



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2025.1131



Chemical Composition of Hydrothermal Pyrite as an Indicator for Deciphering Ore-Forming Processes: A Case Study from the Mamuniyeh Copper Deposit, UDMA

Mohammad Goudarzi ^{1*} , Hassan Zamanian ² , Urs Klötzli ³ , Matee Ullah ⁴

¹ Ph.D., Department of Geology, Faculty of Basic Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

³ Professor, Department of Lithospheric Research, Faculty of Earth Sciences, Geography and Astronomy, University of Vienna, Vienna, Austria

⁴ Ph.D., Department of Lithospheric Research, Faculty of Earth Sciences, Geography and Astronomy, University of Vienna, Vienna, Austria

ARTICLE INFO

Article History

Received: 09 October 2024

Revised: 10 March 2025

Accepted: 15 March 2025

Keywords

Pyrite Chemistry

Epithermal

Low Sulfidation

Copper

EPMA

Trace Elements

Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA)

*Corresponding author

Mohammad Goudarzi

✉ goudarzi.mo@fs.lu.ac.ir

ABSTRACT

The major and trace element content in hydrothermal pyrite was analyzed, as the most abundant sulfide mineral associated with quartz veins, to reveal ore-forming processes in the Mamuniyeh deposit, central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc. The Co–Ni–As signatures in pyrite is closely linked to the genetic model and geological processes of the deposits. Cobalt, nickel, and arsenic data from the Mamuniyeh pyrites indicate a predominance towards the cobalt region, consistent with hydrothermal and epithermal magmatic ore deposits. Data shows fluid evolution from primary magmatic water to later meteoric waters, with magmatic water dominating the early stages and meteoric waters added later. The reduction in arsenic content in pyrites, due to the mixing of the ore-forming fluid with oxygen-rich meteoric waters, leads to an increase in arsenic concentration in the system. Under oxidizing conditions, arsenic with an oxidation state of As¹⁻ substitutes for sulfur, and in combination with Fe²⁺, it incorporates into the pyrite structure as As³⁺ and As⁵⁺. Vertical zoning of elements in epithermal systems suggests that most Mamuniyeh samples exhibit characteristics of the middle part of the mineralization system and somewhat deeper zones. Copper contents in the Mamuniyeh pyrites, up to 1.1 wt.%, indicate pyrite can act as a significant copper absorber. Nickel contents in the Mamuniyeh pyrites (up to 0.34 wt.%) are higher than continental crust nickel, indicating a mantle origin of them. Variations in Ni/Co ratios in pyrite for classifying hydrothermal deposit origins show a dominant range between 1 and 10, consistent with magmatic-hydrothermal origin, likely formed by fluid-rock interactions between magmatic-hydrothermal fluids and volcanic host rocks.

How to cite this article

Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U. and Ullah, M., 2025. Chemical Composition of Hydrothermal Pyrite as an Indicator for Deciphering Ore-Forming Processes: A Case Study from the Mamuniyeh Copper Deposit, UDMA. *Journal of Economic Geology*, 17(2): 1–26. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1131>



©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Pyrite as the most common sulfide mineral in the Earth's crust, widely exists in magmatic-hydrothermal systems (Reich et al., 2013; Deditius et al., 2014; Dubosq et al., 2018). The rare element content in pyrite can reflect the conditions of the mineralizing fluid, such as temperature, pH, and oxygen fugacity, as well as the mechanisms of element formation and deposition during fluid evolution and ore formation (Agangi et al., 2014; Sykora et al., 2018). Pyrite commonly plays a vital role in determining the distribution of rare elements and heavy metals in these systems and can effectively control the distribution of economically valuable elements such as silver, arsenic, gold, and heavy metals (Large et al., 2009; Cook et al., 2013; Agangi et al., 2014). Given pyrite's ubiquity and its capacity to host many rare elements (e.g., Co, Ni, Cu, As, Se, Ag, Sb, Te, Pb, Bi, and Au), its chemistry has been successfully used to trace the physicochemical evolution of hydrothermal fluids and to reveal formation processes in various mineral deposits (e.g., Carlin-type gold, Cline, 2001; Large et al., 2009; epithermal gold, Deditius et al., 2008; Kouhestani et al., 2017; orogenic gold, Wu et al., 2019; volcanogenic massive sulfide, Martin et al., 2022; porphyry copper (gold), Reich et al., 2013, Keith et al., 2022). The aim of this study is to analyze chemistry of pyrite in the low-sulfidation epithermal copper mineralization system in southern Mamuniyeh. The findings will enhance the understanding of the epithermal mineralization processes and magmatic evolution in this region. The results provide insights into the fluid evolution and ore formation processes within the epithermal system, contributing to a broader understanding of mineral deposit formation.

Geology and Petrography

Mamuniyeh epithermal system includes significant rock outcrops composed of intrusive rocks such as gabbro, diorite, and monzodiorite, along with a series of acidic to basic volcanic rocks. These include andesite tuff, pyroxene andesite-andesite porphyry, dacite-rhyodacite tuff, acidic lava, basaltic andesite, diabase, and basalt-diabase (Goudarzi et al., 2024a). According to the 1:100,000 scale geological map of Zaviyeh (Amidi et al., 2004), the volcanic and

pyroclastic units are of Eocene age, while the intrusive units likely intruded during the Oligocene to Early Miocene periods. Geochemical characteristics show that these magmatic series are calc-alkaline, significantly influenced by mantle metasomatism (Rezaei Kahkhaei et al., 2014). Features like LILE enrichment over HFSE, negative Nb and Ti anomalies, and highly positive lead anomalies indicate calc-alkaline magmatism associated with a subduction zone, with crustal contamination during the ascent of the parent magma in this region (Goudarzi et al., 2024a).

Mineralization and Mineralogy

The main copper mineralization in the Mamuniyeh epithermal system features veins and veinlets aligned with regional structures. Primary mineralization includes quartz with sulfide minerals like chalcopyrite, pyrite, and bornite, and oxide minerals such as specularite. Pyrite, the most abundant sulfide, appears in two generations. The first generation consists of framboidal and semi-euhedral pyrite, which can be fine- to coarse-grained and sometimes altered to hematite and goethite (Goudarzi et al., 2024c). The second-generation forms vein and veinlet fillings and occasionally include inclusions within chalcopyrite. Pyrite occurs in various assemblages: quartz + pyrite (Qz+Py); quartz + chalcopyrite + pyrite (Qz+Ccp+Py); quartz + specular hematite + pyrite (Qz+Py+Hem); and quartz + chalcopyrite + specular hematite ± pyrite ± bornite (Qz+Ccp+Hem±Py±Bn), found in replacement, breccia, disseminated, and colloform textures.

Vein/Veinlet Pyrite

- 1. Quartz + Pyrite (Qz+Py):** Oldest veins, 1-20 mm thick, with coarse, euhedral pyrite grains
- 2. Quartz + Chalcopyrite + Pyrite (Qz+Ccp+Py):** Veins contain chalcopyrite (50%), pyrite (30%), and quartz (20%), 1 mm to 5 cm thick
- 3. Quartz + Chalcopyrite + Specular Hematite ± Pyrite ± Bornite (Qz+Ccp+Hem±Py±Bor):** Most common, 0.5-5 cm thick, with chalcopyrite (40%), specular hematite (30%), pyrite (10%), bornite (5%), and quartz (15%)
- 4. Quartz + Specular Hematite + Pyrite (Qz+Py+Hem):** Veins, 0.5-10 cm thick, contain specular hematite (60%), pyrite (10%), and quartz (20%)

Other types of Pyrite mineralization

1. Disseminated type: Euhedral to anhedral pyrite crystals spread within intrusive and volcanic rocks and quartz veins

2. Colloform type: Rapid, low-temperature quartz deposition in shallow epithermal systems, forming alternating ore-bearing and ore-free bands

3. Crustiform type: Periodic temperature fluctuations and fluid changes during boiling, forming colloform banding with iron oxides, hematite, pyrite, and secondary copper minerals

4. Hydrothermal Breccia Mineralization: Hydraulic fracturing from fluid pressure increases, creating breccia with ore mineral fragments like pyrite, indicative of boiling processes

Research Methodology

After thorough field examinations of surface outcrops and drill cores, 70 polished sections from mineralized zones and veins containing sulfide and oxide minerals were collected for ore and mineralogical studies. Suitable sulfide samples from 8 polished sections were re-examined using an electron microscope and BSE images. Following carbon coating, the samples were analysed using a CAMECA SX Five Electron Microprobe equipped with a field emission cathode and energy-dispersive X-ray (EDX) system. This setup, with a 20 kV accelerating potential, 25 nA probe current, and 60 µm beam diameter, enabled rapid semi-quantitative elemental analysis in the Department of Lithospheric Research laboratory at the University of Vienna.

Results and Discussion

EPMA analysis on 58 points in pyrite shows no gold presence and very low silver concentration, up to 0.05 wt.%. Maximum concentrations of elements measured are arsenic (0.20 wt.%), lead (0.26 wt.%), copper (0.95 wt.%), antimony (0.23 wt.%), tin (0.04 wt.%), zinc (0.018 wt.%), nickel (0.34 wt.%), and cobalt (1.12 wt.%). Strong element correlations in pyrite include tin with zinc, arsenic with lead, manganese with zinc, and manganese with silver. BSE images show pyrite in oxide-sulfide veins as individual grains, often with chalcopyrite at the edges or as inclusions within chalcopyrite. Element variation diagrams for the Mamuniyeh pyrites indicate no significant changes in iron and sulfur

with increasing arsenic. Cobalt content increases, while copper decreases with more iron. Cobalt and nickel show a stable relationship. Copper increases with zinc, while silver decreases with increasing arsenic and antimony but increases with tin. Previous studies indicate that the composition of trace elements in sulfides is controlled by the physicochemical conditions of hydrothermal fluids, such as temperature, pH, and redox conditions, revealing ore-forming processes in hydrothermal environments (Reich et al., 2013; Large et al., 2014; Gregory et al., 2016; Sykora et al., 2018; Saravanan Chinnasamy et al., 2021). For example, Te content in pyrite is mainly influenced by oxygen fugacity and pH, whereas As and Se are likely controlled by temperature (Huston et al., 1995; Deditius et al., 2008; Keith et al., 2018). The Co–Ni–As ratio in pyrite correlates closely with the deposit's genetic model and geological processes (Loftus-Hills and Solomon, 1967; Yan et al., 2012). Co, Ni, and As data plots for the Mamuniyeh pyrites indicate samples skewed towards the cobalt region, typical of magmatic-hydrothermal and epithermal deposits (Yan et al., 2012; Niu et al., 2016) (Fig. 7A). S–As substitution degree in pyrite is a temperature indicator, showing arsenic enrichment at lower temperatures (Kusebauch et al., 2018). Co and Ni are mantle-derived elements; Ni is usually concentrated in early-stage magmatic minerals, decreasing gradually with magmatic evolution, while Co increases (Kusebauch et al., 2018; Niu et al., 2016). Arsenic content depends on meteoric and magmatic water ratios, with higher arsenic content indicating a meteoric water role. If magmatic water predominates, samples plot towards Co; with meteoric water dominance, samples plot closer to arsenic (Yan et al., 2012). The plotted data suggests fluid evolution from initial magmatic water to later meteoric water. Reduction of arsenic content in pyrites, due to the mixing of hydrothermal vein fluid with high-oxygen-fugacity meteoric water, may increase arsenic content. Under oxidizing conditions, arsenic content decreases as arsenic replaces S in the pyrite structure (Cook and Chrysosoulis, 1990; Liang et al., 2013). Geochemical studies have shown vertical zoning in epithermal systems (Boyle, 1979), with As, Sb, Hg, Ba, and Ag dominant in the upper parts; Cu, Pb, Zn, and Bi in the middle parts; and Co, Ni, Ti, and Cr in deeper parts. Mamuniyeh's system mainly shows middle to deep characteristics. Studies

indicate that copper can significantly incorporate into pyrite's structure, sometimes reaching notable weight percentages (Einaudi, 1968; Clark, 1970; Pacevski et al., 2008). In Mamuniyeh, copper concentrations in pyrite reach up to 1.1 wt.%, showing pyrite as a substantial copper host. Due to large ionic size, lead rarely enters pyrite's lattice and typically deposits as galena (Huerta-Diaz and Morse, 1992; Koglin et al., 2010). Pyrite can also trap elements like silver, antimony, and tin when remobilized, though their contents in the Mamuniyeh pyrites are minimal (0.05 wt.%, 0.02 wt.%, and 0.002 wt.%, respectively). Nickel, easily incorporated into pyrite, remains even during recrystallization (Huerta-Diaz and Morse, 1992). High nickel content

in the Mamuniyeh pyrites (0.34 wt.%) suggests a mafic-ultramafic mantle source (Palme and O'Neill, 2003; Zhao et al., 2011), exceeding continental crust levels (Rudnick and Gao, 2014). Nickel's solubility limit is around 10 mol% NiS₂ in pyrite while cobalt can fully mix into pyrite at temperatures above 700 °C (Abraitis et al., 2004), making Co concentration in pyrite a useful geothermometer (Zhao et al., 2011). Co/Ni ratios in pyrite, unaffected by slight differences in Co and Ni affinities for chloride ligands, reflect hydrothermal deposit conditions (Bralia et al., 1979; Bajwah et al., 1987). In Mamuniyeh, Co/Ni ratios between 1 and 10 indicate a magmatic-hydrothermal origin (Reich et al., 2016), consistent with previously defined characteristics.



ترکیب شیمیایی پیریت‌های گرمابی، شاخصی برای تفسیر فرایندهای کانه‌ساز: بررسی موردی کانسار مس مأمونیه، کمان ماگمایی ارومیه-دختر

محمد گودرزی^{۱*}، حسن زمانیان^۲، اورس کلوتزلی^۳، مانی یولته^۴

^۱ دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۲ استاد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ استاد، دپارتمان تحقیقات لیتوسفر، دانشکده علوم زمین، جغرافیا و نجوم، دانشگاه وین، وین، اتریش

^۴ دکتری، دپارتمان تحقیقات لیتوسفر، دانشکده علوم زمین، جغرافیا و نجوم، دانشگاه وین، وین، اتریش

چکیده

محتوای عناصر اصلی و کمیاب در پیریت‌های گرمابی، به عنوان فراوان‌ترین کانی سولفیدی همراه با رگه‌های کوارتز کانه‌دار، برای آشکارسازی فرایندهای تشکیل کانه‌ها در کانسار مأمونیه در کمان ماگمایی ارومیه-دختر بررسی شد. فراوانی کبالت، نیکل و آرسنیک در پیریت ارتباط نزدیک با ویژگی‌های ژنتیکی و فرایندهای زمین‌شناسی کانسار دارد و داده‌های کبالت-نیکل-آرسنیک در پیریت‌های کانسار مأمونیه نشان می‌دهد که اغلب متمایل به قطب غنی از کبالت هستند که با ذخایر ماگمایی-گرمابی نوع اپی‌ترمال سازگار است. بررسی داده‌ها نشان‌دهنده تحول سیال ماگمایی به سمت آب‌های جوی متأخر است. کاهش محتوای آرسنیک در پیریت‌ها به دلیل مخلوط شدن سیال کانه‌ساز با آب‌های جوی غنی از اکسیژن به افزایش محتوای آرسنیک سامانه کانه‌ساز منجر می‌شود. در شرایط اکسیدان، آرسنیک با ظرفیت As^{1-} به جای گوگرد و همچنین در ترکیب با Fe^{2+} به صورت As^{3+} و As^{5+} وارد ساختار پیریت می‌شود. پهنه‌بندی عمودی عناصر در مقایسه با ذخایر اپی‌ترمال نشان می‌دهد که بخش عمده نمونه‌ها در کانسار مأمونیه ویژگی‌های بخش میانی تا عمیق سامانه را نشان می‌دهند. محتوای مس در پیریت‌های مأمونیه تا ۹۵/۰ درصد وزنی دیده می‌شود که نشان می‌دهد پیریت می‌تواند میزبان باشد. محتوای نیکل نیز در پیریت‌های مأمونیه بیشتر از Ni پوسته قاره‌ای است و می‌تواند بیانگر منشأ گوشته‌ای برای پیریت‌ها باشد. تغییرات در نسبت‌های نیکل به کبالت در پیریت برای طبقه‌بندی منشأ و منبع ذخایر گرمابی بیانگر دامنه غالب بین ۱ تا ۱۰ و مطابق با پیریت‌های ماگمایی-گرمابی است.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۱۸

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۱۲/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۲۵

واژه‌های کلیدی

شیمی پیریت
اپی‌ترمال
سولفیداسیون پایین
مس
تجزیه ریز کاوالکترونی
عناصر کمیاب
کمان ماگمایی ارومیه-دختر

نویسنده مسئول

محمد گودرزی

goudarzi.mo@fs.lu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

گودرزی، محمد؛ زمانیان، حسن؛ کلوتزلی، اورس و یولته، مانی، ۱۴۰۴. ترکیب شیمیایی پیریت‌های گرمابی، شاخصی برای تفسیر فرایندهای کانه‌ساز: بررسی موردی کانسار مس مأمونیه، کمان ماگمایی ارومیه-دختر. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۲): ۱-۲۶. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1131>

مقدمه

غلظت عناصر کمیاب سولفیدها در سامانه‌های پورفیری و اپی‌ترمال به محتوای عنصر در سیالات کانی‌ساز، پتانسیل انتقال عنصر به کانه/سیال و نوع کانی‌های سولفیدی میزبان بستگی دارد (Zhu et al., 2016). بنابراین، تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی در سیالات کانی‌ساز و پایداری ترمودینامیکی کانی‌ها باعث تغییر در محتوای عناصر کمیاب سولفیدها می‌شود. پیریت رایج‌ترین کانی سولفیدی در پوسته زمین است که به طور گسترده در سامانه‌های ماگمایی - گرمایی وجود دارد (Reich et al., 2013; Deditius et al., 2018; Dubosq et al., 2014). محتویات عناصر کمیاب در پیریت می‌تواند نشان‌دهنده شرایط سیال کانی‌ساز مانند دما، pH و فوگاسیته اکسیژن و سازوکار نهشته‌شدن عناصر در طول روند تحول سیال و پیدایش کانسار باشد (Agangi et al., 2014; Sykora et al., 2018). پیریت معمولاً نقش مهمی در تعیین چگونگی توزیع عناصر کمیاب در سامانه ایفا می‌کند و به طور مؤثر می‌تواند توزیع عناصر با ارزش اقتصادی نظیر نقره و طلا را کنترل کند (Large et al., 2009; Cook et al., 2013; Agangi et al., 2014). با توجه به فراگیر بودن و ظرفیت پیریت برای میزبانی بسیاری از عناصر کمیاب (به عنوان مثال Ni، Co، Cu، As، Se، Ag، Sb، Te، Pb، Bi و Au)، بررسی شیمی آن در ردیابی تحول فیزیکوشیمیایی سیال گرمایی و بررسی فرایندهای کانه‌ساز در ذخایر مختلف استفاده شده است (به عنوان مثال، طلای نوع کارلین (Cline, 2001; Large et al., 2009)، طلای اپی‌ترمال (Deditius et al., 2008; Kouhestani et al., 2017)، طلای کوه‌زایی (Wu et al., 2019)، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد (Martin et al., 2022)، مس (طلا) پورفیری (Reich et al., 2013; Keith et al., 2022)).

توزیع عناصر کمیاب در ساختمان پیریت به سه حالت امکان‌پذیر است:

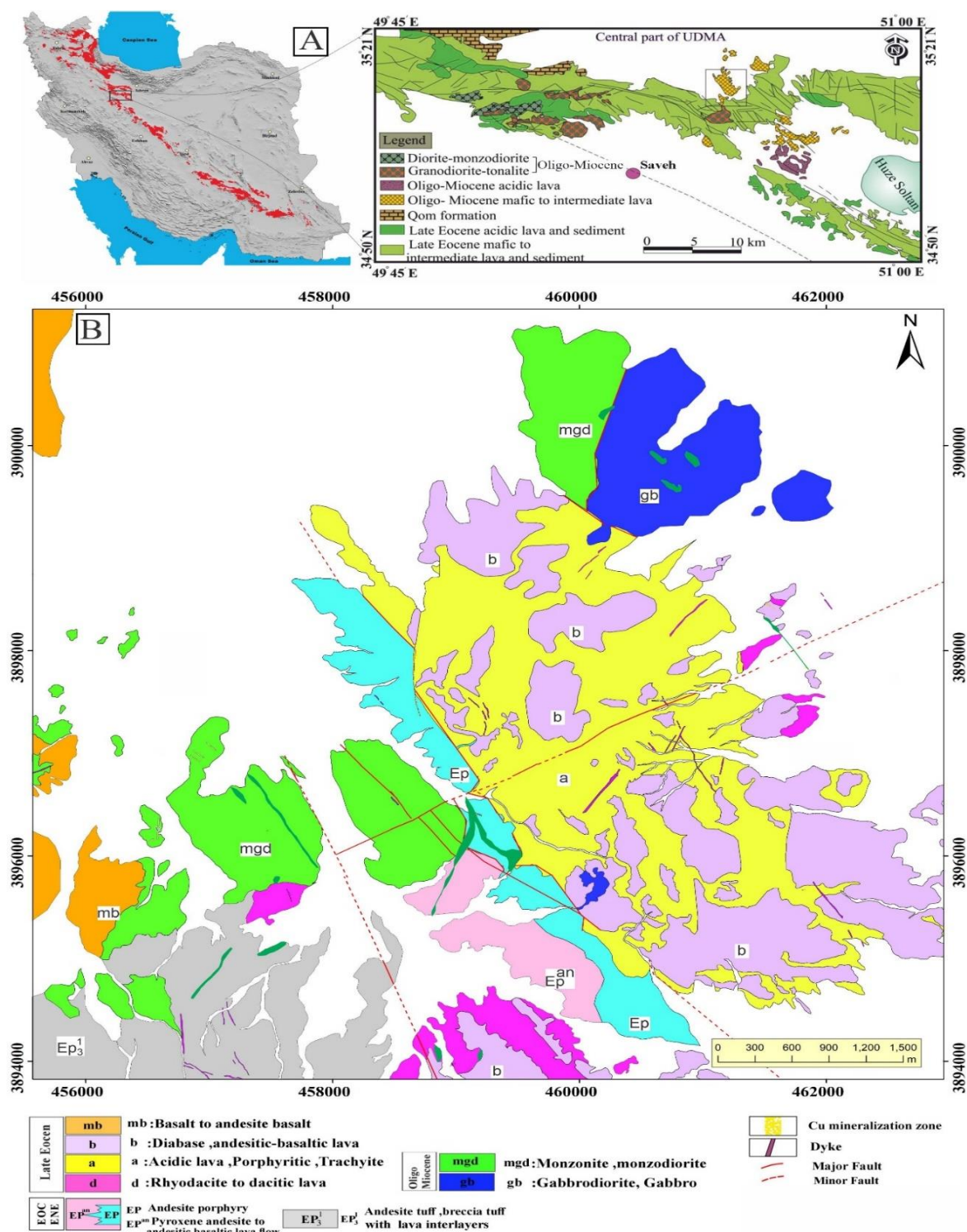
(۱) محلول - جامد مشارکت در شبکه کانی (Huston et al., 1995; Reich et al., 2013).

(۲) نانوذرات نامرئی (Palenik et al., 2004; Deditius et al., 2012; Ciobanu et al., 2008) و

(۳) ادخال‌هایی با ابعاد میکرون تا نانومتری (Deditius et al., 2018; Sykora et al., 2008). عناصری مانند آرسنیک، سلنیوم و آنتیموان به عنوان عناصر کالکوفیل جایگزین گوگرد می‌شوند و عناصر سیدروفیلی مانند نیکل، کبالت، پلاتین و مس نیز به دلیل میل ترکیبی با آهن می‌توانند وارد شبکه پیریت شوند (Large et al., 2014; Cook et al., 2013; Agangi et al., 2009). هدف از این پژوهش، بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی پیریت به عنوان فراوان‌ترین کانه سولفیدی در کانسار مس مأمونیه است. یافته‌های این بررسی درک بهتری از تحول سامانه کانی‌سازی اپی‌ترمال بر اساس ویژگی‌های شیمیایی پیریت ارائه می‌دهد.

زمین‌شناسی

برگشت صفحه فرورانده نئوتیس در فاصله زمانی ۴۲ تا ۲۵ میلیون سال، موجب رخنمون ماگماتیسیم قدیمی‌تر در بخش‌های شرقی و ماگماتیسیم جوان‌تر در بخش‌های غربی کمان ماگمایی ارومیه - دختر شده است (Babazadeh et al., 2023). بر اساس پژوهش نوری و همکاران (Nouri et al., 2018)، ماگمای مادر و مافیک منطقه ساوه بر اثر ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسیم شده در اثر کشش مرتبط با فشارزدایی در ائوسن بالایی شکل گرفته است. پس از ائوسن، به دلیل تغییر تدریجی رژیم زمین‌ساختی، تنش‌ها به کمترین کاهش یافته و رژیم زمین‌ساختی فشاری تا الیگوسن ادامه داشته است و در نتیجه ایجاد مناطق برشی راست گرد و گسل‌های امتداد لغز نقش مهمی در جای‌گیری توده‌های کانساری داشته است. ماگماتیسیم پس از ائوسن توسط گسل‌های اصلی با روند WNW-ESE مانند کوشک نصرت، عباس‌آباد و تخت چمن، چندین گسل کوچک مرتبط با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی کنترل شده است (شکل ۱- A و B) (Nogol Sadat and Houshmandzadeh, 1984; Amidi et al., 2004).



شکل ۱. A: موقعیت منطقه مورد بررسی در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و B: نقشه زمین‌شناسی مأمونیه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ منطقه مورد بررسی (Goudarzi et al., 2024a)

Fig. 1. A) Location of study area at the Urumieh Dokhtar Magmatic Arc (UDMA). B) 1:20000 geological map of Mamoniye area (Goudarzi et al., 2024a)

کانی‌سازی و کانه‌نگاری

کانی‌سازی در منطقه مأمونیه در سنگ میزبان اغلب آندزیتی و به میزان کمتری در واحدهای مونزونیتی و گابرویی رخ داده است. طول پهنه کانی‌سازی از چند ده متر تا یک کیلومتر و عیار مس از ۱/۵ تا ۵ درصد متغیر است. سیمای اصلی کانی‌سازی مس به صورت رگه/رگچه‌ای و اغلب همراهی ساختارهای گسلی از دو روند شمالی-جنوبی و N40W پیروی می‌کنند. در مرحله اصلی کانی‌زایی، کوارتز همراه با کانی‌های سولفیدی شامل کالکوپیریت، پیریت و بورنیت و کانی‌های اکسیدی شامل مگنتیت-تیتانومگنتیت و هماتیت اسپیکولار تشکیل شده است. کانه‌های ثانویه شامل کالکوسیت، کوپریت، کوولیت، آزوریت، مالاکیت، کریزوکولا، تنوریت، گوتیت و لیمونیت هستند. انواع ساخت و بافت‌های کانسنگ شامل افشان (پراکنده)، نواری قشری - کلوفر، پرکننده فضای خالی، جانشینی و برشی هستند.

پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی منطقه است و بر اساس بررسی‌های کانی‌شناختی در نمونه‌های دستی و میکروسکوپی و با در نظر گرفتن ویژگی‌های ساختی و بافتی به ترتیب فراوانی در سه نسل مشاهده می‌شود. پیریت‌های خودشکل و نیمه خودشکل نسل اول، با ابعاد ۱۰۰ میکرون تا ۱ میلی‌متر در متن سنگ میزبان به صورت افشان به همراه مقادیر کمتری کالکوپیریت حضور دارند. این پیریت‌ها که در ارتباط با توسعه سامانه ماگمایی-گرمابی ناشی از جای‌گیری توده کوارتز مونزونیتی در منطقه هستند، در مواردی با حفظ شکل بلوری به هماتیت و گوتیت تبدیل شده‌اند. نسل دوم پیریت‌ها به صورت شکافه پرکن، رگه-رگچه‌ای (داربستی) و نسل سوم که به صورت ادخال با ابعادی حدود ۵ تا ۲۰ میکرون در میزبان کالکوپیریت دیده می‌شوند (شکل ۲-ب).

رخداد پیریت به صورت رگه/رگچه‌ای

بر اساس نوع کانی‌شناسی و ریخت‌شناسی به صورت کلی می‌توان ۴ نوع رگه/رگچه اصلی در ارتباط با رخداد پیریت به صورت گرمابی در منطقه را به شرح زیر تفکیک کرد:

مهم‌ترین رخنمون‌های سنگی در منطقه مأمونیه شامل تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی تا بازیک شامل توف آندزیتی، پروکسن آندزیت-آندزیت پورفیری، توف داسیتی-ریوداسیتی، تراکیت و گدازه اسیدی، آندزیت بازالتی، دیاباز و بازالت-دیاباز و مجموعه‌ای از سنگ‌های نفوذی با ترکیب گابرو، دیوریت و مونزودیوریت هستند (شکل ۱-ا و B). بر اساس نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ زاویه (Amidi et al., 2004)، واحدهای آتشفشانی و آذرآواری سنی معادل اتوسن داشته و واحدهای نفوذی احتمالاً در الیگوسن تا الیگومیوسن در منطقه نفوذ کرده‌اند.

این واحدهای سنگی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سری‌های ماگمایی کالک‌آلکال را نشان می‌دهند (Goudarzi et al., 2024a) که متاسوماتیسم گوشته‌ای نقشی مهم در پیدایش آنها داشته است (Rezaei Kahkhaei et al., 2014). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، مانند غنی‌سازی در LILE همچون Ba، Rb و K نسبت به HFSE، ناهنجاری‌های منفی Nb و Ti همراه با ناهنجاری‌های مثبت سرب، اهمیت ماگماتیسیم کالک‌آلکال مربوط به ناحیه فرورانش همراه با آرایش پوسته قاره‌ای در طول صعود ماگمای والد را در این منطقه نشان می‌دهد (Goudarzi et al., 2024a; Goudarzi et al., 2024b).

سنگ میزبان کانی‌سازی شامل واحدهای آتشفشانی آندزیت توف، آندزیت پورفیری، توف برشی و تا حدودی مونزونیت و گابرو هستند. بافت واحدهای آتشفشانی اغلب پورفیری با زمینه تراکیتی است و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ساده و متغیر و بافت غربالی و درشت‌بلورها در زمینه‌ای متراکم از میکروولیت‌های فلدسپار جهت‌دار قرار گرفته‌اند. واحدهای نیمه عمیق مونزونیتی و گابرویی دارای بافت‌های گرانولار، هیپو-ایدومورفیک، میکروگرانولار پورفیری، پورفیری-ریزبلورین و پورفیری هستند و پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و پروکسن در اندازه‌های مختلف مهم‌ترین اجزای اصلی و فرعی آنها را تشکیل می‌دهند.

دیده می‌شود (شکل‌های ۲-D و ۴-C).

سایر انواع رخداد پیریت (افشان، کلوفر، قشری و برشی)

کانی‌سازی نوع افشان یا پراکنده، در ارتباط با مرحله درون‌زاد است و به طور کلی شامل گسترش بلورهای پیریت خودشکل تا نیمه خودشکل و یا بی‌شکل در توده‌های نفوذی، سنگ‌های آتشفشانی و همچنین به صورت پراکنده در متن رگه‌های سیلیسی است (شکل ۳-A، B، C و D). کانی‌سازی کلوفر، ویژگی نهشته‌شدن سریع با دمای پایین کوارتز در فضاهای خالی در سامانه‌های کم‌عمق اپی‌ترمال است که در منطقه به صورت نواربندی کلوفر می‌در نمونه‌های دستی با حضور اکسید-هیدروکسیدهای آهن، اسپیکولار هماتیت و پیریت مشاهده می‌شود (شکل ۳-D). در بررسی‌های صحرایی و مغزه‌های حفاری می‌توان به میزان محدودی شواهد کانی‌سازی برش گرمایی را مشاهده کرد که قطعه‌هایی از کانه‌ها مانند پیریت، رگه‌های سیلیسی و سنگ‌های آتشفشانی تشکیل‌دهنده اصلی این برش‌ها هستند (شکل ۳-E). این نوع بافت در اثر افزایش فشار سیال و بروز شکستگی‌های هیدرولیکی ایجاد می‌شود.

روش پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی دقیق رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری تعداد ۷۰ نمونه مقطع صیقلی از بخش‌های مختلف کانه‌دار رگه‌های گرمایی حاوی کانی‌های سولفیدی و اکسیدی برای بررسی کانه‌نگاری و کانی‌شناسی برداشت شد. پس از انتخاب نمونه‌های مناسب، کانی‌های سولفیدی موجود در ۸ مقطع صیقلی با استفاده از میکروسکوپ الکترونی و تصویربرداری الکترون‌های برگشتی انجام شد. نمونه‌ها پس از انجام پوشش کربن با استفاده از روش تجزیه ریز کاو الکترونی مدل CAMECA SX100 مجهز به کاند انتشار میدانی و سامانه طیف‌سنج پراش انرژی برای تجزیه

الف) رگه / رگچه‌های حاوی کوارتز + پیریت (Qz+Py):

این نوع کانی‌سازی قدیمی‌ترین رگه‌های کانه‌دار در منطقه هستند و متشکل از کوارتز (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) و پیریت (بیش از ۹۰ درصد حجمی) با ضخامتی در حدود ۱ تا ۲۰ میلی‌متر تشکیل شده‌اند. پیریت معمولاً به صورت دانه‌های درشت و خوش‌وجه، با ابعاد ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر در این رگه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-A و شکل ۴-B).

ب) رگه / رگچه‌های کوارتز + کالکوپیریت + پیریت

(Qz+Ccp+Py): در آنها کالکوپیریت تا ۵۰ درصد حجمی، پیریت تا ۳۰ درصد و کوارتز حدود ۲۰ درصد از حجم رگه‌ها / رگچه‌ها را در بر می‌گیرند و ضخامتی از ۱ میلی‌متر تا ۵ سانتی‌متر دارند. پیریت به صورت بلورهای خوش‌وجه کوچک یافت می‌شود که به صورت دانه‌های منفرد در حاشیه‌ها یا انتشاری در متن کالکوپیریت دیده می‌شوند (شکل‌های ۲-B، ۴-A، B و D).

ج) رگه / رگچه‌های کوارتز + کالکوپیریت + هماتیت

اسپیکولار + پیریت ± بورنیت (Qz+ Ccp+ Hem± Py± Bor): فراوان‌ترین نوع رگه در منطقه مورد بررسی است. ضخامت آن از ۰/۵ تا ۵ سانتی‌متر متغیر است و اغلب شامل ۴۰ درصد

کالکوپیریت، ۳۰ درصد هماتیت اسپیکولار، ۱۰ درصد پیریت، ۵ درصد بورنیت و حدود ۱۵ درصد کوارتز است. پیریت با کالکوپیریت به صورت بلورهای مکعبی خوش‌وجه کمتر با اندازه‌های ۱ تا ۵ میلی‌متر به صورت پراکنده / برشی در سنگ‌های میزبان دگرسان‌شده دیده می‌شوند که با گوتیت در مناطق اکسید شده جایگزین می‌شوند (شکل‌های ۲-C و ۴-E و F).

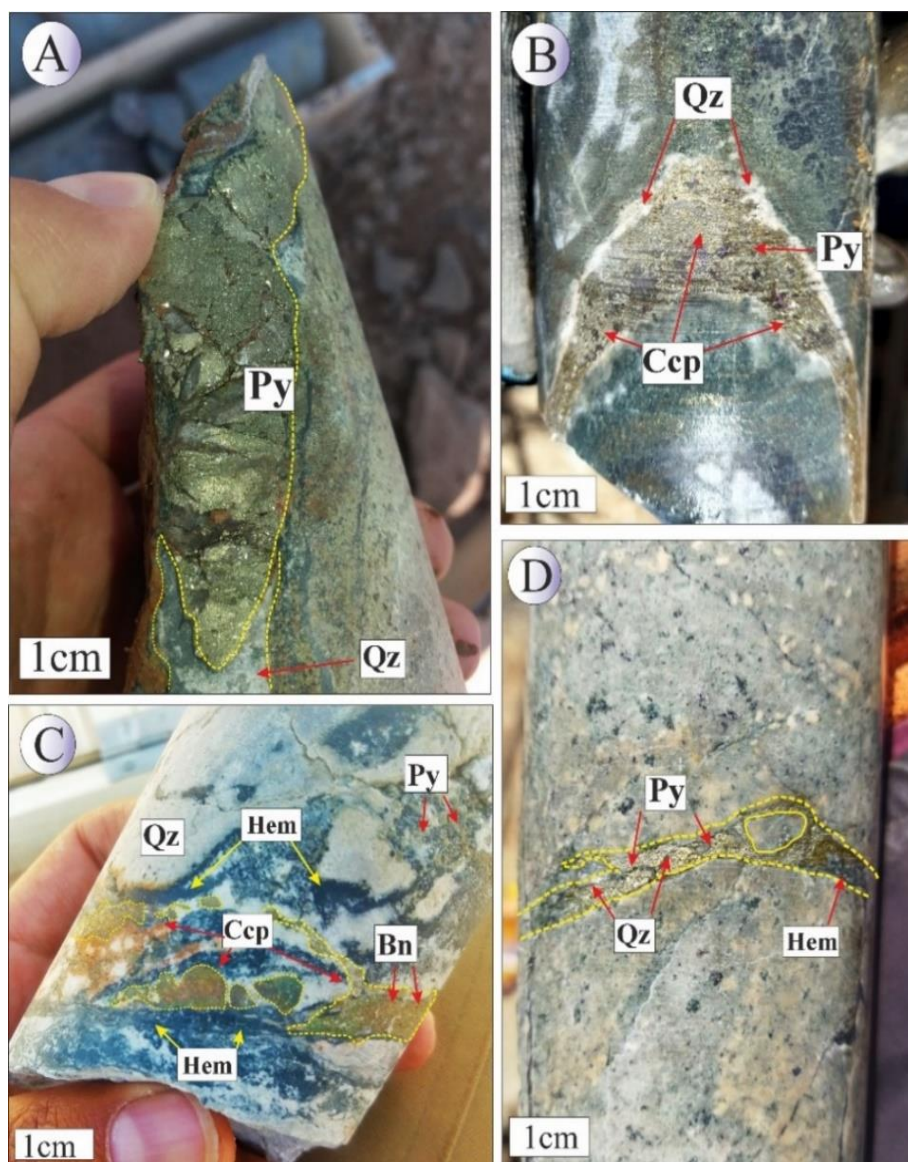
د) رگه / رگچه‌های کوارتز + هماتیت اسپیکولار + پیریت

(Qz+Py+Hem): از کوارتز، هماتیت اسپیکولار و پیریت تشکیل شده و ضخامت آنها از ۰/۵ تا ۱۰ سانتی‌متر متغیر است.

محتوای هماتیت اسپیکولار در آنها تا ۶۰ درصد حجمی، پیریت تا ۱۰ درصد و کوارتز حدود ۲۰ درصد است. هماتیت اسپیکولار اغلب تیغه‌ای شکل است و پیریت در این رگه‌ها معمولاً به شکل خوش‌وجه تا نیمه خوش‌وجه با اندازه‌های کمتر از ۱ تا ۵ میلی‌متر

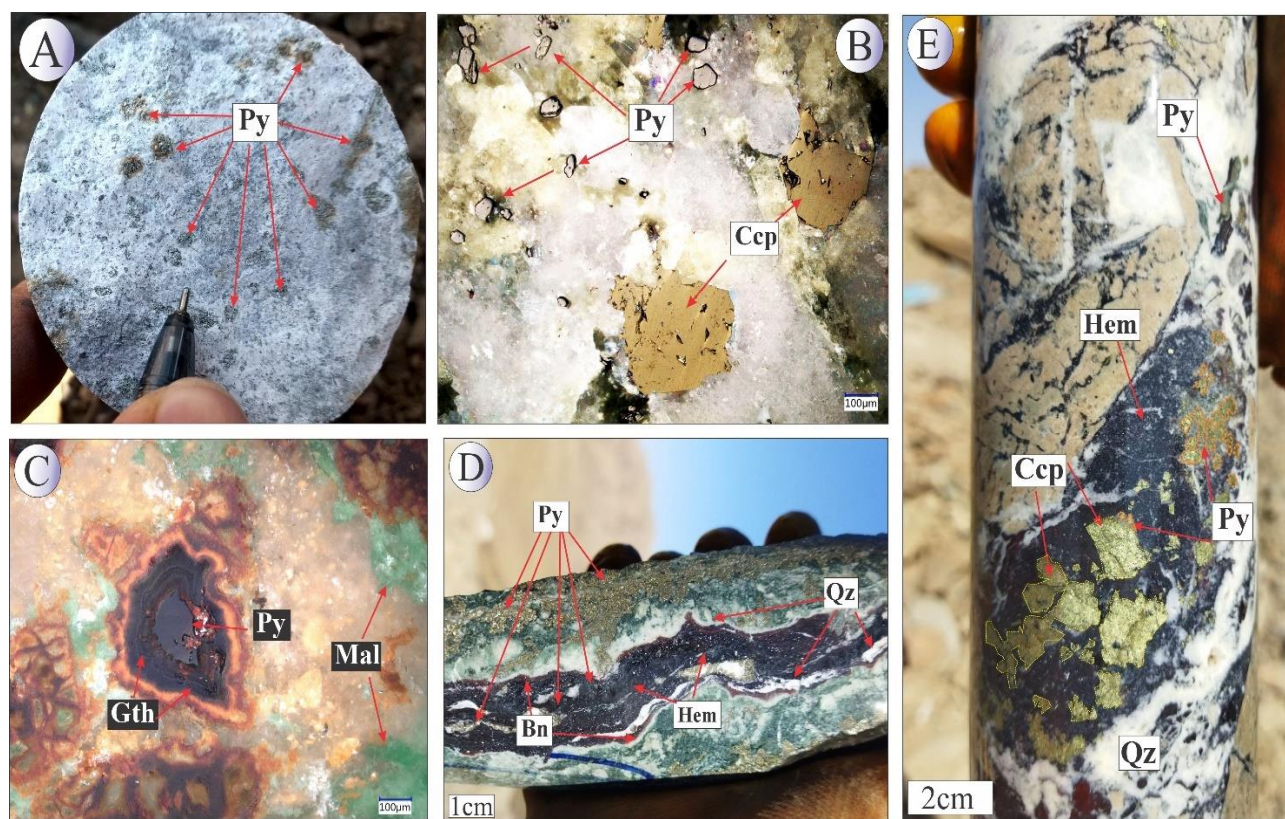
تحقیقات لیتوسفر دانشگاه وین اتریش مورد بررسی قرار گرفتند.

و تحلیل عنصری نیمه کمی سریع با پتانسیل شتاب ۲۰ کیلوولت، جریان ۲۵ نانوآمپر و قطر پرتو ۶۰ میکرومتر در آزمایشگاه گروه



شکل ۲. تصویرهایی از کانی‌سازی رگه‌ای در منطقه مأمونیه. A: رگه کوارتز + پیریت (Qz+Py)، B: رگه کوارتز + کالکوپیریت + پیریت (Qz+Ccp+Py)، C: رگه کوارتز + کالکوپیریت + هماتیت اسپیکولار ± پیریت ± بورنیت (Qz+Ccp+Hem±Py±Bor) و D: رگه کوارتز + پیریت + هماتیت اسپیکولار (Qz+Py+Hem). نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hem: هماتیت، Ccp: کالکوپیریت، Py: پیریت، Qz: کوارتز، Bn: بورنیت).

Fig. 2. Photographs of vein mineralization at Mamuniyeh area. A: Quartz + pyrite vein (Qz+Py), B: Quartz + chalcopyrite + pyrite vein (Qz+Ccp+Py), C: Quartz + chalcopyrite + specular hematite ± pyrite ± bornite vein (Qz+Ccp+Hem±Py±Bor), and D: Quartz + pyrite + specular hematite vein (Qz+Py+Hem). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hem: hematite, Py: pyrite, Ccp: chalcopyrite, Qz: Quartz, Bm: Bornite).



شکل ۳. تصاویری از کانی‌سازی پیریت در منطقه مأمونیه: A: کانی‌سازی پراکنده پیریت در زمینه واحد ریوداسیت، B: بلورهای پیریت افشان در زمینه رگه سیلیسی، C: کانی‌سازی پراکنده پیریت که تحت تأثیر هوازدگی در حاشیه‌ها به گوتیت تبدیل شده است، D: کانی‌سازی هماتیت اسپیکولار و بورنیت به صورت کلوفرم و قشری در مغزه حفاری و E: کانی‌سازی برشی کالکوپیریت + پیریت + هماتیت اسپیکولار در رگه سیلیسی. نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hem: هماتیت، Ccp: کالکوپیریت، Py: پیریت، Qz: کوارتز، Bn: بورنیت، Gth: گوتیت، Mal: مالاکیت).

Fig. 3. Photographs of pyrite mineralization at Mamuniyeh area. A: Disseminated pyrite mineralization in the matrix of the rhyodacite unit, B: Pyrite and chalcopyrite disseminated in the matrix of a silica vein, C: Disseminated pyrite mineralization, which has been altered to goethite at the rims due to weathering, D: Specular hematite and bornite mineralization in colloform and crustiform textures in the drill core, and E: Brecciated quartz + chalcopyrite + pyrite + specular hematite mineralization. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hem: hematite, Py: pyrite, Ccp: chalcopyrite, Qz: Quartz, Bn: Bornite, Gth: Goethite, Mal: Malachite).

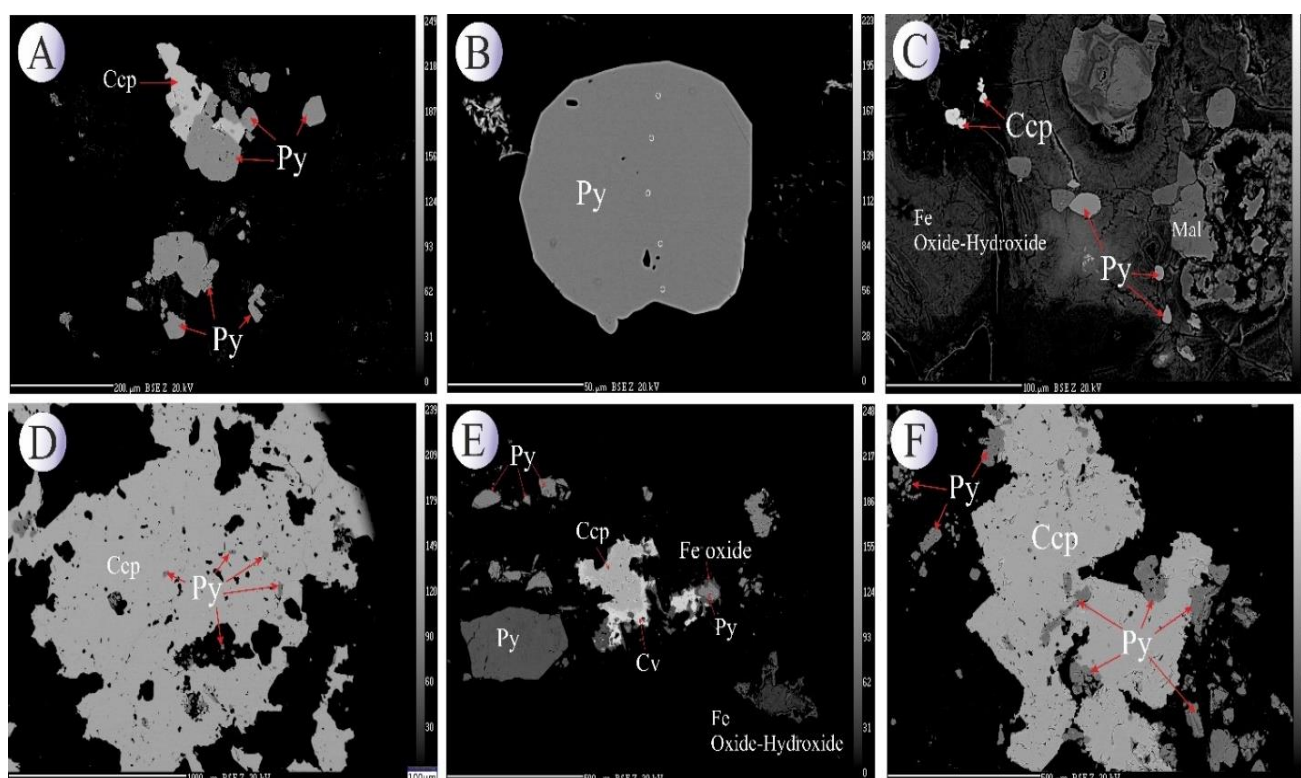
نتایج

دانه‌های منفرد در همراهی با کالکوپیریت در حاشیه‌های آن و در مواردی به صورت ادخال در میزبان کالکوپیریت دیده می‌شود. بیشترین غلظت آرسنیک ۰/۲۰ درصد وزنی، سرب ۰/۲۶۰ درصد وزنی، مس ۰/۹۵ درصد وزنی، آنتیموان ۰/۲۳ درصد وزنی، قلع ۰/۰۴ درصد وزنی، روی ۰/۱۸ درصد وزنی، نیکل ۰/۳۴ درصد

تجزیه ریزکاو الکترونی در تعداد ۵۸ نقطه از پیریت گرمابی مورد بررسی قرار گرفت و نتایج آن در **جدول ۱** ارائه شده است. تصاویرهای BSE انواع پیریت در **شکل ۴** نشان داده شده است. چنان‌که مشخص است، پیریت در رگه‌های گرمابی به صورت

مأمونیه ترسیم‌شد (شکل ۵- A تا I). چنان‌که ملاحظه می‌شود، محتوای آهن و گوگرد با افزایش مقدار آرسنیک تغییرات چشمگیری نشان نمی‌دهد و آرسنیک ممکن است با ظرفیت As^{3+} به صورت جذب سطحی همراه پیریت شکل گرفته باشد. میزان کبالت روند افزایشی نشان می‌دهد. محتوای مس با افزایش میزان آهن روند کاهشی نشان می‌دهد.

وزنی و کبالت با بیشترین مقدار ۱/۱۲ درصد وزنی اندازه‌گیری شده‌اند. طلا در پیریت ثبت نشده و غلظت نقره کم و بیشینه ۰/۰۵ درصد وزنی است. بیشترین همبستگی عناصر در پیریت مربوط به قلع و روی ($r^2 = ۰/۶۴$)، آرسنیک و سرب ($r^2 = ۰/۶۴$)، منگنز و روی ($r^2 = ۰/۰۱$)، منگنز و نقره ($r^2 = ۰/۲۵$) است (جدول ۲). نمودارهای تغییرات عناصر در برابر یکدیگر برای پیریت‌های



شکل ۴. تصویرهای BSE از پیریت‌های گرمابی در همراهی با دیگر کانی‌های اکسیدی-سولفیدی در مأمونیه. A: بلورهای پیریت نیمه خودشکل و کالکوپیریت نسل دوم، B: بلور پیریت خودشکل نسل اول، C: کانی‌سازی پراکنده پیریت که تحت تأثیر هوازدگی به اکسید/هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است، D: پیریت‌های نسل سوم در زمینه کالکوپیریتی، E: همراهی پیریت‌های خوش‌وجه نسل دوم با کالکوپیریت، کوولیت و اسپیکولاریت و F: پیریت‌های نسل دوم و سوم که در زمینه کالکوپیریتی قرار دارند. نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp: کالکوپیریت، Py: پیریت، Cv: کوولیت، Mal: مالاکیت).

Fig. 4. BSE images of hydrothermal pyrites associated with other oxide-sulfide minerals from the Mamuniyeh deposit. A: Subhedral pyrite crystals alongside second-generation chalcopyrite, B: Euhedral first-generation pyrite crystal, C: Disseminated pyrite mineralization altered to iron oxides/hydroxides due to weathering, D: Third-generation pyrites within a chalcopyrite matrix, E: Second-generation well-faceted pyrites associated with chalcopyrite, covellite, and specularite, and F: Second- and third-generation pyrites embedded within a chalcopyrite matrix. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ccp: chalcopyrite, Py: pyrite, Cv: Covellite, Mal: Malachite).

جدول ۱. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پیریت‌ها در کانسار مأمونیه بر حسب درصد وزنی

Table 1. EPMA results of pyrite in the Mamuniyeh deposit (wt.%)

Point No	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	S	Pb	Ag	Sb	Sn	Si	Total
37	47.18	0.00	0.00	0.19	0.06	0.00	0.17	54.2	0.00	0.00	0.02	n.d.	0.01	101.7
38	46.36	0.01	0.01	0.34	0.12	0.01	0.12	53.4	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	100.4
39	47.93	0.01	0.01	0.02	0.07	0.00	0.02	53.7	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	101.7
40	47.32	n.d.	0.04	0.00	0.15	0.02	0.24	53.9	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	101.8
41	47.73	n.d.	0.01	0.05	0.12	0.00	0.05	54.1	0.02	0.00	0.01	n.d.	0.02	102.2
42	47.32	0.00	0.03	0.00	0.25	0.00	0.01	53.7	0.00	0.00	0.02	0.01	n.d.	101.3
43	47.32	n.d.	0.00	0.01	0.13	0.00	0.19	53.7	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	101.4
44	47.17	0.01	0.00	0.00	0.14	0.00	0.23	53.6	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	101.1
45	47.24	n.d.	0.01	0.02	0.19	0.01	0.01	53.8	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	101.2
46	47.11	n.d.	0.03	0.01	0.26	0.00	0.01	53.7	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	101.1
47	47.76	n.d.	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	53.7	0.01	0.00	0.01	n.d.	0.00	101.7
48	47.12	0.01	0.03	0.01	0.19	0.00	0.00	53.6	0.00	0.01	0.00	n.d.	0.00	100.9
49	46.18	0.01	1.12	0.00	0.22	0.00	0.03	53.8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	101.4
50	46.43	0.00	0.94	0.00	0.42	0.00	0.03	53.7	0.02	0.00	0.00	n.d.	n.d.	101.6
51	47.78	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	53.9	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	101.6
52	46.94	0.01	0.15	0.06	0.04	0.00	0.01	53.8	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	101.0
53	47.28	0.00	0.02	0.01	0.38	0.00	0.02	53.5	0.00	0.01	0.00	0.01	n.d.	101.1
54	47.36	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	53.9	0.02	0.02	0.00	n.d.	0.00	101.3
55	47.23	n.d.	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	53.6	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	100.9
56	47.11	0.00	0.03	0.01	0.26	0.00	0.01	54.2	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	101.7
57	47.30	0.01	0.02	0.00	0.76	0.00	0.03	53.4	0.01	0.05	0.00	0.01	0.01	101.6
58	46.79	n.d.	0.01	0.00	0.53	0.00	0.00	53.8	0.00	0.02	0.00	n.d.	n.d.	101.1
59	46.92	0.01	0.30	0.00	0.71	0.01	0.03	53.6	0.01	0.05	0.01	0.02	0.00	101.7
60	47.25	0.00	0.01	0.00	0.17	0.00	0.01	54.0	0.00	0.01	0.02	n.d.	0.01	101.4
61	47.02	n.d.	0.36	0.00	0.95	0.00	0.02	53.6	0.00	0.01	0.02	0.01	n.d.	102.0
62	46.88	0.01	0.20	0.02	0.42	0.01	0.01	53.6	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	101.1
63	47.39	0.00	0.00	0.01	n.d.	0.00	0.00	53.8	0.00	0.00	0.02	n.d.	0.01	101.2

n.d. = Not detected

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه ریز کاوالکترونی پیریت‌ها در کانسار مأمونیه بر حسب درصد وزنی
Table 1 (Continued). EPMA results of pyrite in the Mamuniyeh deposit (wt.%)

Point No	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	S	Pb	Ag	Sb	Sn	Si	Total
64	47.32	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	53.8	0.00	0.01	0.00	n.d.	0.00	101.0
65	46.93	n.d.	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	54.0	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	100.9
66	47.42	n.d.	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	53.9	0.01	0.00	0.01	n.d.	0.01	101.3
67	47.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	53.8	0.00	0.02	0.01	n.d.	0.02	100.8
68	47.31	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	53.8	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	101.1
69	47.15	0.00	0.01	0.01	0.20	0.01	0.00	54.2	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	101.5
70	46.92	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	54.1	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	101.1
71	47.23	n.d.	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	54.1	0.01	0.00	0.00	n.d.	n.d.	101.4
72	46.81	n.d.	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	54.1	0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	101.0
73	47.02	n.d.	0.05	0.01	0.04	0.01	0.01	53.8	0.00	0.00	0.00	n.d.	0.08	101.0
74	46.77	n.d.	0.06	0.02	0.08	0.00	0.00	53.5	0.00	0.01	0.00	n.d.	0.12	100.5
75	47.29	n.d.	0.03	0.03	0.09	0.00	0.03	53.4	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	100.9
76	47.22	0.02	0.73	0.00	0.33	0.00	0.01	53.6	0.00	0.05	0.00	n.d.	0.01	101.9
77	46.86	0.00	0.84	0.00	0.35	0.00	0.01	53.9	0.00	0.02	0.01	0.03	n.d.	101.9
78	47.49	n.d.	0.64	0.02	0.22	0.00	0.00	53.4	0.00	0.02	0.00	n.d.	0.00	101.7
79	46.46	0	0.99	0.00	0.44	0	0.01	53.7	0	0	0	0.03	0.01	101.6

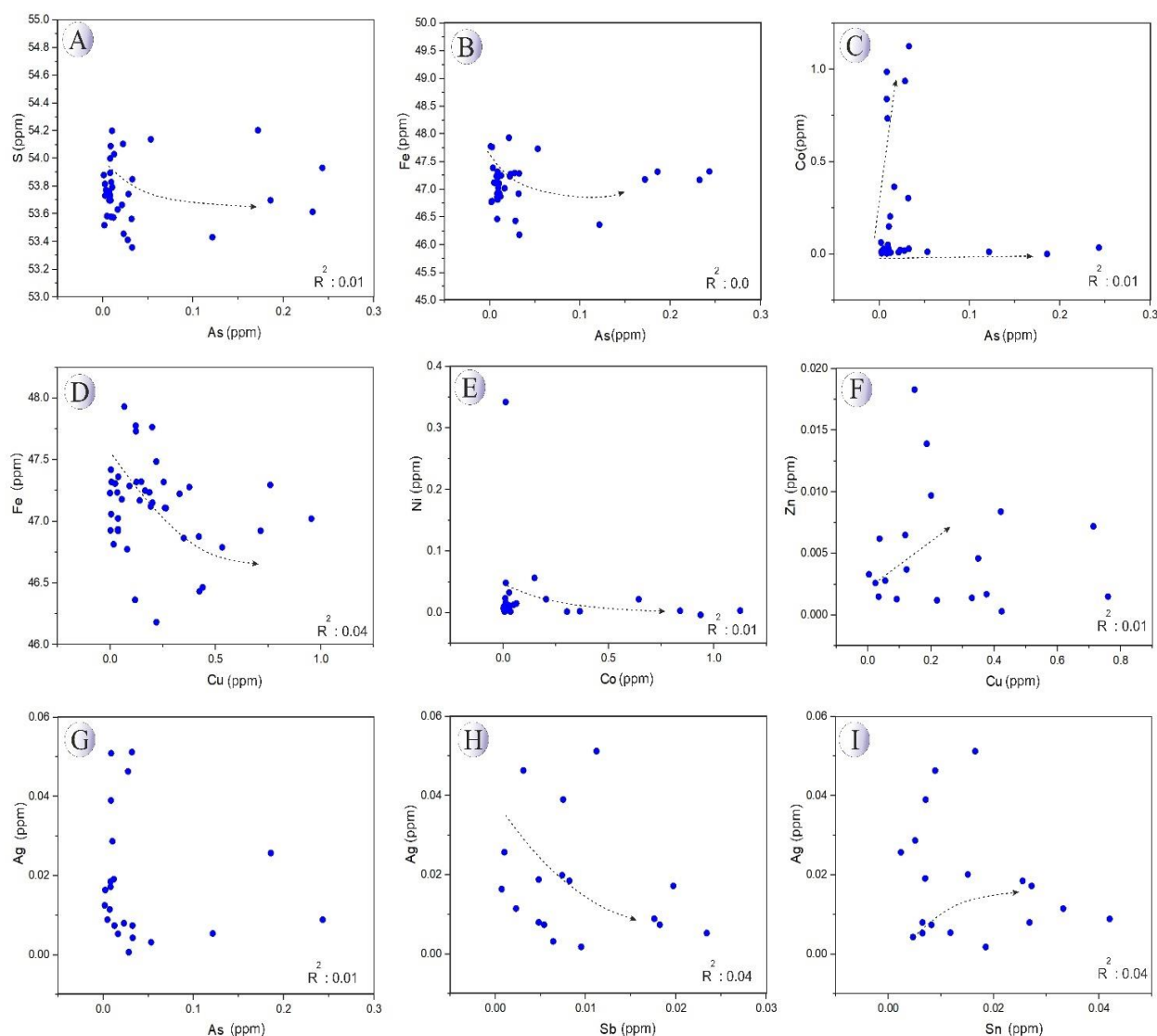
n.d. = Not detected

جدول ۲. ماتریس همبستگی پیرسون برای عناصر اندازه‌گیری شده در پیریت‌های مأمونیه
Table 2. Pearson's correlation matrix for elements measured in Mamuniyeh pyrites

	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	S	Pb	Ag	Sb	Sn	Si
Fe	1.0												
Mn	-0.2	1.0											
Co	-0.5	0.2	1.0										
Ni	-0.2	0.3	-0.1	1.0									
Cu	-0.2	0.3	0.4	-0.2	1.0								
Zn	0.0	0.1	-0.4	0.0	-0.1	1.0							
As	0.0	0.1	-0.1	0.4	-0.2	0.5	1.0						
S	0.0	-0.5	-0.1	-0.1	-0.4	0.2	0.1	1.0					
Pb	-0.1	0.6	0.1	0.4	0.0	0.5	0.8	-0.2	1.0				
Ag	0.1	0.5	0.0	-0.2	0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.2	1.0			
Sb	0.0	-0.3	0.1	0.2	0.1	0.3	0.0	0.3	-0.2	-0.2	1.0		
Sn	-0.1	-0.3	0.1	-0.1	-0.1	0.8	0.2	0.3	0.1	-0.2	0.2	1.0	
Si	-0.2	-0.1	-0.1	0.0	-0.1	0.0	-0.2	-0.1	0.0	-0.1	-0.1	0.0	1.0

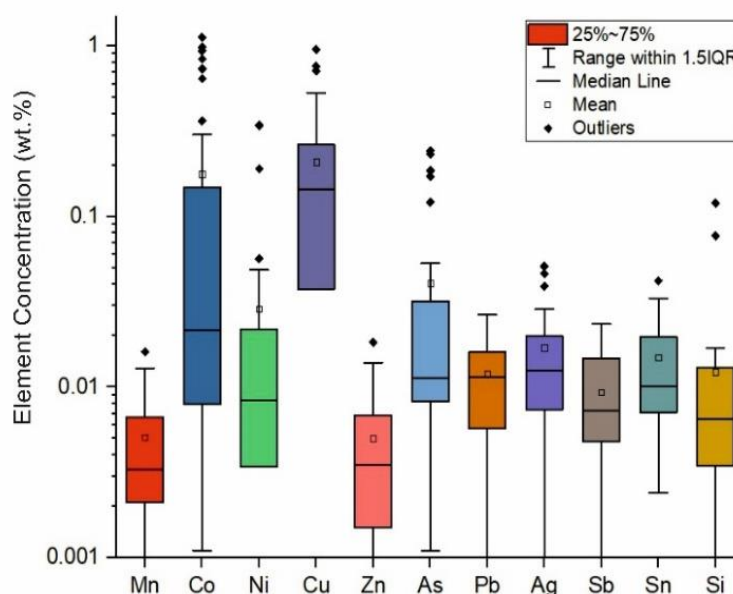
نقره با افزایش میزان قلع روندی افزایش نشان می‌دهد. نمودار جعبه‌ای پراکنده عناصر کمیاب در ترکیب پیریت‌های مأمونیه در **شکل ۶** نشان داده شده است.

روند تغییرات کبالت و نیکل در برابر یکدیگر تقریباً به صورت ثابتی نمایان است. مقادیر مس با افزایش میزان روی روندی تقریباً افزایشی نشان می‌دهد. محتوای نقره با افزایش میزان آرسنیک تقریباً کاهش و با افزایش میزان آنتیموان کاهش است. همچنین



شکل ۵. نمودار تغییرات عناصر کمیاب در پیریت‌های مأمونیه (بر حسب قسمت در میلیون). A: آرسنیک در برابر گوگرد، B: آرسنیک در برابر آهن، C: آرسنیک در برابر کبالت، D: مس در برابر آهن، E: کبالت در برابر نیکل، F: مس در برابر روی، G: آرسنیک در برابر نقره، H: نقره در برابر آنتیموان و I: قلع در برابر نقره

Fig. 5. Binary plots of the variations of trace elements in the Mamuniyeh pyrites (ppm). A: As vs. S, B: As vs. Fe, C: As vs. Co, D: Cu vs. Fe, E: Co vs. Ni, F: Cu vs. Zn, G: As vs. Ag, H: Sb vs. Ag, and, I: Sn vs. Ag



شکل ۶. نمودار جعبه‌ای غلظت عناصر کمیاب در ترکیب پیریت‌های مأمونیه
Fig. 6. Box diagram of trace elements in the Mamuniyeh pyrites

بحث

بررسی‌های قبلی نشان داده‌اند که ترکیب‌های عناصر کمیاب سولفیدها توسط شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات گرمابی مانند دما، pH و شرایط اکسایش و احیا کنترل می‌شود و بنابراین می‌تواند فرایندهای تشکیل کانه‌ها را در محیط گرمابی آشکار کند (Reich et al., 2013; Large et al., 2014; Gregory et al., 2016; Sykora et al., 2018; Saravanan et al., 2021; Chinnasamy et al., 2021). به عنوان مثال، محتوای Te در پیریت اغلب تحت تأثیر فوگاسیته اکسیژن و pH قرار می‌گیرد؛ در حالی که As و Se به احتمال زیاد توسط دما کنترل می‌شوند (Huston et al., 1995; Deditius et al., 2008; Keith et al., 2018).

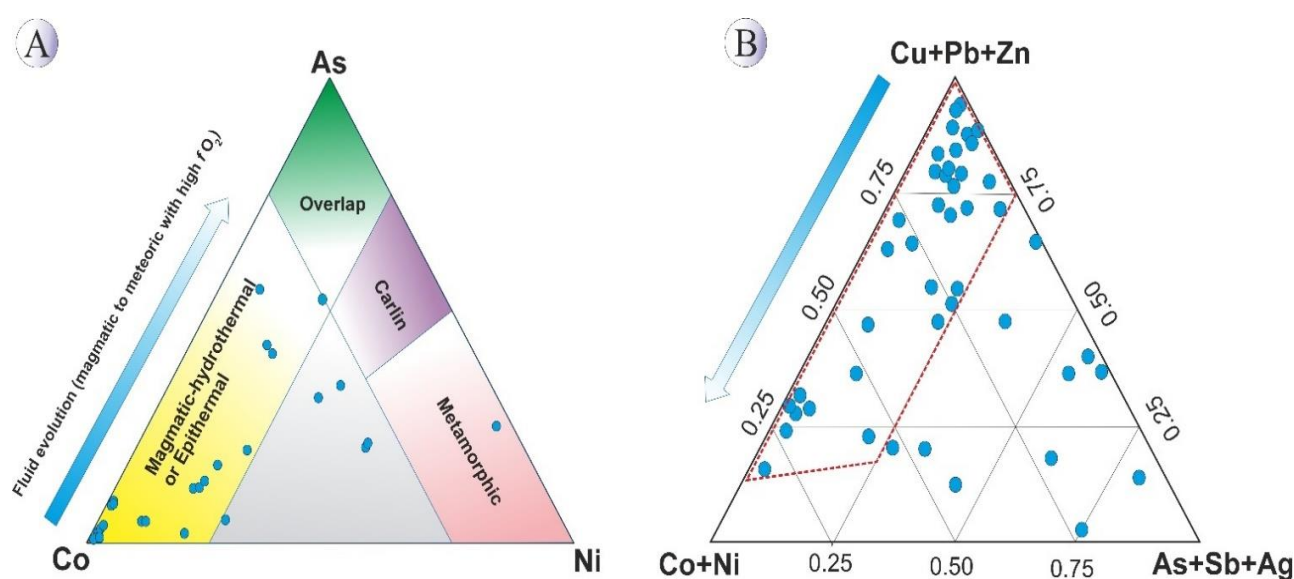
مجموعه عناصر Co-Ni-As در پیریت ارتباط نزدیکی با مدل ژنتیکی و فرایندهای زمین‌شناسی کانسار دارد (Loftus-Hills and Solomon, 1967; Yan et al., 2012). ترسیم داده‌های کبالت، نیکل و آرسنیک بر اساس نمودارهای شکل ۷ (Yan et al., 2012) می‌شوند.

بررسی‌های قبلی نشان داده‌اند که ترکیب‌های عناصر کمیاب سولفیدها توسط شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات گرمابی مانند دما، pH و شرایط اکسایش و احیا کنترل می‌شود و بنابراین می‌تواند فرایندهای تشکیل کانه‌ها را در محیط گرمابی آشکار کند (Reich et al., 2013; Large et al., 2014; Gregory et al., 2016; Sykora et al., 2018; Saravanan et al., 2021; Chinnasamy et al., 2021). به عنوان مثال، محتوای Te در پیریت اغلب تحت تأثیر فوگاسیته اکسیژن و pH قرار می‌گیرد؛ در حالی که As و Se به احتمال زیاد توسط دما کنترل می‌شوند (Huston et al., 1995; Deditius et al., 2008; Keith et al., 2018).

مجموعه عناصر Co-Ni-As در پیریت ارتباط نزدیکی با مدل ژنتیکی و فرایندهای زمین‌شناسی کانسار دارد (Loftus-Hills and Solomon, 1967; Yan et al., 2012). ترسیم داده‌های کبالت، نیکل و آرسنیک بر اساس نمودارهای شکل ۷ (Yan et al., 2012) می‌شوند.

(Goudarzi et al., 2025) بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن در رگه‌های گرمابی و تأثیر کاهش دما در تحولات این سامانه است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان داده است که عناصر موجود در سامانه‌های اپی‌ترمال دارای ویژگی پهنه‌بندی عمودی هستند (Boyle, 1979)؛ به طوری که عناصر غالب در قسمت بالایی کانسارها شامل As, Sb, Hg, Ba و Ag، عناصر موجود در قسمت میانی، Cu, Pb, Zn, Bi، و عناصر موجود در بخش عمیق سامانه کانی‌سازی شامل Co, Ni, Ti و Cr هستند. در سامانه کانی‌سازی مأمونیه چنان که در شکل B-7 نشان داده شده است، به نظر می‌رسد که بخش عمده نمونه‌ها، ویژگی‌های بخش میانی سامانه کانی‌سازی و تا حدودی مناطق عمیق سامانه را نشان می‌دهند.

داده‌های رسم‌شده بر روی نمودار (شکل A-7) نشان‌دهنده تحول سیال از آب ماگمایی اولیه به سمت آب‌های جوی متأخر است و نشان‌دهنده تسلط آب ماگمایی در مراحل اولیه و اضافه‌شدن آب‌های جوی در مراحل بعد است. کاهش محتوای آرسنیک در پیریت‌ها به دلیل مخلوط‌شدن سیال کانه‌ساز رگه‌های اپی‌ترمال با آب‌های جوی دارای فوگاسیته اکسیژن بالا می‌تواند به افزایش محتوای آرسنیک موجود در کل سامانه منجر شود (Cook and Chryssoulis, 1990; Liang et al., 2013). در واقع، محیط اکسیدان باعث اکسایش آرسنیک به شکل‌های آرسنیک (III) و آرسنیک (V) می‌شود که معمولاً به صورت ترکیب‌های اکسیدی مانند آرسنیک تری‌اکسید (As_2O_3) یا آرسنیک پنتاکسید (As_2O_5) وجود دارند و از ساختار پیریت جدا می‌شوند. بررسی‌های اخیر بر روی ترکیب شیمیایی مگنتیت در این منطقه



شکل ۷. A: مقایسه ترکیب پیریت در ذخایر دگرگونی، کارلین و ماگمایی-گرمابی یا اپی‌ترمال بر روی نمودار سه‌تایی Co-Ni-As (Yan et al., 2012) و موقعیت نقاط اندازه‌گیری شده پیریت‌های مأمونیه بر روی آن و B: نمودار سه‌تایی Co+Cr, Cu+Pb+Zn و As+Sb+Ag (Boyle, 1979) و موقعیت نقاط اندازه‌گیری شده پیریت‌های مأمونیه بر روی آن

Fig. 7. A: Comparison of pyrite composition in metamorphic, Carlin, and magmatic-hydrothermal or epithermal deposits on the Co-Ni-As ternary diagram (modified from Yan et al., 2012) and the position of the measured points of Mamuniyeh pyrites on it, and B: Ternary diagram of Cu+Pb+Zn, Co+Cr, and As+Sb+Ag based on Boyle (1979) and the position of the measured points of Mamuniyeh pyrites on it.

غنی هستند؛ اما واحدهای فلسیک دارای محتوای نیکل کم هستند (Palme and O'Neill, 2003; Zhao et al., 2011). محتوای نیکل در پیریت‌های مأمونیه (تا ۰/۳۴ درصد وزنی) بیشتر از Ni پوسته قاره‌ای است (۱۹ تا ۶۰ میکروگرم بر گرم؛ Rudnick and Gao, 2014)، که می‌تواند نشان‌دهنده وابستگی پیریت‌ها به سنگ‌های مافیک-اولترامافیک مرتبط با گوشته باشد. چنان‌که بر اساس پژوهش‌های قبلی (Goudarzi et al., 2024a; Goudarzi et al., 2024b; Goudarzi et al., 2024c; Goudarzi et al., 2024d) استفاده از نسبت‌های عناصر کمیابی مانند La, Nb و Ta در این منطقه بیانگر منشأ سنگ‌ها در ارتباط با گوشته اغلب اسپینل لرزولیتی در بالای پهنه فروانش است که سپس تحت تأثیر آلاینش با پوسته بالایی قرار گرفته‌اند. بر اساس نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd نیز متاسوماتیسم گوشته‌ای نقشی مهم در پیدایش توده‌های نفوذی در منطقه داشته است (Rezaei Kahkhaei et al., 2014).

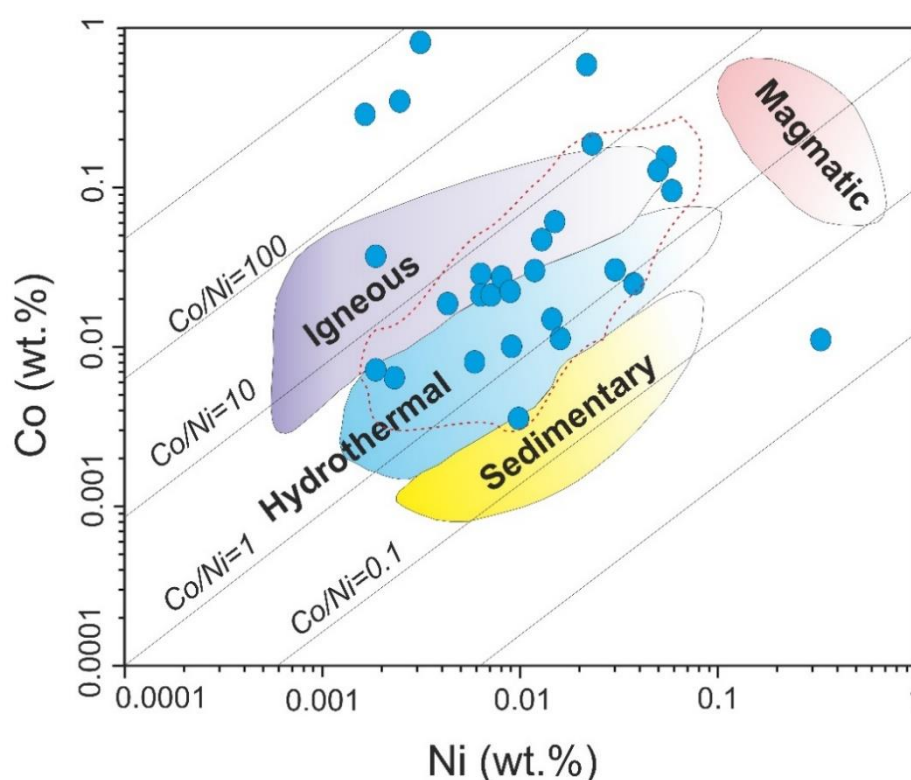
به نظر می‌رسد که نیکل دارای حد حلالیت ۱۰ mol% NiS₂ در ساختار پیریت باشد؛ در حالی که عنصر Co می‌تواند در دماهای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد به قابلیت اختلاط کامل در پیریت برسد (Abraitis et al., 2004). این وابستگی دمایی باعث شده است که غلظت Co پیریت بتواند به عنوان یک زمین‌دماسنج مفید عمل کند (Zhao et al., 2011). علاوه بر این، به دلیل وابستگی به دمای حلالیت، نسبت Co/Ni در پیریت به طور گسترده به عنوان نماینده‌ای برای شرایط تشکیل کانسارها مورد استفاده قرار گرفته است (Zhao et al., 2011; Bralia et al., 1979; Yuan et al., 2018). با این حال، این موضوع ممکن است با این واقعیت پیچیده شود که Co و Ni تفاوت‌های جزئی را نشان می‌دهند (مثلاً در میل ترکیبی آنها با لیگاندهای کلریدی، کمپلکس‌های Ni-Cl در دما و شوری بالاتر از کمپلکس‌های Co-Cl رخ می‌دهند (Migdisov et al., 2011; Tian et al., 2012; Brugger et al., 2016). سایر عوامل پیچیده عبارتند از اینکه Ni اغلب کمپلکس‌های کلریدی را تشکیل می‌دهد؛ در

بررسی‌ها نشان داده‌اند که مس می‌تواند به مقادیر قابل توجهی در شبکه پیریت جایگزین شود (Einaudi, 1968; Clark, 1970; Pacevski et al., 2008). غلظت‌های مس موجود در پیریت‌های مأمونیه که تا ۰/۹۵ درصد وزنی مشاهده شده‌اند، نشان می‌دهند که پیریت می‌تواند به عنوان یک جاذب مهم مس عمل کند. جایگزینی مس در پیریت اغلب به دلیل شباهت در ظرفیت اکسایش و شعاع اتمی بین مس (۱۲۸ پیکومتر) و آهن (۱۵۶ پیکومتر) صورت می‌گیرد و Cu²⁺ می‌تواند جایگزین Fe²⁺ در ساختار پیریت شود. این امر به دلیل شباهت در شعاع اتمی و ظرفیت اکسایش مس و آهن امکان‌پذیر است. به دلیل تفاوت زیاد در ظرفیت اکسایش و شعاع اتمی مس و گوگرد، مس نمی‌تواند به جای گوگرد (S²⁻) در ساختار پیریت قرار گیرد.

سرب به جز در حالت یونی (Pb²⁺) به دلیل شعاع یونی بزرگ (حدود ۱۸۰ پیکومتر)، کمترین احتمال را دارد که وارد شبکه پیریت شود. سولفید سرب نرخ ته‌نشست سریع‌تری نسبت به آهن در سیال دارد (Huerta-Diaz and Morse, 1992; Koglin et al., 2010). از این رو، گالن پیش از این نهشته می‌شود. بنابراین معمولاً در صورت حضور به صورت ادخال درون پیریت وجود دارد (Zhao et al., 2011)، با این حال، هیچ‌گونه ادخال از گالن درون پیریت‌های مأمونیه مشاهده نشد. پیریت همچنین می‌تواند عناصر خاصی مانند نقره، آنتیموان و قلع را هنگامی که دوباره در محیط متحرک می‌شوند، به دام بیاورد. در پیریت‌های مأمونیه، بیشینه محتوای این عناصر بسیار کم و به ترتیب معادل ۵۰۰، ۲۰۰ و ۲۰ قسمت در میلیون است. نیکل می‌تواند به راحتی به عنوان یک هم‌شکل به بخشی از ساختار بلوری پیریت تبدیل شود و حتی در فرایند تبلور مجدد پیریت به راحتی از ساختار آن خارج نمی‌شود (Huerta-Diaz and Morse, 1992; Morse and Luther, 1999; Tribovillard et al., 2006; Large et al., 2009; Koglin et al., 2010). بنابراین، محتوای نیکل پیریت ممکن است اطلاعاتی را در مورد منبع سیال کانی‌ساز فراهم کند. معمولاً گوشته و واحدهای مافیک-اولترامافیک وابسته به آن از نیکل

پژوهش‌های قبلی با استفاده از نسبت‌های Co/Ni مشخص کرده‌اند که نسبت Co/Ni پایین (<1) ویژگی پیریت‌های مرتبط با محیط‌های رسوبی است (Bralia et al., 1979). پیریت‌های دیاژنتیک اغلب نسبت Co/Ni پایینی دارند (≤ 2)؛ در حالی که پیریت‌های گرمابی معمولاً نسبت Co/Ni بالاتری دارند (Large et al., 2009; Gregory et al., 2015). نسبت‌های Co/Ni بین ۱ تا ۱۰ مشخصه ذخایر ماگمایی-گرمابی هستند (Bajwah et al., 2016; Reich et al., 2016; al., 1987). دامنه غالب نسبت‌های Co/Ni برای مأمونیه بین ۱ تا ۱۰ و مطابق با پیریت با منشأ ماگمایی-گرمابی است (شکل ۸).

حالی که Co به احتمال زیاد کمپلکس‌های هیدروسولفیدی را نیز تشکیل می‌دهد (Liu et al., 2012; Zhong et al., 2015; Jansson and Liu, 2020) و سنگ‌های میزبانی که سیالات از آن عبور می‌کنند و ممکن است نسبت‌های Co و Ni متغیر داشته باشند (Zhao et al., 2011). تغییرات در نسبت‌های Co/Ni در پیریت به عنوان نماینده‌ای برای طبقه‌بندی منشأ و منبع ذخایر گرمابی استفاده شده است؛ زیرا هر دو عنصر میل ترکیبی برابری دارند و نسبت آنها در سیالات گرمابی مرتبط حفظ می‌شود (Bralia et al., 1979; Bajwah et al., 1987; Large et al., 2009; Koglin et al., 2010; Reich et al., 2016).



شکل ۸. نمودار تغییرات Co در مقابل Ni و نسبت Co/Ni در پیریت‌های مأمونیه. نسبت Co/Ni پیریت در بیشتر نمونه‌ها بین ۱ تا ۱۰ هستند که مطابق با پیریت‌های با منشأ آذرین-گرمابی است (Reich et al., 2016). نمونه‌های با نسبت $\text{Co/Ni} \sim 100$ دانه‌های پیریت را با غلظت‌های بسیار کم نیکل منعکس می‌کنند که در سطوح چینه‌شناسی کم‌عمق‌تر تشکیل شده‌اند.

Fig. 8. Diagram of Co variations versus Ni and the Co/Ni ratio in Mamuniyeh pyrites. The Co/Ni ratio of pyrite for most samples have a ratio between 1 and 10, which corresponds to pyrites of Igneous-hydrothermal origin (Reich et al., 2016). Samples with a Co/Ni ratio of ~ 100 reflect pyrite grains with very low nickel concentrations, formed at shallower stratigraphic levels.

پیریت به عنوان فراوان‌ترین کانی سولفیدی منطقه در سه نسل مختلف مشاهده می‌شود. نسل اول، پیریت‌های خودشکل و نیمه خودشکل افشان در متن سنگ میزبان که گاهی به هماتیت و گویت تبدیل شده‌اند. نسل دوم، پیریت‌های شکافه پرکن و رگه/رگچه‌ای (داربستی) و نسل سوم، پیریت‌های جایگزین شده توسط سیال‌های گرمابی با ادخال کالکوپیریت که در رگه‌های کانی‌سازی به صورت رگه/رگچه‌ای با کوارتز و پیریت، کوارتز و کالکوپیریت و پیریت، کوارتز و هماتیت اسپیکولار و پیریت و ترکیب‌های مختلف دیگری دیده می‌شوند. نسبت Co-Ni-As در پیریت ارتباط نزدیکی با مدل ژنتیکی و فرایندهای زمین‌شناسی کانسار دارد و ترسیم داده‌های کبالت، نیکل و آرسنیک در پیریت‌های مأمونیه نشان می‌دهد که نمونه‌ها اغلب متمایل به قطب کبالت هستند؛ جایی که با حوزه ذخایر ماگمایی-گرمابی و اپی‌ترمال سازگار است. بررسی داده‌ها نشان می‌دهند، سیال والد از آب ماگمایی اولیه به سمت آب‌های جوی متأخر تحول داشته است و نشان‌دهنده تسلط آب ماگمایی در مراحل اولیه و اضافه شدن آب‌های جوی در مراحل بعد است؛ چنان که در سامانه سه‌تایی کبالت-نیکل-آرسنیک داده‌ها از قطب کبالت به سمت آرسنیک پراکنده شده‌اند. محتوای آرسنیک در پیریت‌ها به دلیل مخلوط شدن سیال کانه‌ساز رگه‌های اپی‌ترمال با آب‌های جوی دارای فوگاسیته اکسیژن بالا می‌تواند به افزایش محتوای آرسنیک موجود در کل سامانه منجر شود. با توجه به پهنه‌بندی عمودی عناصر در سامانه‌های اپی‌ترمال، به نظر می‌رسد که بخش عمده نمونه‌ها در مأمونیه، ویژگی‌های بخش میانی سامانه کانی‌سازی (غنی‌شدگی پیریت از عناصری مانند مس، سرب و روی) و تا حدودی مناطق عمیق سامانه (غنی‌شدگی از کبالت و نیکل) را نشان می‌دهند. محتوای مس در پیریت‌های مأمونیه که تا ۰/۹۵ درصد وزنی دیده می‌شود، نشان می‌دهد که پیریت می‌تواند به عنوان یک جاذب مس قابل توجه برای مس در منطقه عمل کند. محتوای نیکل نیز در پیریت‌های مأمونیه (تا ۰/۳۴ درصد وزنی) بیشتر از Ni پوسته قاره‌ای است و می‌تواند بیانگر منشأ ماگمای در

با توجه به رفتار زمین‌شیمیایی مشابه بین Co و Ni، حلالیت نیکل در سیال گرمابی اغلب توسط دما کنترل می‌شود (Loftus-Hills and Solomon, 1967) و به نظر می‌رسد که کاهش دما، حلالیت این عناصر کمیاب را در سیال گرمابی کاهش می‌دهد و نهشته شدن آنها را به عنوان کانی‌های مستقل یا همراه سولفیدها (مثلاً پیریت) افزایش می‌دهد. عناصر Co و Ni اغلب از طریق جایگزینی Fe^{2+} در شبکه پیریت جایگزین می‌شوند؛ در حالی که As می‌تواند به صورت As^{3+} جایگزین Fe^{2+} یا به صورت As^{1-} جایگزین S^{2-} شود (Abraitis et al., 2004; Deditius et al., 2008; Keith et al., 2018). بنابراین، Co، Ni و As به احتمال زیاد به عنوان محلول جامد در پیریت‌های مأمونیه وجود دارند. سرب به دلیل اندازه بزرگ‌تر از Fe^{2+} به راحتی وارد شبکه پیریت نمی‌شود و بنابراین آنومالی‌های جزئی سرب در ساختار پیریت ممکن است نشان‌دهنده توزیع نانو ذرات گالن باشد (Feng et al., 2020; Cao et al., 2023).

پیریت‌های گرمابی با نسبت Co/Ni بالاتر در ذخایر مختلف ماگمایی-گرمابی در سراسر جهان گزارش شده است (به عنوان مثال: ذخایر Ag-Pb-Zn نوع رگه‌ای (Song et al., 2019)، ذخایر IOCG (Real et al., 2020)، ذخایر skarn Au-Cu (Zhang et al., 2022) و ذخایر اسکارن Pb-Zn (Zhao et al., 2022)) که تشکیل آنها را به تعاملات شدید میان سیال و سنگ نسبت می‌دهند. به نظر می‌رسد، با توجه به شواهد و موارد بیان‌شده، پیریت‌های مأمونیه اغلب منشأ گرمابی داشته باشد و توسط فعل و انفعالات سیال-سنگ بین سیالات ماگمایی-گرمابی و سنگ میزبان آتشفشانی تشکیل شده است.

نتیجه‌گیری

ویژگی‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در کانی پیریت، به عنوان فراوان‌ترین کانی سولفیدی همراه با رگه‌های کوارتز گرمابی کانه‌دار برای آشکارسازی فرایندهای تشکیل کانه‌ها در کانسار مأمونیه (کمان ماگمایی ارومیه-دختر) مورد بررسی قرار گرفت.

قدردانی

از داوران محترم برای نظرها و بازخوردهای دقیق و سازنده‌ای که به بهبود و ارتقای کیفیت این پژوهش کمک شایانی کرد، صمیمانه تشکر می‌کنیم. همچنین از سردبیر محترم به خاطر حمایت‌ها و راهنمایی‌های مفیدی که در طول فرایند بازبینی انجام دادند، سپاسگزاریم. این پژوهش بخشی از پایان نامه دکتری نویسنده اول است که با همکاری دانشگاه لرستان و دانشگاه وین انجام شده است.

ارتباط با گوشته برای پیریت‌ها باشد. تغییرات در نسبت‌های Co/Ni در پیریت برای طبقه‌بندی منشأ و منبع ذخایر گرمایی بیانگر دامنه غالب بین ۱ تا ۱۰ و مطابق با پیریت‌های با منشأ ماگمایی-گرمایی است که به نظر می‌رسد توسط فعل و انفعالات سیال-سنگ بین سیالات ماگمایی-گرمایی و سنگ میزبان آتشفشانی تشکیل شده‌اند.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. slab roll-back
2. BSE
3. EPMA
4. EDS

References

- Abraitis, P.K., Patrick, R.A.D. and Vaughan, D.J., 2004. Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review. *International Journal of Mineral Processing*, 74(1–4): 41–59.
<https://doi.org/10.1016/j.minpro.2003.09.002>
- Agangi, A., Hofmann, A. and Przybyłowicz, W., 2014. Trace element zoning of sulfides and quartz at Sheba and Fairview gold mines: Clues to Mesoarchean mineralisation in the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Ore Geology Reviews*, 56: 94–114.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.08.016>
- Amidi, S.M., Shahrabi, M. and Navai, I., 2004. Geological map of Zaviyeh. scale 1:100000. Geological Survey of Iran No. 6160.
- Babazadeh, S., Haase, K., Ghalamghash, J., Regelous, M., Poujol, M., Raeisi, D. and Zhao, M., 2023. Magmatic evolution of the migrating central Urumieh–Dokhtar arc, Iran: Implications for magma production. *International Journal of Earth Sciences*, 112(5): 1577–1597.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00531-023-02314-5>
- Bajwah, Z., Seccombe, P. and Offler, R., 1987. Trace element distribution, Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, 22: 292–300. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00204522>
- Boyle, R.W., 1979. The geochemistry of gold and its deposits. Geological Survey of Canada, Bull. 280. Retrieved March 6, 2025 from <https://publications.gc.ca/site/eng/9.817728/publication.html>
- Bralia, A., Sabatini, G. and Troja, F., 1979. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems: *Mineralium Deposita*, 14: 353–374.
<https://doi.org/10.1007/BF00206365>
- Brugger, J., Liu, W., Etschmann, B., Mei, Y., Sherman, D.M. and Testemale, D., 2016. A review of the coordination chemistry of hydrothermal systems, or do coordination changes make ore deposits? *Chemical Geology*, 447: 219–253.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.10.021>
- Cao, G.S., Zhang, Y., Zhao, H.T., Cheng, J.M., Hao, J.Y., Lei, J.Z., Song, S.L. and Wang, X., 2023. Trace element variations of pyrite in orogenic gold deposits: Constraints from big data and machine learning. *Ore Geology Review*, 157: 105447.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105447>
- Ciobanu, C.L., Cook, N.J., Utsunomiya, S., Kogagwa, M., Green, L., Gilbert, S. and Wade, B., 2012. Gold-telluride nanoparticles revealed in arsenic-free pyrite. *American Mineralogist*, 97(8–9): 1515–1518.
<http://dx.doi.org/10.2138/am.2012.4207>
- Clark, A.H., 1970. Copper zoning in pyrite from Cerro De Pasco, Perú: Further discussion. *American Mineralogist*, 55(3–4, Part 1): 525–527. Retrieved March 6, 2025 from https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/55/3-4_Part_1/525/540621/Copper-zoning-in-pyrite-from-Cerro-De-Pasco-Peru
- Cline, J.S., 2001. Timing of gold and arsenic sulfide mineral deposition at the Getchell Carlin-type gold deposit, north central Nevada. *Economic Geology*, 96(1): 75–89.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.1.75>
- Cook, N.J. and Chrysosoulis, S.L., 1990. Concentrations of invisible gold in the common sulfides. *The Canadian Mineralogist*, 28(1): 1–16. Retrieved March 6, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/mac/canmin/article-abstract/28/1/1/12149/Concentrations-of-invisible-gold-in-the-common>
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Meria, D., Silcock, D. and Wade, B., 2013. Arsenopyrite-pyrite association in an orogenic gold ore: Tracing mineralization history from textures and trace elements. *Economic Geology* 108(6): 1273–1283.
<http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.108.6.1273>
- Deditius, A.P., Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Chrysosoulis, S.L., Walshe, J. and Ewing, R.C., 2014. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 140: 644–670. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.05.045>
- Deditius, A.P., Utsunomiya, S., Renock, D., Ewing, R.C., Ramana, C.V., Becker, U. and Kesler, S.E., 2008. A proposed new type of arsenian pyrite: Composition, nanostructure and geological significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(12): 2919–2933.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2008.03.014>
- Dubosq, R., Lawley, J.M., Rogowitz, A., Schneider,

- D.A. and Jackson, S., 2018. Pyrite deformation and connections to gold mobility: Insight from micro-structural analysis and trace element mapping. *Lithos*, 310–311: 86–104. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2018.03.024>
- Einaudi, M.T., 1968. Copper zoning in pyrite from Cerro de Pasco, Peru. *American Mineralogist*, 53: 1748–1752. Retrieved March 6, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/53/9-10/1748/542518/Copper-zoning-in-pyrite-from-Cerro-de-Pasco-Peru>
- Feng, Y.Z., Zhang, Y., Xie, Y.L., Shao, Y.J. and Lai, C.K., 2020. Pyrite geochemistry and metallogenic implications of Gutaishan Au deposit in Jiangnan Orogen, South China. *Ore Geology Review*, 117: 103298. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103298>
- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Lentz, D. and Ullah, M., 2025. Constraining Ore-Forming Processes Using Magnetite-Titanomagnetite Chemistry: A Case Study of the Mamuniyeh Cu Mineralization System, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc. *Journal of Economic Geology*, 17(1): 1–32. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1125>
- Goudarzi, M., Zamanian, H. and Klötzli, U., 2024a. Geochemistry, petrography, and tectono-magmatic setting of Eocene volcanic lavas in the south of Mamuniyeh, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Markazi Province, Iran. *Petrological Journal*, 15(1): 85–116. <https://doi.org/10.22108/ijp.2024.139861.1315>
- Goudarzi, M., Zamanian, H. and Klötzli, U., 2024b. Copper mineralization pattern based on mineralogy, alteration, geochemistry of intrusive rocks and fluid inclusion in the south of Mamuniyeh, middle part of Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 34(3): 35–62. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.424348.2122>
- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Lentz, D. and Ullah, M., 2024c. Genesis of the Mamuniyeh copper deposit in the central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran: Constraints from geology, geochemistry, fluid inclusions, and H–O–S isotopes. *Ore Geology Reviews*, 175: 106279. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106279>
- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U. and Ullah, M., 2024d. Evidence of boiling in ore-forming process based on quartz textures and fluid inclusions studies, a case study in Mamouniyeh Cu deposit, Iran, EGU General Assembly 2024, Vienna, Austria, 14–19 Apr 2024, EGU24-8552. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-8552>
- Gregory, D.D., Large, R.R., Bath, A.B., Steadman, J.A., Wu, S., Danyushevsky, L., Bull, S. W., Holden, P. and Ireland, T.R., 2016. Trace Element Content of Pyrite from the Kapai Slate, St. Ives Gold District, Western Australia. *Economic Geology*, 111(6): 1297–1320. <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.111.6.1297>
- Gregory, D.D., Large, R.R., Halpin, J.A., Baturina, E.L., Lyons, T.W., Wu, S., Danyushevsky, L., Sack, P.J., Chappaz, A., Maslennikov, V.V. and Bull, S.W., 2015. Trace element content of sedimentary pyrite in black shales. *Economic Geology*, 110(6): 1389–1410. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.6.1389>
- Huerta-Diaz, M.A. and Morse, J.W., 1992. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7): 2681–2702. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90353-K](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90353-K)
- Huston, D.L., Sie, S.H., Suter, G.F., Cooke, D.R. and Both, R.A., 1995. Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; part I, Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II, Selenium levels in pyrite; comparison with delta 34 S values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Economic Geology*, 90(5): 1167–1196. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.5.1167>
- Jansson, N.F. and Liu, W. 2020. Controls on cobalt and nickel distribution in hydrothermal sulphide deposits in Bergslagen, Sweden-constraints from solubility modelling. *GFF*, 142(2): 87–95. <http://dx.doi.org/10.1080/11035897.2020.1751270>
- Keith, M., Haase, K.M., Chivas, A.R. and Klemd, R., 2022. Phase separation and fluid mixing revealed by trace element signatures in pyrite from porphyry systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 329: 185–205. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2022.05.015>

- Keith, M., Smith, D.J., Jenkin, G.R.T., Holwell, D.A. and Dye, M.D., 2018. A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes. *Ore Geology Review*, 96: 269–282. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.07.023>
- Koglin, N., Frimmel, H.E., Minter, W.E.L. and Brätz, H., 2010. Trace-element characteristics of different pyrite types in Mesoarchaeon to Palaeoproterozoic placer deposits. *Mineralium Deposita*, 45: 259–280. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-009-0272-0>
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Large, R.R. and Zaw, K., 2017. Texture and chemistry of pyrite at Chah Zard epithermal gold-silver deposit, Iran. *Ore Geology Reviews*, 84: 80–101. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.002>
- Kusebauch, C., Oelze, M. and Gleeson, S.A., 2018. Partitioning of arsenic between hydrothermal fluid and pyrite during experimental siderite replacement. *Chemical Geology*, 500: 136–147. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.09.027>
- Large, R.R., Danyushevsky, L., Hollit, C., Maslennikov, V., Meffre, S., Gilbert, S., Bull, S., Scott, R., Emsbo, P., Thomas, H., Singh, B. and Foster, J., 2009. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: Implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Economic Geology*, 104(5): 635–668. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.104.5.635>
- Large, R.R., Halpin, J.A., Danyushevsky, L.V., Maslennikov, V.V., Bull, S.W., Long, J.A., Gregory, D.D., Lounejeva, E., Lyons, T.W., Sack, P.J., McGoldrick, P.J. and Calver, C.R., 2014. Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean–atmosphere evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 389: 209–220. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.020>
- Liang, J.-L., Sun, W.-D., Li, Y.-L., Zhu, S.-Y., Li, H., Liu, Y.-L. and Zhai, W., 2013. An XPS study on the valence states of arsenic in arsenian pyrite: Implications for the deposition mechanism of the Yang-shan Carlin-type gold deposit, western Qinling belt. *Journal of Asian Earth Science*, 62: 363–372. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.10.020>
- Liu, W., Migdisov, A. and Williams-Jones, A. 2012. The stability of aqueous nickel (II) chloride complexes in hydrothermal solutions: results of UV–Visible spectroscopic experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 94: 276–290. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.04.055>
- Loftus-Hills, G. and Solomon, M., 1967. Cobalt, nickel and selenium in sulfides as indicators of ore genesis. *Mineralium Deposita* 2(3): 228–242. <https://doi.org/10.1007/bf00201918>
- Martin, A.J., McDonald, I., Jamieson, J., Jenkin, G.R.T., McFall, K.A., Piercey, G., MacLeod, C.J. and Layne, G.D., 2022. Mineral-scale variation in the trace metal and sulfur isotope composition of pyrite: Implications for metal and sulfur sources in mafic VMS deposits. *Mineralium Deposita*, 57: 911–933. Retrieved March 6, 2025 from <https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00126-021-01080-1>
- Migdisov, A.A., Zevin, D. and Williams-Jones, A.E., 2011. An experimental study of cobalt (II) complexation in Cl- and H₂S-bearing hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(14): 4065–4079. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2011.05.003>
- Morse, J. W., Luther, G.W., 1999. Chemical influences on trace metal-sulfide interactions in anoxic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 19–20. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00258-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00258-6)
- Niu, S.D., Li, S.R., Santosh, M., Zhang, D.H., Li, Z.D., Shan, M.J., Lan, Y.X., Gao, D.R. and Zhao, W.B., 2016. Mineralogical and isotopic studies of base metal sulfides from the Jiawula Ag–Pb–Zn deposit, Inner Mongolia, NE China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115: 480–491. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.10.020>
- Nogol Sadat, A. and Houshmandzadeh, A., 1984. 1: 250,000 Geological map of Saveh. Geological Survey of Iran.
- Nouri, N., Azizi, H., Stern, R., Asahara, Y., Khodaparast, S., Madanipour, S. and Yamamoto, K. 2018. Zircon U–Pb dating, geochemistry and evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, central Iran: Partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation. *Lithos*, 314–315: 274–292. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.013>
- Pacevski, A., Libowitzky, E., Zivkovic, P.,

- Dimitrijevic, R. and Cvetkovic, L., 2008. Copper-bearing pyrite from the Coka Marin polymetallic deposit, Serbia: Mineral inclusions or true solid-solution? *The Canadian Mineralogist*, 46(1): 249–261.
<http://dx.doi.org/10.3749/canmin.46.1.249>
- Palenik, C.S., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S.E., Wang, L. and Ewing, R.C., 2004. "Invisible" gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. *American Mineralogist*, 89(10): 1359–1366.
<https://doi.org/10.2138/am-2004-1002>
- Palme, H. and O'Neill, H.S.C., 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition. *Treatise on Geochemistry*, 2: 1–38.
<http://dx.doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02177-0>
- Real, I.D., Thompson, J.F.H., Simon, A.C. and Reich, M., 2020. Geochemical and isotopic signature of pyrite as a proxy for fluid source and evolution in the Candelaria-Punta del Cobre iron oxide copper-gold district, Chile. *Economic Geology*, 115(7): 1493–1517.
<https://doi.org/10.5382/econgeo.4765>
- Reich, M., Deditius, A., Chrysosoulis, S., Li, J.W., Ma, C.Q., Parada, M.A., Barra, F. and Mittermayr, F., 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: a SIMS/EMP/trace element study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104: 42–62. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.11.006>
- Reich, M., Simon, A.C., Deditius, A., Barra, F., Chrysosoulis, S., Lagas, G., Tardani, D., Knipping, J., Bilerker, L., Sanchez-Alfaro, P., Roberts, M.P. and Munizaga, R., 2016. Trace element signature of pyrite from the Los Colorados Iron Oxide-Apatite (IOA) deposit, Chile: a missing link between Andean IOA and Iron Oxide Copper-Gold systems? *Economic Geology*, 111(3): 743–761. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.3.743>
- Rezaei Kahkhaei, M., Esmaili, D. and Francisco, C.G., 2014. Geochemical and isotopic (Nd and Sr) constraints on elucidating the origin of intrusions from northwest Saveh, Central Iran. *Geopersia*, 4(1): 103–123.
<https://doi.org/10.22059/jgeope.2014.51195>
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2014. Composition of the Continental Crust, Heinrich D. Holland and K.K. Turekian (Editors), *Treatise on Geochemistry* (Second Edition), Elsevier, V. 14, PP. 1–51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
- Saravanan Chinnasamy, S., Hazarika, P., Pal, D., Sen, R. and Govindaraj, G., 2021. Pyrite textures and trace element compositions from the granodiorite-hosted gold deposit at Jonnagiri, Eastern Dharwar Craton, India: Implications for gold mineralization processes. *Economic Geology*, 116(3): 559–579.
<http://dx.doi.org/10.5382/econgeo.4787>
- Song, K.R., Tang, L., Zhang, S.T., Santosh, M., Spencer, C.J., Zhao, Y., Li, H.X., Wang, L., Zhang, A.L. and Sun, Y.Q., 2019. Genesis of the Bianjiadayuan Pb–Zn polymetallic deposit, Inner Mongolia, China: Constraints from in-situ sulfur isotope and trace element geochemistry of pyrite. *Geoscience Frontiers*, 10(5): 1863–1877.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.004>
- Sykora, S., Cooke, D.R., Meffre, S., Stephanov, A.S., Gardner, K., Scott, R., Selley, D. and Harris, A.C., 2018. Evolution of Pyrite Trace Element Compositions from Porphyry-style and Epithermal Conditions at the Lihir Gold Deposit: Implications for Ore Genesis and Mineral Processing. *Economic Geology*, 113(1): 193–208.
<http://dx.doi.org/10.5382/econgeo.2018.4548>
- Tian, Y., Etschmann, B., Liu, W., Borg, S., Mei, Y., Testemale, D., O'Neill, B., Rae, D., Sherman, M., Ngothai, Y., Johannessen, B., Glover, C. and Brugger, J., 2012. Speciation of nickel (II) chloride complexes in hydrothermal fluids: in situ XAS study. *Chemical Geology*, 334: 345–363.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.010>
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T. and Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleo redox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, 232(1–2): 12–32.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wu, Y.-F., Fougereuse, D., Evans, K., Reddy, S.M., Saxey, D.W., Guagliardo, P. and Li, J.-W., 2019. Gold, arsenic, and copper zoning in pyrite: a record of fluid chemistry and growth kinetics. *Geology*, 47(7): 641–644.
<https://doi.org/10.1130/G46114.1>

- Yan, Y.T., Li, S.R., Jia, B.J., Zhang, N. and Yan, L.N., 2012. Composition Typomorphic Characteristics of Pyrite in Various Genetic Type Gold Deposits. *Advanced Materials Research*, 463-464: 25–29. (in Chinese with English abstract)
<https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/AMR.463-464.25>
- Yuan, Y.B., Yuan, S.D., Zhao, P.L. and Zhang, D.L., 2018. Properties and evolution of granitic magma in the Huangshaping polymetallic deposit, southern Hunan: their constraints to mineralization differences. *Acta Petrologica Sinica*. 34(9): 2565–2580. Retrieved March 6, 2025 from
<http://www.ysxb.ac.cn/en/article/id/5ff2d0bcbfedb51e1a6ae2dd>
- Zhang, J.K., Shao, Y.J., Liu, Z.F. and Chen, K., 2022. Sphalerite as a record of metallogenic information using multivariate statistical analysis: Constraints from trace element geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration*, 232: 106883.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2021.106883>
- Zhao, H.X., Frimmel, H.E., Jiang, S.Y. and Dai, B.Z., 2011. LA-ICP-MS trace element analysis of pyrite from the Xiaoqinling gold district, China: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 43(1): 142–153.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.07.006>
- Zhao, Y.H., Tian, H., Li, J., Chen, S.Y. and Zhao, J.N., 2022. Constraints on the genesis of the Laochang Pb–Zn ore, Gejiu district, Yunnan: evidence from sulfide trace element and isotope geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 150: 105162.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105162>
- Zhong, R., Brugger, J., Chen, Y. and Li, W. 2015. Contrasting regimes of Cu, Zn and Pb transport in ore-forming hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, 395: 154–164.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.12.008>
- Zhu, Z.Y., Cook, N., Yang, T., Ciobanu, C., Zhao, K.D. and Jiang, S.Y., 2016. Mapping of sulfur isotopes and trace elements in sulfides by LA-(MC)-ICP-MS: Potential analytical problems, improvements and implications. *Minerals*, 6(4): 110. <https://doi.org/10.3390/min6040110>