

Original Research Paper

Study of Alterations, fluid inclusions and sulfur and oxygen isotope compositions in Sarkuh porphyry copper deposit, Kerman

Sholeh Malekshahi^{1*}, Masoumeh Khalajmasoumi², Hadi Mohammad-Doost³, Mona Sojdehee⁴, and Shahrzad Aboutorab²

¹ Department of Geology, Faculty of Science, Alborz Payame Noor University, Karaj, Iran

² Applied Geological Research Center, Geological Survey of Iran, Karaj, Iran

³ Department of Exploration, Iranian Mines and Mining Industries Development and Renovation Organization (IMIDRO), Tehran, Iran

⁴ Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Islamic Azad University, West Branch, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 September 27

Accepted: 2023 April 29

Available online: 2023 September 23

Keywords:

Sarkuh

Porphyry copper deposit

Fluid inclusions

O and S stable isotopes

Alteration

SEM

XRD

ABSTRACT

The Sarkuh Porphyry Copper deposit is located about 6 km southwest of Sarcheshmeh porphyry copper deposit. Alterations in the region include advanced potassic, propylitic, phyllic and argillic. Copper mineralization is mainly associated with porphyry granodiorite mass. Minerals include chalcopyrite, pyrite, magnetite and some molybdenite. Fluid inclusion studies were performed on quartz from the sulfide veins of the potassic fraction and showed that the main mineralization phase was present with a homogenization temperature between 250 and 527 °C, salinity between 13.6 and 52.9 wt% NaCl, has a high salinity in Sarkuh deposit (Orthomagmatic phase and hypogene mineralization). The homogenization temperature in the late stages of the receding phase (convective phase and the influence of atmospheric waters in the hydrothermal cycle) is around 132 to 165 degrees Celsius and its salinity is 0.005 to 4.74% equivalent to the weight of NaCl. The observed salinity variation can be attributed to the boiling event. The investigation of sulfur isotope composition on pyrite and chalcopyrite minerals in Sarkuh deposit was between +1 and 2.7‰, which indicates the magmatic source of sulfur. The stable oxygen isotope data on quartz veins, show positive range between 7.6 to +9.3‰ with an average of +8.5, indicates a magmatic source for hydrothermal fluids. Also, due to the limited range of sulfur isotopic composition, it can be concluded that the isotopic composition of sulfur has not undergone changes or contamination by other sources of sulfur, or the mixing of magmatic fluid with other sources has been very insignificant. Isotopic thermometry shows the temperature of 315°C and 476°C for the pair of pyrite-chalcopyrite minerals.

1. Introduction

The porphyry deposits of Iran are mainly located along the Urumieh-Dokhtar magmatic arc with a northwest-southeast trend, which is 2000 km long and about 100 km wide. The southeastern part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc is also known as the Cenozoic Kerman magmatic arc

(Dimitrijevic, 1973; Shafiei et al., 2008).

The Kerman magmatic arc was formed by the closure of the Neotethys oceanic lithosphere and its subduction under the central Iranian subcontinent and the subsequent collision during the Cenozoic Alpine orogeny (Mohajjel

* Corresponding author: Sholeh Malekshahi; E-mail: flame.m@gmail.com

Citation:

Malekshahi, Sh., Khalajmasoumi, M., Mohammad-Doost, H., Sojdehee, M., and Aboutorab, Sh., 2023. Study of Alterations, fluid inclusions and sulfur and oxygen isotope compositions in Sarkuh porphyry copper deposit, Kerman. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(3), 129, 159-182. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.363665.2033>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/gsj.2023.363665.2033

dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.3.7.8



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

et al., 2003; Allen et al., 2004; Agard et al., 2005); Shafiei et al., 2008). A major part of the Tethys metallogenic province is located in Iran. Based on the local distribution of porphyry deposits and geological features, this belt can be divided into three porphyry sections from North-West to South-East, which are known as Midok, Sarcheshme and Daralu sections (Alimohammadi et al., 2015; Mohammaddoost et al., 2017). Porphyry mineralization in Kerman porphyry copper belt occurred in two main periods including Oligocene (27-29 million years) and Miocene (6-18 million years) (Aghazadeh et al., 2015). The youngest volcanic activity of this belt is the formation of volcanic domes and blades with dacite composition of Pliocene age (Dimitrijevic, 1973; Le Maitre, 1989).

Sarkuh porphyry copper deposit is located in 6 km southwest of Sarcheshmeh deposit, southeast of Iran. The Sarcheshme section includes at least 4 important porphyry deposits, including Nuchon, Sarcheshme, Sarkuh and Seridoon. The Sarkuh porphyry copper system was identified in 1973 during detailed regional explorations (Nedimovic, 1973). The history of this deposit goes back to 1350 to 1351, when it was introduced by a group of experts from Yugoslavia and subjected to exploratory studies.

Hydrothermal alteration is strongly developed along the northeast-southwest trend in the region and shows the typical zoning of porphyry copper systems, copper mineralization in the form of veins, outcrops and stockwork, which is mainly related to potassic alteration changes and it is Philic; Porphyry has spread in granodiorite to monzodiorite, which are adjacent to volcanic rocks. The main objectives of the research are summarized as follows: (a) study of geological features and mineralization (b) investigation of the relationship between mineralization and alteration zones. (c) Identifying the nature and origin of the fluids responsible for mineralization (d) Identifying the factors controlling deposit formation, providing a genetic model (e) Comparing this deposit with similar models in Iran and the world. To achieve the above goals, field studies and sampling, investigations related to petrography, mineralogy and chemical analyzes were carried out.

2. Research and methodology

XRD instrumental analysis of 10 samples was performed at Zarazma Minerals Studies Company and SEM of 10 samples was performed at the Iran Minerals Processing Research Center laboratory. Microthermometry of fluid inclusions (heating-freezing stage) of 6 samples in the laboratory of Iran Mineral Processing Research Center and stable isotope analysis of sulfur (S) of 24 samples after preparation in the Geological and Mineral Exploration Organization of the country to the University of Arizona, and oxygen (O) of 6 samples accomplished. After preparation, the ore was sent to the University of Oregon in the United States and analyzed at the Geological and Mineral Exploration Organization of the country.

For further investigations and confirmation of petrographic studies, scanning electron microscope (Scanning Electron Microscope) to create more magnification and resolution, as well as X-ray Diffraction (XRD) method to determine the type of phases and crystal structure of materials and minerals, were used. Samples from surface and deep areas (boreholes), which include semi-deep intrusive units with porphyry, volcanic, subvolcanic, granitoid, quartz monodiorite and alteration including potassic, propylitic, argillic, phyllic, argillic, sodic-calcic covering potassic alteration and minerals were selected including magnetite, hematite, goethite, pyrite, chalcopyrite, bornite, chalcocite, limonite, covellite, molybdenite, rutile and digenite. All samples and sections prepared from them were studied, from which 10 samples were selected for SEM examination. 6 of the samples were coated with carbon and 4 were coated with gold, and then the analysis was done.

Also, 10 samples were subjected to XRD analysis.

The isotopic behavior of oxygen in the mineralization area was investigated to identify the origin of the ore-forming fluid with the aim of investigating the possibility of atmospheric water and magmatic fluid mixing. For this purpose and for the purpose of stable oxygen isotope analysis, after studying the microscopic sections, six samples of sulfide-bearing quartz veins were selected from the granodiorite mass, which were mainly located in the potassic and phyllic zones, and were selected in the Geological Organization and The mineral discoveries of the country were separated, then crushed in an agate mortar, and then separated from other minerals (such as feldspars) under a binocular microscope with a purity of more than 99% to obtain 0.5 to 1 gram of quartz. Then it was sent to the University of Oregon in the United States.

Oxygen isotope ratio was measured using laser fluorination method with 35W New wave CO₂ IR laser (Bindeman, 2008). Analyzes were performed by the continuous gas flow method and in the MAT 253 mass spectrometer at the University of Oregon. The accuracy in UOG standards is better than 0.09‰. For sulfur isotope studies, samples were taken from different parts of veins containing mineralization. After microscopic study, 24 samples of pyrite and chalcopyrite and different types of sulfide quartz veins were selected from among type A and B veins, which were located in different zones, especially in potassic and phyllic zones. Samples were crushed in an agate mortar and studied under a binocular microscope to obtain a high purity concentrate (>98%) of minerals and about 0.5 to 1 g of material for analysis and sent to the University of Arizona in the United States. $\delta^{34}\text{S}$ was measured with SO₂ gas in a continuous flow gas ratio mass spectrometer (Thermo Quest Finnigan Delta PlusXL). The samples were burned in the presence of O₂ and V₂O₅ at a temperature of 1030 (°C) using a pair of elemental analysis in a mass spectrometer (Costech). Standardization based on global standards OGS-1 and NBS123 and other sulfides and sulfates that have been compared in laboratories has been done. The calibration ranges from -10 to +30 per thousand. Accuracy was estimated up to ± 0.15 or better (1s) based on internal standards. In order to study the fluid inclusions and isotopic of sulfur and oxygen, about 120 samples from 42 boreholes and surface samples, 20 thin sections and 59 polished sections were selected and prepared for microscopic petrographic studies. The samples were studied at Tarbiat Modares University using a Leitz microscope.

3. Results

Based on field observations, petrography and XRD analysis results, 5 types of alteration were identified in Sarkoh area, which include potassic-potassic phyllic, argillic, propylitic and siliceous areas (Malekshahi et al., 2018). Alterations show a regular zoning with a northeast-southwest trend along the porphyry ridge. Sarkuh porphyry is the main host of alteration and associated with mineralization. The alteration zoning includes central potassic to potassic-philic alteration with strong to weak alteration, phyllic on the lateral sides, and finally changes to propylitic range. Potassic alteration is related to mineralization, and alteration zones affected by fluids related to this system mainly include potassic and phyllic; the copper deposit in the order of importance inside these two zones is of hypogene type.

In the intrusive mass of Sarkuh porphyry, which is also the main host of mineralization, intense to moderate potassic alteration has occurred, which is covered by phyllic alteration in many places. In general, the entire extent of this alteration halo is limited to the Sarkuh porphyry intrusive mass (gdp) and a number of dikes related to it. Potassic alteration minerals are characterized by secondary biotite, potassium feldspar, magnetite, anhydrite and plagioclase. The set of minerals in the hypogene section includes

magnetite, pyrite and chalcopyrite and a little molybdenite. The potassic alteration, which has become to phyllic in the central part of the range, gradually, moving away from the semi-deep mass of the Sarkuh porphyry, turns into intense, moderate to weak argillic alteration, and finally the whole complex is surrounded by propylitic alteration.

The changes of these alteration halos were in the form of the enhancement of low-temperature (phyllic) alterations. On the high temperature alteration (potassic and propylitic), the creation of zones of gradual changes was observed in field studies and thin sections. Also, the beginning of the overprint of phyllic alteration can be seen as a relatively weak sericitization of feldspar grains and coarse biotite and the surrounding rocks containing potassic alteration.

Phyllic alteration has been widely developed in the central, southern and southeastern parts of the region, which has affected the Mamzar porphyry and granodiorite. The phyllic alteration is characterized in many cases by potassic alteration by sericite, pyrite, quartz, chlorite, iron oxides and hydroxides. Mineralization in the phyllic zone is somewhat weaker than in the potassic zone. Propylitic alteration is widely developed in volcanic host rocks and to a limited extent in intrusive rocks, which are distinguished by albite, epidote, chlorite, pyrite, tremolite, actinolite and carbonate minerals. The occurrence of high-temperature minerals such as tremolite and actinolite in propylitic metamorphism is due to the contact metamorphism related to the establishment of granodiorite batholith.

Argillic alteration in Sarkuh field is a product of weathering processes. This alteration has little expansion and is generally composed of various types of secondary clay minerals along with some primary minerals and generally is located in the vicinity of fractured fault zones and is observed with very soft weathered white to cream color and locally occurs irregularly along faults and fractures. It seems that the weathering and intensification of flowing fluids in the fault zones have played a significant role in the formation and intensification of this halo. These changes happen especially in the northern and northwestern parts of the region and affect the porphyry, granodiorite, and volcanic host rocks. The argillic alteration is superimposed on the previous alteration and is characterized by abundant clay minerals such as kaolinite, montmorillonite and illite, as well as chlorite, calcite, quartz, jarosite and goethite.

The occurrence of non-contiguous and contiguous epithermal siliceous veins is one of the common features of porphyry copper deposits. There are 9 siliceous veins variation in the 1:1000 geological map of Sarkuh range, of which six veins are in the southern part of the range (among the Hornfels rock unit), two veins are in the central-southern part (among the Gossan zone located on phyllic alteration of granodiorite intrusive mass, gd) and a vein in volcanic rocks located in the north of the range. These veins are generally composed of siliceous stockwork veins containing secondary iron oxyhydroxides and marginal parts of the silicified host rock, and according to the field evidence, they lack mineralization.

Sarkuh porphyry intrusive mass is the most important host rock for mineralization in Sarkuh area and the most important alteration is potassic alteration. It is observed relatively widely in the central parts with relative northwest-southeast trend, in the gdp porphyry rock unit of Sarkuh. In general, the entire extent of this halo of potassic changes is limited to the intrusive mass of Sarkuh porphyry gdp and a number of dykes related to it dgdp. In these outcrops, mineralization in the form of stockwork veins containing copper sulphide minerals (generally chalcopyrite) and secondary contamination of the joint surface with various secondary copper minerals (such as malachite, azurite) can be observed. This alteration halo with moderate to severe degrees was observed in the form of secondary formation

of stockwork veins containing quartz, biotite, magnetite ($\pm$ orthose, $\pm$ chalcopyrite) and secondary formation of biotite on amphibole and other ferromagnesian minerals of the primary rock. These veins are often thin and oxidized, but in some cases they are very thick (1-2 cm) and contain thick biotite plates. The types of potassic alteration categories separated in this range are; Severe and moderate potassic alteration, and phyllic overprinted potassic alteration. The intensity of alteration in most outcrops of this alteration halo is moderate and the overprint of phyllic alteration is the beginning of sericitization of feldspar grains and macrocrystalline biotite and the background of rocks containing potassic alteration in a large part of the northern strip of outcrops of this alteration halo (more than half of the area potassium alteration) is observed.

The quartz stockwork structures that belong to two generations of unequal but close time are always clearly seen in it in such a way that you can see sulfur and copper oxide mineralization. Inside the mass, the seams are widened and mineralized, and copper oxide minerals can be clearly seen.

The phyllic alteration in the Sarkuh range has a relatively wide spread and in the form of relatively complete rings (regardless of the alluvial cover in the east and south of the range) the halo of potassic alteration (severe potassic, moderate potassic and overprinted potassic with phyllic) surrounds the center of the range and it is enclosed by the halo of propylitic alteration (in the western half). Therefore, these alteration haloes, together with the two haloes of potassic and propylitic alterations, show a relatively complete arrangement of the specific alteration zoning of porphyry copper deposits.

According to the observations made and the results obtained from the study and analysis of the samples, copper mineralization in the area of this alteration is of little occurrence, and the mineralization in it is often in the form of splashes to a lesser extent, veins. The small occurrence of mineralization is probably affected by the loss of copper from sulphide minerals due to the action of atmospheric fluids in the surface and weathered parts.

The propylitic alteration is one of the most extensive of alteration (along with severe phyllic alteration) at the level of the Sarkuh area. Although the propylitic facies is usually seen on the margins of the porphyry masses, it cannot be clearly attributed to the porphyry system because the events and geological events in different phases can somehow affect the rocks of the region and impose changes such as propylitic alteration on it, in addition to the propylitic alteration, hornfelsic facies is also present in the surrounding rocks in the margin of intrusive rocks, especially in the south-eastern part, mainly Eocene volcanics) is clearly exposed, which shows the effect of Mamzar batholith injection in Eocene volcanic rocks.

The halo of argillic alteration is generally composed of various types of secondary clay minerals along with some primary minerals and is generally located in the vicinity of fractured fault zones and is observed with very soft weathered white to cream color. It seems that the weathering and the intensification of the flowing fluids in the fault zones have played a significant role in the formation and intensification of this halo. These types of samples have the secondary occurrence of clay minerals such as montmorillonite, illite, kaolinite, chlorite and a number of minerals left from the original rock, such as calcite, quartz, orthoclase and hornblende.

Stockwork veins in potassic alteration include two types of veins, the first vein with a thickness of 1-2 cm includes quartz-biotite, secondary magnetite-magnetite $\pm$ orthoclase $\pm$ chalcopyrite and the second vein with a thickness of 2.5 mm contains quartz, limonite, goethite and copper oxide which has phyllic alteration, minerals are often oxidized.

Mineralization is often associated with potassic and phyllic alteration zones and occurs as vein-vein, stockwork and effusion in Sarkuh porphyry

and in the vicinity of volcanic host rocks. Hypogene minerals include chalcopyrite, pyrite, magnetite, bornite and a small amount of molybdenite. Supergene enrichment is irregularly developed in the Sarkuh deposit and is characterized by secondary copper minerals such as malachite, azurite, iron oxides and hydroxides. According to mineralogical studies, mineralization in Sarkoh porphyry deposit has been done in 3 stages and 5 types of main veins.

The initial stage of mineralization is characterized by biotite $\pm$ actinolite (EB– early biotite) type), (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Rusk et al., 2008; Ayuso et al., 2010) and by magnetite $\pm$ biotite. Quartz (M-type, primary quartz and sulphide-free veins containing one or more actinolite, magnetite (primary) biotite) (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Rusk et al., 2008; Ayuso et al., 2010) and a number of quartz veins Sterile milky, glassy to granular quartz veins that are associated with biotite $\pm$ magnetite $\pm$ chalcopyrite $\pm$ molybdenite (A type - veins containing granular sulfide quartz, granular with narrow alteration or unrecognizable margin) (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Rusk et al., 2008; Ayuso et al., 2010). Some sterile milky quartz veins are associated with potassium feldspar and anhydrite. These veins were replaced by younger B-type veins during the second stage. Quartz veins contain granular sulphides with weak alteration and indiscernible margins (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Rusk et al., 2008) and show sinusoidal and discontinuous forms. The middle stage of ore formation (or stage 2) is characterized by quartz, chalcopyrite, bornite, molybdenite (type B). Sulfide minerals are gathered in the midline of the veins and are shown as narrow discontinuous forms. The last stages are characterized by quartz $\pm$ calcite $\pm$ epidote $\pm$ pyrite $\pm$ chalcopyrite and calcite $\pm$ quartz veins (type D - crystallized quartz-sulfide veins, the margin is characterized by destructive feldspar alteration) (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Rusk et al., 2008).

It shows the fluid inclusions from the quartz veins in the Sarkuh porphyry copper deposit, and the microthermometric data of the fluid inclusions of the Sarkuh deposit are summarized. Fluid salinity has been estimated using ice-melting temperatures for liquid-rich and rarely vapor-rich fluid inclusions (Bodnar, 1993). The salinity of multiphase fluid intermediates was calculated by the dissolution temperature of halite (and sylvite) (Hall et al., 1988). Fluid density was calculated by FLINCOR (Brown, 1989) and HOKIEFLINCS (Steele-MacInnis et al., 2012) software.

4. Discussion

Mineralization in the Sarkuh porphyry deposit is mainly associated with granodiorite porphyry that intruded into Eocene volcanic and volcanic units (Malekshahi et al., 2021). Boiling of fluids based on vapor-rich intermediates (type I), which are usually observed in association with salt-entrained and salt-saturated fluid compositions (types II, III and IV), indicates simultaneous formation through boiling and ore fluids in the main stage of mineralization in Sarkuh deposit (Ulrich et al., 2001; Bouzari and Clark, 2006). However, some salt-saturated intermediates are homogenized with the disappearance of halite, indicating disequilibrium with the vapor phase (Bodnar, 1994).

The lack of fluid inclusions with salinity between 15 and 35% by weight of sodium salt in the porphyry copper deposit can be related to the conditions of origin of magmatic fluids released from a crystallized magma in terms of temperature, salinity, oxygen fugacity, etc. (Cline and Bodnar, 1991; Audétat et al., 2008). The evolution of ore fluids in porphyry systems starts from magmatic conditions, which can be characterized by high temperature and high salinity. The lifetime of hydrothermal pressures in porphyry deposits may be several hundreds of thousands of years (Zimmerman et al., 2008, 2014; Von Quadt et al., 2011; Sillitoe, 2010).

During this cooling, the possible influx of atmospheric waters causes

the dilution of magmatic saline fluids and accelerates the cooling process and leads to the creation of delayed hydrothermal fluids with salinity between 1-10% by weight of sodium salt (Bodnar et al., 2014). For the Sarkuh deposit, this process is suggested to be represented by intermediates rich in low-temperature fluids (type III) that were probably trapped at a different (later) time than when they were formed during boiling. Scatter plot of fluid inclusions measured, shows a wide range of homogenization temperature and salinity similar to other porphyry systems (Bodnar, 1983). In the diagram, two well-defined fields can be distinguished: (1) the field related to super-saline and high-temperature fluids and (2) the field related to dilute fluids with low salinity and low temperature. In the first field, which is related to hypersaline and high-temperature fluids, there are two recognizable processes: simple cooling/pressurization and isothermal mixing with atmospheric waters. Studies of fluids involved on quartz from sulfide veins of the potassic section showed that the main mineralization stage was with homogenization temperature between 250 and 527 °C and salinity between 13.6 and 52.9 wt% NaCl. The homogenization temperature was between 250 and 527 °C and the salinity was between 13.6 and 52.9 wt% NaCl, which is compared to the Cu-Zn-As Baqarq deposit with salinity between 8.37 and 13.8 (average 10.8 percent), weight equivalent to table salt (Jazi et al., 2015), Kohang porphyry copper deposit with a fluid salinity between 1.5 and 22% by weight of sodium chloride and Ijo porphyry copper deposit with a salinity of 49.27 up to 51.55 (Golestani et al., 2017). Fluids that undergo simple cooling have almost constant salinity and only decrease in temperature, while fluids mixed with atmospheric water are relatively warm. They are diluted in salt while the temperature is almost constant.

The pressure during the formation of porphyry copper systems is usually estimated by comparing the phase ratio, homogenization temperature, and variable fluid inclusions compositions with the appropriate mineral fluid equilibrium, usually in the H_2O -NaCl- CO_2 system, which is experimentally determined for a wide range of temperatures, and the pressures are determined. However, experimental data are incomplete for part of the temperature-pressure composition of porphyry copper systems. Occurrence of vapor-rich, low-salinity (less than 5 wt% NaCl) intermediates that were formed asynchronously and halite-bearing fluids (at room temperature; more than 26 wt% NaCl) in many porphyry systems at pressures of about 0.4 to 1.4 kbar is proof of their formation (Fournier, 1999). However, pressure includes lithostatic and hydrostatic components, as the formation of most systems involves ductile and brittle temperatures (about 350-500 °C) where crustal rocks, both resistant to fracture and fluid circulation (formable) are resistant and increase fluid circulation.

Based on data on fluid inclusions, system geometries, stratigraphic reconstructions, and depth of formation of porphyry copper systems range from less than 1 km to 12 km, although most form at less than 6 km and have pressures less than 1.5 kg (Seedorff et al., 2005). The trapping pressure of fluid intermediates can be estimated from experimental data in the H_2O -NaCl system (Haas 1976; Bodnar et al., 1985). The higher temperature trapped fluid overburdens (type IV overburdens) are estimated to be trapped over a wide range of pressures, approximately between 1000 and 82 bar corresponding to a depth of about 4 to 0.5 km (from various veins). However, some measurements on supersaturated fluid intermediates (45-58 wt% NaCl and 250-345 °C) indicate a trapping pressure of 2.5 kbar and represent a depth of more than 8 km. It should be noted that most measurements in Type IV intermediates indicate a trapping pressure of approximately 300 Kbar, so the main stage of mineralization occurs at a depth of about 1.5 km. These low-temperature, low-salinity interburdens (type III interburdens) are confined at lower levels, as shown by pressures from 230 bar to 3

bar, corresponding to a depth of less than 1000 m. SCDT isotopic ratios in the Sarkuh field show a narrow positive range between +1 and 2.7 ‰ (Malekshahi, 2014). The values of $\delta^{34}\text{S}$ in the sulfide minerals of the Sarkuh porphyry copper deposit are very similar to other porphyry copper deposits in the Cenozoic magmatic arc of Kerman, such as the world-class Sarcheshme deposit (Maani jou et al., 2012) and some important deposits in other parts of the world such as Bingham and Butte (Cooke et al., 2014).

Studies of fluid inclusions were carried out on 6 samples of doubly polished thin sections, which are for the investigation of fluids inclusions: Porphyry granodiorite that has undergone potassic alteration and carries mineralization, quartz monzodiorite that has weak to moderate phyllic alteration and mineralization, quartz-sulfide vein-vein ore, quartz monzodiorite to granular monzogranite and sometimes a little porphyry, intrusive unit A poorly mineralized phyllic alteration granitoid with a porphyritic texture is overlain by a very coarsely crystalline carbonate vein, a probably semi-deep to subvolcanic intrusive unit of acidic to intermediate composition due to strong sericitic-silica-carbonate alteration. The argillic alteration, it is not possible to distinguish the minerals and its initial composition, the mineralization in this sample is weak. The fluid inclusions in type A porphyry granodiorite that has undergone potassic alteration and carries mineralization, and type B: quartz-sulfide vein-vein ore, type C: quartz-sulfide vein-vein ore, type D: quartz monzodiorite that has alteration. It is weak to medium phyllic and mineralized, type E: vein-vein quartz-sulfide ore and type F: quartz monzodiorite, which has weak to medium phyllic alteration and mineralization.

The $\delta^{34}\text{S}$ ratio of pyrite and chalcopyrite in the Sarkuh deposit reflects the thermodynamic relationships of mineral complexes during deposition from hydrothermal fluids and shows that sulfur originated mainly from magmatic sources, mainly in the form of H_2S . In addition, there is little difference between sulfur isotope values for pyrite and chalcopyrite samples that support the term sulfur isotope equilibrium in hydrothermal fluids (Einaudi et al., 2003; Rye, 2005; Pass et al., 2014).

The $\delta^{18}\text{O}$ values were calculated for fluids in equilibrium with quartz (Clayton et al., 1972) range from +2.5 to +4.2‰ and support a dominant magmatic source for hydrothermal fluids in potassic and phyllic alteration.

Based on the studies of Shafiei Bafti et al. (2022) the halite-saturated multiphase fluid inclusions had the highest homogenization temperatures of $T_h = 525\text{--}594^\circ\text{C}$ and NaCl salinities of 63–73 wt%, while the vapor-rich inclusions had temperatures of $362\text{--}460^\circ\text{C}$.

Based on the studies of Mirnejad et al. (2013), the results of molybdenite Re-Os copper porphyry of Sarkuh and Ijo show that the mineralization is 15.14 ± 0.08 and 9.8 ± 0.06 million years, respectively. Zircon isotope results from granitic rocks show the age (15.18 ± 0.43 million years) for copper porphyry of Sarkuh. Lower Re contents (302.21 ppm) from molybdenite and higher $\delta^{34}\text{S}$ SCDT values (3.20 ‰) of pyrite-chalcopyrite from Sarkuh are indicative of crust. It is likely that younger porphyry copper deposits in the Kerman copper belt, such as Ijo, are mostly related to post-collisional mantle-derived magmas, while older deposits (such as Sarkuh) formed during the Oligocene collisional event. The Miocene interval in which there was an excess of magma from lower crustal melts formed during crustal thickening.

Stockwork quartz veins associated with potassic alteration associated with magmatic fluids with salinity of 30–50 wt% NaCl (equiv) and heat shows $>300^\circ\text{C}$ (Nourali and Mirnejad, 2012).

5. Conclusion

- The Sarkuh porphyry deposit is spatially and temporally related to the

porphyry granodiorite placed in Eocene volcanic and volcanic rocks in a post-collisional environment in the Cenozoic magmatic arc of Kerman, Central Iran.

- SEM studies of pyrite, chalcopyrite, iron oxide, molybdenite, gold, gold-bearing molybdenite, apatite, chlorapatite, galena, gold-bearing pyrite, sphalerite, arsenic-bearing chalcopyrite, titanomagnetite, manganese-bearing titanomagnetite, iron-bearing ilmenite and chalcocite in the samples of the region showed, and the XRD results confirmed the mineralogical results, which include the main minerals: illite, quartz, albite, orthoclase, magnetite, montmorillonite, kaolinite, anorthite, chlorite and muscovite-illite, secondary minerals: kaolinite, goethite, mica-illite, chlorite, orthoclase, calcite, hematite, albite, magnetite, muscovite, ankrite, gypsum and very small amounts of magnetite in the region.

- Microthermometry of fluid inclusions shows that two types of hydrothermal fluid have affected in the alteration and mineralization of Sarkuh deposit: a fluid in the early stages with high salinity and temperature with more abundance from the magmatic source and a late stage which is a dilute fluid with low temperature that it is formed by mixing atmospheric and magma waters.

- Based on microthermometric studies of fluid inclusions in 2 groups, one with high salinity and homogenization temperature, with more abundance and the other group with low temperature, salinity and abundance. The fluid inclusions in the Sarkuh porphyry copper deposit in the main phase of mineralization have a salinity of 13.58 to 52.91% by weight equivalent to table salt and have a homogenization temperature between 250 and 527 degrees Celsius (orthomagmatic phase and hypogene mineralization). The temperature of homogenization in the late stages of the receding phase is around 132 to 165 degrees Celsius, and its salinity is between 0.005 and 4.74% of the weight equivalent of sodium salt (convective phase and the effect of atmospheric waters in the hydrothermal cycle). Salinity has a direct relationship with the temperature of homogenization in such a way that with the increase of salinity, the temperature of homogenization also increases. The average density of all samples is 0.9, the average pressure of all samples is 239.44, and the average depth of entrapment is 837.02 meters.

- Like other porphyry copper deposits in the Cenozoic magmatic arc of Kerman, the sulfur isotope composition of sulfide veins in potassic and phyllic alteration in the Sarkuh deposit indicates fluids of magmatic origin. Also, due to the limited range of sulfur isotopic composition, it can be concluded that the isotopic composition of sulfur has not undergone changes or contamination by other sources of sulfur, or its mixing with other sources has been very insignificant. Isotopic thermometry on the pair of pyrite-chalcopyrite minerals gives temperatures of 315°C and 476°C for the said deposit. Oxygen isotopes also support a dominant magmatic fluid source for this deposit. Stable oxygen isotopes range from +7.6 to +9.3. A magmatic origin is suggested for this mineralization. Stable isotope studies in the Sarkuh area are also completely consistent with the results obtained from the microthermometric study of fluid inclusions in the intrusive masses of the area.

Mineralization is of monzonite and copper-molybdenum porphyry type.

Acknowledgment

This article is a part of the Ph. D thesis of the first author in Islamic Azad University, Science and Research Branch in Tehran. The authors are very grateful to the Iran National Copper Industries Company for access to the exploration and drilling data of Sarkuh field cores. The first author would like to thank Dr. Shokoo Varai for her guidance during the writing of this paper.

مطالعه دگرسانی ها، میانبرهای سیال و ترکیبات ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن در کانسار مس یورفیری سرکوه، کرمان

شعله ملکشاہی^۱، معصومہ خلیج معصومی^۲، ہادی محمد دوست^۳، مونا سجدہئی^۴ و شہر زاد ابوتراب^۵

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور البرز، کرج، ایران

^۲ مرکز پژوهش‌های کاربردی زمین‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، کرج، ایران

^۳ بخش اکتشاف، سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (IMIDRO)، تهران، ایران

^۴ گروه عمران، دانشکده مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی تهران، واحد غرب، تهران، ایران

اطلاعات مقاله

تار بخجه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۷/۰۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۲/۰۹

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۷/۰۱

کلید واژه‌ها:

سرکوه

کانسار مس، یورفیری

سیالات درگیر

ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن

دگر سانے ها

SEM

XRD

حکیدہ

کانسار سرکوه در استان کرمان و ۶ کیلومتری جنوب باختری معدن مس سرچشمه قرار گرفته است. دگرسانی‌های منطقه شامل پتاسیک، پروپیلیتیک، فلیکوارژیلیک پیشرفته است. طبق مطالعات XRD، کانی‌های اصلی شامل کوارتز، آلbite و ایلیت، کانی‌های فرعی شامل گوتیت، میکا- ایلیت، کلریت، کلسیت و به مقدار جزئی مگنتیت می‌باشند. کانه‌های مشاهده شده در منطقه، روتیل، ایلمنیت، مگنتیت، هماتیت، پیریت، مولیبدنیت و کالکوپریت می‌باشند. همچنین، مطالعات میانبار سیال بر روی کوارتز از رگچه‌های سولفیدی بخش پتاسیک انجام شد و نشان داد که مرحله کانی‌سازی اصلی با دمای همگن شدن بین 250°C و 527 و شوری بین $13/6\%$ تا $52/9\%$ بوده است (فاز اورتوماگمایی و کانی سازی هیوژن). دمای همگن شدن در مراحل تأخیری فاز پسرونده (فاز همرفتی و تأثیر آب‌های جوی در چرخه گرمایی)، در حدود 132 تا 165 درجه سانتی‌گراد و شوری آن $0/05$ تا $4/74$ درصد معادل وزنی نمک طعام است. تنوع شوری مشاهده شده را می‌توان به رخداد جوشش نسبت داد. بررسی ترکیب ایزوتوپ گوگرد بر روی کانی‌های پیریت و کالکوپریت در کانسار سرکوه، بین $+1$ تا $2/7\%$ بوده است که نشان‌دهنده منبع ماگمایی گوگرد می‌باشد. داده‌های ایزوتوپ پایدار اکسیژن بر روی رگچه‌های کوارتز، محدوده مثبت بین $6/6$ تا $9/3\%$ و میانگین $8/5$ ، بیانگر منبع ماگمایی برای سیالات گرمایی می‌باشد. همچنین، با توجه به محدود بودن بازه ترکیب ایزوتوبی گوگرد می‌توان نتیجه گرفت که ترکیب ایزوتوبی گوگرد دستخوش تغییرات و یا آلاش توسط منابع دیگر گوگرد نشده و یا اختلاط سیال ماگمایی با منابع دیگر بسیار ناچیز بوده است. دماسنجی ایزوتوبی، جفت کانی‌های پیریت- کالکوپریت، دمای 315°C تا 476°C را نشان می‌دهد.

۱- یشی نوشتار

کانسارهای پورفیری ایران عمدتاً در طول کمان ماگمایی ارومیه-دختر با روند شمال باختری- جنوب خاوری که طول آن ۲۰۰۰ کیلومتر و عرض آن حدود ۱۰۰ کیلومتر است واقع شده‌اند. قسمت جنوب‌خاوری کمان ماگمایی ارومیه- دختر به‌عنوان کمان ماگمایی سنوزویک کرمان نیز شناخته می‌شود (Dimitrijevic, 1973; Shafiei et al., 2008) (شکل ۱-۸).

کمان ماگمایی کرمان به واسطه بسته شدن لیتوسفر اقیانوسی نوتتیس و فروانش در زیر خرده قاره ایران مرکزی و برخورد بعدی در طی کوهزایی سنوزویک آلپ (Mohajjel et al., 2003; Allen et al., 2004; Agard et al., 2005) گرفته است.

بخش عمده‌ای از ایالت فلز زایی تیتس در ایران واقع شده است (Shafiei et al., 2008). بر اساس پراکندگی محلی کانسارهای پورفیری و ویژگی‌های زمین‌شناسی، این کمربند را می‌توان به سه بخش پورفیری از شمال‌باختری به جنوب‌خاوری تقسیم کرد که به بخش‌های میدوک، سرچشمه و درآلو معروف هستند (Alimohammadi et al., 2015; Mohammaddoost et al., 2017) (شکل ۱- B). کانی‌سازی پورفیری در کمربند مس پورفیری کرمان در دو دوره اصلی شامل الیگوسن (۲۹-۲۷ میلیون سال) و میوسن (۱۸-۶ میلیون سال) رخ داده است (Aghazadeh et al. 2015). جوان ترین فعالیت آتشفشانی این کمربند تشکیل گندها

* نو بسنده مسئول: شعله ملکشاہی؛ E-mail: flame.m@gmail.com

ماخذنگاری:

ملکشاهی، ش.، خلج معصومی، م.، محمد دوست، ه.، سجده‌ئی، م.، و ابوتراب، ش.، ۱۴۰۲، مطالعه دگرسانی‌ها، میان‌بازهای سیال و ترکیبات ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن در کانسار مس پورفیری سرکوه، کرمان. فصلنامه علمی، علوم زمین، ۳۳(۳)، ۱۲۹-۱۵۹. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.363665.2033>.

doi: 10.22071/gsj.2023.363665.2033

 [dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.3.7.8](https://doi.org/10.1001.1.10237429.1402.33.3.7.8)

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.



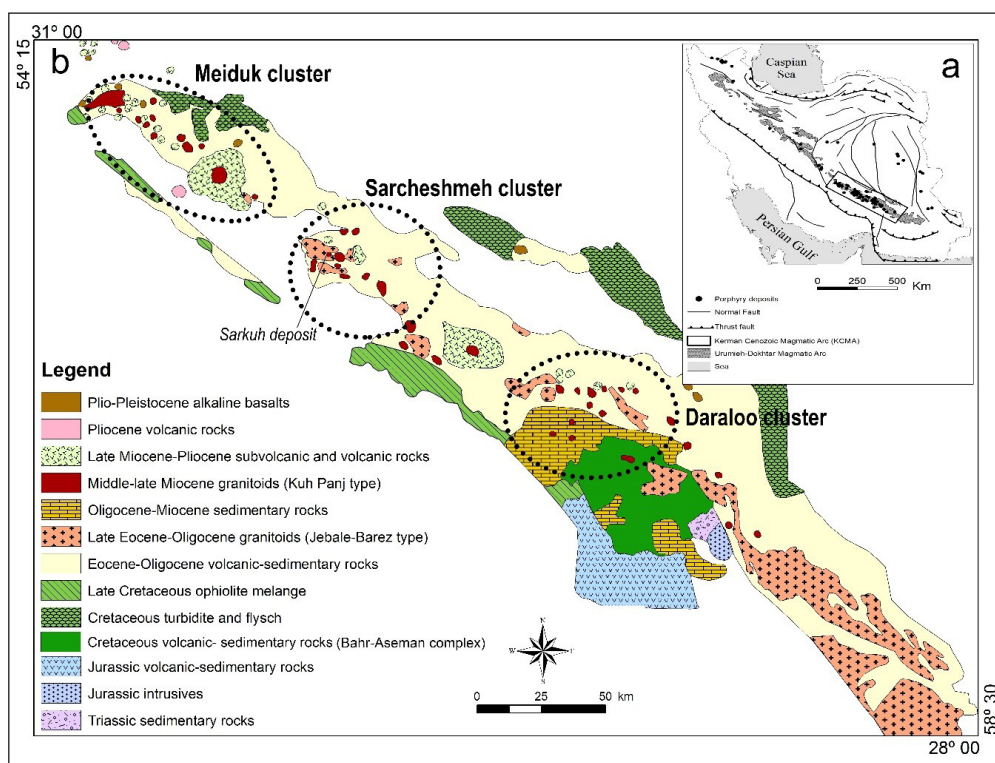
This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

شدت توسعه یافته و منطقه‌بندی معمولی سامانه‌های مس پورفیری را نشان می‌دهند. کانی‌سازی مس به صورت رگچه‌ای، افشان و استوک‌ورک، که عمدتاً مربوط به تغییرات دگرسانی‌های پتاسیک و فلیک است؛ در گرانودیوریت تا مونزودیوریت پورفیری گسترش داشته و در مجاورت سنگ‌های آتشفشانی می‌باشند. اهداف اصلی این پژوهش به شرح زیر خلاصه می‌شوند: الف) مطالعه ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌سازی، ب) بررسی رابطه بین کانی‌سازی و مناطق دگرسانی، ج) شناخت ماهیت و منشأ سیالات مسئول کانی‌سازی، د) شناسایی عوامل کنترل‌کننده تشکیل کانسار، ارائه مدل ژنتیکی، ه) مقایسه این کانسار با مدل‌های مشابه آن در ایران و جهان. برای دستیابی به اهداف یاد شده، مطالعات میدانی و نمونه‌برداری، بررسی‌های مربوط به پتروگرافی، کانی‌شناسی و آنالیزهای شیمیایی انجام شد.

و تیغه‌های آتشفشانی با ترکیب داسیتی به سن پلیوسن می‌باشند (Dimitrijevic, 1973; Le Maitre, 1989).

کانسار مس پورفیری سرکوه، در ۶ کیلومتری جنوب باختری کانسار سرچشمه، جنوب خاوری ایران واقع شده است. بخش سرچشمه شامل حداقل ۴ کانسار مهم پورفیری شامل نوچون، سرچشمه، سرکوه و سریدون است (شکل ۱-ب). سیستم مس پورفیری سرکوه در سال ۱۹۷۳ میلادی در طی اکتشافات دقیق منطقه‌ای مشخص شد (Nedimovic, 1973). پیشینه این کانسار به سال ۱۳۵۰ تا ۱۳۵۱ خورشیدی می‌رسد که توسط گروه کارشناسان کشور یوگسلاوی معرفی و مورد بررسی‌های اکتشافی قرار گرفت.

دگرسانی‌های گرمابی در امتداد روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر در منطقه به



شکل ۱- (A) روند شمال باختری - جنوب خاوری کمان ماگمایی ارومیه-دختر در ایران و محل قرارگیری کمان سنوزویک ماگمایی کرمان (KCMA)، (B) نقشه زمین‌شناسی ساده (Shafiei et al., 2009; Hosseini et al., 2017; Mohammaddoost et al., 2017) که در آن سه بخش بزرگ پورفیری قابل شناسایی است. کانسار سرکوه در بخش سرچشمه نشان داده شده است.

Figure 1. A) North-West-South-East direction of Urmia-Dokhtar magmatic arc in Iran and location of Cenozoic Kerman magmatic arc (KCMA), B) Simple geological map (KCMA) (Shafiei et al., 2009; Hosseini et al., 2017; Mohammaddoost et al., 2017) in which three large porphyry sections can be identified. The Sarkuh deposit is shown in the Sarcheshmeh section.

۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی کانسار سرکوه

کمرند مس پورفیری کرمان در جنوب کمان ماگمایی ارومیه-دختر با ۴۰۰ کیلومتر طول و ۵۰ کیلومتر عرض گسترش یافته است که یکی از پربتانسیل‌ترین پهنه‌های مس‌دار ایران می‌باشد.

در کمرند کرمان، چندمحور یا زیرپهنه (ساب‌زون) را می‌توان جدا کرد که از نظر ذخایر پورفیری قابل اهمیت هستند. از جمله زیرپهنه آب‌در-دهج، سرچشمه-سیرجان و جبال بارز که در همه این زیرپهنه‌ها مطالعات سیستماتیک انجام شده، شواهد ذخایر پورفیری را روشن کرده‌اند. در این بین، زیرپهنه آب‌در-ده‌کو

۲- روش پژوهش

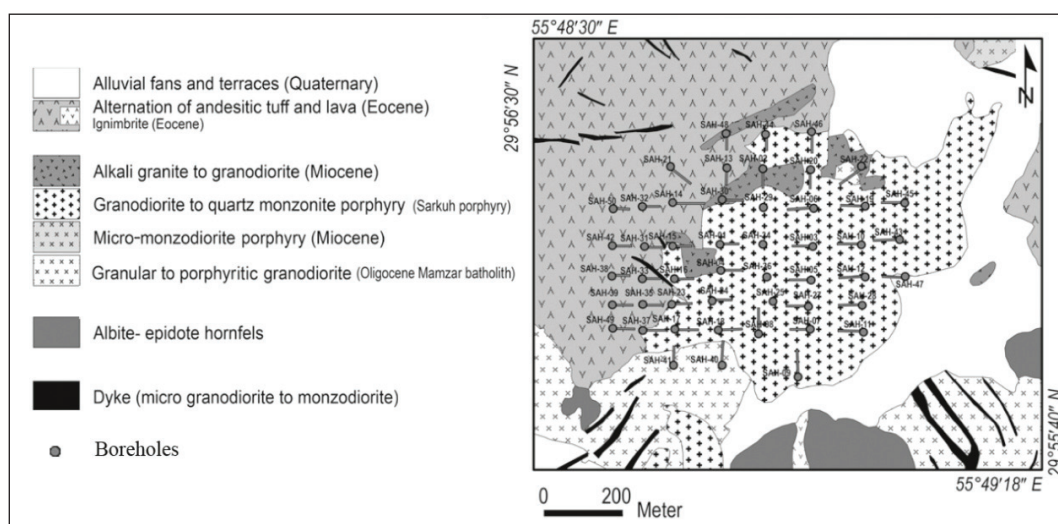
برای دستیابی به اهداف این پژوهش، بررسی‌هایی زمین‌شناسی، مطالعات صحرایی، نمونه‌برداری، مطالعات سنگ‌نگاری (پتروگرافی)، کانی‌نگاری (مینرالوگرافی) و آنالیزهای شیمیایی انجام شد. جهت انجام تحقیقات، ۱۲۰ نمونه از ۴۲ گمانه و برداشت‌های سطحی که شامل ۲۰ مقطع نازک و ۵۹ مقطع صیقلی، برای مطالعات میکروسکوپی سنگ‌نگاری انتخاب و تهیه شدند. همچنین برای انجام آنالیز XRD ۱۰ نمونه، جهت SEM، ۱۰ نمونه، میکروترموتری سیالات درگیر ۶ نمونه مورد مطالعه قرار گرفتند که به تفصیل در قسمت‌های مربوط به مطالعه هر کدام از روش‌ها، اشاره می‌شود.

با مطالعه به روش Re-Os روی کانی‌های مولیبدنیت، سن کانی‌سازی این منطقه را 0.14 ± 15 میلیون سال گزارش نمودند (Shafiei et al., 2009).

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی که در کانسار سرکوه قرار گرفته‌اند، شامل آتشفشانی‌های انوسن، عمدتاً شامل توف داسیتی، آندزیت تا تراکی آندزیت، بازالت، ایگنیمبریت و آذرآواری‌های برشی شده هستند. این مجموعه توسط سنگ‌های آذرین درونی از جمله توده نفوذی گرانودیوریت الیگوسن (باتولیت ممزار)، گرانودیوریت تا کوارتز مونزونیت پورفیری میوسن (سرکوه پورفیری) و دایک‌های گرانودیوریت تا مونزودیوریت قطع می‌شوند. تزریق سنگ‌های نفوذی به آتشفشانی‌های انوسن، سبب دگرگونی تماسی در حد رخساره‌های هورنفلسی آلپیتی-ایدوتیتی شده است (شکل ۲).

سرچشمه - سیرجان که بخشی از پهنه مس‌دار کرمان می‌باشد و در شمال‌باختر تا مرکز آن قرار دارد، به لحاظ شواهد پورفیری از دیگر مناطق این کمربند نمود بیشتری دارند. در زیرپهنه سرچشمه-سیرجان پورفیری‌های سرچشمه، سرکوه، دهرزار و ... شناخته شده‌اند. در زیرپهنه آب‌در-دهج افزون‌برکانسار پورفیری میدوک، شواهد پورفیری در محدوده‌های آب‌در، سارا، کهتوکورها، سرنو، ایجو، گودکلواری و کدر دیده می‌شود (پروین‌پور و همکاران، ۱۳۸۵).

کانی‌سازی در سرکوه بر روی سنگ‌های گرانودیوریت-گرانیت رخ داده است. بر اساس نتایج پژوهش‌های میرزاد و همکاران (Mirnejad et al., 2013) که به روش U-Pb روی کانی زیرکن سنگ‌های این منطقه صورت گرفت، سن $15/18 \pm 0.43$ میلیون سال ارائه شد، همچنین میرزاد و همکاران (Mirnejad et al., 2013)



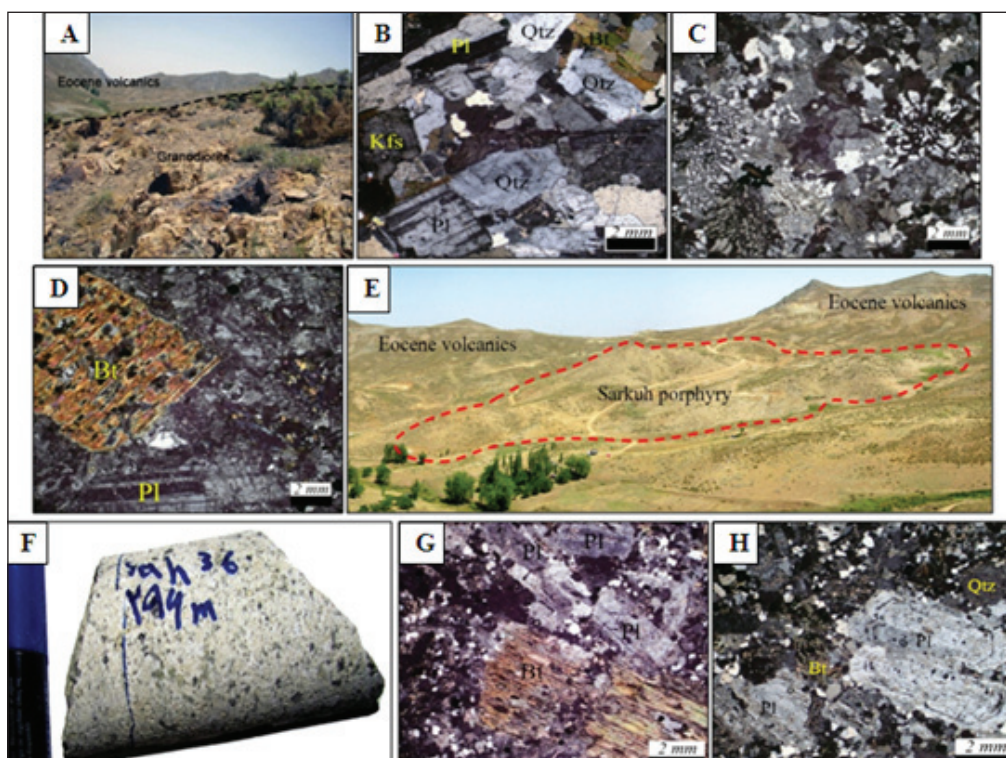
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده کانسار سرکوه همراه با محل گمانه‌های حفر شده (مهندسین مشاور زرناب اکتشاف، ۱۳۸۹).

Figure 2. A simple geological map of the Sarkuh field along with the locations of drilled boreholes (Zarnab Exploration consulting engineers, 2010).

روشن تغییر یافته و همچنین شکسته شده است. در زیر میکروسکوپ با بافت پورفیری تا گلوپورپورفیری مشخص می‌شود و شامل کانی‌های کوارتز، بیوتیت، فلدسپات پتاسیک و پلاژیوکلاز است (شکل ۳-۳D). روابط فضایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که میکرومونزودیوریت پورفیری قدیمی‌ترین توده نفوذی ساب‌ولکانیک است. سرکوه پورفیری میوسن، که از نوع گرانودیوریت پورفیری است، از شمال‌خاوری به جنوب‌باختری کشیده شده و معروف به «پورفیری سرکوه» می‌باشد که در قسمت مرکزی منطقه رخمنو ندارد (شکل ۳-۳E). نمونه‌های سرکوه پورفیری در زیر میکروسکوپ، با فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیک، بیوتیت و کمی آمفیبول با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر از زمین‌های با دانه‌بندی بسیار خوب کوارتز-فلدسپات مشخص می‌شود. دانه‌های کوارتز معمولاً حاشیه‌های گرد با لبه‌های واکنشی دارند. بر اساس ویژگی‌های نوری، پلاژیوکلازها غالباً ترکیب آندزین-الیگوکلاز و منطقه‌بندی ترکیبی یا دوقلویی پلی‌ستتیک را نشان می‌دهند. فنوکریست‌های فلدسپات پتاسیک کمیاب هستند و با بلورهای کوچک تا متوسط کشیده (۵-۲ میلی‌متر) با ماکل کارلسباد مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳H).

گرانودیوریت اولیگوسن (باتولیت ممزار)، عمدتاً در بخش جنوبی منطقه رخمنون داشته و عموماً تحت تأثیر نفوذی‌های ساب‌ولکانیک و متعاقباً فرایندهای دگرسانی قرار گرفته است. رخمنون این توده، هوازه و به رنگ قرمز و مایل به زرد است (شکل ۳-۳A). مطالعات سنگ‌نگاری (پتروگرافی) این واحد، بافت پورفیریک با رگچه‌های زیادی را نشان می‌دهد (شکل ۳-۳B). کانی‌های اصلی سنگ‌ها، شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و پتاسیم فلدسپار است. کانی‌های فرعی نیز شامل بیوتیت، اسفن، زیرکن، ارتوکلاز، آپاتیت و کانی‌های اپاک است. واحد گرانیت قلیایی تا گرانودیوریت میوسن شامل بلوک‌های کوچکی است که در قسمت مرکزی، شمالی و جنوب‌خاوری محدوده کانسار قرار دارند. این واحد متمایزتر از گرانودیوریت ممزار و با بافت ریزدانه تا پورفیری مشخص می‌شود. کانی‌های اصلی شامل فلدسپات پتاسیم، کوارتز، پلاژیوکلاز، آندزیت، بیوتیت و کانی‌های اپاک هستند (شکل ۳-۳C).

میکرومونزودیوریت پورفیری میوسن، به صورت رخمنون‌های کوچک در بخش شمالی کانسار سرکوه مشاهده می‌شود، که در مواجهه با هوازدگی به رنگ خاکستری



شکل ۳- A) نمای منطقه‌ای از گرانودیوریت الیگوسن (باتولیت ممزار) و محیط آتشفشانی ائوسن؛ دید شمال خاوری، B) عکس میکروسکوپی از گرانودیوریت با بافت گرانولار، C) عکس میکروسکوپی آکالی گرانیت -گرانودیوریت با بافت گرافیکی، D) عکس میکروسکوپی میکرومونزودیوریت پورفیری، بلورهای درشت بیوتیت به کلریت، مسکوویت و بیوتیت ثانویه دگرسان شدند، E) نمای منطقه‌ای پورفیری سرکوه در مرکز و سنگ‌های آتشفشانی اطراف آن. دید شمال باختری، F) گمانه‌های حفاری شده در کانسار پورفیری سرکوه (SAH-36 296m)، G و H) درشت بلورهای پلاژیوکلاز، G) پهنه‌بندی ترکیبی را نشان می‌دهند و درشت بلورهای بیوتیت شکسته شده و تا حدی به سریسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. اختصارات: بیوتیت=Bt، پتاسیم فلدسپار=Kfs، پلاژیوکلاز=Pl، کوآرتز=Qtz.

Figure 3- A) Regional view of Oligocene granodiorite (Memzar batholith) and Eocene volcanic environment; Northeast view, B) Microscopic photo of granodiorite with granular texture, C) Microscopic photo of alkali granite-granodiorite with graphic texture, D) Microscopic photo of monzodiorite porphyry, coarse biotite crystals have changed to chlorite, muscovite and secondary biotite, E) Regional view of Sarkuh porphyry zone in the center and volcanic rocks around it. Northwestern view, F) Boreholes drilled in Sarkuh porphyry deposit (SAH-36 296m), G and H) Plagioclase coarse crystals, G) Show mixed zoning and biotite coarse crystals are broken and partially changed to sericite and Altered chlorite. Abbreviations: Bt = biotite, Kfs = potassium feldspar, Pl = plagioclase, Qtz = quartz.

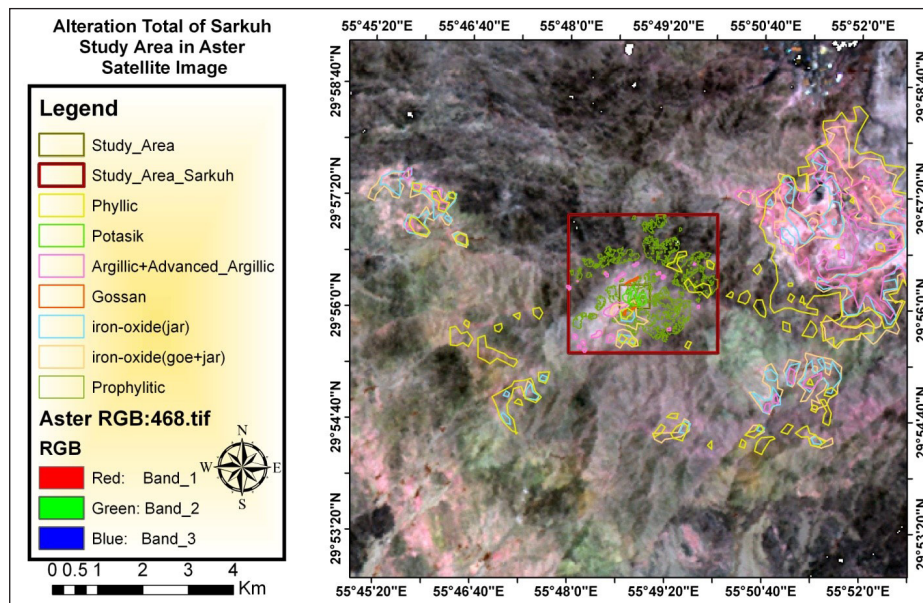
۳-۲- دگرسانی‌ها

محدود به توده نفوذی سرکوه پورفیری (gdp) و تعدادی ازدایک‌های وابسته به آن است. کانی‌های دگرسانی پتاسیک با بیوتیت ثانویه، فلدسپات پتاسیک، مگنتیت، انیدریت و پلاژیوکلاز مشخص می‌شود (شکل ۵-B، A و C). مجموعه کانی‌های بخش هیپوزن شامل مگنتیت، پیریت و کالکوپریت و کمی مولیدنیت است. دگرسانی پتاسیک که با فیلیک رونقشی شده در بخش‌های مرکزی محدوده به‌طور تدریجی و با دور شدن از توده نیمه‌عمیق سرکوه پورفیری به دگرسانی آرژیلیک شدید، متوسط تا ضعیف تبدیل می‌شوند و در نهایت، کل مجموعه توسط دگرسانی پروپیلیتیک محصور می‌شود.

تغییرات این هاله‌های دگرسانی، به‌صورت رونقشی شدن دگرسانی‌های دما پایین (فیلیک) بر روی دگرسانی‌های دما بالا (پتاسیک و پروپیلیتیک)، ایجاد پهنه‌های تغییرات تدریجی در صحرای و مقاطع نازک مشاهده شد. همچنین آغاز اورپریت دگرسانی فیلیک را نیز می‌توان به صورت سریستی شدن نسبتاً ضعیف دانه‌های فلدسپار و بیوتیت درشت‌بلور و زمینه سنگ‌های دربردارنده دگرسانی پتاسیک دانست.

بر اساس مشاهدات میدانی، سنگ‌نگاری و نتایج آنالیز XRD، در منطقه سرکوه ۵ نوع دگرسانی شناسایی شد که شامل پتاسیک-پتاسیک فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک و منطقه‌های سیلیسی می‌باشند (ملکشاهی و همکاران، ۱۳۹۷) (شکل ۴). دگرسانی‌ها، منطقه‌بندی منظم با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری در امتداد سرکوه پورفیری را نشان می‌دهد. سرکوه پورفیری میزبان اصلی دگرسانی و مرتبط با کانی‌سازی است. منطقه‌بندی دگرسانی‌ها شامل دگرسانی پتاسیک مرکزی تا پتاسیک-فیلیک با دگرسانی قوی تا ضعیف، فیلیک در طرفین جانبی، و در نهایت، به گستره پروپیلیتیک تغییر می‌یابد. دگرسانی پتاسیک با کانی‌سازی در ارتباط بوده و پهنه‌های دگرسانی تحت تأثیر سیالات وابسته به این سیستم، عمدتاً شامل پتاسیک و فیلیک است؛ ذخیره مس به ترتیب اهمیت در داخل این دو پهنه از نوع هیپوزن می‌باشد.

در توده نفوذی سرکوه پورفیری که میزبان اصلی کانی‌سازی نیز می‌باشد، به‌صورت شدید تا متوسط دگرسانی پتاسیک رخ داده که در بسیاری از نقاط با تغییر به دگرسانی فیلیک پوشانده می‌شود. به طور کلی تمامی گستره این هاله دگرسان



شکل ۴- دگرسانی های محدوده کانسار مس پورفیری سرکوه (ملکشاهی و همکاران، ۱۳۹۷).

Figure 4. Alteration in the area of Sarkuh porphyry copper deposit (Malekshahi et al., 2018).

از رگه و رگچه های استوک ورکی سیلیسی حاوی اکسی هیدروکسیدهای ثانویه آهن و بخش های حاشیه ای سنگ میزبان سیلیسی شده تشکیل شده اند و با توجه به شواهد صحرایی، فاقد کانی سازی می باشند (مهندسین مشاور زرناب اکتشاف، ۱۳۸۹).

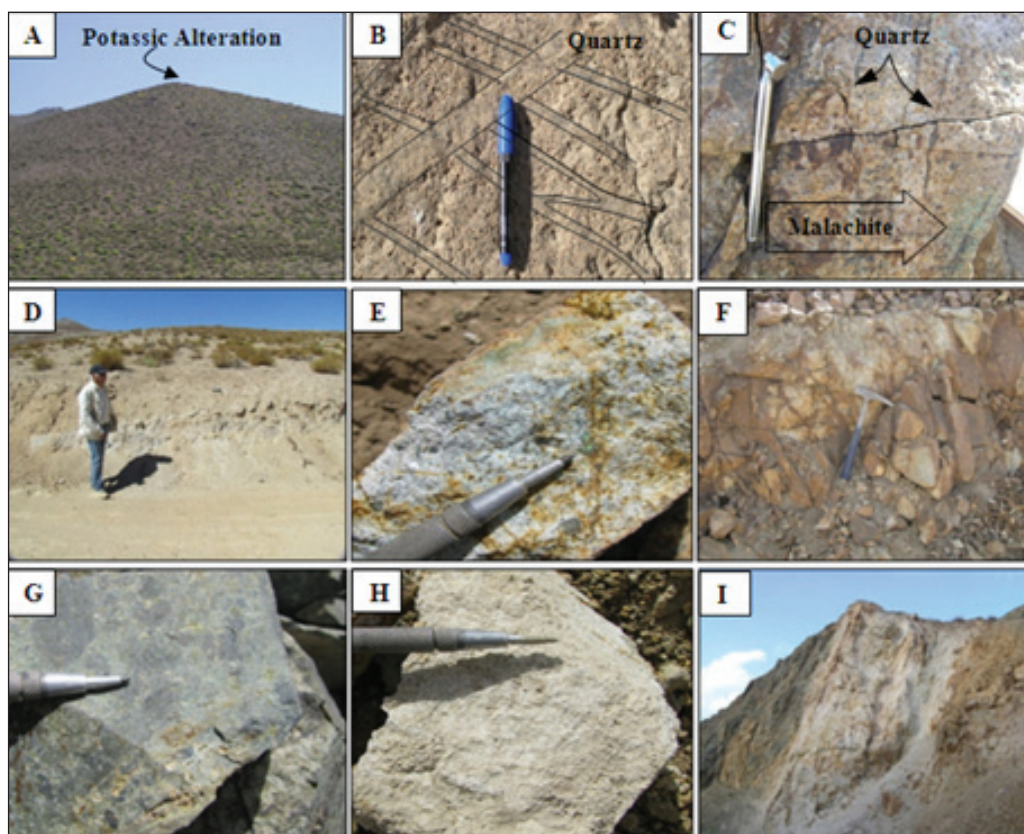
۳-۳- کانی زایی و رگچه ها

توده نفوذی سرکوه پورفیری مهم ترین سنگ میزبان کانی سازی در محدوده سرکوه می باشد و مهم ترین دگرسانی نیز، آلتراسیون پتاسیک می باشد. به صورت نسبتاً گسترده ای در بخش های مرکزی با روند نسبی شمال باختر-جنوب خاور، در واحد سنگی سرکوه پورفیری gdp مشاهده می شود. به طور کلی، تمامی گستره این هاله دگرسان پتاسیک محدود به توده نفوذی سرکوه پورفیری gdp و تعدادی از دایک های وابسته به آن dgdp می باشد. در این رخنمون ها کانی سازی به صورت افشان و رگه-رگچه های استوک ورک حاوی کانی های سولفیدی مس (عموماً کالکوپریت) و آغشتگی ثانویه سطح درزه ها با انواع کانی های ثانویه مس (مانند مالاکیت، آزوریت) مشاهده می شود. این هاله دگرسان با درجات متوسط تا شدید به صورت تشکیل ثانویه رگچه های استوک ورک حاوی کوارتز، بیوتیت، مگنتیت (±آرتوز)، ±کالکوپریت) و تشکیل ثانویه بیوتیت بر روی آفیبول و دیگر کانی های فرومینزین سنگ اولیه، مشاهده شد. این رگچه ها غالباً نازک و اکسیده بوده ولی در برخی موارد بسیار ضخیم (۱-۲ سانتی متر) بوده و حاوی تخته های ضخیم بیوتیت هستند. انواع رده های دگرسانی پتاسیک تفکیک شده در این محدوده عبارتند از: دگرسانی پتاسیک شدید و متوسط، و دگرسانی پتاسیک اورپرینت شده با فلیک. شدت دگرسانی در بیشتر رخنمون های این هاله دگرسان متوسط بوده و اورپرینت دگرسانی فلیک، به صورت آغاز سریستی شدن دانه های فلدسپار و بیوتیت درشت بلور و زمینه سنگ های دربردارنده دگرسانی پتاسیک در بخش گسترده ای از نوار شمالی رخنمون های این هاله دگرسان (بیش از نیمی از گستره دگرسانی پتاسیک) مشاهده می شود.

ساخترهای کوارتز استوک ورکی که به دو نسل زمانی نابرابر اما نزدیک به هم تعلق دارند، همواره به صورت آشکار در آن دیده می شود، به گونه ای که در آن می توان کانی سازی های سولفور و اکسیده مس را مشاهده کرد. درون توده، درزه ها پرگسترش و کانه دار بوده و کانی های اکسید مس را آشکارا می توان مشاهده نمود.

دگرسانی فلیک به طور گسترده در قسمت های مرکزی، جنوبی و جنوب خاوری منطقه گسترش یافته است که سرکوه پورفیری و گرانودیوریت مزار را تحت تأثیر قرار داده است. دگرسانی فلیک در بسیاری از موارد با دگرسانی پتاسیک رونقشی شده و توسط سریست، پیریت، کوارتز، کلریت، اکسیدهای آهن و هیدروکسیدها مشخص می شود. کانی سازی در ناحیه فلیک تا حدودی ضعیف تر از ناحیه پتاسیک است (شکل ۵- D و F). دگرسانی پروپیلیتیک به طور فراگیر در سنگ های میزبان آتشفشانی و به میزان محدودی در سنگ های نفوذی گسترش یافته است که با کانی های آلپیت، اپیدوت، کلریت، پیریت، ترمولیت، اکتینولیت و کربنات متمایز می شود (شکل ۵- G). پیدایش کانی ها با درجه حرارت بالا مانند ترمولیت و اکتینولیت در دگرسانی پروپیلیتیک به دلیل دگرگونی تماسی مربوط به استقرار باتولیت گرانودیوریتی مزار است. دگرسانی آرژلیک در کانسار سرکوه محصول فرایندهای هوازدگی است. این هاله دگرسان از گسترش کمی برخوردار بوده و عموماً از انواع کانی های ثانویه رسی به همراه برخی از کانی های اولیه تشکیل شده است و در مجاورت زون های خرد شده گسلی قرار داشته و با فرسایشی بسیار نرم به رنگ هوازده سفید تا کرم مشاهده می شود و به صورت محلی در امتداد گسل ها و شکستگی ها به صورت نامنظم رخ می دهد. به نظر می رسد که هوازدگی و تشدید جریان سیالات جریان یافته در زون های گسله نقش به سزایی در تشکیل و تشدید این هاله دگرسان ایفا کرده باشد. این دگرسانی ها به ویژه در قسمت های شمالی و شمال باختری منطقه اتفاق می افتد و سرکوه پورفیری، گرانودیوریت مزار و سنگ های میزبان آتشفشانی را تحت تأثیر قرار می دهد. دگرسانی آرژلیک بر روی دگرسانی های پیشین قرار گرفته و با کانی های رسی فراوان مانند کائولینیت، مونتموریلونیت و ایلیت، همچنین کلریت، کلسیت، کوارتز، جاروسیت و گوتیت تشخیص داده می شود (شکل ۵- H و I).

رخداد رگه های سیلیسی اپی ترمال غیرهمجوار و همجوار یکی از سیماهای رایج ذخایر مس پورفیری است. تعداد ۹ رگه سیلیسی در گستره نقشه زمین شناسی- دگرسانی ۱:۱۰۰۰ محدوده سرکوه وجود دارند، که از این میان، شش رگه در بخش جنوبی محدوده (در میان واحد سنگی هورنفلس)، دو رگه در بخش مرکزی-جنوبی (در میان پهنه گوسان واقع بر دگرسانی فلیک توده نفوذی گرانودیوریت، gd) و یک رگه در سنگ های آتشفشانی شمال محدود هقار دارد. این رگه ها به طور کلی



شکل ۵- A) نمای از دگرسانی پتاسیک در منطقه سرکوه (دید به سمت شمال)، B) حداقل ۲ نسل از کوارتز استوک ورک در دگرسانی پتاسیک قابل تفکیک است، C) کانی سازی ثانویه مس و رگه های کوارتز استوک ورک در توده گرانودیوریت پورفیری، D) نمای از دگرسانی فلیک در پهنه توده گرانودیوریتی سرکوه (دید به سمت شمال خاور)، E و F) قسمتی از رخنمون و نمونه دستی دگرسانی فلیک (به تراکم رگچه های استوک ورکی کوارتز-پیریت-سرسیت و رنگ قرمز به جای مانده از اکسیداسیون پیریت بر رگچه ها و زمینه سنگ توجه شود)، G) نمونه دستی رخداد دگرسانی پروپیلیتیک در سنگ های منطقه سرکوه، H) نمونه دستی آرزلی شده، I) دگرسانی آرزلی همراه با اکسیدهای آهن در محل برش جاده آشکارا قابل مشاهده است (دید به سمت خاور).

Figure 5- A) A view of potassic alteration in the Sarkuh area (view to the north), B) At least 2 generations of quartz stockwork can be distinguished in potassic alteration, C) Secondary copper mineralization of quartz stockwork sheets in the granodiorite mass Porphyry, D) A view of the phyllic alteration in the Sarkuh granodiorite massif area (view towards the northeast), E and F) A part of the outcrop and a hand sample of the phyllic alteration (due to the density of quartz-pyrite-sericite stockwork veins and the red color left by Oxidation of pyrite on the veins and bedrock), G) Microscopic sample of propylitic alteration in the rocks of Sarkuh area, H) Argillized hand sample, I) Argillic alteration along with iron oxides can be clearly seen at the road cutting site (view to the east).

در بخش های سطحی و هوازده می باشد.

دگرسانی پروپیلیتیک یکی از گسترده ترین هاله های دگرسانی (به همراه دگرسانی فلیک شدید) در سطح محدوده سرکوه است. رخساره پروپیلیتیک اگرچه به طور معمول در حاشیه توده های پورفیری دیده می شود اما به صورت آشکار نمی توان آن را به سیستم پورفیری نسبت داد زیرا که حوادث و رخداد های زمین شناسی در فاز های مختلف به نوعی می توانند سنگ های منطقه را متأثر و تغییراتی مانند دگرسانی پروپیلیتیک را بر آن تحمیل نمایند، در ضمن، در حاشیه سنگ های نفوذی به ویژه در بخش جنوب خاوری افزون بر دگرسانی پروپیلیتی، رخساره هورنفلسی شدن نیز در سنگ های دربرگیرنده (به طور عمده ولکانیک های ائوسن) آشکارا در معرض دید قرار می گیرد که این نشان دهنده تأثیر تزریق باتولیت ممزار در سنگ های آتشفشانی ائوسن است.

هاله دگرسان آرزلیکی عموماً از انواع کانی های ثانویه رسی به همراه برخی از

دگرسانی فلیک معمولاً یکی از مهم ترین اهداف اکتشافی در پی جویی ذخایر مس پورفیری می باشد که این هاله دگرسانی در محدوده سرکوه از گسترش نسبتاً وسیعی برخوردار بوده و به صورت حلقه های نسبتاً کامل (صرف نظر از پوشش آبرفت خاور و جنوب محدوده) هاله دگرسانی پتاسیک (پتاسیک شدید، متوسط و پتاسیک اورپرینت شده با فلیک) مرکز محدوده را احاطه کرده و توسط هاله دگرسانی پروپیلیتیک (در نیمه باختری) محصور می شود. بنابراین، این هاله دگرسان به همراه دو هاله دگرسان پتاسیک و پروپیلیتیک، آرایش نسبتاً کاملی را از منطقه بندی دگرسانی خاص ذخایر مس پورفیری را به نمایش می گذارند.

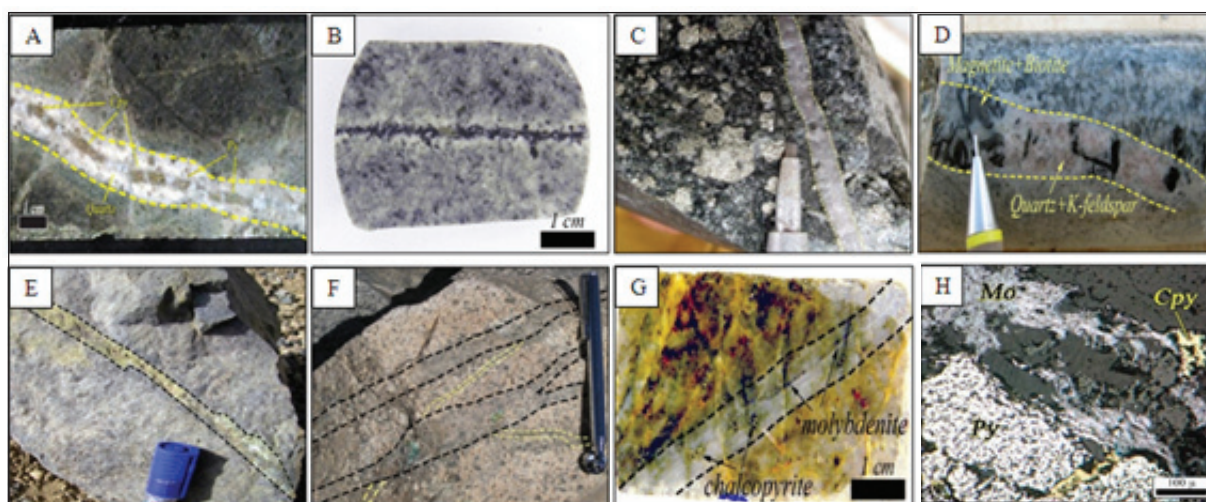
باتوجه به مشاهدات صورت گرفته و نتایج به دست آمده از مطالعه و تجزیه نمونه ها، کانی سازی مس در گستره این هاله دگرسان رخداد اندکی است و کانی سازی در آن غالباً به صورت افشان و به مقدار کمتر رگچه ای است. رخداد اندک کانی سازی احتمالاً متأثر از فروشت مس از کانی های سولفیدی در اثر عملکرد سیالات جوی

اولیه) مشخص می‌شود، (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Rusk et al., 2008; Ayuso et al., 2010)؛ مرحله دوم با مگنتیت±بیوتیت±کوارتز (نوع M)، کوارتز اولیه و رگچه‌های فاقد سولفید حاوی یک یا چند اکینولیت، مگنتیت (اولیه) بیوتیت (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Rusk et al., 2008; Ayuso et al., 2010) و تعدادی رگه‌های کوارتز شیری عقیم، رگچه‌های شیشه‌ای تا دانه‌دار کوارتز، که با بیوتیت±مگنتیت±کالکوپیریت±مولیدنیت همراه هستند متمایز می‌شود (نوع A) - رگچه‌های حاوی کوارتز سولفیدی دانه‌ای، همراه با دگرسانی ضعیف یا حاشیه غیرقابل تشخیص (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Rusk et al., 2008; Ayuso et al., 2010). برخی از رگچه‌های کوارتز شیری عقیم با فلدسپات پتاسیک و انیدریت همراه هستند. این نوع رگچه‌ها توسط رگه‌های جوان تر نوع B در طی مرحله دوم قطع شده‌اند. رگچه‌های کوارتز، حاوی سولفید، همراه با دگرسانی ضعیف با حاشیه غیرقابل تشخیص (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Rusk et al., 2008) اشکال سینوسی و منقطع را نشان می‌دهند. مرحله میانی تشکیل کانسنگ (یا مرحله ۲) توسط کوارتز، کالکوپیریت، بورنیت، مولیدنیت (نوع B) مشخص می‌شود. کانی‌های سولفیدی در خط میانی رگچه‌ها جمع شده‌اند و به صورت اشکال ناپیوسته باریک نشان داده می‌شوند. مراحل آخر با کوارتز±کلسیت±ایدوت±پیریت±کالکوپیریت و رگچه‌های کلسیت±کوارتز مشخص می‌شود (نوع D - رگه‌ها و رگچه‌های کوارتز-سولفید متبلور، حاشیه با دگرسانی فلدسپات تخریب شده مشخص می‌شود) (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Rusk et al., 2008).

کانی‌های اولیه تشکیل شده است و عموماً در مجاورت پهنه‌های خردشده گسلی قرار داشته و با فرسایشی بسیار نرم به رنگ هوازده سفید تا کرم مشاهده می‌شوند. به نظر می‌رسد که هوازده‌گی و تشدید جریان سیالات جریان یافته در پهنه‌های گسله نقش به‌سزایی در تشکیل و تشدید این هاله دگرسان ایفا کرده باشند. این نوع نمونه‌ها دارای رخداد ثانویه کانی‌های رسی مونتوریلونیت، ایلیت، کائولینیت، کلریت و تعدادی از کانی‌های به‌جا مانده از سنگ اولیه، مانند کلسیت، کوارتز، ارتوکلاز و هورنبلند است.

رگه‌های استوک‌ورک در دگرسانی پتاسیک شامل دو تیپ رگه که رگه اول به سبزی ۱-۲ سانتی متر شامل کوارتز-بیوتیت ثانویه-مگنتیت±ارتوز±کالکوپیریت و رگه دوم با سبزی ۲/۵ میلی متر دارای کوارتز، لمونیت، گوتیت و اکسید مس که دارای آلتراسیون فیلیک، کانی‌ها غالباً اکسید شده می‌باشند.

کانی‌سازی غالباً با مناطق دگرسانی پتاسیک و فیلیک همراه است و به صورت رگه- رگچه، استوک‌ورک و افشان در پورفیری سرکوه و در مجاورت سنگ‌های میزبان آتشفشانی رخ می‌دهد. کانی‌های هیوژن شامل کالکوپیریت، پیریت، مگنتیت، بورنیت و مقدار کمی مولیدنیت است. غنی‌سازی سوپرژن به‌طور نامنظم در کانسار سرکوه توسعه یافته و با کانی‌های ثانویه مس مانند مالاکیت، آزوریت، اکسیدهای آهن و هیدرواکسیدها مشخص می‌شود. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی، کانی‌سازی در کانسار سرکوه پورفیری به‌طور کلی در ۳ مرحله و ۵ نوع رگه اصلی انجام شده است (شکل ۶). مرحله اولیه کانی‌سازی با بیوتیت±اکینولیت (نوع EB-بیوتیت



شکل ۶- تصاویری از نسل‌های مختلف رگچه‌های دارای کانی‌سازی از کانسار پورفیری سرکوه، (A) کوارتز نوع (B) رگچه‌های کوارتز+ پیریت + کالکوپیریت از (SAH-42, 482m)، (B) رگچه‌های کوارتز + پتاسیم فلدسپار + بیوتیت از (SAH-21, 200m)، (C) رگچه کوارتز شیری نوع (A) (SAH-13, 64m)، (A) رگچه نوع (EB) با دگرسانی پتاسیم فلدسپار پوشانده شده است (E) کلسیت مرحله آخر + ایدوت + رگچه کوارتز (نوع F)، (D) رگچه‌های نیمه موازی نوع B که از رگچه‌های کوارتز شیری اولیه تشکیل شده اند، (G) کوارتز + کالکوپیریت + مولیدنیت رگچه نوع (B) (SAH-20 41m)، (H) تصویر میکروسکوپی از (G) که مجموعه کانی‌سازی شامل: پیریت، کالکوپیریت و مولیدنیت را نشان می‌دهد. مخفف: کالکوپیریت=Cpy، مولیدنیت=Mo، پیریت=Py.

Figure 6. Photographs of different generations of veins with mineralization from Sarkuh porphyry deposit, A) Quartz type (B) quartz + pyrite + chalcopyrite veins from (SAH-42, 482m), B) Quartz + potassium feldspar + biotite veins from (SAH-21, 200m), C) Milky quartz vein type (A) (SAH-13, 64m), D) Type (EB) vein covered with potassium feldspar alteration (SAH-29, 498m), E) Calcite The last stage + epidote + quartz veins (type D), F) Semi-parallel veins of type B, which are composed of primary milky quartz veins, G) Quartz + chalcopyrite + molybdenite type (B) veins, (SAH-20 41m) H) Microscopic photo of (G) showing the mineralization complex including: pyrite, chalcopyrite and molybdenite. Abbreviation: Cpy=chalcopyrite, Mo=molybdenite, Py= pyrite.

۳-۴- مطالعه SEM, XRD

آنالیز ایزوتوپی پایدار گوگرد (S) ۲۴ نمونه (جدول ۳) پس از آماده سازی در سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور به دانشگاه Arizona آمریکا و (O) اکسیژن ۶ نمونه (جدول ۴) از نمونه های کانسنکی پس از آماده سازی در سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور به دانشگاه Oregon ایالات متحده ارسال و آنالیز انجام شد.

انجام آنالیزهای دستگاهی XRD تعداد ۱۰ نمونه (جدول ۱) در شرکت مطالعات مواد معدنی زرآرما و تعداد ۱۰ نمونه SEM در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران انجام گردید. میکروترموتری سیالات درگیر (heating-freezing stage) ۶ نمونه (جدول ۲) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران و

جدول ۱- نتایج آنالیز XRD نمونه های منطقه سرکوه.

Table 1. The results of XRD analysis of samples from Sarkuh area.

sample number	major minerals	minor minerals	trace minerals
07691Sah	quartz, illite	kaolinite, goethite	-
m)36Sah 296)	quartz, albeite	mica-illite, chlorite, orthoclase, calcite	-
00591Sah	orthoclase, albeite, quartz	mica-illite, chlorite	magnetite
06391Sah	quartz, albeite, magnetite	illite, chlorite, hematite	-
m)36Sah 298)	kaolinite, quartz, montmorillonite	orthoclase, hematite, calcite	-
m279)(1)30Sah)	quartz	orthoclase, albeite, illite, chlorite, hematite, calcite	-
m) 10Sah 360)	quartz, albeite	calcite, magnetite, muscovite, chlorite	-
m) Sah 29 498)	quartz, orthoclase, kaolinite	ankerite	-
m292) Sah 23)	quartz, montmorillonite	ankerite, kaolinite, gypsum	-
m81) Sah 22)	quartz, anorthite, chlorite, muscovite-illite	calcite	magnetite

جدول ۲- خلاصه داده های ریزدماسنجی میانبارهای سیال از رگچه های کوارتز-سولفیدی، (مخفف: کوارتز = Qtz، پیریت = Py، کالکوپیریت = Cpy، مولیبدنیت = Mo، آنیدریت = Anh، کلسیت = Cal).

Table 2. The summary of microthermometric data of fluids inclusion from sulfide quartz veins, (Abbreviation: quartz = Qtz, pyrite = Py, chalcopryrite = Cpy, molybdenite = Mo, anhydrite = Anh, calcite = Cal).

Sample No.	Depth	Host rock	Alteration	Veinlet type/ mineral assemblage	Fluid type	T _e (°C)	T _{m ice} (°C)	T _m (°C) (halite)	T _m (°C) (sylvite)	T _{h-LV} (°C)	Salinity (wt.%)	Density (g/cm ³)
91-68	Outcrop	Grano diorite Porphyry	Potassic-phyllic	A type/ Qtz+ Anh		-25	-9.6					
	Zone UTM: 40 X= 385570				III	to	to	---	---	263-392	13.5-14.9	0.7-0.9
	Y= 3312286				IV	---	---	254-420	300-312	321-550	34.1-63.1	0.8-1.1
91-69	Outcrop	Monzo diorite Porphyry	Phyllic	/B type Qtz+ Py+Cpy								
	Zone UTM: 40 X=385565				IV	---	---	250-435	---	250-600<	33.6-50.9	0.7-1.1
	Y=3312288											
8-206	Borhole	Grano diorite Porphyry	Phyllic	/B type Qtz+ Py+Cpy+Mo	II	---	---	---	---	370-530	---	---
	SAH8 ¹ ,				IV	---	---	200-438	---	281-527	17.3-51.3	0.86-1
	depth:206m											
91-72	Outcrop	Monzo diorite Porphyry	Phyllic	/B type Qtz+ Py+Cpy								
	Zone UTM: 40 X=385481				IV	---	---	211-460	87-100	298-520	32.0-54.2	0.8-1.2
	Y=3312216											
30-305	Borhole	Grano diorite Porphyry	Phyllic-propylitic	/D type Qtz+ Py+Cal		-25	-0.2					
	SAH30,				III	to	to	---	---	132-165	0.3-6.7	0.9-0.9
	depth:305m					-20	-4.1					

¹Sah= Sarkuh

جدول ۳- ترکیب ایزوتوپی گوگرد، (مگنتیت = Mt)

Table3. Sulfur isotopic composition, (magnetite = Mt).

Sample/Depth	Mineral	Host rock	Alteration	Veinlet type/ mineral assemblage	$\delta^{34}\text{S}(\text{CDT} \text{‰})$	$1000\ln \alpha^2$	$\delta^{34}\text{S}$ $\text{H}_2\text{S}(\text{CDT} \text{‰})$	Mineral pair temperature (°C) ³
SAH18-268m	Pyrite	granodiorite Porphyry	Phyllic	B type/ Qtz+Cpy+Py	2.2	1.0	1.1	477
SAH18-268m	Chalcopyrite	granodiorite Porphyry	Phyllic	B type/ Qtz+ Cpy+Py	1.4	0.1	1.2	
SAH42A-505m	Chalcopyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	A type/ Qtz+Py +Cpy+Mt	1.9	0.1	1.7	477
SAH42A-505m	Pyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	A type/ Qtz+Py+Cpy +Mt	2.2	1.0	1.1	

Sample/Depth	Mineral	Host rock	Alteration	Veinlet type/ mineral assemblage	$\delta^{34}\text{S}(\text{CDT} \text{‰})$	$1000\ln \alpha^2$	$\delta^{34}\text{S}$ $\text{H}_2\text{S}(\text{CDT} \text{‰})$	Mineral pair temperature (°C) ³
SAH22-398m	Pyrite	monzodiorite Porphyry	Phyllic	B type/ Qtz+Py+Cpy + Anh	1.8	1.0	7 .+0	675
SAH22-398m	Chalcopyrite	monzodiorite Porphyry	Phyllic	B type/ Qtz+Py +Cpy + Anh	1.3	0.1	1.1	
SAH42-482m	Chalcopyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Py+Cpy+ Anh	1.6	0.1	1.4	315
SAH42-482m	Pyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Py+Cpy+ Anh	1.7	1.0	0.6	
SAH23-555m	Pyrite	monzodiorite Porphyry	Potassic	Btype/ Qtz+Py+Cpy+Mo+Anh	2.3	1.0	1.2	477
SAH23-555m	Chalcopyrite	monzodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Py+Cpy+Mo+Anh	1	0.1	0.8	
SAH18(2)- 269m	Pyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Py+Cpy+Mo+Anh	2.7	1.0	1.6	477
SAH18(2)- 269m	Chalcopyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Py+Cpy+Mo+Anh	1.9	0.1	1.7	
SAH12-65m	Pyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	A type/ Qtz+Py+Cpy +Mt	2.4	1.0	1.3	477
SAH12-65m	Chalcopyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	A type/ Qtz+Py +Cpy+Mt	2	0.1	1.8	
SAH29-272m	Pyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Cpy+Py +Mo	2.7	1.0	1.6	477
SAH29-272m	Chalcopyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Cpy+Py+Mo	1.9	0.1	1.7	
SAH42-481m	Chalcopyrite	monzodiorite Porphyry	Phyllic	B type/ Qtz+Py +Cpy+Anh	1.7	0.1	1.5	477
SAH42-481m	Pyrite	monzodiorite Porphyry	Phyllic	B type/ Qtz+Py +Cpy+Anh	2.1	1.0	1.0	

$1000 \ln \alpha \approx \Delta m_1 - m_2 = A(10^6/T^2) - 2$ در دو کانی مجاور m_1 و m_2 است، A یک مقدار ثابت برابر با شیب خط مستقیم است که از مبدأ مختصات عبور می کند و با محاسبه با آزمایش

برای یک جفت مواد معدنی مختلف تعیین می شود و T دمای مطلق کلون است.

۳ - دماسنجی ایزوتوپ گوگرد مطابق با اوهموتو و رای (Ohmoto and Rye 1979).

ادامه جدول ۳- ترکیب ایزوتوپی گوگرد، (مگنتیت = Mt).

Continued from Table3. Sulfur isotopic composition, (magnetite = Mt).

Sample/Depth	Mineral	Host rock	Alteration	Veinlet type/ mineral assemblage	$\delta^{34}\text{S}(\text{CDT } \text{‰})$	$1000\ln \alpha^2$	$\delta^{34}\text{S}$ $\text{H}_2\text{S}(\text{CDT } \text{‰})$	Mineral pair temperature ($^{\circ}\text{C}$) ³
SAH12-63m	Pyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Py+Cpy+Mo+Anh	2.1	1.0	1.0	675
SAH12-63m	Chalcopyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Py +Cpy +Mo+Anh	1.7	0.1	1.5	
SAH16-551m	Chalcopyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Py +Cpy	1.4	0.1	.1	
SAH16-551m	Pyrite	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Py+Cpy	1.9	1.0	0.8	
SAH12-377m	Pyrite	monzodiorite Porphyry	Phyllic	B type/ Qtz+Py+Cpy	2.2	1.0	1.1	
SAH12-377m	Chalcopyrite	monzodiorite Porphyry	Phyllic	B type/ Qtz+Py +Cpy	2	0.1	1.8	

۲- $1000 \ln \alpha \approx \Delta m_1 - m_2 = A(10^6/T^2)$ جایی که Δ تفاوت بین مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در دو کانی مجاور m_1 و m_2 است، A یک مقدار ثابت برابر با شیب خط مستقیم است که از مبدأ مختصات عبور می کند و با محاسبه یا آزمایش برای یک جفت مواد معدنی مختلف تعیین می شود و T دمای مطلق کلین است.

۳- دماسنجی ایزوتوپ گوگرد مطابق با اوهموتو و رای (Ohmoto and Rye 1979).

جدول ۴- ترکیب ایزوتوپی اکسیژن از کانی کوآرتز.

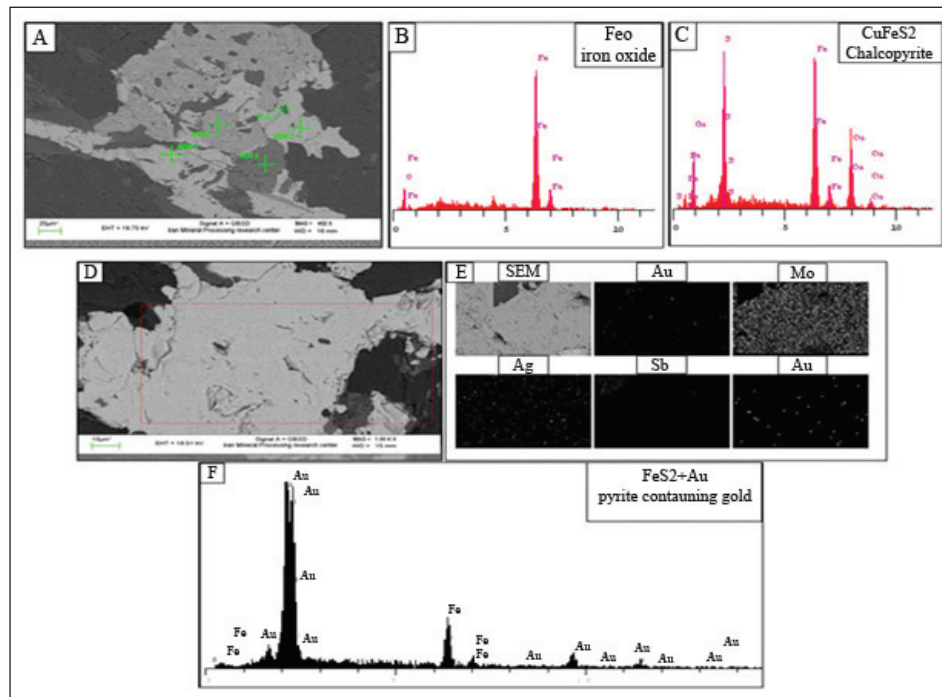
Table 4. Oxygen isotopic composition of quartz mineral.

Sample	Mineral	Host rock	Alteration	Veinlet type/ mineral assemblage	$\delta^{18}\text{O}$	$1000\ln \alpha$	$\delta^{18}\text{O} \text{H}_2\text{O}^4$
Sah42A (505m)	Quartz	granodiorite Porphyry	Potassic	A type/ Qtz+Py +Cpy+Mt	7.6	5.1	2.5
Sah 42 (482m)	Quartz	monzodiorite Porphyry	Phyllic	B type/ Qtz+Py+Cpy+Anh	8.7	5.1	3.6
Sah 29 (272m)	Quartz	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Cpy+Py+Mo	8.5	5.1	3.4
Sah 18 (268m)	Quartz	granodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+ Cpy+Py	8.8	5.1	3.7
Sah 12 (65m)	Quartz	granodiorite Porphyry	Potassic	A type/ Qtz+Cpy+Py +Mt	8.3	5.1	3.2
Sah 23 (555m)	Quartz	monzodiorite Porphyry	Potassic	B type/ Qtz+Py+Cpy+Mo+Anh	9.3	5.1	4.2

⁴ Clayton et al. (1972)

آرژلیک، سدیک- کلسیک پوشاننده دگرسانی پتاسیک و کانه ها شامل مگنتیت، همتایت، گوتیت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، لیمونیت، کولیت، مگنتیت، مولیبدنیت، روتیل و دیژنیت انتخاب گردید. کلیه نمونه ها و مقاطع تهیه شده از آنها مورد مطالعه قرار گرفتند، که از آنها تعداد ۱۰ نمونه برای بررسی SEM انتخاب شدند. ۶ عدد از نمونه ها پوشش کربن و ۴ عدد پوشش طلا داده شده و سپس آنالیز انجام شد. همچنین تعداد ۱۰ عدد نمونه مورد آنالیز XRD قرار گرفت (شکل ۷).

جهت بررسی های بیشتر و تأیید مطالعات سنگ نگاری از میکروسکوپ الکترونی روبشی (Scanning Electron Microscope) برای ایجاد بزرگ نمایی بیشتر و توان تفکیک بیشتر و همچنین روش پراش پرتو ایکس (XRD) یا X-ray Diffraction جهت تعیین نوع فاز ها و ساختار بلورین مواد و کانی ها استفاده شد. نمونه ها از مناطق سطحی و عمقی (گمانه ها)، که شامل واحدهای نفوذی نیمه ژرف با بافت پورفیری، آتشفشانی، ساب و لکانیک، گرانیتیویدی، کوآرتز مونزودیوریت و دگرسانی شامل پتاسیک، پروپلیتیک، آرژلیک، فیلیک



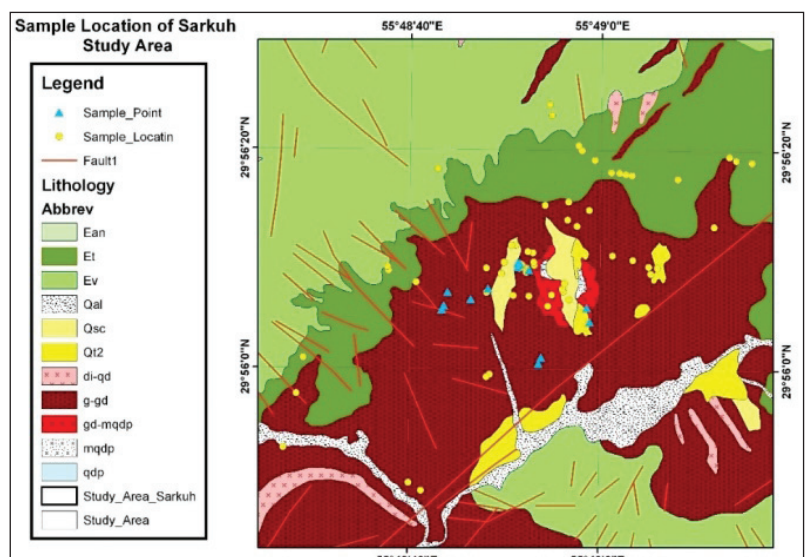
شکل ۷- A) نقاط مشخص شده برای گرفتن تصویر طیف EDS برای کانی‌های: B) اکسید آهن، C) کالکوپیریت، D) محوطه انتخاب شده برای گرفتن نقشه توزیع عنصری، E) نقشه توزیع عنصری برای تجمع عناصر مختلف در پیریت، در نمونه شماره 29Sah (498m) پیریت حاوی طلا. F) (1000x1py map)

Figure 7-A) Points selected to capture EDS spectra for minerals: B) Iron oxide, C) Chalcopyrite, D) Area selected to capture elemental distribution map, E) Elemental distribution map for the accumulation of different elements in pyrite, in the sample No. (498 m) 29 Sah (1000x1py map), F) pyrite containing gold.

۳-۵- مطالعه میانبارهای سیال، مطالعات ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن

نمونه‌برداری‌ها از گمانه‌ها و نمونه‌های سطحی منطقه سرکوه، جهت بررسی میانبارهای سیال و مطالعات ایزوتوپی در منطقه صورت پذیرفت که در جدول‌های ۲، ۳ و ۴ به طور کامل ارائه گردیده‌اند. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰ منطقه سرکوه با محل مشخص شده گمانه‌ها (مهندسین مشاور زرناب اکتشاف، ۱۳۸۹) که در شکل ۲ نشان داده شده است و مکان‌های نمونه‌برداری در شکل ۸ ارائه شده‌اند. نمونه‌ها در دانشگاه تربیت مدرس با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان Leitz مورد مطالعه قرار گرفتند.

طی مطالعات SEM، کانی‌های: پیریت، کالکوپیریت، ارتوکلاز، اکسید آهن، مولیدنیت، طلا، مولیدنیت طلادار، آپاتیت و کلر آپاتیت، گالن، پیریت حاوی طلا، اسفالریت، کالکوپیریت آرسنیک‌دار، تیتانومگنتیت، تیتانومگنتیت منگنزدار، ایلمنیت آهن‌دار و کالکوسیت دیده شد (شکل ۷) و طی مطالعات XRD، کانی‌های اصلی: ایلیت، کوارتز، آلپیت، ارتوکلاز، مگنتیت، مونتموریلونیت، کائولینیت، آنورتیت، کلریت، مسکوویت- ایلیت مشاهده شدند (جدول ۱). نتایج مطالعات سنگ‌شناسی با نتایج آنالیز XRD مطابقت دارد.



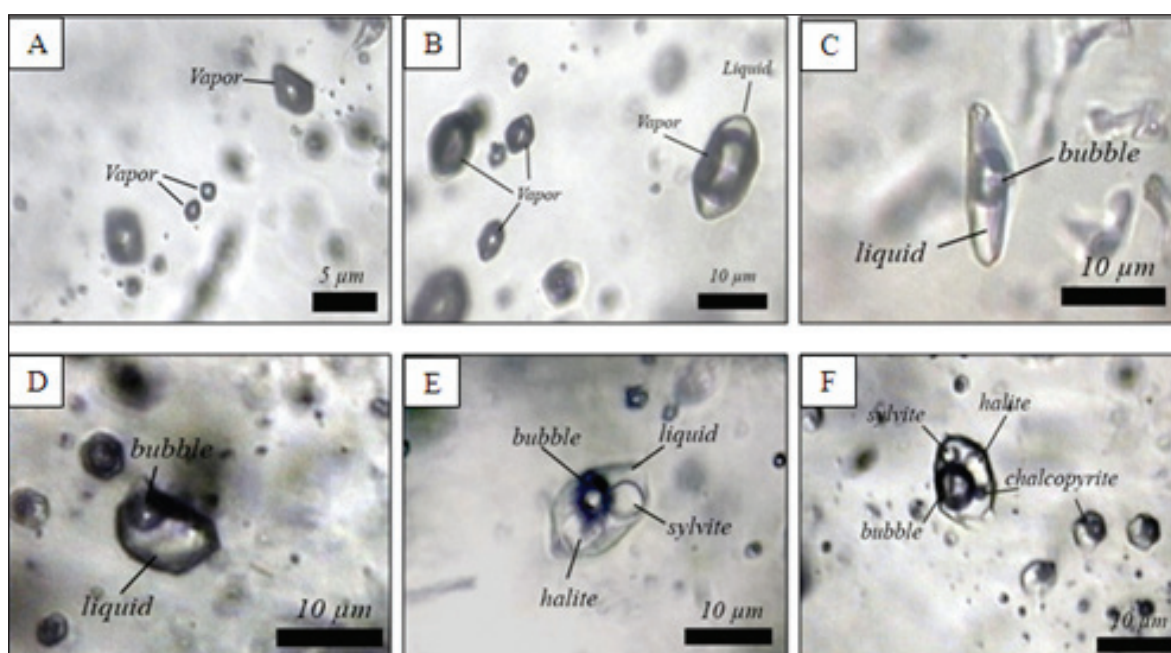
شکل ۸- محل نقاط نمونه‌برداری.

Figure 8. The location of sampling points.

۳-۶- مطالعه میانبار سیال

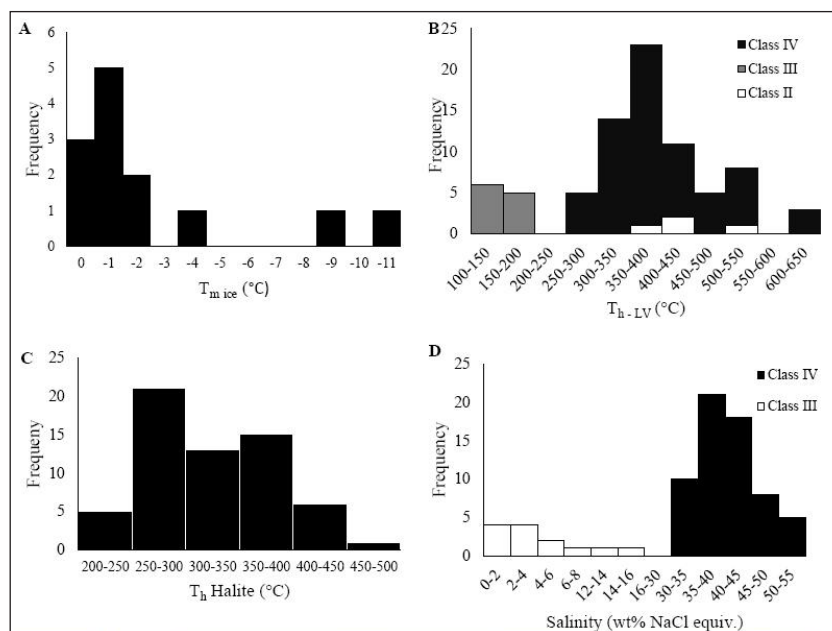
(°C) در هر دقیقه کاهش یافت. سرعت گرمایش برای تعیین دمای ذوب یخ حدود ۰/۱ درجه سانتی گراد (°C) در هر دقیقه بود. شکل ۹ انواع میانبارهای سیال مایع را از رگچه‌های کوارتز موجود در کانسار مس پورفیری سرکوه نشان می‌دهد و داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال کانسار سرکوه دربرگیرنده در جدول ۲ و شکل ۱۰ خلاصه شده است. شوری سیال با استفاده از دمای ذوب یخ برای میانبارهای غنی از مایع و به ندرت غنی از بخار تخمین زده شده است (Bodnar, 1993). شوری میانبارهای سیال چندفازی توسط دمای انحلال هالیت (و سیلویت) محاسبه شد (Hall et al., 1988). جگالی سیالات توسط نرم‌افزار FLINCOR (Brown, 1989) و HOKIEFLINCS (Steele-MacInnis et al., 2012) محاسبه شده است.

برای مطالعه میانبارهای سیال، ۵ نمونه از رگچه‌های کوارتز- سولفید از گمانه‌های اکتشافی و رخنمون‌ها، برای تهیه مقاطع دوبرصیقل (200μ میکرومتر ضخامت) انتخاب شد. ریزدماسنجی میانبارهای سیال در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) به کمک Stage:THMS600 با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ ZEISS نصب است، صورت گرفت. مرحله گرمایش / سرمایش توسط استاندارد نیترا ت سزیم برای گرمایش و استاندارد n-Hexane برای آزمایش‌های سرمایش کالیبره شد. برای دمای همگن‌سازی، سرعت گرمایش حدود ۵ درجه سانتی‌گراد (°C) در هر دقیقه بود، اما نزدیک به فاز دمای انتقال، به کمتر از ۱ درجه سانتی‌گراد



شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی انواع میانبارهای سیال نماینده از رگچه‌های کوارتز کانسار پورفیری سرکوه، (A) میانبار تک فاز بخار، گرانودیوریت پورفیری که دگرسانی پتاسیک را متحمل شده و حامل کانی‌سازی است، (B) میانبار بخار شامل (نوع II)، کانسنگ رگه-رگچه‌ای کوارتز-سولفیدی، (C) کانسنگ رگه-رگچه‌ای کوارتز-سولفیدی، (D) میانبارهای غنی از مایع (نوع III) کوارتز مونزودیوریت که واجد دگرسانی فلیک ضعیف تا متوسط و کانی‌سازی شده است، (E) میانبارهای چندفازی (نوع IV) با مواد معدنی مختلف دختر مانند کالکوپیریت و هالیت، به صورت پراکنده یا به صورت خوشه‌ای کانسنگ رگه-رگچه‌ای کوارتز-سولفیدی، (F) میانبارهای چندفازی (نوع IV) با مواد معدنی مختلف دختر مانند کالکوپیریت و هالیت، به صورت پراکنده یا به صورت خوشه‌ای، کوارتز مونزودیوریت که واجد دگرسانی فلیک ضعیف تا متوسط و کانی‌سازی شده است.

Figure 9. Microscopic images of representative fluid interburdens from quartz veins of Sarkuh porphyry deposit, A) vapor single phase interburden, porphyry granodiorite that undergoes potassic alteration and carries mineralization, B) vapor interburden including (type II), vein ore- quartz-sulfide vein, C) quartz-sulfide vein-vein ore, D) fluid-rich interbeds (type III) quartz monzodiorite with weak to moderate phyllic alteration and mineralization, E) multiphase interbeds (type IV) with various daughter minerals such as chalcopyrite and halite, scattered or clustered vein-vein quartz-sulfide ore, F) multiphase intermediates (type IV) with various daughter minerals such as chalcopyrite and halite, scattered or clustered E, quartz monzodiorite, which has weak to moderate phyllic alteration and mineralization).



شکل ۱۰- نمودارهای اندازه گیری ریزدماسنجی انواع مختلف میانبار سیال در کانسار پورفیری سرکوه، A) ذوب نهایی یخ انواع مختلف میانبارهای سیال، B) دمای همگن سازی انواع مختلف میانبار سیال، C) دمای از بین رفتن هالیت، D) محدوده شوری در انواع مختلف میانبارهای سیال.

Figure 10. Microthermometric measurement graphs of different types of fluid inclusions in Sarkuh porphyry deposit, A) Final melting of ice of different types of fluid inclusions, B) Homogenization temperature of different types of fluid inclusions, C) Halite loss temperature, D) Salinity range in different types of fluid inclusions.

نمونه‌ها با استفاده از زوج آنالیز عنصری در طیف‌سنج جرمی در دمای 1030°C در حضور O_2 و V_2O_5 سوختند (Costech). استانداردسازی مبنی بر استانداردهای جهانی OGS-1 و NBS123 و دیگر سولفیدها و سولفات‌ها که در آزمایشگاه‌ها مقایسه شده‌اند، انجام شده است. درجه‌بندی کالیبراسیون در محدوده 10°C تا 30°C در هزار می‌باشد. دقت و صحت تا $\pm 0.15^{\circ}\text{C}$ و با بهتر (1s) بر پایه استانداردهای داخلی، تخمین زده شد (ملکشاهی، ۱۳۹۲).

۳-۸- نتایج آنالیز میانبارهای سیال

سنگ‌نگاری میانبارهای سیال بر روی رگچه‌های کوارتزی که با مناطق دگرسانی پتاسیک و فلیک مرتبط هستند، انجام شد. میانبارهای سیال بر اساس مراحل مشاهده شده در دمای اتاق طبقه‌بندی شدند. در مطالعات سنگ‌نگاری، انواع مختلفی از میانبارهای سیال مشاهده شده و پدیده‌هایی مانند leakage و necking down بررسی شدند. سه نوع میانبار سیال اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب (Roedder, 1984)، در نمونه‌های مورد مطالعه مشخص شد. میانبارهای سیال اولیه در مقایسه با میانبارهای سیال ثانویه و ثانویه کاذب اندازه بزرگ‌تری داشتند و در امتداد سطوح بلوری رشد کرده‌اند. به‌طور کلی، میانبارها در کانسار مس سرکوه را می‌توان به ۵ گروه زیر تقسیم کرد:

A: دوفازی مایع-گاز L + V (غنی از مایع)، B: دوفازی گاز-مایع V + L (غنی از بخار)، C: تک‌فاز مایع L (مایع)، D: تک‌فاز گاز (گاز) (بسیار بزرگ) (شکل ۹)، E: میانبارهای چندفازی $(L + V + \text{Ha} \pm \text{Sy} \pm \text{S} (\text{Hem}, \text{Ccp}))$.
به‌نظر می‌رسد که میانبارهای چندفازی $(L + V + \text{Ha} \pm \text{Sy} \pm \text{S} (\text{Hem}, \text{Ccp}))$ و میانبارهای تک‌فاز گاز اغلب با یکدیگر همزیستی دارند. مشاهدات بعدی و مطالعات

۳-۷- آنالیز ایزوتوپ پایدار (اکسیژن و گوگرد)

رفتار ایزوتوپی اکسیژن در منطقه کانی‌زایی برای شناسایی منشأ سیال تشکیل‌دهنده کانسنگ با هدف بررسی احتمال اختلاط آب‌های جوی و سیال ماگمایی مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور و به‌منظور آنالیز ایزوتوپی اکسیژن پایدار، پس از مطالعه مقاطع میکروسکوپی، تعداد ۶ نمونه از رگه-رگچه‌های کوارتزی سولفیددار از داخل توده گرانودیوریتی که عمدتاً درون پهنه‌های پتاسیک و پهنه فلیک قرار داشتند انتخاب گردید و در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور جدا شدند، سپس در هاون آگاتی خرد شدند و پس از آن زیر میکروسکوپ باینوکولر با خلوص بالای ۹۹٪ از کانی‌های دیگر (مانند فلدسپارها) جدا شده تا به میزان ۰/۵ الی ۱ گرم از کوارتز به‌دست آید و سپس به دانشگاه Oregon ایالات متحده ارسال شد. نسبت ایزوتوپ اکسیژن با استفاده از روش فلوریناسیون لیزر با لیزر 35W Newwave نسبت CO_2 IR اندازه‌گیری شد (Bindeman, 2008). آنالیزها به روش جریان ممتد گاز و در طیف‌سنج جرمی MAT 253 در دانشگاه Oregon انجام شد. دقت در استانداردهای UOG بهتر از ۰/۹٪ است. برای مطالعات ایزوتوپی گوگرد، نمونه‌هایی از قسمت‌های مختلف رگچه‌های حاوی کانی‌زایی گرفته شد. پس از مطالعه میکروسکوپی، تعداد ۲۴ نمونه پیریت و کالکوپیریت و از انواع مختلف رگچه‌های کوارتز سولفیدی که در پهنه‌های مختلف و به‌ویژه در پهنه‌های پتاسیک و فلیک قرار داشتند، از میان رگچه‌های نوع A و B انتخاب شدند (شکل ۶). نمونه‌ها در یک هاون آگاتی خرد شده و زیر میکروسکوپ باینوکولر برای دستیابی به یک کنسانتره با خلوص بالا ($< 98\%$) از کانی‌ها و حدود ۰/۵ تا ۱ گرم از مواد جهت آنالیز به دانشگاه Arizona در ایالات متحده ارسال شد. $\delta^{34}\text{S}$ با گاز SO_2 در یک جریان ادامه‌دار نسبت گازی طیف‌سنج جرمی (ThermoQuest Finnigan Delta PlusXL) اندازه‌گیری شد.

از رگه-رگچه‌های کوارتزی سولفیددار از مناطق پتاسیک و فلیک انتخاب شدند. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن بر روی رگچه‌های کوارتز از ناحیه هیوژن اندازه گیری شد. نمونه‌ها از رگچه‌های نوع A و B مرتبط با فاز اصلی کانی‌سازی در کانسار سرکوه انتخاب شدند. مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ محدوده کوچک مثبت بین ۷/۶ + تا ۹/۳ + با میانگین ۸/۵% (جدول ۴) مشابه سنگ‌های ماگمایی رانشان می‌دهد (Hoefs, 2015)، این دامنه از داده‌ها نشان‌دهنده منشأ ماگمایی کانی‌سازی است.

۴- بحث

کانی‌سازی در کانسار پورفیری سرکوه، عمدتاً با گرانودیوریت پورفیری در ارتباط است که به واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی اتوسن نفوذ کرده است (Malekshahi et al., 2021). جوشش سیالات بر اساس میانبرهای غنی از بخار (نوع I) که معمولاً در ارتباط با ترکیبات سیالات درگیر نمک و اشباع از نمک مشاهده می‌شوند (type II, III and IV)، نشان‌دهنده تشکیل همزمان از طریق جوشش و سیالات کانسنگ در مرحله اصلی کانی‌سازی در کانسار سرکوه است (Ulrich et al., 2001; Bouzari and Clark, 2006). با این وجود، برخی از میانبرهای اشباع از نمک با ناپدید شدن حالت همگن شده و نشان‌دهنده عدم تعادل با فاز بخار است (Bodnar, 1994). کمبود سیالات درگیر با شوری بین ۱۵ و ۳۵ درصد وزنی نمک طعام در کانسار مس پورفیری را می‌توان با شرایط منشأ سیالات ماگمایی خارج شده از یک ماگمای متبلور در شرایط دما، شوری، فوگاسیته اکسیژن و غیره مرتبط دانست (Cline and Bodnar, 1991; Audétat et al., 2008). تکامل مایعات کانسنگی در سیستم‌های پورفیری از شرایط ماگمایی آغاز می‌شود که می‌تواند با درجه حرارت بالا و شوری زیاد مشخص شود. طول عمر فشارهای گرمایی در کانسارهای پورفیری ممکن است تا چندصد هزار سال طول بکشد (Zimmerman et al., 2008, 2014; Von Quadt et al., 2011; Sillitoe, 2010).

در طی این سردکردن، هجوم احتمالی آب‌های جوی باعث رقیق شدن سیالات شور ماگمایی و تسریع روند سرد شدن می‌شود و منجر به ایجاد سیالات گرمایی تأخیری با شوری بین ۱-۱۰ درصد وزنی نمک طعام می‌شود (Bodnar et al., 2014). برای کانسار سرکوه پیشنهاد می‌شود این فرایند با میانبرهای غنی از مایعات با درجه حرارت پایین (نوع III) نشان‌داده شود که احتمالاً در یک زمان متفاوت (دیرتر) از آنچه در حین جوشش تشکیل شده، به دام افتاده‌اند. نمودار پراکندگی سیالات درگیر اندازه‌گیری شده، طیف گسترده‌ای از دمای همگن شدن و شوری را شبیه به سایر سیستم‌های پورفیری نشان می‌دهد (شکل ۱۱) (Bodnar et al., 1983). در نمودار ارائه شده در شکل ۱۱، دو زمینه کاملاً مشخص را می‌توان تشخیص داد: (۱) زمینه مربوط به سیالات فوق‌شور و دمابالا و (۲) زمینه مربوط به سیالات رقیق با شوری کم و دمای پایین. در زمینه اول، که مربوط به مایعات فوق‌شور و دمای بالا است، دو روند قابل تشخیص وجود دارد که عبارتند از: سرد شدن / تحت فشار قراردادن ساده و اختلاط هم‌دما با آب‌های جوی. مطالعات سیالات درگیر بر روی کوارتز از رگچه‌های سولفیدی بخش پتاسیک نشان داد که مرحله کانی‌سازی اصلی با دمای همگن شدن بین ۲۵۰ و ۵۲۷ °C و شوری بین ۱۳/۶ تا ۵۲/۹ wt% NaCl بوده است که مرحله کانی‌سازی اصلی با دمای همگن شدن بین ۲۵۰ و ۵۲۷ °C و شوری بین ۱۳/۶ تا ۵۲/۹ wt% NaCl بوده است که در مقایسه با کانسار Cu-Zn-As با فرق با مقدار شوری بین ۸/۳۷ تا ۱۳/۸ (متوسط ۱۰/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام (Jazi et al., 2015)، کانسار مس پورفیری کهنگ با میزان شوری سیال بین ۱/۵ تا ۲۲ درصد وزنی کلرورسدیم (کمیلی و همکاران، ۱۳۹۳) و کانسار مس پورفیری ایجو با میزان شوری ۴۹/۲۷ تا ۵۱/۵۵ (گلستانی، ۱۳۹۶) دارای شوری بالایی است. سیالاتی که تحت سرد شدن ساده قرار می‌گیرند، شوری تقریباً ثابت دارند و فقط دما کاهش می‌یابد، در حالی که سیالات اختلاط شده با آب جوی، نسبتاً گرم شده در حالی که دما تقریباً ثابت است در شوری رقیق می‌شوند.

ریزدماسنجی بر روی میانبرهای اولیه موجود در مناطق رشد و درون بلورهای کوارتز انجام شد (شکل ۹). با استفاده از معیارهای داده شده توسط نش (Nash, 1976) و جزی و همکاران (Jazi et al., 2015) میانبرهای اولیه به ۴ نوع مجزا طبقه‌بندی شدند (شکل ۹):

I: میانبرهای تک‌فاز بخار (V) با شکل بلورهای بیضوی، نامنظم یا منفی، اندازه کوچک (۱-۱۰ میکرون) و بسیار فراوان. میانبرهای غنی از CO_2 نیز در این گروه مشاهده شد.

II: میانبرهای سیال غنی از بخار (< ۶۵٪ بخار) (V-L) با یا بدون کالکوپریت، هماتیت یا کانی‌های ناشناخته مات دختر: به صورت متقارن، کشیده یا نامنظم و اندازه‌ای بین ۲ تا ۲۰ میکرومتر.

III: میانبرهای سیال غنی از مایع (L-V) که با < ۳۰٪ (از حجم میانبرها) نسبت مایع به بخار، شکل متقارن، گرد، کشیده یا نامنظم و اندازه متغیر (۲-۲۵ میکرومتر) مشخص می‌شود. گاهی اوقات می‌توان بلورهای دختر مات مانند کالکوپریت یا هماتیت را مشاهده کرد. در برخی موارد، یک لبه نازک از فاز CO_2 می‌تواند در اطراف حباب بخار شناسایی شود.

IV: میانبرهای سیال شور چندفاز (L-V-S-H) شامل حالت و بلورهای فراوان دختر مانند کالکوپریت، مگنتیت، هماتیت و سیلوت هستند.

به دلیل کوچک بودن فاز مایع و اندازه نسبتاً کوچک میانبرهای دوفازی غنی از بخار، هیچ داده‌ای از ریزدماسنجی برای تعیین میزان شوری میانبرهای نوع II به دست نیامده است. دمای همگن شدن نهایی میانبرهای نوع II با ناپدید شدن فاز مایع در ۳۷۰ تا ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد (ملکشاھی، ۱۳۹۲).

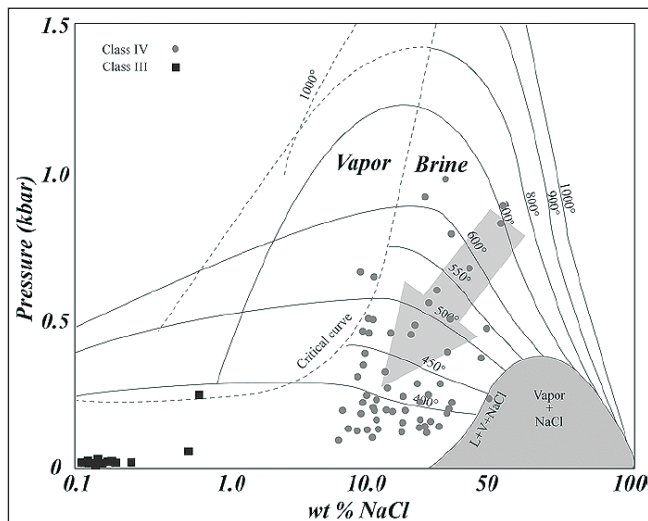
میانبرهای دوفازی نوع III غنی از مایع (L-V) نشان‌دهنده دمای یوتکتیک (T_{me}) تا ۲۰- تا ۲۵- درجه سانتی‌گراد است که مربوط به سیالات موجود در $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ سیستم است (Shepherd et al., 1985). دمای ذوب یخ ($T_{\text{m-ice}}$) برای این نوع میانبرها بین ۱۱- و ۲۰- درجه سانتی‌گراد است، که گویای شوری بین ۱۴/۹ تا ۰/۳ درصد وزنی نمک طعام است. دمای همگن‌سازی نهایی که با ناپدید شدن حباب بخار به دست می‌آید، بین ۱۳۲ تا ۳۹۲ درجه سانتی‌گراد است. چگالی میانبرهای نوع III در محدوده باریکی بین ۰/۹ تا ۰/۷ گرم در سانتی‌متر مکعب (g/cm^3) قرار می‌گیرد. میانبرهای نوع IV چندفاز اشباع از نمک (هایپرسالین) (L-V-S-H) با دمای انحلال حالت از ۲۰۰ تا ۴۶۰ درجه سانتی‌گراد مشخص می‌شوند. زمانی که سیلوت وجود دارد، دمای انحلال آن بین ۸۷ تا ۳۱۲ درجه سانتی‌گراد است که مربوط به شوری بین ۱۷/۳ تا ۶۳/۱ درصد وزنی نمک طعام است. دمای نهایی همگن‌سازی عمدتاً با ناپدید شدن حباب در طیف گسترده‌ای از دما بین ۲۵۰ تا < ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد (احتمالاً نزدیک به ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) حاصل شد. چگالی نوع IV بین ۰/۷ تا ۱/۲ گرم بر سانتی‌متر مکعب (g/cm^3) است (ملکشاھی، ۱۳۹۲).

۳-۹- نتایج آنالیز ایزوتوپ پایدار

برای تعیین منبع گوگرد و اجزای تشکیل‌دهنده کانسنگ، آنالیز ایزوتوپ پایدار S و O روی نمونه‌های انتخاب شده انجام شد. تعداد ۲۴ نمونه از سولفیدها (پیریت و کالکوپریت) که در مناطق مختلف به‌ویژه در مناطق پتاسیک و فلیک قرار داشتند، برای مطالعه ایزوتوپ S پایدار انتخاب شدند. شرح مختصری از نمونه‌ها و مقادیر ایزوتوبی در جدول‌های ۳ و ۴ ارائه شده است. آنالیز ایزوتوپ گوگرد بر روی زوج کانی پیریت-کالکوپریت واقع در مناطق دگرسانی پتاسیک و فلیک انجام شد (شکل های ۳، ۵، ۶). مقادیر ایزوتوبی S_{CDT} در کانسار سرکوه یک محدوده کوچک مثبت بین ۱+ تا ۲/۷ ‰ را نشان می‌دهد. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در ناحیه پتاسیک به ترتیب از ۱+ تا ۲/۷ ‰ (میانگین ۱/۹ ‰) و در منطقه فلیک به ترتیب بین ۱/۳+ تا ۲/۲+ ‰ (میانگین ۱/۸ ‰) متفاوت است (ملکشاھی، ۱۳۹۲).

برای آنالیز ایزوتوپ پایدار اکسیژن، پس از مطالعه مقاطع میکروسکوپی، ۶ نمونه

کیلوبار و نماینده ژرفای بیش از ۸ کیلومتر است. باید توجه داشت که بیشتر اندازه گیری ها در میانبارهای نوع IV نشان دهنده فشار به دام انداختن تقریبی ۳۰۰ بار است (شکل ۱۲)، بنابراین، مرحله اصلی کانی سازی در ژرفای حدود ۱/۵ کیلومتری رخ می دهد. این میانبارها با دمای پایین و شوری کمتر (میانبارهای نوع III) در قسمت های کم ژرفا تر به دام می افتند و همان گونه که در شکل ۱۲ قابل مشاهده است، میانبارهای مورد اشاره از فشار ۲۳۰ بار به فشار ۳ بار نزول کرده اند (مربوط به ژرفای کمتر از ۱۰۰۰ متر). نسبت های ایزوتوپی S_{CDT} در کانسار سرکوه محدوده باریکی مثبت بین ۱+ تا ۲/۷% را نشان می دهد (شکل ۱۲).



شکل ۱۲- فشار تخمینی شرایط به دام انداختن میانبارهای سیال بر اساس سیستم $H_2O-NaCl$ (Bodnar et al., 1985)

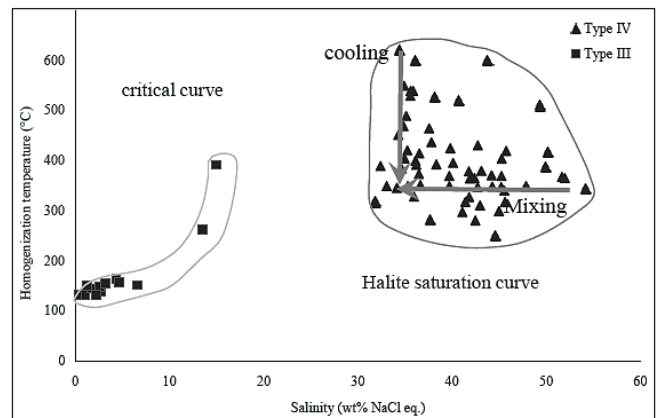
Figure 12. Estimated pressure of trapped fluid conditions based on the $H_2O-NaCl$ system (Bodnar et al., 1985).

مقادیر $\delta^{34}S$ در کانی های سولفیدی کانسار مس پورفیری سرکوه بسیار شبیه دیگر کانسارهای مس پورفیری در کمان ماگمایی سنوزویک کرمان مانند کانسار کلاس جهانی سرچشمه (معانی جو و همکاران، ۱۳۹۱) و برخی از کانسارهای مهم در سایر نقاط جهان مانند بینگهاموبوت (Cooke et al., 2014) است (شکل ۱۳).

مطالعات میانبارهای سیال بر روی ۶ نمونه دوبرصقل (Doubly Polished Thin Sections) صورت پذیرفت که این شش نمونه برای بررسی های سیالات درگیر عبارتند از:

گرانودیوریت پورفیری که دگرسانی پتاسیک را متحمل شده و حامل کانی سازی است، کوارتز مونزودیوریت که واجد دگرسانی فلیک ضعیف تا متوسط و کانی سازی شده است، کانسنگ رگه-رگچه ای کوارتز-سولفیدی، کوارتز مونزودیوریت تا مونزوگرانیت گرانولار و گاهی کمی پورفیری، واحد نفوذی گرانیتوبیدی با بافت پورفیری که دارای دگرسانی فلیک با کانی سازی ضعیف است، تحت تأثیر یک رگه کربناتی بسیار درشت بلور قرار گرفته است، یک واحد احتمالاً نفوذی نیمه ژرف تا ساب وولکان با ترکیب اسیدی تا حد واسطه که به دلیل دگرسانی شدید سریستی-سیلیسی-کربناتی و کمی آرژیلی تشخیص کانی ها و ترکیب اولیه آن به هیچ وجه ممکن نیست، کانی سازی در این نمونه ضعیف می باشد.

سیال درگیر نوع A گرانودیوریت پورفیری که دگرسانی پتاسیک را متحمل شده و حامل کانی سازی است و نوع B: کانسنگ رگه-رگچه ای کوارتز-سولفیدی، نوع C: کانسنگ رگه-رگچه ای کوارتز-سولفیدی، نوع D: کوارتز مونزودیوریت که واجد دگرسانی فلیک ضعیف تا متوسط و کانی سازی شده است، نوع E: کانسنگ



شکل ۱۱- دمای همگن سازی نهایی در برابر شوری برای میانبارهای سیال مرتبط با مرحله اصلی کانی سازی در کانسار پورفیری سرکوه، دو میدان مشخص را برای سیالات درگیر نشان می دهد (Malekshahi et al., 2021). یک مرحله اولیه سیال ماگمایی با درجه حرارت بالای سیالات ماگمایی و یک مرحله تأخیری با مخلوط شدن آب جوی و آب ماگمایی با مایع دمای پایین رقیق شده است (Bodnar, 1983).

Figure 11. Final homogenization temperature versus salinity for fluid inclusions associated with the main stage of mineralization in the Sarkuh porphyry deposit, showing two distinct fields for fluid inclusions (Malekshahi et al., 2021). An early stage of magmatic fluid with high temperature magmatic fluids and a late stage with mixing of atmospheric water and magmatic water with diluted low temperature fluid (Bodnar, 1983).

فشار در هنگام تشکیل سیستم های مس پورفیری، معمولاً با مقایسه نسبت فازی، دمای همگن شدن و ترکیبات سیالات درگیر متغیر با تعادل سیالات کانیایی مناسب، معمولاً در سیستم $H_2O-NaCl-CO_2$ برآورد می شود، که به طور آزمایشی برای طیف گسترده ای از دما و فشارها تعیین شده است. اگر چه داده های تجربی برای بخشی از ترکیب دما - فشار سیستم های مس پورفیری ناقص هستند (به بحث Becker et al., 2008). پیدایش میانبارهای غنی از بخار، شوری کم (کمتر از ۵ درصد وزنی نمک طعام) که غیرهمزمان تشکیل شده اند و سیالات درگیر هالیت دار (در دمای اتاق؛ بیش از ۲۶ درصد وزنی نمک طعام) در بسیاری از سیستم های پورفیری فشارهای حدود ۱/۴ تا ۰/۴ کیلوبار، گواه شکل گیری آنها است (Fournier, 1999). با این حال، فشار، شامل اجزای لیتواستاتیک و هیدرواستاتیک است همان طور که شکل گیری بیشتر سیستم ها دمای شکل پذیر و شکننده را دربر می گیرند (حدود ۵۰۰-۳۵۰ درجه سانتی گراد) که در آن سنگ های پوسته، هر دو در برابر شکستگی و گردش سیالات (شکل پذیر) مقاوم هستند و گردش سیالات را افزایش می دهند. بر اساس داده های سیالات درگیر، هندسه های سیستم، بازسازی های چینه ای و ژرفای تشکیل سیستم های مس پورفیری از کمتر از ۱ کیلومتر تا ۱۲ کیلومتر متغیر است، اگر چه بیشتر آنها در کمتر از ۶ کیلومتر شکل می گیرند و فشارهای آنها کمتر از ۱/۵ کیلوگرم است (Seedorff et al., 2005). فشار به دام افتادن سیالات درگیر را می توان از داده های تجربی در سیستم $H_2O-NaCl$ تخمین زد (Haas 1976; Bodnar et al., 1985). سیالات درگیر به دام افتاده در درجه حرارت بالاتر (میانبارهای نوع IV) تخمین زده می شود که در دامنه وسیعی از فشار به دام افتاده باشند، تقریباً بین ۱۰۰۰ تا ۸۲ بار مربوط به ژرفای حدود ۴ تا ۰/۵ کیلومتر (از رگه های مختلف، جدول ۲). با این وجود، برخی از اندازه گیری ها بر روی میانبارهای سیال فوق اشباع (۵۸-۴۵ درصد وزنی نمک طعام و ۳۴۵-۲۵۰ درجه سانتی گراد) نشان دهنده فشار به دام افتادن ۲ و ۲/۵

به ترتیب سن 15.14 ± 0.08 و 9.8 ± 0.06 میلیون سال را دارد. نتایج ایزوتوپ زیرکن از سنگ‌های گرانیتی سن 15.18 ± 0.43 میلیون سال را برای مس پورفیری سرکوه نشان می‌دهد. محتوای Re کمتر (302.21 ppm) از مولیبدنیت و مقادیر بالاتر $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (3.20%) پیریت-کالکوپریت از سرکوه، نشانه‌هایی از پوسته را دارد. این احتمال وجود دارد که نهشته‌های مس پورفیری جوان‌تر در کمربند مس کرمان، مانند ایجو، به سهم بیشتر به ماگماهای مشتق شده از گوشته پس از برخورد مرتبط باشد، درحالی که نهشته‌های قدیمی‌تر (مانند سرکوه) در طی رویداد برخورد در الیگوسن تشکیل شده‌اند. فاصله میوسن که در آن ماگما از مذاب‌های پوسته پائینی که در طول ستر شدن پوسته ایجاد می‌شود، مقداری فزونی داشت. رگه‌های استوک‌ورک کوارتز مرتبط با دگرسانی پتاسیک مرتبط با سیالات ماگمایی درجه شوری 30-50 wt% NaCl equiv و حرارت $>300^\circ\text{C}$ را نشان می‌دهد (Nourali and Mirnejad, 2012).

۵- نتیجه‌گیری

- کانسار پورفیری سرکوه از نظر مکانی و زمانی با گرانودیوریت پورفیری قرار گرفته در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی ائوسن در یک محیط پس از برخورد در کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان، ایران مرکزی در ارتباط است.

- مطالعات SEM کانی‌های پیریت، کالکوپریت، اکسید آهن، مولیبدنیت، طلا، مولیبدنیت طلادار، آپاتیت، کلرآپاتیت، گالن، پیریت حاوی طلا، اسفالریت، کالکوپریت آرسنیک‌دار، تیتانومگنتیت، تیتانومگنتیت منگنزدار، ایلمنیت آهن‌دار و کالکوسیت را در نمونه‌های این منطقه نشان داد، و نتایج XRD گویای نتایج کانی‌شناسی بوده، که شامل کانی‌های اصلی: ایلیت، کوارتز، آلپیت، ارتوکلاز، مگنتیت، مونتموریلونیت، کائولینیت، آنورتیت، کلریت و مسکوویت-ایلیت، کانی‌های فرعی: کائولینیت، گوتیت، میکا-ایلیت، کلریت، ارتوکلاز، کلسیت، همتایت، آلپیت، مگنتیت، مسکوویت، آنکریت، ژپیس و مقادیر بسیار جزئی مگنتیت در منطقه می‌باشد.

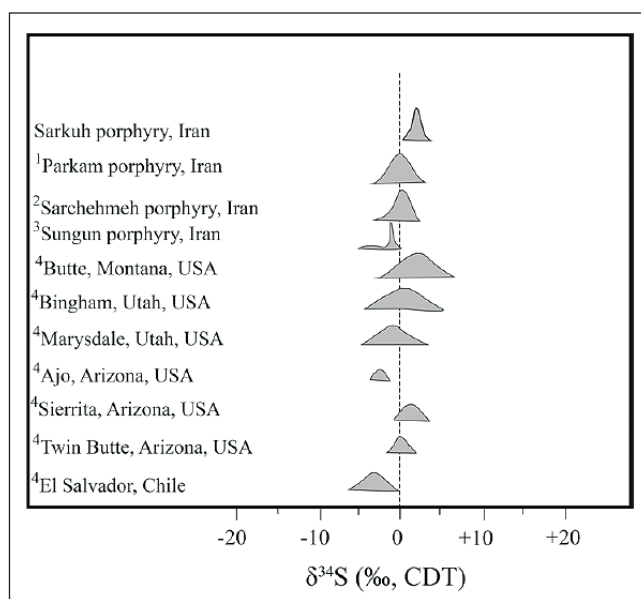
- ریزدماسنجی میانبارهای سیال نشان می‌دهد که دو نوع سیال گرمایی در دگرسانی و کانی‌سازی کانسار سرکوه دخالت دارد: یک سیال در مراحل اولیه با شوری و دمای بالا با فراوانی بیشتر از منبع ماگمایی و یک مرحله تأخیری که سیال رقیق با درجه حرارت کم که با مخلوط کردن آب‌های جوی و ماگمایی تشکیل می‌شود.

- بر اساس مطالعات ریزدماسنجی (میکروترمومتری) سیالات در گیر ۲ مجموعه، یکی با درجه شوری و دمای همگن شدن بالا، با فراوانی بیشتر و دیگری گروهی که از نظر دما، شوری و فراوانی کم هستند. سیالات در گیر موجود در کانسار مس پورفیری سرکوه در فاز اصلی کانه‌زایی دارای شوری ۱۳/۵۸ تا ۵۲/۹۱ درصد معادل وزنی نمک طعام بوده و دمای همگن شدن بین ۲۵۰ تا ۵۲۷ درجه سانتی‌گراد دارند، (فاز اورتوماگمایی و کانی‌سازی هیپوزن). دمای همگن شدن در مراحل تأخیری فاز پسروده، در حدود ۱۳۲ تا ۱۶۵ درجه سانتی‌گراد بوده و شوری آن بین ۰/۰۰۵ تا ۴/۷۴ درصد معادل وزنی نمک طعام است (فاز همرفتی و تأثیر آب‌های جوی در چرخه گرمایی). شوری با دمای همگن شدن رابطه مستقیم داشته به‌نحوی که با افزایش شوری، دمای همگن شدن نیز افزایش می‌یابد. میانگین چگالی کل نمونه‌ها ۰/۹، میانگین فشار کل نمونه‌ها ۲۳۹/۴۴ می‌باشد، همچنین میانگین کل ژرفای به‌دام افتادن نیز ۸۳۷/۰۲ متر می‌باشد.

- مانند دیگر کانسارهای مس پورفیری در کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان، ترکیب ایزوتوپ گوگرد از رگچه‌های سولفیدی در دگرسانی پتاسیک و فلیک در کانسار سرکوه نشانگر سیالات با خاستگاه ماگمایی است. همچنین، با توجه به محدود بودن بازه ترکیب ایزوتوپی گوگرد می‌توان نتیجه گرفت که ترکیب ایزوتوپی گوگرد دستخوش تغییرات و یا آلاش توسط منابع دیگر گوگرد نشده و یا مخلوط شدگی آن با منابع دیگر بسیار ناچیز بوده است. دماسنجی ایزوتوپی بر روی جفت کانی‌های پیریت-کالکوپریت،

رگه-رگچه‌ای کوارتز-سولفیدی و نوع F: کوارتز مونزودیوریت که واجد دگرسانی فلیک ضعیف تا متوسط و کانی‌سازی شده است

نسبت $\delta^{34}\text{S}$ پیریت و کالکوپریت در کانسار سرکوه منعکس‌کننده روابط ترمودینامیکی مجموعه‌های کانی‌ها در هنگام ته‌نشینی از سیالات گرمایی است و نشان می‌دهد که گوگرد به‌طور عمده از منابع ماگمایی، بیشتر به شکل H_2S منشأ گرفته است. افزون بر این، بین مقادیر ایزوتوپ گوگرد برای نمونه‌های پیریت و کالکوپریت که اصطلاح تعادل ایزوتوپ گوگرد را در سیالات گرمایی پشتیبانی می‌کنند، اختلاف کمی وجود دارد (Einaudi et al., 2003; Rye, 2005; Pass et al., 2014).



شکل ۱۳- مقایسه دامنه تغییرات مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی کانسار مس پورفیری سرکوه با برخی از کانسارهای مس پورفیری ایران و جهان (تقی‌پور و درانی، ۱۳۹۲؛ Maani jou et al., 2012; Calagari., 2003; Ohmoto and Rye., 1979; Gustafson and Hunt, 1975).

Figure 13. Comparison of the range of changes in $\delta^{34}\text{S}$ values of sulphide minerals of Sarkuh porphyry copper deposit with some porphyry copper deposits of Iran and the world. (Taghipour and Derani, 2013; Maani jou et al., 2012; Calagari., 2003; Ohmoto and Rye., 1979; Gustafson and Hunt, 1975).

مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ محاسبه شده برای سیالات در تعادل با کوارتز (Clayton et al., 1972) محدوده بین $+2/5$ تا $+4/2$ ‰ را نشان می‌دهد و از یک منبع ماگمایی غالب برای سیالات گرمایی در دگرسانی پتاسیک و فلیک پشتیبانی می‌کند.

بر اساس مطالعات شفیعی بافتی و همکاران (Shafiei Bafti et al. 2022) سیالات در گیر چند فازی اشباع شده با هالیت بالاترین دمای همگن سازی $Th = 525-594$ درجه سانتی‌گراد و شوری 63-73 wt% NaCl را داشتند، در حالی که ادخال‌های غنی از بخار دمای $362-460$ درجه سانتی‌گراد را دارد.

بر اساس مطالعات میرنژاد و همکاران (Mirnejad et al., 2013)، نتایج ایزوتوپ مولیبدنیت Re-Os مس پورفیری سرکوه و ایجو نشان می‌دهد که کانی‌سازی

سپاسگزاری

این مقاله بخشی از رساله دکترای زمین شناسی اقتصادی نگارنده اول در دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات در تهران می باشد. نویسندگان از شرکت صنایع ملی مس ایران برای دسترسی به داده های اکتشاف و حفاری هسته های کانسار سرکوه و از خانم دکتر شکوه ورعی برای رهنمودهایشان در طول نگارش این مقاله سپاسگزاری می نمایند.

دمای °C ۳۱۵ و °C ۴۷۶ را برای کانسار یاد شده به دست می دهد. ایزوتوپ اکسیژن همچنین از یک منبع سیال ماگمایی غالب برای این کانسار پشتیبانی می کند. ایزوتوپ های پایدار اکسیژن گستره ای از ۷/۶ تا ۹/۳+ دارند. خاستگاه ماگمایی برای این کانی سازی پیشنهاد می گردد. مطالعات ایزوتوپ پایدار در منطقه سرکوه با نتایج حاصل از مطالعه میکروترموتری سیالات در گیر بر روی توده های نفوذی منطقه نیز کاملاً هماهنگ است. کانی سازی از تپ موزونیتی و مس - مولیدین پورفیری است.

کتابنگاری

- پروین پور، ف.، رسا، ا.، قربانی، م.، ۱۳۸۵، راز و رمز کانسارهای مس پورفیری در کمربند مس دار کرمان با نگرشی بر سابزون آبد - دهج، پنجمین کنفرانس دانشجویی مهندسی معدن، آبان ۱۳۸۵. تقی پور، ن. و درانی، م.، ۱۳۹۲، زمین شیمی ایزوتوپ های پایدار گوگرد و اکسیژن کانی های سولفیدی و سولفاتی کانسار مس پورفیری پرکام شهر بابک، استان کرمان، دوره ۳، شماره ۸، تیر ۱۳۹۲، ص. ۶۱-۷۰.
- کمیلی، س.، باقری، ه.، اسدی هارونی، ه.، خلیلی، م. و آیتی، ف.، ۱۳۹۳، پتروگرافی و شیمی کانی ها در پهنه های دگرسانی کانسار مس - مولیدین پورفیری کهنک (شمال شرق اصفهان). مجله پترولوژی، انتشارات دانشگاه اصفهان، آذر ۱۳۹۳، دوره ۵، شماره ۱۹، ص. ۱-۲۰. https://ijp.ui.ac.ir/article_16180_7ccf65b80d1c9dc28895dddcbe0ae83b.pdf.
- گلستانی، م.، کریم پور، م. ح.، ملکزاده سفارودی، آ.، حیدریان شهری، م.، ر.، ۱۳۹۶، ویژگی های میان بارهای سیال و ایزوتوپ گوگرد در کانسار مس پورفیری ایجو، شمال غرب شهر بابک، مجله زمین شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد، دوره ۹، شماره ۱، ص. ۲۵ تا ۵۵. <https://DOI:10.22067/ECONG.V9I1.60709>.
- معانی جو، م.، مستقیمی، م.، عبداللهی ریشه، م.، سپاهی، ع. الف.، ۱۳۹۱، مطالعات سیستماتیک ایزوتوپ های پایدار گوگرد و سیالات در گیر گروه های رگچه ای مختلف کانسار مس پورفیری سرچشمه، براساس داده های جدید، مجله زمین شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد، دوره ۴، شماره ۲، پیاپی ۷، ص. ۲۱۷-۲۳۹. <https://DOI:10.22067/ECONG.v4i2.16492>.
- ملکشاهی، ۱۳۹۲، بررسی زمین شناسی اقتصادی، ژئوشیمی و مدل شکل گیری کانسار مس پورفیری سرکوه (جنوب غربی معدن مس سرچشمه)، رساله دکترا، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۳۰۲ ص.
- ملکشاهی، ش.، رسا، ا.، رشیدزاد عمران، ن.، لطفی، م.، ۱۳۹۷، بررسی نتایج پردازش تصاویر ماهواره ای برای استخراج دگرسانی ها با شواهد صحرایی در کانسار مس پورفیری سرکوه، مجله سنجش از دور و GIS، دانشگاه شهید بهشتی، دوره ۱۰، شماره ۴، ص. ۱-۲۶.
- مهندسین مشاور زرناب اکتشاف، ۱۳۸۹، مطالعات زمین شناسی و دگرسانی در منطقه سرکوه (۱:۱۰۰۰)، شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۰۴ ص.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science*, 94:401-419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z., Zhou, L.M., and Hou, Z., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran. Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore geology reviews*, 70: 385-406. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>.
- Alimohammadi, M., Alirezaei S., and Kontak, D.J., 2015. Application of ASTER data for exploration of porphyry copper deposits: A case study of Daraloo-Sarmeshk area, southern part of the Kerman copper belt, Iran. *Ore geology reviews*, 70: 290-304. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.04.010>.
- Allen, M.B., Jackson, J., and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23(2): 1-16. <https://doi.org/10.1029/2003TC001530>.
- Audétat, A., Pettke, T., Heinrich, C., and Bodnar, R., 2008. The composition of magmatic hydrothermal fluids in barren versus mineralized intrusions. *Economic Geology*, 103(5): 877-908. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.5.877>.
- Ayuso, R. A., Barton, M. D., Blakely, R. J., Bodnar, R. J., Dilles, J. H., Gray, F., Graybeal, F. T., Mars, J. L., McPhee, D., Seal II R. R., Taylor, R. D., and Vikre P. G., 2010. Geological Survey Scientific Investigations Report 5070- B., 2010. Porphyry copper deposit model, chapter B of Mineral deposit models for resource assessment. U.S. Geological Survey, 169 p. <https://doi.org/10.3133/sir20105070B>.
- Becker, S.P., Fall, A., Bodnar, J.R., 2008. Synthetic fluid inclusions. XVII.3 PVTX Properties of high salinity H₂O-NaCl solutions (>30wt% NaCl): Application to fluid inclusions that homogenize by Halite disappearance from Porphyry Copper and other hydrothermal ore deposits 2., 2008. *Economic Geology*, 103(3): 539-554. <http://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.3.539>.
- Bindeman, I., 2008. Oxygen isotopes in mantle and crustal mag- mas as revealed by single crystal analysis. *Reviews in Mineral- ogy and Geochemistry*, 69(1), 445-478. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.12>.
- Bodnar, R. J., 1983. A method of calculating fluid inclusion vol- umes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 78(3), 535 - 542. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.78.3.535>.
- Bodnar, R. J., Burnham, C. W., and Sterner, S. M., 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H₂O-NaCl to 1000°C and 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49 (9): 1861-1873. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90081-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90081-X).
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57 (3): 683-684. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90378-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-A).
- Bodnar, R.J., 1994. Synthetic fluid inclusions: XII. The system H₂O-NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt % NaCl solution: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (3): 1053-1063. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90571-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90571-1).

- Bodnar, R.J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., and Steele-MacInnis, M., 2014. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. (2014). In: Turekian, H.D.H.K., Ed., Treatise on Geochemistry, 2nd Edition, Elsevier, Oxford, 119-142. <http://dx.doi.org/10.1016/b978-0-08-095975-7.01105-0>.
- Bouzari, F., and Clark, A.H., 2006. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: The Cerro Colorado hypogene protore, I Region, northern Chile. *Economic Geology*, 101(1): 95–134. DOI:10.2113/101.1.95
- Brown, P.E., 1989. Flincor: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, 74 (11-12): 1390–1393. <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/74/11-12/1390/42220/FLINCOR-a-microcomputer-program-for-the-reduction>.
- Calagari, A. A., 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(7), 767–780. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00083-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00083-4).
- Clayton, R.N., O'Neil, J.R., and Mayeda, T.K., 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.*, 77 (17): 3057-3067. <https://doi.org/10.1029/JB077i017p03057>.
- Cline, J.S., and Bodnar, R.J., 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research*, 96 (B5): 8113–8126. <https://doi.org/10.1029/91JB00053>.
- Cooke, D.R., Hollings, P., Wilkinson, J.J., and Tosdal, R.M., 2014. Geochemistry of porphyry deposits, Chapter 13.14, Treatise on Geochemistry, 2nd edition: 357–381. https://www.researchgate.net/profile/Richard-Tosdal/publication/286377737_Geochemistry_of_Porphry_Deposits/links/567ca73a08ae051f9ae1b0ca/Geochemistry-of-Porphry-Deposits.pdf
- Dimitrijevic, M.D., 1973. Exploration for ore deposit in Kerman region. Kerman Project, Geological Survey of Iran, Tehran, Report2: 87pp.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., and Inan, E.E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transition from porphyry to epithermal environments. *Soc. Economic Geology, Spec. Pub.*, 10: 285–313. <https://pyrite.utah.edu/fieldtrips/SEGF11USA-2013/Readings/EinaudiHedenquist2003sulfidation.pdf>.
- Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment: *Economic Geology*, 94 (8): 1193–1211. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.8.1193>.
- Golestani, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., and Heidarian Shahri, M.R., 2017. Characteristics of fluid inclusions and sulfur isotope in porphyry copper ore deposit, northwest of Shahr-Babak, *Geology, Journal of Economic Geology*, 9(1):25-55. <https://DOI:10.22067/ECONG.V9I1.60709>. (In Persian).
- Gustafson, L. B., and Hunt, J. P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 70(5), 857–912. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857>.
- Haas J.L., 1976. Physical properties of the coexisting phases and thermodynamic properties of the H₂O component in boiling NaCl solutions. U.S. Geological Survey Bulletin 1421–A, 73 p. <https://pubs.usgs.gov/bul/1421a/report.pdf>.
- Hall, D.L., Sterner, S.M., and Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl–KCl– H₂O solutions. *Economic Geology*, 83 (1): 197–202. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.1.197>.
- Hoefs, J., 2015. Stable Isotope Geochemistry, (7th edition). Springer International Publishing, Heidelberg, 402 pp.
- Hosseini, M. R., Ghaderi, M., Alirezaei, S., and Sun, W., 2017. Geological characteristics and geochronology of the Takht-e-Gonbad copper deposit, SE Iran: A variant of porphyry type deposits. *Ore Geology Reviews*, 86, 440–458. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.03.003>.
- Jazi, M.A., Karimpour, M.H., and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2015. Mineralogy studies, Geochemistry, Involved fluids and stable isotope of Cu-Zn-As sulfur deposit in carbonate host rock (northeast of Anarak), *Geology, Journal of Economic Geology*, 7(2): 179-202. <https://doi.org/10.22067/econ.v7i2.46069> (In Persian with English abstract).
- Komeili, S., Bagheri, H., Asadi Harooni, H., Khalili, M., and Ayati, F., 2014. Petrography and mineral chemistry of alteration zones in the Kahang porphyry Cu-Mo deposit (Northeast of Isfahan). *Iranian Journal of Petrology*, 19 (5): 1-20. https://ijp.ui.ac.ir/article_16180_7ccf65b80d1c9dc28895dddcbbc0ae83b.pdf?lang=en (In Persian).
- Le Maitre, R. W., 1989. A classification of igneous rocks and the glossary of terms. I. U. G. S. Blackwell Sci. Pub., 193 p.
- Maani jou, M., Mostaghimi, M., Abdollahi Riseh, M., and Sepahi Goruh, A.A., 2012. Systematic studies of stable isotopes of sulfur and fluid inclusions in different vein groups of Sarcheshmeh porphyry copper deposit, based on new data, *Journal of Economic Geology*, 2(4): 217-239. <https://doi.org/10.22067/econ.v4i2.16492> (In Persian).
- Malekshahi, S., Rassa, I., Rashid Nezhad Omran, N., and Lotfi, M., 2018. Comparison of the results of satellite image processing for extraction of alterations with mineralogy and field studies in Sarkuh Porphyry Copper Deposit. *Iranian Journal of Remote Sensing and GIS*, 10, 4:40-63. (In Persian with English abstract).
- Malekshahi, S., Rassa, I., Rashidnejad Omran, N., and Lotfi, M., 2021. Geology, fluid inclusion, S and O stable isotope compositions and Sm-Nd systematics of Sarkuh porphyry Cu deposit, Kerman copper belt, SE Iran, *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen Band 197 Heft 1*: 29–47, <https://doi.org/10.1127/njma/2020/0213>.
- Malekshahi, S., 2014. The analysis of economic geology, geochemistry and the model of deposit formation of Sarkuh porphyry copper (South west of Sarcheshmeh copper mine), Ph.D. thesis, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Tehran Science and Research Unit, 302 p. (In Persian).
- Meyer, C., 1965. An early potassic type of wall rock alteration at Butte, Montana: *American Mineralogist*, 50 (10): 1717-1722.
- Mirnejad, H., Mathur, R., Hassanzadeh, J., Shafie, B., and Nourali, S., 2013. Linking Cu mineralization to host porphyry emplacement: Re-Os age of molybdenites versus U-Pb ages of Zircons and sulfur isotope compositions of pyrite and chalcopyrite from the Iju and Sarkuh

- porphyry deposits in southeast Iran. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 108, 861–870. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.4.861>.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M. R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *J. Asian Earth Sci.*, 21(4): 397–412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4).
- Mohammaddoost, H., Ghaderi, M., Kumar, T. V., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Stein, H. J., Babu, E.V.S. S. K., 2017. Zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology, with S isotopic composition of sulfides from the Chah-Firouzeh porphyry Cu deposit, Kerman Cenozoic arc, SE Iran, *Ore Geol. Rev.*, 88: 384–399. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.023>.
- Nash, J.T., 1976. Fluid inclusion petrology - data from porphyry copper deposits and applications to exploration. U.S. Geological Survey. Prof. Pap. 907-D, 16 p. <https://doi.org/10.3133/pp907D>.
- Nedimovic, R., 1973. Exploration for Ore Deposits in Kerman Region. Geological Survey of Iran, Report 53: 247.
- Nourali, S., and Mirnejad, H., 2012. Hydrothermal evolution of the Sar-Kuh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: a fluid inclusion and sulfur isotope investigation. *J. Geopersia* 2(2):93–107.
- Ohmoto, H., and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed. Holt Rinehart and Winston, New York, 435–486. <https://azgs.arizona.edu/azgeobib/isotopes-sulphur-and-carbon-barnes-hl-ed-geochemistry-hydrothermal-ore-deposits-second>.
- Parvin pour, F., Rasa, I., and Ghorbani, M., 2006. *The secret of porphyry copper deposits in Kerman's copper belt with a view on Abder-Dahj subzone. The 5th Mining Engineering Student Conference. (In Persian)*.
- Pass, H.E., Cooke, D.R., Davidson, G., Maas, R., Dipple, G., Rees, C., Ferreira, L., Taylor, C., Deyell, C.L., 2014. Isotope geochemistry of the Northeast Zone, Mount Polley Alk Cu–Au–Ag Porphyry Deposit, British Columbia: a case for carbonate assimilation. *Economic Geology*, 109: 859–890. <https://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.917.6820&rep=rep1&type=pdf>.
- Roedder, E., 1984. Reviews in Mineralogy: Vol. 12. Fluid Inclusions. <https://doi.org/10.1515/9781501508271>.
- Rusk, B.G., Reed, M.H., Dilles, J.H., 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana: *Economic Geology*, 103(2): 307–334. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.2.307>.
- Rye, R.O., 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical Geology*, 215(1–4): 5–36. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.034>.
- Seedorff, E., Dills, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M., 2005. Porphyry deposits—Characteristics and origin of hypogene features: Society of Economic Geologists, *Economic Geology 100th Anniversary Volume, 1905–2005*, 251–298. [https://www.geo.arizona.edu/~mdbarton/MDb_papers_pdf/Seedorff\[05_PorphDeps_EG100thAV.pdf\]](https://www.geo.arizona.edu/~mdbarton/MDb_papers_pdf/Seedorff[05_PorphDeps_EG100thAV.pdf]).
- Shafiei Bafti, B., Niedermann, S., Sośnicka, M., and Gleeson, S.A., 2022. Microthemometry and noble gas isotope analysis of magmatic fluid inclusions in the Kerman porphyry Cu deposits, Iran: constraints on the source of ore-forming fluids: *International Journal for Geology, Mineralogy and Geochemistry of Mineral Deposits (Mineralium Deposita)*. 57, 155–185. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00126-021-01041-8>.
- Shafiei, B., Haschke, M., and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44: 265–283. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>.
- Shafiei, B., Shahabpour, J., and Haschke, M., 2008. Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman porphyry copper belt: Response to Neogene crustal thickening. *J. Sci. I. R. Iran*, 19 (1): 67–84. <https://www.sid.ir/en/Journal/ViewPaper.aspx?ID=108136>.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and Son, Glasgow, 239 pp.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology* 105 (1), 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>.
- Steele-MacInnis, M., Lecumberri-Sanchez, P., Bodnar, R.J., 2012. HOKIEFLINCS_H₂O–NaCl: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O–NaCl. *Computers & Geosciences*, 49: 334–337. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.01.022>.
- Taghipour, N., and Derani, M., 2013. *Geochemistry of stable isotopes of sulfur and oxygen of sulfide and sulfate minerals of Parkam porphyry copper deposit in Shahre Babak, Kerman province. Journal of Advanced Applied Geology*, 8, 61–70 (In Persian).
- Ulrich, T., Günther, D., and Heinrich, C.A., 2001. The evolution of a porphyry Cu–Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 96 (8): 1743–1774. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1743>.
- Von Quadt, A., Erni, M., Martinek, K., Moll, M., Peytcheva, I., and Heinrich, C.A., 2011. Zircon crystallization and the lifetimes of ore-forming magmatic-hydrothermal systems. *Geology*, 39 (8): 731–734. <https://doi.org/10.1130/G31966.1>.
- Zarnab Exploration consulting engineers., 2010. *Geological and alteration studies in the Sarkuh area (1:1000), (In Persian)*. National Iranian Copper Industries Co, 104 pp.
- Zimmerman, A., Stein, H. J., Morgan, J. W., Markey, R. J., and Watanabe, Y., 2014. Re–Os geochronology of the El Salvador porphyry Cu–Mo deposit, Chile: Tracking analytical improvements in accuracy and precision over the past decade. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 131, 13–32. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.016>.
- Zimmerman, A., Stein, H.J., Hannah, J.L., Koz'elj, D., Bogdanov, K., and Berza, T., 2008. Tectonic configuration of the Apuseni–Banat–Timok–Srednogie belt, Balkans–South Carpathians, constrained by high precision Re–Os molybdenite ages. *Mineralium Deposita*, 43: 1–21. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0149-z>.