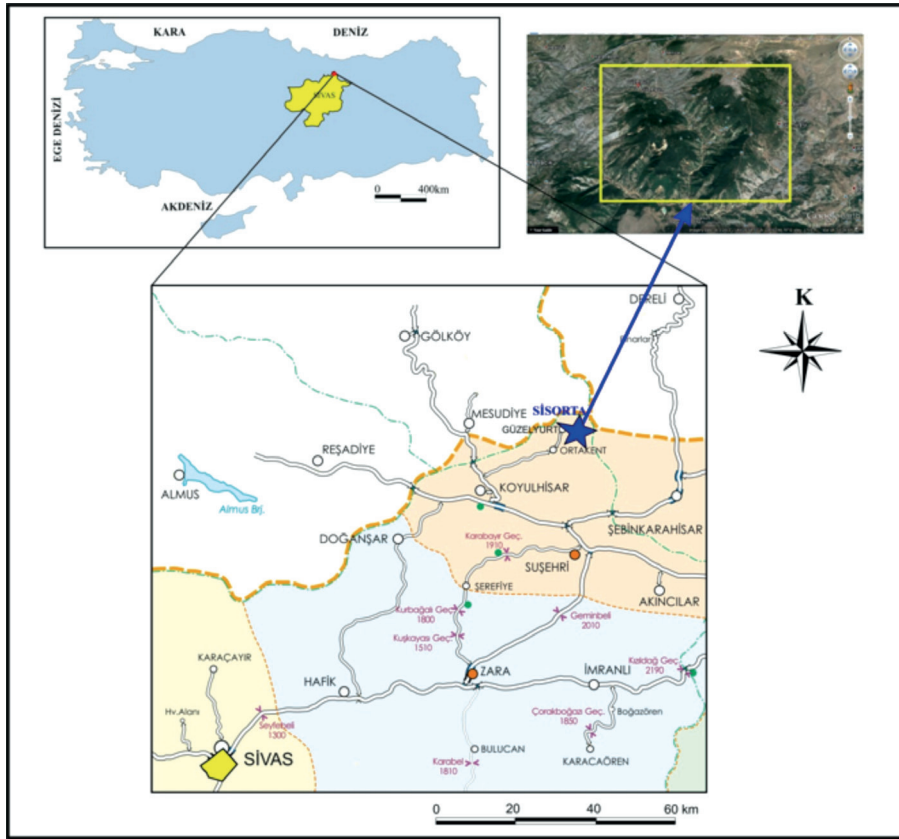
GİRİŞ

İnceleme alanı, Sivas il merkezinin yaklaşık 200 km kuzey doğusunda Sisorta Bölgesinde yer alan Güzelyurt Köyü, Evliya Tepe civarını kapsamaktadır ve 1/25000'lik Giresun H-40 a1 paftasında yaklaşık 42 km²'lik bir alanı teşkil etmektedir (Şekil 1).

Bu çalışma ile Sisorta altın yatağının mineralojik, petrografik jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır.

Bu kapsamda; petrografik amaçlı hazırlanan ince kesit ve parlatma bloklarının incelenmesiyle inceleme alanındaki alterasyon

türleri ve cevher mineral parajenezi belirlenmiştir. Alterasyon minerali olan K-Alünit ve yan kayaçtan ayrılan hornblend minerallerinde Ar/Ar yaş analizi ile alterasyon ve cevherleşmenin yaşı hakkında çıkarımlar yapılmıştır. Kuvars ve alünit minerallerinde yapılan O ve D izotop analizleri ile cevherleşmede etkili olan hidrotermal suyun kökeni belirlenmiştir. Pirit, kalkopirit, barit ve alünit minerallerinde yapılan S izotop analizi ile cevherleşmeye eşlik eden S'un kaynağı ve kökeni belirlenmiştir. Cevher minerallerinde yapılan Cu izotop analizi ile cevherleşmeye eşlik eden bakırın kaynağı belirlenerek derinlerde bulunması olası olan porfirli sistem için çıkarımlara gidilmiştir.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of investigation area

GENEL JEOLJİ

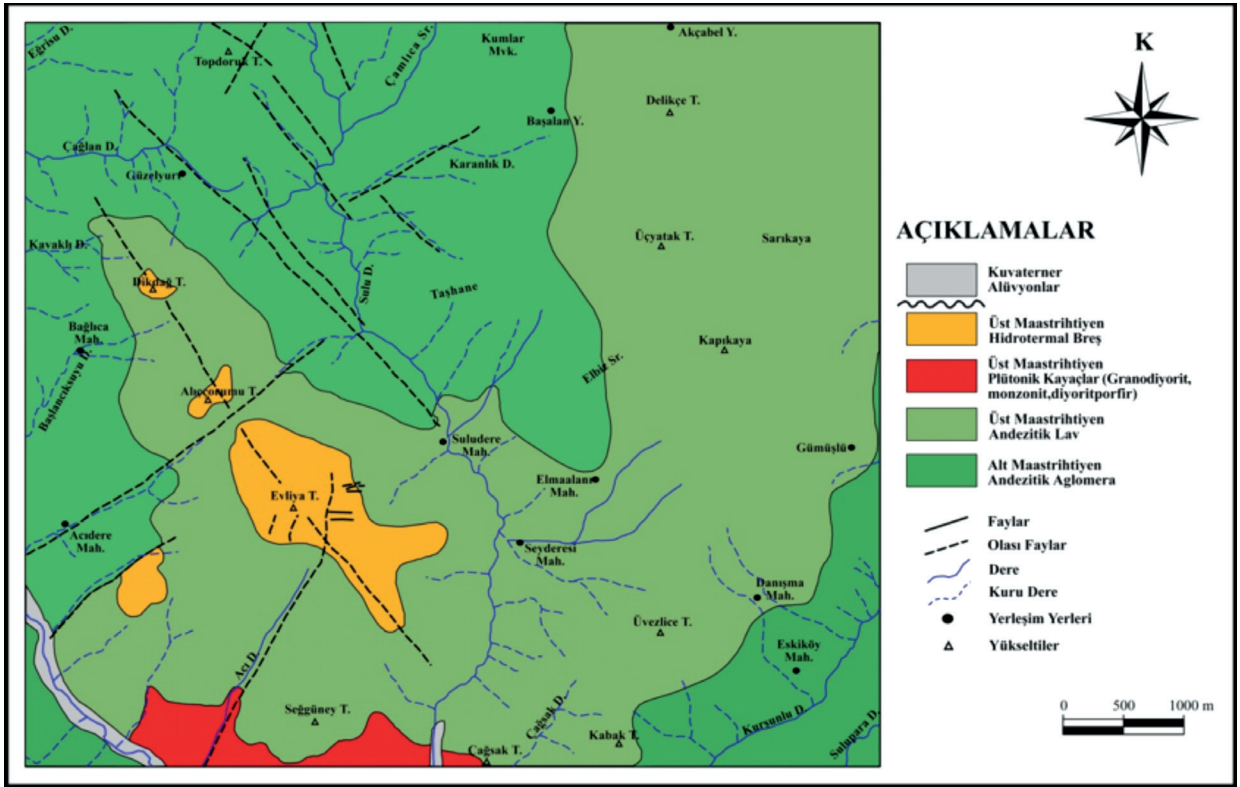
İnceleme alanının temelini Üst Kretase (Üst Santoniyen-Alt Maastrichtiyen) yaşlı andezitik aglomera ve tüfler oluşturmaktadır. Aglomeraların üzerine Üst Kretase (Üst Maastrichtiyen) yaşlı andezitik lavlar gelmektedir. Üst Kretase yaşlı plütonik kayalar bu volkanik kayaları kesmektedir. Tüm bu birimler Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ile aşıl uyumsuzluk ile örtülmektedir (Şekil 2, 3).

Andezitik Aglomera ve Tüfler

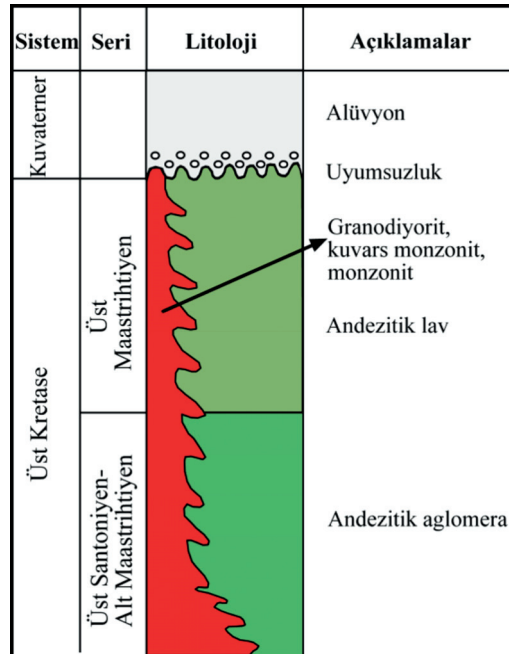
Bu birim, inceleme alanının kuzeybatısında Güzelyurt Köyü, doğusunda Kurşunlu Köyü

ve Gümüşlü Köyü, güneybatısında da Acidere Mahallesi civarında yaygın olarak gözlenmektedir.

Andezitik aglomeralar; inceleme alanında gözlenen birimlerin tabanını oluşturmaktadır. Topoğrafyanın sarp olmadığı daha yumuşak düzlük alanlarda yayılım göstermektedirler. Genellikle tabakalanmasız olmakla beraber, yer yer çok kalın tabakalanma da gösterebilmektedir. Yer yer iyi gelişmiş akma dokusu gözlenmektedir. Aglomeralar KD ve KB doğrultulu gelişmiş çatlaklar içermektedir. Aglomeralar içindeki çatlaklarda ikincil kalsit, silis, hematit ve limonit dolguları gözlenmektedir.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası (Şahin Demir, 2015).
Figure 2. Geological map of investigation area.



Şekil 3. Çalışma alanının geliştirilmiş stratigrafik kolon kesiti, ölçeksiz (Şahin Demir, 2015).
Figure 3. Columnar section of study area, not to scale.

Aglomeralar; koyu gri, kırmızımsı, kahverengimsi, siyahımsı ve yeşilimsi renklerde, ince taneli olarak gözlenmektedir. Aglomera içindeki parçaların boyutları 4-60 cm arasında değişmektedir. Parçalar çoğunlukla andezitik, nadiren de bazaltik özelliktedir. Aglomeraları oluşturan parçalar birbirleriyle genellikle tüf ve daha az gözlenen karbonattan oluşan bir matriks ile tutturulmuştur. Aglomeraların parçaları çoğunlukla yarı köşeli - yarı yuvarlak olarak gözlenmektedir (Şekil 4a).

Andezitik Lavlar

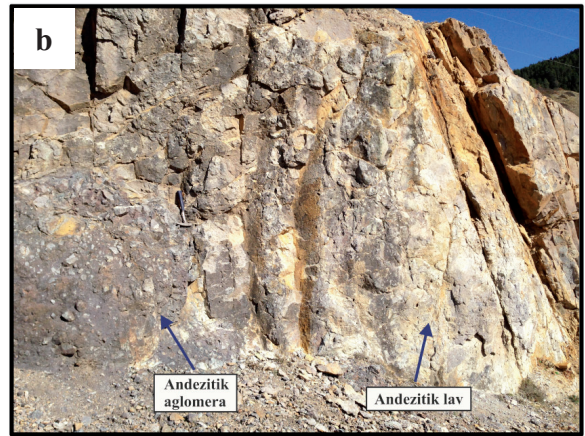
Bu birim inceleme alanının kuzeydoğusundan güneydoğusuna doğru uzanan Akçabel Yayla, Delikçe Tepe, Üç Yatak Tepe, Kapıkaya, Kabak Tepe ve çalışma alanının yaklaşık orta kesimlerinde yer alan Sayderesi Mahallesi, Elma

Alanı Mahallesi, Suludere Mahallesi ve Evliya Tepe çevresinde yaygın bir şekilde gözlenmektedir.

Andezitik lavlar çalışma alanının temelini oluşturan aglomeraların üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 4b). İnceleme alanının güneyinde, plütonik kayaçlar kesilmektedirler.

Bu birim, inceleme alanında sarp bir topoğrafya oluşturur. Genellikle siyahımsı, grimsi, yeşilimsi ve kahverengimsi renkte gözlenmektedir. Bol miktarda çatlaklı ve kırıklı bir yapıya sahiptir. Andezitik lavlar içerisindeki bu çatlaklar içerisinde, silis, kalsit dolguları gözlenmektedir. Yüksek sülfürlü epitermal Au-Cu cevherleşmesi, bu andezitik lavlarla ilişkili olarak gelişmektedir.

Andezitik lavlar, inceleme alanında çoğunlukla hidrotermal alterasyona uğramış olarak gözlenmektedir.



Şekil 4. a) Bağlıca Mahallesi civarındaki andezitik lavların genel görünümü, b) Bağlıca Mahallesi yakınlarında andezitik aglomeralar ile andezitik lavların sınır ilişkisi.

Figure 4. a) Field view of andesitic lavas near Bağlıca area b) Field view of boundary between andesitic agglomerate and lavas near Bağlıca district.

Plütonik Kayaçlar

Bu birim inceleme alanı içerisinde Evliya Tepe'nin güneyinde bulunan Seğgüney Tepe ve Teğil Tepe'nin güney ve güneydoğusu ile Melet Çayı arası boyunca yaygın bir şekilde gözlenmektedir .

İnceleme alanında Üst Santoniyen-Alt Maastrichtiyen yaşlı andezitik aglomera ve Üst Maastrichtiyen yaşlı andezitik lavları kesen plütonik kayaçların yerleşme yaşları, Üst Maastrichtiyendir (Bedi, 1998).

Plütonik kayaçlar, inceleme alanında bulunan andezitik aglomeraları ve andezitik lavları kesmektedir. Yer yer kırıklı ve çatlaklı yapıda olup, eklem düzlemleri çok iyi gelişmiştir. Ayrışma rengi, açık gri, kirli sarı, açık kahverengimsi, pembemsi renk tonlarında, taze yüzeyleri ise kırmızımsı, pembemsi ve açık gri renk tonlarındadır. Makro düzeyde, feldispat mineralleri, kuvars, biyotit ve turmalin mineralleri ayırt edilebilmektedir. Ayrıca, plütonikler içerisinde kalkopirit ve pirit cevherleşmesi de gelişmiştir.

Seğgüney Tepe güneyi ve MENKA işletmesi arasında kalan plütonik kayaçlarda yer yer arjilik alterasyon gelişmiştir. Burada kayaçlar kirli sarımsı, kahverengimsi renkte gözlenir.

Petrografik incelemeler sonucu, plütonik kayaçlar, granodiyorit, kuvars monzonit, monzonit ve diyorit porfir olarak tanımlanmışlardır.

Hidrotermal Breşler

Çalışma alanında, Evliya Tepe, Aliçorumu Tepe, Dikdağ Tepe, Delikçe Tepe'de yüzeylenmektedirler.

Breşler; grimsi, beyazımsı, kahverengimsi, sarımsı renklerde gözlenmektedir. İçerisinde taneler kayaç ve silika parçalarından oluşmaktadır. Silika parçaları, birkaç mm ile 5 cm

arasındadır. Kayaç parçaları ise, yarı yuvarlak-yarı köşeli olup boyutları çoğunlukla 1-10 cm, nadiren 10-20 cm arasında değişmektedir.

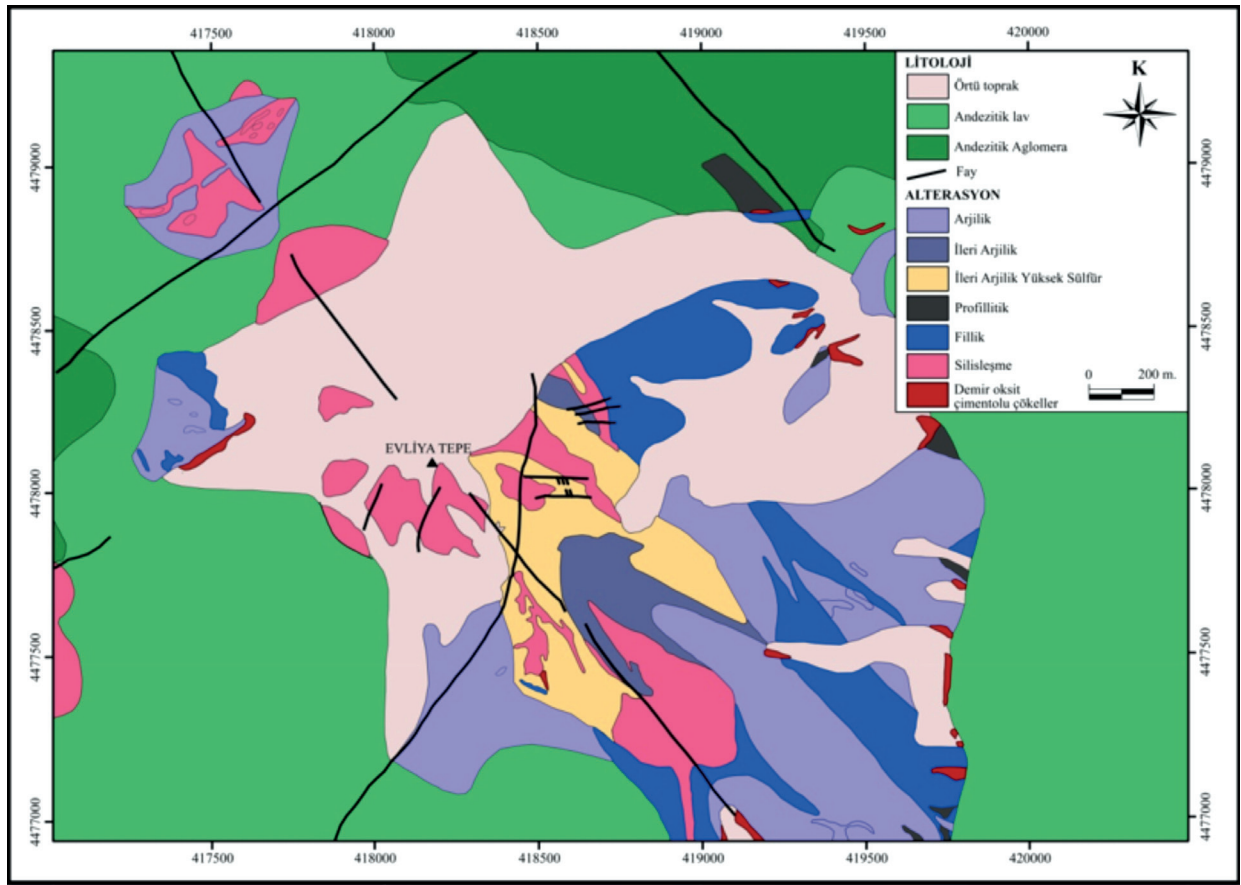
Breşler kırıklı, çatlaklı ve boşluklu yapıya sahiptir. Breşlerde; barit damarları ve silis damarları gelişmiştir. Barit damarları Evliya Tepe'de oldukça yaygın olarak gözlenmektedir.

İnceleme alanında gözlenen bu hidrotermal breşler literatürdeki (Lawless ve White, 1990; Jebrak, 1997; Corbett ve Leach, 1998; Tamas ve Milesi, 2002; 2003; Ollier, 2007) benzerleri gibi çözelti kökenli "hidrolik breş" şeklinde tanımlanmıştır.

ALTERASYON MİNERALOGİSİ VE PETROGRAFİSİ

İnceleme alanında yer alan Evliya Tepe, Aliçorumu Tepe ve Dikdağ'ı içerisine alan bölgede Euroasia Madencilik Ltd. Şti. ve Chesser Arama Ltd. Şti. tarafından yapılan sondajlardan alınan numunelerde, PIMA (Portable Infrared Mineral Analyzer) yöntemi kullanılarak alterasyon mineralleri tanımlanmıştır. Elde edilen bu veriler ve saha gözlemleri ile birlikte Evliya Tepe ve civarının 1/5000 ölçekli alterasyon haritası yapılmıştır (Şekil 5) (Chadwick, 2005). Yapılan çalışmalara göre, Evliya Tepe ve civarında alterasyon, epitermal ve mezotermal olmak üzere iki grupta ele alınmış ve arjilik, ileri arjilik, ileri arjilik yüksek sülfür, pirofillitik, fillik ve silisleşme türü alterasyonlar belirlenmiştir (Yetkin, 2009).

Evliya Tepe civarındaki karot örneklerinde yapılan PIMA sonuçlarına ilaveten, inceleme alanından alınan yüzey ve karot örneklerinde yapılan petrografik incelemeler, X-ışınları analizi ve saha gözlemleri ile birlikte, inceleme alanında; pirofillitik, arjilik, ileri arjilik, boşluklu silika ve silisleşme türü alterasyonlar tanımlanmıştır.



Şekil 5. Evliya Tepe ve civarının 1/5000 ölçekli alterasyon haritası.

Figure 5. 1/5000 scale alteration map nearby Evliya Tepe.

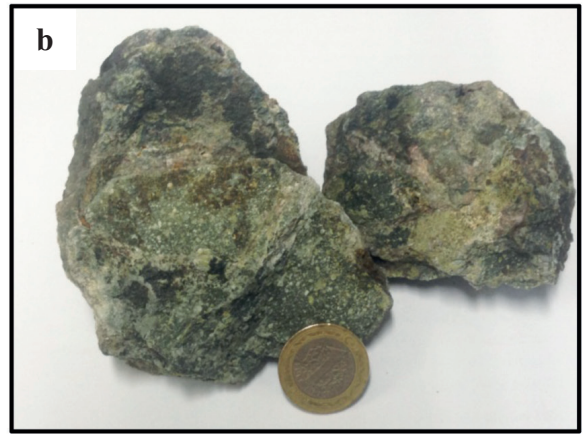
Pirofilitik Alterasyon

İnceleme alanında en dış zonda gözlenen alterasyondur ve arjilik alterasyonu çevreler. Çoğunlukla daha düşük kotlarda geniş bir yayılım göstermektedir.

Güzelyurt Köyü civarı ve kuzeyinde Topdoruk Tepe civarında, ayrıca Bağlıca Mah. civarında andezitik aglomeralarda yaygın olarak veya sacınımlı ağısı şekillerde gözlenmektedir. Bu alterasyon Evliya Tepe’de aşınma, kenar

kısımlarda örtü nedeniyle çok az gözlenmektedir. Mineral parajenezini, kalsit, klorit, epidot, albit ve kil mineralleri oluşturmaktadır. El örneği düzeyinde kloritleşmeler ve epidotlaşmalar belirgindir (Şekil 6a,b).

İnce kesitte incelendiğinde, hornblend fenokristallerinde yaygın olarak epidotlaşma ve karbonatlaşma, plajiyoklaz fenokristallerinde yaygın karbonatlaşma gelişirken, hamurdan itibaren çoğunlukla kloritleşmeler geliştiği gözlenmiştir (Şekil 9a).



Şekil 6. El örneği düzeyinde pirofillitik alterasyonun görünümü **a)** SIS-1031, **b)** SIS-1130).

Figure 6. The appearance of propylitic alteration on hand specimens **a)** SIS-1031, **b)** SIS-1130).

Arjilik Alterasyon

Orta derecede arjilik alterasyon olarak adlandırılır. Ana mineralleri kaolinit/dikit montmorillonit, illit ve smektittir. Daha az oranlarda kuvars ve pirit minerali içermektedirler. Yüksek sülfürlü epitermal sistemlerde ileri arjilik alterasyon ile pirofillitik alterasyon arasında geçiş zonu olarak gözlenir.

İnceleme alanında Evliya Tepe'nin batısında yeralan Kışladere ve GB'sında yer alan Acı Dere yamaçlarında geniş yüzlelerde görülmektedir (Şekil 7a). Yüzeyde oldukça yoğun bir kil/beyaz mika alterasyonu ile karakterize edilir ve yüzeyde daha fazla beyazlaşma göstermektedir. Yoğun killeşmeye maruz kalarak dayanımı düşen volkanik kayalar, Evliya Tepe'de KD doğrultulu fay sistemine bağlı olarak oldukça dik heyelanlar oluşturmuşlardır.

Ayrıca, Evliya Tepe'nin güney doğu eteklerindededahaazyoğunolarak gözlenmektedir. Bunun yanı sıra, inceleme alanının güney sınırında yer alan plütonik kayalarda da yer yer arjilik alterasyon gözlenmektedir (Şekil 7b).

Optik mikroskop incelemelerine göre, andezitik volkanik kayalarda plajiyoklaz mineralleri kaolinit ve illit mineraline

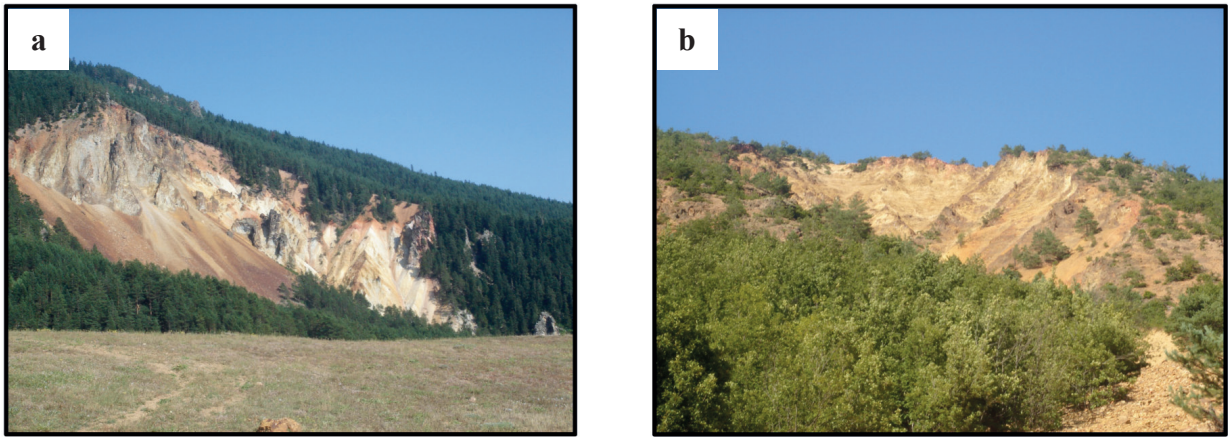
dönüşmektedir. Ayrıca, volkan camından itibaren de kaolinit mineraline dönüşüm gözlenmektedir (Şekil 9 b).

İleri Arjilik Alterasyon

İleri arjilik alterasyonu asit sülfat alterasyonu olarak bilinir. Ana mineralleri kuvars, kaolinit / dikit ve alünitir. Değişen oranlarda diaspor, pirofillit rutil, zünyit, alüminofosfat ve sülfatlar, kükürt, pirit ve hematit minerallerini de içerebilirler. Bazı porfiri sistemlerin üst kısımlarında (şapka-kaya) geniş yayımlı zonlar şeklinde ve ayrıca yüksek sülfürlü epitermal yatakların etrafında alterasyon haleleri şeklinde daha sınırlı olarak bulunurlar.

İnceleme alanında Evliya Tepe'nin üst kotlarında silis şapka zonun alt kesimlerinde gözlenmektedir. Yüzlelerde gri-beyaz, pembemsi, soluk kahverengi renk göstermektedir. Kayaç alünitce zengin bir alterasyon gösterdiğinde pembemsi-soluk kahverengi renk sunmaktadır (Şekil 8a).

Petrografik incelemeler neticesinde kuvars-alünit, kuvars- kaolinit, kuvars-pirofillit-diaspor birlikteliği ayırt edilmiştir (Şekil 9c, d).



Şekil 7. a) Kışladere’de arjilic alterasyonun genel görünümü, KD’ya bakış, b) Granodiyoritik kayalarda arjilic alterasyonun genel görünümü, KD’ya bakış.

Figure 7. a) field view of argillic alteration in Kışladere, looking NE, b) field view of argillic alteration from granodiorites, looking NE.

Boşluklu (vuggy) Silika

Boşluklu silika alterasyonu çok düşük pH’lı sulu sıvıların veya buharların kayaç ile etkileşimi yoluyla oluşmaktadır. Bu sıvılar, kayaçtaki SiO₂ (kuvars) ve TiO₂ (rutil) hariç tüm bileşenleri etkin bir şekilde çıkarırken geriye artık boşluklu silika bırakırlar.

İnceleme alanında boşluklu silika Evliya Tepe’de gözlenmektedir (Şekil 8b). Boşluklu silika andezitlerdeki çözünmüş plajiyoklaz ve mafik mineral (özellikle hornblend) fenokristallerinin oluşturduğu boşluğa silika çökmesiyle oluşmaktadır ve % 90’dan fazla kuvars içeriği ile tanımlanmaktadır. Boşluklu silika yüksek sülfidasyon epitermal sistemler için karakteristiktir.

İnce kesitte kuvarslar yoğun bir mozaik doku oluşturmaktadır. Boşluklarda özşekilli kuvars mineralleri dizilidir (Şekil 9e). Bazı kuvarsların düzensiz rutil, pirit veya diğer sülfür mineral topları içerdiği gözlenmektedir. Bazı durumlarda kuvarslar, ikincil kuvars, alünit ve barit damarları ile kesilmektedir.

Alterasyon zonunun kenarlarından itibaren, boşluklu silika, dereceli olarak kuvars-alünit ve kuvars-kaolinit (veya daha yüksek sıcaklıklarda pirofillite) alterasyonuna geçiş gösterir. Bu değişim, düşük pH’lı sıvıların yan kayaç ile etkileşimi sırasında kısmi olarak nötrleştiğini göstermektedir. Boşluklu silika alterasyonu birçok yüksek sülfürlü Au-Cu yataklarının çekirdeğinde, bazı porfiri yataklarının üst kısımlarında ve bazı strato-volkanların aşınmış merkezlerinde oluşurlar.



Şekil 8. a) Evliya Tepe civarında ileri arjilik alterasyonun yakın görünümü SISY-47 örneğinin alındığı lokasyon, b) Evliya Tepe'nin altındaki boşluklu (vuggy) silikanın görünümü.
Figure 8. a) close up field view of advance argillic alteration, location for the sample # SISY-47, b) field view of vuggy silica beneath Evliya Tepe.

Silisleşme

İnceleme alanında silisleşme yoğun olarak Evliya Tepe'de gözlenmektedir. Evliya Tepe'nin zirvesi sert ve dayanımlı kuvarsa zengin silis şapka olarak tanımlanmıştır. Bu silis şapkanın oluşumunda Evliya Tepe'nin kuzeybatısı ve güneydoğusundaki KB ve KD doğrultulu faylanmalar etkili olmuştur. Bu yüzden, bu faylanmaların kesişimi, cevherleşmeyi kuşatan silikayla ilişkili epitermal sistem için uygun yapısal koşullar sunmaktadır (Chadwick, 2005). Silisleşme nispeten daha az olarak sırasıyla Üçyatak Tepe, Kapıkaya, Sarıkaya, Delikçe Tepe, Alıççorumu Tepe, Dikdağ Tepe ve Kabak Tepe'de andezitik lavlarda ve hidrotermal breşlerde gözlenmektedir. Genel anlamda sahada 1950m.'nin üzerindeki kotlarda silisleşme gözlenmeye başlamıştır.

Kayaçlara hidrotermal kökenli veya artık magmatik çözeltilerle silis getirmesi ile gerçekleşen bir süreçtir. Bazı volkanik kayaçların boşlukları ve kırık – çatlakları boyunca ikincil kuvars, kalsedon veya opal gibi silis minerallerinin yerleştiği yaygın olarak gözlenmektedir.

Petrografik incelemelere göre hidrotermal kuvarslar erken evre (boşluklu kuvars) ve geç evre (silisleşme) olmak üzere iki şekilde oluşmuşlardır. Boşluklu kuvarslar daha ince taneli iken geç evredeki kuvarslar orta-iri taneli bantlı, tarak yapısı şeklinde gözlenmektedir (Şekil 9f).

CEVHER MİNERALOGİSİ VE PETROGRAFİSİ

Cevher petrografisi incelemeleri sonucunda; pirit, kalkopirit, pirotin, tetradrit-tennantit, kovelin, kalkosin, bornit, enarjit, dijenit, sfalerit, manyetit, hematit, götit mineralleri tanımlanmıştır.

Piritler, parlatma bloklarının çoğunda yaygın olarak gözlenmiştir. Rengi beyazımsı açık sarıdır, yansımaları yüksektir. Galenit ve kalkopirit minerallerinin yansımalarından daha yüksektir. Çoğunlukla izotrop bir mineraldir, ancak çoğu pirit sarımsı-yeşilimsi tonlarda zayıf bir anizotropi gösterirler. Çoğunlukla özşekilli yarıözşekilli kristaller halinde gözlenirse de bazı kesitlerde piritler kolloform yapı ve kabuk (shell) doku göstermektedirler.

Kalkopirit minerali daha nadir olarak gözlenmektedir. Parlak sarı renkte, yansıması yüksek bir mineraldir ancak piritin yansımasından düşüktür. Anizotropisi zayıf çok zayıftır, sarı-kahverengi, mavimsi gri veya yeşilimsi gri tonlar gösterir. İncelemelerde pirit ve sfalerit mineralleri içerisinde kapanım şeklinde veya bornit ile birlikte gözlenmektedir.

Bornit minerali pembe-kahverengi renktedir ve anizotropisi zayıftır. Sıklıkla kahverengi-gri-pembe kahverengi renkli karakteristik olmayan tonlarda zayıf bir anizotropi gösterirler. İncelemeler de bornit mineralleri kalkosin minerallerine dönüşürken, kalkosinlerde kenarlarından itibaren kovelin minerallerine dönüşmüştür (Şekil 10a).

Kovelin minerali mavi renklidir ve koyu mavi- mavimsi beyaz renk aralığında pleokroyizma gösterir. Turuncu ve turuncu-kahverengi renkte oldukça kuvvetli anizotropi göstermektedir. Bornit, kalkopirit, kalkosin ve dijenit mineralleri ile beraber gözlenmektedir. Piritlerin kenarlarından itibaren koveline dönüşümler gözlenmiştir (Şekil 10b).

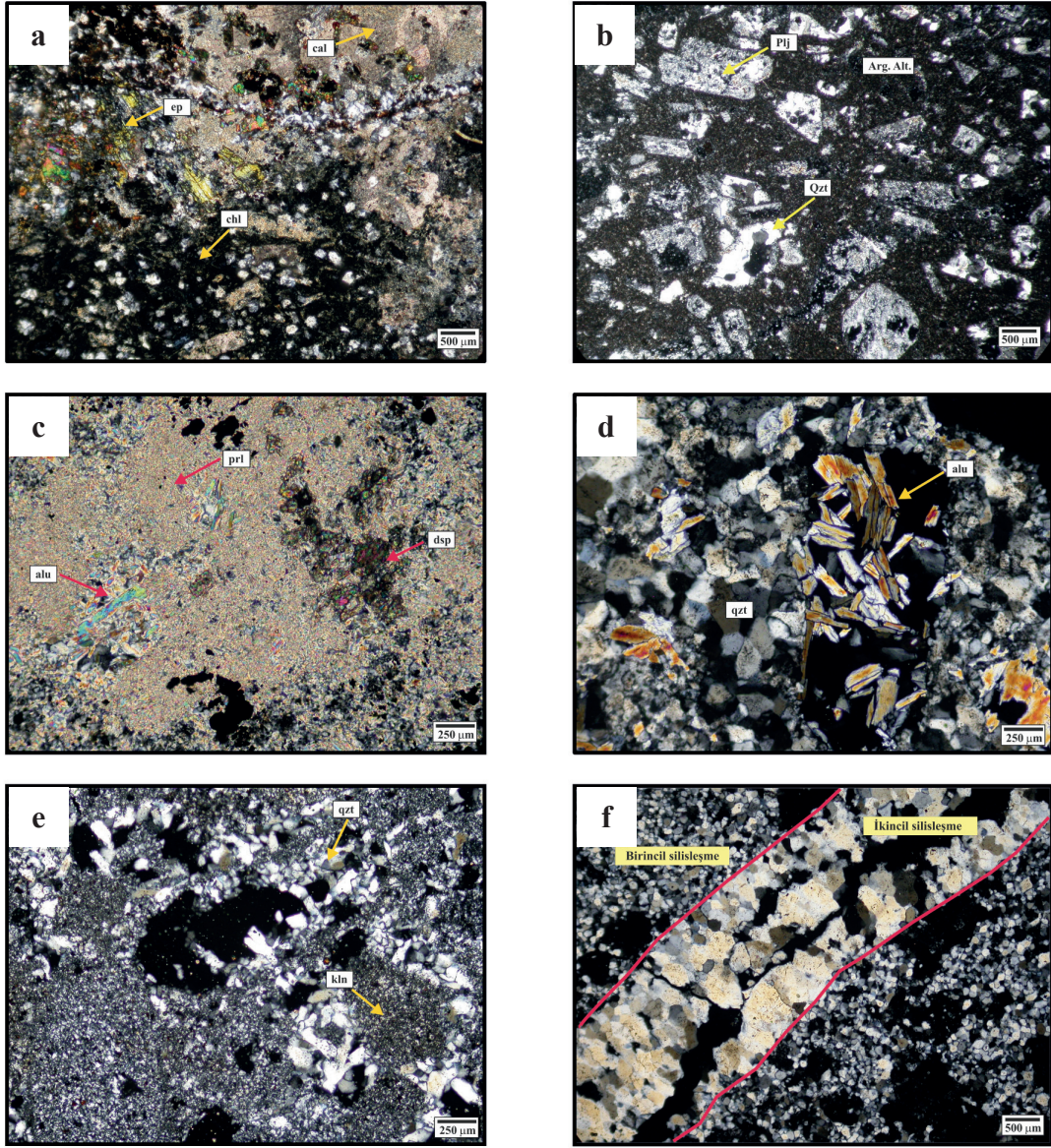
Kalkosin mavi gölgeli beyaz, gri-beyaz renktedir. Yansıması tetrahedrit-tennantit minerallerine benzer orta derecelidir, dijenit mineralinin yansımasından biraz daha yüksektir. Anizotropisi zayıf, fakat belirgindir turuncu kahverengi veya koyu yeşil tonlarda gözlenir. Bornit, kalkopirit ve dijenit mineralleri ile beraber çoğunlukla lameller şeklinde gözlenmiştir (Şekil 10b).

Dijenit minerali, mavimsi renkte, izotrop tur. Yansıması ortadır, tetrahedrit-tennantit mineralinin yansımasından biraz daha düşüktür. Dilinimleri oldukça belirgindir. Sıklıkla kalkosin veya kovelin mineralleri ile girintili şekilde oluşur ve birincil olarak oluşur (Şekil 10b).

Enarjit minerali açık pembe-kahverengi renktedir. Anizotropisi oldukça yüksektir. Turuncu tonlu sarı-kahverengiden, yeşilimsi tonların olduğu renklere değişen oldukça renkli bir anizotropi gösterir. Yansıması tetrahedrit-tennantit mineralinin yansımasından biraz daha düşük, bornit mineralinin yansımasından oldukça yüksektir. Enarjit minerali çoğunlukla pirit ile kenetli, yer yer de serbest şekilde izlenmektedir. Pirit, enarjit, kovelin birlikteliğine parlatma bloklarında sıklıkla rastlanmıştır. Enarjit minerali kenarlarından itibaren kovelin mineraline dönüşmektedir. Bu dönüşüm çok yüksek sülfidasyon düzeyine geçişi işaret eder (Şekil 10c). Bazı örneklerde de enarjit minerali tennantit minerali ile birlikte (iç içe) gelişmiştir. Her iki mineral de yüksek sülfidasyon düzeyini yansıtır (Şekil 10d).

Tennantit-Tetrahedrit mineralleri katı karışım serisi ürünleridir. Tetrahedrit antimon içerikli bakır sülfür, tennantit arsenik içerikli bakır sülfür mineralidir. Tetrahedrit kahverengimsi gri renkli, izotrop bir mineraldir. Tennantit minerali gri-beyaz renktedir ve içerisinde yeşilimsi tonda gölgeler gözlenir. Galenit ile karşılaştırıldığında yeşilimsi bu tonlar ile belirgin şekilde ayırt edilir. Yansıması ortadır ve galenitin yansımasından daha düşüktür. İzotrop bir mineraldir. Sık olmamakla beraber kırmızı iç yansıması tipiktir.

Pirotinler açık kahverengi renktedir, anizotropisi güçlü ancak çok renkli değildir, sarımsı-gri-kahverengimsi gri tonlarındadır. Pirotin minerali kalkopirit minerali ile birlikte pirit minerali içerisinde kapanım halinde gözlenmiştir. Bu şekilde iki fazlı kapanımlar tek fazlı kapanımlara göre daha nadir gözlenir. Pirotin-kalkopirit kapanımı orta ç bileşimdeki katı çözeltilerin karışmamasıyla oluşmuştur. Erken dönem düşük-orta sülfidasyon düzeyini yansıtır ve porfiri sisteme olan yakınlığı belirtmesi bakımından önemlidir (Şekil 10e).



Şekil 9. Çalışma alanında gözlenen yaygın bazı alterasyon türlerinin mikrofotografaları: **a)** Pirofillitik alterasyon (SIS-1130, 5X, ÇN), **b)** Andezitik lavlarda arjilik alterasyon (SIS-1125, 5X, ÇN), **c)** Pirofillitik matris içinde alünit kristalleri ve düzensiz şekilli diaspor minerali (SIS-48/90928, 10X, ÇN), **d)** Boşlukları dolduran özşekilli alünit kristalleri (SIS-1014, 10X, ÇN), **e)** Boşluklu (vuggy) silika (SISY-23, 10X, ÇN), **f)** Erken evre silisleşme (ince taneli), geç evre silisleşme (iri taneli), (SISY-67, 5X, ÇN). (ÇN:çift nikol, Arg.Alt: arjilik alterasyon, plj:plajiyoklaz, ep: epidot, cal: kalsit, chl: klorit, ep: epidot, alu: alünit, qzt: kuvars, dsp: diaspor, prl: pirofillit).

Figure 9. Photomicrographs of common alteration type in the study area: **a)** thin section view of propylitic alteration (SIS-1130, 5X, CN), **b)** argillic alteration from andesitic lavas (SIS-1125, 5X, CN), **c)** alunitic crystals in cavities (SIS-1014, 10X, CN), **d)** alunitic crystals and diaspore mineral in propylitic groundmass, (SIS-48/90928, 10X, CN), **e)** vuggy silica, (SISY-23, 10X, CN), **f)** early stage silicification (fine grain), late stage silicification (coarse grain) (SISY-67, 5X, CN). CN: crossed nicols, Arg.Alt: argillic alteration, plj: plagioclase, ep: epidote, cal: calcite, chl: chlorite, ep: epidote, alu: alunitic, qzt: quartz, dsp: diaspore, prl: pyrophyllite).

Sfalerit minerali gri renklidir. Yansıması düşüktür, manyetit yansımasıyla yaklaşık aynıdır. İzotropdur. Bileşimine ve Fe konsantrasyonuna göre, kahverengi, kırmızımsı renkte iç yansıma gösterir. Özellikle yüksek sıcaklıkta oluşan yataklarda, sıklıkla küçük kalkopirit, pirotin veya stannit eksölüsyon topları (bleb) içerir (Picot ve Johan, 1982) Ayrıca kalkopirit içerisinde 4 sivrilmiş köşeli yıldızlı (four-pointed stars) dantel gibi taneler şeklinde kapanım olarak da oluşabilir. İncelemelerde çoğunlukla özşekilsiz kapanımlar halinde veya yarı özşekilli kristalli olarak pirit ile birlikte gözlenmiştir. Kristal olarak gözlendiği örneklerde az miktarda çok küçük kalkopirit kapanımları içermektedir.

Hematit; beyaz, gri-beyaz renktedir. Özellikle piritin kantağında belirgin mavimsi tonlardadır. Pleokroyizması oldukça zayıftır. Yansıması ortadır, tetrahedrit-tennantit minerallerinin yansımasıyla yaklaşık aynı, manyetit, ilmenit ve rutilden daha yüksektir. Yeşilimsi griden açık kahverengimsi renk tonlarına değişen belirgin bir anizotropisi vardır. Kırmızı iç yansıması oldukça yaygın olarak gözlenmektedir.

Manyetit; kahverengimsi gri renktedir. Yansıması düşüktür, sfaleritin yansımasıyla yaklaşık aynı ve hematitin yansımasından çok daha düşüktür. İzotropdur. Bazı kesitlerde piritler içerisinde kapanım olarak gözlenmiştir. Ancak çoğunlukla hematit ile birlikte gözlenmiştir.

Yüzeysel bozunma süreçleriyle manyetit mineralinin hematit mineraline dönüşmesiyle oluşan martitleşme yaygın olarak gözlenmiştir. Ornatma tane kenarından içe doğru gerçekleşmektedir (Şekil 10f).

Götit minerali, gri-beyaz renktedir ve sıklıkla birlikte bulunduğu minerallerle karşılaştırıldığında mavimsi tonlardadır. Yansıması oldukça düşük ve oldukça değişkendir. Yansıması,

bünyesindeki su içeriği arttıkça (limonit) daha da düşer. Sfalerit ve manyetit yansımasıyla yaklaşık aynıdır (manyetit yansımasından biraz daha düşük), hematitin yansımasından oldukça düşüktür. Mavimsi tonlarda anizotropi gösterir, ancak kırmızı, turuncu veya sarımsı renklerdeki iç yansıması nedeniyle anizotropisi kısmen maskelenebilir. Bazı kolloform türleri tamamen izotropiktir (stilpnosiderit ve limonit). Kolloform dokusu tipiktir. Bazı kesitlerde zonlu kristaller şeklinde gelişmiştir.

Hematit, manyetit, götit mineralleri oksidasyon zonunu temsil etmektedirler.

Kovelin, kalkosin mineralleri süperjen cevherleşmelerdir. Kalkopirit ve bornit minerallerinden itibaren dönüşmüşlerdir.

İZOTOP JEOKİMYASI

Bu çalışma kapsamında pirit, kalkopirit, K-alünit ve barit minerallerinde kükürt duraylı izotop analizi ($\delta^{34}\text{S}$), kuvars ve K-alünit minerallerinde oksijen ve döteryum duraylı izotop analizi ($\delta^{18}\text{O}$, δD) ve K-alünit ve hornblend minerallerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radyojenik izotop analizi yapılmıştır.

K-alünit ve Na-alünit minerallerinde $\delta^{18}\text{O}$ ve δD analizi, Yeni Zelenda'da GNS Science Laboratuvarı'nda, yaptırılmıştır.

Kuvarslarda oksijen izotop analizi ve içerisindeki sıvı kapanımlardan itibaren döteryum analizi US. Geological Survey'in Denver Sıvı Kapanım Analiz Laboratuvarında (DIAL) yapılmıştır.

Kuvars içerisindeki sıvı kapanımlardaki hidrojen izotop bileşimi Delta kütle spektrometresi ile eşleşmiş otomatik termokimyasal konversiyon element analiz cihazı kullanılarak analiz edilmiştir.

Pirit, kalkopirit, barit ve K-alünit minerallerinde $\delta^{34}\text{S}$ izotop analizi Nevada Reno

Üniversitesi Duraylı İzotop Laboratuvarı'nda yapılmıştır.

Cu izotop analizleri için örnek hazırlama Juniata Kolej, Huntingdon-PA'da, Cu-içeren birincil minerallerden (kalkopirit, bornit) itibaren Cu izotop analizleri Arizona Eyalet ve Pensilvanya Eyalet Üniversitelerinde gerçekleştirilmiştir.

$\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ +12.0 ve ‰-11.3 olarak belirtilen uluslararası IAEA-SO-5 ve IAEA-SO-6 standartlarına göre normalize edilen VSMOW'a göre raporlanmıştır. Standartların doğruluğu ‰ 0,5'dir.

δD değerleri ‰ -100, ‰66 ve ‰ 118 olarak belirtilen uluslararası IAEA-CH-7 ve NBS30 ve NBS22 standartlarına göre normalize edilen VSMOW'a göre raporlanmıştır. Standartların doğruluğu ‰1,5'dir.

S izotop analizleri Giesemann ve diğ., 1994'te belirtilene benzer yöntemle yürütülmüştür. Analizler GSL (Green Sphalerite), UGLI (Galena), BSL (Brown Sphalerite) ve MIC (Chalcopyrite) standartları kullanılarak kalibre edilmiştir. Hata oranı \pm ‰ 0,2 dir. Değerler V-CDT'e (Vienna Canyon Diablo Troilite) göre rapor edilmiştir.

K-alünit ve hornblend minerallerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş analizi, Nevada Las Vegas Üniversitesi'nde yaptırılmıştır. Örneklerde ışın yayma işlemi, Denver, Colorado' da U. S. Geological Survey TRIGA Reaktöründe, 1 MW TRIGA tip reaktörde ışın yayma tüp merkezinde (In-Core Irradiation Tube, ICIT) 7 saat boyunca ışımaya bırakılarak gerçekleştirilmiştir.

Oksijen ve Döteryum İzotop Analizi

Bu çalışmada, silisleşmenin derecesini ve cevherleşme ile alterasyonu oluşturan sıvının kaynağını tespit etmek amacıyla oksijen ve döteryum analizi dört adet kuvars ve iki adet

K-alünit mineralinde yapılmıştır. Kuvars ve K-alünitlerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri Çizelge 1'de topluca verilmiştir. Kuvarslar silisli zonlardan alınmıştır. Seçilen numunelerde belirlenen mineraller mikroskop altında elle ayrılmıştır.

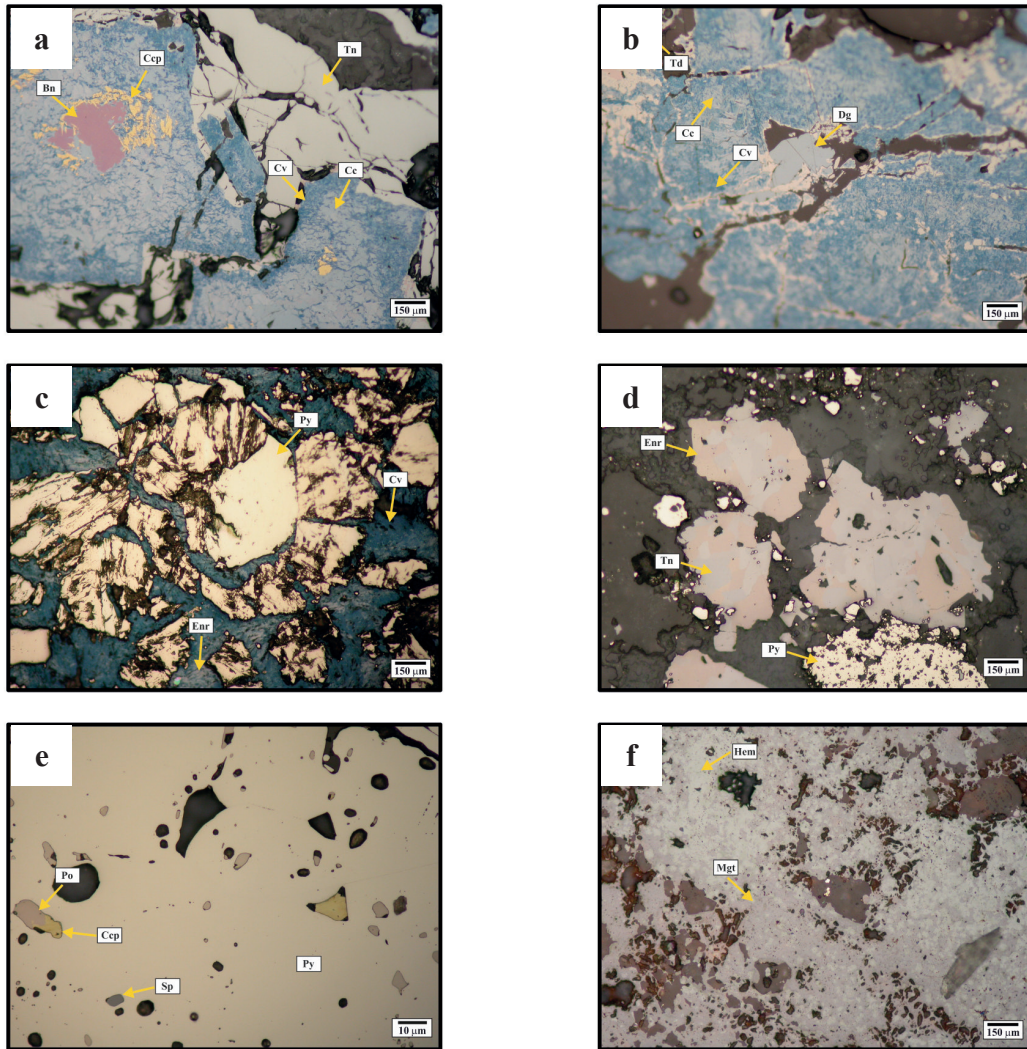
Kuvarslarda elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 7,1 ile ‰ 15,6 arasında değişirken ortalama değeri ‰ 11,5 dir. K-alünitlerde elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 10,1 ve ‰ 11,4 dir. Na-alünitlerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ 8,5 ve ‰ 12,4 tür.

Kuvarslarda bir örnek hariç (EVT-28/6) δD ölçüm yapılamamıştır. Ölçülen değerler dedeksiyon limitinin altında olduğu için belirlenememiştir. Kuvarslarda ölçülebilen tek δD değeri ‰ -77 dir. K-alünitlerden elde edilen δD değerleri ‰ -55,2 ve ‰ -57,6 dır. Na-alünitlerden elde edilen δD değerleri ‰ -25,3 ve ‰ -61'dir.

Oksijen ve döteryum izotop verilerine göre, Sisorta yüksek sülfidasyon epitermal altın yatağının oluşumunda etkin olan çözeltilerin meteorik hidrotermal kökenli suların kısmende magmatik suyun katılımı ile geliştiği söylenebilir. Orta Anadolu'ya ait güncel suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerlerinin meteorik su çizgisine plot edildiği gözlenmektedir (Şekil 11).

Kükürt İzotop Analizi

Bu çalışmada cevherleşme ve alterasyonda etkili olan kükürtün kaynağını tespit etmek amacıyla; 14 adet pirit, 3 adet kalkopirit, 2 adet K-alünit ve 5 adet barit mineralinde kükürt izotop analizi yapılmıştır. $\delta^{34}\text{S}$ analiz sonuçları topluca Çizelge 2'de verilmiştir. Numuneler yüzeyden ve sondaj karotlarından seçilmiştir. Seçilen numunelerde belirlenen mineraller mikroskop altında elle ayrılmıştır.

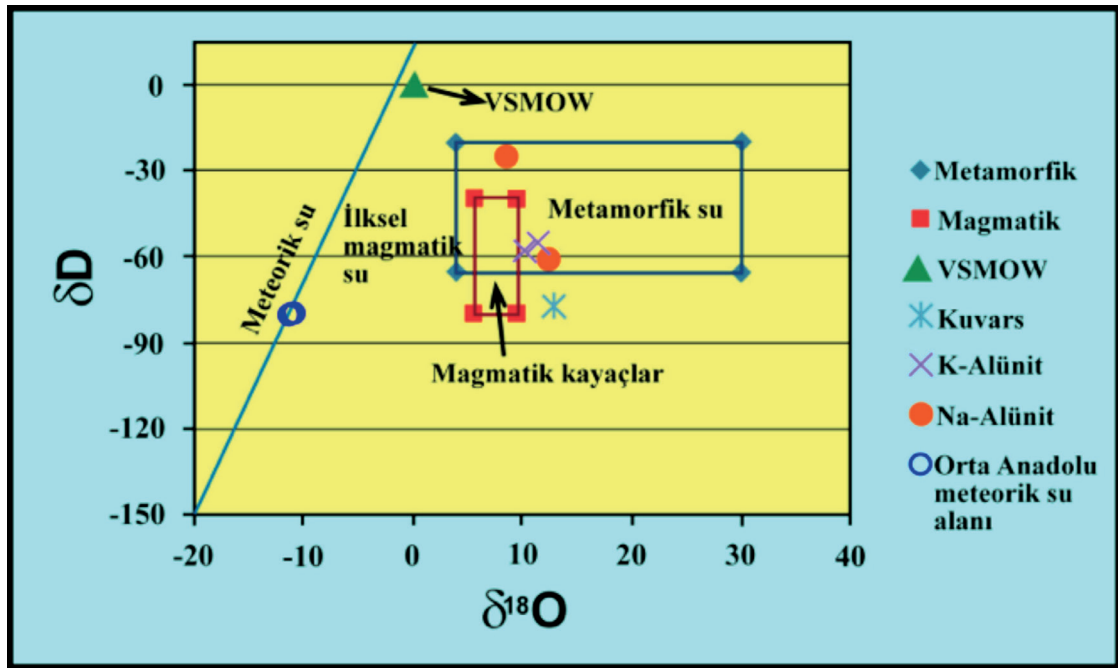


Şekil 10. Çalışma alanında gözlenen yaygın cevher minerallerinin mikrofotografaları: **a)** Kalkosin, kovelin ve bornitin kalkopiritten itibaren gelişimi (SIS-30/86597, 20X, TN), **b)** Birincil ve yüksek sıcaklık minerali dijenit ve ondan sonra gelişen ikincil mineraller (SIS-30/86597, 20X, TN) **c)** Piritten sonra ikincil olarak enarjit, kalkosin ve kovelinin gelişimi (SIS-50/87410, 20X, TN) **d)** Enarjit, tennantit minerallerince ornatılan pirit kalıntıları (SIS-21/86224, 20X, TN) **e)** Pirit içerisinde kalkopirit, sfalerit ve pirotin kapanımları (SIS-47/73239, 50X, TN) **f)** Damlacıklar şeklinde martitleşme (manyetit mineralinin hematit mineraline dönüşmesi) (SIS-38/88946, 20X, TN). TN: tek nikel, Bn: Bornit, Cc: kalkosin, Ccp: kalkopirit, Cv: kovelin, Dg: dijenit, Td:tedradrit, Enr: enarjit, Py: pirit, Tn: tennantit, Hem: hematit, Mgt: manyetit, Sp: sfalerit, Po: pirotin,).

Figure 10. Photomicrographs of common ore minerals from the study area: a) chalcocite, covelline and bornite development after chalcopyrite (SIS-30/86597, 20X, UN), b) secondary mineral occurrences after primary high temperature digenite mineral (SIS-30/86597, 20X, UN), c) pyrite relicts after replacement by enargite and tennantite (SIS-21/86224, 20X, UN), d) chalcopyrite, sphalerite, pyrotine minerals as inclusions in pyrite (SIS-47/73239, 50X, UN), e) secondary enargite, chalcocine and covelline occurrences after pyrite (SIS-50/87410, 20X, UN), f) martitization as droplets (hematite occurrences after magnetite) (SIS-38/88946, 20X, UN). UN: uncrossed nicol, fBn: Bornite, Cc: kalkosin, Ccp: chalcopyrite, Cv: covellite, Dg: digenite, Td: tetrahedrite, Enr: enargite, Py: pyrite, Tn: tennantite, Hem: hematite, Mgt: magnetite, Sp: sphalerite, Po: pyrrhotite.

Çizelge 1. Minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD ‰ analiz değerleri.**Table 1.** $\delta^{18}\text{O}$ ve δD ‰ analytical data of minerals.

Örnek No	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Mineral
SIS-1199	7,1	-	Kuvars
SIS-1216	10,4	-	Kuvars
SIS-1245	15,6	-	Kuvars
EVT-28/6	12,8	-77	Kuvars
EVT-20/1	11,4	-55,2	K-Alünit
SIS-2/70438	10,1	-57,6	K-Alünit
SIS-1235	8,5	-25,3	Na-Alünit
SIS-3/70472	12,4	-61,0	Na-Alünit



Şekil 11. Çalışma alanındaki kuvars ve alünit örneklerine ait oksijen ve hidrojen izotop değerlerinin, yaygın jeolojik ortamlarla birlikte $\delta^{18}\text{O}$ - δD diyagramında gösterimi. Metamorfik ve iksel magmatik su alanları Taylor, (1997)'den, meteorik su çizgisi Craig, (1961)'den, Orta Anadolu meteorik su alanı Uçurum ve diğ. (2007)'den alınmıştır.

Figure 11. $\delta^{18}\text{O}$ - δD diagram of quartz and alunite samples from study area with common geological environments. Metamorphic water and primitive magmatic water areas are from Taylor, (1997), meteoric water is from Craig (1961), Central Anatolia water area is from Uçurum et al, (2007).

Çizelge 2. Çalışma alanındaki örneklerin $\delta^{34}\text{S}$ ‰ analiz değerleri.

Table 2. $\delta^{34}\text{S}$ ‰ data of samples from study area.

Örnek No	$\delta^{34}\text{S}$	Mineral	Derinlik (yüzeyden itibaren)
EVT-9/1	-9,4	Pirit	349.90 m
EVT-18/1	-6,2	Pirit	22.50 m
EVT-26/1	-9,6	Pirit	60.75 m
EVT-26/5	-10,0	Pirit	58.30 m
EVT-28/1	-1,7	Pirit	616.20 m
EVT-35/3	-7,9	Pirit	39.50 m
Int-1	-4,0	Pirit	yüzey
Int-2	-5,8	Pirit	yüzey
SIS-1133	-1,7	Pirit	yüzey
SIS-1134	-0,4	Pirit	yüzey
SIS-38/89005	-6,4	Pirit	133-134 m
SIS-38/89029	-6,3	Pirit	162-163 m
SIS-52/91086	-8,1	Pirit	74.70-75.50 m
SIS-59/92289	-1,6	Pirit	113.90-115.30
Int-3	2,3	Kalkopirit	yüzey
SIS-47/73239	1,5	Kalkopirit	134.5-136 m
SIS-47/73252	1,8	Kalkopirit	149.30-150.40 m
SIS-2/70438	21,8	K-Alünit	63.20-64.80 m
EVT-20/1	22,0	K-Alünit	15.90 m
SISY-45	17,4	Barit	yüzey
SISY-50	16,5	Barit	yüzey
SISY-60	16,2	Barit	yüzey
SISY-63	17,3	Barit	yüzey
EVT-32/3	18,6	Barit	29.90 m

Piritlerde $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰ -0,4 ile ‰ -10,0 arasında, kalkopiritlerde ‰ 1,5 ile ‰ 2,3 arasında, K-alünitlerde ‰ 21,8 ile ‰ 22,0 arasında ve baritlerde ‰ 16,2 ile ‰ 18,6 arasında değişmektedir.

0 ‰' a yakın ve çok dar bir aralıkta olan $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin magmatik kayalara ait olduğu, sedimanter kayalara ait $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin çok geniş bir aralıkta dağılım gösterdiği, -‰ 20 + ‰ 20 arasında değişen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin metamorfik kayalara ait olduğu ve okyanus suyuna ait $\delta^{34}\text{S}$ değerinin 20 ‰ olduğu bilinmektedir (Şekil 12).

0 ‰' a çok yakın $\delta^{34}\text{S}$ değerleri magmatik kökenli kükürtü, ‰ -10'dan daha hafif $\delta^{34}\text{S}$ değerleri bakteriyel süreçlerle indirgenmiş kükürtü, ‰ +10'dan daha büyük $\delta^{34}\text{S}$ değerleri deniz suyundan inorganik (\pm organik) olarak indirgenmiş kükürtü göstermektedir.

Piritlerde yapılan analiz sonucu $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ‰ -0,4 ile ‰ -10 arasında olduğu ve magmatik kükürtün sülfatlı ve sülfürlü mineraller arasında paylaşımı sonucu sülfürlü minerallerde hafif kükürtün kullanıldığı veya magmatik kükürt içeren kaynaklardan hidrotermal çözeltilerce hafif kükürtün tercihli olarak çözüldüğü şeklinde yorumlanabilir.

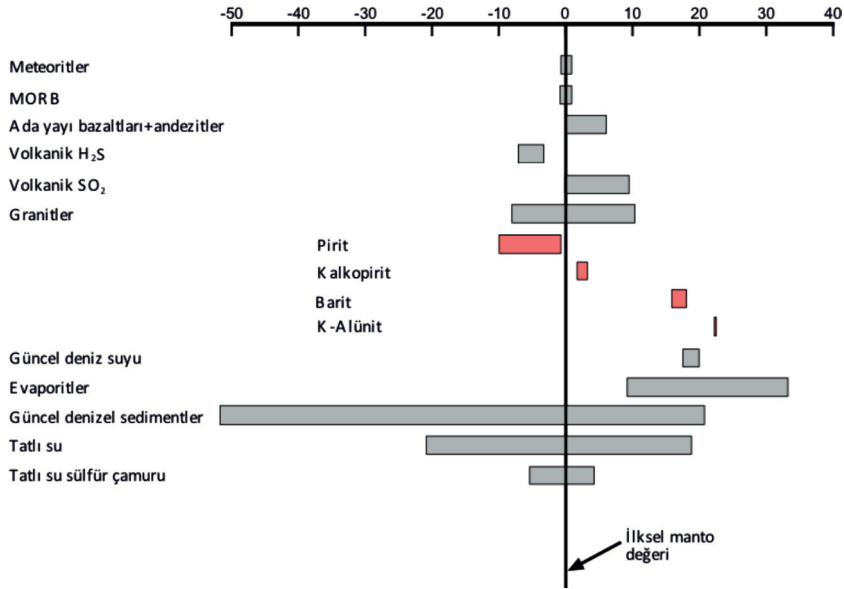
Kalkopiritlerde, $\delta^{34}\text{S}$ ‰ 1,5-2,3 arasındaki değerler hidrotermal çözeltinin ve çevrenin fizikokimyasal koşullarına bağlı olarak magmatik kükürtün ağır kısmının ayrımlanarak kullanımı şeklinde yorumlanabilir (Şekil 12). Barit ve K-alünit örneklerinde ağır $\delta^{34}\text{S}$ izotopca zenginleşme (Çizelge 2), bunların hidrotermal evrenin son ürünleri olarak çözelti ve/veya alterasyon süreci sonucu oluştuklarını göstermesi bakımından önemlidir.

Cu İzotop Analizi

Bakır izotop analizi 5 sondaj örneğinde yapılmış, ancak bunlardan yüzeydeki intrüzyondan elde edilen kalkopirit örneğinde herhangi bir sinyal detekte edilmemiştir (Çizelge 3). Bu büyük olasılıkla kalkopiritin denge durumunda olması nedeniyle hiç bir Cu izotopu sinyali vermemiştir. Bakır izotop analiz sonuçları

$${}^{65}\text{Cu} = \left[\frac{\left(\frac{{}^{65}\text{Cu}}{{}^{63}\text{Cu}} \right)_{\text{örnek}}}{\left(\frac{{}^{65}\text{Cu}}{{}^{63}\text{Cu}} \right)_{\text{standart}}} - 1 \right] \times 10^3 \text{ denklemi ile rapor edilmektedir.}$$

Bakır izotop analiz sonuçlarına bakıldığında yüzeye yakın (oksidasyon zonunda) örnekte (SİS-50 87410) hafif izotopca zenginleşme ($\delta^{65}\text{Cu}$ ‰= -5,502) derinlerde ise (SİS-30 86597) ağır izotoplarca ($\delta^{65}\text{Cu}$ ‰= 3,032) zenginleşme görülmektedir. Bu da Sisorta yüksek sülfidasyon epitermal altın yatağının altında olası bir porfiri sistemin YAS seviyesinin altındaki Cu'ca zenginleşme zonuna yakınlığını işaret edebilir. Buna ek olarak, SİS-47 73252 ($\delta^{65}\text{Cu}$ ‰= 0,458) ve SİS-30 8620 ($\delta^{65}\text{Cu}$ ‰= -0,997) hipojen zonu işaret etmesi bakımından önem taşımaktadır.



Şekil 12. Pirit, kalkopirit, barit ve K-alünit minerallerine ait $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin, yaygın kayaç grupları ve su kaynaklarının $\delta^{34}\text{S}$ dağılımları ile karşılaştırılması. Veriler, Sakai ve diğ., 1982, 1984; Ueda ve Sakai, 1984; Claypool ve diğ., 1980; Kerridge ve diğ., 1983; Chambers, 1982; Coleman, 1977; Chaussidon ve diğ., 1989'dan alınmıştır.

Figure 12. $\delta^{34}\text{S}$ data of pyrite, chalcopyrite, barite and K-alunite samples from study area, and comparison with common rock groups and water resources. Data are from Sakai et al, (1982, 1984); Ueda and Sakai, (1984); Claypool et al, (1980); Kerridge et al, (1983); Chambers, (1982); Coleman, (1977); Chaussidon et al, (1989).

Çizelge 3. Sisorta Au yatağına ait sondaj karot örneklerinden Cu-ıçeren minerallerin $\delta^{65}\text{Cu}$ izotop analizleri.

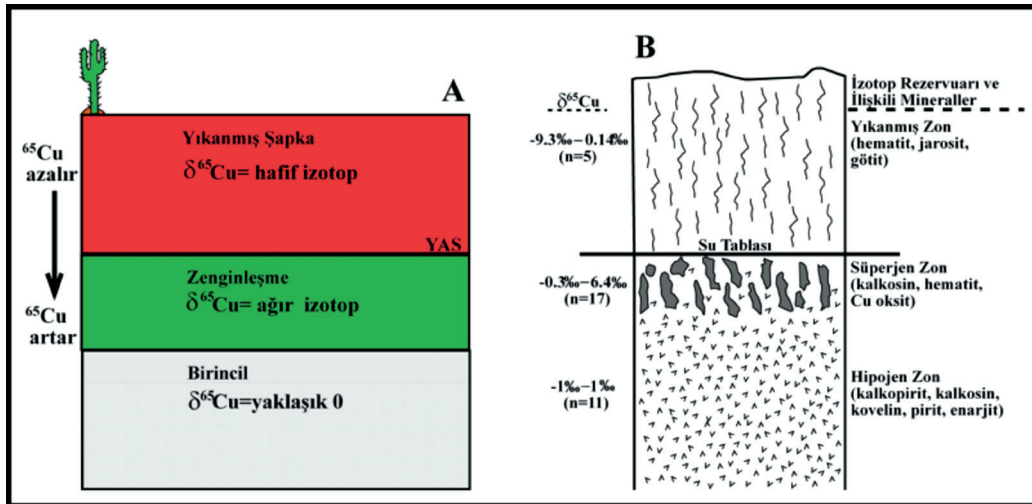
Table 3. $\delta^{65}\text{Cu}$ isotope analytical results of Cu-bearing minerals from drill core samples of Sisorta Au deposit.

Örnek No	$\delta^{65}\text{Cu}$ ‰	Derinlik (yüzeyden itibaren)	Mineral
Sis-47 73252	0.458	149.30-150.40 m	Kalkopirit
Sis-30 86597	3.032	114-115.30	Bornit+kalkopirit±kovelin,kalkosin
Sis-30 86620	0.997	144-145.10	Pirit, kalkopirit, bornit
Sis-50 87410	-5.502	53.45-54.30	Enarjit, pirit, kovelin, kalkosin
Cpy-İntrüzyon	Dengede olduğu için sinyal alınmadı	yüzey	Kalkopirit

Sisorta yüksek sülfidasyon epitermal altın yatağına eşlik eden bakır minerallerinde elde edilen $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ izotop değerleri (Çizelge 3) yüksek sülfidasyon epitermal altın yatağının altında/yakında gömülü bir porfiri Cu sistemini işaret edebilir.

Tipik bir porfiri Cu, Cu-Au, yatağında yıkanma (oksite) zonunda $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰'in tüketildiği yani hafif izotoplarca zenginleştiği (Şekil 13), YAS altında zenginleşme zonunda $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰'in

maksimum düzeye eriştiği, yani ağır izotoplarca zenginleştiği, ilksel (primer) zonda ise $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰'in 0'a yakın değerler aldığı değişik araştırmacılar (Larson ve diğ., 2003; Graham ve diğ., 2004; Mathur ve diğ., 2009a,b; Li ve diğ., 2010; Mathur ve diğ., 2010; Mirnejad ve diğ., 2010; Braxton ve Mathur, 2011; Garofali ve diğ., 2012; Ikehata ve Hirata, 2012) tarafından belirtilmiştir. Farklı jeolojik ortamlara ilişkin Cu izotop analiz değerleri Şekil 14'de özetlenmiştir.



Şekil 13. Tipik bir porfiri Cu sisteminde $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰'in dağılımı, **A)** Mathur ve diğ., 2009b'den, **B)** Mirnejad ve diğ., 2010'dan alınmıştır.

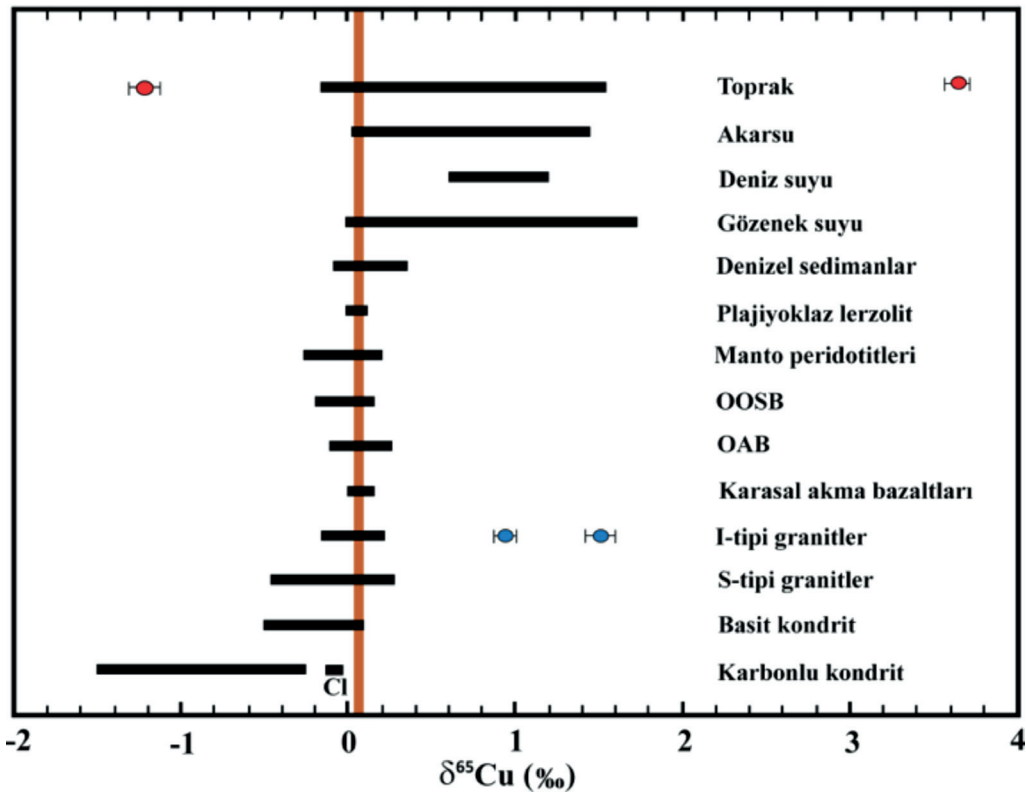
Figure 13. Variation of $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ in typical porphyry Cu deposit, **A)** is from Mathur et al 2009b, **B)** is from Mirnejad et al, 2010.

Ar-Ar Yaş Analizi

Çalışma alanında alterasyonun ve cevherleşmenin yaşını belirleyebilmek amacıyla bir adet hornblend ve iki adet K-alünit mineralinde Ar-Ar yaşlandırma analizi yapılmıştır. Yapılan analizlerin sonucunda K-alünit minerallerinde; plato yaşı $78,85 \pm 0,94$ My ve $76,59 \pm 2,19$ My, izokron yaşı $78,25 \pm 0,42$ My ve $75,30 \pm 0,90$ My olarak, hornblend mineralinde ise plato yaşı $80,44 \pm 0,84$ My elde edilmiştir.

SIS-2/70438 numaralı K-alünit mineraline ait analiz sonuçları adım adım Çizelge 4'de verilmiştir. Bu örnekte, 2. adımdan itibaren genellikle dereceli olarak artarak yaklaşık 72,5

My yaşlı, hemen hemen düz bir yaş spektrumu gözlenmektedir. Toplam gaz yaşı $80,1 \pm 0,6$ My'dir. Dördüncü ve altıncı adımlar arasında (^{39}Ar 'un % 64'ü serbestleşmiştir) plato yaşı $78,9 \pm 0,9$ My olarak tanımlanmaktadır (Şekil 15). Dördüncü ve yedinci adımlar arasında (^{39}Ar 'un % 65'i serbestleşmiştir) ilksel $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ oranının $309,7 \pm 1,9$ olduğu artık argonun bulunduğu ve $78,3 \pm 0,4$ My yaş veren izokron tanımlanmaktadır (Şekil 16). Son üç adım hariç (%1'den daha az ^{39}Ar serbestleşmiştir) Ca/K oranları homojen alünit mineralinin gaz çıkışı (outgassing) ile uyumludur. Radyojenik ürünler ($^{40}\text{Ar}^*$) bu mineral için anlamlıdır ve sonraki bir alterasyonu göstermemektedir.



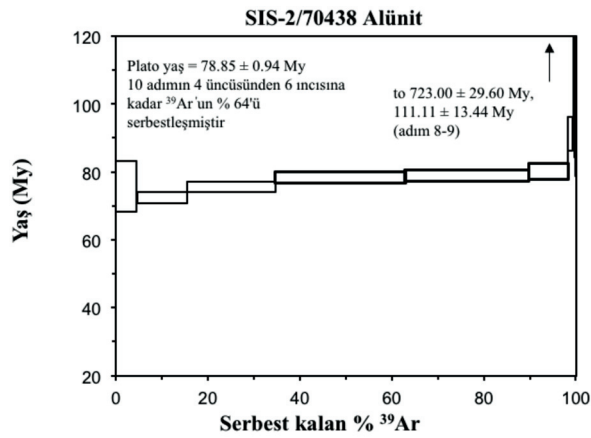
Şekil 14. Farklı jeolojik rezervuar ve kayalara ait $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ izotop değişim oranları (Liu ve diğ., 2015'den alınmıştır).

Figure 14: $\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ variations from different geological reservoirs (adapted from Liu et al, 2015).

Çizelge 4. SIS-2/70438 numaralı K-alünit mineralinde yapılan Ar-Ar yaşlandırma analizi verileri.

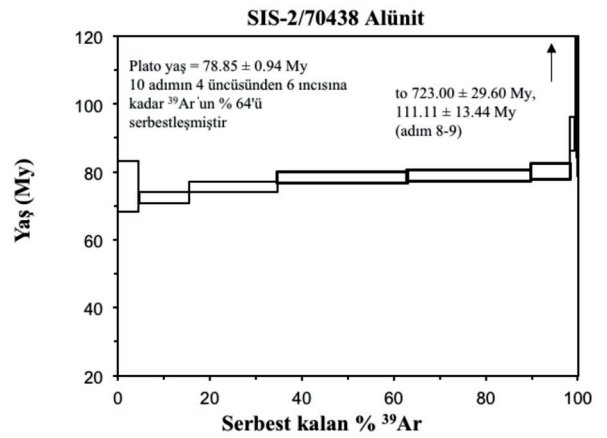
Table 4. Ar-Ar analytical age data of K-alunite mineral, SIS-2/70438.

step	T (C)	t (min.)	³⁶ Ar	³⁷ Ar	³⁸ Ar	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar	% ⁴⁰ Ar*	% ³⁹ Ar rlsd	Ca/K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Age (Ma)	Is.d.
1	700	12	4,135	0,009	0,862	5,732	1297,43	11,2	4,6	0,0588	25,592	75,86	3,71
2	730	12	0,700	0,006	0,324	13,525	520,687	63,4	10,8	0,0166	24,451	72,54	0,85
3	740	12	0,461	0,010	0,419	24,165	736,244	83,3	19,3	0,0155	25,512	75,63	0,78
4	750	12	0,467	0,010	0,568	35,383	1053,92	88,1	28,3	0,0106	26,451	78,35	0,79
5	760	12	0,656	0,020	0,564	33,594	1065,00	83,3	26,8	0,0223	26,622	78,84	0,81
6	770	12	0,641	0,010	0,265	10,563	460,712	62,2	8,4	0,0355	27,141	80,35	1,13
7	790	12	0,594	0,009	0,135	1,401	207,271	21,2	1,1	0,2408	30,950	91,34	2,50
8	840	12	2,665	0,090	0,578	0,487	882,006	15,9	0,4	6,9413	293,778	723,00	29,60
9	910	12	0,471	0,009	0,092	0,173	136,555	4,8	0,1	1,9510	37,857	111,11	13,44
10	1000	12	0,229	0,005	0,050	0,164	68,216	9,0	0,1	1,1431	33,355	98,25	9,68
Serbest kalan toplam ³⁹ Ar									100	Toplam gaz yaşı		80,11	0,57
										Plato yaşı		78,85	0,94
										İzokron yaşı		78,25	0,42



Şekil 15. SIS-2/70438 numaralı K-alünit mineraline ait plato yaşını gösteren spektrum.

Figure 15. Plateau age spectrum of K-alunite sample, SIS-2/70438.



Şekil 16. SIS-2/70438 numaralı K-alünit mineralinin izokron yaşını gösteren grafik.

Figure 16. Isochron age graph of K-alunite sample, SIS-2/70438.

EVT-20/1 numaralı K-alünit mineraline ait analiz sonuçları adım adım Çizelge 5’de verilmiştir. Bu örnek, gazın çoğunun baştan başa serbestleştiği konkordant yaş ile nitelendirilen hemem hemen düz ve ideal bir yaş spektrumu vermiştir. Geleneksel K/Ar yaşına denk gelen, toplam gaz yaşı 89. ±2.1 My dir. Birinci ve dokuzuncu adımlar arasında (%95 ³⁹Ar serbestleşmiştir) genç plato yaşı 76.6±2.2 My olarak tanımlanmıştır (Şekil 17). Tüm 12 adım, ilksel ⁴⁰Ar/³⁶Ar oranının 304.2 ±2.5 olduğu çok az miktarda artık argonun olduğunu göstermektedir ve 75.3±0.9 My yaş ile plato yaşından ayırt edimeleyen çok iyi sınırlanmış bir izokron tanımlanmaktadır (Şekil 18). İlk ve son bir kaç adım haricinde (toplam ³⁹Ar’ın küçük bir yüzdesi serbestleşmiştir) Ca/K oranları homojen alünit mineralinin gaz çıkışı (outgassing) ile uyumludur. Radyojenik ürünler (%⁴⁰Ar*) bu mineral için anlamlıdır ve sistemin

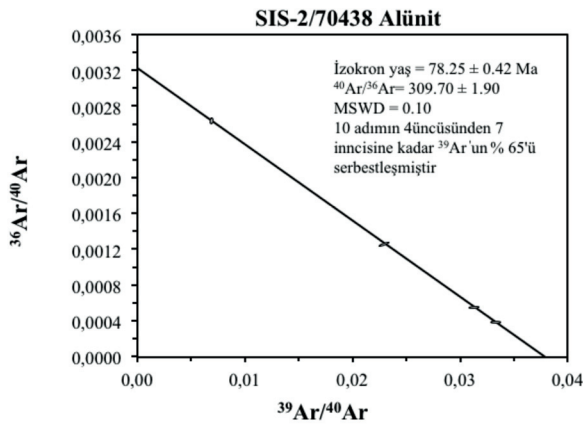
kristallenmeden itibaren kapalı olduğunu gösteren ideal düz bir yaş spektrumu ile uyumludur ve sonraki bir alterasyonu göstermemektedir.

SIS-1180 numaralı hornblend mineraline ait analiz sonuçları adım adım Çizelge 6’da verilmiştir. Bu örnek, ilk adımda yaklaşık 72 My’den itibaren azalan, daha sonra artık gazın serbestleşmesiyle yaklaşık 80-90 My’a artan bir yaşla tanımlanan uyumsuz bir yaş spektrumu vermektedir. Toplam gaz yaşı 80.1±0.4 My dir. Yedinci ve onuncu adımlar arasında (% 55 ³⁹Ar serbestleşmiştir) plato yaşı 80.4±0.8 My olarak belirlenmiştir (Şekil 19). Bu verilerle izokron tanımlanamamıştır. Ca/K oranı yüksektir ve homojen olarak ayrılan hornblend mineralinden gaz çıkışı ile uyumlu olduğu gözlenmektedir. Radyojenik ürünler yüksektir ve sonraki bir alterasyonu göstermemektedir. Bu örnek için en güvenilir olarak plato yaşı kabul edilmektedir.

Çizelge 5. EVT-20/1 numaralı K-alünit mineralinde yapılan Ar-Ar yaşlandırma analizi verileri.

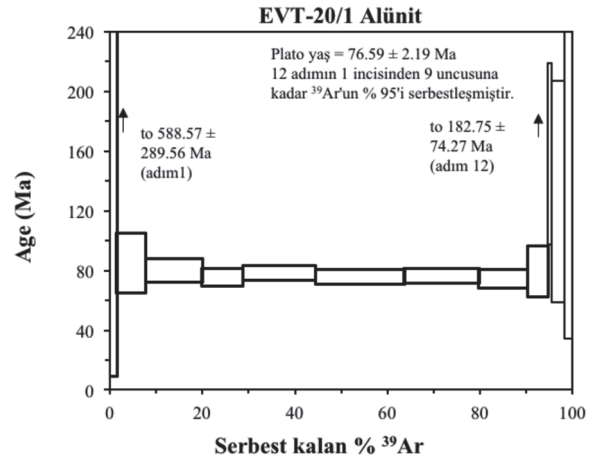
Table 5. Ar-Ar analytical age data of K-alunite mineral, EVT-20/1.

step	T (C)	t (min.)	³⁶ Ar	³⁷ Ar	³⁸ Ar	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar	% ⁴⁰ Ar*	% ³⁹ Ar rlsd	Ca/K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Age (Ma)	Is.d.
1	700	12	19,129	0,006	3,643	0,771	5553,92	3,1	1,6	0,357	225,719	588,57	289,56
2	720	12	1,535	0,013	0,329	2,937	513,36	16,3	6,2	0,203	28,062	84,51	9,93
3	730	12	0,769	0,010	0,228	5,734	365,33	41,8	12,2	0,080	26,447	79,75	3,79
4	735	12	0,362	0,010	0,114	4,167	203,65	52,2	8,8	0,110	24,959	75,36	2,95
5	740	12	0,335	0,010	0,159	7,379	281,68	68,5	15,7	0,062	25,821	77,91	2,45
6	745	12	0,342	0,009	0,184	9,018	319,80	71,7	19,1	0,046	25,177	76,00	2,31
7	750	12	0,309	0,009	0,153	7,616	276,57	70,6	16,2	0,054	25,310	76,39	2,37
8	755	12	0,451	0,007	0,156	4,964	246,28	50,3	10,5	0,065	24,530	74,09	3,01
9	760	12	0,883	0,011	0,197	2,012	299,76	17,8	4,3	0,251	26,329	79,40	8,41
10	765	12	0,736	0,009	0,154	0,436	228,89	10,3	0,9	0,946	53,534	157,94	30,38
11	790	12	2,827	0,015	0,564	1,259	850,04	6,6	2,7	0,546	44,737	132,91	37,13
12	1000	12	4,084	0,020	0,824	0,853	1199,27	4,4	1,8	1,075	62,380	182,75	74,27
Serbest kalan toplam ³⁹ Ar									100	Toplam gaz yaşı		89,83	2,12
										Plato yaşı		76,59	2,19
										İzokron yaşı		75,30	0,90



Şekil 17. EVT-20/1 numaralı K-alünit mineraline ait plato yaşını gösteren spektrum.

Figure 17. Plateau age spectrum of K-alunite sample, EVT-20/1.



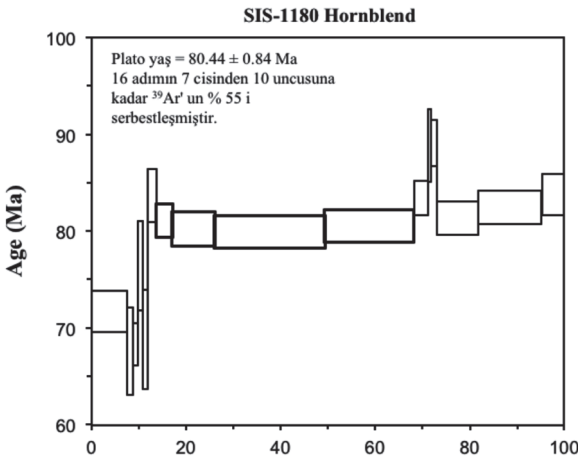
Şekil 18. EVT-20/1 numaralı K-alünit mineralinin izokron yaşını gösteren grafik.

Figure 18. Isochron age graph of K-alunite sample, EVT-20/1.

Çizelge 6: SIS-1180 numaralı hornblend mineralinde yapılan Ar-Ar yaşlandırma analizi verileri

Table 6: Ar-Ar analytical age data of hornblende mineral, SIS-1180.

step	T (C)	t (min.)	³⁶ Ar	³⁷ Ar	³⁸ Ar	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar	% ⁴⁰ Ar*	% ³⁹ Ar rlsd	Ca/K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Age (Ma)	Is.d.
1	850	12	0,397	0,516	0,316	3,664	195,35	45,5	7,5	5,39	23,923	71,75	1,06
2	950	12	0,109	0,228	0,045	0,627	43,83	37,3	1,3	13,94	22,513	67,60	2,27
3	1050	12	0,052	0,190	0,077	0,491	25,06	59,8	1,0	14,84	22,750	68,30	1,08
4	1080	12	0,040	0,180	0,120	0,523	23,86	77,6	1,1	13,19	25,527	76,46	2,30
5	1090	12	0,040	0,169	0,122	0,480	21,58	72,8	1,0	13,50	22,929	68,83	2,57
6	1100	12	0,041	0,349	0,239	0,882	35,07	85,6	1,8	15,18	27,995	83,68	1,37
7	1110	12	0,046	0,702	0,444	1,647	55,63	89,7	3,4	16,36	27,096	81,06	0,86
8	1120	12	0,068	1,928	1,167	4,398	132,35	92,2	9,0	16,82	26,821	80,25	0,88
9	1130	12	0,093	4,653	2,831	11,333	317,68	95,6	23,3	15,75	26,710	79,93	0,82
10	1140	12	0,080	3,465	2,112	9,167	259,91	96,7	18,9	14,50	26,926	80,56	0,83
11	1150	12	0,041	0,540	0,348	1,451	49,65	98,1	3,0	14,27	27,911	83,44	0,91
12	1160	12	0,036	0,114	0,089	0,258	16,63	99,9	0,5	16,96	29,774	88,87	1,89
13	1170	12	0,040	0,262	0,180	0,595	27,34	95,5	1,2	16,90	29,870	89,15	1,20
14	1200	12	0,080	1,826	1,215	4,307	134,44	91,8	8,9	16,27	27,202	81,37	0,86
15	1240	12	0,102	2,725	1,780	6,510	200,81	92,0	13,4	16,06	27,579	82,47	0,86
16	1400	12	0,132	0,995	0,632	2,291	97,55	83,1	4,7	16,67	28,024	83,77	1,08
Serbest kalan toplam ³⁹ Ar									100	Toplam gaz yaşı		80,06	0,40
										Plato yaşı		80,44	0,84



Şekil 19. SIS-1180 numaralı hornblend mineraline ait plato yaşını gösteren spektrum.

Figure 19. Plateau age spectrum of hornblende mineral, SIS-1180.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

İnceleme alanının tabanında Alt Kretase yaşlı andezitik aglomeralar, onları üzerleyen Üst Kretase yaşlı andezitik lavlar ve bu birimleri kesen Üst Kretase yaşlı plütonik kayalar yer almaktadır. Ayrıca plütonizmaya bağlı olarak gelişen ve andezitik lavların içerisinde yine Üst Kretase yaşlı olduğu düşünülen breşler yer almaktadır.

Arazi gözlemleri ve kayaç petrografisine göre (makro ve mikro ölçekteki incelemelere) inceleme alanında alterasyon belirgin şekilde gözlenmektedir. Özellikle andezitik lavlar yoğun bir şekilde altere olmuşlardır. Birimlere göre alterasyon türlerine bakıldığında;

Andezitik aglomeralarda çoğunlukla yaygın veya lokal olarak ağısı bir şekilde pirofillitik alterasyon gelişmiş ve yer yer de arjilik alterasyon gözlenmiştir.

Andezitik lavlarda, yaygın olarak arjilik alterasyon gözlenmektedir bununla beraber çok küçük bir alanda pirofillitik alterasyon belirlenmiştir. Yine andezitik bileşimli lavlarda

ileri arjilik alterasyon ve silisleşme yaygın bir şekilde gözlenmektedir.

Evliya Tepe'nin zirvesinde, epitermal altın sistemi ile ilişkili olarak sert ve çok dayanımlı kuvarsca zengin silika şapka oluşmuştur. Bu silika şapkanın oluşumunda KB doğrultulu faylar boyunca çıkan çözelliler etkin olmuştur.

İnceleme alanının güneyinde gözlenen plütonik kayalarda da yer yer arjilik alterasyon ve daha zayıf olarak da pirofillitik alterasyon gözlenmiştir.

Yüksek sülfidasyon epitermal yataklar için karakteristik olan boşluklu kuvarslar ileri arjilik alterasyonun çekirdeğinde gözlenmiştir.

Yapılan XRD-tüm kayaç analiz sonuçlarına göre, inceleme alanındaki altere kayalarda, bolluk sırasına göre kuvars, kil, feldispat, alünit, kalsit, hematit, götit, piroksen, hornblend, opal-kristobalit mineralleri bulunmaktadır.

Cevher mikroskopisi incelemeleri sonucunda, pirit, kalkopirit, bornit, enarjit, dijenit, tennantit-tetrahedrit, kovelin, kalkosin, pirotin, sfalerit, hematit, manyetit, götit cevher mineralleri gözlenmiştir.

Pirit içerisindeki iki fazlı pirotin-kalkopirit kapanımı erken dönem düşük-orta sülfidasyon düzeyini yansıtmayı, porfiri sisteme olan yakınlığı belirttiği düşünülmektedir. Ayrıca tennantit-enarjit mineral birlikteliği yüksek sülfidasyon düzeyini gösterir. Pirit, enarjit, kovelin birlikteliği, enarjitin kenarlarından itibaren koveline dönüşmesi yine artan yüksek sülfidasyon düzeyine geçişi gösterir.

Cevher mineral parajenezi ve alterasyon türleri çalışma alanında tipik bir Yüksek Sülfürlü Epitermal Au-Cu sistemini işaret etmektedir.

Sisorta altın yatağında kükürt izotop değerleri; piritlerde ‰ -0,4 ile ‰ -10,0 arasında, kalkopiritlerde ‰ 1,5 ile ‰ 2,3 arasında,

K-alünitlerde ‰ 21,8 ile ‰ 22,0 arasında ve baritlerde ‰ 16,2 ile ‰ 18,6 arasında değişmektedir. Bu sonuçlarda cevherleşmenin oluşumunda etkili olan S'un kaynağının ilk evrelerinde hafif S izotopunun etkin olduğu daha sonraki evrelerde ise ağır S izotopunun etkin olduğu (özellikle hidrotermal evrenin son safalarında baritin oluşması sırasında) gözlenmektedir. Bu da magmatik kökenden itibaren S izotopunun değişen sıcaklıkla geliştiğini göstermektedir.

Gang minerallerinde yapılan oksijen ve döteryum analizlerine göre; kuvarslarda elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 7,1 ile ‰ 15,6 arasında değişirken ortalama değeri ‰ 11,5 dir. K-alünitlerde elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 10,1 ve ‰ 11,4 dir. Na-alünitlerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ 8,5 ve ‰ 12,4 tür. Kuvarslarda ölçülebilen tek δD değeri ‰ -77 dir. K-alünitlerden elde edilen δD değerleri ‰ -55,2 ve ‰ -57,6 dir. Na-alünitlerden elde edilen δD değerleri ‰ -25,3 ve ‰ -61'dir. Bu sonuçlara göre yüksek sülfürlü epitermal altın yatağının oluşumunda etkin olan çözeltilinin meteorik hidrotermal kökenli sulardan itibaren ve kısmen de magmatik suyun katılımı ile geliştiği düşünülmektedir.

Yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş analizleri sonucunda K-alünit minerallerinde; plato yaşı $78,85\pm 0,94$ My ve $76,59\pm 2,19$ My, izokron yaşı $78,25\pm 0,42$ My ve $75,30\pm 0,90$ My olarak, bozunmamış andezitik volkanik kayalardan ayrılan hornblend mineralinde ise plato yaşı $80,44\pm 0,84$ My elde edilmiştir. Bu sonuçlar altın cevherleşmesinde etkin olan hidrotermal alterasyonun ana kayacın yerleşiminden 3 My sonra geliştiğini göstermektedir.

Sisorta yüksek sülfidasyon altın yatağında bulunan bakır minerallerinde elde edilen ‰ $\delta^{65}\text{Cu}$ izotop değerleri -5.502 ile +3.032 arasında değişim göstermektedir. Intrüzyona (sistemin derin kısmı) yakın yerlerdeki bakır izotop değerleri önemli

bir izotopsal değişim göstermemektedir (‰ <1), bunun tersine sistemin üst kesimlerinde bakır izotop değerleri geniş bir değişim göstermekte ve buda ikincil süreçlerle bakır zenginleşmesini işaret etmektedir.

KATKI BELİRTME

Finansal desteklerden dolayı CÜBAP brimine (M-389 ve M-530 nolu projeler), saha çalışmaları sırasındaki lojistik desteklerinden dolayı Mesut SOYLU ve Cem YÜCEER'e, analitik verilerin elde edilmesindeki katkılarından dolayı; Simon POULSON, Greg B. AREHART, Mike SIM, Albert H. HOFSTRA, Terry L. SPELL, ve Ryan MATHUR'a teşekkürü borç biliriz.

EXTENDED SUMMARY

This study presents geological and geochemical features of gold deposit located in Sisorta area near Evliya Tepe, Güzelyurt village.

The investigation area covers 42 km² land and located in 200 km NW of Sivas province in Sisorta. The general stratigraphy of the area starts with Lower Cretaceous andesitic agglomerate and which is overlain by Upper Cretaceous andesitic lavas. All of the volcanic units intruded by Upper Cretaceous plutonic rocks. Later hydrothermal (phreatomagmatic) breccia occurred cross cuts all units and is the youngest feature.

Both silicate and sulfide minerals present are indicative of a high sulfidation epithermal gold deposit. Silicate mineral alteration occurs as propylitic, argillic, advance argillic, vugy quartz and vugy silica determined by using XRD and PIMA This silicate mineral alteration assemblage is common in high sulphidation epithermal gold deposits. Pyrite, chalcopyrite, bornite, enargite, digenite, tennantite-tetrahedrite, covellite,

chalcocite, pyrrhotite, sphalerite, hematite, magnetite, and goethite have been defined by using ore microscopy-petrography. Tennantite-enargite mineral association, which has been observed on numerous polished sections, is good indication of high sulphidation stage.

The average REE element distribution of Cretaceous andesitic agglomerates and lavas show enrichment with compare to average values of Primitive Mantle (PM) and CI Chondrite (CI-C). Whereas, hydrothermally effected silicified andesitic volcanic rocks and hydrothermal breccia show depletion in REE element distribution with compare to average values of PM and CI-C.

$\delta^{34}\text{S}$ ‰ isotope values are ranging from -0,4 and ‰ -10,0 in pyrites; ‰ 1,5 and ‰ 2,3 in chalcopyrite; 21,8 and ‰ 22,0 in K-alunites; ‰ 16,2 and ‰ 18,6 in barites from high sulphidation epithermal gold deposits in Sisorta. At the early stage of mineralization S isotope value number is light and later S isotope value shows heavy numbers (specially during the formation of barite). This is indicating that the S isotope was originated from magma and changed due to temperature variations in the last stages of the hydrothermal process.

$\delta^{18}\text{O}$ isotope values of gangue minerals are ranging from; ‰ 7,1 to ‰ 15,6 with the average value of 11,5 ‰ in quartz, and 11,4 ‰ in K-alunite. $\delta^{18}\text{O}$ isotope data of Na-alunite are 8,5 ‰ and 12,4‰. The only quartz sample yielded δD value of -77‰. δD value is ranging from -55,2 ‰ to -57,6 in K-alunite, -25,3 ‰ to -61 ‰ in Na-alunite samples. Combining $\delta^{18}\text{O}$ with δD from quartz and K-alunite, and Na-alunite samples, demonstrates meteoric waters were important in the formation of the alteration silicate minerals analyzed. This is common in high sulfidation silicate alteration minerals.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age dating is ranging from 78,85±0,94 Ma and 76,59±2,19 Ma as a plateau age and 78,25±0,42 Ma and 75,30±0,90 Ma as isochron age in K-alunite, 80,44±0,84 in hornblende minerals from unaltered andesitic volcanic rocks. This shows that hydrothermal gold mineralization is deposited 3 Ma later than the volcanic host rock eruption.

$\delta^{65}\text{Cu}$ ‰ values from copper-bearing minerals associated with Sisorta gold deposits are ranging from -5.502 ‰ to +3.032 ‰. The copper isotope values closest to the intrusions (deepest part of the system) do not show significant copper isotope variations (<1 per mil), in contrast the upper parts of the system show large copper isotope variations and indicate enrichment of copper due to supergene processes.

According to Raman spectral data and thermometric analysis of fluid inclusions from Sisorta high sulphidation gold deposit, type of solution, which is responsible for the formation of deposit, is NaCl+ H₂O system. NaCl has been defined as dissolved in liquid phase. Homogenization temperature ($T_{h(L-V)}$), and wt. % NaCl equivalent salinity from primary inclusions is ranging from 100 to 350 °C, and from % 1 to % 22 respectively.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bedi, Y., 1998, Geology of the region between Mesudiye (Ordu)-Ortakent (Koyulhisar-Sivas) and the Petrographical-Geochemical analysis of the magmatic rocks, Ph. D. Thesis, Selçuk University, 193 s.
- Braxton, D., ve Mathur, R., 2011, Exploration Applications of Copper Isotopes in the Supergene Environment: A Case Study of the Bayugo Porphyry Copper-Gold Deposit, Southern Philippines: Economic Geology, v. 106, p. 1447-1463.

- Chadwick, T., 2005, Geology of Sisorta prospect, Eurasian Minerals Inc. report.
- Chambers, L.A., 1982, Sulfur isotope study of a modern intertidal environment and the interpretation of ancient sulfides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 721-728.
- Chaussidon, M., Albarede, F., and Sheppard, S.M.F., 1989, Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 144-156.
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H., and Zak, I., 1980, The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geol.*, 28, 199-260.
- Coleman, M.L., 1977, Sulfur isotopes in petrology. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, 593-608.
- Corbett, G.J., and Leach, T.M., 1988, Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization: SEG Special Publication, No. 6, Chapter 3, p.31-67.
- Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters. *Science* v. 133, p. 1702-1703.
- Garofali, K., Robinson, R., Thoennessen, M., 2012, Discovery of Chromium, Manganese, Nickel, and Copper Isotopes: Atomic Data and Nuclear Data Tables, 98, p. 356-372.
- Graham, S., Pearson, N., Jackson, S., Griffin, W., O'Reilly, S.Y., 2004, Tracing Cu and Fe from Source to Porphyry: in *Situ Determination of Cu and Fe Isotope Ratios in Sulfides from the Grasberg Cu-Au Deposit: Chemical Geology*, 207, p. 147-169.
- Ikehata, K., ve Hirata, T., 2012, Copper Isotope Characteristics of Copper-Rich Minerals from the Horoman Peridotite Complex, Hokkaido, Northern Japan: *Economic Geology*, v. 107, p. 1489-1497.
- Jebrak, M., 1997, Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution: *Ore Geology Reviews* v.12, p. 111-134.
- Kerridge, J.F., Haymon, R.M., and Kastner M., 1983, Sulfur isotope systematics at the 21oN site, East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 91-100.
- Larson, B.P., Maher, K., Ramos, F.C., Chang, Z., Gaspar, M., Meinert, L.D., 2003, Copper Isotope Ratios in Magmatic and Hydrothermal Ore-forming Environments: *Chemical Geology*, 201, p. 337-350.
- Lawless, J.V., White, P.J., 1990, Ore-Related Breccias: A Revised Genetic Classification with Particular Reference to Epithermal Deposits: 12th New Zealand Geothermal Workshop, p. 197-201.
- Li, W., Jackson, S.E., Pearson, N.J, Graham, S., 2010, Copper isotopic zonation in the Northparkes porphyry Cu-Au deposit, SE Australia: *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 74, p. 4078-4096.
- Liu, S-A., Huang, J., Liu, J., Wörner, G., Yang, W., Tang, Y.C., Tang, L., Zheng, J., Li, S., 2015, Copper isotopic composition of the silicate Earth: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 427, p.95-103.
- Mathur, R., Dendas, M., Titley, S., ve Phillips, A., 2010, Patterns in the Copper Isotope Composition of Minerals in Porphyry Copper Deposits in Southwestern United States, *Economic Geology*, 105, p. 1457-1467.
- Mathur, R., Titley, S., Barra, F., Brantley, S., Wilson, M., Phillips, A., Munizaga, F., Maksiyev, V., Vervoort, J., Hart, G., 2009a, Exploration Potential of Cu Isotope Fractionation in Porphyry Copper Deposits: *Journal of Geochemical Exploration*, 102, p. 1-6.
- Mathur, R., Titley, S., Barra, F., Brantley, S., Wilson, M., Phillips, A., Munizaga, F., Maksiyev, V., Vervoort, J., Hart, G., 2009b, Copper Isotope Fractionation Used to Identify Supergene Processes: *Society of Economic Geologists, Special Publication 14*, p. 45-49.
- Mirnejad, H., Mathur, R., Einali, M., Dendas, M., ve Alirezaei, S., 2010, A Comparative Copper

- Isotope Study of Porphyry Copper Deposits in Iran: Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, v.10 , p. 413-418.
- Ollier, C.D., 2007, Breccia-Filled Pipes: Distinguishing Between Volcanic And Non-Volcanic Origins: Geogr. Fis. Dinam. Quat. 30, p. 63-76.
- Picot, P., ve Johan, Z., 1982, Atlas of Ore Minerals, Elsevier, Amsterdam, 458 pp.
- Şahin Demir, Ç., 2015, Sisorta (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) yöresi altın yatağının jeolojik ve jeokimyasal özellikleri: Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, doktora tezi, 270 s, yayımlanmamış.
- Sakai H., Casadevall T.J. and Moore, J.G., 1982, Chemistry and isotope ratios of sulfur in basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii. Geochim. Cosmochim. Acta, 46,729-738.
- Sakai H., Des Maris, D.J., Ueda, A., and Moore, J.G., 1984, Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii. Geochim. Cosmochim. Acta,48, 2433-2441.
- Tamaş, C.G., Milesi, J.P., 2002, Hydrovolcanic Breccia Pipe Structures - General Features And Genetic Criteria - I. Phreatomagmatic Breccias: Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, Xlvii, 1, p. 127-147.
- Tamaş, C.G., Milesi, J.P., 2003, Hydrothermal Breccia Pipe Structures – General Features And Genetic Criteria – II. Phreatic Breccias: Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, Xlviii, 1, p. 55-66.
- Taylor, J.r., H. P., 1997, Oxygenand and Hydrogen Isotope Relationships in Hydrothermal Mineral Deposits, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit, 3rd Edition ed. Barnes, H.L. John Wiley & Sons, New York, p. 229-302.
- Uçurum A., Lechler, P.J., Arehart, G.B., Molnar, F., 2007, Platinum-Group Element, Stable Isotope, and Fluid Inclusion Investigation of the Ultramafic Rock-Hosted Gunes-Sogucak Ni-Cu-Sulfide Mineralization, Gunes Ophiolite, East-Central Turkey: International Geology Review, v.49, p.169-192.
- Ueda, A., and Sakai, H., 1984, Sulfur isotope study of Quaternary volcanic rocks from the Japanese island arc. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 1837-1848.
- Yetkin, E., 2009, Alteration identification by hyperspectral remote sensing in Sisorta Gold Prospect (Sivas-Turkey): unpublished PhD thesis, Middle East Technical University, 129 p.

Makale Geliş Tarihi : 11 Aralık 2015

Kabul Tarihi : 8 Ocak 2016

Received : 11 December 2015

Accepted : 8 January 2016