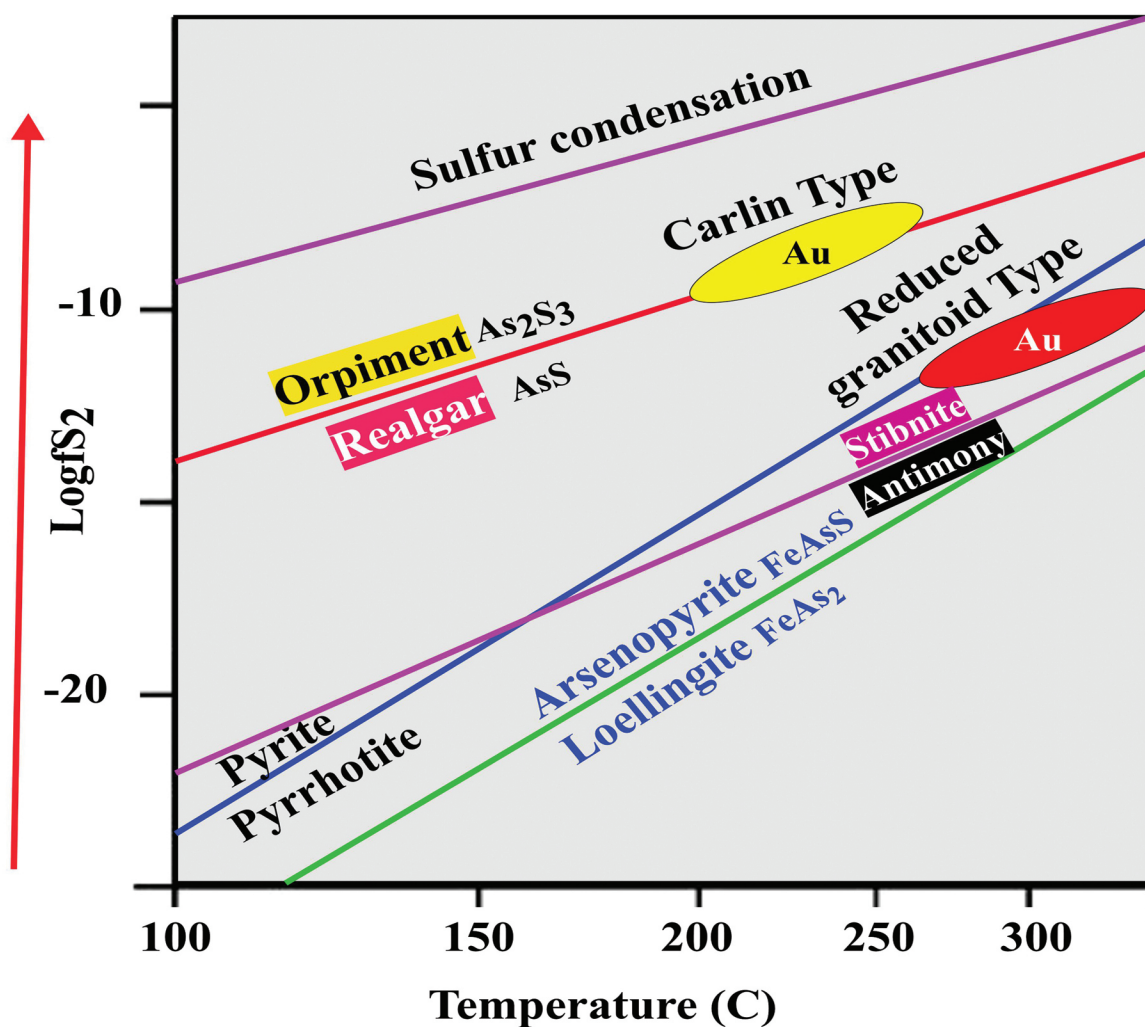


زمین شناسی اقتصادی





صاحب امتیاز

دانشگاه فردوسی مشهد

سر دبیر و مدیر مسئول

دکتر محمد حسن کریم پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

karimpur@um.ac.ir

هیأت تحریریه

دکتر محمد حسن کریم پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر چارلز استرن، استاد (دانشگاه کلرادو امریکا)

دکتر محمد حسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید احمد مظاهری، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر فرهاد بوذری، دانشیار پژوهشی (دانشگاه بریتیش کلمبیا)

دکتر امیر مرتضی عظیم زاده، پژوهشگر ارشد (دانشگاه تکنولوژی لولنو)

کارشناس اجرایی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

مدیر اجرایی

دکتر آزاده ملکزاده شفاوردی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار فارسی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

صفحه آرا

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

اطلاعات نشریه

شاپا چاپی: ۷۳۰۶-۲۰۰۸

شاپا الکترونیکی: ۵۸۶۵-۲۴۲۳

دوره انتشار: فصلنامه

پروانه انتشار

(وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی)

۱۳۸۸/۰۹/۰۲ - ۲۱۱۲۴

اعتبار علمی - پژوهشی

(کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور)

۱۳۸۹/۰۵/۰۹ - ۴۱۴۳

تماس با نشریه

آدرس پستی: ایران، مشهد، میدان آزادی، پردیس

دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، نشریه زمین‌شناسی

اقتصادی

کد پستی: ۹۱۷۷۹۴۸۹۷۳

پست الکترونیکی: econg@um.ac.ir

وبسایت: <https://econg.um.ac.ir>

تلفن: ۳۸۸۰۴۰۵۰ (۵۱) +۹۸

نمابر: ۳۸۸۰۷۳۵۲ (۵۱) +۹۸

نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به صورت فصلنامه، در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی و علوم وابسته، به زبان فارسی و با چکیده مبسوط انگلیسی منتشر می‌شود.

اهداف

- نشر مقاله‌های علمی
- گسترش پژوهش و ارتقای دانش زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی
- نشر آخرین دستاوردهای علمی پژوهشگران دانشگاه‌ها و مؤسسه‌های علمی در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی و علوم مرتبط با آن

زمینه‌های موضوعی

- زمین‌شناسی اقتصادی
- اکتشافات ژئوشیمیایی
- اکتشافات ژئوفیزیکی
- سنجش از دور و اکتشاف منابع معدنی
- زمین‌شناسی محیط زیست

بانک‌ها و نمایه‌نامه‌ها



با سلام

مواد معدنی در ادوار گذشته همواره نقشی مهم و اساسی در زندگی انسان ایفا کرده است. میزان و نوع استفاده از مواد معدنی در تقسیمات زمانی، رابطه‌ای مستقیم با دانایی انسان‌ها داشته است. امروزه مواد معدنی و معادن، جایگاه ویژه‌ای در اشتغال، اقتصاد، صنعت و استقلال کشورها دارند. پایدارترین اشتغال و درآمد مربوط به بخش معدن است. برای مثال، معدن مس پورفیری بینگام واقع در ایالت یوتای امریکا، از ۱۰۴ سال قبل تاکنون در حال بهره‌برداری است و حدود چهار نسل در این معدن شاغل بوده‌اند. معدن یادشده نقشی مهم در تولید مس و اقتصاد امریکا در طول تمامی این سال‌ها داشته است. کشورهای توسعه‌یافته، برنامه‌های ویژه و توجه جدی به اکتشاف و استخراج مواد معدنی دارند؛ از جمله می‌توان کشورهای استرالیا، کانادا، امریکا و چین را نام برد.

زمین‌شناسان اقتصادی و رشته‌های مرتبط، مسئولیت شناسایی، اکتشاف و مدیریت ذخایر معدنی را در کشورهای توسعه‌یافته برعهده دارند. موفقیت در کشف ذخایر معدنی، مرهون زمین‌شناسان اقتصادی باتجربه، کارآمد، ماهر و برخوردار از آخرین یافته‌های دانش زمین‌شناسی اقتصادی است. با نگاهی به گذشته، می‌توان دریافت که ایرانی‌ها در کشف و ذوب فلزات، دارای تاریخچه درخشان و با قدمت چندین هزار ساله‌اند. نخستین آلایژ (برنز) توسط ایرانی‌ها اختراع شد. بنابراین، ایران در زمینه کشف مواد معدنی، مهد دانایی، استعداد، توانمندی و تلاش بوده و انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران با توجه به توانایی بسیار ارزشمند و بالای کشور در خصوص مواد معدنی، تلاش خواهد کرد تا از طریق آموزش، پژوهش‌ها و اصلاحات قانونی، بهترین جایگاه در کشف ذخایر معدنی را برای کشور مهیا سازد.

انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران مصمم است با همدلی و تلاش اساتید، پژوهشگران، دانشجویان و دستگاه‌های اجرایی مرتبط با برنامه‌ریزی، گام‌های مهمی در راستای تحقق جایگاه مناسب اکتشاف ذخایر معدنی در کشور را فراهم کند. موارد زیر در دستور کار انجمن قرار گرفته است:

- ۱) هدفمند کردن تحقیقات و پژوهش‌ها در زمین‌شناسی اقتصادی (اکتشافات ذخایر معدنی). با توجه به توانایی و شرایط زمین‌شناسی و اولویت‌های تحقیقاتی - اکتشافی در خصوص اکتشاف ذخایر معدنی در مناطق مختلف کشور، این امر با مشارکت اساتید، پژوهشگران و دستگاه‌های اجرایی محقق خواهد شد. اساتید، پژوهشگران، دانشجویان دکتری و کارشناسی ارشد دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی، مجری طرح‌های مزبور خواهند شد. در خصوص تعیین اولویت‌ها، مؤلفه‌های متعددی مورد توجه قرار خواهد گرفت: ۱- تأمین مواد اولیه برای توسعه صنعت کشور، ۲- توسعه اشتغال در مناطق کم‌برخوردار با کشف ذخایر معدنی، ۳- تأمین مواد اولیه برای مصالح سبک و عایق‌های حرارتی با توجه به افزایش نرخ انرژی، ۴- افزایش سهم صادرات مواد معدنی با تأکید بر ارزش افزوده، ۵- توجه جدی به مسایل زیست‌محیطی اکتشاف و استخراج معادن، ۶- نوآوری در دانش و فناوری اکتشاف، ۷- اکتشاف مواد راهبردی و ۸- سایر مؤلفه‌ها.

۲) رصد کردن آموزش و تحقیقات زمین‌شناسی اقتصادی در کشورهای توسعه‌یافته و بومی‌سازی و به‌روز رسانی آموزش و پژوهش زمین‌شناسی اقتصادی در ایران.

۳) خوشبختانه نشریه زمین‌شناسی اقتصادی با کسب مجوز علمی-پژوهشی، زمینه چاپ تحقیقات و پژوهش‌های زمین‌شناسی اقتصادی در کشور را فراهم کرده است. با عنایت به این مهم که نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، نمادی از متخصصان زمین‌شناسی اقتصادی ایران است؛ لذا از تمامی اساتید، پژوهشگران و دانشجویان دکتری درخواست می‌شود بهترین مقاله‌های علمی-پژوهشی خود را برای چاپ در این مجله ارسال نمایند.

۴) برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

- ترکیب شیمیایی پیریت‌های گرمایی، شاخصی برای تفسیر فرایندهای کانه‌ساز: بررسی موردی کانسار مس مأمونیه،
 ۱ کمان ماگمایی ارومیه- دختر
 محمد گودرزی، حسن زمانیان، اورس کلوتزلی، ماتی یولله
- تفکیک زون‌های دگرسانی با استفاده از تصاویر سنجش از دور و ماشین بردار پشتیبان، بررسی موردی: ناحیه
 ۲۷ زگلک، زون متالوژنی ارسباران، شمال غرب ایران
 حبیب اله‌بازدار، علی امامعلی‌پور
- مروری بر ذخایر، زمین‌شیمی، اکتشاف استخراج، فراوری و کاربرد لیتیوم با نگرشی بر خودروهای برقی
 ۴۹ محمدحسن کریم‌پور، بهاره بروزی‌نیت
- پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی در سنگ‌های نفوذی آلموقولاق با استفاده از شیمی زیرکن؛ بخش مرکزی زون
 ۹۱ سنندج- سیرجان
 فاطمه سرجوقیان، کوثر الله ویسی، حسین عزیزی
- مدل‌سازی فرکتالی و سه‌بعدی کانی‌سازی در محدوده معدنی گاریجگان، شرق ایران
 ۱۲۳ هادی علی‌نیا، محمد مهدی خطیب، محمدحسین زرین‌کوب، مجید کوهستانیان
- کانه‌زایی اپی‌ترمال طلای نوع سولفیداسیون پایین در کانسار تیکمه‌داش ۲ (جنوب‌شرق بستان‌آباد): شواهد
 ۱۴۷ زمین‌شناسی، کانه‌زایی، زمین‌شیمی و میان‌بارهای سیال
 حمید هاشم‌پور، حسین کوهستانی، میر علی اصغر مختاری، غفور علوی



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

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۱۸

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۱۲/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۲۵

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.

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 - گرمابی وجود دارد (Reich et al., 2013; Deditius et al., 2014; Dubosq et al., 2018). 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 گرمابی 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:

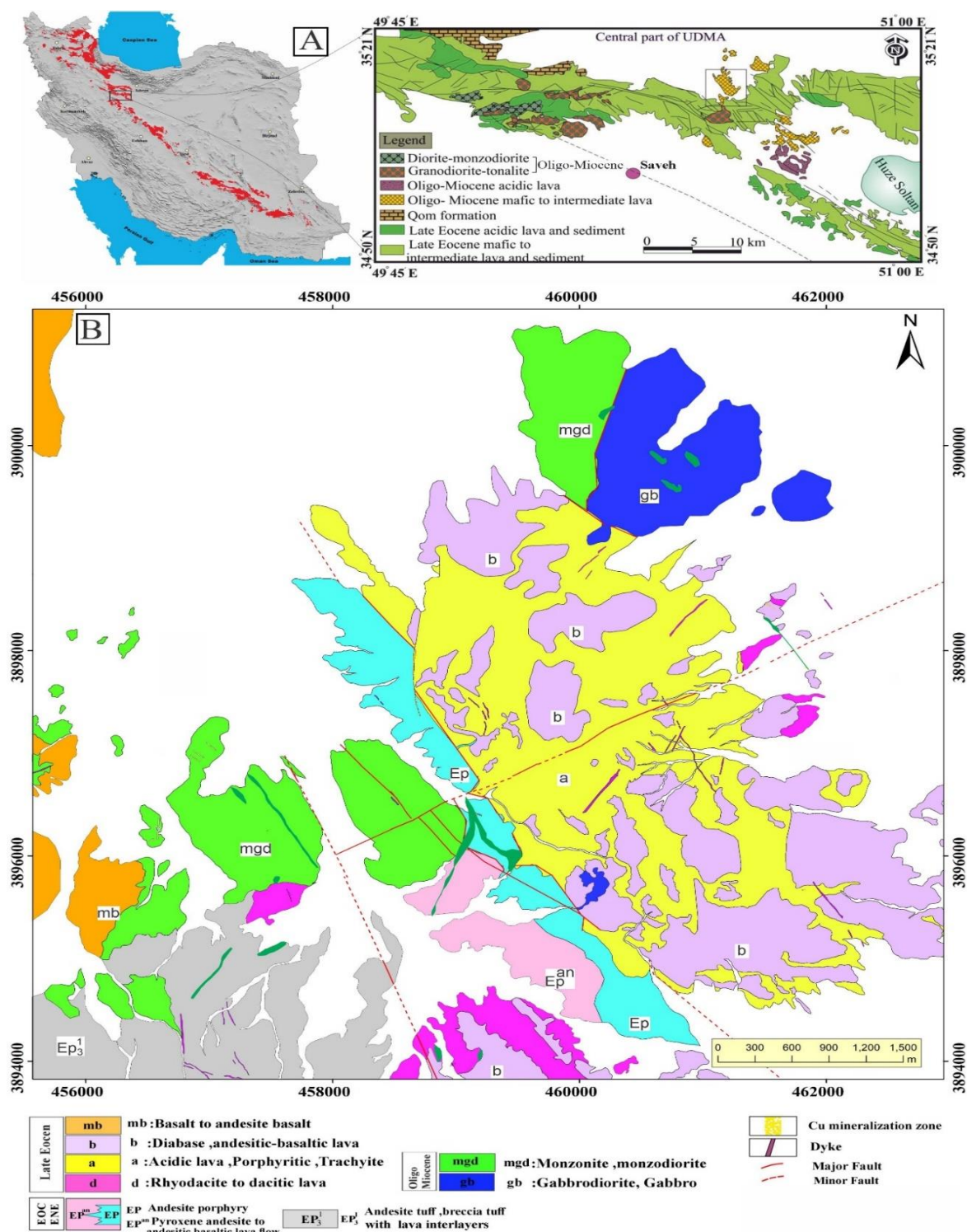
(۱) محلول - جامد مشارکت در شبکه کانی (Huston et al., 1995; Reich et al., 2013).

(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., 2009; Cook et al., 2013; Agangi et al., 2014). 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 راست‌گرد 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 رخدادهای 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 ($Qz+Ccp+Hem\pm Py\pm Bor$):

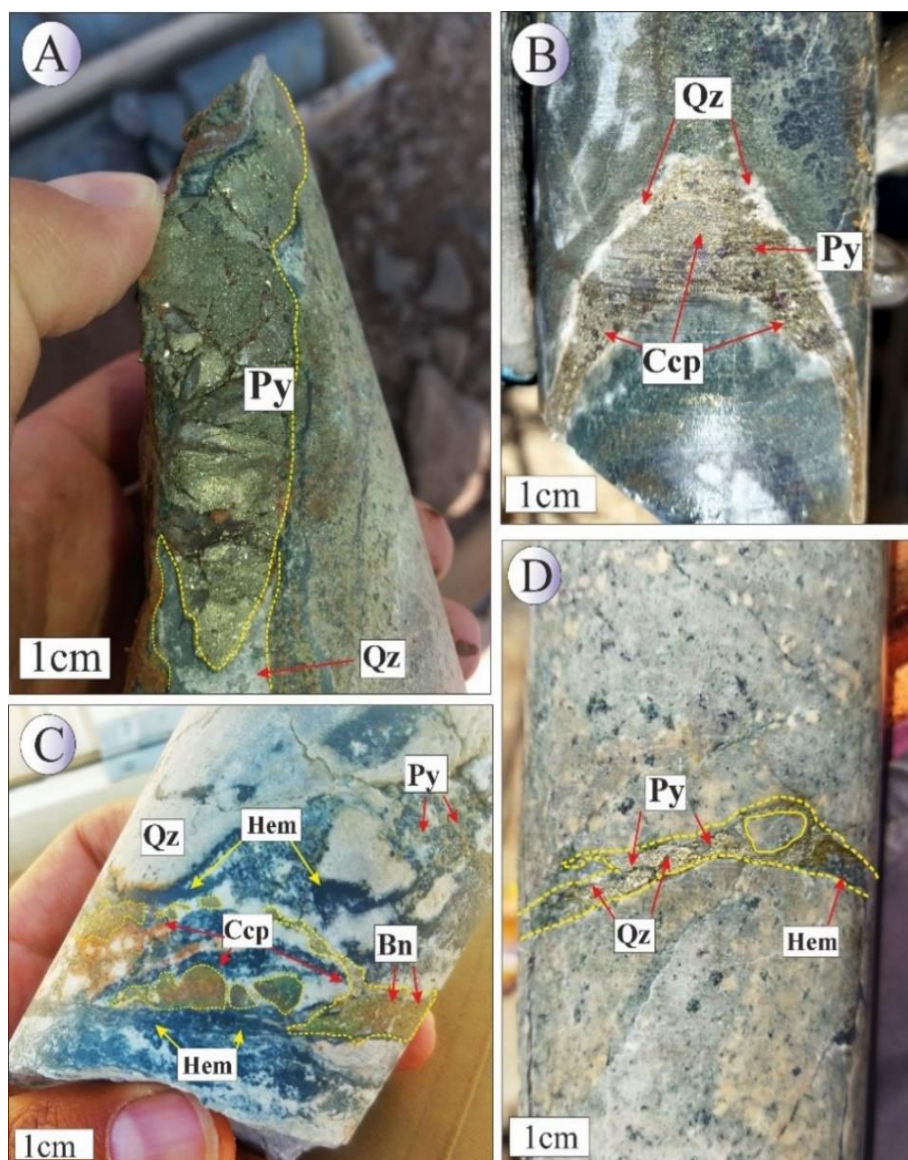
فراوان‌ترین نوع رگه در منطقه مورد بررسی است. ضخامت آن از ۰/۵ تا ۵ سانتی‌متر متغیر است و اغلب شامل ۴۰ درصد کالکوپیریت، ۳۰ درصد هماتیت اسپیکولار، ۱۰ درصد پیریت، ۵ درصد بورنیت و حدود ۱۵ درصد کوارتز است. پیریت با کالکوپیریت به صورت بلورهای مکعبی خوش‌وجه کمتر با اندازه‌های ۱ تا ۵ میلی‌متر به صورت پراکنده / 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

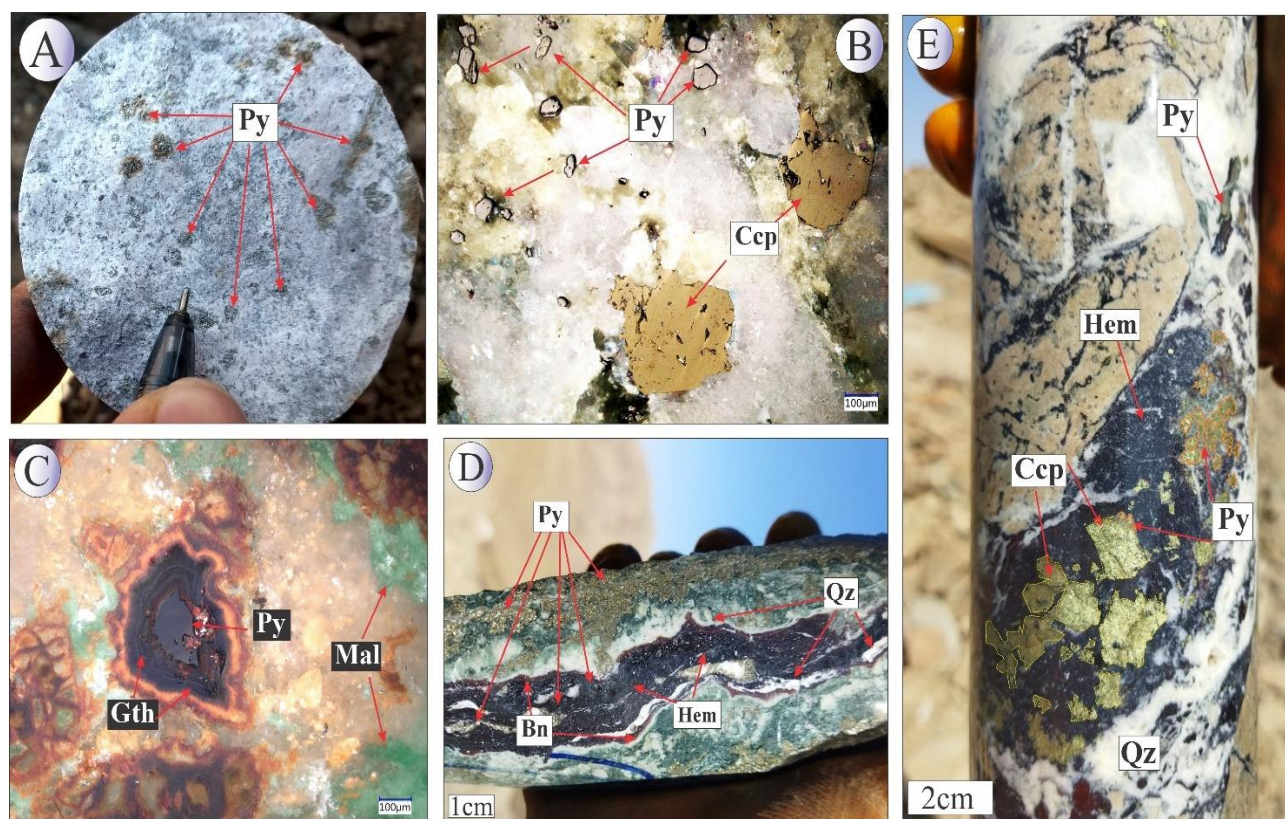
تحقیقات لیتوسفر دانشگاه وین اتریش مورد بررسی قرار گرفتند.

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).

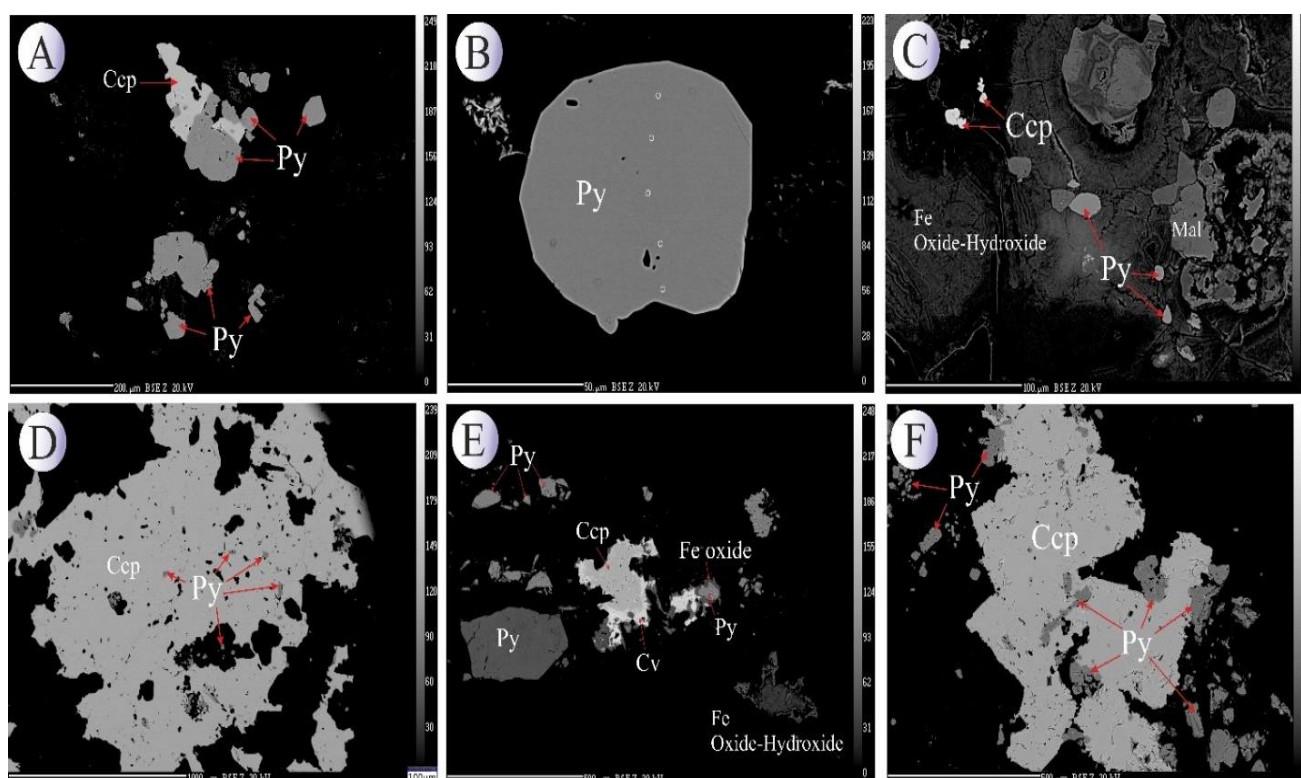
نتایج

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 گرمایی 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 گرمایی 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

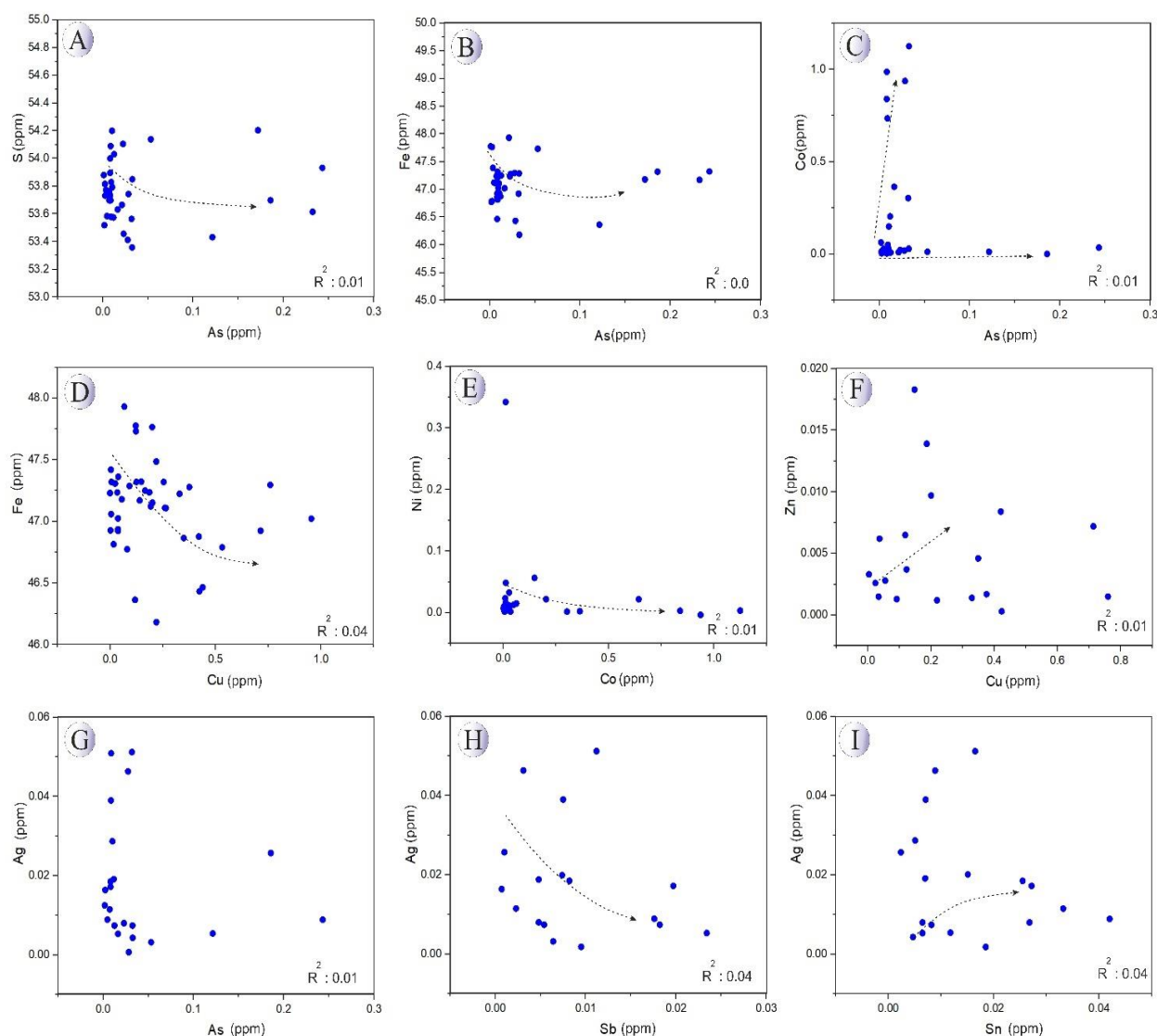
n.d. = Not detected

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

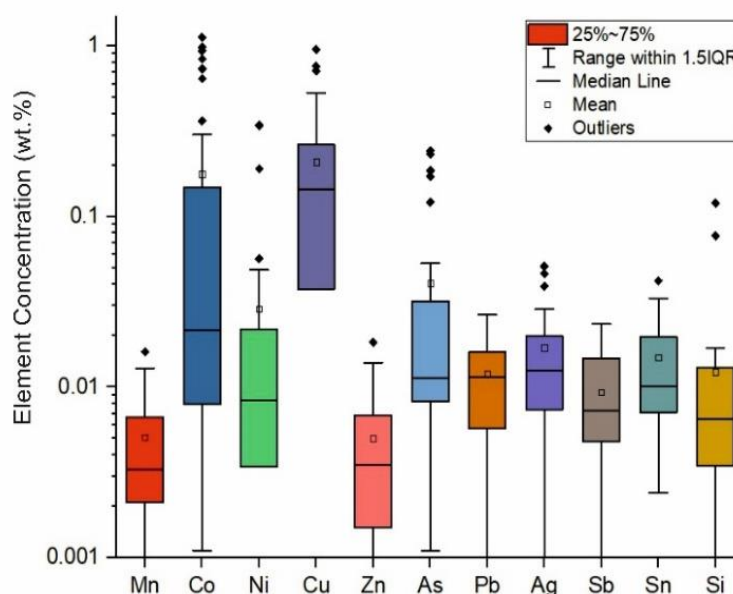
نقره با افزایش میزان قلع روندی افزایش نشان می‌دهد. نمودار جعبه‌ای پراکنده عناصر کمیاب در ترکیب پیریت‌های مأمونیه در **شکل ۶** نشان‌داده شده است.

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).

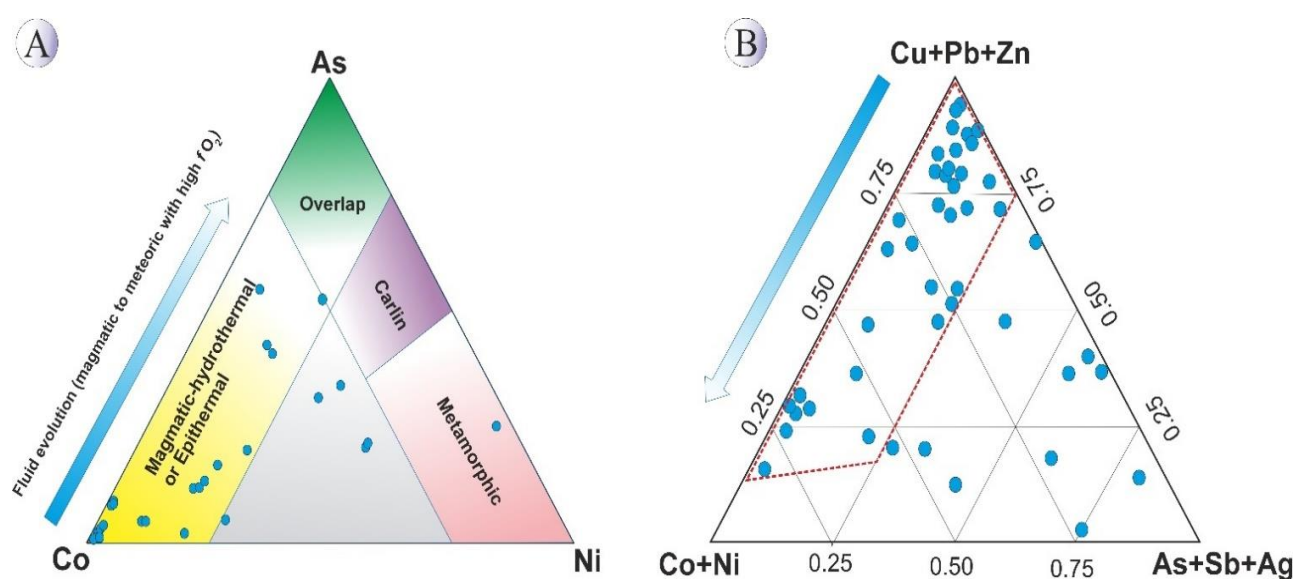
مجموعه عناصر Co-Ni-As در پیریت ارتباط نزدیکی با مدل ژنتیکی و فرایندهای زمین‌شناسی کانسار دارد (Loftus-Hills and Solomon, 1967; Yan et al., 2012). ترسیم داده‌های کبالت، نیکل و آرسنیک بر اساس نمودارهای شکل ۷ (Yan et al., 2012) می‌شوند.

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).

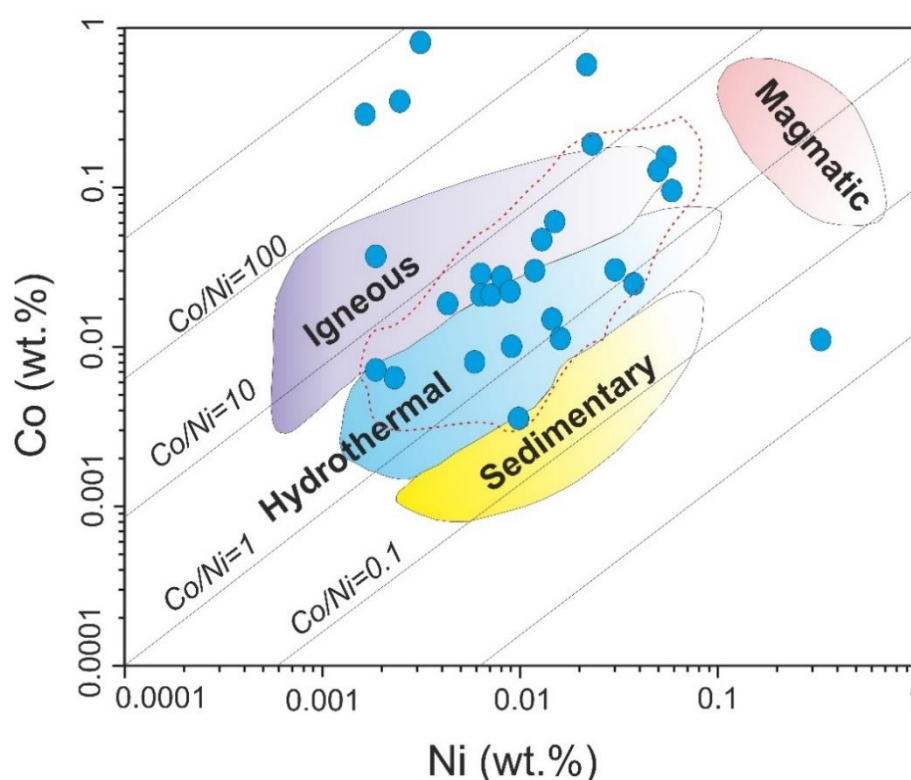
به نظر می‌رسد که نیکل دارای حد حلالیت ۱۰ mol% NiS₂ در ساختار پیریت باشد؛ در حالی که عنصر Co می‌تواند در دماهای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد به قابلیت اختلاط کامل در پیریت برسد (Abraitis et al., 2004). این وابستگی دمایی باعث شده است که غلظت Co پیریت بتواند به عنوان یک زمین‌دماسنج مفید عمل کند (Zhao et 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 (Bralia et al., 1979; Zhao et al., 2011; 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 گرمایی معمولاً نسبت Co/Ni بالاتری دارند (Large et al., 2009; Gregory et al., 2015). نسبت‌های Co/Ni بین ۱ تا ۱۰ مشخصه ذخایر ماگمایی-گرمایی 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-گرمایی 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 گرمایی استفاده شده است؛ زیرا هر دو عنصر میل ترکیبی برابری دارند و نسبت آنها در سیالات گرمایی 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-گرمایی 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 گوتیت 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 تحول‌داشته 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/EMPA 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>



RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2025.1138



Separation of alteration zones using remote sensing images and support vector machines, case study: Zaglic area, Arasbaran metallogenic zone, NW Iran

Habibollah Bazdar¹ , Ali Imamalipour^{2*} ¹ Ph.D. Student, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Urmia University, Urmia, Iran² Associate Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Urmia University, Urmia, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 01 January 2025
Revised: 11 May 2025
Accepted: 17 May 2025

Keywords

Separation of alteration zones
support vector machine
remote sensing
porphyry deposits
Arasbaran metallogenic zone

ABSTRACT

The separation of alteration zones plays a significant role in the exploration of porphyry copper-epithermal gold deposits and is one of the key issues in the exploration operations of these deposits. In the general exploration stage and in the large-scale exploration stage of these deposits, one of the most important guides for determining suitable areas for exploratory drilling in the detailed exploration stage is the recognition and separation of alteration zones. In this study, alteration zones have been separated using satellite images and support vector machine. The study area is the Zaglic area near the city of Ahar, located in East Azerbaijan province. The images obtained from the satellite were digitized for modeling using a support vector machine and four classes were determined for data classification, namely "silica vein", "argillic", "propylitic" and "stockwork". After data preparation, the data were classified into four defined classes using a support vector machine and the accuracy of the model in correctly classifying the data was calculated to be 90.24 percent. Finally, alteration map was drawn with the predicted data and compared with the previously collected map, which showed the appropriate performance of the model.

*Corresponding author

Ali Imamalipour

✉ a.imamalipour@urmia.ac.ir

How to cite this article

Bazdar, H. and Imamalipour, A., 2025. Separation of alteration zones using remote sensing images and support vector machines, case study: Zaglic area, Arasbaran metallogenic zone, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 17(2): 27–48. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1138>



©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

Studies of the alteration of host rocks are one of the appropriate guides in the exploration of hydrothermal deposits, including porphyry deposits. In porphyry systems, alterations are usually observed that can be referred to as potassic, phyllic, advanced argillic and propylitic alterations. These alterations provide a very suitable exploration prospect for determining the location of the deposit. Potassic alteration is usually accompanied by mineralization. Therefore, by separating potassic alteration, areas with high mineralization potential can be distinguished. In this study, alteration zones are predicted using data obtained from ASTER satellite images and intelligent support vector machine modeling. The Zaglic region, as the study area of this study, is located in the Arasbaran metallogenic zone in northwest Iran. This area is located at coordinates 20°26'38"N and 59°20'47"E, 25 km southeast of Ahar city and 5 km north of Naqduz Village in East Azerbaijan Province.

Materials and methods

In this study, satellite data obtained from the ASTER and the alteration map of the area were used to build an intelligent model. ASTER provides high-resolution satellite images of the Earth in 14 different bands of the electromagnetic spectrum in the visible to thermal infrared range. The resolution of ASTER images is ranges from 15 to 90 meters. ASTER bands were downloaded in the desired area through the relevant website (<https://earthexplorer.usgs.gov>). This website provides ASTER images in different areas for free. Of course, the downloaded data format is HDF, but we need the bands in numerical form to use the data. For this reason, the data were corrected and processed using ENVI version 5.6 software. Initially, radiometric and atmospheric corrections were made to the data. Then, the band data were obtained digitally through ENVI software and the file was extracted through the desired area tool and saved in Excel format. The resulting Excel file was such that 90-meter square grids were defined on the ground and the numerical value of each band was represented the numerical intensity of the absorbed reflection of the desired band at that point (center of

the square). Therefore, the input to the model was the numerical ASTER bands and the output of the model was the type of alteration at that point. The type of alteration was extracted from the alteration map of the desired area.

Results

The most important parameter among the parameters of a support vector machine is the choice of kernel. Here we use the RBF kernel function in modeling because this function has a good ability to analyze high-dimensional data. On the other hand, for implementation, it requires setting two parameters; one is C (penalty parameter) and the other is λ which determines the width of the kernel function. The division of the number of training and test data is such that 80% of the data is considered for the training dataset and the remaining data is considered as the test dataset. This ratio was also optimized by keeping other parameters constant and changing the percentage of data in the training and test datasets and the value was determined to be 80%. After dividing the dataset into two sets of training and testing data, it is time to determine the two parameters λ and C. By considering the value of λ as a constant, we find the optimal value of C. According to the obtained values, the value of the parameter C was considered to be 2. The value of epsilon was also determined by trial and error to be 10^{-7} . The value of λ was optimized by using different values and running the model, and its value was determined to be 1. Finally, by optimizing the required parameters, the best value obtained for modeling was an accuracy of 90.24%. After determining the optimized parameters of the support vector machine, modeling was performed using the data and the output map was drawn based on the prediction of the type of alteration in the study area. Also additionally, in order to compare with the existing alteration map of the study area, the predicted map was implemented on the alteration map of the area.

Discussion

As mentioned above, by optimizing the model, we achieved a resolution accuracy of 90.24%, which is adequate for modeling that only uses satellite images to separate alterations. Finally, the alteration map of the region was drawn using the model output based on the prediction of the alteration type of each point.

According to the results obtained, the following are suggested:

- The obtained model is capable of separating alterations and rock units and it is recommended to use it in similar studies.
- It is recommended to use data from other satellites and compare it with the results obtained from the ASTER data.
- In order to conduct comparative research, classification should be performed with other intelligent methods.

- In addition to the alteration type, the amount of elements using geochemical data can also be considered as an output and modeling can be performed.

Acknowledgements

We sincerely thank the editor and reviewers of the Journal of Economic Geology for their useful and valuable comments.



تفکیک زون‌های دگرسانی با استفاده از تصاویر سنجش از دور و ماشین بردار پشتیبان، بررسی موردی: ناحیه زگلک، زون متالوژنی ارسباران، شمال غرب ایران

حبیب‌اله بازدار^۱، علی امامعلی‌پور^{۲*}

^۱ دانشجوی دکتری، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۲ دانشیار، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

چکیده

تفکیک مناطق دگرسانی در اکتشاف کانسارهای مس پورفیری-طلائی اپی ترمالی نقش به سزایی دارد و یکی از موارد کلیدی در عملیات اکتشاف این کانسارهاست. در مرحله اکتشاف عمومی و در مقیاس وسیع اکتشافی این کانسارها، یکی از مهم‌ترین راهنماها برای تعیین مناطق مناسب جهت حفاری اکتشافی در مرحله اکتشاف تفصیلی، شناخت و تفکیک مناطق دگرسانی است. در این پژوهش با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و یک مدل هوشمند توسط ماشین بردار پشتیبان، مناطق دگرسانی تفکیک شده است. منطقه مورد بررسی ناحیه زگلک در نزدیکی شهر اهر واقع در استان آذربایجان شرقی است. تصاویر به دست آمده از ماهواره برای مدل‌سازی با استفاده از ماشین بردار پشتیبان، رقومی شده و چهار رده برای طبقه‌بندی داده‌ها با نام‌های رگه سیلیسی، آرژیلیک، پروپلیتیک و استوک ورک تعیین شد. بعد از آماده‌سازی داده‌ها با استفاده از ماشین بردار پشتیبان، داده‌ها در چهار رده تعریف شده طبقه‌بندی شد و دقت مدل در طبقه‌بندی صحیح داده‌ها ۹۴/۲۴ درصد محاسبه شد. در نهایت، نقشه دگرسانی محدوده با داده‌های پیش‌بینی شده ترسیم و با نقشه برداشت‌شده قبلی مقایسه شد که عملکرد مناسب مدل را نشان می‌داد.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۰/۱۲
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۲/۲۱
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۲۷

واژه‌های کلیدی

تفکیک مناطق دگرسانی
ماشین بردار پشتیبان
سنجش از دور
کانسارهای پورفیری
زون متالوژنی ارسباران

نویسنده مسئول

علی امامعلی‌پور

a.imamalipour@urmia.ac.ir

استناد به این مقاله

بازدار، حبیب‌اله و امامعلی‌پور، علی، ۱۴۰۴. تفکیک زون‌های دگرسانی با استفاده از تصاویر سنجش از دور و ماشین بردار پشتیبان، بررسی موردی: ناحیه زگلک، زون متالوژنی ارسباران، شمال غرب ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۲): ۲۷-۴۸. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1138>

مقدمه

بررسی‌های دگرسانی سنگ‌های درون‌گیر یکی از راهنماهای مناسب در اکتشاف ذخایر گرمابی، از جمله ذخایر پورفیری و کانی‌زایی‌های همراه از جمله کانسارهای اپی‌ترمال است. در این نوع ذخایر، به طور معمول دگرسانی‌هایی مشاهده می‌شود که می‌توان به دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، آرژلیک پیشرفته و پروپلیتیک اشاره کرد. این دگرسانی‌ها چشم‌انداز اکتشافی بسیار مناسبی برای تعیین مختصات کانسار ارائه می‌دهند. دگرسانی پتاسیک به طور معمول با کانه‌زایی همراه است؛ بنابراین با تفکیک و جداسازی دگرسانی پتاسیک، می‌توان مناطق با پتانسیل کانه‌زایی بالا را تفکیک کرد.

بررسی‌های دگرسانی به طور مرسوم و سنتی با استفاده از کانی‌شناسی سنگ‌های ناحیه مورد بررسی به صورت سطحی و عمیق با استفاده از تجزیه نمونه‌ها انجام می‌شود که می‌توان به پژوهش‌های مهوری و همکاران (Mehvari et al., 2010)، امامعلی‌پور و همکاران (Imamalipour et al., 2011)، تقی‌پور و مکی‌زاده (Taghipour and Mackizadeh, 2011)، یوسفی و مرادیان (Yousefi and Moradian, 2012)، حسینی دینانی و همکاران (Hosseini Dinani et al., 2012)، رجب‌زاده و اسماعیلی (Rajabzadeh and Esmaeili, 2013)، معانی‌جو و مستقیم (Maanijou and Mostaghimi, 2014)، علیخانی و همکاران (Alikhani et al., 2014)، مهرابی و همکاران (Mehrabi et al., 2014)، زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2015)، کمیلی و همکاران (Komeili et al., 2017)، هاشمیان و همکاران (Hashemian et al., 2019)، بومری و همکاران (Boomeri et al., 2019)، مهرابی و همکاران (Mehrabi et al., 2021)، رمضان‌ی و همکاران (Ramezani et al., 2021)، زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2022) و حشمت‌نیا و همکاران (Heshmatnia et al., 2022) اشاره کرد. به طور معمول در این نوع بررسی‌ها، پس از اینکه نمونه‌ها تجزیه و کانی‌ها و عناصر

شاخص مشخص شد، بر اساس کانی‌های شاخص، زون دگرسانی تعیین می‌شود.

استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و تجزیه آنها نیز از روش‌های مرسوم تفکیک دگرسانی مرتبط با کانسارهای گرمابی است که در این زمینه می‌توان به پژوهش‌های مظلومی بجستانی و رسا (Mazloumi Bajestani and Rasa, 2010)، عبدی و کریم‌پور (Abdi and Karimpour, 2012)، کشکویی جهرمی و قشقایی (Kashkoei Jahroomi and Qishlaqi, 2016)، عزتی و همکاران (Ezzati et al., 2016)، ریاحی و همکاران (Riahi et al., 2017) اشاره کرد. در این بررسی‌ها، معمولاً تجزیه تصاویر ماهواره‌ای به صورت بصری انجام می‌شود. با استفاده از تصحیحات و روش‌های آشکارسازی مانند نسبت بانندی، نوعی از دگرسانی آشکارسازی شده و با رنگ به خصوص مشخص می‌شود.

در سالیان اخیر، تفکیک دگرسانی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و روش‌های هوشمند نیز انجام شده است که می‌توان به پژوهش‌های عثمان و گلوگن (Othman and Gloaguen, 2014)، استفاده از طبقه‌بندی ماشین بردار پشتیبان، نقشه زمین‌شناسی افیولیت موات واقع در شمال‌شرق عراق، بازی و ملگانی (Bazi and Melgani, 2006)، استفاده از ماشین بردار پشتیبان، تقسیم‌بندی تصاویر سنجش از راه دور، براون و همکاران (Brown et al., 2000)، الگوریتم مدل‌سازی ترکیبی و نیز ماشین بردار پشتیبان را برای طبقه‌بندی داده‌های سنجش از راه دور، هوانگ و همکاران (Huang et al., 2002)، استفاده از داده‌های تصاویر ماهواره‌ای و روش طبقه‌بندی ماشین بردار پشتیبان، کراکل و ریدینگ (Cracknell and Reading, 2013)، تفکیک لیتولوژیکی با روش‌های ماشین بردار پشتیبان و نیز جنگل تصادفی، فودی و ماتور (Foody and Mathur, 2004)، طبقه‌بندی عکس‌های هوایی با استفاده از ماشین بردار پشتیبان، گالتیری و کرامپ (Gualtieri and Crompt, 1999)، طبقه‌بندی داده‌های طیفی به دست آمده از ماهواره با روش ماشین بردار پشتیبان، گاسمی و همکاران (Gasmi et al., 2016)، تهیه نقشه زمین‌شناسی با ماشین بردار

در این پژوهش، با استفاده از داده‌های به دست آمده از تصاویر ماهواره ای **استر** و مدل‌سازی هوشمند ماشین بردار پشتیبان، زون‌های دگرسانی پیش‌بینی می‌شوند. منطقه زگلک به عنوان منطقه مورد بررسی این پژوهش، در پهنه فلزایی ارسباران در شمال غرب ایران واقع شده است. این محدوده با مختصات $25^{\circ} 00'$ شمال غربی تا $38^{\circ} 26' 30''$ عرض شمالی و $47^{\circ} 20' 00''$ تا $47^{\circ} 23' 00''$ طول شرقی در 25 کیلومتری جنوب شرقی شهرستان اهر و در 5 کیلومتری شمال روستای نقدوز در استان آذربایجان شرقی قرار دارد.

کارهای مشابه پژوهش‌های بیان‌شده در مورد کاربرد روش‌های هوش مصنوعی با داده‌های دورسنجی، در منابع زیر نیز انجام شده است:

(Melgani and Bruzzone, 2004; Pal, 2005; Kovacevic et al., 2009; Cracknell and Reading, 2014; Khodadadzadeh et al., 2014; Pournamdari and Hashim, 2014; He et al., 2015; Harvey and Fotopoulos, 2016; Ge et al., 2018).

روش مطالعه

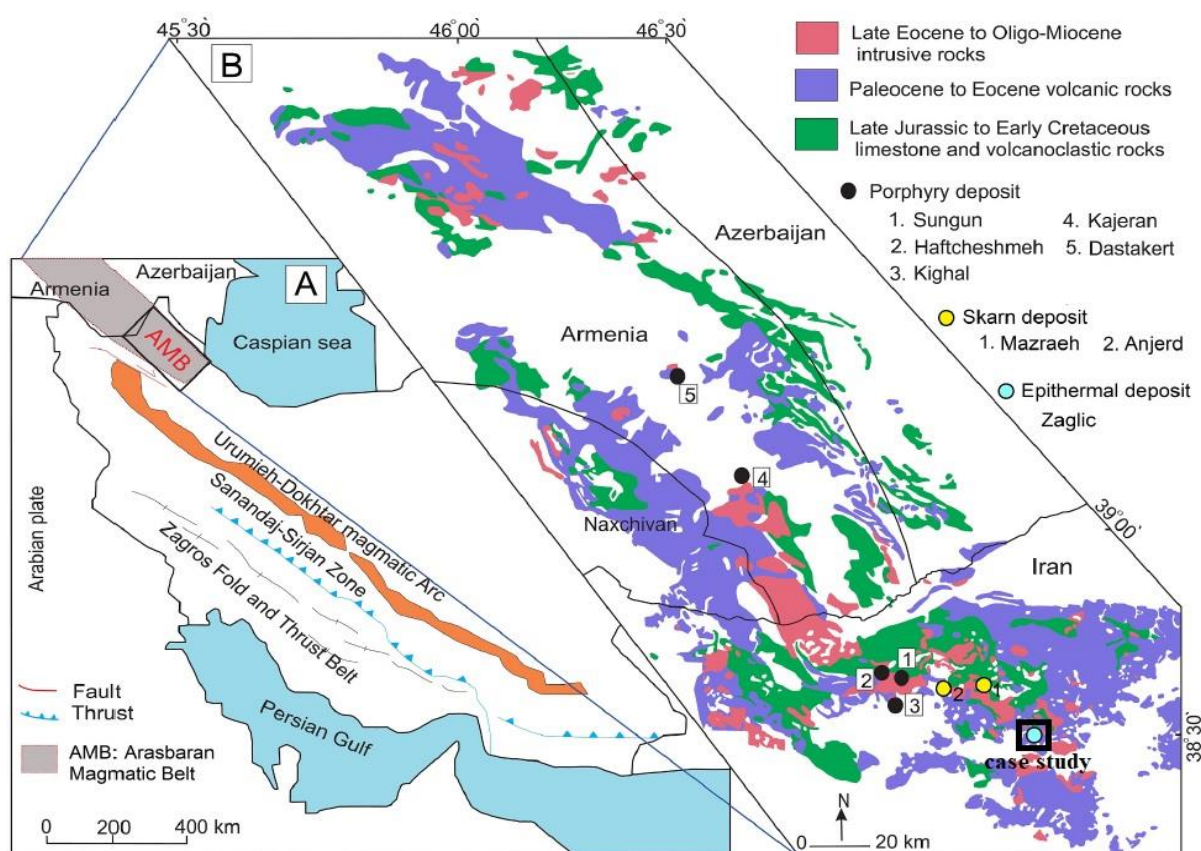
زمین‌شناسی منطقه ارسباران

ناحیه ارسباران در شمال غرب ایران و در استان‌های آذربایجان شرقی و اردبیل با وسعت تقریبی 22255 کیلومترمربع قرار دارد. ناحیه فلزایی اهر- ارسباران، مطابق تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران توسط نبوی (Nabavi, 1976) در کمربند البرز- آذربایجان قرار می‌گیرد. **کمربند ماگمایی ارسباران** میزبان چندین ذخیره مس پورفیری و طلای اپی‌ترمال شناخته‌شده (شکل ۱- A و B) است که به طور متغیر در سراسر کوه‌زایی قفقاز کوچک واقع شده‌اند (Hassanpour et al., 2015). توالی‌های ولکانیکی کالک‌آلکان و ولکانیکی- رسوبی ائوسن پسین تا پلیوسن پسین، هسته اصلی کمربند ماگمایی ارسباران را تشکیل می‌دهند که بر روی یک سنگ بستر با ترکیبی شامل مجموعه‌های سنگ آهک و سنگ‌های پیرو کلاستیک قرار گرفته است (Aghazadeh et al., 2012).

پشتیبان و تجزیه مؤلفه اصلی، ضیایی و همکاران (Ziaei et al., 2007)، تفکیک پتانسیل معدنی پنهان از منطقه کانی‌زایی پراکنده با استفاده ترکیب زون‌بندی زمین‌شیمیایی عمودی و شبکه عصبی مصنوعی با داده‌های زمین‌شناسی، زمین‌شیمیایی و سنجش از راه دور، وانگ و چانگ‌یو (Wang and ChangYu, 2010)، تفکیک لیتولوژیکی با تصاویر سنجش از راه دور و روش ماشین بردار پشتیبان، یو و همکاران (Yu et al., 2012)، تفکیک لیتولوژیکی با ماشین بردار پشتیبان و داده‌های سنجش از راه دور، بهرام بیگی و معین‌زاده (Bahrambeygi and Moeinzadeh, 2017)، تفکیک واحدهای سنگی پیچیده ملانژ افیولیتی با استفاده از داده‌های فراطیفی هایپریون و شبکه عصبی مصنوعی و ماشین بردار پشتیبان، شبل و همکاران (Shebl et al., 2023)، تهیه نقشه لیتولوژیکی با استفاده از الگوریتم‌های یادگیری ماشین جنگل تصادفی و ماشین بردار پشتیبان و داده‌های ماهواره‌ای پریسما، فورسون و آمپونساه (Forson and Amponsah, 2023)، مدل‌سازی داده‌های ژئوفیزیک، سنجش از دور و زمین‌شناسی با ماشین‌های بردار پشتیبان، غنیم و همکاران (Ghoneim et al., 2024)، تفکیک واحدهای سنگی با ماشین بردار پشتیبان و داده‌های Landsat-8/9، لو و همکاران (Lu et al., 2023)، تفکیک واحدهای سنگی با ماشین بردار پشتیبان بر اساس بهینه‌سازی ازدحام ذرات و داده‌های ماهواره‌ای، حسین و همکاران (Hussain et al., 2025)، استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و روش‌های هوشمند برای تفکیک لیتولوژیکی، موندال و همکاران (Mondal et al., 2024)، شناسایی مناطق دارای پتانسیل کرومیتیت با داده‌های ماهواره‌ای و ماشین بردار پشتیبان، شریف و همکاران (Shereif et al., 2024)، تهیه نقشه لیتولوژیکی با داده‌های سنجش از دور و ماشین بردار پشتیبان، پریرا و همکاران (Pereira et al., 2023)، تهیه نقشه لیتولوژیکی با داده‌های سنجش از دور و الگوریتم یادگیری ماشین J48 و رحمانی و همکاران (Rahmani et al., 2025)، تهیه نقشه‌های لیتولوژیکی کانسار مس پورفیری سرچشمه با داده‌های پریسما و ماشین بردار پشتیبان، اشاره کرد.

(2012) است. ذخایر کوچک تر شامل ذخایر مس-مولیبدن پورفیری هفت چشمه، کیقل، شله بوران، صاحب دیوان و نیاز به همراه ذخایر مس اسکارن مزرعه و انجرد است (Hosseinzadeh, 1999; Hassanpour and Rajabpour, 2019; Hassanpour and Rajabpour, 2020).

ذخایر فلزی در حد رده جهانی این ناحیه شامل ذخایر مس-مولیبدن پورفیری سونگون با ذخیره ۶۸۰ میلیون تن کانسنگ با عیار مس ۰/۶۹ درصد و مولیبدن ۲۵۰ ppm (Hassanpour, 2013) و کاجاران در ارمنستان با ذخیره ۱۸۱ میلیون تن کانسنگ با عیار مس ۰/۶۶ درصد و مولیبدن ۵۰۰ ppm (Moritz et al.,



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ناحیه فلززایی ارسباران و موقعیت کانسارهای مهم شناخته‌شده واقع شده در آن. موقعیت منطقه مورد بررسی به صورت چهارگوش در نقشه مشخص شده است (Rajabpour et al., 2022).

Fig. 1. Geological map of the Arasbaran metallogenic zone and the location of the important known deposits located there. The location of the study area is marked as a rectangle on the map (Rajabpour et al., 2022).

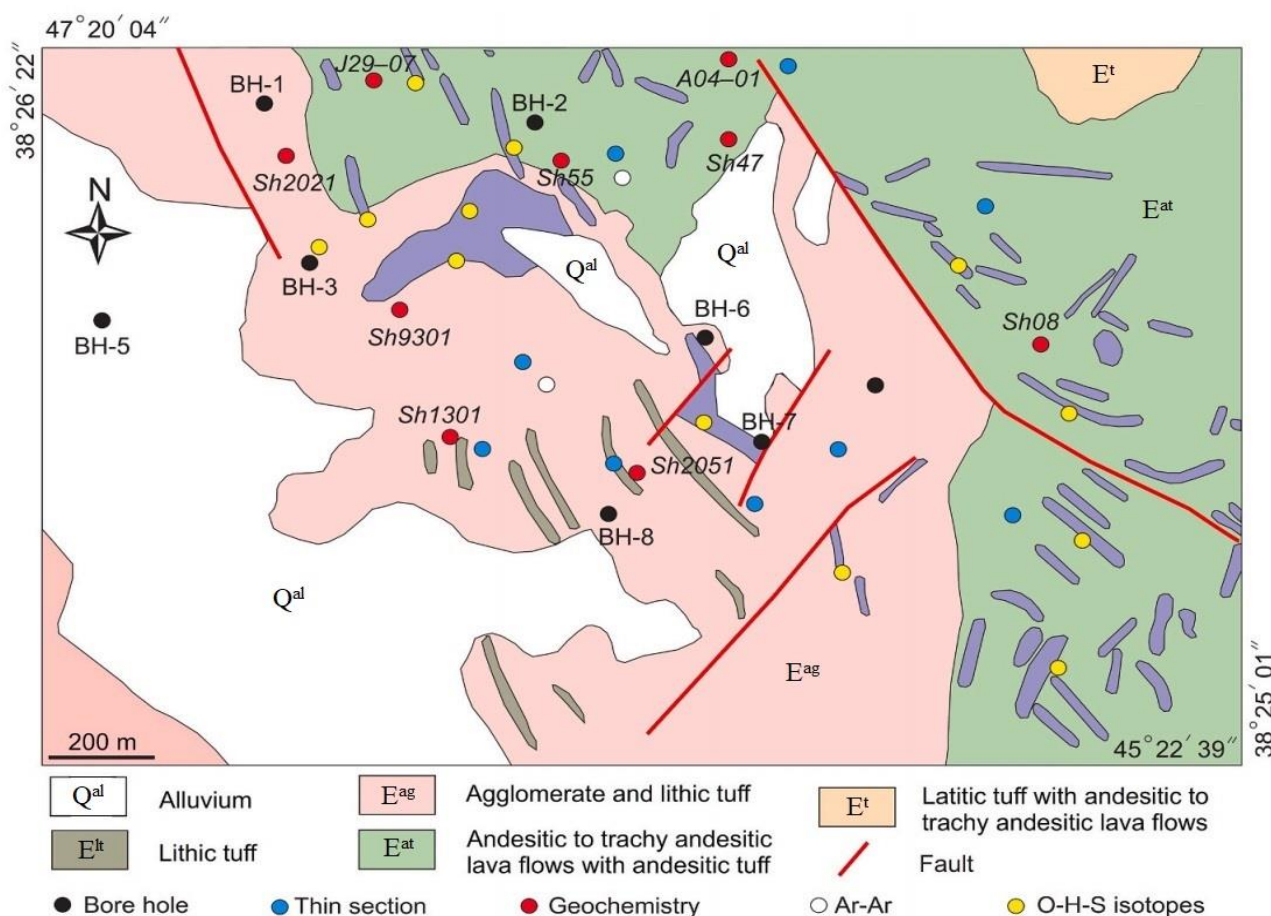
زمین‌شناسی زگلیک

و سپس با توده‌های آتشفشانی حدواسط کالک آلکان و فلسیک-آلکان و قلیایی فلسیک-فلزیک معمولی دنبال شده است (Rajabpour et al., 2022). این منطقه شامل رخنمون‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن و سنگ‌های رسوبی

چهار رویداد ماگمایی را در منطقه اهر در طول ژوراسیک پسین تا ترشیری مشخص کرده است که اغلب با سنگ‌های آتشفشانی حدواسط سیلیسی غیراشباع و قلیایی تا شوشونیتی حدواسط شروع

آندزیتی تا تراکی آندزیتی و توف سنگی به طور متنوع تحت تأثیر دگرسانی سیلیسی، سربستی، آرژیلیک و پروپیلیتیک منطقه‌ای قرار گرفته و کانی‌سازی اصلی در آنها اتفاق افتاده است. سیلیسی شدن به ویژه در بخش شرقی و مرکزی ناحیه رخداد و دگرسانی‌های سربستی و آرژیلیک در حاشیه‌ها در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری در ناحیه زگلیک رایج است. علاوه بر این، رگه های سیلیسی، رگه های استوک‌ورک و اکسیدهای سوپرژن آهن به طور غالب در منطقه متمایز هستند (Rajabpour et al., 2022).

کوآترنر است. واحدهای سنگی اغلب شامل پورفیری ائوسن پسین و آندزیت میکرولیتی، تراکی - آندزیت تا آندزیت لایت و توف سنگی هستند (شکل ۲). آنها اغلب از پلاژیو کلاز (آندزین - الیگو کلاز)، هورنبلند، کلینوپیروکسن و مقدار کمی بیوتیت و کوآرتز تشکیل شده‌اند. جریان‌های گدازه‌ای آندزیتی اغلب توسط سنگ‌های توفی ریزدانه با ترکیب متوسط، حاوی پلاژیو کلاز، هورنبلند، پیروکسن و بیوتیت پوشیده شده‌اند. این واحد سنگی به تدریج در حال تبدیل شدن به توف آندزیتی و برش آندزیتی است. توف سنگی جوان‌ترین سنگ آتشفشانی این منطقه است که بر روی واحدهای یادشده قرار دارد. به طور قابل توجهی، سنگ‌های



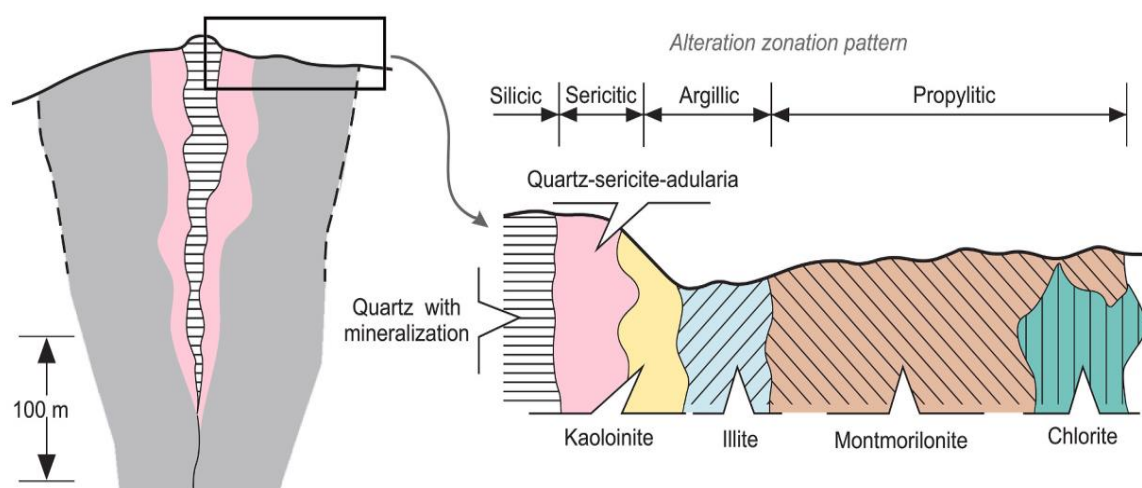
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده زگلیک (Rajabpour et al., 2022)

Fig. 2. Geological map of Zaglic deposit (Rajabpour et al., 2022)

دگرسانی و کانی‌زایی

سنگ‌های میزبان در زگلیک به صورت گسترده تحت تأثیر دگرسانی به شکل رگه‌ای، قرار گرفته‌اند (شکل ۳).

الگوی مورفولوژیکی کلی مناطق دگرسانی در زگلیک پهنه‌بندی را از هسته کوارتز تا توده سنگ دگرسان‌نشده نشان می‌دهد.



شکل ۳. الگوی دگرسانی و زون‌بندی آن در منطقه زگلیک از هسته سیلیسی به سمت سنگ درون‌گیر دگرسان‌نشده (Rajabpour et al., 2022)

Fig. 3. Alteration pattern and zoning in the Zaglic area from the silicic core to the unaltered host rock (Rajabpour et al., 2022)

به صورت آرژیلیک با تغییرات سریستیکی در حاشیه‌هاست. دگرسانی سریستی به صورت محلی به صورت هاله در اطراف رگه‌های سیلیسی رخ داده و اغلب از مجموعه ریزدانه سریست، کوارتز و آدولاریا تشکیل شده است. دگرسانی آرژیلیک به طور گسترده در منطقه رخ داده است. در نواحی با دگرسانی زیاد، پشته‌های سیلیسی به علت مقاومت بالای رگه‌های سیلیسی در مقابل فرسایش، به طور گسترده‌ای رخمون دارند. در نمونه‌های دستی، در اثر دگرسانی آرژیلیک، بیشتر پلاژیو کلاز و ماتریکس ریزدانه سنگ اولیه به کانی‌های رسی شامل کائولینیت، ایلیت و مونتموریلونیت، کوارتز ثانویه و مقدار کمی سریست ریزدانه تبدیل شده است. برش‌های گرمابی مونومیکت با دگرسانی سیلیسی، سریستی و آرژیلیک همراه هستند. به طور محلی، رگه و ماتریس برش‌های گرمابی، میزبان مجموعه‌های کانی‌زایی پراکنده

دگرسانی سیلیسی در زگلیک به سه شکل رخ داده است: ۱- رگه‌های سیلیسی گسترده به همراه رگچه‌های استوک‌ورک، ۲- پشته‌های سیلیسی که به طور گسترده در قسمت‌های بالایی دگرسانی آرژیلیک رخمون دارند و ۳- سیلیسی شدن تقریباً همه واحدهای سنگی. رگه‌های سیلیسی در مساحتی به وسعت ۳/۵ کیلومتر در ۱ کیلومتر با روند شمال غربی - جنوبی ایجاد شده‌اند. هاله‌های رگه‌های سیلیسی به طور گسترده به دگرسانی‌های سریستی و آرژیلیک تغییر یافته‌اند. در نمونه‌های دستی، رگه‌ها حاوی پیریت و اکسید آهن سوپرژن هستند. به طور کلی، سیلیس به صورت سیلیس دودی، شفاف و آمورف (کلسدونی) در منطقه وجود دارد. دگرسانی‌های سریستی و آرژیلیک به طور گسترده در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری اتفاق افتاده است که به صورت یک ناحیه دگرسانی دایره‌ای به قطر ۱/۵ کیلومتر و بیشتر

- حضور سربست همراه بخش سیلیسی.

داده‌ها و روش مطالعه

در این پژوهش از داده‌های ماهواره‌ای به دست آمده از سنجه استر و نقشه دگرسانی منطقه به منظور ساخت یک مدل هوشمند استفاده شد. به این صورت که ابتدا ۱۴ باند استر محدوده مورد بررسی به صورت رقومی در آمده که هر پیکسل ۳۰ متر در ۳۰ متر روی زمین شامل ۱۴ عدد می‌شد که هر کدام از این اعداد مقدار عددی هر کدام از باندهای استر در پیکسل مورد نظر بود. سپس با تطابق نقشه دگرسانی و پیکسل‌های عددی به دست آمده، از هر نوع دگرسانی تعیین شده در محدوده، نقاطی به صورت نمونه برداشت شد که به عنوان پایگاه داده مدل هوشمند در نظر گرفته شد. مانند اغلب روش‌های هوشمند که داده‌ها به دو دسته ورودی و خروجی تقسیم می‌شوند، در اینجا، باندهای رقومی استر به عنوان ورودی و نوع دگرسانی به عنوان خروجی مدل تعیین شده است و مدل هوشمند ساخته شده برای پیش‌بینی نوع دگرسانی در محدوده مورد بررسی، استفاده شد. در ادامه کلیاتی درباره ماشین بردار پشتیبان و ماهواره استر بیان می‌شود.

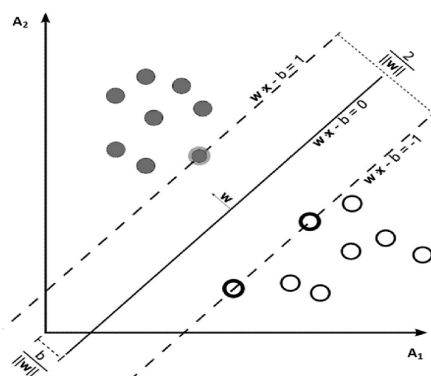
ماشین بردار پشتیبان

ماشین بردار پشتیبان که برای نخستین بار توسط کورتس و وپنیک (Cortes and Vapnik, 1995) معرفی شد، مانند شبکه‌های عصبی مصنوعی، یک الگوریتم یادگیری مجهز به رویکرد یادگیری هوشمند است که داده‌ها را تجزیه و تحلیل می‌کند و الگوهای داده‌های ورودی / خروجی را پیدا می‌کند. روش آموزش ماشین بردار پشتیبان به نتایج خروجی بهینه سریع‌تر هم‌گرا می‌شود و نیازی به کنترل مؤلفه‌های مدل نیست (Suykens et al., 2002; Curilem et al., 2011). نتایج کاربردهای این روش در سال‌های اخیر در حوزه‌های مختلف علوم از جمله مهندسی، پزشکی، هواشناسی و... نشان داده است که این روش نسبت به روش‌های هوشمند قدیمی‌تر مانند شبکه عصبی مصنوعی، برای

از جمله پیریت و کالکوپیریت است. ماتریکس برش اغلب از باطله و کانی‌زایی گرمابی همراه با تکه‌های لبه‌دار آندزیت دگرسان شده تشکیل شده است. به طور کلی، کانی‌زایی کوارتز-سولفید طلا در حاشیه‌های برشی شده، با کائولینیت-ایلیت در مواد سیمان و متن برش‌ها و سولفیدهای پرکننده شکاف‌ها معمول است. ماتریس برش‌های گرمابی اغلب به صورت کوارتز-سربست-کلریت-پیریت و در مقیاس کوچک‌تر، به کانی‌های رسی (سربستی-آرژلیک) دگرسان شده است. بیشتر برش‌ها یک ماتریس سیال متشکل از خرده سنگ و کوارتز+پیریت و کالکوپیریت را نشان می‌دهند. دگرسانی پروپلیتیک کلریت، اپیدوت و کلسیت به صورت محلی در قسمت‌های شمال شرقی و جنوب شرقی دگرسانی آرژلیک رخ داده است. به طور کلی، بافت اصلی که در رگه‌ها مشاهده می‌شود، شامل کوارتز توده‌ای، پوسته‌ای، برش و نواری است. دگرسانی‌های مرتبط با کانی‌زایی، محدود به هاله‌های نسبتاً باریک مناطق سیلیسی شده نزدیک به رگه‌هاست که با تغییرات سربستی (کوارتز+سربست±آدولاریا)، آرژلیک (کائولینیت+ایلیت+مونت موریلونیت) و پروپلیتیک (اپیدوت+کلریت+کلسیت) هم‌مرز هستند. کانی‌زایی در منطقه اغلب در رگه و رگچه‌های سیلیسی و برش‌های گرمابی که حاوی مقدار کمی سولفید هستند، اتفاق افتاده است. رگه‌های سیلیسی در محدوده زگلیک، ۱۲۵ تا ۸۵۰ متر طول و ۳ تا ۸ متر عرض دارند. پیریت معمولاً با کالکوپیریت، مولیدنیت، بورنیت و کوولیت همراه است. طلا اغلب به صورت دانه‌های میکروسکوپی آزاد در سیلیس و **ادخال** در پیریت یافت می‌شود (Ebrahimi et al., 2011). با توجه به مطالب بالا، می‌توان دگرسانی حاشیه رگه در محدوده اکتشافی زگلیک را با توجه به شواهد زیر با دگرسانی حاشیه رگه کانسارهای اپی‌ترمال با درجه سولفید کم مقایسه کرد: - نبود کانی‌های شاخص محیط‌های اسیدی به ویژه آلونیت (ژاروسیت از منشأ ثانویه در برخی موارد دیده شده است)؛ - نبود زون کلریتی همراه بخش آرژلیک؛ - وجود ایلیت به عنوان کانی اصلی بخش آرژلیک و

دوگانی لاگرانژ برای تبدیل مسئله کوچک‌سازی مورد نظر به فرم دوگانی آن که در آن به جای تابع پیچیده فی که ما را به فضایی با ابعاد بالا می‌برد، تابع ساده‌تری به نام **تابع هسته** که ضرب برداری تابع فی است، استفاده می‌کنیم. از توابع هسته مختلفی از جمله هسته‌های نمایی، چندجمله‌ای و سیگموئید می‌توان استفاده کرد. الگوریتم اولیه معرفی شده توسط ولادیمیر وپنیک در سال ۱۹۶۳ برای حالت غیر خطی بود و بعد توسط وپنیک و کورینا کورتس در سال ۱۹۹۳ حالت غیر خطی آن نیز ارائه شد. برای بررسی جزئیات بیشتر از این الگوریتم منابع معرفی شده در بالا پیشنهاد می‌شود.

طبقه‌بندی و همچنین رگرسیون برتری دارد. اساس کار این روش بر مبنای طبقه‌بندی داده‌ها به صورت خطی است و این طبقه‌بندی توسط خطی انجام می‌شود که به اصطلاح **بالاترین حاشیه اطمینان** را دارا باشد (شکل ۴). ترسیم این خط با حل معادله مربوطه با روش‌های برنامه‌نویسی غیرخطی انجام می‌شود که این روش‌ها برای حل مسائل، دارای روش‌های شناخته شده‌ای هستند. در ابتدا به خاطر اینکه الگوریتم توانایی این را داشته باشد که داده‌های پیچیده که پیدا کردن ارتباط بین آنها دشوار است را طبقه‌بندی کند، باید داده‌ها به فضای دیگری با ابعاد بالاتر منتقل شوند و این انتقال با تابعی به نام **تابع فی** انجام می‌شود. برای اینکه بتوانیم مسئله ابعاد خیلی بالا را با استفاده از این روش‌ها حل کنیم، از قضیه



شکل ۴. تقسیم‌کننده بهینه، ابر صفحه نامیده می‌شود. نقاط نزدیک به این صفحه در هر یک از دسته‌ها، بردارهای پشتیبان نامیده می‌شوند (Adib et al., 2018).

Fig. 4. The optimal divider is called the hyperplane. The points close to this plane in each of the clusters are called support vectors (Adib et al., 2018).

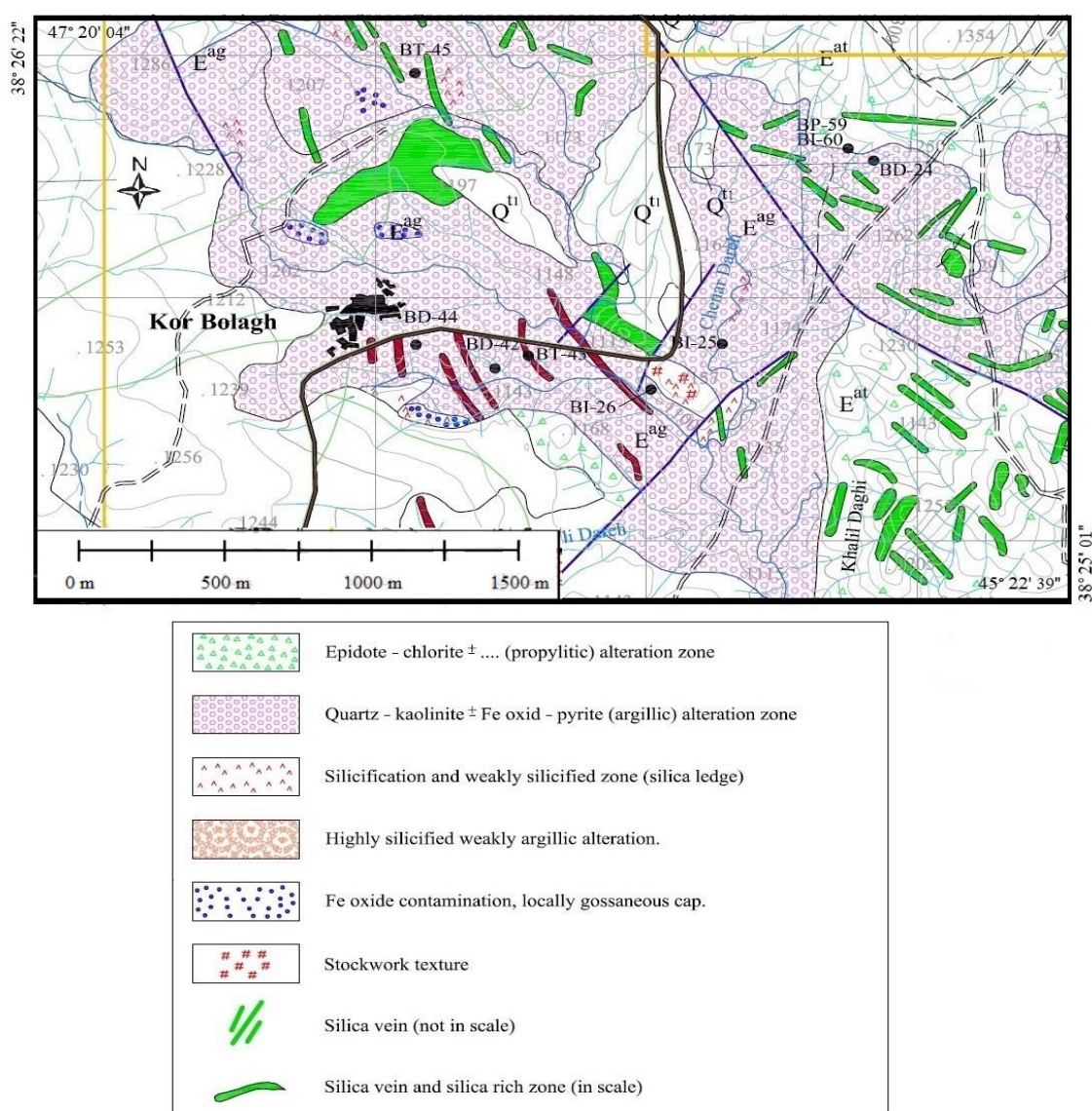
مجموعه داده

۲۰۲۲ است. این پایگاه تصاویر استر را در مناطق مختلف به صورت رایگان ارائه می‌کند. البته تصاویر بارگیری شده با فرمت HDF بوده و برای استفاده از داده‌ها برای مدل‌سازی با ماشین بردار پشتیبان باید به فرمت CSV و فایل اکسل تبدیل شوند. به همین دلیل با استفاده از نرم‌افزار ENVI نسخه ۵/۶ تصحیح و پردازش داده‌ها انجام شد. در ابتدا تصحیحات رادیومتری و اتمسفری روی داده‌ها انجام شد. سپس داده‌های باندها به صورت

استر تصاویر ماهواره‌ای از زمین را با قدرت تفکیک بالا و در ۱۴ باند مختلف از طیف الکترومغناطیسی در بازه طیف مرئی تا فروسرخ حرارتی را تهیه می‌کند. قدرت تفکیک تصاویر استر از ۱۵ تا ۹۰ متر است. بارگیری باندهای استر در منطقه مورد نظر از طریق پایگاه اینترنتی <https://earthexplorer.usgs.gov> انجام گرفته و تاریخ تصویربرداری داده‌های بارگیری شده، آوریل

برای هم اندازه کردن پیکسل‌ها، ابعاد پیکسل همه باندها ۹۰ متر در نظر گرفته شد. بنابراین، ورودی مدل، باندهای استر به صورت عددی (شدت بازتاب جذب‌شده) و خروجی مدل، نوع دگرسانی در آن نقطه بود. نوع دگرسانی از روی نقشه دگرسانی منطقه مورد نظر استخراج شد. نقشه دگرسانی منطقه مورد نظر در **شکل ۵** ارائه شده است.

رقومی از طریق نرم‌افزار ENVI و استخراج فایل از طریق ابزار **منطقه مورد نظر** و ذخیره آن با فرمت اکسل به دست آمد. فایل اکسل به دست آمده به این صورت بود که شبکه‌های مربعی ۹۰ متری روی زمین تعریف شده و مقدار عددی هر باند، شدت عددی بازتاب جذب‌شده باند مورد نظر در آن نقطه (مرکز مربع) بود. به علت اینکه برای تفکیک رگه‌های سیلیسی به باندهای فرسرخ حرارتی نیاز بوده و قدرت تفکیک باندهای حرارتی ۹۰ متر است،



شکل ۵. نقشه دگرسانی منطقه زگلیک (Kavoshgaran, 2012)

Fig. 5. Alteration map of the Zaglic area (Kavoshgaran, 2012)

آماده‌سازی داده‌ها

با استفاده از جدول همبستگی، از بین ۱۴ باند موجود استر، ۹ باند به عنوان ورودی مدل انتخاب شد. از ۹ باند انتخاب شده، ۳ باند فرسرخ حرارتی، ۳ باند فرسرخ مرئی نزدیک و ۳ باند نیز فرسرخ کوتاه بود. همچنین خروجی مدل که نوع دگرسانی و واحدهای سنگی موجود در منطقه بود، با ۴ رده شامل پروپلیتیک، آرژیلیک، رگه سیلیسی و استوک ورک تقسیم شد. با استفاده از ژئو رفرنس کردن نقشه دگرسانی، داده‌های خروجی که شامل ۴ رده مدنظر بود، از روی نقشه به عنوان نقاط با ورودی و خروجی معلوم انتخاب شدند. به این ترتیب، ۱۱۵۳ نقطه با رده آرژیلیک، ۶۹۳ نقطه با رده پروپلیتیک، ۱۵۸ نقطه با رده رگه سیلیسی و ۳۵ نقطه با رده استوک ورک به عنوان نقاط معلوم برای آموزش مدل انتخاب شدند. مجموع این نقاط معلوم، ۲۰۳۹ نقطه از مجموع ۹۸۰۴ نقطه موجود بود.

مدل سازی داده‌های استر با نرم افزار وکا (ماشین بردار پشتیبان)

وکا نرم‌افزاری در حوزه مدل‌سازی با روش‌های هوشمند و یادگیری ماشین است که نخستین بار توسط دانشگاه وایکاتو نیوزلند معرفی شده و در چند سال اخیر نسخه‌های به روز شده آن عرضه شده است. این نرم‌افزار که در محیط جاوا نوشته و توسعه یافته است، توانمندی‌های کاربردی در زمینه پیش پردازش داده‌ها، طبقه‌بندی، خوشه‌بندی، تجزیه و تحلیل رگرسیون، ایجاد قوانین انجمنی، استخراج ویژگی و تجسم داده‌ها دارد.

آماده‌سازی داده‌ها برای مدل سازی با وکا

داده‌ها برای استفاده و مدل‌سازی با وکا به قالب خاصی نیاز دارند. داده‌ها در یک فایل اکسل به این ترتیب مرتب می‌شوند که هر سطر بیانگر یک نمونه است و ۹ ستون اول، مربوط به اندازه باندها و ستون دهم رده یا برجسب مربوط به نوع دگرسانی یا واحد سنگی را نشان می‌دهد. در نهایت، فایل اکسل با فرمت text

ذخیره می‌شود. هر نمونه شامل چند ویژگی اندازه‌گیری شده (که در اینجا ۹ باند استر است (B1-B9)) و نیز برجسب ویژگی است. بعد از تهیه و آماده‌سازی مجموعه داده، فراخوانی داده‌ها توسط نرم‌افزار انجام می‌شود. این نرم‌افزار قابلیت مدل‌سازی با روش‌های هوشمند متنوع را داراست. به طور کلی، مدل‌سازی با روش‌های هوشمند به دو دسته طبقه‌بندی و رگرسیون تقسیم می‌شود. با توجه به اینکه در اینجا خروجی مدل از نوع عددی نیست و شامل برجسب یا رده است، روش مدل‌سازی ما از نوع طبقه‌بندی است. ماشین بردار پشتیبان هر دو قابلیت رگرسیون و طبقه‌بندی را داراست. با فراخوانی داده‌ها، به سربرگ طبقه‌بندی رفته و روش ماشین بردار پشتیبان را انتخاب می‌کنیم. این روش دارای مؤلفه‌هایی است که باید تنظیم شوند. تنظیم آنها خود به عنوان یک مسئله بهینه‌سازی می‌تواند تعریف شود. ما در اینجا با آزمون و خطا آنها را تنظیم کرده و دست کم خطای مدل‌سازی را دنبال خواهیم کرد.

تعیین مؤلفه‌های ماشین بردار پشتیبان

مهم‌ترین مؤلفه در بین مؤلفه‌های ماشین بردار پشتیبان، انتخاب کرنل است. کرنل از مجموعه‌ای از توابع ریاضی تشکیل شده که الگوریتم‌های ماشین بردار پشتیبان از آنها استفاده می‌کنند و در حقیقت می‌توان کرنل را به صورت هسته الگوریتم برشمرد. اصلی‌ترین کاربرد تابع کرنل این است که داده‌های ورودی را دریافت کرده و آنها را به شکل و قالب مورد نیاز برای استفاده الگوریتم تبدیل کند. انواع مختلفی از توابع کرنل برای ماشین بردار پشتیبان استفاده می‌شود که به عنوان مثال می‌توان توابع کرنل خطی، غیرخطی، چند جمله‌ای، تابع پایه شعاعی و سیگموئید را نام برد. توابع کرنل، برای انواع داده‌ها مانند داده‌های ترتیبی، نمودارها، متن، تصاویر و همچنین بردارها به کار می‌رود. تابع کرنل RBF از پر کاربردترین توابع کرنل است؛ برای اینکه دارای پاسخ محلی و متناهی در کل بازه محور x است. در اینجا ما از تابع کرنل RBF در مدل‌سازی استفاده می‌کنیم؛ زیرا این تابع توانایی خوبی برای تجزیه داده‌ها با ابعاد بالا را دارد. از طرفی برای اجرا نیازمند تنظیم

عنوان مجموعه داده آزمون در نظر گرفته می‌شود. این نسبت نیز با ثابت گرفتن سایر مؤلفه‌ها و تغییر درصد داده‌های مجموعه داده آموزش و آزمون بهینه شد (جدول ۱) و مقدار ۸۰ درصد تعیین شد.

دو مؤلفه است: یکی C (مؤلفه جریمه) و دیگری λ که عرض تابع کرنل را تعیین می‌کند. رابطه تابع کرنل RBF به صورت زیر است:

$$K(x_i, x_j) = \exp\{-\lambda \|x_i - x_j\|^2\}, \quad \lambda > 0$$

تقسیم‌بندی تعداد داده‌های آموزش و آزمون به این ترتیب است که ۸۰ درصد داده‌ها برای مجموعه داده آموزش و مابقی داده‌ها به

جدول ۱. تعیین میزان بهینه درصد تقسیم مجموعه داده به آموزش و آزمون داده‌های منطقه زگلک

Table 1. Determining the optimal percentage of dividing the dataset into training and testing data for the Zaglic area

training dataset	test dataset	Model accuracy for the test dataset
65	35	77.28 %
70	30	78 %
75	25	78.48 %
80	20	81.12 %
85	15	80.76 %

بهینه آن در **جدول ۲** نشان داده شده است. با توجه به مقادیر به دست آمده، مقدار مؤلفه C ، ۲ در نظر گرفته می‌شود.

بعد از تقسیم مجموعه داده به دو مجموعه داده آموزش و آزمون، نوبت به تعیین دو مؤلفه λ و C می‌رسد. با ثابت در نظر گرفتن مقدار λ ، مقدار بهینه C را پیدا می‌کنیم. مقادیر مختلف C و مقدار

جدول ۲. تعیین مقدار بهینه مؤلفه C داده‌های منطقه زگلک

Table 2. Determining the optimal value of the C parameter for the data of the Zaglic area

C value	Model accuracy for the test dataset
0.5	80.52 %
1	88.74 %
1.5	88.82 %
2	89.93 %
2.5	89.63 %

با بهینه‌سازی مؤلفه‌های مورد نیاز، چنان‌که در **جدول ۳** نشان داده شده است؛ بهترین مقدار به دست آمده برای مدل‌سازی، دقت ۹۰/۲۴ درصد به دست آمد.

مقدار **اپسیلون** نیز با آزمون و خطا، میزان 10^{-7} تعیین شد. در نهایت، مقدار λ با استفاده از مقادیر مختلف و اجرای مدل بهینه‌شد که نتایج آن در **جدول ۳** نشان داده شده است.

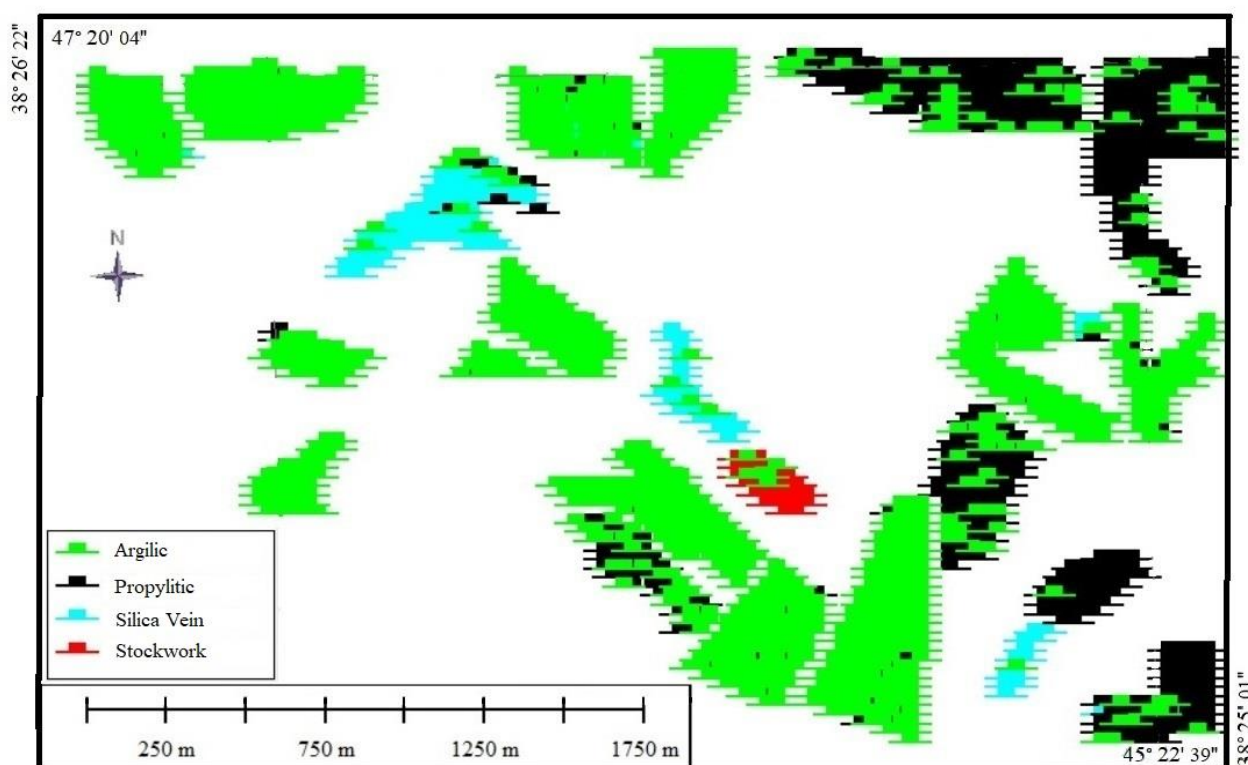
جدول ۳. تعیین مقدار بهینه λ داده‌های منطقه زگلکTable 3. Determining the optimal value of λ

λ value	Model accuracy for the test dataset
0.001	74.64 %
0.01	81.12 %
0.1	83.16 %
1	90.24 %
1.5	85.20 %

ترسیم نقشه‌های دگرسانی

بعد از تعیین مؤلفه‌های بهینه‌شده ماشین بردار پشتیبان، مدل‌سازی با استفاده از داده‌ها انجام شده و نقشه خروجی بر اساس پیش‌بینی نوع دگرسانی در محدوده مورد بررسی رسم می‌شود که در اینجا به آن می‌پردازیم:

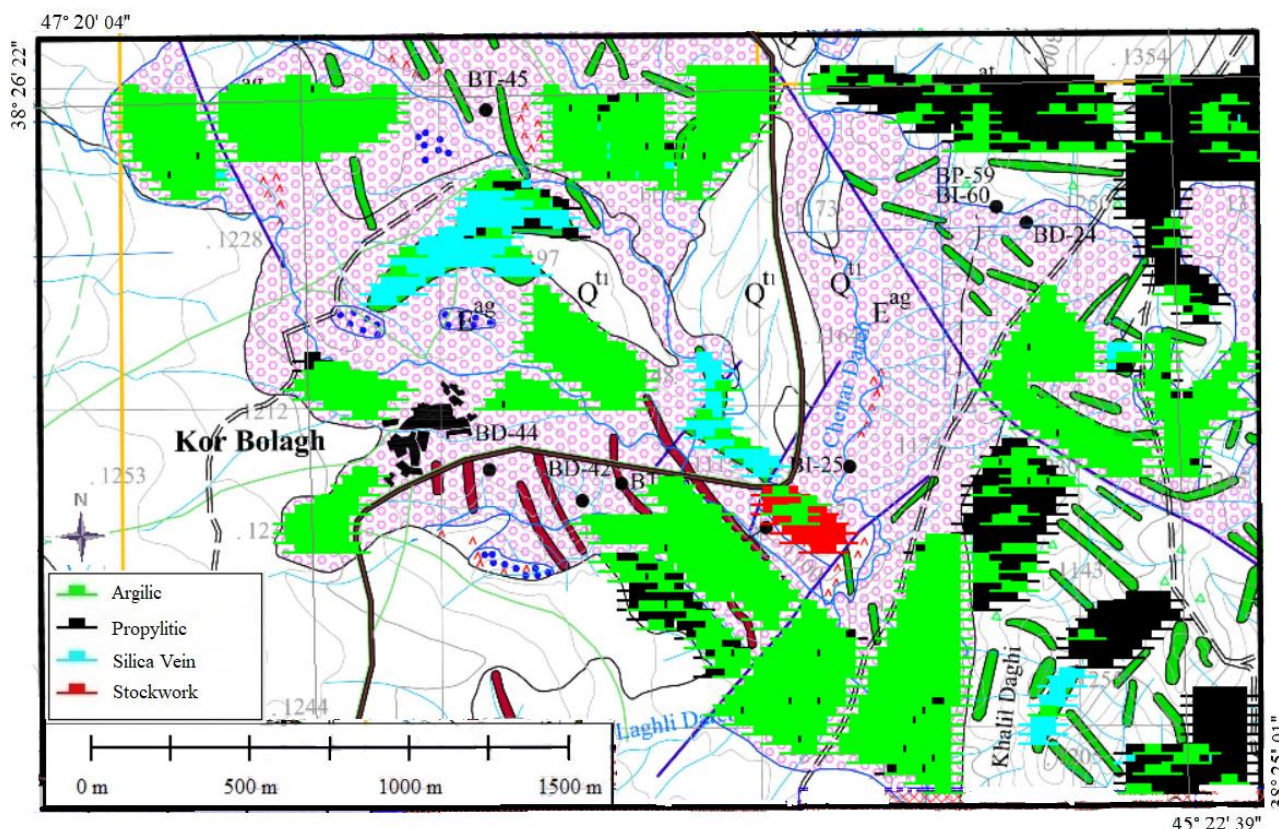
با استفاده از داده‌های خروجی مدل ماشین بردار پشتیبان که نوع دگرسانی هر نقطه را پیش‌بینی می‌کند، نقشه دگرسانی منطقه مورد بررسی رسم شد که در شکل ۶ نشان داده شده است.



شکل ۶. نقشه دگرسانی پیش‌بینی شده محدوده زگلک بر اساس خروجی ماشین بردار پشتیبان

Fig. 6. Predicted alteration map of the Zaglic area based on the output of the support vector machine

همچنین به منظور مقایسه با نقشه دگرسانی موجود منطقه مورد بررسی، نقشه پیش‌بینی شده بر روی نقشه دگرسانی محدوده



شکل ۷. مقایسه نقشه خروجی مدل با نقشه دگرسانی محدوده زگلک

Fig. 7. Comparison of the model output map with the alteration map of the Zaglic area

بحث و نتیجه‌گیری

درستی، متعلق به رده آرژلیک با درستی طبقه‌بندی ۹۶ درصد، همچنین کمترین درستی مربوط به رده استوک‌ورک با دقت حدود ۷۷ درصد بود. رده‌های رگه سیلیسی و پروپلیتیک درستی طبقه‌بندی حدود ۸۳ درصد نشان دادند. در نهایت، با در نظر گرفتن همه نقاط، درستی طبقه‌بندی، ۹۰/۲۴ درصد تعیین شد که برای مدل‌سازی که فقط از تصاویر ماهواره‌ای برای تفکیک دگرسانی استفاده می‌کند، دقت مناسبی است. در نهایت، نقشه دگرسانی منطقه با استفاده از خروجی مدل بر اساس پیش‌بینی نوع دگرسانی هر نقطه رسم شد. با توجه به نتایج به دست آمده، موارد زیر

در این پژوهش، تفکیک دگرسانی با استفاده از داده‌های دورسنجی و همچنین ماشین بردار پشتیبان در منطقه کانی‌زایی زگلک انجام شد. نقشه دگرسانی مبنا (شکل ۵) با استفاده از عملیات برداشت زمینی نمونه‌ها و بررسی‌های کانی‌شناسی تهیه شد، لذا به عنوان مبنای درستی طبقه‌بندی مدل، مورد استفاده قرار گرفت. با بهینه‌سازی مدل و اجرای آن، پیش‌بینی رده متعلق به هر نقطه در نقاط مورد نظر تعیین شد. مقایسه نتایج خروجی مدل و پیش‌بینی رده نقاط نشان داد که در بین ۴ رده تعریف‌شده، بالاترین

پیشنهاد می‌شود:

- مدل به دست آمده قابلیت تفکیک دگرسانی و واحدهای سنگی را دارد و پیشنهاد می‌شود در بررسی‌های مشابه استفاده شود.
- پیشنهاد می‌شود از داده‌های سایر ماهواره‌ها نیز استفاده شده و با نتایج به دست آمده از داده‌های استر مقایسه شود.
- برای انجام کار پژوهشی مقایسه‌ای، طبقه‌بندی با سایر روش‌های هوشمند مانند شبکه عصبی مصنوعی، جنگل تصادفی و... انجام شود.
- خروجی مدل و هدف در این پژوهش، تعیین نوع دگرسانی بود. پیشنهاد می‌شود با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی موجود منطقه،

تخمین عناصر مانند میزان مس و یا سایر عناصر، به عنوان خروجی در نظر گرفته و مدل‌سازی انجام شود.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به خاطر نظرات مفید و ارزشمند صمیمانه قدردانی به عمل می‌آید.

1. Support Vector Machine (SVM)
2. Random forests (RF)
3. Principal component analysis (PCA)
4. Zone Dispersed Mineralization (ZDM)
5. Precursore IperSpettrale della Missione Applicativa (PRISMA)
6. Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)
7. Arasbaran Magmatic Belt (AMB)
8. Lesser Caucasus (LS)
9. Inclusion
10. Maximum margin
11. Quadratic programming (QP)
12. Phi function
13. Kernel function
14. Region of Interest (ROI)
15. Weka (Waikato Environment for Knowledge Analysis)
16. Data Preprocessing
17. Classification
18. Clustering
19. Regression
20. Associate Rules
21. Feature Extraction
22. Data Visualization
23. Attribute
24. Attribute class
25. Kernel
26. Radial basis function (RBF)
27. epsilon

References

- Abdi, M. and Karimpour, M.H., 2012. Geology, alteration, mineralization, petrogenesis, geochronology, geochemistry and airborne geophysics of Kuh Shah prospecting area, SW Birjand. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 77–107. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v4i1.13394>
- Adib, H., Kazerooni, N., Falsafi, A., Adhami, M.A., Dehghan, M. and Golnari, A., 2018. Prediction of sulfur content in propane and butane after gas purification on a treatment unit. *Oil & Gas Science and Technology–Revue d'IFP Energies nouvelles*, 73: 70. <https://doi.org/10.2516/ogst/2018021>
- Aghazadeh, M., Castro, A. and Badrzadeh, Z., 2012. U-Pb age dating of Cenozoic plutonism in the Arasbaran magmatic zone, NW Iran. 34th International Geological Congress, brisbane convention and exhibition centre, Brisbane, Australia.
- Alikhani, M., Shamanian, G.H. and Jafari Zangloulou, M., 2014. Mineralization and hydrothermal alteration of the Tajroud vein system, south of Neyshabour. *Journal of Economic Geology*, 5(2): 325–339. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v5i2.31886>
- Bahrambeygi, B. and Moeinzadeh, H., 2017. Comparison of support vector machine and neural network classification method in hyperspectral mapping of ophiolite mélanges—A case study of east of Iran. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 20(1): 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2017.01.007>
- Bazi, Y. and Melgani, F., 2006. Toward an optimal SVM classification system for hyperspectral remote sensing images. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 44(11): 3374–3385. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.880628>
- Boomeri, M., Biabangard, H. and Zeinadini, Z., 2019. Investigation of petrography, mineralogy and alteration of northern part of the Chahfiruzeh porphyry copper deposit, northwest of Shar-e-Babak, Kerman. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 57–80. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.63353>
- Brown, M., Lewis, H.G. and Gunn, S.R., 2000. Linear spectral mixture models and support vector machines for remote sensing. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 38(5): 2346–2360. <https://doi.org/10.1109/36.868891>
- Cortes, C. and Vapnik, V., 1995. Support-Vector Networks. *Machine Learning* 20: 273–297. <https://doi.org/10.1007/BF00994018>
- Cracknell, M.J. and Reading, A.M., 2013. The upside of uncertainty: Identification of lithology contact zones from airborne geophysics and satellite data using random forests and support vector machines. *Geophysics*, 78(3): WB113–WB126. <https://doi.org/10.1190/geo2012-0411.1>
- Cracknell, M.J. and Reading, A.M., 2014. Geological mapping using remote sensing data: A comparison of five machine learning algorithms, their response to variations in the spatial distribution of training data and the use of explicit spatial information. *Computers & Geosciences*, 63: 22–33. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.10.008>
- Curilem, M., Acuña, G., Cubillos, F. and Vyhmeister, E., 2011. Neural networks and support vector machine models applied to energy consumption optimization in semiautogeneous grinding. *Chemical Engineering Transactions*, 25: 761–766. <http://dx.doi.org/10.3303/CET1125127>
- Ebrahimi, S., Alirezaei, S. and Pan, Y., 2011. Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal gold prospects, NW Iran. A.N. Sial, J. S. Bettencourt, C.P.D. Campos and V.P. Ferreira, (Editors), *Granite-Related Ore Deposits*, Geological Society of London, England, pp. 133–147. <https://doi.org/10.1144/SP350.8>
- Ezzati, S.A., Mehrnia, S.R. and Ajayebi, K.S., 2016. Remote Sensing Analysis of Mineralized Alteration in the Ramand Area (Qazvin Province). *Journal of Economic Geology*, 8(1): 223–238. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v8i1.20972>
- Foody, G.M. and Mathur, A., 2004. A relative evaluation of multiclass image classification by support vector machines. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 42(6): 1335–1343. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.827257>
- Forson, E.D. and Amponsah, P.O., 2023. Mineral prospectivity mapping over the Gomoa Area of

- Ghana's southern Kibi-Winneba belt using support vector machine and naive bayes. *Journal of African Earth Sciences*, 206: 105024. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.105024>
- Gasmi, A., Gomez, C., Zouari, H., Masse, A. and Ducrot, D., 2016. PCA and SVM as geo-computational methods for geological mapping in the southern of Tunisia, using ASTER remote sensing data set. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(20): 753. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2791-1>
- Ge, W., Cheng, Q., Jing, L., Armenakis, C. and Ding, H., 2018. Lithological discrimination using ASTER and Sentinel-2A in the Shibanzing ophiolite complex of Beishan orogenic in Inner Mongolia, China. *Advances in Space Research*, 62(7): 1702–1716. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.06.036>
- Ghoneim, S.M., Hamimi, Z., Abdelrahman, K., Khalifa, M.A., Shabban, M. and Abdelmaksoud, A.S., 2024. Machine learning and remote sensing-based lithological mapping of the Duwi Shear-Belt area, Central Eastern Desert, Egypt. *Scientific Reports*, 14(1): 17010. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-66199-3>
- Gualtieri, J.A. and Cromp, R.F., 1999. Support vector machines for hyperspectral remote sensing classification. 27th AIPR Workshop: Advances in Computer-Assisted Recognition, International Society for Optics and Photonics, Bellingham, USA. <https://doi.org/10.1117/12.339824>
- Harvey, A. and Fotopoulos, G., 2016. Geological mapping using machine learning algorithms. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences XLI-B8*: 423–430. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLI-B8-423-2016>
- Hashemian, E., Jamali, H. and Ahmadian, J., 2019. Mineralogy, alteration, fluid inclusion and geochemical constraints of the Tappeh-Khargoosh Cu-Au deposit (SW Ardestan). *Journal of Economic Geology*, 10(2): 299–324. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.62445>
- Hassanpour, S., 2013. The alteration, mineralogy and geochronology (SHRIMP U–Pb and 40 Ar/39 Ar) of copper-bearing Anjerd skarn, north of the Shayvar Mountain, NW Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 102: 687–699. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0819-7>
- Hassanpour, S., Alirezaei, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U–Pb and biotite and hornblende Ar–Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu–Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104: 45–59. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1071-0>
- Hassanpour, S. and Rajabpour, S., 2019. The kighal porphyry Cu–Mo deposit, NW Iran: insights into origin and evolution of the mineralizing fluids. *Russian Geology and Geophysics*, 60(10): 1141–1162. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.15372/RGG2019115>
- Hassanpour, S. and Rajabpour, S., 2020. Magmatic–hydrothermal evolution of the Anjerd Cu skarn deposit, NW Iran: perspectives on mineral chemistry, fluid inclusions and stable isotopes. *Ore Geology Reviews*, 117: 103269. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103269>
- He, J., Harris, J., Sawada, M. and Behnia, P., 2015. A comparison of classification algorithms using Landsat-7 and Landsat-8 data for mapping lithology in Canada's Arctic. *International Journal of remote sensing*, 36(8): 2252–2276. <https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1035410>
- Heshmatnia, S., Tale Fazel, E. and Oroji, A., 2022. The role of sulfidation of Fe-carbonate rocks in increasing gold contents at the Zarshuran deposit (northern Takab), Takab-Angouran metallogenic district. *Journal of Economic Geology* 14(4): 89–114. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2022.75417.1042>
- Hosseini Dinani, H., Bagheri, H. and Shamsipour Dehkordi, R., 2012. Mineralization and geochemical studies in the Kalchouyeh occurrence, southwest of Naein. *Journal of Economic Geology*, 4(2): 241–256. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v4i2.16494>
- Hosseinzadeh, G., 1999. Study of economic geology on the Anjerd skarn, North of Ahar Town. Unpublished MSc. Thesis. University of Tabriz, Tabriz, Iran. (in Persian)
- Huang, C., Davis, L. and Townshend, J., 2002. An assessment of support vector machines for land cover classification. *International Journal of remote sensing*, 23(4): 725–749. <https://doi.org/10.1080/01431160110040323>

- Hussain, M., Li, H., Beshr, A.M. and Memon, F. A., 2025. Remote sensing-based structural and lithological mapping for prospecting polymetallic mineralization at Xiaoshan region, China. *Earth Science Informatics* 18(1): 82.
<https://doi.org/10.1007/s12145-024-01614-x>
- Imamali-pour, A., Abdeli Eslamlo, H. and Haj Alilou, B., 2011. Geochemistry of hydrothermal alterations associated with epithermal gold mineralization in Masjeddaghi area, east of Jolfa, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 2(2): 199–215. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v2i2.7851>
- Kashkoei Jahroomi, M. and Qishlaqi, A., 2016. A new approach for hydrothermal alteration mapping by selecting and interpreting principal components in Landsat ETM+ images. *Journal of Economic Geology*, 8(1): 181–199. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v8i1.31997>
- Kavoshgaran, C. E., 2012. Final report on general gold exploration in the Zeglik-Sarilar area, National Iranian Copper Industries Company (NICICO), Tehran, 254 pp. (in Persian)
- Khodadadzadeh, M., Li, J., Plaza, A., Ghassemian, H., Bioucas-Dias, J. M. and Li, X., 2014. Spectral-spatial classification of hyperspectral data using local and global probabilities for mixed pixel characterization. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 52(10): 6298–6314.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2296031>
- Komeili, S.S., Khalili, M., Asadi Haroni, H., Bagheri, H. and Ayati, F., 2017. The nature of hydrothermal fluids in the Kahang porphyry copper deposit (Northeast of Isfahan) based on mineralogical, fluid inclusion and stable isotopic data. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 285–305. (in Persian with English abstract),
<https://doi.org/10.22067/econg.v8i2.37178>
- Kovacevic, M., Bajat, B., Trivic, B. and Pavlovic, R., 2009. Geological units classification of multispectral images by using support vector machines. 2009 International Conference on Intelligent Networking and Collaborative Systems, United States, Ieee.
<https://doi.org/10.1109/INCOS.2009.44>
- Lu, J., Han, L., Liu, L., Wang, J., Xia, Z., Jin, D. and Zha, X., 2023. Lithology classification in semi-arid area combining multi-source remote sensing images using support vector machine optimized by improved particle swarm algorithm. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 119: 103318.
<https://doi.org/10.1016/j.jag.2023.103318>
- Maanijou, M. and Mostaghimi, M., 2014. The mass balance calculation of hydrothermal alteration in Sarcheshmeh porphyry copper deposit. *Journal of Economic Geology*, 5(2): 175–199. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v5i2.31718>
- Mazloumi Bajestani, A. and Rasa, I., 2010. Alteration and petrology of Intrusive Rocks associated with Gold Mineralization at Kuh-E-Zar Gold Deposit, Torbat-e-Heydaryeh. *Journal of Economic Geology*, 1(1): 57–69. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v1i1.3681>
- Mehrabi, B., Chaghaneh, N. and Tale Fazel, E., 2014. Intermediate sulfidation epithermal mineralization of No. 4 anomaly of Golojeh deposit (N. Zanjan) based on mineralogical, alteration and ore fluid geochemistry features. *Journal of Economic Geology*, 6(1): 1–22. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v6i1.38302>
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M. and Fazeli, T., 2021. Fluid inclusions, mineralogy and mineral chemistry of the porphyry-epithermal Sari Gunay epithermal ore deposit - the Kurdistan province. *Journal of Economic Geology*, 12(4): 509–530. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v12i4.83516>
- Mehvari, R., Shamsipour Dehkordi, R., Bagheri, H., Noghrean, M. and Mackizadeh, M. A., 2010. Mineralogy and fluid inclusion studies in kalchoye Copper- gold deposit, East of Esfahan. *Journal of Economic Geology*, 1(1): 47–55. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v1i1.3680>
- Melgani, F. and Bruzzone, L., 2004. Classification of hyperspectral remote sensing images with support vector machines. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 42(8): 1778–1790.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.831865>
- Mondal, S., Guha, A. and Pal, S.K., 2024. Support vector machine-based integration of AVIRIS NG hyperspectral and ground geophysical data for identifying potential zones for chromite

- exploration—A study in Tamil Nadu, India. *Advances in Space Research*, 73(2): 1475–1490. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2022.04.048>
- Moritz, R., Selby, D., Ovtcharova, M., Mederer, J., Melkonyan, R., Hovakimyan, S., Tayan, R., Popkhadze, N., Gugushvili, V. and Ramazanov, V., 2012. Diversity of geodynamic settings during Cu, Au and Mo ore formation in the Lesser Caucasus: new age constraints. *Proceedings 1st Triennial European Mineralogy and Crystallography Meeting*, Frankfurt, Germany.
- Nabavi, M., 1976. An introduction to the Iranian geology. Geological Survey of Iran, Tehran, 110 pp. (in Persian)
- Othman, A. and Gloaguen, R., 2014. Improving lithological mapping by SVM classification of spectral and morphological features: The discovery of a new chromite body in the Mawat ophiolite complex (Kurdistan, NE Iraq). *Remote Sensing*, 6(8): 6867–6896. <https://doi.org/10.3390/rs6086867>
- Pal, M., 2005. Random forest classifier for remote sensing classification. *International Journal of remote sensing*, 26(1): 217–222. <https://doi.org/10.1080/01431160412331269698>
- Pereira, J., Pereira, A., Gil, A. and Mantas, V. M., 2023. Lithology mapping with satellite images, fieldwork-based spectral data, and machine learning algorithms: The case study of Beiras Group (Central Portugal). *Catena*, 220: 106653. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106653>
- Pournamdari, M. and Hashim, M., 2014. Detection of chromite bearing mineralized zones in Abdasht ophiolite complex using ASTER and ETM+ remote sensing data. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(5): 1973–1983. <https://doi.org/10.1007/s12517-013-0927-0>
- Rahmani, N., Sekandari, M., Pour, A.B., Ranjbar, H. and Carranza, E.J.M., 2025. Evaluation of support vector machine classifiers for lithological mapping using PRISMA hyperspectral remote sensing data: Sahand–Bazman magmatic arc, central Iran. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 37: 101449. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2025.101449>
- Rajabpour, S., Hassanpour, S., Radmard, K. and Moghaddasi, S.J., 2022. Nature and genesis of the Zaglic Au deposit, NW Iran: Constraints from geochemical studies. *Journal of Geochemical Exploration*, 238: 107001. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107001>
- Rajabzadeh, M.A. and Esmaeili, S., 2013. Study on mineralization at Jian copper deposit, Fars province, using petrographical and geochemical data. *Journal of Economic Geology*, 5(1): 93–104. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v5i1.22912>
- Ramezani, Z., Alirezai, S. and Einali, M., 2021. The mineralogy, texture and fluid inclusion characteristics of Meideh silicic zone, north Pariz, Kerman copper belt; investigation of genetic relations with porphyry systems. *Journal of Economic Geology*, 13(4): 667–695. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2021.51673.84923>
- Riahi, S., Fathianpour, N. and Tabatabaei, S.H., 2017. Presenting a mapping method based on fuzzy Logic and TOPSIS multi criteria decision-making methods to detect promising porphyry copper mineralization areas in the east of the Sarcheshmeh copper metallogenic district. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 357–374. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v9i2.45829>
- Shebl, A., Abriha, D., Fahil, A.S., El-Dokouny, H.A., Elrasheed, A.A. and Csámer, Á., 2023. PRISMA hyperspectral data for lithological mapping in the Egyptian Eastern Desert: Evaluating the support vector machine, random forest, and XG boost machine learning algorithms. *Ore Geology Reviews*, 161: 105652. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105652>
- Shereif, A.S., Shebl, A., Mahmoud, A.S. and Csámer, Á., 2024. Enhanced Lithological Mapping in El-Missikat and El-Erediya Areas, Central Eastern Desert, Egypt, Leveraging Remote Sensing Techniques and Machine Learning Algorithms. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 62: 4512527. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2024.3471982>
- Suykens, J.A., De Brabanter, J., Lukas, L. and Vandewalle, J., 2002. Weighted least squares support vector machines: robustness and sparse approximation. *Neurocomputing*, 48(1–4): 85–105. [https://doi.org/10.1016/S0925-2312\(01\)00644-0](https://doi.org/10.1016/S0925-2312(01)00644-0)
- Taghipour, B. and Mackizadeh, M.A., 2011. Petrogenesis of skarn related Cu-porphyry intrusion deposit, Ali-Abad- Darreh Zereschk, Yazd. *Journal of Economic Geology*, 3(1): 79–92.

- (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v3i1.11444>
- Wang, Z. and Chang Yu, Z., 2010. Rocks/Minerals Information Extraction from EO-1 Hyperion Data Base on SVM. 2010 International Conference on Intelligent Computation Technology and Automation, IEEE Computer Society, Changsha, China. <https://doi.org/10.1109/ICICTA.2010.341>
- Yousefi, S.J. and Moradian, A., 2012. Mineralization model for Chahar Gonbad copper-gold deposit (Sirjan), using mineralogical, alteration and geochemical data and multivariate statistical methods. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 135–153. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v4i1.13397>
- Yu, L., Porwal, A., Holden, E.-J. and Dentith, M. C., 2012. Towards automatic lithological classification from remote sensing data using support vector machines. *Computers & Geosciences*, 45: 229–239.
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.11.019>
- Zarasvandi, A., Asadi, F., Pourkaseb, H., Ahmadnejad, F. and Zamanian, H., 2015. Hydrothermal Fluid evolution in the Dalli porphyry Cu-Au Deposit: Fluid Inclusion microthermometry studies. *Journal of Economic Geology*, 7(2): 277–306. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v7i2.38447>
- Zarasvandi, A., Tashi, M., Rezaei, M., Saki, A. and Mousivand, F., 2022. Geology and geochemistry of the Choran porphyry-epithermal Cu-Au deposit in the Dehej-Sarduveh subzone, Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Journal of Economic Geology*, 14(1): 39–66. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.2021.52017.87614>
- Ziaii, M., Abedi, A. and Ziaii, M., 2007, September. Prediction of hidden ore bodies by new integrated computational model in marginal Lut region in east of Iran. In *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference Mineral Exploration*, Toronto, Canada.
<https://www.911metallurgist.com/wp-content/uploads/2015/10/Prediction-of-Hidden-Ore-Bodies-by-New-Integrated-Computational-Model-in-Marginal-Lut-region-in-East-of-Iran.pdf>



RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2025.1146



An overview of lithium resources, geochemistry, exploration, extraction, processing, and applications with a focus on electric vehicles

Mohammad Hassan Karimpour ^{1*} , Bahareh Borouzi Niyat ²

¹ Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 06 March 2025

Revised: 17 May 2025

Accepted: 19 May 2025

Keywords

Lithium
brine deposits
electric vehicles
lithium-ion batteries

ABSTRACT

Today, the demand for critical metals like lithium has enhanced significantly, leading to greater exploration, extraction, and utilize these metals. In this comprehensive review, we discuss the different types of lithium resources, minerals, exploration, extraction, processing, and applications. Pegmatites, sedimentary deposits, and brines are the main sources of lithium. One of the most important applications of lithium is in the battery industry, especially in electric vehicle batteries. The use of these batteries is increasing day by day, so it is important to explore more lithium reserves. Based on the global consumption and demand for lithium, it is necessary to use various exploration methods, including geology, geophysics, mineralogy, geochemistry, and remote sensing, followed by drilling operations to find new lithium reserves. Pegmatites, brines, and playas in Iran have high potential for lithium deposits. Exploration of lithium deposits in Iran and development of appropriate technologies can transform the country into a regional producer of this strategic metal.

*Corresponding author

Mohammad Hassan Karimpour

✉ karimpur@um.ac.ir

How to cite this article

Karimpour, M.H and Borouzi Niyat, B., 2025. An overview of lithium resources, geochemistry, exploration, extraction, processing, and applications with a focus on electric vehicles. Journal of Economic Geology, 17(2): 49–90. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1146>



©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

Lithium is a soft, silvery-white alkali metal. It has an atomic mass of 6.941 g/mol, and atomic number 3 which is known as the least dense metal, highest electrochemical potential, and highly reactive. In addition, lithium is flammable and tends to react with water (form hydroxides) nitrogen, oxygen, and carbon dioxide in the air (Balaram et al., 2024; International Lithium Association, 2023). Lithium can replace magnesium due to its similar ionic and atomic radius. Lithium is found in a variety of geological environments and in the crust and can be extracted through various mining methods, depending on the location and composition of the deposit.

Pegmatites, brines, and sedimentary deposits are the most important sources of lithium. Over the past decade, lithium demand has increased due to its use in the lithium-ion batteries industry. Global consumption of lithium in 2024, a 29% increase from consumption in 2023. Global lithium demand is expected to reach nearly 1.8 million tonnes by 2030, almost six times the demand in 2020. Global lithium demand is expected to reach 1.8 million tonnes by 2030, almost six times the demand in 2020.

In this study, given the increasing demand for lithium and its extensive applications, an attempt has been made to present an up-to-date global perspective on various aspects of lithium, including its applications, geology, mineralogy, different types of lithium reserves, exploration indicators, analysis methods, extraction of lithium reserves, and finally its position and impact in the global market.

Geology and classification of lithium deposits

Lithium is enriched in the continental crust with an average crustal value of ~25 ppm. The most important sources of lithium include pegmatites, sedimentary deposits, and brines. Pegmatites are coarse-grained igneous rocks enriched in trace elements, including lithium. Pegmatite deposits are one of the primary sources of the lithium, particularly spodumene. The source granitic magma must be rich in lithium and also undergo extreme fractional crystallisation to form pegmatite deposits (London, 2018; Sykes et al., 2019). Lithium accumulates in the latest differentiates of granitic complexes at their final stage of consolidation and thus gets

concentrated in significant amounts in pegmatites.

Lithium can also be found in sedimentary deposits, where it is usually associated with clay minerals or evaporites. The sedimentary lithium deposits can be divided into two categories: (1) land-based sedimentary deposits, and (2) deep-sea sedimentary deposits.

Lithium can be found in brine deposits, which are formed by the evaporation of saline water in arid regions. These deposits are rich in lithium salts such as lithium chloride, lithium carbonate, and lithium hydroxide. Lithium brine deposits are formed over millions of years through a complex combination of geological and hydrological processes involving evaporation, mixing, halite, and hectorite dissolution, and precipitation (Munk and Jochens, 2011; Munk et al., 2016). These deposits are typically found in regions with arid or semi-arid climates, where the rate of evaporation is higher than the rate of precipitation.

Discussion and Result

Based on the lithium demand, especially in the manufacture of various types of batteries, research to further explore lithium reserves is so important. The largest amount of lithium reserves is in the brine type in Bolivia and Argentina (21 and 20 million tons, respectively), and the smallest amount is in the pegmatite type reserve (0.1 million tons) in Australia. Australia and Chile also have the highest levels of lithium mining. The highest level of processing and production of electrochemical products and batteries is in China (Stringer, and Millan, 2019).

The potential supply gap looms large. Projections indicate that by 2034, global demand for lithium could be 6.5 times greater than in 2023, further widening the supply-demand imbalance. By 2029, the industry could face a tipping point where demand far outstrips supply, creating significant challenges for the global energy transition. This impending shortage highlights the critical need for innovative, scalable, and environmentally responsible methods to extract lithium to meet future demand.

The electric vehicles need is increasing year by year. Using these types of vehicles will help reduce air pollution and protect the environment. Lithium-ion battery demand is expected to grow by about 27 percent annually to reach around 4700 GWh by 2030. In 2024, the global electric vehicle market had

significant changes. Chinese car company BYD took the top spot as the largest electric vehicle manufacturer, followed by Tesla in second place.

In Iran, the presence of brines and playas located in the Zagros and Central Iran zones, especially in desert areas, has high potential for lithium deposits. Hectorite in clay deposits should be prioritized for lithium exploration. Exploration of lithium deposits in Iran and development of appropriate technologies can transform the country into a regional producer of

this strategic metal.

Acknowledgements

With utmost respect and gratitude, we would like to thank Mr. Ali Abedi, the management of Atametal industrial and mining holding, for his valuable support in advancing this research project.



مروری بر ذخایر، زمین‌شیمی، اکتشاف استخراج، فراوری و کاربرد لیتیوم با نگرشی بر خودروهای برقی

محمدحسن کریم‌پور^{۱*}، بهاره بروزی‌نیت^۲ 

^۱ استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
امروزه تقاضا برای فلزهای حیاتی مانند لیتیوم به طور قابل توجهی افزایش یافته و به اکتشاف، استخراج و استفاده بیشتر از این فلزها منجر شده است. در این بررسی جامع، انواع مختلف منابع لیتیوم، کانی‌ها، اکتشاف، استخراج، فراوری و کاربردهای آن را مورد بحث قرار می‌دهیم. پگماتیت‌ها، ذخایر رسوبی و شورابه‌ها منابع اصلی لیتیوم هستند. یکی از مهم‌ترین کاربردهای لیتیوم در صنعت باتری‌سازی به ویژه در باتری خودروهای الکتریکی است. استفاده از این باتری‌ها روز به روز افزایش یافته؛ لذا اکتشاف هرچه بیشتر ذخایر لیتیومی حائز اهمیت است. بر اساس میزان مصرف و تقاضای جهانی لیتیوم، به کارگیری روش‌های گوناگون اکتشافی از جمله زمین‌شناسی، ژئوفیزیک، کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و سنجش از دور و پس از آن عملیات حفاری برای یافتن ذخایر جدید لیتیوم ضروری است. پگماتیت‌ها، شورابه‌ها و پلایاهای کشور ایران پتانسیل بالایی برای ذخایر لیتیوم دارند. کشف ذخایر لیتیوم در ایران و توسعه فناوری‌های مناسب، می‌تواند کشور را به یکی از تولیدکنندگان منطقه‌ای این فلز استراتژیک تبدیل کند.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۱۶ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۲/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۲۹
	واژه‌های کلیدی لیتیوم ذخایر شورابه‌ای وسایل نقلیه الکتریکی باتری‌های لیتیومی
	نویسنده مسئول محمدحسن کریم‌پور karimpur@um.ac.ir 

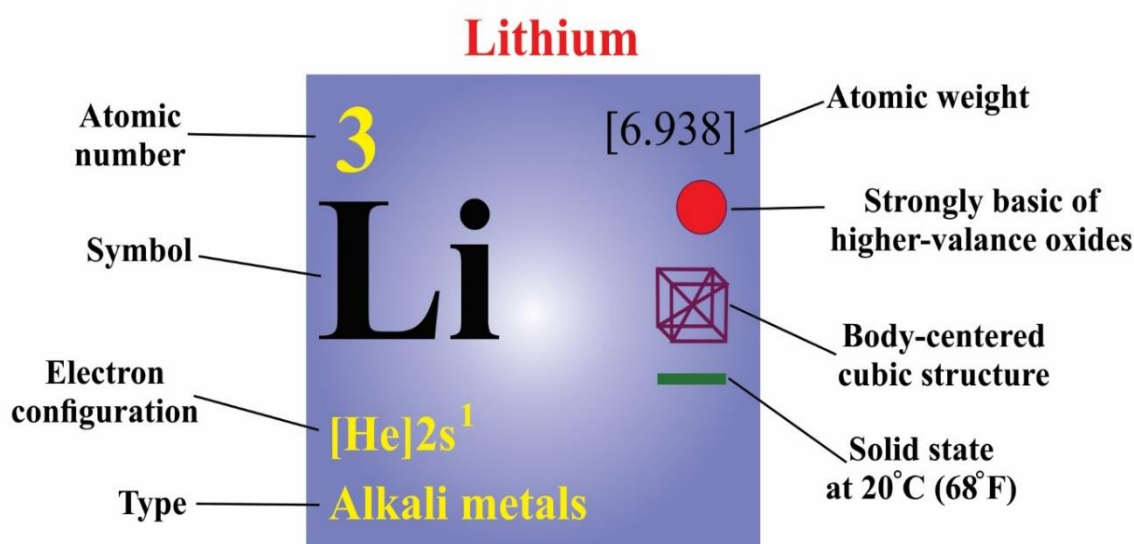
استناد به این مقاله

کریم‌پور، محمدحسن و بروزی‌نیت، بهاره، ۱۴۰۴. مروری بر ذخایر، زمین‌شیمی، اکتشاف استخراج، فراوری و کاربرد لیتیوم با نگرشی بر خودروهای برقی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۲): ۴۹-۹۰. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1146>

مقدمه

لیتیوم نوعی فلز قلیایی (گروه یک جدول تناوبی) نرم به رنگ سفید تا نقره‌ای است. این عنصر دارای عدد اتمی ۳ و جرم اتمی ۶/۹ است (شکل ۱) که به دلیل داشتن ویژگی‌های منحصر به فرد از جمله سبک‌ترین فلز، بالاترین پتانسیل الکتروشیمیایی و واکنش پذیری بالا شناخته شده است. علاوه بر این، لیتیوم قابل اشتعال است و تمایل به واکنش با آب (تشکیل هیدروکسید)، اکسیژن، کربن دی اکسید و نیتروژن در معرض هوا دارد (Balaram et al., 2024; International Lithium Association, 2023). لیتیوم به دلیل شعاع یونی و اتمی یکسان می‌تواند جانشین عنصر منیزیم شود (شکل ۲). لیتیوم در محیط‌های گوناگون زمین‌شناسی و در پوسته زمین یافت می‌شود و می‌توان آن را از طریق روش‌های مختلف معدن‌کاری، بسته به موقعیت و ترکیب کانسار استخراج کرد. پگماتیت‌ها، شورابه‌ها و ذخایر رسوبی از جمله مهم‌ترین منابع لیتیوم هستند. در طول دهه گذشته، تقاضای لیتیوم به دلیل استفاده از آن در صنعت باتری‌های لیتیومی افزایش یافته است. مصرف جهانی لیتیوم در سال ۲۰۲۴،

۲۹ درصد افزایش نسبت به سال ۲۰۲۳ داشته است (Jaskula, 2024). انتظار می‌رود تا سال ۲۰۳۰ تقاضای جهانی لیتیوم نزدیک به ۱/۸ میلیون تن باشد که این مقدار تقریباً شش برابر تقاضا در سال ۲۰۲۰ است (Statista Available online, 2025). باتری‌های لیتیومی نقش مهمی در وسایل نقلیه الکتریکی، ذخیره انرژی و وسایل الکترونیکی مانند گوشی‌های همراه، لپ‌تاپ، ساعت‌های هوشمند و دوربین‌های دیجیتال ایفا می‌کنند. همچنین این باتری‌ها به دلیل ظرفیت بالا، ایمنی، طول عمر و سرعت شارژ زیاد محبوب هستند. کاربرد وسیع لیتیوم به اکتشاف روزافزون منابع لیتیوم و استخراج آن در سطح جهان منجر شده است. پیش‌بینی می‌شود تقاضا برای لیتیوم در سال‌های آینده به طور چشمگیری افزایش یابد. در این پژوهش، با توجه به افزایش تقاضای لیتیوم و کاربردهای گسترده آن، سعی شده است یک چشم‌انداز جهانی به روز در مورد جنبه‌های مختلف لیتیوم از جمله کاربردهای آن، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، انواع مختلف ذخایر لیتیومی، شاخص‌های اکتشاف، روش‌های آنالیز، استخراج ذخایر لیتیومی و در نهایت جایگاه و اثر آن در بازار جهانی ارائه شود.



شکل ۱. مشخصات عنصر لیتیوم

Fig. 1. Properties of lithium element

SIZES OF ATOMS AND THEIR IONS IN PM									
GROUP 1		GROUP 2		GROUP 13		GROUP 16		GROUP 17	
PERIOD 2	Li ⁺ Li	Be ²⁺ Be	B ³⁺ B	O	O ²⁻	F	F ⁻		
	90 134	59 90	41 82	73	126	71	119		
PERIOD 3	Na ⁺ Na	Mg ²⁺ Mg	Al ³⁺ Al	S	S ²⁻	Cl	Cl ⁻		
	116 154	86 130	68 118	102	170	99	167		
PERIOD 4	K ⁺ K	Ca ²⁺ Ca	Ga ³⁺ Ga	Se	Se ²⁻	Br	Br ⁻		
	152 196	114 174	76 126	116	184	114	182		
PERIOD 5	Rb ⁺ Rb	Sr ²⁺ Sr	In ³⁺ In	Te	Te ²⁻	I	I ⁻		
	166 211	132 192	94 144	135	207	133	206		

شکل ۲. نمایش جانشینی لیتیوم بجای منیزیم (Boole, 2024)

Fig. 2. Replacement of lithium with magnesium (Boole, 2024)

اسپودومن است. ذخایر پگماتیت در کشورهای مختلفی از جمله استرالیا، کانادا، ایالات متحده و برزیل یافت می شود. ماگمای گرانیتی منشأ باید غنی از لیتیوم باشد و همچنین تحت تبلور تفریقی شدیدی قرار بگیرد تا ذخایر پگماتیت تشکیل شود (London, 2018; Sykes et al., 2019). لیتیوم در نتیجه تفریق ماگماهای گرانیتی در مراحل نهایی تبلور، در پگماتیت ها با فراوانی بالایی متمرکز می شود (Balaram et al., 2024). ذخایر پگماتیت در کشور استرالیا دارای مجموعه ای از قلع، تانتالیم، لیتیوم و کائولن است. این پگماتیت ها حاوی بیشترین مقدار لیتیوم (بیشتر از ۵ درصد وزنی Li₂O) هستند (Sykes et al., 2019).

زمین شناسی و تقسیم بندی کانسارهای لیتیوم

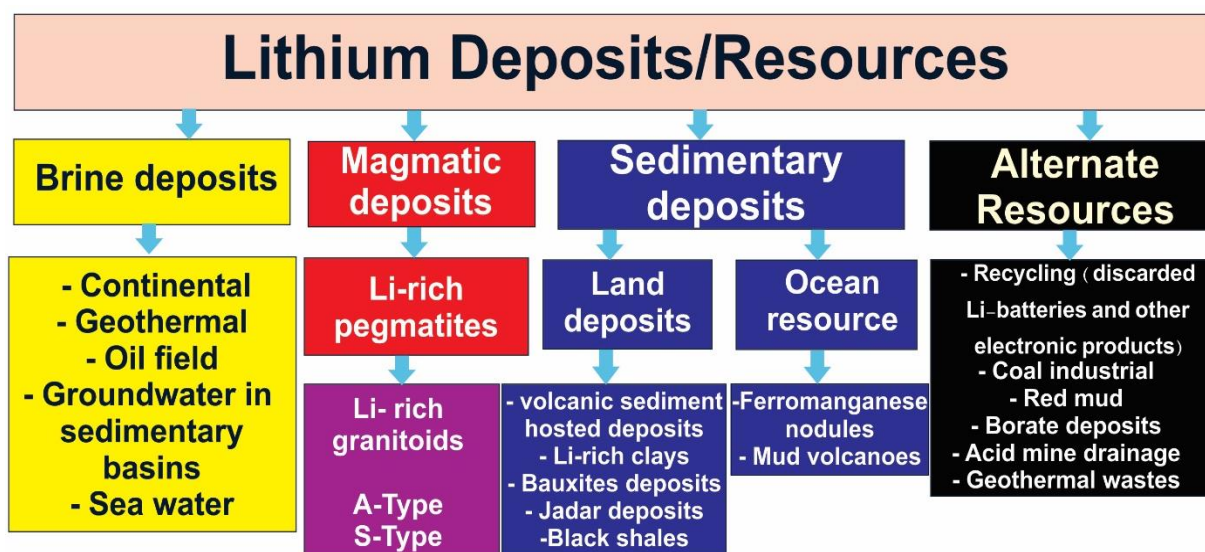
لیتیوم در پوسته قاره ای غنی شدگی دارد و مقدار آن به طور میانگین ۲۵ گرم در تن است (Balaram et al., 2024). مقدار فراوانی عنصر لیتیوم در سنگ ها، آب ها و محیط های مختلف زمین شناسی در جدول ۱ ارائه شده است. از مهم ترین منابع لیتیوم می توان به پگماتیت ها، ذخایر رسوبی و شورابه ها اشاره کرد (شکل ۳).

پگماتیت ها سنگ های آذرین دانه درشتی هستند که از عناصر کمیاب از جمله لیتیوم غنی شده اند (Benson et al., 2025). ذخایر پگماتیت یکی از منابع اولیه ماده معدنی لیتیوم، به ویژه

جدول ۱. غلظت عنصر لیتیوم در سنگ‌ها، آب‌ها و محیط‌های مختلف زمین‌شناسی (برگرفته از بالارام و همکاران (Balaram et al., 2024))

Table 1. Lithium concentrations in different types of rocks, water, and other geological materials (modified after Balaram et al., 2024)

Type of geological material	Concentration	Reference
Upper continental crust	35 ± 11 ppm	Teng et al., 2004
Continental crust	17 ppm	Rudnick and Gao, 2005
Igneous rocks	29 ppm	Horstman, 1957
Sedimentary rocks	53–60 ppm	Evans, 2014
Hydrothermal waters (general)	8.2 µg/mL	Shaw et al., 1977
Marine sediments (manganese nodules)	139 ppm	Heller et al., 2018
Brines	200 – 1400 ppm	Gruber et al., 2011
Sea water	0.1–0.2 ppm	Li et al., 2021a; Li et al., 2021b
Groundwater	0.9 – 161 ppb (average 13.9 ppb)	Sharma et al., 2022
Surface water	<0.5 to 130 ppb (average 3.9 ppb)	Sharma et al., 2022
Geothermal waters	77.31 – 99.40 ppm	Suud et al., 2023
Brines associated with oilfield	7.56 – 150 ppm	Yu et al., 2023a; Yu et al., 2023b



شکل ۳. نمایی از طبقه‌بندی تقریبی انواع ذخایر و منابع لیتیوم (برگرفته از بالارام و همکاران (Balaram et al., 2024))

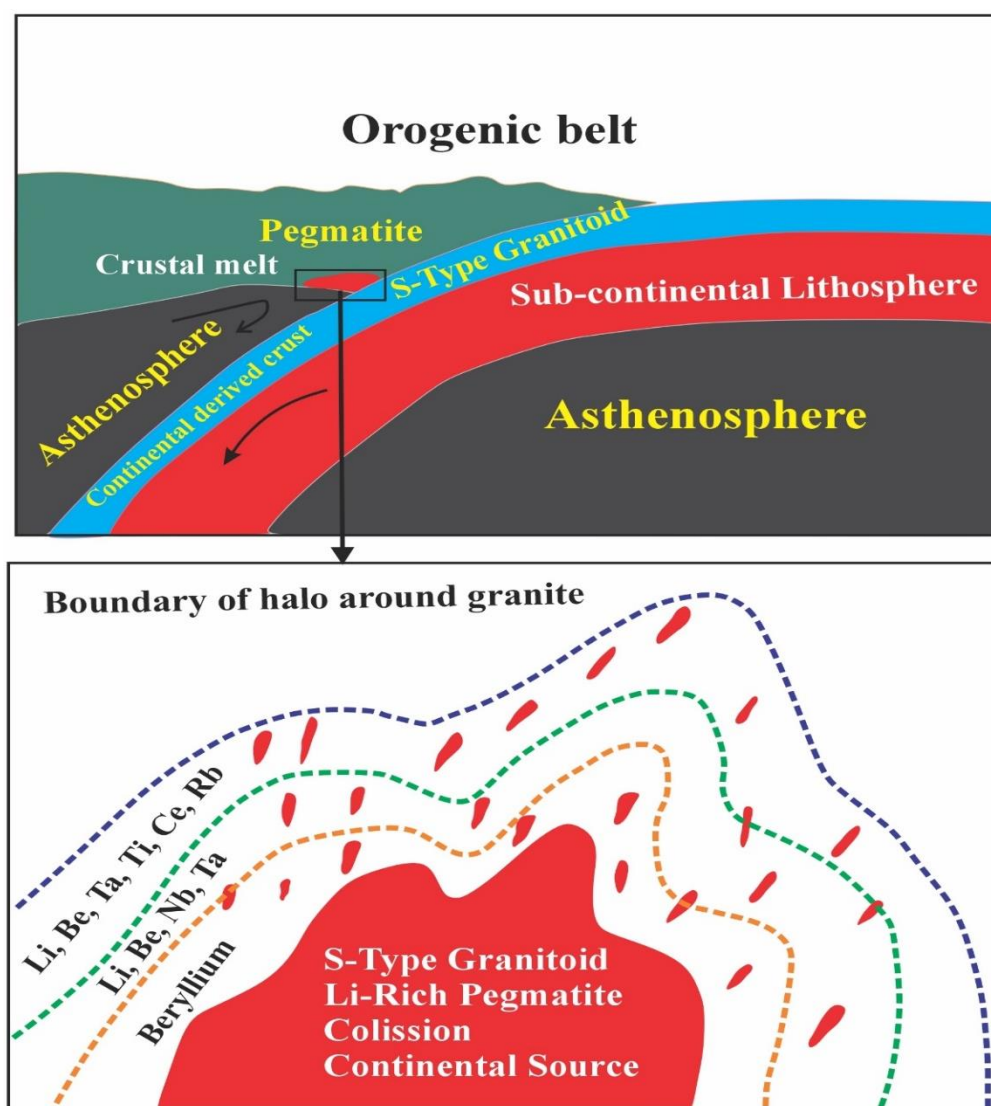
Fig. 3. Illustrative view of the approximate classification of all kinds of lithium deposits/resources modified after (Balaram et al., 2024)

رخساره‌های دگرگونی در کمریندهای کوه‌زایی و میزان
بالاآمدگی در طول گسترش کوه‌زایی اشاره کرد. دو نوع ذخیره

عوامل مختلفی در تنوع طبقه‌بندی پگماتیت‌ها اثر دارد، از جمله
این عوامل می‌توان به ترکیب‌های سنگ‌های پوسته‌ای، سری

دگرگون شده در رخساره شیست سبز بالایی تا آمفیبولیت زیرین میزبان، بیشتر پگماتیت های LCT هستند. این پگماتیت ها اغلب مرتبط با سنگ های پرکامبرین هستند. در شکل ۴، نمودار شماتیکی از منشأ گرانیت ها نوع S در زون برخورد قاره ای به همراه هاله های زمین شیمی آن نمایش داده شده است.

پگماتیت لیتیوم دار وجود دارد:
(۱) **پگماتیت های LCT**: پگماتیت های LCT غنی شدگی قابل توجهی از عناصر لیتیوم (Li)، سزیم (Cs) و تانتالیم (Ta) نشان می دهند. این پگماتیت ها در محیط های زمین ساختی زون فرورائش و برخورد قاره ای تشکیل می شوند و کانی های اسپودومن، لپیدولیت و پتالیت در آنها فراوان است. سنگ های پوسته ای

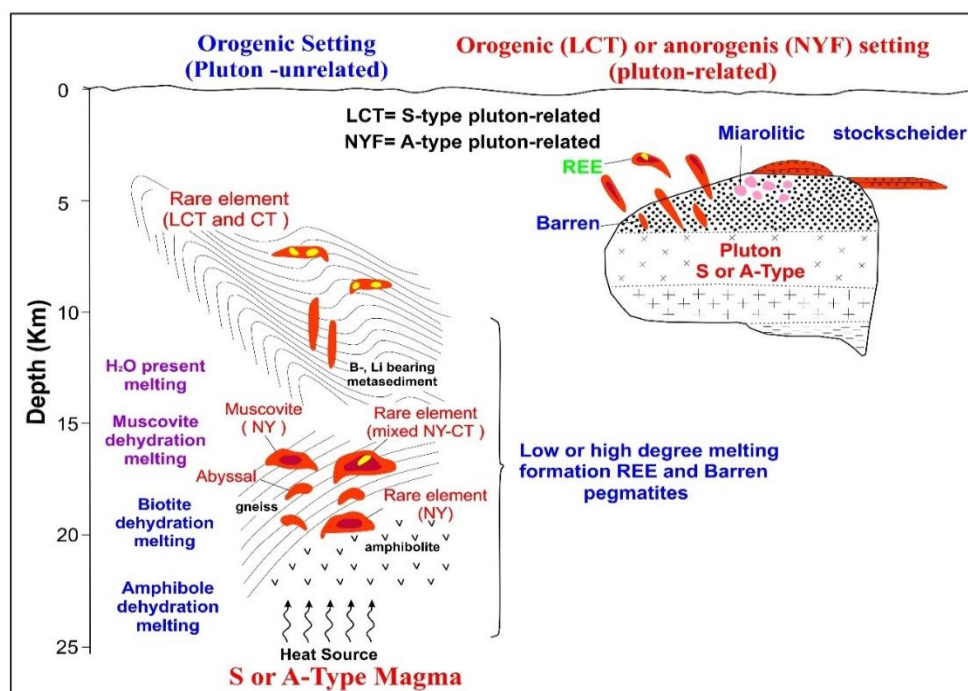


شکل ۴. نمودار نمایش گرانیتوئیدهای نوع S در زون برخورد قاره ها، منشأ پگماتیت های حاوی لیتیوم (Trueman and Černý, 1982; Serri et al., 1993; Galeschuk and Vanstone, 2007).

Fig. 4. Schematic diagram of S-type granitoids in continental collision zone, source of Li-bearing pegmatites (Trueman and Černý, 1982; Serri et al., 1993; Galeschuk and Vanstone, 2007).

LCT بدون لیتیوم هستند (CT). وجود لیتیوم در پگماتیت‌های LCT به فراوانی آن در مذاب حاصل از ذوب سنگ منشأ در زون فرورانش بستگی دارد (Muller et al., 2017). موقعیت زمین‌ساختی گرانیت‌های نوع A در ریف‌های درون قاره‌ای (غیر کوه‌زایی) است. این گرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای منشأ می‌گیرند. گرانیت‌های نوع A نیز می‌توانند در منشأ پگماتیت‌های حاوی لیتیوم نقش داشته باشند (شکل ۵).

لیتیوم در آخرین فاز تفریق کمپلکس‌های گرانیتی در مرحله نهایی تبلور تجمع می‌یابد و در نتیجه به مقدار قابل توجهی در پگماتیت‌ها متمرکز می‌شود (Balaram et al., 2024). مجموعه کانی‌هایی که در نهایت تشکیل می‌شوند، حاوی مقدار بالایی لیتیوم هستند مثل اسپودومن، لپیدولیت و پتالیت (London, 2018). به عقیده مولر و همکاران (Muller et al., 2017)، پگماتیت‌های LCT مربوط به گرانیت‌های نوع S نوع کالک‌آلکان کوه‌زایی هستند که در زون فرورانش و برخورد قاره‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۵). برخلاف طبقه‌بندی شناخته‌شده پگماتیت‌ها، گاهی پگماتیت‌های



شکل ۵. نمودار نمایش گرانیتوئیدهای نوع A و S ریف‌های درون قاره، منشأ پگماتیت‌های حاوی لیتیوم (برگرفته از مولر و همکاران (Muller et al., 2017))

Fig. 5. Schematic diagram of S and A-type granitoids in continental rift, source of Li-bearing pegmatites (modified after Muller et al., 2017)

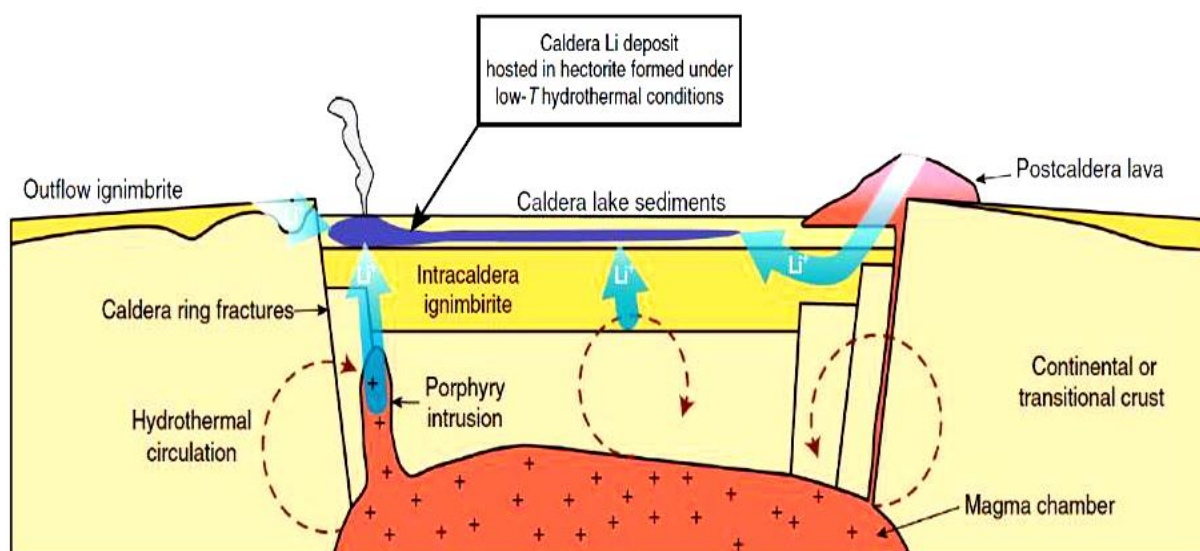
پگماتیت‌ها می‌توان به دایک‌های پگماتیتهای در گنایس‌های پورفایروبلاستی در هند (Singhm and Kaistha, 1999) و یا پگماتیت‌های لیتیوم‌دار چین (Zhang et al., 2021) اشاره کرد.

۲) پگماتیت‌های همراه با سنگ‌های ماگمایی و متاسوماتیکی: این پگماتیت‌ها در کمرندهای کوه‌زایی، همراه با سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی مشاهده می‌شوند. از جمله این

لیتیوم از گدازه‌های ریولیتی، سنگ‌های آتشفشانی و ماگماهای حاوی لیتیوم توسط سیالات گرمایی در اطراف سامانه‌های آتشفشانی بسیار بزرگ برای تولید دریاچه‌های کالدرای تشکیل می‌شوند (شکل ۶). آب‌های سطحی و گرمایی می‌توانند در شست‌وشوی بیشتر لیتیوم نقش داشته باشند. در ذخایر رسی، لیتیوم معمولاً در کانی اسمکتیت وجود دارد، مانند ذخایر رسی لیتیوم‌دار در نوادا، مکزیک و آریزونا که لیتیوم در اسمکتیت متمرکز شده است (Thompson et al., 2025). هکتوریت، رایج‌ترین نوع اسمکتیت است که غنی از منیزیم و لیتیوم است (Balaram et al., 2024). ذخایر رسی لیتیوم شامل سه دسته هستند: ۱- ذخایر هکتوریت، ۲- ذخایر ایلیت-اسمکتیت و ۳- ذخایر جاداریت (Balaram et al., 2024).

از جمله ذخایر ماگمایی جدید لیتیوم می‌توان به مقدار بالای لیتیوم (۲۸۶ تا ۹۵۷ گرم در تن) در سنگ میزبان توف در کشور چین اشاره کرد که یک منبع لیتیوم مهم است (Peng et al., 2023). لیتیوم همچنین می‌تواند در ذخایر رسوبی، جایی که معمولاً با کانی‌های رسی یا تبخیری‌ها همراه است، وجود داشته باشد. ذخایر لیتیوم رسوبی در کشورهایی مانند چین، روسیه و ایالات متحده یافت می‌شود (Balaram et al., 2024). ذخایر رسوبی لیتیوم به دو دسته تقسیم می‌شوند:

ذخایر رسوبی خشکی: منشأ لیتیوم در ذخایر رسوبی همواره مورد بحث بوده است. در یکی از فرضیه‌های مطرح‌شده، تصور می‌شود که ذخایر رسوبی خشکی ذخایر رسی لیتیوم‌دار مرتبط با مناطق آتشفشانی هستند. ذخایر رسی غنی از لیتیوم در نتیجه شسته‌شدن



شکل ۶. مدل شماتیکی از نحوه تشکیل ذخایر رسی لیتیوم (هکتوریت) (برگرفته از بنسون و همکاران (Benson et al., 2017))

Fig. 6. Schematic model of hectorite lithium clay deposits formation (modified after (Benson et al., 2017))

در امتداد یک منطقه گسلی ۸ کیلومتری قرار گرفته است (Ames et al., 1958). دریاچه تشکیل شده در دهانه آتشفشان، محل ته‌نشینی رسوب‌های آتشفشانی آواری بوده که اکنون یک حلقه تقریباً پیوسته را در دهانه کالدرای تشکیل می‌دهند و میزبان

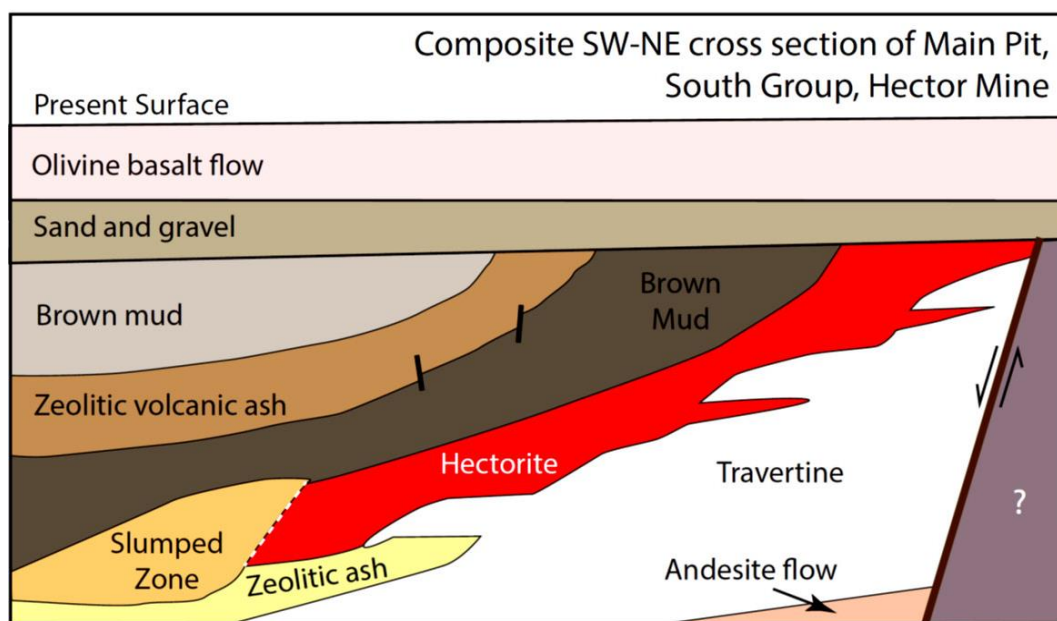
یکی از معادن شناخته‌شده هکتوریت، معدن هکتور در نزدیکی بارستو واقع در ایالت کالیفرنیا امریکاست. در این معدن، هکتوریت کانی رسی اصلی در توالی لایه‌های خاکستر آتشفشانی آلتره‌شده است که به صورت میان لایه‌ای با رسوب‌های دریاچه‌ای و تراورتن

Segovia-More et al.,) ۲۰۰۰ تا ۴۰۰۰ گرم در تن است (

(2023).

عدسی‌های مختلف هکتوریتی هستند (شکل ۷).

همچنین از دیگر ذخایر رسی می‌توان به ذخیره آتشفشانی ماکوسانی در امریکا جنوبی اشاره کرد که محتوای بالای لیتیوم آن



شکل ۷. موقعیت مکانی تشکیل هکتوریت در معدن هکتور کالیفرنیا (برگرفته از آموز و همکاران (Ames et al., 1958))

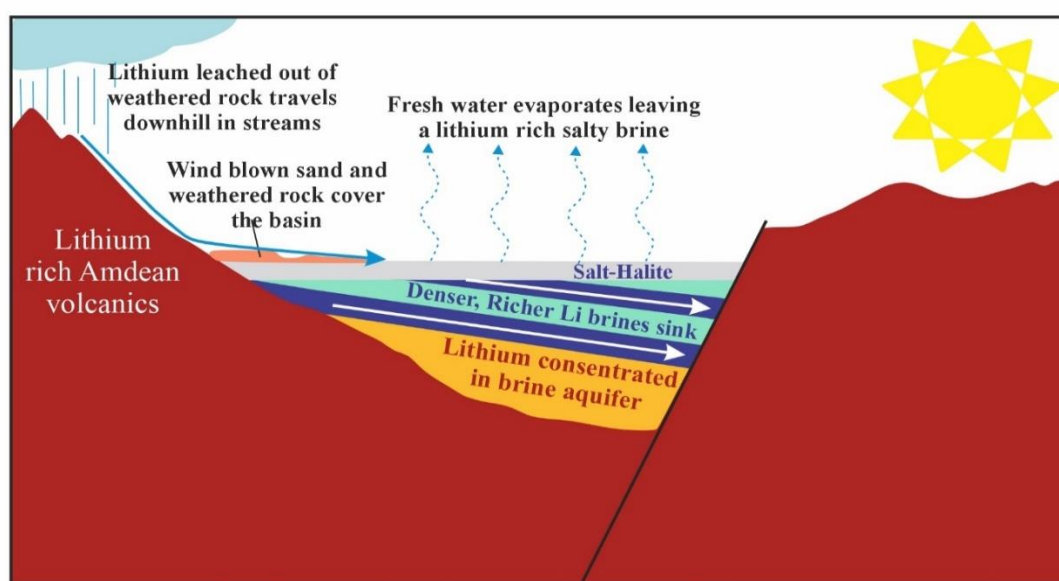
Fig. 7. Location of hectorite formation in the Hector mine, California (modified after Ames et al., 1958)

لیتیوم را می‌توان در ذخایر شورابه‌ای یافت که در اثر تبخیر آب شور در مناطق خشک تشکیل می‌شوند. این رسوب‌ها سرشار از نمک‌های لیتیوم مانند کلرید لیتیوم، کربنات لیتیوم و هیدروکسید لیتیوم هستند. ذخایر شورابه‌ای اغلب در کشورهایی مانند شیلی، آرژانتین و بولیوی یافت می‌شوند؛ جایی که نمکزارهای بزرگ، معروف به پلایا وجود دارند. شورابه‌های فوق شور می‌توانند تا ۶۰۰۰ گرم در تن لیتیوم داشته باشند (Karimpour, 2024). ذخایر لیتیوم شورابه‌ای بالغ بر میلیون‌ها سال در طی ترکیب پیچیده‌ای از فرایندهای زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی شامل تبخیر، اختلاط، انحلال‌هالیت و هکتوریت و ته‌نشینی تشکیل می‌شوند (Munk and Jochens, 2011; Munk et al., 2016). این ذخایر در آب و هوای خشک تشکیل می‌شوند؛ جایی که مقدار

ذخایر رسوبی دریای عمیق: مقدار لیتیوم در آب دریایی پایین و حدود ۰/۱ تا ۰/۲ میلی گرم در میلی لیتر است (Li et al., 2021a; Li et al., 2021b). رودخانه‌ها مقدار زیادی لیتیوم به آب دریا اضافه می‌کنند و فعالیت گرمابی در پشته‌های میان اقیانوسی، مقدار قابل توجهی لیتیوم را به آب‌های اقیانوسی تزریق می‌کنند (Edmond et al., 1979; Schlesinger et al., 2021). لیتیوم فعالیت بیولوژیکی محدودی دارد؛ اما می‌تواند جایگزین یون‌های آلومینیم، منیزیم و آهن در آلومینوسیلیکات‌های موجود در رسوب‌ها شود و در نتیجه در رسوب‌های دریایی غنی‌شدگی لیتیوم رخ می‌دهد (Steiner et al., 2022). به همین دلیل رسوب‌های دریایی مانند نودول‌ها و پوسته‌های فرومکنز در اعماق دریا حاوی غلظت قابل توجهی لیتیوم هستند.

یکی از فرایندهای مهم برای تشکیل شورابه‌هاست و تبخیر سطحی به همراه غلظت و تمرکز عنصر لیتیوم (شکل ۸) از سازوکارهای اصلی تشکیل ذخایر شورابه‌ای لیتیوم هستند (Wang et al., 2021a; Wang et al., 2021b). ذخایر شورابه‌ای لیتیوم سه نوع هستند که عبارتند از: ۱- ذخایر شورابه‌ای قاره‌ای، ۲- ذخایر شورابه‌ای ژئوترمال، ۳- ذخایر شورابه‌ای حوزه‌های نفتی.

تبخیر بیشتر از بارش است. فرونشست زمین برای تشکیل حوضه رسوب‌گذاری و زمان کافی برای انباشت لیتیوم از دیگر موارد ضروری تشکیل این ذخایر هستند (Munk et al., 2025). معمولاً وقتی سیال شور با سنگ‌های آتشفشانی مانند بازالت‌ها و ریولیت غنی از لیتیوم واکنش می‌دهد، لیتیوم و پتاسیم حل می‌شوند. دماهای بالاتر و دوره‌های زمانی طولانی‌تر توانایی شست‌وشو را افزایش می‌دهند (Balaram et al., 2024). واکنش آب و سنگ



شکل ۸. مدل شماتیکی از نحوه تشکیل شورابه‌های لیتیوم‌دار (برگرفته از هوستون و همکاران (Houston et al., 2011))

Fig. 8. Schematic model of Li-bearing brines formation (modified after Houston et al., 2011)

2024). ذخایر شورابه‌ای زیرسطحی غنی از لیتیوم معمولاً در عمق صدها یا هزاران متری دفن می‌شوند. فعل و انفعالات زمین‌شیمیایی زیرسطحی بین آب و فازهای جامد توده‌ای از رسوب‌های دریاچه‌ای مهم‌ترین فرایند برای تشکیل رسوب‌های شورابه است (Coffey et al., 2021). مثلث لیتیوم (آرژانتین، شیلی و بولیوی) بهترین نمونه از ذخایر شورابه‌ای قاره‌ای است (شکل ۹). غلظت‌های بسیار بالای لیتیوم (تا ۷۰۰۰ گرم در تن) از این رسوب‌ها گزارش شده است (Warren, 2016).

ذخایر شورابه‌ای قاره‌ای: رایج‌ترین رسوب‌های شورابه‌ای لیتیوم، ذخایر شورابه‌ای قاره‌ای هستند که به عنوان دریاچه‌های نمک، نمکزار یا پلایا نیز شناخته می‌شوند. شرایط زمین‌شناسی و اقلیمی لازم برای تشکیل این ذخایر عبارتند از: ۱- منبع لیتیوم، ۲- سازوکار استخراج، ۳- سازوکار انتقال، ۴- یک حوزه بسته برای به دام افتادن سیال، ۵- اقلیم خشک تا نیمه خشک برای سرعت تبخیر مورد نیاز، ۶- مقدار زیادی نمک محلول حاوی غلظت قابل توجهی از لیتیوم، ۷- فرونشست و ۸- زمان کافی برای تمرکز و ته‌نشینی عناصر (Munk et al., 2016; Balaram et al., 2024).



شکل ۹. نمایش موقعیت مکانی ذخایر لیتیوم نوع شورابه‌ای در آمریکای جنوبی (Nelson, 2022)

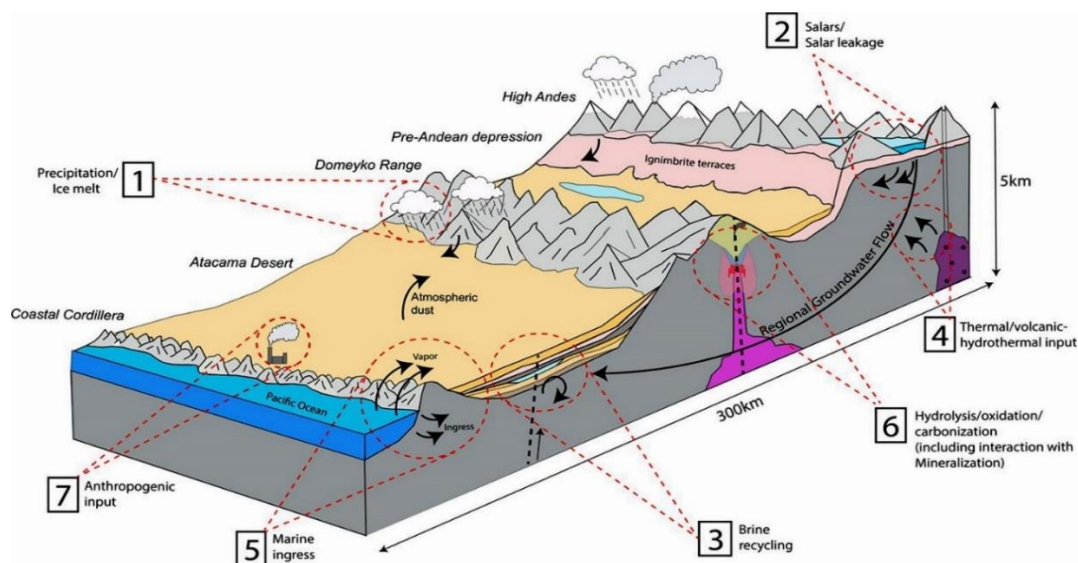
Fig. 9. Location of lithium brine deposits in the South America (Nelson, 2022)

به عنوان منبع با پتانسیل لیتیوم (۸۰ تا ۳۰۰ گرم در تن) در آب تولید شده از ذخایر شیل شناخته می‌شوند (Lee et al., 2024). شورابه‌های حوزه‌های نفتی علاوه بر منیزیم، برم و پتاسیم حاوی ناهنجاری لیتیوم هستند. لیتیوم موجود در این نمک‌ها ممکن است از تماس با محلول نمکی با لایه‌های حاوی فیلوسیلیکات منشأ بگیرد (Mertineit and Schramm, 2019).

به طور کلی، املاح شورابه‌ها می‌توانند ۷ منشأ داشته باشند (شکل ۱۰) که عبارتند از: ۱- انحلال املاح در نتیجه بارش و ذوب یخ، ۲- شست‌وشو از پلایاها، ۳- بازیافت شورابه‌ها، ۴- آتشفشانی- گرمابی، ۵- دریا، ۶- اکسایش و دگرسانی و ۷- آلودگی‌های انسان‌زا (Kidder et al., 2020).

ذخایر شورابه‌ای ژئوترمال: این ذخایر زمانی تشکیل می‌شوند که محلول‌های شور غلیظ و گرم (چشمه‌های گرمابی) در میان سنگ‌های پوسته‌ای در مناطقی با جریان حرارت بسیار بالا به گردش در می‌آیند و از عناصری مانند لیتیوم، بور و پتاسیم غنی می‌شوند. ذخیره ژئوترمال غنی از لیتیوم در جنوب غربی **شیانگ** در چین، یکی از ذخایر شورابه‌ای ژئوترمال لیتیوم با پتانسیل بالاست که در مقایسه با سایر حوزه‌های ژئوترمال غنی از لیتیوم در سراسر جهان، بالاترین غلظت لیتیوم (۲۳۹ گرم در تن) را دارد (Wang et al., 2021a; Wang et al., 2021b).

ذخایر شورابه‌ای حوزه‌های نفتی: سنگ‌های منشأ نفت (شیل) که از قدیم منبع نفت و گاز در نظر گرفته می‌شدند، در حال حاضر



شکل ۱۰. منشأ املاح موجود در شورابه‌ها (Kidder et al., 2020)

Fig. 10. The sources of solutes brines (modified after Kidder et al., 2020)

کانی‌شناختی و زمین‌شیمی کانسارهای لیتیوم

رایج‌ترین کانی‌های لیتیوم‌دار به شرح زیر هستند. این کانی‌ها به طور معمول در سنگ‌های آذرین، پگماتیت‌ها و ذخایر رسوبی یافت می‌شوند. در جدول ۲ مقدار غلظت لیتیوم در کانی‌های مختلف ارائه شده است.

اسپودومن: کانی اسپودومن ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$) یکی از مهم‌ترین کانی‌های لیتیوم‌دار است که از سرد شدن آهسته ماگما به وجود می‌آید. اسپودومن یک کانی پیروکسن است که حاوی لیتیوم آلومینیم اینوسیلیکات است. این کانی می‌تواند به شکل‌های توده‌ای، دانه‌ای یا بلوری باشد. به طور معمول بی‌رنگ تا صورتی کم رنگ یا سبز است و دارای محتوای نسبتاً بالای لیتیوم است که آن را به منبع اصلی ماده معدنی لیتیوم تبدیل می‌کند.

پتالیت: کانی پتالیت ($\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$) یک کانی سیلیکاته آلومینیم لیتیوم است که در پگماتیت‌ها و برخی از رسوب‌های گرانیتی دیده می‌شود و معمولاً بی‌رنگ، سفید یا صورتی کم رنگ است. پتالیت دارای محتوای لیتیوم نسبتاً کمی در مقایسه با اسپودومن است؛ اما همچنان به عنوان یک منبع مهم سنگ لیتیوم در برخی از کانسارها در نظر گرفته می‌شود.

لیپدولیت: کانی لیپدولیت ($\text{K}(\text{Li},\text{Al})_3(\text{Al},\text{Si},\text{Rb})_4\text{O}_{10}$) یک کانی لیتیوم میکاست که در پگماتیت‌ها، گرانیت و برخی از ذخایر رسوبی رخمون دارد. لیپدولیت معمولاً صورتی یا بنفش است و در مقایسه با اسپودومن، لیتیوم نسبتاً کمی دارد. با این حال، به دلیل محتوای بالای عناصر کمیاب دیگر مانند روبیدیم، سزیم و تانتالیوم که می‌تواند ارزش اقتصادی نیز داشته باشد، شناخته شده است.

آمبلیگونیت: کانی آمبلیگونیت ($(\text{Li},\text{Na})\text{AlPO}_4(\text{F},\text{OH})$) یک کانی فسفات است که حاوی لیتیوم، آلومینیم و فلوئور است. اغلب در گرانیت، پگماتیت‌ها و برخی سنگ‌های دگرگونی یافت می‌شود. آمبلیگونیت به طور معمول بی‌رنگ، سفید یا زرد کم رنگ است و دارای محتوای لیتیوم متوسطی است.

تریفیلیت / لیتیوفیلیت: کانی تریفیلیت / لیتیوفیلیت ($\text{Li}(\text{Fe},\text{Mn})\text{PO}_4$) کانی فسفاتی است که می‌تواند حاوی لیتیوم نیز باشد. آنها معمولاً در گرانیت، پگماتیت‌ها و برخی از سنگ‌های دگرگونی یافت می‌شوند. تریفیلیت یا لیتیوفیلیت کانی تیره رنگ است و در مقایسه با سایر کانی‌های لیتیوم‌دار دارای محتوای لیتیوم نسبتاً کمی است.

لیتیوفوریت: کانی لیتیوفوریت $((\text{Al}, \text{Li}) \text{Mn}^{4+} \text{O}_2(\text{OH}))$ یک اکسید پایه منگنز لیتیوم و آلومینیم است. این کانی در ذخایر گرمابی و منگنزهای رسوبی یافت می‌شود.

جاداریت: کانی جاداریت $((\text{LiNaB}_3\text{SiO}_7(\text{OH})))$ یک نئوسیلیکات است که حاوی مقادیر قابل توجهی لیتیوم و بور است. این کانی برای نخستین بار در شیل‌های نفتی صربستان کشف شد (Stanley et al., 2007). معدن جادار در صربستان یکی از ذخایر رسوبی - آتشفشانی منحصر به فرد لیتیوم بوده و کانی میزبان اصلی آن جاداریت است (Putzolu et al., 2025).

زابولیت: کانی زابولیت (Li_2CO_3) یک کربنات لیتیوم است. این کانی در محیط‌های رسوبی تبخیری همراه با کانی هالیت یا به صورت ادخال در کانی اسپودومن یافت می‌شود.

تانیولیت: کانی تانیولیت $(\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2)$ یکی از کانی‌های گروه میکاست. رنگ این کانی از قهوه‌ای مایل به سبز تا بی‌رنگ متغیر است. تانیولیت در مراحل آخر تشکیل پگماتیت‌ها به وجود می‌آید.

زینوالدیت: کانی زینوالدیت $(\text{K}(\text{LiFeAl})(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{FOH})_2)$ از کانی‌های گروه میکاست. این کانی سیلیکات آهن و آلومینیم به همراه لیتیوم است. کانی زینوالدیت در کانسار زینوالد-سینووک (مرز آلمان و جمهوری چک) میزبان اصلی لیتیوم است که در زون‌های دگرسانی گرایزن در حاشیه داخلی توده‌های گرانیتی تجمع یافته است (Burisch et al., 2025).

کوکیت: کانی کوکیت $(\text{LiAl}_4(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8)$ یکی از کانی‌های گروه فیلسیلیکات‌هاست. این کانی معمولاً حاصل دگرسانی گرمابی در پگماتیت‌هاست.

یوکرپتیت: کانی یوکرپتیت (LiAlSiO_4) یک فلدسپاتوئید است که همراه با کانی‌های اسپودومن، آلبیت، پتالیت، آمبلیگونیت و کوآرتز در پگماتیت‌های لیتیوم‌دار یافت می‌شود. یوکرپتیت از دگرسانی کانی اسپودومن تشکیل می‌شود.

هکتوریت: کانی هکتوریت $(\text{Mg}, \text{Li})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ یک فیلسیلیکات و از کانی‌های رسی کمیاب است. هکتوریت اغلب با ذخایر بنتونیت همراه است.

جدول ۲. مقدار فراوانی لیتیوم در برخی از کانی‌های لیتیوم‌دار مهم (Peiro et al., 2013; Gourcerol et al., 2019; Howell et al., 2020; Balaram et al., 2023; Zhao et al., 2023a)

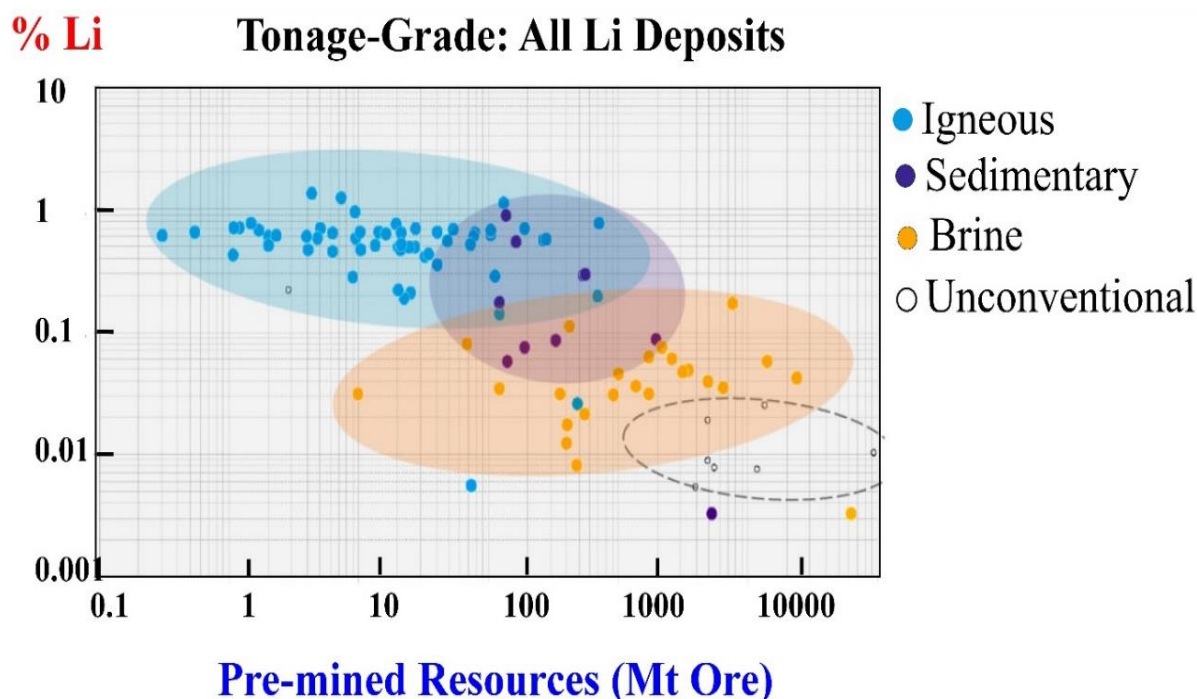
Table 2. Li concentration in some important lithium minerals (modified after Peiro et al., 2013; Gourcerol et al., 2019; Howell et al., 2020; Balaram et al., 2023; Zhao et al., 2023a)

Li-mineral	Mineral group	Formula	Li concentration (%)
Spodumene	Inosilicate	$\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$	3.73
Lepidolite	Phyllosilicate	$\text{K}(\text{Li}, \text{Al})_3(\text{Al}, \text{Si}, \text{Rb})_4\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$	3.58
Hectorite	Phyllosilicate	$(\text{Mg}, \text{Li})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	0.16-0.74
Jadarite	Neosilicate	$\text{LiNaB}_3\text{SiO}_7(\text{OH})$	3.39
Petalite	Tectosilicate	$\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$	2.26
Amblygonite	Phosphate	$(\text{Li}, \text{Na})\text{AlPO}_4(\text{F}, \text{OH})$	4.69
Cookeite	Phyllosilicate	$\text{LiAl}_4(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	1.34
Taeniolite	Phyllosilicate	$\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	1.71
Lithiophorite	Oxide	$(\text{Al}, \text{Li}) \text{Mn}^{4+} \text{O}_2(\text{OH})$	0.57
Eucryptite	Feldspathoid	LiAlSiO_4	5.51
Zinnwaldite	Mica group	$\text{K}(\text{LiFeAl})(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{FOH})_2$	2-4 (Li_2O)
Muscovite	Mica group	$[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}\text{F}_2(\text{OH})_2] \text{KAl}_2$	0.23 (Li_2O)
Illite	Phyllosilicate	$\text{K}_{0.7}\text{Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	1.8
Montebrasite	Phosphate	$\text{LiAl}(\text{PO}_4)(\text{OH})$	7.4 (Li_2O)
Triphylite	Phosphate	$\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$	9.47 (Li_2O)
Zabuyelite	Carbonate group	Li_2CO_3	18.79

عیار و میزان ذخیره

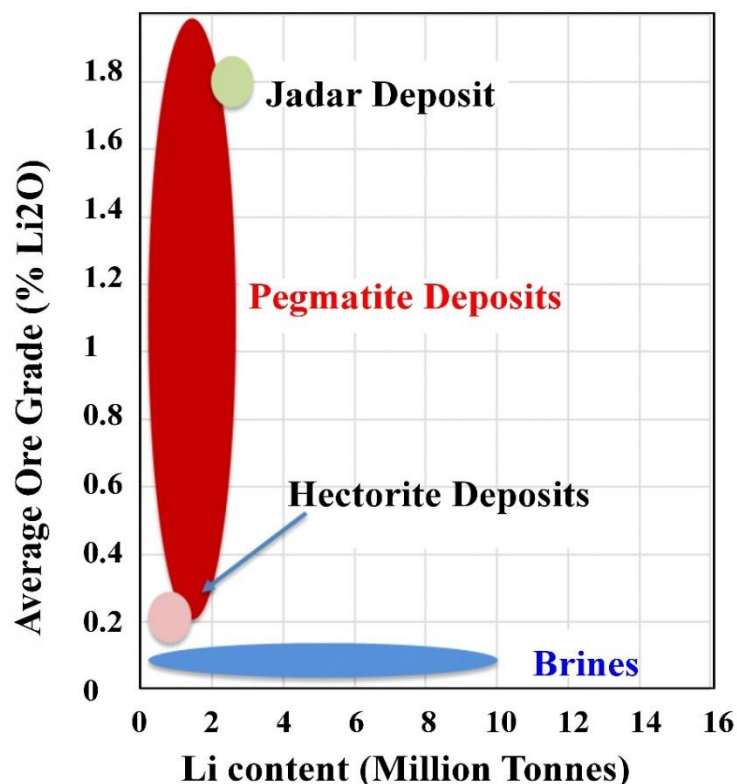
در جدول ۱ مقدار زمینه عنصر لیتیوم در سنگ‌ها، آب‌ها و محیط‌های مختلف ارائه شد. در ذخایر لیتیوم‌دار، عیار حد لیتیوم به عوامل مختلفی از جمله نوع و اندازه ذخیره، نوع معدن‌کاری (رو باز یا زیرزمینی)، هزینه‌های استخراج و استحصال، فناوری موجود برای استحصال لیتیوم و میزان تقاضای آن بستگی دارد (Warren, 2021). عیار حد لیتیوم در ذخایر پگماتیتی بین ۰/۴ تا ۰/۶ درصد LiO_2 با عیار میانگین ۱ تا ۳ درصد LiO_2 است (Rifai et al., 2022). به عقیده ژنگ و همکاران (Zheng et al., 2023b; al., 2023a)، عیار حد لیتیوم در پگماتیت‌ها ۷۰۰ گرم در تن در داخل پیت و شعاع ۱۰۰ متری چاه حفاری است. کمینه عیار صنعتی و عیار حد LiCl در ذخایر شورابه‌ای به ترتیب ۳۰۰ و ۱۵۰ میلی گرم در لیتر است (Balaram et al., 2024). به عقیده سایک و همکاران (Sykes

et al., 2019)، دامنه تغییرات عیار لیتیوم در ذخایر آذرین بین ۰/۱ تا ۳، در ذخایر رسوبی بین ۰/۴ تا ۱/۵، در ذخایر شورابه‌ای بین ۰/۰۷ تا ۰/۲ و در سایر ذخایر از ۰/۰۰۳ تا ۰/۳ درصد متغیر است (شکل ۱۱). با توجه به اهمیت و تقاضای بالای عنصر لیتیوم، در سال‌های اخیر اکتشافات گسترده‌ای بر روی انواع ذخایر آن صورت گرفته است. بنا بر نظر کسلر و همکاران (Kesler et al., 2012)، بیشترین میزان ذخیره لیتیوم مربوط به ذخایر شورابه‌ای بوده و عیار آنها پایین (کمتر از ۰/۲ درصد LiO_2) است (شکل ۱۲). ذخایر پگماتیتی نیز حاوی عیار بالای لیتیوم (بیش از ۱/۸ درصد LiO_2) با مقدار ذخیره کم هستند (Kesler et al., 2012). مقدار کل ذخایر کشف شده لیتیوم در سطح جهانی تا سال ۲۰۲۴، ۳۰ میلیون تن است (جدول ۳). کشورهای شیلی، استرالیا، آرژانتین و چین به ترتیب بیشترین ذخایر لیتیومی را دارند.



شکل ۱۱. عیار لیتیوم در ذخایر مختلف (برگرفته از سایک و همکاران (Sykes et al., 2019))

Fig. 11. Lithium grade in different deposits (modified after Sykes et al., 2019)



شکل ۱۲. عیار و مقدار تناژ ذخایر مختلف لیتیوم دار (برگرفته از کسler و همکاران (Kesler at el., 2012))

Fig. 12. Tonage and ore grade in different lithium deposits (modified after Kesler at el., 2012)

جدول ۳. مقدار ذخایر و تولید معادن لیتیوم در کشورهای مختلف (Jaskula, 2024)

Table 3. Lithium reserves and mine production in different countries (Jaskula, 2024)

Countries	Mine Production (Metric Tons)		Reserves
	2023	2024	
United States			1,800,000
Argentina	8,630	18,000	4,000,000
Australia	91,700	88,000	7,000,000
Brazil	5,260	10,000	390,000
Canada	3,240	4,300	1,200,000
Chile	41,400	49,000	9,300,000
China	35,700	41,000	3,000,000
Namibia	2,700	2,700	14,000
Portugal	380	380	60,000
Zimbabwe	14,900	22,000	480,000
Other countries			2,800,000
World total (rounded)	204,000	240,000	30,000,000

اکتشاف کانسارهای لیتیوم

با توجه به میزان مصرف و تقاضای جهانی لیتیوم، به کارگیری روش‌های گوناگون اکتشافی از جمله زمین‌شناسی، ژئوفیزیک، کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و سنجش از دور و پس از آن عملیات حفاری برای یافتن ذخایر جدید لیتیوم ضروری است. بررسی‌های ایزوتوپی شاخص‌های زمین‌شیمیایی خوبی برای یک سامانه پگماتیت گرانیته تکامل یافته هستند؛ زیرا نسبت $K/Rb=270$ در سنگ‌های آذرین ثابت است (Horstman, 1957; Garate- Olave et al., 2018). استفاده از زمین‌شیمی رسوب‌های آبراهه‌ای نیز برای بررسی و شناسایی کانی‌سازی پگماتیت‌ها مفید است (van de Ven et al., 2020). اکتشافات ژئوفیزیکی برای ذخایر لیتیوم پگماتیته شامل ثقل‌سنجی، اکتشاف مغناطیسی و بررسی‌های ژئوالکتریکی است. ابزارهای متحرک تجزیه‌های شیمیایی از جمله XRF، XRD، LIBS و لیزر رامان می‌توانند در

اندازه‌گیری عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سنگ در بازدیدهای صحرایی کمک‌کننده باشند. روش‌های سنجش از دور نوری و حرارتی و پردازش تصاویر ماهواره‌ای، ابزارهای مهمی در اکتشافات زمین‌شناسی محسوب می‌شوند. سنجش از دور برای شرایطی کاربرد دارد که بازدید صحرایی بسیار سخت با ارتفاع زیاد و توپوگرافی شیب‌دار است. همچنین در برخی از ذخایر کانی‌ها و عناصر ردیاب کلید اکتشافی هستند. در ذخایر رسوبی لیتیوم، وجود کانی‌های نظیر اسمکتیت، ایلیت جاداریت و غیره به همراه عناصری مانند بور، برلیوم، پتاسیم، کلسیم و غیره می‌توانند ردیاب اکتشافی باشند. در ذخایر پگماتیته نیز کانی‌های اسپودومن، پتالیت، آمبلیگونیت و غیره از جمله کانی‌های اصلی ردیاب هستند. در جدول ۴ کانی‌ها و عناصر ردیاب ذخایر رسوبی و پگماتیته لیتیوم ارائه شده است.

جدول ۴. کانی‌های شاخص و عناصر ردیاب برای شناسایی ذخایر مختلف لیتیوم (Balaram and Sawant, 2022).

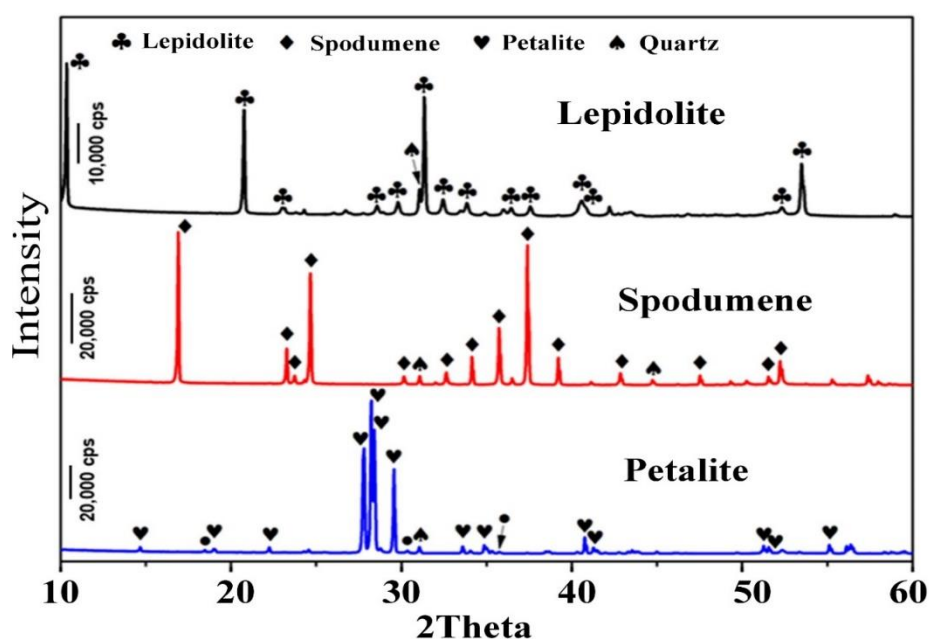
Table 4. Indicator minerals, pathfinder elements for identifying various lithium deposits (modified after Balaram and Sawant, 2022).

Deposits of interest	Type of seposit	Main pathfinder minerals	Main pathfinder elements
Lithium	Sedimentary	Smectites, illites, jadarite, searlesite, zeolite, beryl, diaspore, boehmite, kaolinite, illite and anatase, clinocllore and lithophosphate	B, Be, K, Ca, Cs, Rb, Sr, Y, Nb, Sn, Cs, Ta, Sb, W, Bi, As, Ga, Tl, and the REE
	Hard rock	Spodumene, petalite, amblygonite, quartz, K-feldspar, albite, or montebrasite, lepidolite, zinnwaldite, eucryptite, cassiterite, lithiophilite, holmquistite, triphylite, muscovite, apatite, tourmaline, tantalite-columbite, scheelite	

روش های تجزیه شیمیایی

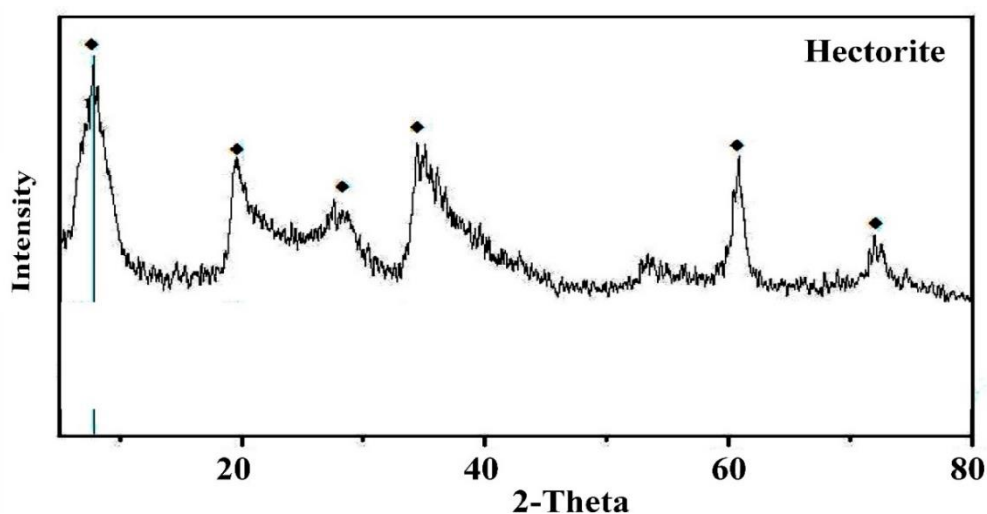
در پگماتیت بهتر است از تجزیه ICP-OES یا ICP-MS با روش چهار اسیدی یا ذوب پراکسیدی استفاده کرد. در ذخایر شورابه ای از روش **تیزاب سلطانی** استفاده می شود. مهم ترین نکته در تجزیه لیتیوم، روش محلول سازی است. در این روش نمونه را در محلول

HCl، HNO₃ و DI H₂O برای یک ساعت بر روی حرارت حل می کنند. به منظور شناسایی ترکیب کانی های موجود در یک ذخیره می توان از روش تجزیه XRD استفاده کرد (شکل های ۱۳ و ۱۴).



شکل ۱۳. گراف پرتو x حاصل از تجزیه XRD مربوط به کانی های پتالیت، اسپودومن و لپیدولیت

Fig. 13. X-ray graph obtained by XRD analysis of petalite, spodumene and lepidolite minerals



شکل ۱۴. گراف پرتو x حاصل از تجزیه XRD مربوط به کانی هکتوریت

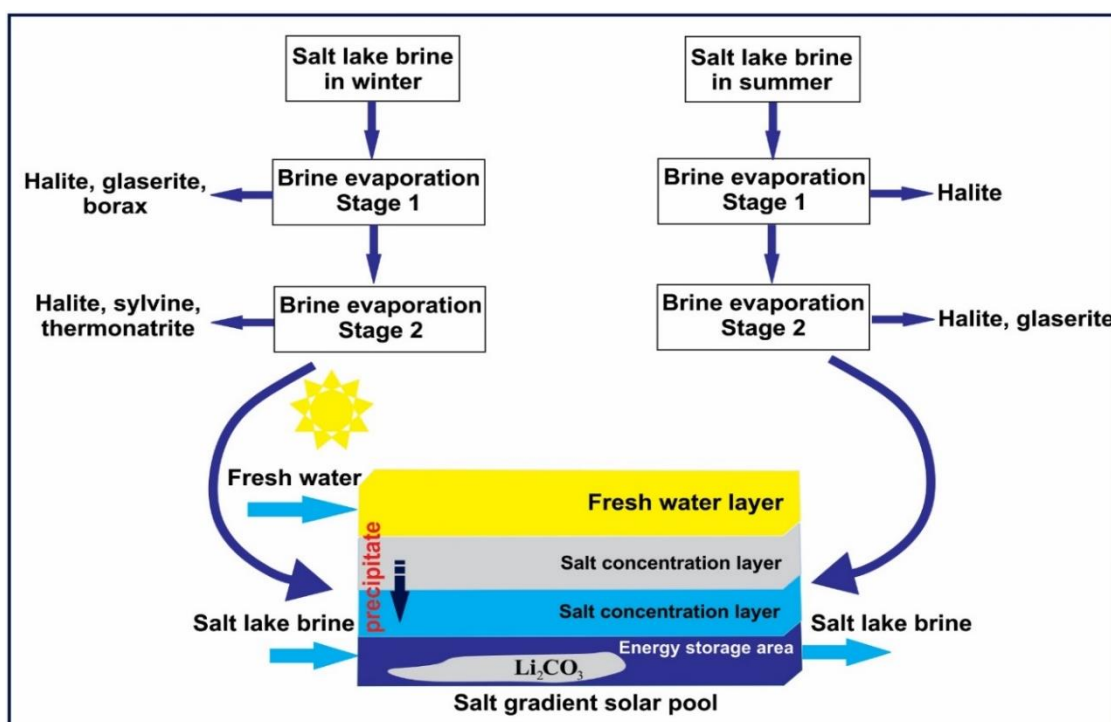
Fig. 14. X-ray graph obtained by XRD analysis of hectorite mineral

با مراحل تبخیری متوالی حذف نشده‌اند، با ته‌نشست در طی افزودن معرف‌های شیمیایی، اغلب آهک هیدراته (Ca(OH)_2)، جدا می‌شوند. در کارخانه فراوری اجزایی باقی‌مانده در محلول غنی از لیتیوم، با روش‌هایی از جمله افزودن برخی مواد شیمیایی، فیلتر کردن، استخراج با حلال و تبادل یونی از محلول خارج می‌شوند. سپس شورابه خالص لیتیومی از نظر شیمیایی تصفیه می‌شود. در این مرحله با استفاده از کربنات سدیم (Na_2CO_3)، کربنات لیتیوم تولید می‌شود (Warren, 2021). بنا به عقیده مانک و همکاران (Munk et al., 2025) استخراج لیتیوم از ذخایر شورابه‌ای کمترین اثرات زیست محیطی را در بین روش‌های استخراجی دارد. در ذخایر رسی لیتیوم‌دار، روش شست‌وشو بیشتر از سایر روش‌ها استفاده می‌شود (شکل ۱۶). در طی شست‌وشو، لیتیوم از کانی‌های رسی جاذب شسته می‌شود. روش‌های تشویه، اسیدشویی و کلرزی نیز به منظور خارج کردن لیتیوم از شیکه کانی‌های لیتیوم‌دار استفاده می‌شود.

به کارگیری طیف‌سنجی رامان نیز در شناسایی سریع مواد معدنی لیتیوم‌دار کمک‌کننده است. در صورت نیاز به تجزیه نقطه‌ای نیز، روش laser ablation کاربردی است.

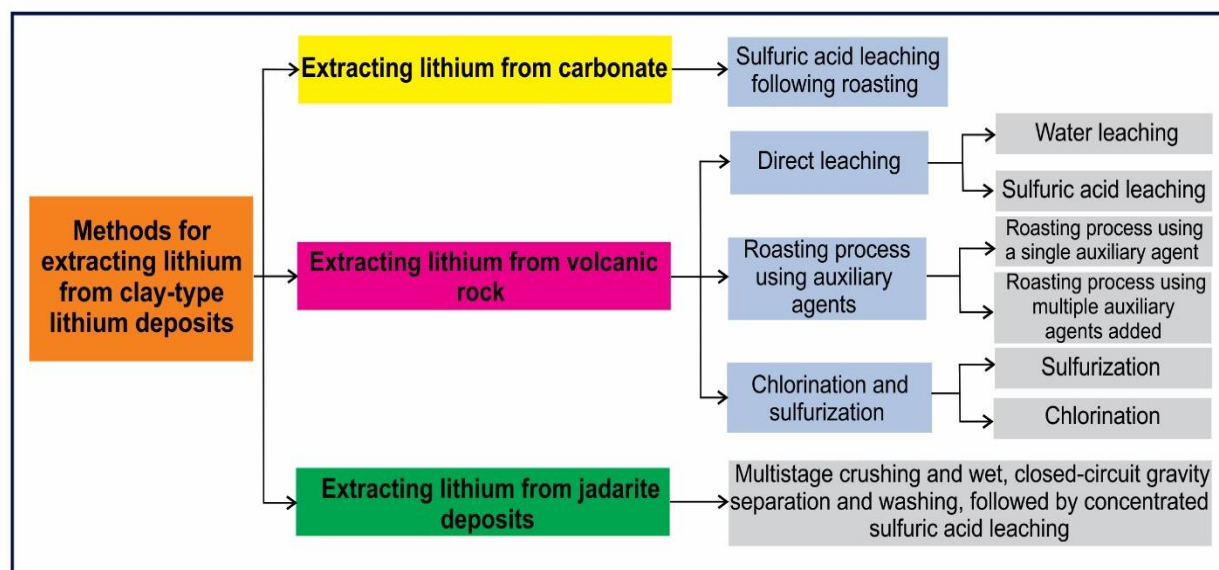
فراوری کانسارهای لیتیوم

طیف وسیعی از روش‌های فیزیکی و شیمیایی را می‌توان برای استخراج لیتیوم از شورابه‌ها و سنگ میزبان آن استفاده کرد. در پلایاها با استفاده از روش‌های جداسازی تبخیری و شیمیایی و در ذخایر سنگی، به ویژه در استرالیا، با استفاده از فرایندهای جداسازی انرژی بر و متالورژیکی، لیتیوم را استخراج می‌کنند. روش استاندارد برای استخراج لیتیوم از شورابه‌ها شامل پمپاژ شورابه‌های غنی از لیتیوم به مجموعه‌ای از حوضچه‌ها در سطح زمین است که می‌توانند هزاران هکتار را اشغال کنند. در حوضچه‌ها، لیتیوم و سایر نمک‌ها توسط تبخیر در طی یک سال یا بیشتر تغلیظ می‌شوند (شکل ۱۵). اجزای غیر لیتیومی که در گذشته



شکل ۱۵. نمودار جریانی استحصال لیتیوم از طریق فراوری حوضچه‌های خورشیدی نمکی (برگرفته از دینگ و همکاران (Ding et al., 2023))

Fig. 15. Flow chart showing the lithium extraction using the salt gradient solar pool process (Ding et al., 2023)



شکل ۱۶. مراحل استحصال لیتیوم از ذخایر لیتیوم نوع رسی (Zheng et al., 2023a)

Fig. 16. Processes for extracting lithium from clay-type lithium deposits (Zheng et al., 2023a)

می‌شود (شکل ۱۸).

۱- **باتری‌های لیتیومی:** یکی از مهم‌ترین کاربردهای لیتیوم در صنعت باتری است. باتری‌های لیتیومی به دلیل ظرفیت بالا، ایمنی، طول عمر و سرعت شارژ بسیار محبوب هستند. استفاده از لیتیوم در صنعت باتری‌سازی از سال ۱۹۸۰ آغاز شد و با گذشت زمان به میزان مصرف آن افزوده شد (جدول ۵). بر اساس آخرین گزارش سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده، در سال ۲۰۲۴، مقدار مصرف لیتیوم در صنعت باتری ۸۷ درصد بوده است. باتری‌های لیتیومی انواع مختلفی دارند که در جدول ۶ ترکیب و کاربرد اصلی آنها ارائه شده است. ترکیب‌های گوناگونی از لیتیوم مانند کربنات لیتیوم، هیدروکسید لیتیوم و فلزهای لیتیوم (اکسید منگنز لیتیوم، اکسید کبالت لیتیوم، فسفات آهن لیتیوم و ...) در باتری‌ها نقش دارند (جدول ۷). کشورهای شیلی و چین بیشترین مقدار تولید کربنات لیتیوم و هیدروکسید لیتیوم را در سال‌های ۲۰۱۸ و ۲۰۱۹ داشته‌اند. مقدار تولید هیدروکسید لیتیوم در کشور استرالیا نیز در سال ۲۰۱۹ چشمگیر بوده است (شکل ۱۹).

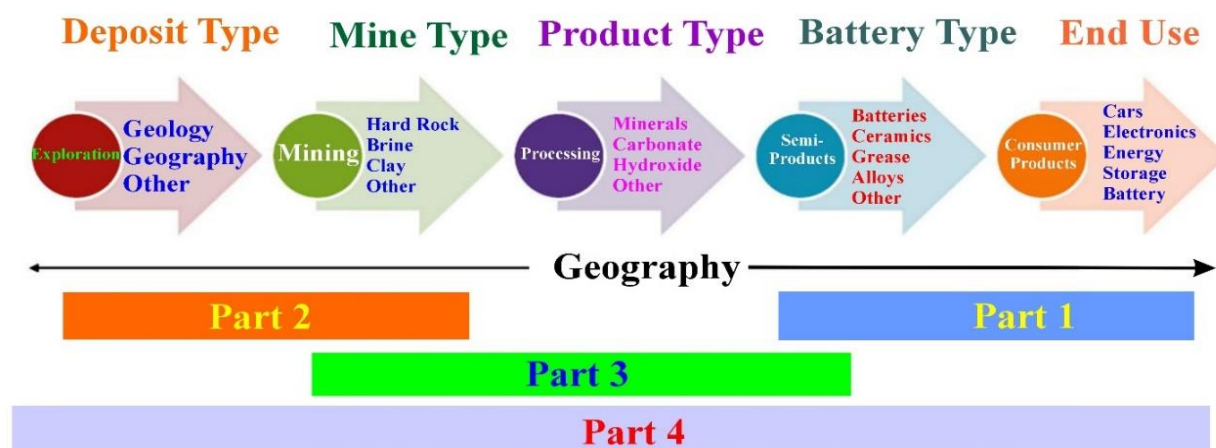
استخراج و تغلیظ لیتیوم از ذخایر سنگی مثل پگماتیت‌ها مستلزم خردایش، تغلیظ کانی‌های لیتیوم‌دار با فلوئاسیون، تشویه در دمای حدود ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد، استفاده از اسید سولفوریک (H_2SO_4) برای شست‌وشو و تصفیه و تشویه دوم در دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است. سپس لیتیوم تغلیظ‌شده با استفاده از روش‌های فراوری متعدد از جمله شست‌وشو، جداسازی مایع-جامد، حذف ناخالصی‌ها از طریق ته‌نشست و تبادل یونی به کربنات لیتیوم و هیدروکسید لیتیوم تبدیل می‌شود (Warren, 2021).

در شکل ۱۷ مراحل چرخه لیتیوم از اکتشاف ذخایر آن، معدن‌کاری، محصولات تولید شده تا بازار مصرف آن ارائه شده است.

کاربردهای لیتیوم

مهم‌ترین مصرف لیتیوم در انواع باتری‌هاست. لیتیوم در صنایع دیگر از جمله هوافضا، سرامیک، شیشه و داروسازی نیز استفاده

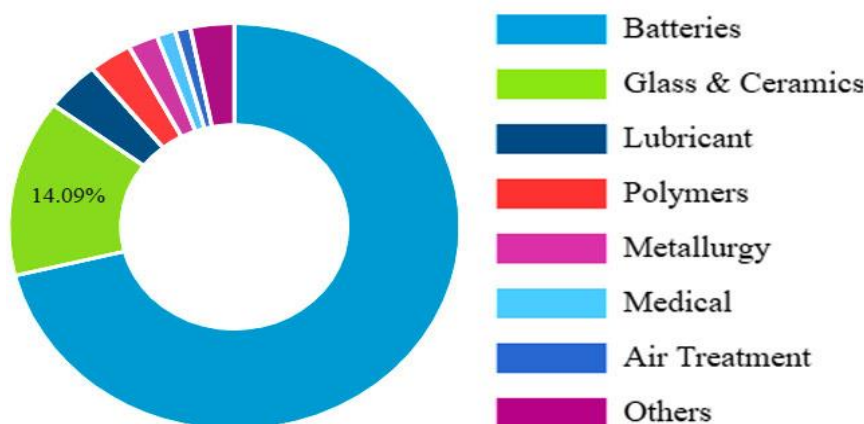
Lithium: Mine To Market



شکل ۱۷. مراحل اکتشاف ذخایر لیتیوم تا موارد مصرف آن (Sykes et al., 2019)

Fig. 17. Stages of lithium reserve exploration to its uses (Sykes et al., 2019)

Global Lithium Market Share, By Application, 2023



شکل ۱۸. نمودار دایره‌ای که کاربردهای مهم مختلف لیتیوم را به عنوان درصدی از مصرف جهانی در سال ۲۰۲۳ نشان می‌دهد (Fortune Business Insights, 2025)

Fig. 18. Pie chart showing the various major applications of lithium as a percentage of global consumption in 2023 (Fortune Business Insights, 2025)

برسد (شکل ۲۰). همچنین پیش‌بینی شده است بیشترین ظرفیت تولید باتری‌های لیتیومی تا سال ۲۰۳۰ و بالاترین سهم استفاده از باتری‌های برقی تا سال ۲۰۲۷ مربوط به کشور چین است (شکل‌های ۲۱ و ۲۲).

لیتیوم ماده اولیه حیاتی برای باتری‌های وسایل نقلیه الکتریکی محسوب می‌شود (Goodenough et al., 2025). مقدار مصرف این باتری‌ها در سال ۲۰۱۶، حدود ۴۰ درصد بوده است. پیش‌بینی می‌شود، مصرف باتری‌های لیتیومی تا سال ۲۰۳۰ به ۹۴ درصد

جدول ۵. تاریخچه انواع باتری های لیتیومی (Ufine, 2025)

Table 5. History of lithium battery types (Ufine, 2025)

Year	Name	Description
1980	JB. Goodenough	He discovered that lithium cobalt oxide could be used as a cathode material in batteries.
1970	Whittingham	Development of lithium-ion batteries
1985	Akira Yoshino	Yoshino developed the first practical Commercially Viable Battery, lithium-ion battery using Goodenough's lithium cobalt oxide cathode and a carbon anode
1991	Japan's Sony	Sony's Commercial Release, Sony's first lithium-ion battery product was launched.
2000		The 2000s saw significant advances in battery technology, leading to the development of high-capacity and safer lithium-ion batteries
1987	Japan's Sony	In 1987, "the era of mobile phones is coming," mobile phone batteries using nickel-chromium batteries needed to be charged once a day.
1988	Japan's Sony	Sony applied for the first lithium battery patent and named the new product Li-ion battery
1992	Japan's Sony	Japan's Sony Corporation invented a lithium battery using carbon material as the cathode and lithium-containing compounds
1994		lithium-ion batteries became available to the public.
1996	Goodenough	lithium iron phosphate was successfully developed.
1999	Japan	Eight Japanese companies led by Panasonic launched their first polylithium products.
1999	South Korea	South Korea entered the lithium-ion battery market
2004	China	China's lithium battery industry emerged. China's annual output of lithium-ion batteries is 800 million units.
2006		BYD launched its first electric car, the F3e.
2011	China	China's megawatt energy storage stations were connected to the grid
2012	Tesla	The Tesla Model S was launched.
2014		Drone production exploded. Global sales
2019		Three people who contributed significantly to lithium ions won the Nobel Prize in Chemistry.
2023		Global lithium battery shipments will be 1,192Gwh, a year-on-year increase of 24.9%.
2025		Current development
Improved Energy Density, Faster Charging, Enhanced Safety, Environmental Considerations, Solid-State Batteries		

جدول ۶. انواع مختلف باتری های لیتیومی (Lithium Harvest, 2025)

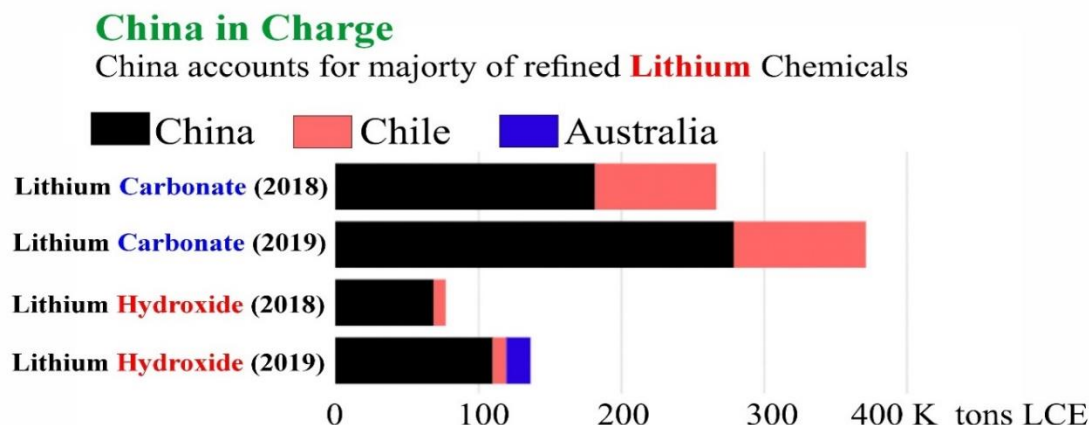
Table 6. Different lithium battery types (Lithium Harvest, 2025)

Type	Main application	Materials used	Advantages
Lithium Nickel Manganese Cobalt (LNMC)	EV batteries, consumer electronics, energy storage	Lithium hydroxide/Lithium carbonate nickel, manganese, and cobalt	Higher energy density and faster charging performance in cold climates
Lithium Nickel Cobalt Aluminum oxides (LNCA)	EV batteries	Lithium hydroxide, nickel, cobalt, aluminum	Higher energy density
Lithium Iron Phosphate (LFP)	EV and mobility batteries, energy storage	Lithium carbonate, iron, phosphorus	Longer life cycle, less thermal runaway risk and lower cost
Lithium Cobalt Oxide (LCO)	Smartphones, tablets, laptops, cameras and other handheld devices	Lithium carbonate, cobalt	High energy density, impressive cycle life, and reliability
Lithium Manganese Oxide (LMO)	Power tools, e-bikes, minimal EV applications	Lithium carbonate, manganese	Lower internal resistance and improved current handling. High thermal stability and enhanced safety
Lithium titanate (LTO)	Energy storage, industrial tools, electrical power trains	Lithium carbonate, titanium	Good thermal stability under high temperature

جدول ۷. کاربرد انواع ترکیب لیتیوم (Lithium Harvest, 2025)

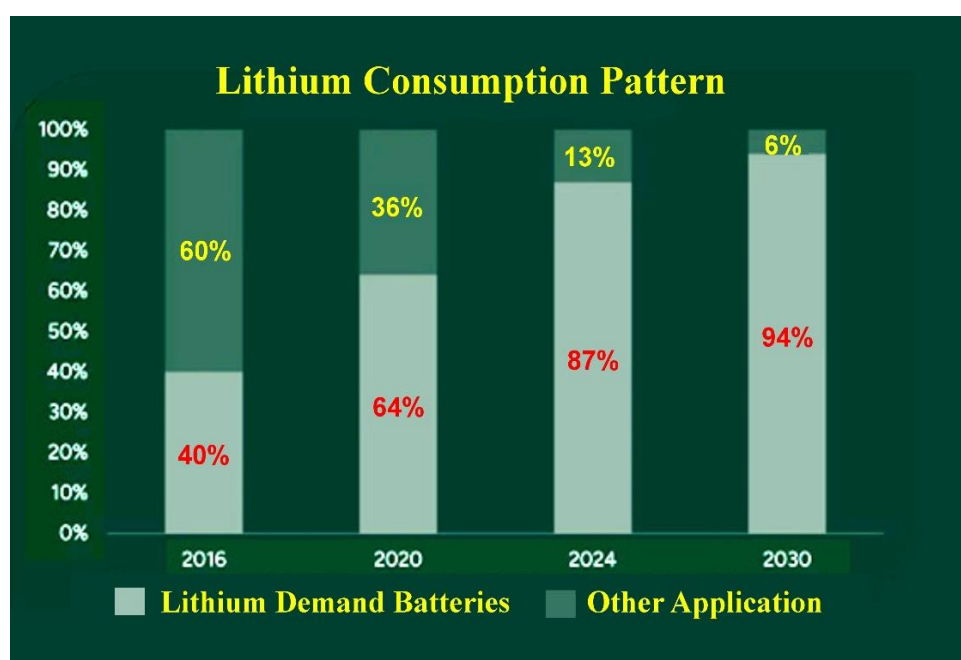
Table 7. The application of lithium compounds (Lithium Harvest, 2025)

Type	Usage
Lithium carbonate	Widely used in lithium-ion batteries and pharmaceuticals.
Lithium hydroxide	Important for battery production, ceramics, and lubricants.
Lithium chloride	Utilized in air conditioning systems and as a catalyst in organic synthesis.
Butyllithium	An organolithium compound used in chemical reactions and as a polymerization initiator.
Lithium metal	Valuable for specialized applications, including lithium batteries and alloys



شکل ۱۹. میزان تولیدات جهانی کربنات و هیدروکسید لیتیوم در سال‌های ۲۰۱۸ و ۲۰۱۹ (Stringer, and Millan, 2019).

Fig. 19. The global production of lithium carbonate and hydroxide in 2018 and 2019 (Stringer, and Millan, 2019)



شکل ۲۰. الگوی مصرف لیتیوم در باتری‌ها و سایر موارد از سال ۲۰۱۶ تا ۲۰۳۰ (Lithium Harvest, 2025)

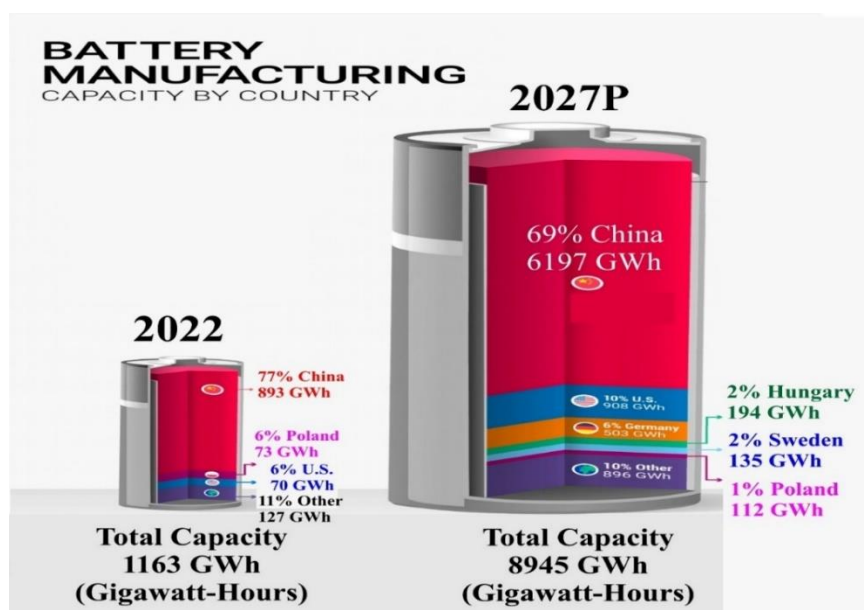
Fig. 20. Lithium consumption pattern of batteries and other application from 2016 to 2030 (Lithium Harvest, 2025)

در کاهش آلاینده‌های هوا نقش دارند. در خودروهای دوگانه‌سوز، شارژ باتری خودرو و بنزین، هردو مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این نوع خودرو مقدار مسافتی که شارژ باتری تأمین می‌کند، حدود

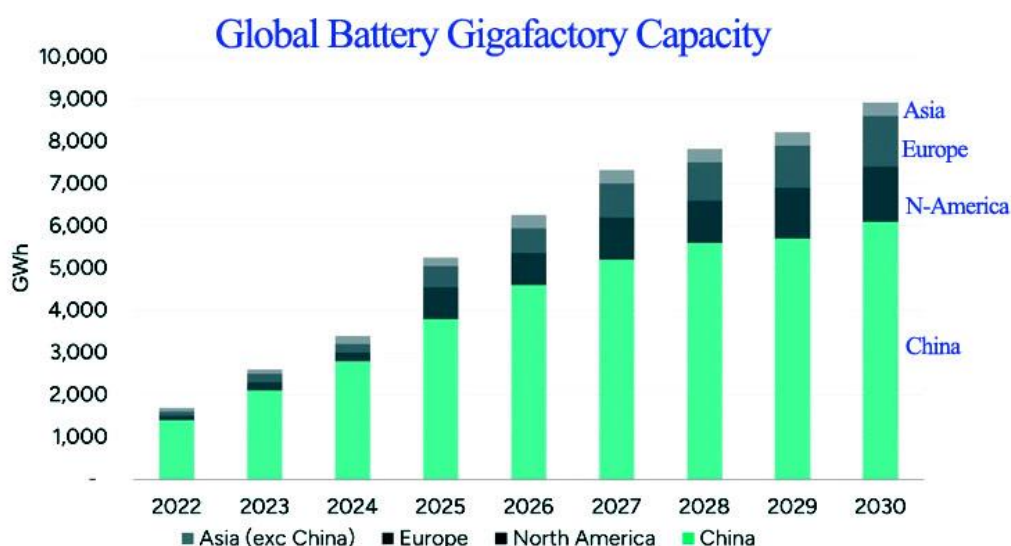
خودروهای الکتریکی تنها با برق کار می‌کنند. با هر مرحله شارژ باتری این خودروها، بین ۴۰۰ تا ۸۰۰ کیلومتر مسافت طی می‌شود. تلاش بر این است تا نسل این خودروها در آینده افزایش یابد؛ زیرا

است. در جدول ۸ مقادیر لیتیوم استفاده شده در انواع باتری‌ها ارائه شده است.

۷۰ تا بیشینه ۱۵۰ کیلومتر است. خودروهای هیبریدی بر مبنای بنزین کار می‌کنند و هم‌زمان باتری آن شارژ می‌شود. مسافتی که این خودروها با شارژ باتری طی می‌کنند، کمتر از ۸۰ کیلومتر



شکل ۲۱. میزان و سهم درصد تولیدات باتری‌های برقی کشورهای مختلف در سال ۲۰۲۲ و پیش‌بینی آن تا سال ۲۰۲۷ (Visual Capitalist, 2025)
 Fig. 21. Lithium batteries production of different countries in 2022 and anticipation until 2027 (Visual Capitalist, 2025)

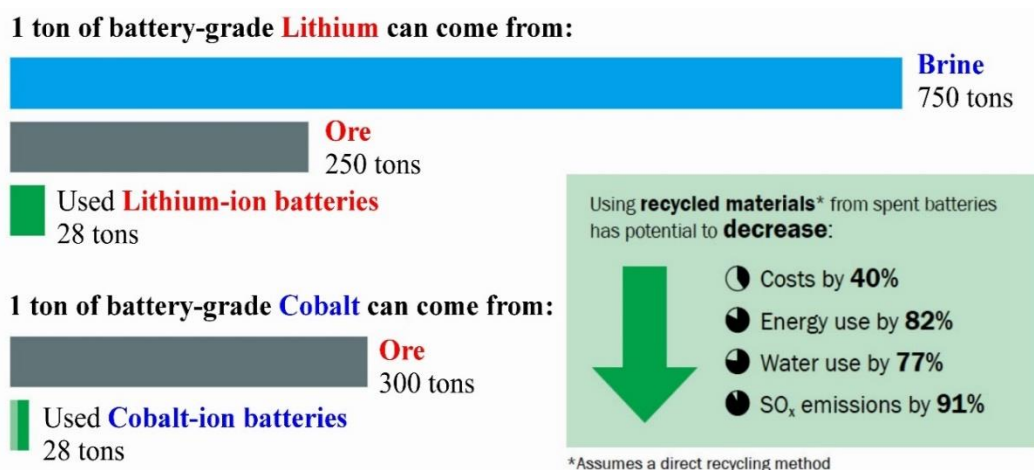


شکل ۲۲. ظرفیت کارخانه‌های بسیار بزرگ تولیدکننده باتری در جهان (Lithium Harvest, 2025)

Fig. 22. Global battery gigafactory capacity (Lithium Harvest, 2025)

مصرف انرژی کمتر، کاهش مصرف آب و انتشار گازهای سولفیدی از جمله مزیت‌های بازیافت این باتری‌هاست (شکل ۲۳).

بازیافت کردن باطله‌های حاصل از باتری‌های لیتیومی تأثیر به سزایی در اقتصاد و مصرف انرژی دارد. کاهش هزینه‌ها، مقدار

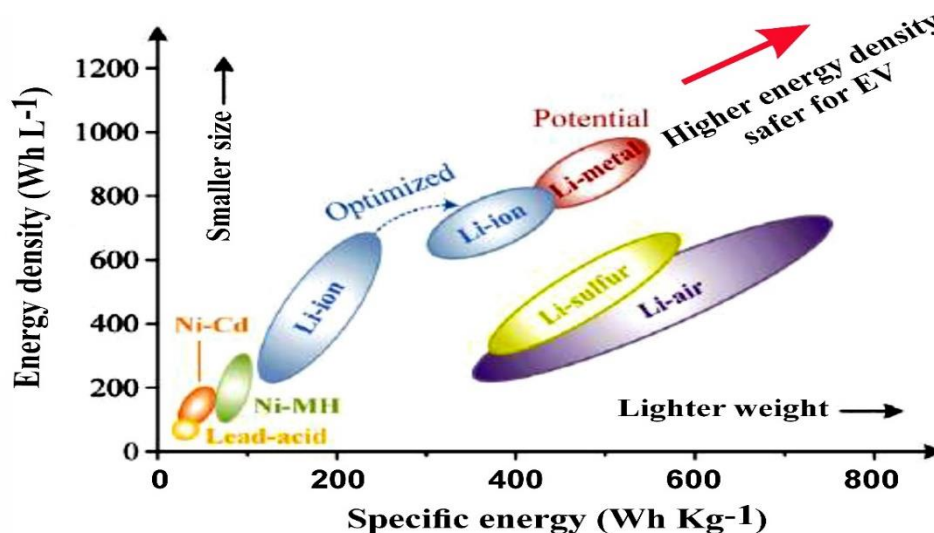


شکل ۲۳. مزیت بازیافت باطله‌های باتری‌های لیتیومی برای استفاده مجدد (U.S. Department of Energy, 2021)

Fig. 23. The benefits of recycling spent Li-batteries to reuse (U.S. Department of Energy, 2021)

یونی هستند. باتری‌های نوع لیتیوم-هوای متخلخل، از نظر انرژی ویژه جایگاه مخصوصی در مقایسه با بنزین دارند (Itani and Bernardinis, 2023). در شکل ۲۴ انرژی ویژه و چگالی انرژی انواع باتری‌های لیتیومی ارائه شده است.

به عقیده ایتانی و برناردینیس (Itani and Bernardinis, 2023)، باتری‌های فلزی لیتیومی نشان‌دهنده یک فناوری بسیار امیدبخش هستند که قادر به افزایش قابل توجه چگالی انرژی است. باتری‌های سولفوری لیتیومی جایگزین بسیار خوبی برای باتری‌های لیتیوم



شکل ۲۴. انرژی ویژه و چگالی انرژی باتری‌های لیتیومی (Itani and Bernardinis, 2023)

Fig. 24. Specific energy and energy density of lithium-based batteries (Itani and Bernardinis, 2023)

(Venkateswaran et al., 2022).

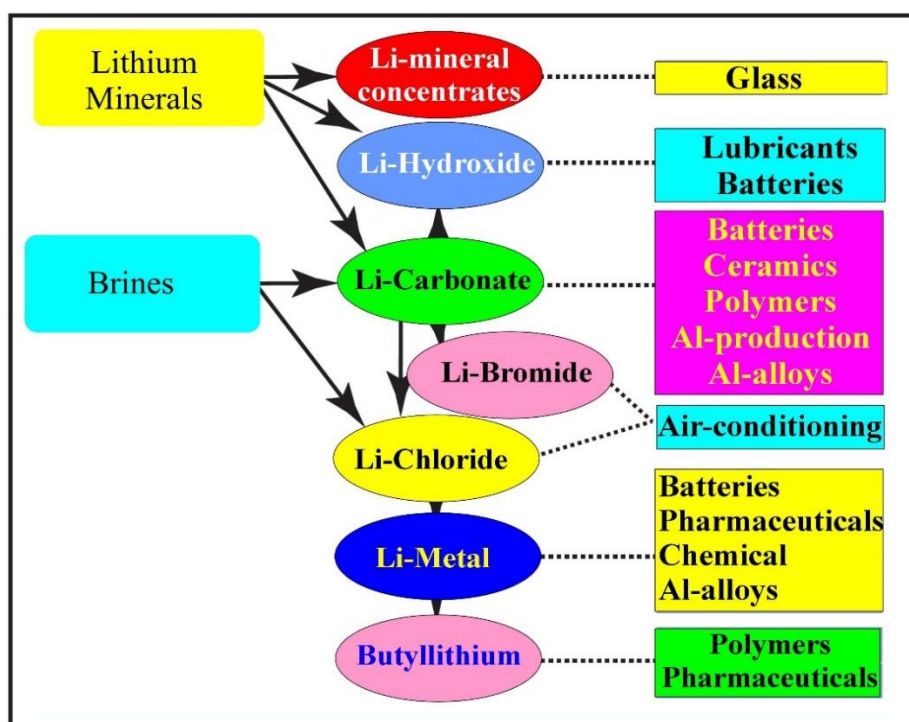
۵- **سایر:** لیتیوم در ساخت طعم‌دهنده‌ها و عطرها نیز کاربرد دارد (Kleoff et al., 2022). نمک‌های لیتیوم مانند لیتیوم برومید به عنوان جاذب در چیلرهای جذبی صنعتی و لیتیوم کلرید به عنوان رطوبت‌گیر برای تجهیزات خشک‌کن کاربرد دارد. لیتیوم فلورید بسیار شفاف و مناسب برای استفاده در نورهای مادون قرمز و فرابنفش است (Hennessy and Nikzad, 2018). همچنین لیتیوم در بخش‌های شیمیایی و فنی مانند کاتالیزورها و تصفیه‌کننده هوا استفاده می‌شود.

به طور کلی، انواع محصولات لیتیومی از جمله کانی‌هایی با غلظت بالای لیتیوم، هیدروکسید لیتیوم، کلرید لیتیوم، برمید لیتیوم و غیره به همراه کاربرد آن در صنایع مختلف در شکل ۲۵ نشان داده شده است.

۲- **هوافضا:** لیتیوم در تولید آلیاژهای سبک وزن با چندین عنصر مانند آلومینیم، کادمیوم، مس و منگنز که در هواپیما و هوافضا استفاده می‌شود، کاربرد دارد و همچنین در ساخت قطعه‌های با استحکام بالا و مقاوم در برابر خوردگی برای کاربردهای نظامی استفاده می‌شود.

۳- **داروسازی:** از دیگر کاربردهای این عنصر می‌توان به استفاده لیتیوم در صنعت داروسازی برای تولید مسکن‌ها، آرام‌بخش‌ها و قرص‌های خواب اشاره کرد. نمک‌های لیتیومی مانند کربنات لیتیوم و سیترات لیتیوم در درمان بیماران مبتلا به اختلال دوقطبی، افسردگی و سایر شرایط سلامت روان مورد استفاده قرار می‌گیرند (Gao and Calabrese, 2021).

۴- **شیشه و سرامیک:** وجود لیتیوم در محصولات شیشه و سرامیک باعث افزایش دوام از جمله مقاومت حرارتی و مقاومت در برابر خوردگی در دماهای بسیار بالا می‌شود



شکل ۲۵. فراوری ترکیب‌های لیتیوم و کاربردهای اصلی آنها (Yaksic and Tilton, 2009; Ebensperger et al., 2005)

Fig. 25. Processing of lithium compounds and their major end-use applications (Yaksic and Tilton, 2009; Ebensperger et al., 2005)

لیتیوم در صنعت شیشه سازی استفاده می شوند. بیشترین مقدار استفاده لیتیوم در وسایل نقلیه الکترونیکی و خودروهای تسلا (۵۰ تا ۶۳ کیلوگرم) است. مقدار مصرف لیتیوم در وسایل نقلیه، وسایل الکترونیکی و باتری ها در **شکل ۲۶** و **جدول ۸** ارائه شده است. افزایش اکتشاف ذخایر و استخراج لیتیوم به کاهش قیمت این ماده معدنی منجر شده است (**شکل ۲۷**).

بوتیل لیتیوم که یک ترکیب فلز آلی است در پلیمرها و داروسازی استفاده می شود. فلزهای لیتیومی در صنایع باتری سازی، داروسازی، شیمیایی و آلیاژها کاربرد دارند. برمید لیتیوم و کلرید لیتیوم در تهویه هوا استفاده می شوند. همچنین در باتری سازی، سرامیک، پلیمرها و آلیاژها کربنات لیتیوم به کار می رود. هیدروکسید لیتیوم در روان کننده ها و باتری ها کاربرد دارد. کانی هایی با غلظت بالای



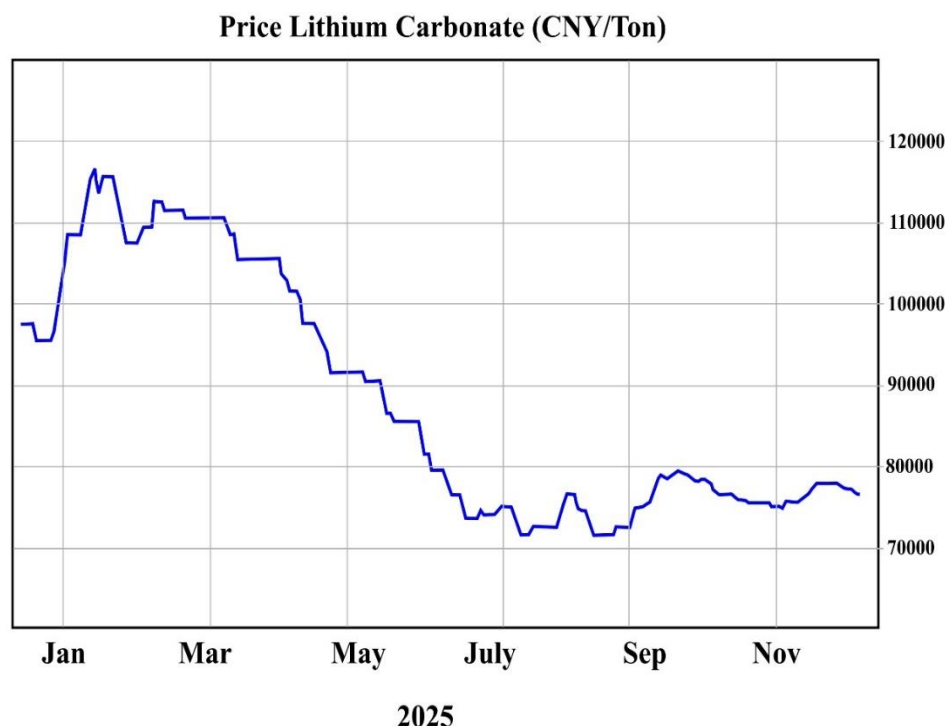
شکل ۲۶. مقدار لیتیوم در وسایل نقلیه الکترونیکی و ابزار الکترونیکی (Visual Capitalist, 2025)

Fig. 26. Lithium amount of electric vehicle and electronic tools (Visual Capitalist, 2025)

جدول ۸. مقادیر تقریبی لیتیوم در انواع مختلف باتری ها (برگرفته از سایت های مختلف تولید باتری های لیتیومی)

Table 8. Approximate amounts of lithium in different types of batteries (data from the websites of different lithiumion battery making firms)

Product	Quantity of Li
A rechargeable AA battery	0.1 g
Mobile phone	3 g
iPad	20–30 g
Laptop	30 g
Power tool	40–60 g
Hybrid vehicle	0.8–2.0 kg
A typical EV battery	8 kg
Typical power storage system	10 kg
Tesla EV	50 kg
An average EV	10–63 kg



شکل ۲۷. نمودار قیمت جهانی لیتیوم (Trading Economics, 2025)

Fig. 27. Global lithium price chart (Trading Economics, 2025)

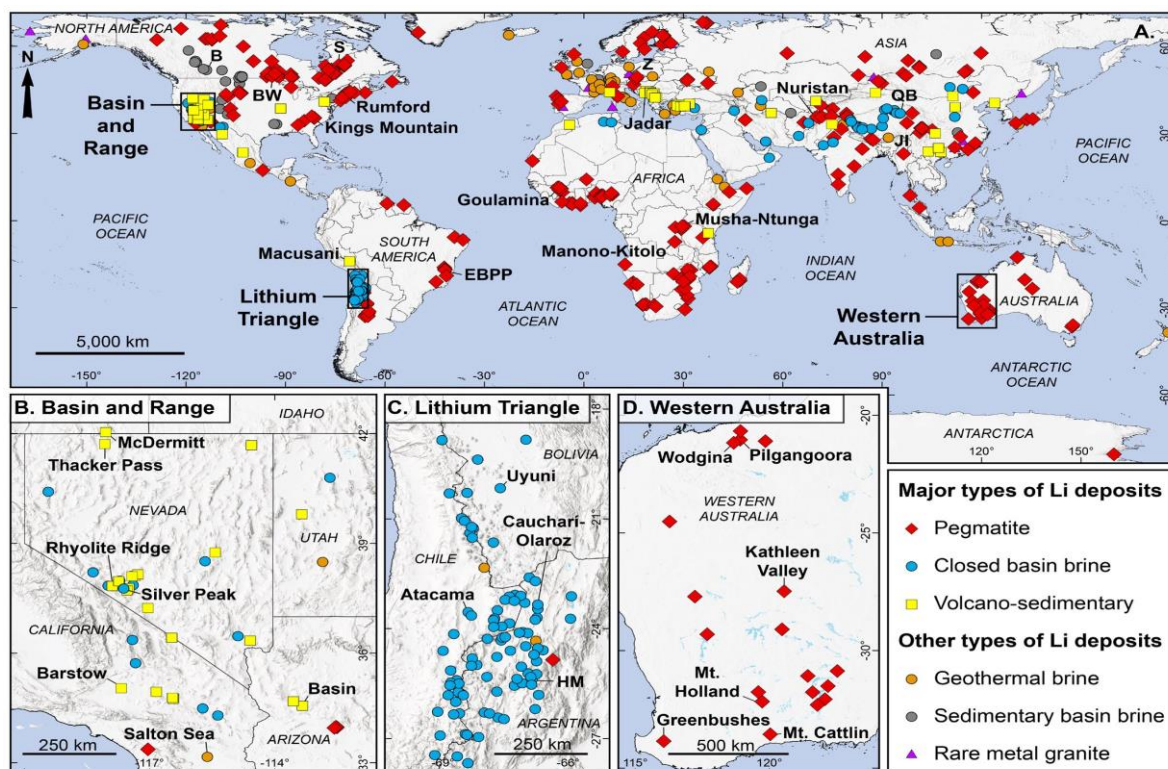
بحث و نتیجه گیری

با توجه به نیاز و تقاضای روزافزون برای لیتیوم به ویژه در ساخت انواع باتری‌ها، پژوهش برای اکتشاف بیشتر ذخایر لیتیوم از اهمیت بالایی برخوردار است. از جمله ذخایر شناخته شده لیتیوم می‌توان به ذخایر پگماتی، شورابه‌ای و ذخایر رسوبی اشاره کرد. بیشترین مقدار ذخیره لیتیوم مربوط به نوع پگماتی و سپس ذخایر رسوبی - آتشفشانی است که از پراکندگی خوبی در سطح جهان برخوردارند (شکل ۲۸). همچنین کشورهای استرالیا و شیلی بیشترین میزان فعالیت معدن کاری لیتیوم را دارند (شکل ۲۹). بالاترین میزان فراوری و تولید محصولات الکتروشیمیایی و باتری‌ها مربوط به کشور چین است (Stringer, and Millan, 2019).

پتانسیل عرضه لیتیوم با چالش مواجه شده است. پیش‌بینی‌ها نشان می‌دهد که تا سال ۲۰۳۴، تقاضای جهانی برای لیتیوم می‌تواند ۶/۵

برابر بیشتر از سال ۲۰۲۳ باشد و عدم تعادل تقاضا، عرضه را بیشتر می‌کند (شکل ۳۰). تا سال ۲۰۲۹، ممکن است نقطه بحرانی ایجاد شود که در آن تقاضا بسیار بیشتر از عرضه باشد و چالش‌های مهمی برای انتقال انرژی جهانی ایجاد کند. این کمبود، نیاز حیاتی به روش‌های نوآورانه، کاربردی و سازگار با محیط زیست را برای استخراج لیتیوم در راستای برآورده کردن تقاضای آینده بیان می‌کند (Lithium Harvest, 2025).

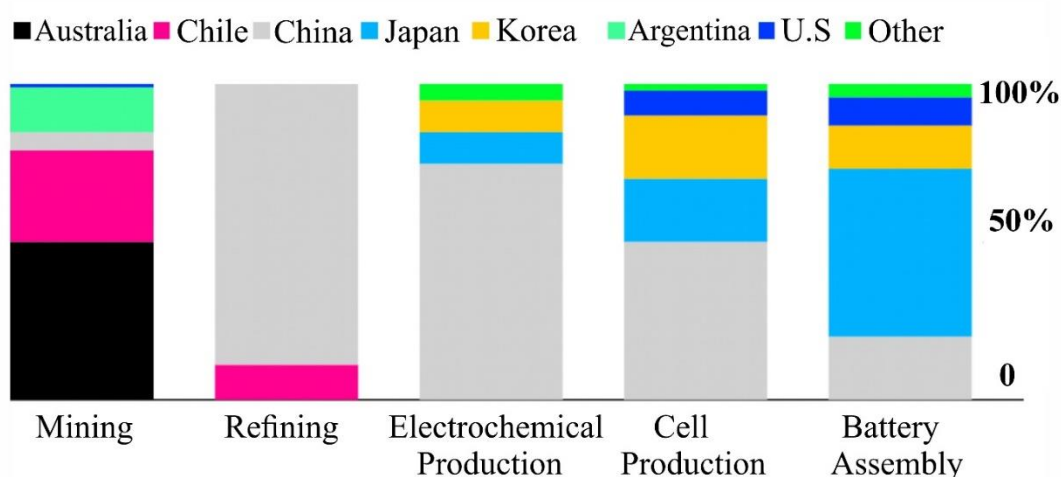
تقاضا برای لیتیوم رو به افزایش است؛ به نحوی که برای بازار اهداف مختلف تا سال ۲۰۳۰ به ۱/۶ میلیون تن خواهد رسید (شکل ۳۱). این میزان تقاضا از تولید لیتیوم توسط کارخانه‌ها پایین‌تر است. پیش‌بینی می‌شود تقاضای جهانی باتری‌های لیتیوم یونی تا سال ۲۰۳۰ از ۲۰۰۰ گیگاوات ساعت فراتر رود (Stringer, and Millan, 2019). مقدار نیاز به هیدروکسید لیتیوم نسبت به کربنات لیتیوم تا سال ۲۰۳۰ چندین برابر خواهد بود (شکل ۳۲).



شکل ۲۸. توزیع جهانی ذخایر لیتیوم بر اساس نوع کانسار (Benson et al., 2025)

Fig. 28. Global distribution of Li deposits, categorized by deposit type (Benson et al., 2025)

Lithium Mine to Products



شکل ۲۹. میزان معدن کاری و مقدار مصرف لیتیوم در محصولات مختلف کشورها (Stringer and Millan, 2019)

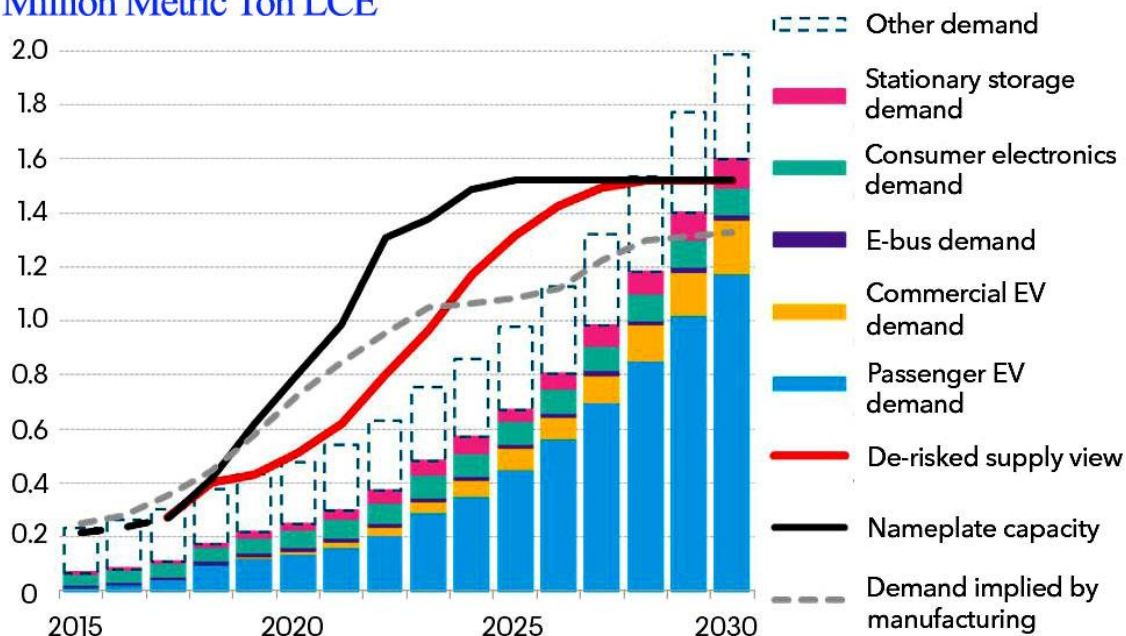
Fig. 29. Lithium mining and consumption in different products of countries (Stringer and Millan, 2019)



شکل ۳۰. پیش‌بینی میزان مصرف و تقاضای جهانی لیتیوم (Lithium Harvest, 2025)

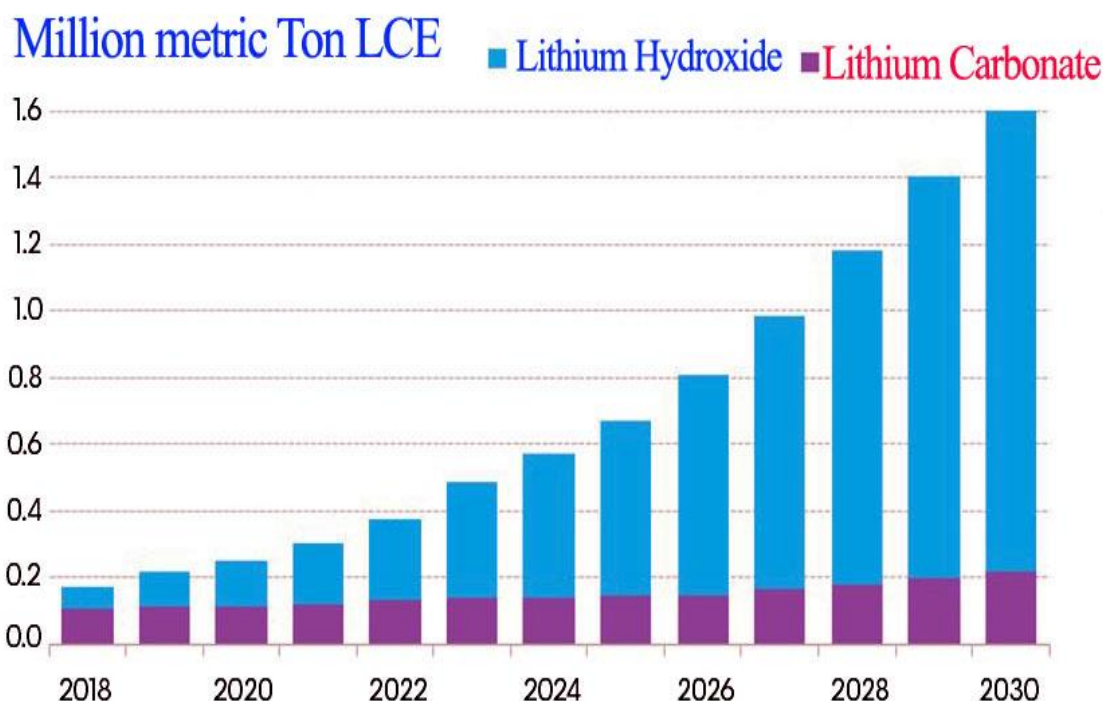
Fig. 30. Global lithium supply and demand forecast (Lithium Harvest, 2025)

Million Metric Ton LCE



شکل ۳۱. پیش‌بینی میزان عرضه و تقاضای جهانی لیتیوم (Stringer, and Millan, 2019)

Fig. 31. Global lithium supply and demand forecast (Stringer, and Millan, 2019)



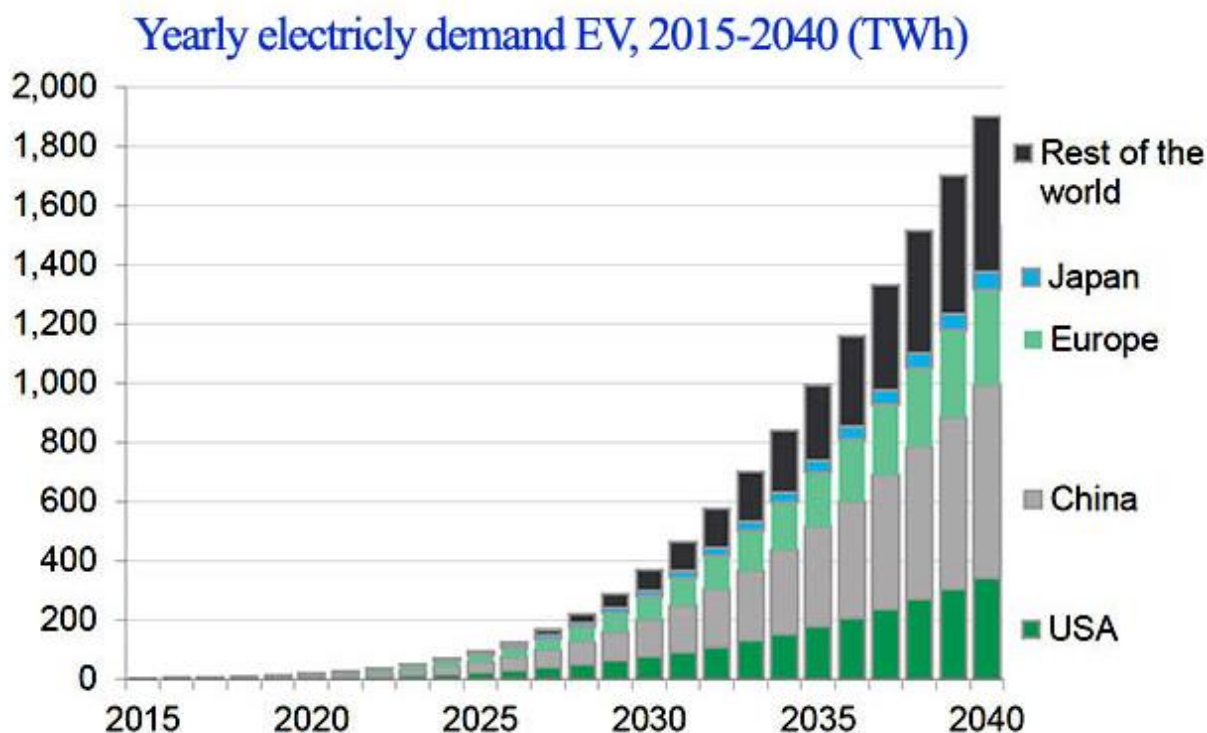
شکل ۳۲. پیش‌بینی میزان مصرف لیتیوم هیدروکسید و کربنات در باتری‌ها (Stringer, and Millan, 2019)

Fig. 32. Lithium hydroxide and carbonate consumption forecast in batteries (Stringer, and Millan, 2019)

داشتند (شکل ۳۶).

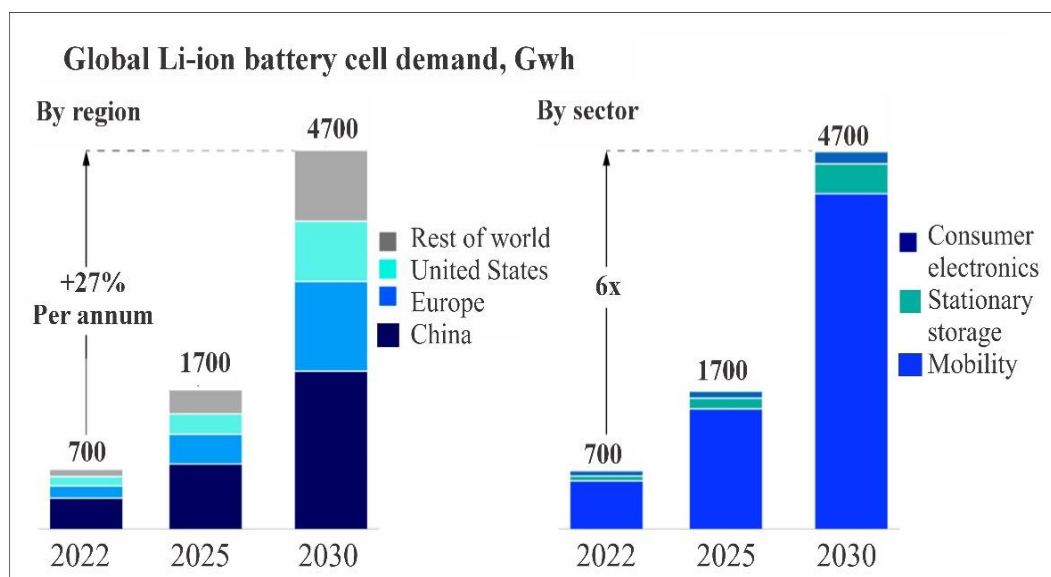
در کشور ایران وجود شورابه‌ها و پلایاهای واقع در زون‌های زاگرس و ایران مرکزی به ویژه در مناطق کویری، پتانسیل بالایی برای ذخایر لیتیوم دارند. شورابه‌های کرمان (Sarkheil et al., 2025) و گنبد‌های نمکی در کوه‌های زاگرس (Bazamad et al., 2023) دارای لیتیوم هستند. پگماتیت‌های حاوی لیتیوم (نوع LCT) نیز از مناطق مختلف ایران از جمله پگماتیت‌های قروه (Daneshvar et al., 2021)، پگماتیت‌های همدان (Sheikhi et al., 2022)، پگماتیت‌های مشهد (Didar et al., 2015) و غیره گزارش شده است. همچنین ذخایر هکتوریت در نهشته‌های رسی باید در اولویت اکتشاف لیتیوم قرار بگیرد. اکتشاف ذخایر لیتیومی در ایران و توسعه فناوری‌های مناسب، می‌تواند کشور را به یکی از تولیدکنندگان منطقه‌ای این فلز راهبردی تبدیل کند.

نیاز به خودروهای الکتریکی سال به سال افزایش می‌یابد. استفاده از این نوع خودروها به کاهش آلودگی هوا و حفاظت از محیط زیست کمک خواهد کرد. در شکل ۳۳، افزایش تقاضای خودروهای الکتریکی (EV) تا سال ۲۰۴۰ را در کشورهای آمریکا، چین، اروپا، ژاپن و سایر کشورها نشان داده است. از این رو تقاضای باتری‌های لیتیومی هر سال افزایش خواهد یافت؛ به نحوی که با رشد ۲۷ درصدی سالانه، مقدار تقاضا به ۴۷۰۰ گیگاوات ساعت تا سال ۲۰۳۰ خواهد رسید (شکل ۳۴). در سال ۲۰۲۴، بازار جهانی خودروهای الکتریکی تغییرات قابل توجهی داشت. برند خودروسازی چینی BYD رتبه بزرگ‌ترین تولیدکننده خودروهای الکتریکی را به دست آورد و پس از آن برند تسلا در دومین رتبه تولید قرار گرفت (شکل ۳۵). در چهار ماه اول سال ۲۰۲۳، برندهای CATL و BYD به عنوان برندهای برتر، بیش از ۵۰ درصد از بازار فروش باتری خودروهای الکتریکی را در اختیار



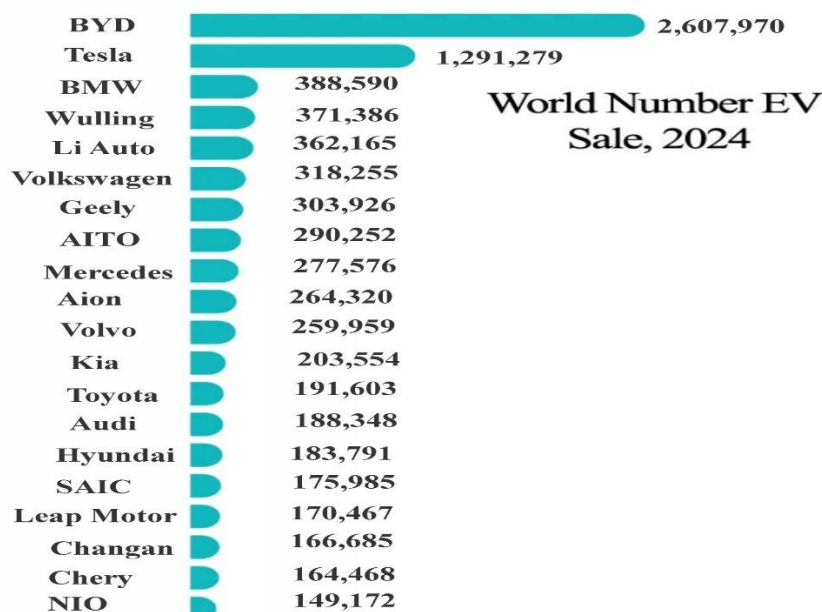
شکل ۳۳. میزان تقاضای خودروهای الکتریکی در سطح جهانی (Motherjones, 2025)

Fig. 33. Global demand for electric vehicles (Motherjones, 2025)



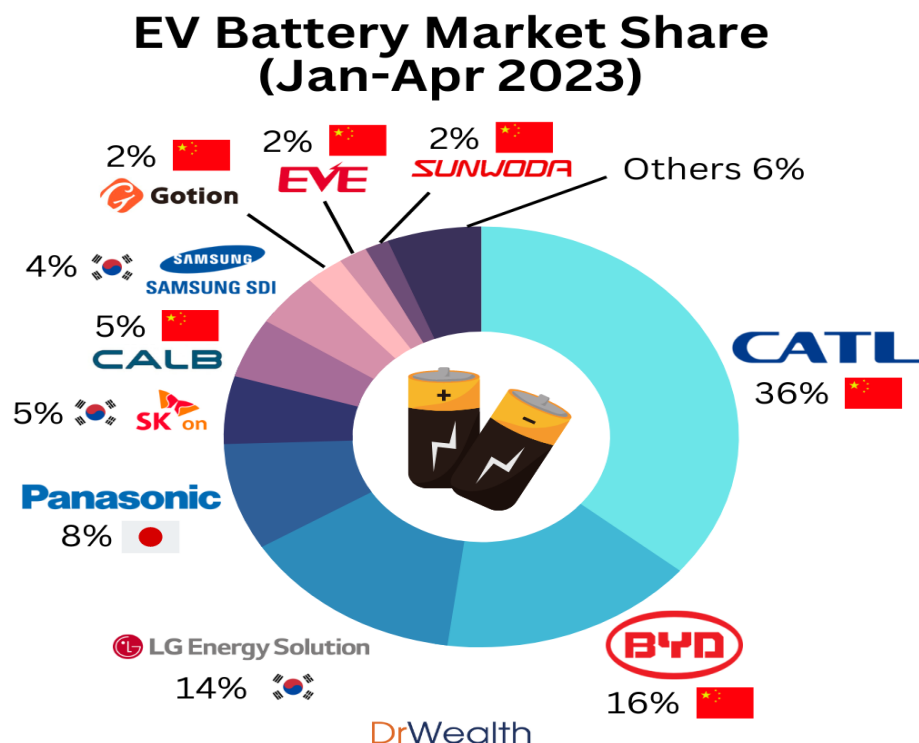
شکل ۳۴. میزان تقاضای باتری‌های لیتیومی تا سال ۲۰۳۰ (Nol-Tec Systems, 2025)

Fig. 34. Lithium battery demand by 2030 (Nol-Tec Systems, 2025)



شکل ۳۵. برترین برندهای خودرو در جهان بر اساس فروش خودروهای الکتریکی در سال ۲۰۲۴ (Alcott Global, 2025)

Fig. 35. Global top car brands based on electric vehicle sales in 2024 (Alcott Global, 2025)



شکل ۳۶. مقدار فروش باتری خودروهای الکتریکی در ۴ ماه اول سال ۲۰۲۳ (Chow, 2023)

Fig. 36. Electric vehicle battery sales in the first 4 months of 2023 (Chow, 2023)

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

از حمایت‌های ارزشمند جناب آقای مهندس علی عابدی، مدیریت محترم هلدینگ صنعتی و معدنی عطامتال، در پیشبرد این پروژه پژوهشی سپاسگزاریم.

1. Lithium (Li)
2. uplift
3. Lithium-Cesium-Tantalum
4. Hector
5. Xizang
6. Zinnwald-Cínovec
7. Aqua regia
8. Electric Vehicle (EV)
9. Plug-in Hybrid Electrical Vehicle (PHEV)
10. Hybrid electric vehicle (HEV)

References

- Alcott Global, 2025. Top 20 Automotive Brands in the World by Electric Vehicle Sales. Retrieved February 21, 2025 from <https://alcottglobal.com/infographic/top-20-automotive-brands-in-the-world-by-electric-vehicle-sales>
- Ames, L.L., Sand, L.B. and Goldich, S.S. 1958. A contribution on the Hector California bentonite deposit. *Economic Geology*, 53(1): 22–37. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.53.1.22>
- Balaram, V., Copia, L., Kumar, U.S., Miller, J. and Chidambaram, S., 2023. Pollution of water resources, causes, application of ICP-MS techniques in hydrological studies, monitoring, and management. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 2(4): 100210. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2023.100210>
- Balaram, V., Santosh, M., Satyanarayanan, M., Srinivas, N. and Gupta, H., 2024. Lithium: A review of applications, occurrence, exploration, extraction, recycling, analysis, and environmental impact. *Geoscience Frontiers*, 15(5): 101868. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2024.101868>
- Balaram, V. and Sawant, S.S., 2022. Indicator minerals, pathfinder elements, and portable analytical instruments in mineral exploration studies. *Minerals*, 12(4): 394. <https://doi.org/10.3390/min12040394>
- Bazamad, M., Tangestani, M.H., Asadi, S. and Staubwasser, M., 2023. Investigating the geochemical behavior and exploration potential of lithium in brines; a case study of Bam salt plug, Zagros Zone, southern Iran. *Scientific Reports*, 13: 21567. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-48909-5>
- Benson, T.R., Coble, M.A., Rytuba, J.J. and Mahood G.A., 2017. Lithium enrichment in intracontinental rhyolite magmas leads to Li deposits in caldera basins. *Nature Communications*, 8: 270. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00234-y>
- Benson, R.T., Jowitt, S.M. and Simon Adam C.A., 2025. Special Issues on the Geology and Origin of Lithium Deposits—Introduction: Lithium Deposit Types, Sizes, and Global Distribution. *Economic Geology*, 120(3): 503–511. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5149>
- Boole, R., 2024. Variations in Atomic & Ionic Radius (Cambridge (CIE) AS Chemistry): Revision Note. Retrieved February 21, 2025 from <https://www.savemyexams.com/as/chemistry/cie/25/revision-notes/1-atomic-structure/1-1-particles-in-the-atom-and-atomic-radius/1-1-variations-in-atomic-and-ionic-radius/>
- Bowell, R.J., Lagos, L., de los Hoyos, C.R. and Declercq, J., 2020. Classification and characteristics of natural lithium resources. *Elements*, 16(4): 259–264. <https://doi.org/10.2138/gselements.16.4.259>
- Burisch, M., Leopardi, D., Guilcher, M., Šešulka, V., Dittrich, T. and Lehmann, B., 2025. Greisen-Hosted Lithium Resources of the Erzgebirge/Krušné Hory Province (Germany and Czech Republic). *Economic Geology*, 120(3): 627–647. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5136>
- Chow, A., 2023. China Commanded 63% of EV Battery Market With 6 Companies. Retrieved February 21, 2025 from <https://growthdragons.substack.com/p/china-commanded-63-of-ev-battery>
- Coffey, D.M., Munk, L.A., Ibarra, D.E., Butler, K.L., Boutt, D.F. and Jenckes, J., 2021. Lithium storage and release from lacustrine sediments: Implications for lithium enrichment and sustainability in continental brines. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(12): e2021GC009916. <https://doi.org/10.1029/2021GC009916>
- Daneshvar, N., Azizi, H., Asahara, Y., Tsuboi, M., Minami, M. and Mohammad, Y.O., 2021. Geochemistry and Genesis of Beryl Crystals in the LCT Pegmatite Type, Ebrahim-Attar Mountain, Western Iran. *Minerals*, 11(7): 717. <https://doi.org/10.3390/min11070717>
- Didar, P., Emami, M.H. and Emamian, F., 2015. Introduction to the geology and mineralogy of pegmatites located south of Mashhad (first report of Li-bearing pegmatites from Iran). *Journal of Tethys*, 3(2):123–136. (in Persian with English abstract) Retrieved May 15, 2025 from https://www.researchgate.net/publication/291974107_Introduction_to_the_geology_and_mineralogy_of_pegmatites_located_south_of_Mashhad_first_report_of_Li-bearing_pegmatites_from_Iran
- Ding, T., Zheng, M.P., Peng, S.P., Lin, Y.H., Zhang, X.F. and Li, M.M., 2023. Lithium extraction

- from salt lakes with different hydrochemical types in the Tibet Plateau. *Geoscience Frontiers*, 14(1): 101485. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101485>
- Ebensperger, A., Maxwell, P. and Moscoso, C., 2005. The lithium industry: its recent evolution and future prospects. *Resources Policy*, 30(3): 218–31. <https://doi.org/10.1016/j.resourpol.2005.09.001>
- Edmond, J.M., Measures, C., McDuff, R.E., Chan, L.H., Collier, R., Grant, B., Gordon, L.I. and Corliss, J.B., 1979. Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: the Galapagos data. *Earth and Planetary Science Letters*, 46(1): 1–18. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90061-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90061-X)
- Evans, R.K., 2014. Lithium. In: Gunn, A.G. (Editor), *Critical Metals Handbook*. John Wiley and Sons Ltd, UK, pp. 230–260. <https://doi.org/10.1002/9781118755341.ch10>
- Fortune Business Insights, 2025. Lithium Market Size, Share & Industry Analysis, By Product (Carbonate, Hydroxide, Chloride, Metal, Fluoride, and Others), By Application (Batteries, Glass & Ceramics, Lubricant, Polymers, Metallurgy, Medical, Air Treatment, and Others), By End-User (Automotive, Consumer Electronics, Industrial, Energy Storage, and Others), and Regional Forecast, 2024-2032. Report ID: FBI104052. Retrieved February 21, 2025 from <https://www.fortunebusinessinsights.com/lithium-market-104052>
- Galeschuk, C. and Vanstone, P., 2007. Exploration techniques for rare-element pegmatite in the Bird-River Greenstone Belt, southeastern Manitoba. In: Milkereit, B. (Editor), *Ore Deposits and Exploration Technology. Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, Canada*, p. 823–839. Retrieved May 15, 2025 from <https://911metallurgist.com/wp-content/uploads/2015/10/Exploration-Techniques-for-Rare-Element-Pegmatite-in-the-Bird-River-Greenstone-Belt-Southeastern-Manitoba.pdf>
- Gao, K. and Calabrese, J.R., 2021. The mechanisms of action of lithium in bipolar disorder. In: J. Quevedo, A.F. Carvalho and E. Vieta (Editors), *Neurobiology of Bipolar Disorder*. Academic Press, Cambridge, pp. 357–364. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819182-8.00033-8>
- Garate-Olave, I., Roda-Robles, E., Gil-Crespo, P.P. and Pesquera, A., 2018. Mica and feldspar as indicators of the evolution of a highly evolved granite-pegmatite system in the Tres Arroyos area (Central Iberian Zone, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 44 (3): 375–403. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0077-z>
- Goodenough, K.M., Shaw, R.A., Borst, A.M., Nex, P.A.M., Kinnaird, J.A., van Lichtervelde, M., Essaifi, A., Koopmans, L. and Deady E.A., 2025. Lithium Pegmatites in Africa: A Review. *Economic Geology*, 120(3): 513–539. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5133>
- Gourcerol, B., Gloaguen, E., Melleton, J., Tuduri, J. and Galiege, X., 2019. Re-assessing the European lithium resource potential– A review of hard-rock resources and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 109: 494–519. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.015>
- Gruber, P.W., Medina, P.A., Keoleian, G.A., Kesler, S.E., Everson, M.P. and Wallington, T.J., 2011. Global Lithium Availability. *Journal of Industrial Ecology*, 15(5): 760–775. <https://doi.org/10.1111/j.1530-9290.2011.00359.x>
- Heller, C., Kuhn, T., Versteegh, G.J.M., Węgorzewski, A.V. and Kasten, S., 2018. The geochemical behavior of metals during early diagenetic alteration of buried manganese nodules. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 142: 16–33. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.09.008>
- Hennessy, J. and Nikzad, S., 2018. Atomic layer deposition of lithium fluoride optical coatings for the ultraviolet. *Inorganics*, 6(2): 46. <https://doi.org/10.3390/inorganics6020046>
- Horstman, E.L., 1957. The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12(1–2): 1–28. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(57\)90014-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(57)90014-5)
- Houston, J., Butcher, A., Ehren, P., Evans, K. and Godfrey, L., 2011. The evaluation of brine prospects and the requirement for modifications to filing standards. *Economic Geology*, 106(7): 1125–1239. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1225>

- International Lithium Association, 2023. Lithium. Retrieved January 23, 2025 from <https://lithium.org/lithium/>
- Jaskula, B.W., 2024. Lithium. USGS, Retrieved February 21, 2025 from <https://www.usgs.gov/centers/national-minerals-information-center/lithium-statistics-and-information>
- Itani, K. and De Bernardinis, A., 2023. Review on New-Generation Batteries Technologies: Trends and Future Directions. *Energies*, 16(22): 7530. <https://doi.org/10.3390/en16227530>
- Karimpour, M.H., 2024. Lithium. 16th Iranian Society of Economic Geology, Tabriz University, Tabriz, Iran.
- Kesler, S.E., Gruber, P.W., Medina, R.A., Keoleian, G.A., Everson, M.P. and Wallington, T.J., 2012. Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. *Ore Geology Reviews*, 48: 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.05.006>
- Kidder, J.A., Leybourne, M.I., Layton-Matthews, D., Howell, R.J. and R. Rissmann, C.W.F., 2020. A review of hydrogeochemical mineral exploration in the Atacama Desert, Chile. *Ore Geology Reviews*, 124: 003562. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103562>
- Kleoff, M., Kiler, P. and Heretsch, P., 2022. Synthesis of odorants in flow and their applications in perfumery. *Beilstein Journal of Organic Chemistry*, 18: 754–768. <https://doi.org/10.3762/bjoc.18.76>
- Lee, K.J., You, J., Gao, Y. and Terlier, T., 2024. Release, transport, and accumulation of lithium in shale brines. *Fuel*, 356: 129629. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2023.129629>
- Li, Z., Li, C., Liu, X., Cao, L., Li, P., Wei, R., Li, X., Guo, D., Huang, K.W. and Lai, Z., 2021a. Continuous electrical pumping membrane process for seawater lithium mining. *Energy and Environmental Science*, 14(5): 3152–3159. <https://doi.org/10.1039/d1ee00354b>
- Li, C., Li, Z., Wu, T., Luo, Y., Zhao, J., Li, X., Yang, W. and Chen, X., 2021b. Metallogenic characteristics and formation mechanism of Naomugeng clay-type lithium deposit in Central Inner Mongolia, China. *Minerals*, 11(3): 238. <https://doi.org/10.3390/min11030238>
- Lithium Harvest, 2025. The Lithium Mining Market. Retrieved February 21, 2025 from <https://lithiumharvest.com/>
- London, D., 2018. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geology Reviews*, 101: 349–383. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.04.020>
- Mertineit, M. and Schramm, M., 2019. Lithium occurrences in brines from two German salt deposits (Upper Permian) and first results of leaching experiments. *Minerals*, 9(12): 766. <https://doi.org/10.3390/min9120766>
- Motherjones, 2025. Electric vehicles. Retrieved February 21, 2025 from <https://www.motherjones.com/politics/2016/02/electric-vehicles-oil-prices/>
- Muller, A., Romer, R.L. and Pedersen, R-B. 2017. The Sveconorwegian Pegmatite Province – Thousands of pegmatites without parental granites. *The Canadian Mineralogist*, 55(2): 283–315. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600075>
- Munk, L.A., Boutt, D., Butler, K., Aeon Russo, A., Jenckes, J., Moran, B. and Kirshen, A., 2025. Lithium Brines: Origin, Characteristics, and Global Distribution. *Economic Geology*, 120(3): 575–597. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5134>
- Munk, L.A., Hynek, S.A., Bradley, D.C., Boutt, D., Labay, K. and Jochens, H., 2016. Lithium Brines: A Global Perspective. In: Verplanck, P.L., Hitzman, M.W. (Editors.), *Rare Earth and Critical Elements in Ore Deposits*. Review in Economic Geology, Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/Rev.18.14>
- Munk, L.A. and Jochens, H., 2011. Geochemistry of lithium-rich brines in Clayton Valley, Nevada, USA. 11th SGA Biennial Meeting Let's Talk Ore Deposits, Antofagasta, Chile, pp. 217–219.
- Nelson, S., 2022. C29 Metals about to set drills turning at Pocitos salar projects in Lithium Triangle, Argentina. Retrieved February 21, 2025 from <https://www.proactiveinvestors.co.uk/companies/news/998487/c29-metals-about-to-set-drills-turning-at-pocitos-salar-projects-in-lithium-triangle-argentina-998487.html>
- Nol-Tec Systems, 2025. Retrieved February 21, 2025 from https://www.noltec.com/?gad_source=1&gclid=CjwKCAiAiaC-BhBEEiwAjY99qIsosKQC-cnzhWv69qrdy9tPNxf0IttSP5lBv6Frq954KSs2CIDtNhoCshUQAvD_BwE
- Peiro, L.T., Mendez, G.V. and Ayres, R.U., 2013. Lithium: Sources, production, uses, and recovery outlook. *The Journal of The Minerals, Metals and*

- Materials Society, 65: 986–996.
<https://doi.org/10.1007/s11837-013-0666-4>
- Peng, Y., Zheng, M., Zhang, Y., Xing, E., Gui, B. and Zuo, F., 2023. Geochronology and geochemistry of lithium-rich tuffs in the Sichuan basin, western Yangtze: Implication for the magmatic origin and final closure of eastern Paleo-Tethys. *Geoscience Frontiers*, 14(1): 101480.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101480>
- Putzolu, F., Armstrong, R.N., Boyce, A.J., Hepburn, L.E., Bompard, N., Najorka, J. Lefebvre-Desanois, M., Milton, A.J., Salge, T., Erak, D., Abad, I. and Herrington R.J., 2025. Origin of the Jadar Volcano-Sedimentary Li-B Deposit, Serbia. *Economic Geology*, 120(3): 599–625.
<https://doi.org/10.5382/econgeo.5132>
- Rifai, K., Constantin, M., Yilmaz, A., Özcan, L.Ç., Doucet, F.R. and Azami, N., 2022. Quantification of lithium and mineralogical mapping in crushed ore samples using laser induced breakdown spectroscopy. *Minerals*, 12(2): 253.
<https://doi.org/10.3390/min12020253>
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2005. Composition of the continental crust. In: R.L. Rudnick, (Editor), *Treatise on Geochemistry*, V. 3: The Crust. Oxford, Elsevier Pergamon, pp. 1–64.
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Sarkheil, H., Shahbaznejad, M., Rayegani, B., Mohtat, Y., Salahjou, T. and Sadeghy Nejad, A., 2025. Lithium Extraction Assessment from Brines in Kerman Province: Challenges and Opportunities for Clean Energy Transition and Climate Change Mitigation. *International Journal of Mining and Geo-Engineering*, 59(2): 401–409. (in Persian with English abstract) Retrieved May 15, 2025 from
https://ijmge.ut.ac.ir/article_100680_6f3a58ab7cb176d2d55abb1d7f83b6c.pdf
- Schlesinger, W.H., Klein, E.M., Wang, Z. and Vengosh, A., 2021. Global biogeochemical cycle of lithium. *Global Biogeochemical Cycles*, 35(8): e2021GB006999.
<https://doi.org/10.1029/2021GB006999>
- Segovia-More, M.K., Torró, L., Benavent, C.V., Briones, J.R., Vallance, J., Monnier, L., Laurent, O. and Salvi, S., 2023. High-resolution mineralogy of Lithium-rich Tuff from the Macusani Volcanic Field, Puno, Peru. In: Proc. 17th SGA Biennial Meeting on Mineral Resources in a Changing World, SGA, Zurich, Switzerland, pp. 303–306.
- Serri, G., Innocenti, F. and Manetti, P., 1993. Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy. *Tectonophysics*, 223(1-2): 117–147.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90161-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90161-C)
- Sharma, N., Westerhoff, P. and Zeng, C., 2022. Lithium occurrence in drinking water sources of the United States. *Chemosphere*, 305: 135458.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2022.135458>
- Shaw, D.M., Pérignon, N.V. and John, M., 1977. Lithium in spilites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(11): 1601–1607.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90171-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90171-5)
- Sheikhi Gheshlaghi, R., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Deevsalar, R., Nakashima, K. and Shinjo, R., 2022. The origin of gem spodumene in the Hamadan Pegmatite, Alvand Plutonic Complex, western Iran. *The Canadian Mineralogist*, 60(2): 249–266.
<https://doi.org/10.3749/canmin.2000087>
- Singhm, J. and Kaistha, M.K., 1999. Report on search for tin, tungsten, and lithium mineralisation in Chaur granitoid complex, Sirmaur and Shimla districts, Himachal Pradesh. Geological Survey of India, Northern Region, Lucknow, 12 pp.
- Stanley, C., Rumsey, M., Jones, G., Blake, C., Roberts, A., Stirling, J., Carpenter, G., Whitfield, P.S., Grice J.D. and LePage, Y.J., 2007. Jadarite, LiNaSiB₃O₇(OH) a new lithium sodium borosilicate mineral from the Jadar Basin, Serbia. *European Journal of Mineralogy*, 19(4): 575–580.
<https://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1741>
- Statista Available online, 2025. Projected total demand for lithium globally. Retrieved February 6, 2025 from
<https://www.statista.com/statistics/452025/projected-total-demand-for-lithium-globally/>
- Steiner, Z., Landing, W.M., Bohlin, M.S., Greaves, M., Prakash, S., Vinayachandran, P.N. and Achterberg, E.P., 2022. Variability in the concentration of lithium in the IndoPacific Ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, 36(6): e2021GB007184.
<https://doi.org/10.1029/2021GB007184>

- Stringer, D. and Millan, L., 2019. These Mining Superpowers Supply the World's Lithium. Now They Want to Make Batteries, too. Bloomberg, Retrieved January 23, 2025 from <https://www.bloomberg.com/news/features/2019-06-03/lithium-miners-australia-chile-see-riches-as-ev-battery-makers>
- Suud, E.M., Suryantini, M. and Zaki, M., 2023. Lithium extraction method from geothermal brine to find suitable method for geothermal fields in Indonesia: A review. IOP Conference Series Earth and Environmental Science, 1159(1): 012011. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1159/1/012011>
- Sykes, J.P. and Schodde, R. and Davies, R.S., 2019. A global overview of the geology and economics of lithium production. Australasian Institute of Mining and Metallurgy (AusIMM) Lithium Conference, Perth, Australia. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.18537.42088>
- Teng, F.Z., Mcdonough, W.F., Rudnick, R.L., Dalpé, C., Tomascak, P.B., Chappell, B.W. and Gao, S., 2004. Lithium isotopic composition and concentration of the upper continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(20): 4167–4178. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.03.031>
- Thompson, L.A., Richardson, C.A., Gootee, B.F., Wilkins, J. and Fenerty B., 2025. Geology, Geochemistry, and Potential Origins of the Basin Volcano-Sedimentary Lithium Deposit, Kaiser Spring Volcanic Field, Northwestern Arizona, USA. *Economic Geology*, 120(3): 663–688. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5138>
- Trading Economics, 2025. Lithium. Retrieved February 21, 2025 from <https://tradingeconomics.com/commodity/lithium>
- Trueman, D.L. and Černý, P., 1982, Exploration for Rare-Element Granitic Pegmatites. In: P. Černý (Editor), *Granitic Pegmatites in Science and Industry: Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, pp. 463–493. Retrieved May 15, 2025 from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=2240858>
- Ufine, 2025. Custom Lithium-ion Battery Manufacturer. Retrieved February 21, 2025 from <https://www.ufinebattery.com/blog/a-complete-history-of-lithium-ionbatteries/>
- U.S. Department of Energy, 2021. NATIONAL BLUEPRINT FOR LITHIUM BATTERIES. Retrieved February 21, 2025 from https://www.energy.gov/sites/default/files/2021-06/FCAB%20National%20Blueprint%20Lithium%20Batteries%200621_0.pdf
- van de Ven, M., Gazley, M., Sterk, R., Aldrich, S. and Werner, E., 2020. Exploration for Lithium-Caesium-Tantalum (LCT) pegmatites in New Zealand. Conference Paper New Zealand Minerals Forum, Hamilton, ON, Canada. Retrieved May 15, 2025 from: https://www.researchgate.net/publication/345988892_Exploration_for_Lithium-Caesium_Tantalum_LCT_pegmatites_in_New_Zealand
- Venkateswaran, C., Sreemoolanadhan, H. and Vaish, R., 2022. Lithium aluminosilicate (LAS) glass-ceramics: a review of recent progress. *International Materials Reviews*, 67(6): 620–657. <https://doi.org/10.1080/09506608.2021.1994108>
- Visual Capitalist, 2025. battery manufacturing. Retrieved February 21, 2025 from <https://www.visualcapitalist.com/chinas-dominance-in-batterymanufacturing/#:~:text=With%20nearly%20900%20gigawatt%2Dhours,metals%20to%20producing%20the%20EVs>
- Wang, C., Yu, X., Li, R., Liu, L., Yan, K. and You, C., 2021a. Origin of lithium–potassium rich brines in the Jiangnan Basin, South China: Constraints by water–rock reactions of Mesozoic–Cenozoic igneous rocks. *Minerals*, 11(12): 1330. <https://doi.org/10.3390/min11121330>
- Wang, C., Zheng, M., Zhang, X., Wu, Q., Liu, X., Ren, J. and Chen, S., 2021b. Geothermal type lithium resources in Southern Xizang, China. *Acta Geologica Sinica*, 95(3): 860–872. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14675>
- Warren, J.K., 2016. *Evaporites: A Geological Compendium*. Springer, Basel, Switzerland, 1813 pp.
- Warren, I., 2021. *Techno-Economic Analysis of Lithium Extraction from Geothermal Brines*. Golden, CO: National Renewable Energy Laboratory, U.S. NREL/TP-5700-79178. Retrieved May 15, 2025 from: <https://purl.fdlp.gov/GPO/gpo159005>
- Yaksic, A. and Tilton, E., 2009. Using the cumulative availability curve to assess the threat of mineral depletion: the case of lithium.

Resources Policy, 34(4): 185–94.

<https://doi.org/10.1016/j.resourpol.2009.05.002>

Yu, X., Wang, C., Huang, H. and Yan, K., 2023a. Origin of lithium in oilfield brines in continental petroliferous basin: Insights from Li and Sr isotopes in the Jiangnan Basin, central China. *Marine and Petroleum Geology*, 160: 106576.

<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106576>

Yu, X., Wang, C., Huang, R., Wang, J. and Yan, K., 2023b. Lithium and brine geochemistry in the Qianjiang Formation of the Jiangnan Basin, central China. *Scientific Reports*, 13: 4445.

<https://doi.org/10.1038/s41598-023-31421-1>

Zhao, H., Ling, K., Qin, S., Lei, M. and Wen, H., 2023a. Modes of occurrence of lithium in black shale in the Nandan area, Guangxi, SW China: Implications for clay-type resources. *Ore Geology Reviews*, 157: 105409.

<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105409>

Zhao, H., Wang, Y. and Cheng, H., 2023b. Recent advances in lithium extraction from lithium-bearing clay minerals. *Hydrometallurgy*, 217: 106025.

<https://doi.org/10.1016/j.hydromet.2023.106025>

Zhang, H., Tian, S., Wang, D., Li, X., Liu, T., Zhang, Y.J., Fu, X.F., Hao, X.F., Hou, K.J., Zhao, Y. and Qin, Y., 2021. Lithium isotope behaviour during magmatic differentiation and fluid exsolution in the Jiajika granite–pegmatite deposit, Sichuan, China. *Ore Geology Reviews*, 134: 104139.

<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104139>

Zheng, R., Li, Y., Yu, H., Zhang, X., Yang, D., Yan, L., Li, Y., Shu, J. and Su, B.L., 2023a. Ammonium ion batteries: Material, electrochemistry and strategy. *Angewandte Chemie*, 62(23): e202301629.

<https://doi.org/10.1002/anie.202301629>

Zheng, M.P., Xing, E.Y., Zhang, X.F., Li, M.M., Che, D., Bu, L.Z., Han, J.H. and Ye, C.Y., 2023b. Classification and mineralization of global lithium deposits and lithium extraction technologies for exogenetic lithium deposits. *China Geology*, 6(4): 547–566. Retrieved May 15, 2025 from

<http://en.cgsjournals.com/article/doi/10.31035/cg2023061>



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2025.1142



Petrogenesis and Economic Potential of the Almogholagh Intrusive Body, Using the Zircon Chemistry; Central Sanandaj-Sirjan Zone

Fatemeh Sarjoughian^{1*} , Kosar Allahvaizi² , Hossein Azizi³ ¹ Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran² M.Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran³ Professor, Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 04 February 2025

Revised: 17 May 2025

Accepted: 20 May 2025

Keywords

Zircon chemistry
Mineralization
Almogholagh
Sanandaj-Sairjan zone
Iran

*Corresponding author

Fatemeh Sarjoughian

✉ fsarjoughian2@gmail.com

ABSTRACT

In this study, the mineralization potential of the Almogholagh intrusive rocks (Northwest Hamedan), Central Sanandaj-Sirjan Zone, was investigated using the chemical composition of zircon grains. The Almogholagh intrusive rocks comprises three main types of rocks: (1) diorite and gabbro, (2) syenite and quartz monzonite, and (3) granite. The primary minerals in these rocks include plagioclase, amphibole, orthoclase, and quartz, with minor occurrences of biotite and pyroxene. Diorite is associated with iron mineralization, forming Fe-rich veins and skarn deposits. Zircon, though a minor mineral, serves as a valuable tool for understanding the petrogenesis and ore-forming potential of the magma. The chemical composition of zircon was analyzed using LA-ICP-MS. The results indicate that the zircons are of magmatic origin and belong to the alkaline to sub-alkaline magmatic series. The geochemical signatures of the zircons suggest that the magma originated from the mantle and underwent contamination with continental crustal rocks during its ascent. This process, accompanied by magmatic fractionation and assimilation (AFC), led to the observed chemical characteristics. Additionally, the magma was formed under relatively low oxidation conditions, as indicated by slightly Eu/Eu^* , Ce/Ce^* , and $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ ratios. Based on these findings, the formation of Cu skarn and porphyry copper deposits is unlikely. However, the rocks fall within the Fe-skarn field, suggesting potential for iron mineralization. This study highlights the utility of zircon chemistry in evaluating the mineralization potential of intrusive rocks.

How to cite this article

Sarjoughian, F., Allahvaizi, K. and Azizi, A., 2025. Petrogenesis and Economic Potential of the Almogholagh Intrusive Body, Using the Zircon Chemistry; Central Sanandaj-Sirjan Zone. *Journal of Economic Geology*, 17(2): 91–121. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1142>



©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

Zircon is a highly durable and chemically resistant mineral that is commonly found in a variety of rock types. Its ability to retain detailed records of geological events makes it an invaluable tool for geologists (e.g., [Hoskin and Schaltegger, 2003](#)). In this study, we focus on the petrogenesis of the Almogholagh intrusive rocks and assess their mineralization potential by examining the chemistry of zircon.

The crystallization of zircon is influenced by several factors, including temperature, the chemical composition of the magma, water content, the rate of crystallization, and the degree of zircon saturation within the magma. Due to these dependencies, zircon serves as an excellent mineral for extracting critical information about the origin of rocks, magmatic processes, and the age of crystallization. Additionally, zircon can provide insights into the composition of the initial melt and reflect the oxidation state of the parent magma ([Hoskin and Schaltegger, 2003](#); [Trail et al., 2011](#), [Trail et al., 2012](#); [Watson et al., 2006](#); [Hofmann et al., 2014](#); [Geisler et al., 2007](#); [Li et al., 2014](#)). By analyzing zircon chemistry, we aim to unravel the geological history of the Almogholagh intrusive rocks, understand the magmatic processes that led to their formation, and evaluate their potential for mineralization. This approach will help us to better understand the conditions under which these rocks formed and the potential resources they may contain.

Materials and methods

After field works and collecting samples from the Almogholagh intrusive rocks, suitable samples were selected for thin section preparation and microscopic studies. The samples were selected from diorite, quartz monzonite granite, and zircon crystals were separated from the host rocks. The LA-ICP-MS method has been used to study the chemical composition of zircon in the diorite, quartz monzonite, and granite of Almogholagh. LA-ICP-MS analysis is one of the most important analytical method for geochemistry studies.

Field and petrography studies

Based on field observations, this intrusion is divided into three main groups: (1) diorite-gabbro; (2)

syenite-quartz monzonite; and (3) granite.

The first group is mainly located in the northeastern part of the Almogholagh intrusion, which is characterized by a rough morphology. The second and third groups have a mild morphology, cover a wide range, in the southeast, west and center of the area. The results of the U-Pb analysis of zircon grains of the samples show that the studied rocks crystallized in the Late Jurassic-Early Cretaceous ([Sarjoughian et al., 2023](#)).

Gabbro-diorite is mostly coarse-grained to medium-grained granular and it is the main host of the Baba Ali iron deposit. These rocks contain the main minerals plagioclase, amphibole, and minor pyroxene. Syenite and quartz-monzonite has a granular and microgranular texture and contain orthoclase, amphibole, plagioclase and minor quartz biotite, and pyroxene. Granite has a microgranular and porphyritic texture. Its mineralogical composition is quartz, orthoclase, plagioclase, biotite, and hornblende in medium to fine grain size.

Result and Discussion

In the diagram of the REE variation of in zircon, normalized to chondrite ([Sun and McDonough 1989](#)), from diorite, quartz monzonite, and granite show a similar pattern. In this diagram HREE are higher than LREE and Ce has a positive anomaly and Eu has a negative anomaly, and it seems that these rocks are in an oxidation state. Granite have higher REE than diorite and quartz monzonite, which maybe due to magmatic fractionation. Using zircons chemistry we distinguished that most zircons in the studied rocks have high Sm/La and Th/U ratios and are magmatic ([Hoskin, 2005](#)) and they are mostly subalkaline and alkaline nature ([Mathieu, et al 2022](#)). Using the element content in zircon chemistry, the petrogenesis of the study area can be identified, using the U/Yb to Hf ratio ([Kamaunji et al., 2023](#)). As revealed, magma originating from mantle (NMORB or enriched OIB), which are contaminated by continental crustal component, as indicated by high U/Yb ratio in zircon chemistry ([Grimes et al., 2007](#)). In this samples, Gd/Yb ratio in zircon decreasing but Hf value in zircon increase, indicating magmatic fractionation along with contamination.

Intrusions associated with Fe skarn, in contrast to intrusions associated with Fe-Cu skarn and Cu porphyry deposits, have lower oxidation states, are generally less oxidized. Studies have shown that

zircon Eu/Eu^* is useful in ore exploration for assessing the mineral potential of intrusions (Lu et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2022). Fe skarn-associated intrusions have zircon Eu/Eu^* values less than 0.45, while these values are greater than 0.65 for Cu-Mo skarn-associated intrusions. Cu-Au-Fe skarn-associated intrusions have most zircon Eu/Eu^* values in the range of 0.45 and 0.65.

Using the Yb/Dy and Eu/Eu^* ratios of zircon, the amount of magmatic water can be evaluated. As with increases of Eu/Eu^* and Yb/Dy , the water content increases, and mineralization type tends from Fe skarn to Cu-Fe-Au skarn. The studied samples have Eu/Eu^* between 0.1 and 0.3 and Yb/Dy less than 5 and fall in Fe skarn field with lower water (Wen et al., 2020).

The studied zircons have intermediate Ce/Ce^* and $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ ratios (between 10 and 100) and are in the range of Fe-bearing deposits. Also, the low Hf content at temperature 700 to 800°C in the studied zircons indicates that the magma forming the Almogholagh intrusive rocks may be susceptible to Fe mineralization (Wen et al., 2020). It should be noted that the intermediate Eu/Eu^* , Ce/Ce^* , $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$, and Yb/Dy ratios in the Almogholagh intrusive rocks indicate the Fe mineralization potential.

Acknowledgements

The authors acknowledge support of this project by the University of Kurdistan and also Farhangian University.



پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی در سنگ‌های نفوذی آلموقولاق با استفاده از شیمی زیرکن؛ بخش مرکزی زون سندانج- سیرجان

فاطمه سرجوقیان^{۱*}، کوثر الله ویسی^۲، حسین عزیزی^۳

^۱ دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سندانج، ایران

^۲ کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سندانج، ایران

^۳ استاد، گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سندانج، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
در این پژوهش، هدف بررسی پتانسیل کانه‌زایی در سنگ‌های نفوذی آلموقولاق (شمال غرب همدان) در مرکز زون سندانج- سیرجان با استفاده از ترکیب شیمیایی زیرکن است. سنگ‌های نفوذی آلموقولاق شامل طیف وسیعی از ۱- دیوریت و گابرو، ۲- سینیت و کوارتز مونزونیت و ۳- گرانیت است که این سنگ‌ها حاوی کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول، ارتوز، کوارتز و کمی بیوتیت و پیروکسن است. در دیوریت کانه‌زایی آهن صورت گرفته است و به صورت رگه معدنی و گاهی اسکارن دیده می‌شود. زیرکن به عنوان کانی فرعی است و از کاربردهای مهم آن می‌توان تعیین پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی را نام برد که در این پژوهش برای بررسی ترکیب شیمی زیرکن از روش LA-ICP-MS استفاده شده است. زیرکن‌های مورد بررسی با نسبت Th/U بیش از ۵/۵ از نوع ماگمایی و آذرین هستند و اغلب در محدوده آلکالن تا ساب آلکالن قرار دارند. ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از گوشته منشأ گرفته و در حین صعود تفریق حاصل کرده و با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده است. نسبت‌های Ce/Ce^* ، Eu/Eu^* و Ce^{4+}/Ce^{3+} در زیرکن‌های مورد بررسی کمی پایین است. لذا می‌توان گفت ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق در شرایط اکسایش ولی تقریباً کم قرار گرفته‌اند و بیانگر آن است که فوگاسیته اکسیژن در شرایطی نیست که پتانسیل کانه‌زایی مس پورفیری و یا اسکارن مس- آهن داشته باشد؛ اما در محدوده اسکارن آهن‌دار واقع شده‌اند و کانه‌زایی آهن در آلموقولاق را تأیید می‌کند. بنابراین می‌توان گفت با استفاده از شیمی زیرکن‌ها می‌توان به پتانسیل کانه‌زایی در منطقه پی برد.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۱/۱۶ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۲/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۳۰
	واژه‌های کلیدی شیمی زیرکن کانی‌زایی آلموقولاق زون سندانج- سیرجان ایران
	نویسنده مسئول فاطمه سرجوقیان fsarjoughian2@gmail.com ✉

استناد به این مقاله

سرجوقیان، فاطمه؛ الله ویسی، کوثر و عزیزی، حسین، ۱۴۰۴. پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی در سنگ‌های نفوذی آلموقولاق با استفاده از شیمی زیرکن؛ بخش مرکزی زون سندانج- سیرجان. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۲): ۹۱-۱۲۱. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1142>

مقدمه

زون سنندج- سیرجان با طولی حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از شمال غرب (سنندج) تا جنوب شرق (سیرجان) ادامه دارد و با عرض حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر، به موازات گسل زاگرس قرار می‌گیرد. از ویژگی‌های اصلی زون سنندج- سیرجان می‌توان به ۱- پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری، ۲- حجم زیادی از سنگ‌های نفوذی مزوزوئیک، ۳- فراوانی بالای سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک و ۴- سنگ‌های دگرگونی طی حرکت‌های کوه‌زایی سیمین اشاره کرد (Azizi et al., 2019). زون سنندج- سیرجان در طی فرورانش میزبان چندین مجموعه بزرگ توده نفوذی است و ترکیب آن از گرانیت تا گابرو متغیر است. این سنگ‌ها در سن‌های متفاوتی از نئوپروتروزوئیک تا انوسن گسترش دارند و اغلب از اواخر ژوراسیک تا اوایل دوره کرتاسه منشأ گرفته‌اند. در این زون پدیده‌های دگرگونی، ماگماتیسم و زمین‌ساخت پی در پی در بیشترین مقدار است و تکاپوهای ماگمازایی و پدیده‌های دگرگونی از عوامل مؤثر در ایجاد نهشته‌های معدنی هستند و به همین منظور توان معدنی در خور توجهی دارند. از این رو، این زون ناآرام‌ترین پهنه زمین‌ساختی ایران است که نظرهای مختلفی برای آن ارائه شده‌است. برخی از پژوهشگران از جمله بربریان و کینگ (Berberian and King, 1981) یک زون حاشیه فعال قاره‌ای را برای سنندج- سیرجان پیشنهاد داده‌اند؛ در حالی که برخی دیگر (Azizi and Stern, 2019) آن را به عنوان کافت درون قاره‌ای در نظر گرفته‌اند. در کمپلکس آلموقولا در شمال غرب همدان، شمال زون سنندج- سیرجان، بررسی‌های بسیاری انجام شده است که در زیر به آن اشاره خواهد شد؛ ولی در آنها به بررسی شیمی زیرکن پرداخته نشده است. زمانیان و اسداللهی (Zamanian and Asadollahi, 2013) پیشنهاد کرده‌اند که کانه‌زایی معدن باباعلی در سنگ دیوریت در شمال شرق توده، یک نوع اسکارنی آهن و مس است و فعالیت‌های گرمایی با باتولیت‌های آلموقولا باعث به وجود آمدن ماگنیتیت شده است. شهبازی و همکاران (Shahbazi et al., 2015) با

بررسی‌های زمین‌شیمی و ایزوتوپی پی برده‌اند که سنگ‌های توده نفوذی آلموقولا از نوع گرانیتوئید نوع A است و خاستگاه آنها گوشته بالایی تهی شده است. امیری و همکاران (Amiri et al., 2017) توده پلوتونیک آلموقولا را از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه ایران در محیط پس از برخورد دانسته‌اند. سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2020) با بررسی شیمی کانی مگنیتیت توده نفوذی آلموقولا به این نتیجه رسیدند که منشأ آهن در رگه مگنیتیت از نوع اسکارن است که سیالات گرمایی نقش اساسی ایفا کرده‌اند. سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2023) توده نفوذی آلموقولا را با استفاده از ایزوتوپ هافنیم مورد بررسی قرار دادند و معتقدند که این توده در یک محیط کشتی از گوشته منشأ گرفته است. شناخت و آشنایی هرچه بیشتر و بهتر کانسنگ مواد معدنی و مشخص کردن پیشینه پتانسیل کانه‌زایی آن به پیشگیری از هدررفت سرمایه و بالاتر بردن ارزش اضافه محصولات معدنی منجر می‌شود. زیرکن یک کانی کلیدی و مقاوم است که در طیف وسیعی از سنگ‌ها یافت می‌شود و پس از تبلور می‌تواند اثرهای رخدادهای زمین‌شناسی را در خود نگه دارد (Hoskin and Schaltegger, 2003). در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از شیمی زیرکن به بررسی پتروژن توده نفوذی آلموقولا و پتانسیل کانه‌زایی آن پرداخته شود. این کانی از نظر شیمیایی دیرگداز و مقاوم است و توانایی این را دارد که در فرایندهای انتقال و هوازگی و دگرگونی در دمای بالا پایدار و مقاوم باشد (Belousova et al., 2002). تبلور زیرکن تابعی از فوگاسیته اکسیژن، دما، ترکیب شیمیایی، محتوای آب ماگما، سرعت تبلور و اشباعیت زیرکن در ماگماست. بنابراین، زیرکن یکی از پرکاربردترین کانی‌ها برای استخراج اطلاعاتی مانند منشأ سنگ‌ها، فرایندهای ماگمایی و سن تبلور است و می‌تواند سرنخ‌هایی از ترکیب ذوب اولیه ارائه دهد و همچنین می‌تواند وضعیت اکسایش ماگمای اولیه را منعکس کند.

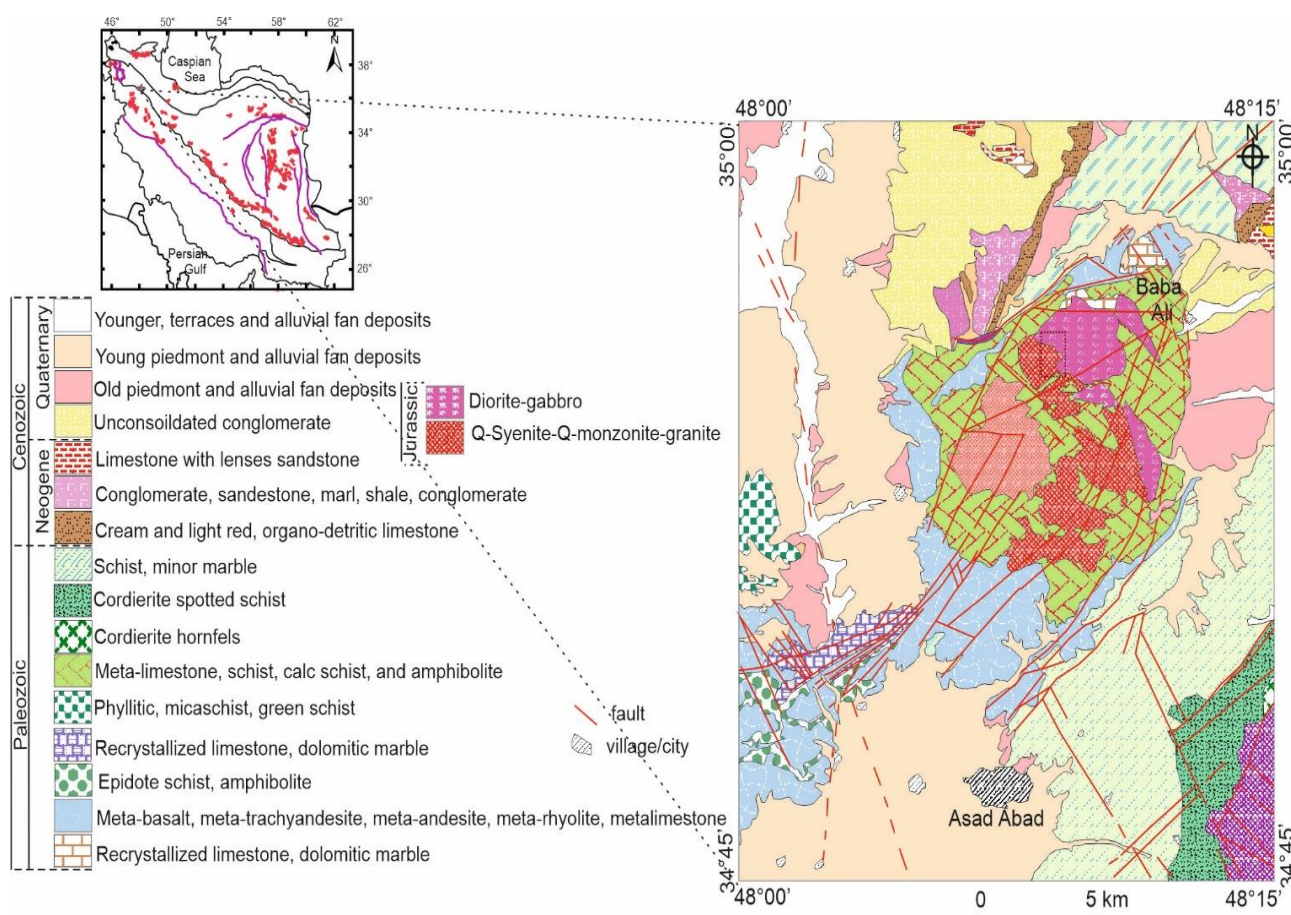
این بررسی نشان می‌دهد که شیمی زیرکن ابزاری قدرتمند در بررسی‌های متالورژتیک است و می‌تواند به عنوان یک شاخص بالقوه برای طبقه‌بندی و اکتشاف پتانسیل کانه‌زایی در توده‌های نفوذی و اسکارن همراه شود.

زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی با گستردگی ۱۵۰ کیلومتر مربع به عنوان توده نفوذی آلموقولاق در شمال غرب همدان و بین عرض‌های ۴۶° تا ۳۴° تا ۳۵° شمالی و طول‌های ۴۸°۰۳' تا ۴۸°۱۵' شرقی قرار گرفته است (شکل ۱).

بسیاری از بلورهای زیرکن حاوی مقدار کمی از اورانیوم و توریم هستند که در زمان تبلور در ساختار این سنگ گنجانیده شده است و برای تخمین زمان تبلور استفاده می‌شود (Hoskin and Schaltegger, 2003; Watson et al., 2006; Geisler et al., 2007; Trail et al., 2011; Trail et al., 2012; Hofmann et al., 2014; Li et al., 2014).

حالت اکسایش و تفریق ماگمایی احتمالاً عوامل کلیدی کنترل‌کننده پتانسیل فلزی هستند. درجه اکسایش با استفاده از شیمی زیرکن می‌تواند به عنوان مؤلفه‌های مؤثر در تشخیص نفوذی‌های مرتبط با اسکارن استفاده شود (Wen et al., 2020).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی توده نفوذی آلموقولاق (Ashragi and Mahmoudi Garaii, 2003) با تغییرات جزئی

Fig. 1. Geological map of Alamogolagh intrusive rocks (Ashragi and Mahmoudi Garaii, 2003) with slight revision

مجاورت توده نفوذی (به خصوص سنگ‌های بازیک - حدواسط) منجر شده و اسکارن و هورنفلس تشکیل شده است و کانی‌هایی مانند گارنت‌های گروسولار و پیروکسن در آنها تشکیل شده است. در این توده ذخایر سنگ آهن ارزشمندی در دیوریت و یا در مجاورت آن در سنگ‌های آهکی ایجاد شده است (Sarjoughian et al., 2020). توالی نفوذ سنگ‌های رسوبی عبارتند از سنگ آهک فرامینفر دریایی، ماسه سنگ، کنگلومرا، مارن و شیل که توسط رسوب‌های آبرفتی کواترن پوشیده شده است.

بر اساس مشاهدات صحرایی، این توده نفوذی به سه گروه اصلی تقسیم می‌شود: ۱- گابرو و دیوریت خاکستری تا خاکستری مایل به سبز درشت، ۲- سینیت و کوارتز مونزونیت خاکستری روشن با اندازه دانه متوسط تا ریز و ۳- گرانیات خاکستری روشن تا صورتی با اندازه دانه متوسط تا ریز.

گروه اول اغلب در بخش شمال شرقی توده نفوذی آلموقولا قرار دارند که با مورفولوژی خشن و با شیب تند نمایان شده‌اند و رگه بزرگ ماگنیت با ضخامت ۳ تا ۵۰ متر و طول ۲۵۰ متر در آن قابل مشاهده است (شکل ۲).

قدیمی‌ترین سنگ‌ها در اطراف توده نفوذی آلموقولا اغلب شامل سنگ آهک تبلور مجدد یافته پالئوزوئیک و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده هستند. در قسمت جنوب منطقه، سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک شامل متابازالت، متاتراکی اندزیت، متاآندزیت و متاریولیت هستند که در لابه‌لای رسوب‌های آهک دریایی کم عمق، سنگ مرمر کلسیتی و دولومیتی قرار گرفته است.

در این منطقه نشانه‌هایی از فازهای کوه‌زایی وابسته به زمان‌های پرکامبرین و پالئوزوئیک شناسایی نشده است و قدیمی‌ترین فاز کوه‌زایی متعلق به دوران تریاس بالا- ژوراسیک زیرین (سیمرین پیشین) است که به پدیده‌های دگرگونی و ماگماتیسیم و دگرشکلی در منطقه منجر شده است (Ashragi and Mahmoudi Garaii, 2003). سنگ‌های دگرگونی شامل فیلیت، میکا شیست، شیست سبز، آمفیبولیت و مرمر است که بر روی سنگ‌های نفوذی ژوراسیک بالایی - کرتاسه قرار گرفته‌اند. سنگ‌های نفوذی طیف وسیعی از سنگ‌های بازیک - حدواسط تا اسیدی را در بر می‌گیرد که به ایجاد دگرگونی حرارتی در سنگ‌های رسوبی مرمر کلسیتی و دولومیتی و آتشفشانی در



شکل ۲. حضور رگه ماگنیتیت در دیوریت آلموقولا
Fig. 2. magnetite veins in diorite Almoghlagh

گروه دوم و سوم با مورفولوژی آرام‌تر و شیب ملایم دیده می‌شوند که منطقه وسیعی را پوشانده است و در جنوب شرق، غرب و مرکز توده نفوذی قابل مشاهده است. در برخی مناطق دیوریت توسط گرانیت و کوارتز سینیت قطع شده‌اند و دایک‌هایی با ضخامت چند سانتی‌متر تا ۵۰ سانتی‌متری تشکیل شده‌اند. گاهی آنکلاوهای از گرانیت درون مونزودیوریت پراکنده هستند و شواهدی از اختلاط ماگمایی در آنها دیده می‌شود. بخش‌هایی از سنگ‌های مورد بررسی تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند و باعث شده است تا سنگ‌ها با حالت جهت یافته قابل مشاهده باشد.

نتایج تجزیه و تحلیل U-Pb دانه‌های زیرکن نمونه‌ها نشان می‌دهد که دیوریت با سن 143.7 ± 1.0 Ma و کوارتز مونزونیت با سن 141.3 ± 0.8 Ma و گرانیت با سن 146.5 ± 0.8 Ma متبلور شده‌اند (در ژوراسیک پسین - کرتاسه اولیه) (Sarjoughian et al., 2023). درجه اشباع زیرکنیم در سنگ‌های بازیک دیرتر از سنگ‌های اسیدی است؛ لذا زیرکن در دیوریت‌ها دیرتر متبلور شده و سن جوان‌تری را نسبت به گرانیت‌ها نشان داده است و با مشاهدات صحرایی و همچنین با در نظر گرفتن خطای تجزیه سن سنجی اختلاف جزئی قابل اغماض است و لذا به نظر می‌رسد توده نفوذی آلموقولاق در یک زمان متبلور شده است (Sarjoughian et al., 2023).

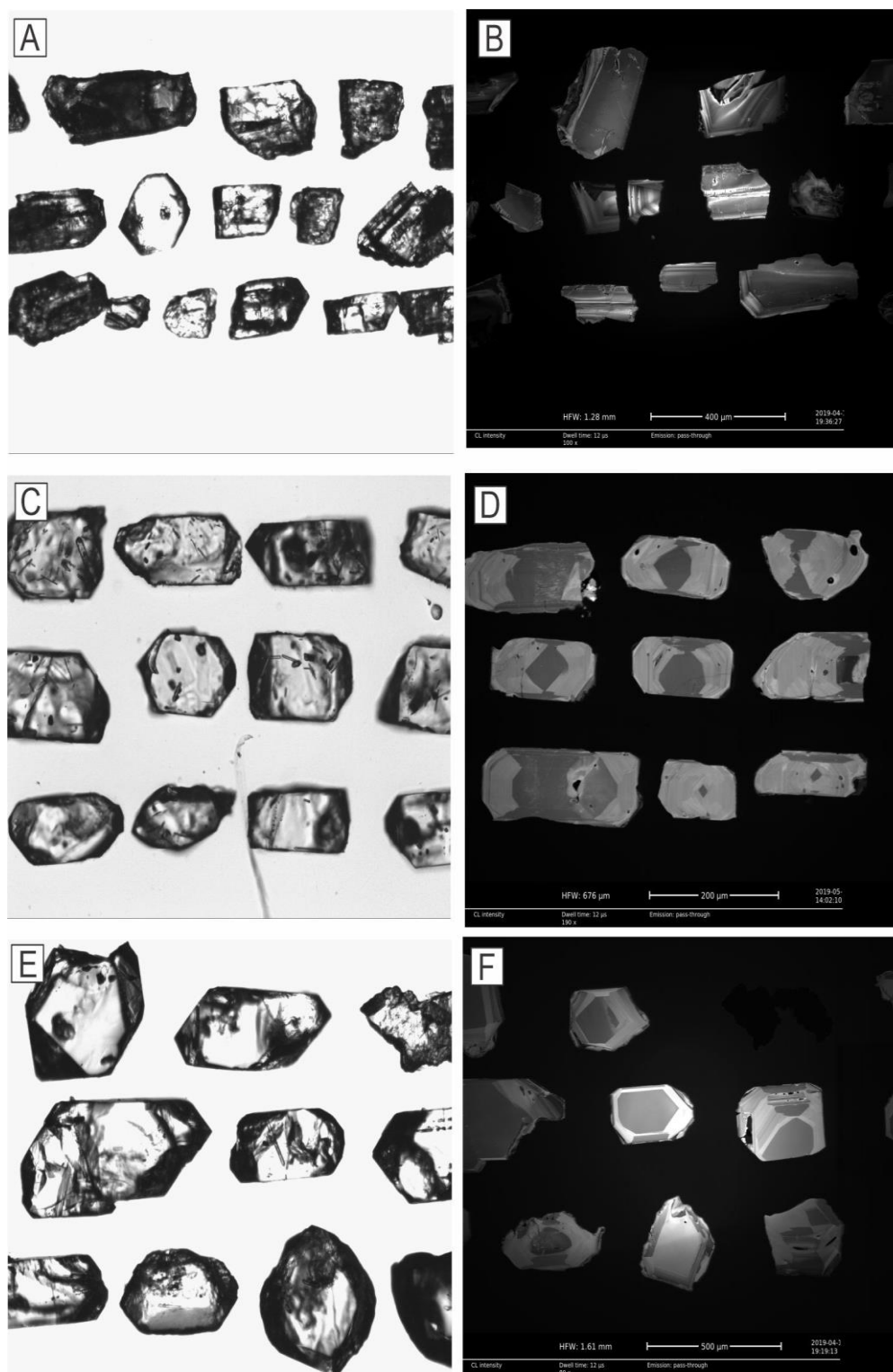
روش مطالعه

پس از بازدید صحرایی و جمع‌آوری نمونه‌ها از توده نفوذی آلموقولاق، نمونه‌های مناسب برای تهیه مقطع نازک انتخاب شدند و بررسی‌های میکروسکوپی انجام شد. نمونه‌های مناسب با زیرکن فراوان از دیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانیت انتخاب و بلورهای زیرکن از سنگ‌های میزبان جداسازی شده است. در ابتدای کار باید نمونه سنگ مورد نظر به وسیله یدستگاه‌های خردکن خرد شوند؛ به طوری که بتوان کانی‌های مختلف سنگ را از هم جدا کرد. در مرحله دوم، خرده سنگ‌ها را طی ۳۰ تا ۴۰ دقیقه در دستگاه لرزاننده گذاشته و سپس نمونه‌هایی که در الک‌هایی با

اندازه ۵۰ تا ۱۵۰ مش قرار دارند، برای ادامه کار نگه‌داشته شده است. در مرحله بعد پودر نمونه‌های سنگ را در طی چند مرحله شست‌وشو داده که قسمت‌های رسی از آن جدا شود. سپس نمونه‌ها را تا ۱۲ ساعت در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد در دستگاه آون قرار داده تا خشک شود. در مرحله بعدی نمونه‌ها را روی یک سطح صاف ریخته و با استفاده از آهن‌ربای خیلی قوی کانی‌های تیره و روشن را از هم جدا می‌کنند. دلیل استفاده از آهن‌ربا این است که کانی‌های تیره خاصیت آهن‌ربایی نسبت به کانی‌های روشن دارند. سپس بخش روشن سنگ‌ها را به وسیله آب مقطر شسته و خشک می‌کنند. در مرحله بعد برای جداسازی کانی زیرکن، از کانی‌های روشن و از مایعات سنگین بروموفرم و دی‌یدومتان استفاده شده است. در مرحله آخر توسط میکروسکوپ بینوکولار به صورت دستی دانه‌های زیرکن جدا شده است. زیرکن‌ها را با چسب روی لام چسبانده و سپس پولیش داده و در نهایت برای آزمایش آماده می‌شوند.

برای بررسی ترکیب شیمی زیرکن در سنگ‌های نفوذی آلموقولاق، نمونه‌ها به مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک علوم چین ارسال شده است. ابتدا از زیرکن‌ها تصاویر BSE و Cl تهیه شد (شکل ۳) و سپس محل‌های مناسب انتخاب و تجزیه LA-ICP-MS انجام شده است. این تجزیه‌ها در دیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانیت صورت گرفته و نتایج آن در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ آورده شده است.

تجزیه LA-ICP-MS یکی از مهم‌ترین روش‌های تجزیه‌ای است. که برای تعیین میزان فراوانی عنصرهای مختلف، به خصوص در حد کمیاب و فوق کمیاب استفاده می‌شود. حساسیت بالا، حد آشکارسازی کم و امکان تجزیه مقادیر بسیار کم نمونه، سرعت و دقت بالای اندازه‌گیری عناصر کمیاب و نسبت‌های ایزوتوپی و حداقل تداخل‌های طیفی دلایلی است که به کاربرد گسترده روش طیف‌سنجی جرمی کمک بسیار زیادی کرده است (Pozebon, et al., 2017).



شکل ۳. تصاویر BSE (سمت چپ) و CL (سمت راست) از A و B: گرانیت، C و D: کوارتز مونزونیت، E و F: دیوریت آلموخلوق
Fig. 3. BSE (left) and CL (right) photos from Almohgholagh A and B: granite, C and D: quartz monzonite, E and F: diorite

جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در دیوریت آلموقولا
 Table 1. LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh diorite

Sample number	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
C12	4.89	131.20	*	2.19	*	0.19	*	0.23	2.09	0.93	12.23
C13	2.72	131.11	*	2.40	*	*	0.45	0.20	1.79	0.94	12.08
C14	3.70	186.39	*	16.46	*	0.43	0.94	0.90	5.13	1.74	17.82
C15	9.43	1802.33	50.16	457.84	20.16	190.89	60.89	4.34	81.82	22.70	223.22
C16	6.91	865.92	*	8.06	0.03	0.63	3.23	0.32	13.74	6.96	88.64
C17	9.82	981.51	*	7.16	0.04	0.90	3.07	0.43	18.06	7.78	100.78
C18	9.93	966.37	0.02	7.87	0.05	1.18	2.88	0.55	17.54	7.47	98.30
C19	8.30	890.43	0.19	9.33	0.09	1.11	2.75	0.35	15.08	6.87	89.93
C21	10.71	934.97	*	7.01		1.02	2.84	0.47	18.05	7.66	94.45
C22	13.84	1056.91	0.84	13.75	0.33	3.67	4.09	0.65	18.94	8.39	108.23
C23	9.28	1001.10	4.73	40.23	1.65	12.03	5.38	0.60	19.89	8.32	102.52
C24	12.09	1106.20	0.67	12.84	0.22	2.10	3.70	0.51	19.75	9.15	115.55
C25	12.99	1082.83	18.38	134.71	7.17	51.63	19.20	0.98	30.36	10.29	114.45
C26	5.26	142.91	*	2.43	0.02	*	0.52	0.26	2.06	1.03	13.25
C27	5.66	143.33	*	2.57	*	0.20		0.27	2.67	0.91	13.20
C28	5.12	190.14	*	18.01	*	0.44	1.43	0.93	6.12	1.81	18.99
C29	10.93	1019.91	0.84	14.43	0.38	3.14	4.11	0.51	19.68	8.33	107.90
C30	8.78	866.01	5.60	50.66	2.92	18.10	8.36	0.48	20.39	7.58	90.15
C31	12.25	853.72	*	7.40		0.76	2.80	0.38	15.49	6.68	88.12
C32	13.95	1233.56	15.37	84.73	5.76	31.51	14.19	1.11	31.93	11.72	136.67
C33	*	1026.40	0.98	15.02	0.41	3.04	4.04	0.42	18.53	8.33	108.77
C35	14.57	1005.63	0.11	8.88	0.10	1.10	3.50	0.54	18.34	8.13	103.80
C36	12.71	1156.50		8.79	0.08	1.16	4.24	0.62	23.22	9.63	122.39
C37	18.89	1088.84	0.04	8.36	0.11	1.39	4.54	0.54	21.28	9.15	114.34
C38	10.43	1646.80	0.04	8.06	0.26	3.60	8.92	1.00	37.88	15.07	179.22
C39	3.92	139.67	*	2.54	*	*	*	0.25	1.99	1.09	13.39
C40	5.51	143.22	*	2.53	*	*	0.52	*	1.86	1.09	13.48
C41	5.69	229.90	*	19.82	0.06	0.58	1.93	1.23	8.36	2.29	24.34
C42	12.23	987.13	0.16	7.44	0.12	1.01	4.31	0.46	19.84	8.26	105.91
C43	10.25	1072.85	3.54	17.81	1.33	4.94	6.13	0.67	22.15	9.05	113.64
C44	13.98	1061.59	*	8.88	0.13	1.18	4.74	0.48	20.74	9.32	110.52
C45	16.77	1075.71	*	8.55	0.12	1.09	4.89	0.50	20.08	8.70	109.79
C47	5.83	2025.58	96.22	180.83	30.64	63.92	31.87	1.89	64.58	21.24	239.18
C48	14.41	1623.02	4.78	20.25	2.67	6.82	10.15	1.12	40.05	15.19	183.41
C49	9.98	862.50	44.45	66.30	12.21	19.16	8.46	0.56	19.97	7.53	89.70
C50	17.16	1138.72	64.81	97.68	25.11	37.78	19.16	1.19	34.96	11.20	127.73
C51	14.23	878.55	0.68	10.41	0.45	1.01	3.59	0.31	16.82	6.86	90.51
C55	*	128.51	*	2.37	*	*	0.48	0.25	2.07	0.97	11.92
C56	4.74	185.33	0.17	18.74	*	0.58	1.83	0.97	5.98	1.93	18.50

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در دیوریت آلموقولا
 Table 1 (Continued). LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh diorite

Sample number	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce ⁴ /Ce ³
C12	4.93	25.07	7.07	75.50	11.72	5278	28.62	79.47	*	0.78	*
C13	5.18	24.60	7.07	78.64	12.20	5340	28.59	80.08	*	0.59	107.46
C14	6.13	24.30	5.62	57.72	8.75	5850	16.39	204.98	*	1.00	119.52
C15	73.92	293.07	63.15	589.25	77.83	6161	84.96	124.95	3.48	0.19	7.28
C16	34.29	150.23	34.60	335.01	46.22	7209	42.46	87.18	93.86	0.13	24.60
C17	38.74	167.03	37.02	359.44	52.48	6882	49.84	87.92	61.94	0.14	27.13
C18	36.99	163.60	37.08	356.93	51.01	6861	52.33	102.73	43.29	0.18	33.02
C19	34.43	150.63	35.99	347.27	47.93	7144	46.64	95.24	17.18	0.13	40.80
C21	37.38	159.14	36.58	353.67	50.95	7100	43.74	86.22	*	0.15	30.28
C22	41.79	181.22	40.78	389.58	57.50	7260	56.02	97.17	6.32	0.19	33.06
C23	39.72	169.98	38.73	367.59	53.99	7589	45.91	90.64	3.48	0.16	54.80
C24	43.33	186.15	43.58	423.30	57.63	6827	64.14	114.35	8.06	0.15	37.21
C25	42.40	182.55	41.54	393.19	57.93	8616	58.88	115.88	2.84	0.12	16.55
C26	5.85	28.45	7.75	85.24	13.04	5550	31.17	87.84	35.04	0.67	87.16
C27	5.54	28.02	7.71	85.19	13.25	5636	32.02	89.29	*	0.71	*
C28	6.44	24.88	5.85	59.03	9.41	6024	16.94	211.91	*	0.82	62.31
C29	40.49	174.69	41.18	389.51	54.52	7280	59.71	111.26	6.16	0.14	32.47
C30	34.17	149.04	34.83	336.20	48.92	8200	48.89	100.76	3.00	0.11	26.82
C31	33.83	148.06	34.52	330.57	49.28	7611	39.37	79.03	#DIV/0!	0.14	32.10
C32	49.63	204.08	46.31	435.51	62.42	6873	46.86	86.29	2.18	0.15	19.65
C33	40.65	175.71	41.13	397.73	54.97	7225	68.73	119.67	5.73	0.12	35.28
C35	40.38	172.59	39.83	372.72	55.89	7373	52.99	94.47	18.79	0.17	27.91
C36	45.17	197.14	45.00	422.56	60.16	6681	88.90	122.29	33.27	0.15	19.91
C37	42.31	184.16	42.56	397.90	58.94	7348	58.40	98.53	20.14	0.14	16.26
C38	65.43	273.17	61.52	549.34	79.93	6979	59.82	102.85	8.85	0.14	4.91
C39	5.56	27.26	7.58	83.33	12.69	5561	31.11	85.48	*	0.89	*
C40	5.41	28.19	7.84	85.26	13.15	5665	31.74	87.91	*	*	91.37
C41	7.38	29.63	7.20	68.96	10.68	6034	19.95	228.18	100.02	0.79	42.27
C42	40.07	166.52	39.33	372.63	54.27	6736	42.14	83.72	12.33	0.13	14.72
C43	42.03	177.59	41.60	387.33	55.98	7112	50.21	90.36	1.99	0.16	18.65
C44	41.60	180.77	41.30	383.90	57.14	7196	58.10	100.20	20.68	0.13	15.42
C45	42.09	181.13	42.38	390.43	58.69	7256	55.28	97.82	21.57	0.13	14.34
C47	82.65	327.71	72.90	635.64	90.52	7492	86.76	139.69	0.80	0.12	11.86
C48	65.54	272.29	61.53	547.69	80.13	6767	82.07	119.17	1.35	0.15	10.60
C49	33.95	148.04	35.07	329.66	49.30	7899	44.14	90.25	0.68	0.13	34.98
C50	45.76	191.88	44.49	406.54	60.19	6812	68.45	107.41	0.59	0.14	12.04
C51	34.57	153.09	36.20	340.10	50.67	7952	53.38	106.11	4.40	0.10	28.71
C55	4.93	25.15	7.16	78.42	12.29	5415	29.12	79.47	*	0.65	*
C56	6.10	25.06	5.91	59.16	9.14	5902	16.95	207.75	85.24	0.81	39.03

جدول ۲. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در کوارتز مونزونیت آلموقولا

Table 2. LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh Quartz monzonite

Sample number	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
C54	*	136.43	*	2.44	*	0.28	*	0.26	2.17	0.97	13.11
C55	*	131.23	*	2.37	*	*	0.52	0.25	1.99	1.06	12.26
C56	5.01	189.40	*	18.75	*	0.62	1.92	0.97	5.72	2.11	19.03
C57	14.45	1177.51	*	6.11	0.12	1.57	4.32	0.64	21.17	9.73	116.36
C58	11.36	874.09	*	11.40	0.07	0.42	2.61	0.32	11.94	5.91	78.08
C59	23.29	1251.05	*	5.23	0.21	2.25	7.94	1.12	28.39	12.29	136.99
C60	9.26	1380.84	*	16.71		0.82	2.74	0.51	18.66	9.90	124.54
C61	14.05	695.32	*	4.93	0.06	0.55	2.43	0.35	11.60	5.27	66.15
C62	16.78	1169.11	0.04	5.69	0.08	1.69	6.66	1.05	24.46	10.59	125.43
C63	15.13	1053.68	*	5.77	0.15	1.69	4.24	0.87	22.24	9.45	109.94
C64	8.98	453.06	0.04	3.94			1.21	0.19	6.29	3.14	41.57
C65	24.64	2505.49	*	15.19	0.12	1.85	5.40	1.29	32.88	17.61	231.13
C66	15.91	658.06	0.02	6.20	*	0.78	1.97	0.46	10.45	5.35	65.02
C67		139.32	*	2.53	*	*	*	0.32	2.33	1.03	12.98
C68	6.53	139.88	*	2.64	*	*	0.45	0.15	2.33	0.91	13.24
C69	5.60	187.55	*	17.93	*	*	1.26	0.93	5.73	1.98	18.66
C70	12.53	578.55	*	4.78	0.04		1.87	0.34	9.51	4.51	56.39
C71	14.56	1143.97	*	5.95	0.14	1.93	4.17	1.01	23.33	9.70	116.97
C72	17.76	2846.17	*	12.21	0.39	6.03	14.72	3.52	73.87	29.66	329.88
C73	8.58	718.95	0.02	6.34	0.03	0.60	1.50	0.22	10.64	5.50	68.30
C74	14.55	1357.61	*	6.22	0.19	2.84	4.52	1.08	27.83	11.80	140.93
C75	7.66	1349.61	*	7.76	0.07	2.02	4.12	0.91	25.30	11.52	137.87
C76	10.57	559.53	*	4.54	0.05	0.43	1.46	0.33	8.93	4.06	52.20
C77	17.54	1278.87	0.02	4.99	0.21	2.97	5.14	1.47	26.64	11.09	132.42
C78	8.79	1206.67	*	6.17	0.16	2.24	4.21	1.18	23.33	10.48	125.70
C79	15.29	604.41	0.01	4.10	0.05	0.63	1.75	0.46	10.27	4.86	58.61
C80	16.16	1234.46	*	5.55	0.20	3.12	5.23	1.33	27.25	11.06	132.14
C81	4.82	138.33	*	2.52	*	*	0.55	0.31	2.00	0.93	12.81
C82	6.12	196.38	*	18.66	*	0.80	1.06	1.25	6.42	2.00	20.56
C83	10.26	1057.94	*	5.84	0.08	1.33	3.03	0.87	20.34	8.76	106.68
C84	13.03	786.49	*	3.74	0.09	1.87	2.74	0.82	16.18	6.87	81.85
C85	17.47	1399.75	0.01	4.81	0.14	2.60	3.78	1.53	29.53	12.71	147.47
C86	13.89	1243.51	*	5.68	0.26	3.37	5.07	1.25	26.01	11.20	131.75
C87	13.27	1011.22	*	5.38	0.10	2.47	3.50	1.01	20.01	8.70	106.95
C88	9.29	774.91	*	5.75	0.04	0.73	1.63	0.52	11.77	5.55	72.64
C89	16.23	1369.89	*	5.18	0.18	3.51	4.15	1.56	29.73	12.67	147.00
C90	12.36	1271.03	*	6.24	0.12	2.62	4.08	1.06	27.18	10.91	132.32
C91	6.69	1758.21	*	8.67	0.16	3.22	4.35	0.98	30.91	14.23	173.06
C92	3.54	130.41	*	2.40	*	0.24	0.43	0.25	2.15	0.97	12.34
C93	5.40	139.34	*	2.45	*	*	*	0.22	2.29	1.09	13.38
C94	3.83	191.58	*	17.48	*	1.00	1.13	1.33	6.42	1.90	19.38

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در کوارتز مونزونیت آلموقولاق

Table 2 (Continued). LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh Quartz monzonite

Sample number	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce ⁴ /Ce ³
C54	5.58	26.48	7.60	81.84	12.81	5492	31.64	87.78	*	0.85	*
C55	4.96	26.08	7.30	80.44	12.59	5508	29.94	82.59	*	0.65	118.39
C56	6.16	26.01	6.03	60.78	9.37	6015	17.45	216.27	*	0.83	52.18
C57	44.17	200.80	51.15	500.73	72.16	8129	96.87	140.10	15.42	0.17	23.43
C58	31.27	153.43	39.79	396.35	62.07	10841	166.66	245.68	49.31	0.15	107.20
C59	48.70	210.37	50.63	474.79	65.37	7675	85.67	99.47	7.54	0.20	4.74
C60	50.11	245.89	63.74	645.49	98.85	11227	245.41	352.57	*	0.16	219.76
C61	26.21	122.22	31.07	317.11	49.11	8438	48.88	87.54	24.88	0.17	41.87
C62	45.42	199.99	48.52	463.96	64.74	8265	84.00	104.90	18.01	0.22	7.76
C63	40.51	178.34	44.43	428.63	59.30	8378	76.44	100.08	11.65	0.22	18.57
C64	16.96	79.27	21.49	211.63	32.40	9120	30.43	59.38	76.16	0.17	88.57
C65	94.87	426.09	103.65	983.72	136.27	6739	346.36	329.01	38.33	0.23	69.21
C66	24.64	112.33	29.28	293.28	42.01	8253	66.79	109.79	239.71	0.25	67.35
C67	5.54	27.05	7.59	82.01	12.89	5583	30.67	82.32	*	0.97	*
C68	5.68	27.41	7.56	84.83	12.66	5587	31.45	85.76	*	0.37	173.24
C69	6.10	24.11	5.86	59.18	9.10	5820	16.80	210.28	*	0.89	109.56
C70	22.07	100.65	26.89	274.25	39.24	8315	50.26	92.03	36.18	0.20	54.33
C71	44.84	195.73	47.71	454.03	68.34	8613	94.87	119.35	12.87	0.25	23.00
C72	117.25	477.45	112.28	1034.34	141.43	6872	282.07	233.78	9.48	0.27	7.18
C73	27.17	124.88	34.22	346.78	50.67	8832	67.21	122.90	57.03	0.12	141.56
C74	52.93	229.47	55.09	525.59	78.39	8506	107.42	121.92	9.91	0.23	23.19
C75	53.03	232.85	58.22	570.19	79.60	9290	136.67	173.64	33.56	0.21	35.74
C76	21.59	97.38	25.72	262.10	39.32	8784	42.24	74.31	27.49	0.21	84.53
C77	50.62	217.34	51.62	488.00	72.74	8128	85.54	99.32	7.00	0.31	13.15
C78	48.08	210.13	52.31	507.60	70.87	8584	98.19	123.96	11.68	0.29	24.12
C79	23.31	104.55	27.29	277.88	41.19	7754	38.57	69.59	22.53	0.26	55.39
C80	48.60	205.49	48.79	467.47	67.80	8467	85.71	101.24	8.40	0.27	13.13
C81	5.60	26.47	8.04	83.62	13.21	5507	31.56	88.80	*	0.80	118.22
C82	6.57	26.27	6.15	61.10	9.62	6166	17.83	222.42	*	1.13	166.31
C83	41.69	178.56	43.69	438.33	63.18	9220	82.98	113.19	22.10	0.25	39.46
C84	31.47	129.39	32.27	311.85	44.65	8235	47.41	64.77	12.58	0.29	21.60
C85	55.80	228.77	54.84	521.96	73.52	7879	103.87	110.16	10.01	0.31	23.41
C86	49.17	206.32	49.44	476.29	68.36	8227	82.86	101.28	6.61	0.27	14.49
C87	40.58	170.85	42.27	406.51	56.77	8413	70.41	90.13	16.29	0.29	24.24
C88	29.63	134.45	35.65	375.16	55.08	8915	65.40	126.63	43.52	0.26	118.42
C89	55.81	225.89	54.78	516.08	71.49	7638	101.20	105.40	8.71	0.31	20.35
C90	51.23	209.44	53.24	505.84	70.33	8644	96.04	115.13	15.74	0.23	25.54
C91	70.87	297.89	74.71	722.05	102.65	9721	202.41	245.66	16.41	0.19	45.84
C92	4.98	25.77	7.11	79.79	12.40	5538	29.43	80.72	*	0.65	169.85
C93	5.63	27.27	7.72	82.91	12.89	5507	32.31	88.59	*	0.68	*
C94	6.28	23.79	6.28	60.74	9.14	6022	17.50	214.80	*	1.18	131.54

جدول ۳. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در گرانیت آلموقلوق
 Table 3. LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh granite

Sample number	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
C92	4.10	128.87	*	2.38	*	0.18	0.46	0.24	2.13	0.93	12.27
C93	6.36	137.91	*	2.44	*	*	*	0.21	2.28	1.05	13.35
C94	4.58	189.92	*	17.49	*	0.72	1.24	1.26	6.40	1.83	19.40
C95	9.60	1686.54	*	16.79	0.10	2.00	3.98	0.52	31.66	14.21	185.41
C96	5.73	4589.05	3.37	21.85	0.41	8.16	17.90	1.94	118.06	46.26	567.92
C97	12.98	6743.18	9.95	21.99	2.28	26.40	36.46	7.66	209.71	75.42	857.77
C98	17.40	7828.69	0.21	24.03	0.59	11.47	28.41	5.44	198.22	78.34	936.14
C99	13.42	4227.38	0.22	17.07	0.38	6.13	14.31	2.75	103.48	42.02	510.57
D01	11.07	5661.04	0.13	24.64	0.50	8.46	18.78	2.29	138.33	56.53	691.81
D02	7.17	3081.95	*	20.28	0.35	6.28	12.68	1.00	74.37	30.96	372.05
D03	11.00	2334.46	*	11.77	0.26	4.15	8.92	1.08	56.37	22.74	279.53
D04	15.27	2120.46	0.15	17.47	0.25	3.02	6.22	0.77	41.93	18.30	231.09
D05	6.97	3056.74	0.07	17.72	0.44	6.54	11.52	1.52	72.72	29.75	364.71
D06	*	141.37	*	2.58	*	*	*	0.24	2.04	1.02	12.72
D07	*	141.10	*	2.54	*	0.28	0.50	0.31	2.32	0.96	12.76
D08	9.38	197.55	0.01	18.31	*	0.68	1.38	1.28	6.35	1.93	19.91
D09	13.50	3504.62	0.13	23.60	0.39	7.28	13.05	1.44	83.42	34.03	413.12
D10	*	526.63	0.02	7.29	0.03	0.22	0.48	*	4.77	2.28	39.08
D11	6.42	4994.03	0.03	32.36	0.59	9.98	20.99	1.56	123.99	50.89	611.06
D12	6.85	8242.14	0.39	46.91	1.87	26.09	44.66	6.05	236.39	89.99	1030.66
D13	12.48	8427.60	0.05	46.62	0.89	15.52	33.42	3.34	225.98	88.02	1054.41
D14	6.82	4411.89	0.02	27.35	0.47	7.53	15.72	1.56	104.99	43.39	536.56
D15	16.65	3388.72	*	11.88	0.31	5.71	12.07	1.35	80.39	33.22	410.01
D16	17.96	4490.77	*	20.74	0.47	9.03	17.79	2.63	118.57	46.74	558.45
D17	14.02	3319.08	*	36.65	0.24	5.08	11.22	0.93	78.15	32.67	400.63
D18	11.83	3963.58	0.48	18.09	1.50	18.37	24.12	4.44	123.01	45.55	516.53
D19	5.41	137.76	*	2.58	*	0.31	0.59	0.30	2.43	1.02	13.66
D20	*	137.05	*	2.44	0.03	*	*	0.22	1.85	1.05	13.09
D21	7.73	191.67	*	18.56	*	0.65	1.01	1.07	7.24	2.10	19.62
D22	10.93	3747.66	*	21.32	0.38	6.58	15.10	1.29	93.79	38.18	463.77
D23	18.68	7356.02	0.02	29.93	0.63	11.16	26.53	3.15	186.36	74.19	903.59
D24	15.89	8164.11	0.02	38.33	0.77	13.52	33.50	3.85	221.64	88.03	1049.72
D25	23.32	3863.53	0.01	51.76	0.29	5.14	12.42	1.14	90.77	38.13	474.99
D26	14.44	3085.13	0.01	11.91	0.38	5.68	12.18	1.85	77.28	30.58	377.26
D27	16.32	2392.20	*	27.16	0.12	3.34	6.63	0.73	50.16	21.83	276.98
D28	20.34	4106.55	*	43.27	0.29	5.86	11.99	1.70	91.48	38.59	490.19
D29	20.81	6633.08	0.02	28.14	0.62	10.44	27.87	3.43	178.39	71.20	856.38
D30	16.50	3002.68	*	13.41	0.23	5.74	11.82	1.53	74.69	30.55	371.57
D31	4.80	138.45	*	2.62	*	*	0.54	0.24	2.60	1.00	13.17

ادامه جدول ۳. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در گرانیت آلموقولاق
 Table 3 (Continued). LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh granite

Sample number	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce ⁴ /Ce ³
C92	4.97	25.49	7.15	78.44	12.31	5401	29.42	80.75	*	0.63	114.87
C93	5.63	27.05	7.78	81.62	12.83	5381	32.35	88.77	*	0.64	*
C94	6.28	23.68	6.33	59.87	9.12	5895	17.55	215.61	*	1.10	85.69
C95	71.34	291.55	72.96	692.36	89.50	7014	450.12	378.07	50.84	0.10	70.98
C96	205.86	791.95	186.31	1651.55	212.63	6021	422.63	457.21	3.83	0.10	10.20
C97	301.35	1133.31	267.52	2356.67	302.05	6623	594.48	564.22	1.08	0.21	2.95
C98	335.68	1282.61	303.01	2705.85	345.72	6549	718.73	571.80	10.82	0.16	6.91
C99	187.76	741.89	180.27	1643.48	214.93	6718	484.22	664.40	11.09	0.16	12.80
D01	255.68	987.28	235.68	2101.99	267.40	6684	601.42	621.61	13.54	0.10	13.27
D02	136.84	536.67	131.84	1217.04	153.16	7339	270.89	357.41	17.54	0.08	14.12
D03	102.84	406.59	99.51	915.19	116.95	6945	164.29	235.72	13.71	0.11	12.47
D04	89.91	370.81	91.86	857.95	115.06	6798	319.22	332.44	17.13	0.11	39.31
D05	132.76	527.78	128.72	1174.81	151.00	7364	281.08	365.46	11.48	0.12	14.68
D06	5.50	26.31	7.41	83.25	12.69	5650	30.59	83.71	*	0.83	*
D07	5.41	27.09	7.74	82.94	13.01	5719	30.75	84.27	*	0.73	110.18
D08	6.70	25.89	6.28	61.53	9.82	6155	17.58	222.22	1011.30	1.10	78.73
D09	150.64	603.14	144.35	1312.13	169.81	7611	333.35	425.05	16.21	0.10	17.29
D10	18.88	100.31	30.86	327.71	44.63	10416	89.65	798.06	54.35	*	1077.60
D11	218.19	856.19	199.91	1824.31	226.02	7116	512.42	574.60	16.28	0.07	11.91
D12	357.31	1373.37	313.38	2761.07	354.14	7392	877.01	823.75	7.02	0.14	5.58
D13	369.61	1426.66	330.03	2947.88	355.28	6591	1020.69	858.99	15.52	0.09	10.38
D14	194.58	776.08	181.62	1645.80	210.96	7657	518.95	547.02	17.36	0.09	16.97
D15	147.26	591.60	140.28	1280.95	168.45	6930	246.13	291.52	11.60	0.10	9.61
D16	199.89	796.41	187.51	1703.85	221.83	6774	374.75	415.56	13.36	0.13	10.28
D17	146.43	590.26	140.49	1298.81	165.35	7217	993.96	812.30	*	*	36.03
D18	175.66	691.76	160.72	1449.82	184.18	6919	286.17	336.14	3.24	0.20	3.57
D19	5.62	27.12	7.78	87.75	12.97	5634	31.90	87.49	*	0.66	80.18
D20	5.67	28.08	7.61	86.27	13.20	5690	31.66	88.26	27.36	0.84	*
D21	6.61	26.92	6.25	62.46	9.55	6186	17.72	224.90	*	*	141.75
D22	167.31	669.25	157.32	1420.62	186.17	7533	341.08	418.29	16.99	0.08	12.55
D23	317.64	1266.70	288.52	2608.03	338.90	7014	754.67	695.43	14.21	0.10	10.06
D24	371.32	1461.33	333.18	2940.27	375.51	6866	966.85	775.79	14.94	0.10	8.89
D25	170.20	678.81	157.89	1427.55	185.23	7128	2059.94	1100.44	53.32	0.07	46.34
D26	135.06	556.38	129.16	1189.15	160.40	7223	223.60	268.85	9.38	0.14	9.05
D27	102.22	427.94	100.61	941.93	126.31	7505	844.75	661.77	68.53	0.09	58.57
D28	179.95	735.98	170.44	1570.75	203.22	6808	1104.76	719.01	45.18	0.11	45.50
D29	298.99	1206.38	272.07	2441.38	321.13	7021	697.26	604.97	13.59	0.11	8.01
D30	133.85	545.57	127.49	1177.06	155.12	7644	243.09	305.67	17.65	0.12	10.59
D31	5.77	27.64	8.04	85.15	13.72	5888	33.02	90.45	*	0.51	103.26

بررسی‌های سنگ‌نگاری

این توده در واقع مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین درونی به شکل حلقوی است و می‌توان سنگ‌های آن را به ۲ گروه اصلی سنگ‌های حدواسط- مافیک و فلسیک تقسیم کرد: ۱- سنگ‌های حدواسط- مافیک شامل دیوریت- گابرو و ۲- سنگ‌های فلسیک که به دو زیر گروه شامل مونزونیت کوارتزار- سینیت و گرانیت تقسیم شده است.

دیوریت- گابرو

این بخش طیف گسترده‌ای دارد و شامل گابرو، دیوریت و همچنین مونزودیوریت است. بافت سنگ‌ها بیشتر گرانولار دانه درشت تا دانه متوسط بوده و در این واحد گاهی دگرسانی پروپیلیتی- کربناتی دیده می‌شود و میزبان اصلی کانسار آهن باباعلی است. این سنگ‌ها شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند و حجم زیادی از گابرو و دیوریت را به خود اختصاص داده‌اند. پلاژیوکلازها اغلب منطقه‌بندی نشان می‌دهد و گاه ماکل پلی سنتتیک دارند و اغلب سریستی شده‌اند. درشت بلور آمفیبول با ترکیب هورنبلند حضور دارد و گاه به اکتینولیت و اکسید آهن دگرسان شده است. کانی‌های کوارتز و بیوتیت در دیوریت به ندرت دیده می‌شود. در گابرو گاه پیروکسن حضور دارد و دارای چند رنگی ضعیف است و شناسایی آن را به سختی امکان پذیر می‌سازد؛ ولی برجستگی بیشتر آن نسبت به هورنبلند، آن را قابل تمایز می‌سازد. تیتانیت و آپاتیت به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها مقدار زیادی دارند و اغلب به صورت شکل دار در اندازه ریز تا متوسط دیده می‌شوند (شکل ۴- A و B).

سینیت- کوارتز مونزونیت

این سنگ‌ها دارای بافت گرانولار است و گاهی بافت‌های گرافیکی، پرتیتی، میلیونیتی و یا پورفیروئیدی را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها حاوی کانی‌های ارتوز، آمفیبول، پلاژیوکلاز، گاهی بیوتیت و پیروکسن هستند. بیشتر ارتوزها ماکل کارلسباد دارند و

گاه پرتیتی هستند و دگرسانی به کائولینیت را نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها اغلب ماکل پلی سنتتیک دارند و تا حدی سریستی شده‌اند. از کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت و تیتانیت را می‌توان نام برد (شکل ۴- C و D).

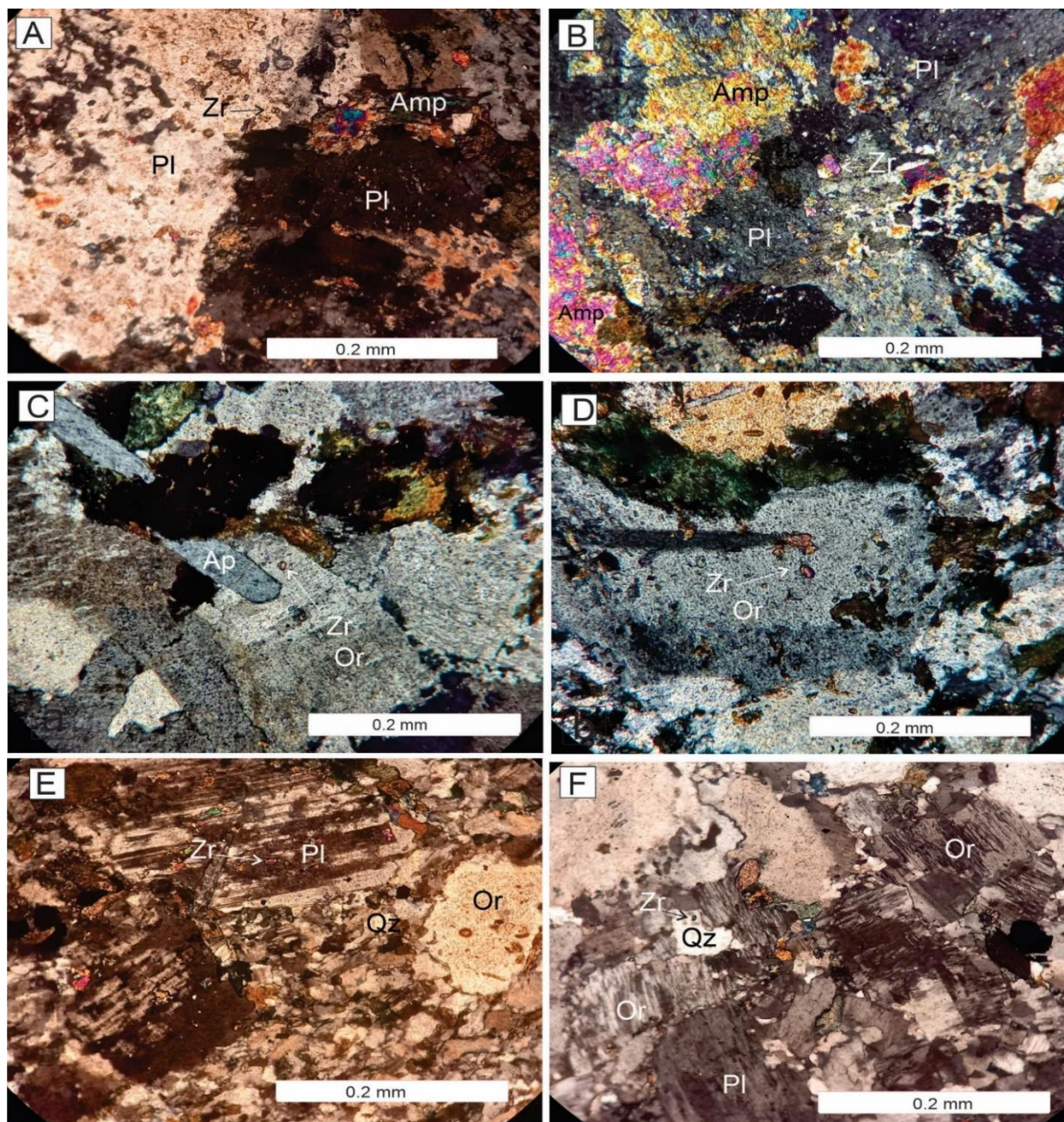
گرانیت

این توده دارای بافت میکروگرانولار و پورفیروئیدی است و گاهی بافت‌های پرتیتی، میلیونیتی و گرانوفیری نیز مشاهده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی آن کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت در اندازه دانه متوسط تا ریزدانه است. بیشتر ارتوزها ماکل کارلسباد نشان می‌دهند و گاه پرتیتی هستند. پلاژیوکلازها ماکل پلی سنتتیک داشته و در بعضی موارد منطقه‌بندی نشان می‌دهند. بلورهای کوارتز بی‌شکل و در برخی از نمونه‌ها تبلور مجدد یافته‌اند. کانی‌های فرعی شامل زیرکن، تیتانیت و آپاتیت است (شکل ۴- E و F).

زمین‌شیمی زیرکن

زیرکن کانی فرعی است که در بسیاری از سنگ‌ها به خصوص در گرانودیوریت به وفور یافت می‌شود (Hoskin and Schaltegger, 2003). در زیرکن علاوه بر عنصر Zr، بیش از ۵۰ عنصر از جمله عناصر نادر خاکی، اورانیوم و توریم شناسایی شده‌اند و لذا بررسی کانی زیرکن ابزار بسیار با ارزشی برای بررسی دمای تبلور، فوگاسیته اکسیژن، ژئوکرونولوژی، ماهیت و خاستگاه مذاب مولد کانی‌های زیرکن محسوب می‌شود (Krasnobaev, 1986).

از میزان تیتانیم در زیرکن برای ارزیابی دمای تبلور در توده نفوذی آلموقولاق استفاده شده است. فری و واتسون (Ferry and Watson, 2007) دماسنجی Ti-in-Zircon را ارائه کرده‌اند. بدین روش میانگین دماهای محاسبه شده دیوریت ۷۹۵، کوارتز مونزونیت ۷۷۷ و گرانیت ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.



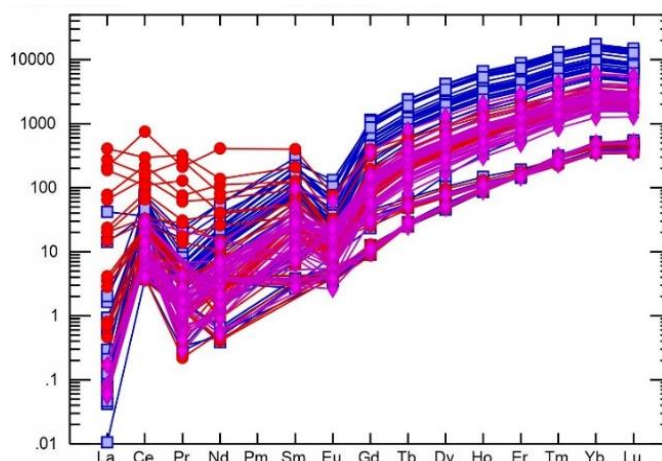
شکل ۴. A و B: فراوانی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در دیوریت آلموقلوق همراه با زیرکن، C و D: فراوانی کانی‌های ارتوز در سینییت آلموقلوق همراه با زیرکن، E و F: فراوانی کانی‌های فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کوارتز در گرانیت آلموقلوق همراه با زیرکن. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوز، Qz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Zr: زیرکن، Ap: آپاتیت).

Fig. 4. A and B: Abundance of plagioclase and amphibole in Almogholagh diorite along with zircon, C and D: Abundance of K-feldspar in Almogholagh syenite along with zircon, E and F: Abundance of K-feldspar, plagioclase, and quartz in Almogholagh granite along with zircon. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Or: Orthoclase, Qz: Quartz, Amp: Amphibole, Zr: Zircon, Ap: Apatite)

(McDonough 1989). نمونه‌های دیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانیت الگویی مشابه را نشان می‌دهند و از عناصر نادر خاکی سنگین بالاتری نسبت به عناصر نادر خاکی سبک برخوردارند؛ زیرا که شعاع اتمی بالای زیرکن شانس قرارگیری HREE در ساختار زیرکن را بیشتر فراهم می‌کند و این ویژگی‌ها در تمام زیرکن‌ها قابل مشاهده است. در این نمودار Ce آنومالی مثبت دارد و آنومالی منفی Eu دیده می‌شود و به نظر می‌رسد این سنگ‌ها در شرایط اکسایش قرار گرفته‌اند. از طرف دیگر، گرانیت عناصر REE بالاتری نسبت به کوارتز مونزونیت و دیوریت دارند که به نظر می‌رسد تفریق ماگمایی موجب شده است که مقدار عناصر REE در گرانیت بیشتر باشد. داده‌های دیوریت که با دایره‌های قرمز نشان داده شده است، پراکندگی بیشتری نسبت به سایر سنگ‌ها دارند و احتمالاً دگرسانی باعث شده است که برخی از نمونه‌های دیوریت میزان LREE بالاتری را نشان دهند.

با توجه به اینکه سنگ‌های بازیک در دمای بالاتری نسبت به سنگ‌های اسیدی تشکیل می‌شوند و دمای اشباعیت زیرکن در سنگ‌های بازیک بیشتر از سنگ‌های اسیدی است، به نظر می‌رسد دماهای محاسبه شده قابل قبول باشد. ونگ و همکاران (Wang et al., 2011) اعتقاد دارند که در شرایط تعادلی نسبت Th/U به تغییرات دما بسیار حساس بوده و کاهش دمای ماگما به افزایش غلظت U نسبت به Th و کاهش نسبت Th/U منجر می‌شود؛ در حالی که تبلور زیرکن در شرایط غیر تعادلی U و Th به آسانی وارد ساختار بلورین زیرکن می‌شوند و مقادیر آنها و نسبت Th/U به درجه غیر تعادلی آنها مرتبط است. میانگین نسبت Th/U در گرانیت آلموقولا 0.74 ، کوارتز مونزونیت 0.62 و دیوریت 0.47 محاسبه شده است که بیانگر شرایط غیر تعادلی ماگمای سازنده آلموقولا است.

در شکل ۵، نمودار تغییرات عناصر REE در کانی زیرکن که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند را نشان می‌دهد (Sun and



شکل ۵. فراوانی عناصر نادر خاکی در زیرکن توده نفوذی آلموقولا که نسبت به کندریت (Sun and McDonough 1989) بهنجار شده است. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

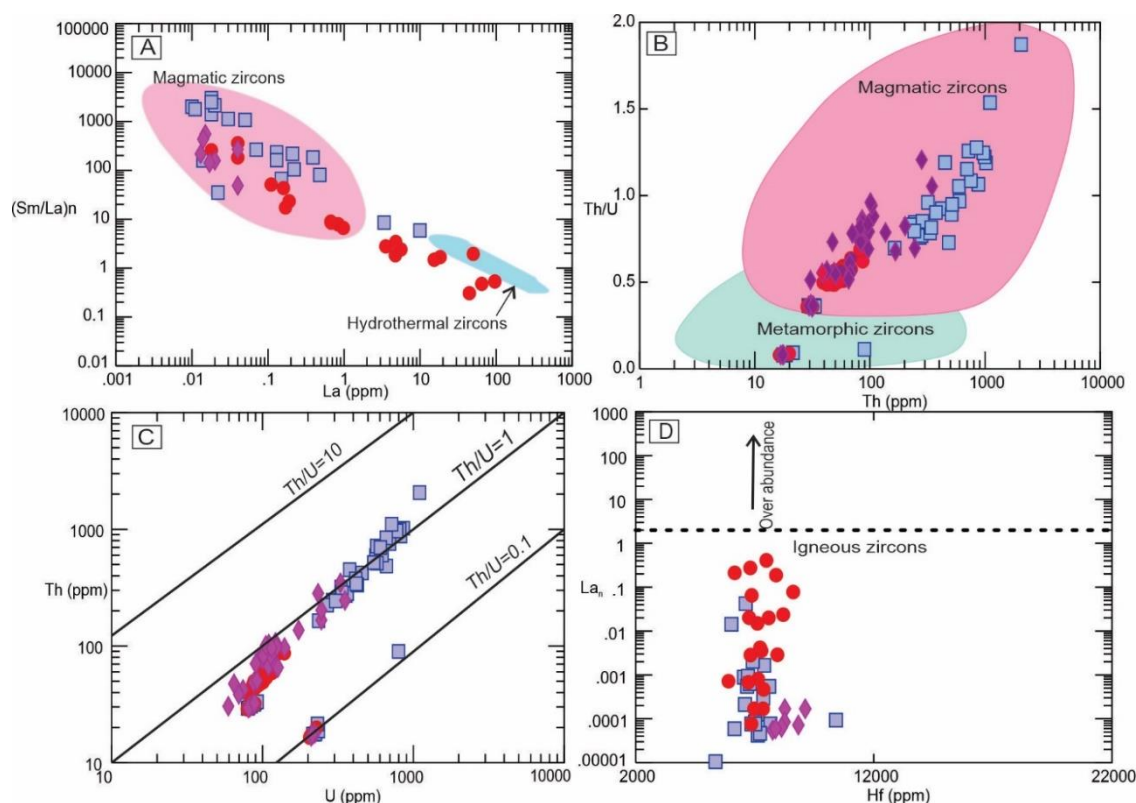
Fig. 5. The REE patterns of zircon of the Almoghlagh intrusive rocks that normalized to chondrite (Sun and McDonough 1989). Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

ماگمایی تفاوت دارند و این اختلاف موجب شده با استفاده از نسبت‌های عناصر بتوان زیرکن‌هایی که از ماگما متبلور می‌شوند را

زیرکن‌هایی که بر اثر فرایند گرمایی و دگرگونی حاصل می‌شوند، در مقدار بعضی عناصر مانند U ، Th و Sm و La با زیرکن‌های

نسبت Th/U بیش از 0.5 و برابر با یک است و منشأ آذرین زیرکن‌ها را تأیید می‌کند. در زیرکن‌ها، HREE و MREE به راحتی جایگزین Zr می‌شوند؛ در حالی که LREE مانند La و Ce در طول تبلور زیرکن در مذاب اسیدی ناسازگارتر هستند و به دلیل شعاع یونی نسبتاً بزرگ و بار زیاد ترجیح می‌دهند در مذاب‌های همزیست ساکن شوند و موجب شده میزان La در زیرکن متبلور شده از ماگما کمتر از ۱ باشد (El-Bialy and Ali, 2013). با ترسیم نمونه‌های مورد بررسی مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده زیرکن‌های آذرین قرار گرفته‌اند (شکل ۶-D).

شناسایی کرد (Hoskin, 2005). برخی از کاربردهای شیمی زیرکن مانند تعیین شرایط تشکیل، پتروژنز و سن‌سنجی و ... در صورتی امکان‌پذیر است که زیرکن از ماگما متبلور شده باشد. مطابق شکل ۶-A و B بیشتر زیرکن‌های مورد بررسی Sm/La و Th/U بالایی دارند و از نوع ماگمایی محسوب می‌شوند (Hoskin, 2005; Yang et al., 2008). در سنگ‌های آذرین نسبت Th/U در زیرکن‌ها معمولاً برابر یا بیش از 0.5 است و در حالی که زیرکن‌های رشد یافته تحت رویدادهای دگرگونی به طور قابل توجهی عدد کمتری را نشان می‌دهند (El-Bialy and Ali, 2013). در شکل ۶-C، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی

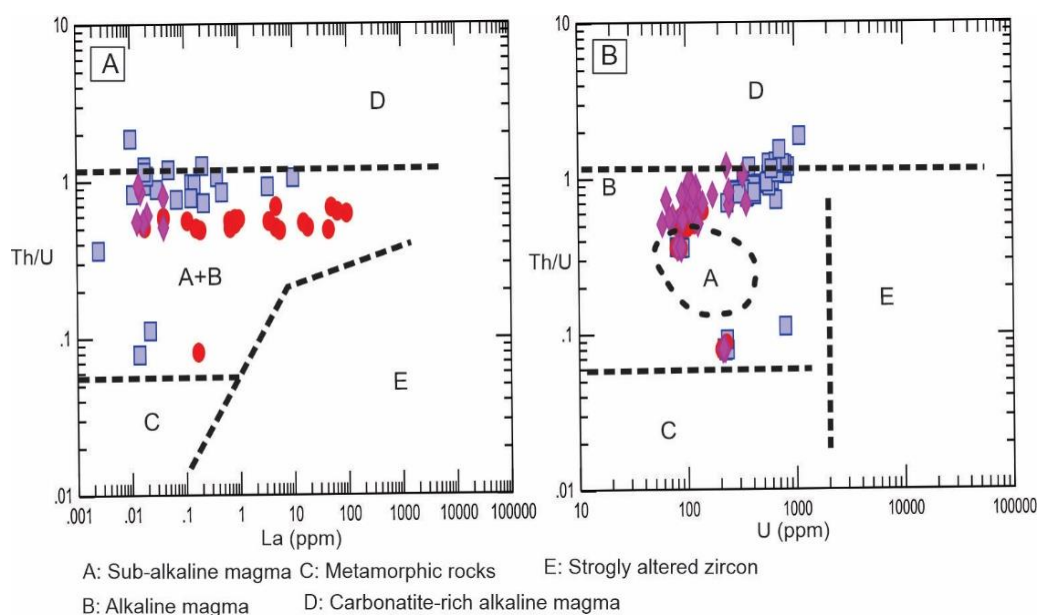


شکل ۶. نمودارهای A: La برابر Sm/La_n (Hoskin, 2005)، B: Th/U برابر Th (Yang et al., 2008)، C: U برابر Th (El-Bialy and Ali, 2013)، و D: Hf برابر La_n (El-Bialy and Ali, 2013) با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموقولاغ بیانگر آن است که اغلب نمونه‌ها در محدوده زیرکن‌های آذرین قرار گرفته‌اند. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 6. A: La vs. Sm/La_n (Hoskin, 2005), B: Th vs. Th/U (Yang et al., 2008), C: U vs. Th (El-Bialy and Ali, 2013), and D: Hf vs. La_n (El-Bialy and Ali, 2013) diagrams using zircon chemistry of the Almoghlagh intrusive rocks indicate that most of samples located in the igneous field. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

۱ و میزان U کمتر از ۱۰۰۰ است و با توجه به آن می‌توان گفت که نمونه‌های مورد بررسی اغلب در محدوده A و B قرار گرفته‌اند که بیانگر ماگمای ساب‌آلکالن و آلکالن است.

با استفاده از شیمی زیرکن‌ها می‌توان ماهیت ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولا را تشخیص داد (Mathieu, et al 2022). چنان‌که در شکل ۷-A و B مشخص است، نمونه‌های مورد بررسی نسبت Th/U بین ۰/۰۵ تا ۱ قرار دارند و میزان La اغلب کمتر از

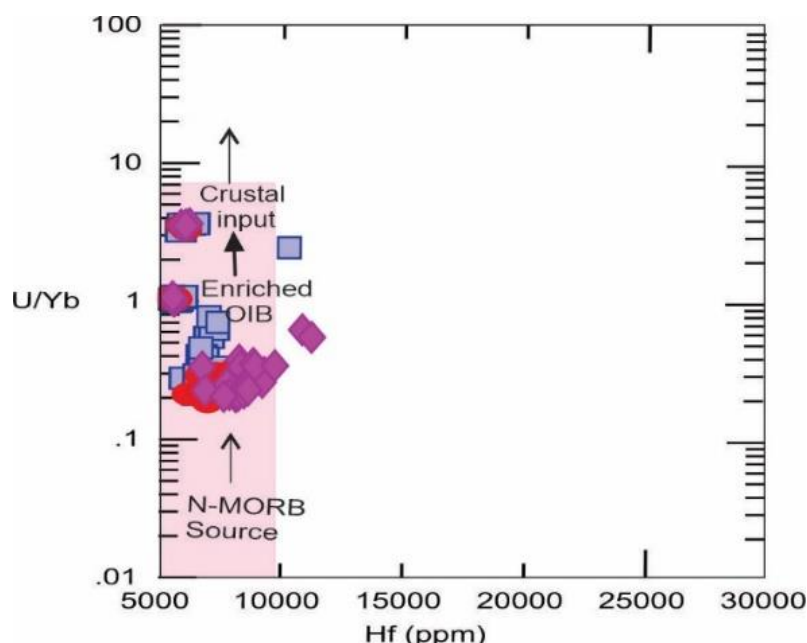


شکل ۷. نمودارهای A: La برابری Th/U و B: U برابری Th/U با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموقولا (Mathieu, et al 2022) بیانگر آن است که نمونه‌های مورد بررسی اغلب در محدوده ماگمای ساب‌آلکالن و آلکالن قرار گرفته‌اند. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 7. A: La vs. Th/U and B: U vs. Th/U diagrams using zircon chemistry of the Almoghlagh intrusive rocks (Mathieu, et al 2022) indicate that the studied samples are mostly located in the subalkaline and alkaline magma field. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

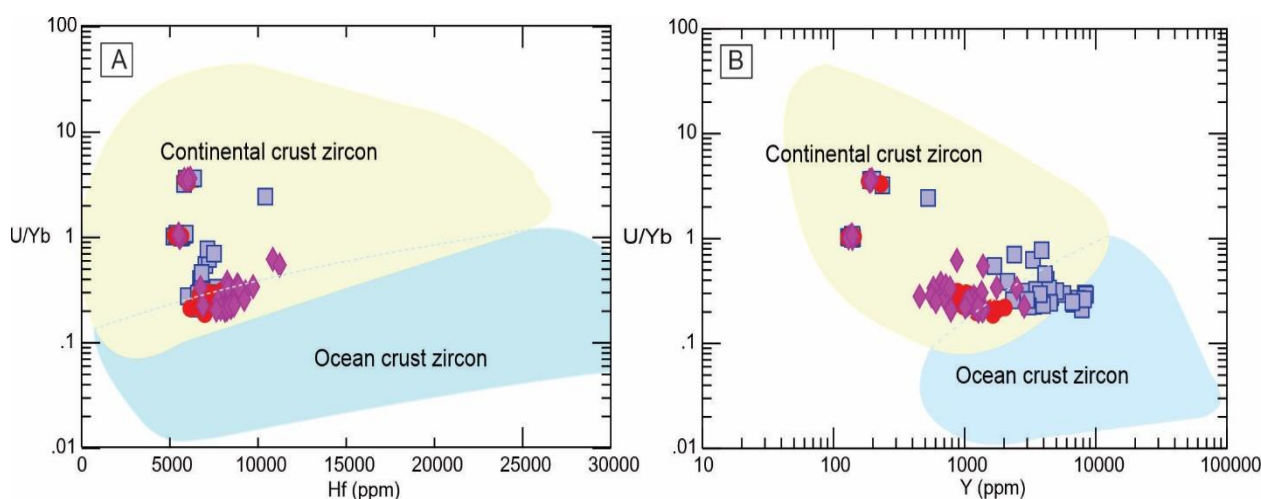
زیرکن‌های قاره‌ای نسبت U/Yb بالا (بالتر از ۰/۱) و Y کمتری نسبت به زیرکن‌های اقیانوسی دارند (Grimes et al., 2007). چنان‌که در شکل ۹-A و B مشاهده می‌شود، بیشتر زیرکن‌های مورد بررسی میزان Y کمتر از ۱۰۰۰۰ و نسبت U/Yb بیشتر ۰/۱ دارند و بیانگر آن است که پوسته قاره‌ای در شکل‌گیری این ماگما مؤثر بوده است. لذا به نظر می‌رسد ماگما سازنده آلموقولا از گوشته نشأت گرفته و با پوسته قاره‌ای آلوده شده است.

با استفاده از میزان عناصر در شیمی زیرکن‌ها می‌توان به بررسی منشأ و نحوه شکل‌گیری توده نفوذی آلموقولا پرداخت (Kamaunji et al., 2023). ماگمایی که از گوشته نشأت می‌گیرد، میزان U/Yb و Hf پایینی دارد که توسط آلودگی با پوسته میزان U/Yb آن بالا می‌رود. چنان‌که در شکل ۸ نشان داده شده است، نمونه‌های مورد بررسی از منشأ گوشته‌ای یا N-MORB یا OIB غنی شده‌اند که مقادیری از پوسته به آنها اضافه شده است.



شکل ۸. نمودار Hf در مقابل U/Yb با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموگولاق (Kamaunji et al., 2023) بیانگر آن است که نمونه‌های مورد بررسی از منشأ گوشته‌ای حاصل شده و تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته‌اند. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 8. Hf versus U/Yb using zircon chemistry of the Almogholagh intrusive rocks (Kamaunji et al., 2023) the studied samples are originated from mantle origin, affected by crustal contamination. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.



شکل ۹. نمودارهای A: Hf vs. U/Yb و B: Hf vs. U/Yb با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموگولاق (Grimes et al., 2007). علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 9. A: Hf vs. U/Yb, and B: Hf vs. U/Yb diagrams using zircon chemistry of the Almogholagh intrusive rocks (Grimes et al., 2007). Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

ضروری است. زیرکن یک شاخص حساس از وضعیت اکسایش ماگمایی از طریق محتوای چند ظرفیتی Ce و Eu نمایش می‌دهد (Ballard et al., 2002; Hidaka et al., 2002; Wang et al., 2013; Dilles et al., 2015). با توجه به آنومالی منفی یوروپیوم و آنومالی مثبت سریم در نمودار الگوی عناصر نادر خاکی می‌توان گفت ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق در شرایط اکسایش تشکیل شده است. برای بررسی دقیق‌تر میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما از شکل ۱۰-C (El-Bialy and Ali, 2013) استفاده شده است. چنانچه ملاحظه می‌شود، نمونه‌ها در شرایط اکسایش کم قرار گرفته‌اند. در مقایسه با سایر کاتیون‌های سه ظرفیتی REE، Ce^{3+} و Ce^{4+} به طور قابل توجهی در زیرکن سازگارتر است. در نتیجه، زیرکن‌های متبلور شده از ماگماهای اکسیدشده نسبت به ماگماهای کاهش‌یافته‌تر، نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} و ناهنجاری (Ce/Ce^*) بالاتری دارند (Ballard et al., 2002; Zhong et al., 2019). لذا می‌توان از Ce^{4+}/Ce^{3+} نیز استفاده کرد. چنان‌که در شکل ۱۰-D نشان داده شده است، آنومالی مثبت سریم به صورت Ce^{4+}/Ce^{3+} ترسیم‌شده است که نماینده‌ای از شرایط اکسایش در محیط است. در این نمودار نمونه‌ها در محدوده Ce^{4+}/Ce^{3+} بین ۱۰ تا ۱۰۰ قرار گرفته است و در واقع در شرایط اکسایش نسبتاً پایین است (Ballard et al., 2002; Kamaunji et al., 2023). با وجود دامنه وسیع Ce/Ce^* ، Ce^{4+}/Ce^{3+} و Eu/Eu^* روندهای افزایشی کلی از گرانیته‌ها به سمت دیوریت و کوارتز مونزونیت وجود دارد (شکل ۱۰). چنین روندهایی به بهترین وجه با کاهش تدریجی حالت اکسایش ماگمایی توضیح داده می‌شود.

نسبت Eu/Eu^* در تشخیص پتانسیل معدنی در سنگ‌های نفوذی مؤثر به نظر می‌رسد (Ballard et al., 2002; Lu et al., 2016; Wen et al., 2020). شکل ۱۱-A تا D می‌تواند بینشی در مورد فرایندهای پتروژنتیکی در گیر در شکل‌گیری پتانسیل معدنی مس پورفیری با استفاده از ترکیب کانی زیرکن ارائه دهد؛ به طوری که با استفاده از ترکیب شیمیایی زیرکن می‌توان مناطقی که از نظر

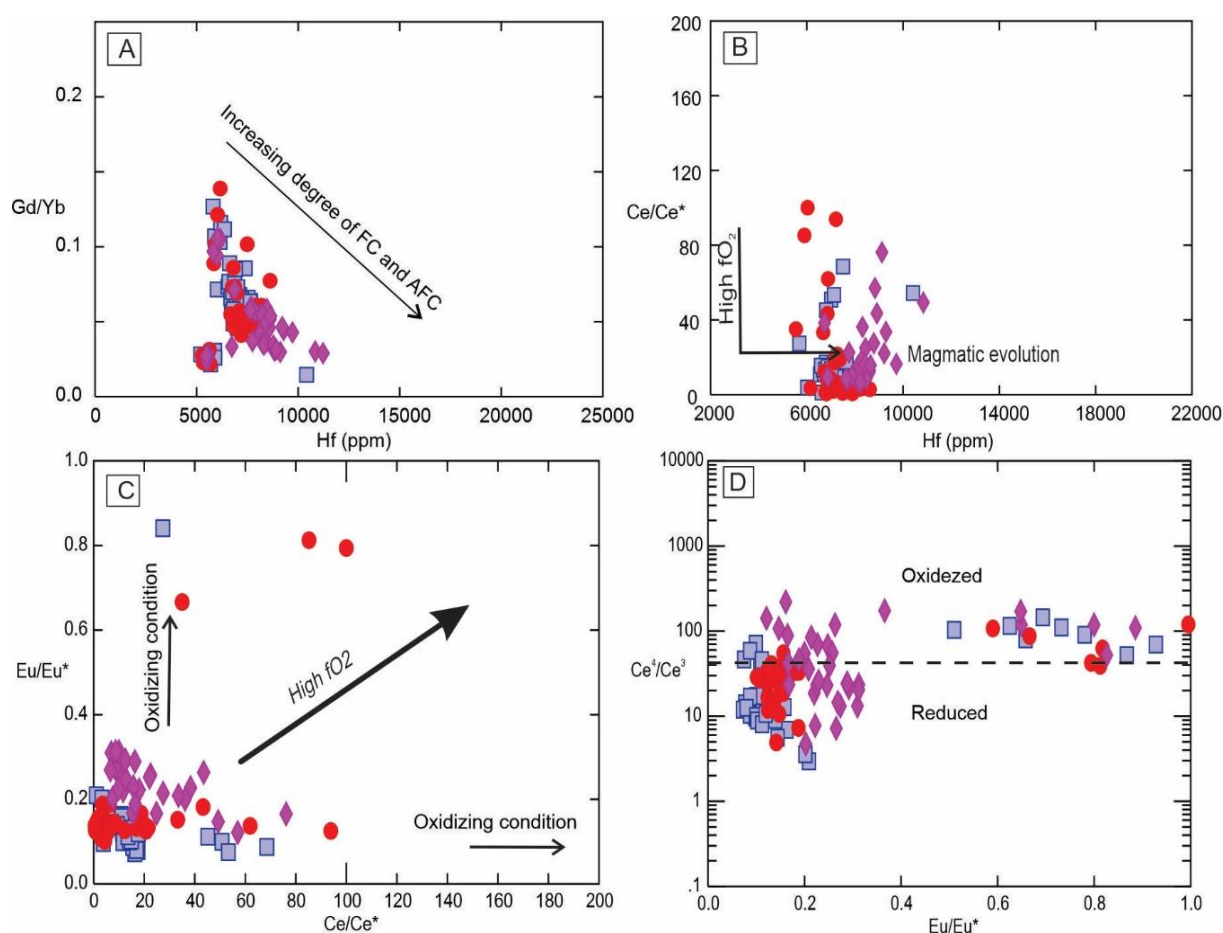
همچنین با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن می‌توان فرایندهایی را که در حین صعود بر ماگما تأثیر می‌گذارد، بررسی کرد. هنگامی که ماگما تکامل پیدا می‌کند، با تفریق ماگما و یا تفریق همراه با هضم ترکیب شیمی زیرکن تغییر می‌کند. از آنجایی که Hf از نظر اندازه و بار تقریباً با Zr یکسان است، زیرکن یک محلول جامد زیرکن-هافنون به شمار می‌آید (Claiborne et al., 2010; Wen et al., 2020). بنابراین، میزان Hf در زیرکن، بازتابی از نسبت Hf/Zr زیرکن در تعادل با مذاب است که به طور کلی با افزایش درجه‌های تفریق ماگمایی افزایش پیدا می‌کند (Lowenstern et al., 1993). بنابراین بر اثر تفریق ماگمایی در ترکیب زیرکن میزان Hf افزایش پیدا می‌کند؛ در صورتی که نسبت Gd/Yb در زیرکن کاهش پیدا می‌کند (Kamaunji et al., 2023). چنان‌که در شکل ۱۰-A مشخص است، بر اثر تفریق ماگمایی نمونه‌های مورد بررسی یک روند نزولی را نشان می‌دهد که با تفریق ماگمایی و یا تفریق ماگمایی همراه با آلودگی ماگما سازگار است که با پژوهش سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2023) مطابقت دارد. آنها پیشنهاد کرده‌اند که ماگمای حاصل از گوشته با پوسته زیرین قاره‌ای آلودگی حاصل کرده و سنگ‌های توده نفوذی آلموقولاق تشکیل شده است.

طبق پیشنهاد تریل و همکاران (Trail et al., 2012) یوروپیوم و سریم در واقع بیشترین کاربرد را در تعیین موقعیت اکسایش-احیا در مذاب‌های طبیعی دارد. در شکل ۱۰-B، با تفریق ماگمایی نسبت Hf افزایش پیدا می‌کند؛ در صورتی که اگر فوگاسیته اکسیژن بالا رود، نسبت Ce/Ce^* نیز افزایش پیدا می‌کند. ترکیب شیمیایی زیرکن‌های توده نفوذی آلموقولاق روندی صعودی دارند که نشان‌دهنده این است که نمونه‌ها با افزایش نسبت Ce/Ce^* ، فوگاسیته اکسیژن بالا رفته و همچنین با تکامل ماگمایی نیز مطابقت دارد (El-Bialy and Ali, 2013).

تعیین شرایط اکسایش ماگما برای درک فرایندهای زمین‌شناسی مختلف، مانند تکامل ماگما، شکل‌گیری بلور و پتانسیل معدنی

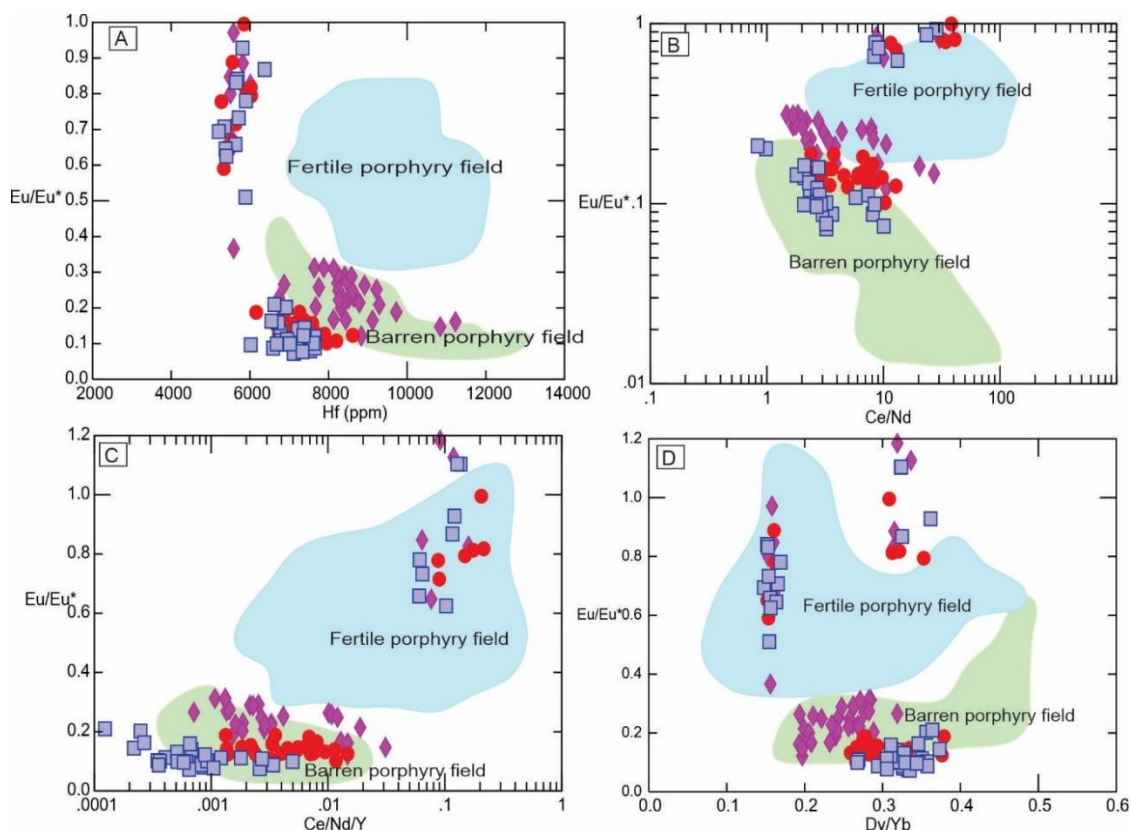
چنان‌که در این شکل مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی دارای آنومالی منفی یورپیوم هستند؛ اما این مقدار در اندازه‌ای نیست که در محدوده کانه‌زایی مس پورفیری قرار گیرد و لذا بیشتر نمونه‌ها در محدوده مس پورفیری عقیم قرار گرفته‌اند.

مس پورفیری بارور هستند را از مناطقی که از نظر مس پورفیری عقیم هستند، از هم تفکیک کرد (Lu et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2022). چنانچه ملاحظه می‌شود، ماگماهای اکسیدان با آنومالی منفی یورپیوم مستعد باروری مس پورفیری هستند و در قسمت بالای نمودار در شکل ۱۱ قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۰. نمودارهای A: Hf برابر Gd/Yb (Kamaunji et al., 2023)، B: Hf برابر Ce/Ce* (El-Bialy and Ali, 2013)، C: Ce/Ce* برابر Eu/Eu* (El-Bialy and Ali, 2013)، و D: Eu/Eu* برابر Ce⁴⁺/Ce³⁺ (Kamaunji et al., 2023) با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموقولاغ بیانگر آن است که این توده تحت تأثیر تفریق ماگمایی یا تفریق ماگمایی همراه با آلودگی بوده و فوگاسیته اکسیژن نیز افزایش پیدا کرده است. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 10. A: Hf vs. Gd/Yb (Kamaunji et al., 2023), B: Hf vs. Ce/Ce* (El-Bialy and Ali, 2013), C: Ce/Ce* vs. Eu/Eu* (El-Bialy and Ali, 2013), and D: Eu/Eu* vs. Ce⁴⁺/Ce³⁺ (Kamaunji et al., 2023) using zircon chemistry of the Almogholagh intrusive rocks; indicating the the samples are affected by magmatic fractionation (FC) or magmatic fractionation with contamination (AFC) with increasing of oxygen fugacity. Circle: diorite, diamond: quartz monzonite, and square: granite.



شکل ۱۱. نمودارهای A: Hf برای Eu/Eu^* ، B: Ce/Nd برای Eu/Eu^* ، C: $Ce/Nd/Y$ برای Eu/Eu^* و D: Dy/Yb برای Eu/Eu^* با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن (Lu et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2022) بیانگر آن است که توده آلموقولا نمی‌تواند مستعد کانه‌زایی مس پورفیری باشد. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 11. A: $Ce/Nd/Y$ vs. Eu/Eu^* , B: Hf vs. Eu/Eu^* , C: Ce/Nd vs. Eu/Eu^* , and D: Dy/Yb vs. Eu/Eu^* using zircon chemistry (Lu et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2022), indicating the Almogholagh intrusive rocks cannot bearing Cu-porphyry potential. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

هستند (Wen et al., 2020). ماینرت و همکاران (Meinert et al., 2005)، سیلیتو (Sillitoe, 2010) و ریچاردز (Richards, 2015) هم بر این عقیده‌اند که رسوب‌های مس پورفیری و اسکارن مس‌دار اغلب با ماگماهای اکسید شده‌تر مرتبط هستند و معمولاً حالت اکسایش بالاتر از $\Delta FMQ + 1$ دارند و در این شرایط سولفور به صورت سولفات در مذاب حضور دارد (Carroll and Rutherford, 1985; Jugo, 2009). آمفیبول ترجیحاً میزبان MREE است؛ به طوری که با تفریق آمفیبول نسبت Yb/Dy در مذاب‌های باقی‌مانده افزایش می‌یابد (Davidson et

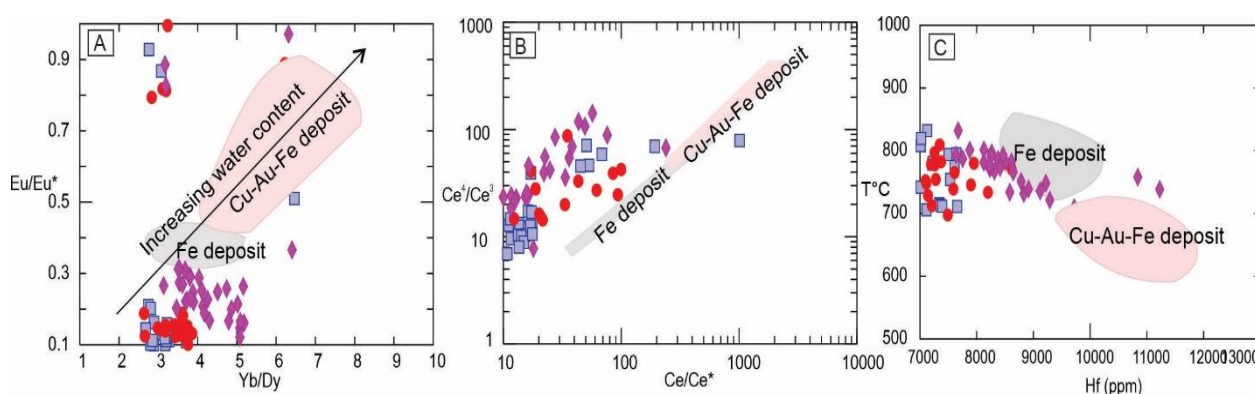
داده‌های عنصر کمیاب زیرکن، همبستگی‌های آشکاری میان پتانسیل فلزی در اسکارن و درجه اکسایش، محتوای آب و درجه تفریق سنگ میزبان نشان می‌دهد که توسط بررسی‌های تجربی نشان داده شده است (Blevin, 2004; Meinert et al., 2005; Botcharnikov et al., 2011). توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن آهن، در مقابل توده‌های نفوذی حاوی کانه‌زایی مس، دارای مقادیر بسیار پایین‌تری از شرایط اکسایش هستند و سنگ‌های نفوذی مرتبط با نهشته‌های اسکارن مس به طور کلی اکسیده‌تر از آنهایی هستند که با نهشته‌های اسکارن آهن همراه

(et al., 2016). در شکل ۱۲-A ملاحظه می‌شود که نمونه‌های مورد بررسی میزان Eu/Eu^* بین ۰/۱ تا ۰/۳ و Yb/Dy کمتر از ۵ داشته و در محدوده اسکارن آهن‌دار با مقدار آب کمتری قرار گرفته‌اند (Wen et al., 2020).

در شکل ۱۲-B، نمودار Ce/Ce^* در مقابل Ce^{4+}/Ce^{3+} (Wen et al., 2020) ترسیم شده است. چنان‌که مشخص است، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی میزان حدواسط Ce/Ce^* و Ce^{4+}/Ce^{3+} (بین ۱۰ تا ۱۰۰) داشته و در محدوده نهشته‌های آهن‌دار قرار گرفته‌اند. در شکل ۱۲-C، نمودار Hf در مقابل درجه حرارت قرار گرفته است و میزان هافنیم پایین در زیرکن‌های مورد بررسی در دمای ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد، بیانگر آن است که ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولا می‌تواند مستعد کانه‌زایی آهن باشد (Wen et al., 2020). بنابراین میزان حدواسط Ce/Ce^* ، Eu/Eu^* ، Ce^{4+}/Ce^{3+} و Yb/Dy در سنگ‌های نفوذی آلموقولا بیانگر پتانسیل کانه‌زایی آهن و شکل‌گیری اسکارن آهن است که آن را از اسکارن Cu-Fe مجزا می‌کند.

(al., 2007). علاوه بر این، تبلور پلاژیوکلاز اولیه به ناهنجاری‌های منفی Eu در ماگما منجر می‌شود (Richards, 2011). بنابراین تبلور آمفیبول و پلاژیوکلاز می‌تواند در شیمی زیرکن نقش مهمی ایفا کند.

بررسی‌ها نشان می‌دهد که Eu/Eu^* زیرکن در اکتشاف سنگ معدن از نظر ارزیابی پتانسیل معدنی توده‌های نفوذی که با کانی‌سازی اسکارن مرتبط هستند، سودمند است. میزان Eu/Eu^* زیرکن توسط فوگاسیته اکسیژن کنترل می‌شود. به طور دقیق‌تر، نفوذی‌های مرتبط با اسکارن Fe دارای مقادیر Eu/Eu^* زیرکن کمتر از ۰/۴۵ هستند؛ در حالی که این مقادیر برای نفوذی‌های مرتبط با اسکارن Cu-Mo بیشتر از ۰/۶۵ است. میزان Eu/Eu^* زیرکن در نفوذی‌های مرتبط با اسکارن Cu-Au-Fe اغلب در محدوده بین ۰/۴۵ و ۰/۶۵ قرار دارند (Wen et al., 2020). با استفاده از نسبت‌های Yb/Dy و Eu/Eu^* زیرکن نیز می‌توان میزان آب ماگمایی را ارزیابی کرد؛ به طوری که با افزایش میزان آب میزان Eu/Eu^* و Yb/Dy افزایش می‌یابد و کانه‌زایی از اسکارن آهن به اسکارن مس-آهن-طلا تمایل پیدا می‌کند (Lu

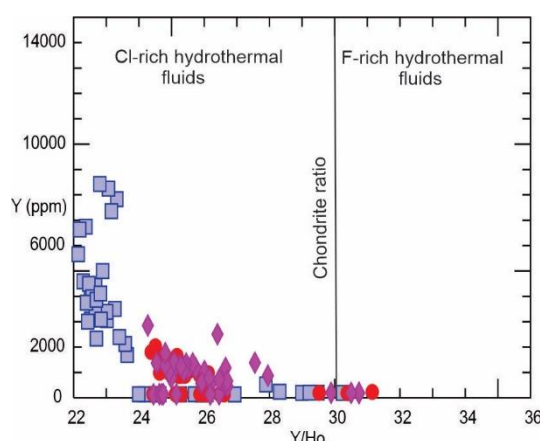


شکل ۱۲. نمودارهای A: Yb/Dy برابر Eu/Eu^* ، B: Ce/Ce^* برابر Ce^{4+}/Ce^{3+} و C: نمودار Hf برابر $T^{\circ}C$ با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموقولا (Wen et al., 2020) بیانگر آن است که نمونه‌های مورد بررسی در محدوده نهشته‌های آهن‌دار قرار گرفته‌اند. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 12. A: Yb/Dy vs Eu/Eu^* , B: Ce/Ce^* vs. Ce^{4+}/Ce^{3+} , and C: Hf vs. $T^{\circ}C$ diagrams using zircon chemistry of the Almogholagh intrusive rocks (Wen et al., 2020) indicates that the studied samples are located in the Fe deposit field. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

جانسون (Barton and Johnson, 2000) پیشنهاد کردند که فلزها در سیالات با مقادیر بالاتر کلر در مقایسه با گوگرد بهتر حل می‌شوند و به سامانه گرمایی غنی از اکسید آهن و نسبتاً ضعیف سولفید منجر می‌شوند. ویتنی و همکاران (Whitney et al., 1985) معتقدند که حلالیت آهن در سیالات گرمایی حاوی کلر با چگالی کم در فعالیتهای بالاتر کلر، در دمای بالای ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ کیلو بار برای سیالات بیشتر است. به نظر می‌رسد که محتوای کلر بالای سیال، کمپلکس‌های آهن-کلرید را تسهیل می‌کند و سیالات می‌توانند عنصر آهن را از مذاب به عنوان FeCl_2 در خود نگه دارند.

چنانکه در شکل ۱۳ مشخص است، هنگامی که سیالات غنی از کلر باشند، در زیرکن نسبت Y/Ho کمتر از ۳۰ و هنگامی که سیالات گرمایی غنی از فلوئور باشند، نسبت Y/Ho بیش از ۳۰ دارند (Nie et al., 2020). نسبت Y/Ho در شیمی زیرکن‌های مورد بررسی اغلب نسبت Y/Ho کمتر از ۳۰ دارند و بیانگر آن است که سیالات ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق غنی از کلر بوده‌اند. بررسی‌های تجربی نشان می‌دهد که آهن را می‌توان در محلول‌های گرمایی غنی از کلر و (یا) فقیر از کلر به عنوان کمپلکس‌های Fe-Cl ، Fe-OH یا Fe-Cl حمل کرد (Chou and Eugster, 1977; Simon et al., 2004). هر چند بارتون و



شکل ۱۳. نمودار Y/Ho در مقابل Y با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن (Nie et al., 2020) بیانگر سیالات غنی از کلر ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق است. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 13. Y/Ho vs. Y plot using zircon chemistry (Nie et al., 2020), indicating Cl-rich fluid in the Almogholagh magma. Circle: diorite, diamond: quartz monzonite, and square: granite.

نتیجه‌گیری

Th/U در اغلب زیرکن‌های مورد بررسی نشان‌دهنده این است که زیرکن‌ها از نوع ماگمایی هستند. علاوه بر آن، نسبت Th/U در شیمی زیرکن‌ها بیش از ۰/۵ و حدود ۱ است و تأییدکننده منشأ آذرین زیرکن‌هاست. همچنین میزان La کمتر از ۱۰ و میزان U کمتر از ۱۰۰۰ و نسبت Th/U بین ۰/۰۱ تا ۱ در زیرکن‌های مورد بررسی نشان‌دهنده ماهیت کالک‌آلکان تا آلکان ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق است. میزان Hf پایین و نسبت U/Yb شیمی زیرکن‌ها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده توده نفوذی

توده نفوذی آلموقولاق در شمال غرب در زون سندج-سیرجان حاوی سنگ‌های مافیک و فلسیک است که شامل ۱- گابرو-دیوریت هستند که بیشتر در قسمت شمال شرقی باتولیت آلموقولاق قرار گرفته و میزان اصلی کانسار آهن باباعلی است، ۲- سینیت-کوارتز مونزونیت و ۳- گرانیت که در بخش‌های مرکزی و جنوب و غرب گسترش یافته‌اند. نتایج حاصل شیمی زیرکن‌ها نشان می‌دهد میزان La پایین و مقادیر بالای Sm/La و

Ce/Ce^* ، Ce^{4+}/Ce^{3+} و Eu/Eu^* در شیمی زیرکن‌ها با محدوده‌های کانه‌زایی اسکارن آهن‌دار مطابقت دارند. بنابراین می‌توان گفت که با استفاده از شیمی زیرکن‌ها می‌توان به پتانسیل کانه‌زایی در منطقه پی برد. همچنین نسبت Y/Ho در شیمی زیرکن‌ها کمتر از ۳۰ است که بیانگر سیالات گرمایی غنی از کلر در ماگمای سازنده آلموقولاق است.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

از دانشگاه کردستان و دانشگاه فرهنگیان به خاطر حمایت از این پروژه تشکر و قدردانی می‌شود.

آلموقولاق احتمالاً از ماگمای گوشته‌ای NMORB یا OIB غنی‌شده نشأت گرفته است و روند صعودی نمونه‌ها در میزان U/Yb نمونه‌ها بیانگر آن است که ماگمای گوشته‌ای با پوسته آلوده شده است و نسبت تقریباً بالای U/Yb در شیمی زیرکن‌ها بیانگر دخالت پوسته قاره‌ای در ماگمای سازنده زیرکن‌های مورد بررسی است. روند نزولی Gd/Yb در برابر Hf در ترکیب شیمی زیرکن‌ها بیانگر آن است که ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق تحت تأثیر تفریق بلوری (FC) و یا تفریق بلوری و هضم (AFC) قرار گرفته‌اند. آنومالی منفی Eu و آنومالی مثبت Ce در نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، نشان می‌دهد که ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق در شرایط اکسیدان بوده؛ ولی مقدار آنومالی منفی Eu و آنومالی مثبت Ce در حدی نیست که بتواند کانه‌زایی مس پورفیری و یا اسکارن آهن-مس‌دار تشکیل شود؛ در حالی که نسبت عناصر

1. IGG-CAS
2. REE
3. HREE
4. LREE
5. FC
6. AFC

References

- Amiri, M., Khalaji, A.A., Tahmasbi, Z., Santos, J.F., Sahamieh, R.Z. and Zamanian, H., 2017. Geochemistry, petrogenesis, and tectonic setting of the Almogholagh batholith in the Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 134: 113–133. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.018>
- Ashragi, S.A. and Mahmoudi Garaii, M., 2003. Geological report of the tuyserkan sheet Iran geological survey and mineral exploration country: Scale 1:100,000. Geological Surver of Iran.
- Azizi, H., Hadad, S., Stern, R.J. and Asahara, Y., 2019. Age, geochemistry, and emplacement of the ~40-Ma Baneh granite–appinite complex in a transpressional tectonic regime, Zagros suture zone, northwest Iran. *International Geology Review*, 61(2): 195–223. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1422394>
- Azizi, H. and Stern, R.J., 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. *Terra Nova*, 31(5): 415–423. <https://doi.org/10.1111/ter.12404>
- Ballard, J.R., Palin, J.M. and Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from $\text{Ce}^{(\text{IV})}/\text{Ce}^{(\text{III})}$ in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3): 347–364. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0402-5>
- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 2000. Alternative brine sources for Fe-oxide (Cu–Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. In: T.M. Porter (Editor), *Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, Glenside, SA, Australian Mineral Foundation, pp. 43–60. Retrieved May 17, 2025 from https://www.geo.arizona.edu/~mdbarton/MDB_papers_pdf/Barton00_BrineSourcesIOCGdep_s_AMF.pdf
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.L., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to mineralogy and petrology*, 143: 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Blevin, P.L., 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems. *Resource Geology*, 54(3): 241–252. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00205.x>
- Botcharnikov, R.E., Linnen, R.L., Wilke, M., Holtz, F., Jugo, P.J. and Berndt, J., 2011. High gold concentrations in sulphide-bearing magma under oxidizing conditions. *Nature Geoscience*, 4(2): 112–115. <https://doi.org/10.1038/NGEO1042>
- Carroll, M.R. and Rutherford, M.J., 1985. Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(S02): C601–C612. <https://doi.org/10.1029/JB090iS02p0C601>
- Chou, I.M. and Eugster, H.P., 1977. Solubility of magnetite in supercritical chloride solutions. *American Journal of Sciences*. 277(10): 1296–1314. <https://doi.org/10.2475/ajs.277.10.1296>
- Claiborne, L.L., Miller, C.F. and Wooden, J.L., 2010. Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 511–531. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0491-5>
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A., 2007. Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, 35(9): 787–790. <https://doi.org/10.1130/G23637A.1>
- Dilles, J.H., Kent, A.J., Wooden, J.L., Tosdal, R.M., Koleszar, A., Lee, R.G. and Farmer, L.P., 2015. Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas. *Economic Geology*, 110(1): 241–251. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.1.241>
- El-Bialy, M.Z. and Ali, K.A., 2013. Zircon trace element geochemical constraints on the evolution of the Ediacaran (600–614 Ma) post-collisional Dokhan Volcanics and Younger Granites of SE Sinai, NE Arabian–Nubian Shield. *Chemical Geology*, 360–361: 54–73. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.009>
- Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations

- for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 154(4): 429–437.
<https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Geisler, T., Schaltegger, U. and Tomaschek, F., 2007. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements*, 3(1): 43–50.
<https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.43>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F., Zhang, R. and Cao, S., 2022. Geochronology and geochemistry of zircons from fertile and barren intrusions in the Sangan mining area (NE Iran): Implications for tectonic setting and mineral exploration. *Journal of Asian Earth Sciences*, 233: 105243.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105243>
- Grimes, C.B., John, B.E., Kelemen, P.B., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., Hanghøj, K. and Schwartz, J.J., 2007. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, 35(7): 643–646.
<http://dx.doi.org/10.1130/G23603A.1>
- Hidaka, H., Shimizu, H. and Adachi, M., 2002. U–Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Palaeoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan: evidence for an Archean provenance. *Chemical Geology*, 187(3–4): 279–293.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00058-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00058-X)
- Hofmann, A.E., Baker, M.B. and Eiler, J.M., 2014. Sub-micron-scale trace-element distributions in natural zircons of known provenance: implications for Ti-in-zircon thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168: 1–21.
<https://doi.org/10.1007/s00410-014-1057-8>
- Hoskin, P.W., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et cosmochimica acta*, 69(3): 637–648.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Hoskin, P.W. and Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 27–62.
<https://doi.org/10.2113/0530027>
- Jugo, P.J., 2009. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas. *Geology*, 37(5): 415–418.
<https://doi.org/10.1130/G25527A.1>
- Kamaunji, V.D., Wang, L., Girei, M.B., Zhu, Y., Li, L., Vincent, V.I. and Amuda, A.K., 2023. Petrogenesis and tectonic implication of the alkaline ferroan granites from Ropp complex, north-central Nigeria: Clues from zircon chemistry, U–Pb dating, and Lu–Hf isotope. *Geological Journal*, 58(1): 21–50.
<https://doi.org/10.1002/gj.4579>
- Krasnobaev, A.A., 1986. Zircon as an indicator of geological processes. Moscow Izdatel Nauka, Moscow, 200 pp. (in Russian)
- Li, H., Watanabe, K. and Yonezu, K., 2014. Zircon morphology, geochronology and trace element geochemistry of the granites from the Huangshaping polymetallic deposit, South China: Implications for the magmatic evolution and mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, 60: 14–35.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.009>
- Lowenstern, J.B., Mahood, G.A., Hervig, R.L. and Sparks, J., 1993. The occurrence and distribution of Mo and molybdenite in unaltered peralkaline rhyolites from Pantelleria, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114: 119–129.
<https://doi.org/10.1007/BF00307869>
- Lu, Y.J., Loucks, R.R., Fiorentini, M., McCuaig, T.C., Evans, N.J., Yang, Z.M., Hou, Z., Kirkland, C., Parra-Avila, L. and Kobussen, A., 2016. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Society of Economic Geology Special Publication*, 19, 329–347. Retrieved May 17, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/books/edited-volume/1387/chapter-abstract/107051323/Zircon-Compositions-as-a-Pathfinder-for-Porphyry?redirectedFrom=fulltext>
- Mathieu, L., Wasuita, T.D., Sherlock, R., Speidel, F., Marsh, J.H., Dubé, B. and Côté-Mantha, O., 2022. Zircon from altered monzonite rocks provides insights into magmatic and mineralizing processes at the Douay Au project, Abitibi Greenstone Belt. *Geosciences*, 12(3): 114.
<https://doi.org/10.3390/geosciences12030114>
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World Skarn Deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. and Richards (Editors), *Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905-2005*, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA, pp. 299–336.

- <https://doi.org/10.5382/AV100.11>
- Nie, L., Zhou, T., White, N., Wang, F. and Song, Y., 2020. Zircon geochemistry of Edong granitoids in the middle-lower Yangtze Metallogenic Belt (eastern China): constraints on W-Cu-Fe skarn mineralization. *Ore Geology Reviews*, 120: 103461.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103461>
- Pozebon, D., Scheffler, G.L. and Dressler, V.L., 2017. Recent applications of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) for biological sample analysis: a follow-up review. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 32(5): 890–919.
<https://doi.org/10.1039/C7JA00026J>
- Richards, J.P., 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water. *Economic Geology*, 106(7): 1075–1081.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075>
- Richards, J.P., 2015. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. *Lithos*, 233: 27–45.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.011>
- Sarjoughian, F., Habibi, I., Lentz, D.R., Azizi, H. and Esna-Ashari, A., 2020. Magnetite compositions from the Baba Ali iron deposit in the Sanandaj-Sirjan zone, western Iran: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 126: 103728.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103728>
- Sarjoughian, F., Pourkarim, S., Esmaeili, R., Ao, S., Xiao, W. and Lentz, D.R., 2023. Bulk chemistry and Hf isotope ratios of the Almogholagh Intrusive Complex, western Iran: a consequence of an extensional tectonic regime in the Late Jurassic. *International Geology Review*, 65(11): 1878–1899.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2114020>
- Shahbazi, H., Siebel, W., Ghorbani, M., Pourmoafae, M., Sepahi, A.A., Abedini, M.V. and Shang, C.K., 2015. The Almogholagh pluton, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: geochemistry, U-(Th)-Pb titanite geochronology and implications for its tectonic evolution. *Neues Jahrbuch für Mineralogie–Abhandlungen Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 192: 85–99.
<https://doi.org/10.1127/njma/2014/0273>
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic geology*, 105(1): 3–41.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Simon, A.C., Pettke, T., Candela, P.A., Piccoli, P.M. and Heinrich, C.A., 2004. Magnetite solubility and iron transport in magmatic-hydrothermal environments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(23): 4905–4914.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.05.033>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Trail, D., Watson, E.B. and Tailby, N.D., 2011. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*, 480: 79–82.
<https://doi.org/10.1038/nature10655>
- Trail, D., Watson, E.B. and Tailby, N.D., 2012. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et cosmochimica acta*, 97: 70–87.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.032>
- Wang, X., Griffin, W.L., Chen, J., Pinyun, H. and Xiang, L., 2011. U and Th Contents and Th/U Ratios of Zircon in Felsic and Mafic Magmatic Rocks: Improved Zircon-Melt Distribution Coefficients. *Acta Geologica Sinica*, 85(1): 164–174.
<https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2011.00387.x>
- Wang, F., Liu, S.A., Li, S. and He, Y., 2013. Contrasting zircon Hf–O isotopes and trace elements between ore-bearing and ore-barren adakitic rocks in central-eastern China: implications for genetic relation to Cu–Au mineralization. *Lithos*, 156–159: 97–111.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.017>
- Watson, E.B., Wark, D.A. and Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4): 413–433.
<https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Wen, G., Zhou, R.J., Li, J.W., Chang, J., Hu, H., Yan, D.R., Wei, K.T. and Jin, S.G., 2020. Skarn metallogeny through zircon record: An example from the Daye Cu-Au-Fe-Mo district, eastern China. *Lithos*, 378–379: 105807.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105807>
- 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>

- Whitney, J.A., Hemley, J.J. and Simon, F.O., 1985. The concentration of iron in chloride solutions equilibrated with synthetic granitic compositions; the sulfur-free system. *Economic Geology* 80(2): 444–460.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.2.444>
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A. and Zhao, G., 2008. Petrogenesis and geodynamics of Late Archean magmatism in eastern Hebei, eastern North China Craton: geochronological, geochemical and Nd–Hf isotopic evidence. *Precambrian Research*, 167(1–2): 125–149.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.004>
- Zamanian, H. and Asadollahi, B., 2013. Geochemistry and ore potential of the Almoughlagh batholith, western Iran. *Geologos* 19(3): 229–242 (in Persian).
<https://doi.org/10.2478/logos-2013-0014>
- Zhong, S., Seltmann, R., Qu, H. and Song, Y., 2019. Characterization of the zircon Ce anomaly for estimation of oxidation state of magmas: a revised Ce/Ce* method. *Mineralogy and Petrology*, 113: 755–763. <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00682-y>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2025.1140



Fractal and 3D Modeling of the Mineralization in the Garijgan Mining Area, Eastern Iran

Hadi Alinia^{1*} , Mohammad Mahdi Khatib² , Mohammad Hossein Zarrinkoub³ , Majid Kouhestanian⁴

¹ Ph.D., Mining Group, Atlas Afrooz Shargh Company, Mashhad, Iran; Ph.D., Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

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

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

⁴ M.Sc., Mining Group, Atlas Afrooz Shargh Company, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 18 January 2025

Revised: 02 June 2025

Accepted: 07 June 2025

Keywords

fractal modeling

3D modeling

open spaces

paleostress

Garijgan

eastern Iran

*Corresponding author

Hadi Alinia

✉ alinia.hadi.62@gmail.com

ABSTRACT

The Garijgan mineral deposit is a classic NW-SE trending, nonparallel shear zone located 25 km south of Khouf city in South Khorasan Province, eastern Iran. The distribution pattern of fractures and ore veins was investigated by combining remote sensing, fractal modeling, and 3D modeling. In the fractal modeling, the study area was divided into a 19-cell grid. After mapping the structural elements, the fractal dimension was determined using the box-counting method. The results indicate that the highest fractal dimension (1.8378) occurs in the central part of the area, suggesting greater tectonic activity in that part. This could potentially be related to intrusive bodies at depth. Based on fault structures (57 faults in 246 measurements) and 33 mineral veins mapping in 19 cells, and the results from the analysis of the latest stress phase ($\sigma_1 = 3.05$), potential slip zones along the 57 faults were mapped with values ranging from 0 to 1. The fault surfaces were then converted into 18,615 points, and the potential slip zones were spatially delineated. This modeling yielded both the volume of open spaces resulted from fracturing and the potential volume of fluid-filled spaces. The results indicate that from the total open spaces (384,588,750 m³, equivalent to 46.11% of total volume), approximately 306,787 m³ could have been filled with fluids. In other words, 0.08% of the total open spaces had the potential to be filled with fluids (underground water, ore-bearing fluids, etc.). Therefore, this modeling, by determining both the open space volumes and potential fluid-filled spaces, can serve as the first step in mineral exploration planning. The results provide a basis for determining drilling locations and other exploration activities in exploration targets.

How to cite this article

Alinia, H., Khatib, M.M., Zarrinkoub, M.H. and Kouhestanian, M., 2025. Fractal and 3D Modeling of the Mineralization in the Garijgan Mining Area, Eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 17(2): 123–145. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1140>



©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

The Garijgan mining area is located 25 km south of Khouf city in South Khorasan Province in the east of Iran. Structurally situated in the eastern part of the Lut Block, the area is bounded by Doroune Fault to the north, Sistan Suture Zone and Nehbandan Fault to the east, and Nayband Fault to the west. The activity of the Nehbandan and Nayband strike-slip faults, along with their subsidiary branches, has resulted in numerous shear zones in the region (Alinia et al., 2023). These tectonic features act as structural weaknesses, and typically serve as suitable pathways for the migration and deposition of ore-forming fluids (Fabricio-Silva et al., 2018). The study area contains a small, non-parallel shear zone where mineralization has occurred along some of its fractures (Khatib et al., 2019).

The aim of this study is to investigate the distribution of mineralization up to a depth of 300 meters using fractal and 3D modeling. The primary objectives of these models are to estimate the volume of open spaces resulted from fracturing and the proportion of the spaces probably filled with fluids.

Materials and methods

This research combines field studies and remote sensing analyses to statistically evaluate fractures. Landsat 8 and ASTER satellite images were processed to highlight lineaments. For a more detailed structural analysis, the study area was divided into a grid of 19 cells (each one 1×1 cubic kilometers). Structural features were mapped, and rose diagrams of lineaments were generated for each cell. Then, using fractal modeling, the distribution pattern of faults in the region was determined.

In the next step, using Win-Tensor software, the principal stress direction (σ_1) was calculated for each grid, and the focal mechanism resulting from fault kinematics was plotted, leading to the reconstruction of the paleostress pattern of the region.

Finally, to assess the distribution of open spaces resulting from fracturing and the extent of fluid-filled spaces, based on fault structures (57 faults through 246 measurements) and 33 ore veins mapping across 19 cells, 3D modeling were conducted up to 300 meters depth using Move, Oasis Montaj, and Geosoft software.

Discussion

Fractal modeling in this study utilized surface and subsurface litho-geochemical data, applying the box-counting method for each cell. The results indicate that Cell I, with a fractal dimension of 1.8378, exhibits the highest value. Overall, the central part of the area shows the greatest fractal dimension, suggesting high tectonic activity in that region. This may reflect lower tectonic maturity and higher dynamic processes in that part.

Next, Move and Geosoft software were used to identify areas prone to sliding on fault surfaces. The results of the paleo-stress study (Alinia, 2023; Alinia et al., 2023) indicate the occurrence of at least two stress phases related to the Eocene period (in the northeast-southwest direction) and the Quaternary period (in the north-south direction). Based on the direction of maximum stress, fault data (strike, dip, rake, etc.) and mapped ore veins (strike and dip) were put into Move software and extrapolated to a depth of 300 meters.

To quantify open spaces along fault surfaces, 18'615 fault-related points (Alinia, 2023) up to 300 meters deep were analyzed in Oasis Montaj, generation a zoning map of areas prone to opening.

3D modeling and observational data revealed that 306'787 cubic meters of the total open spaces (384'588'750 cubic meters; i.e. 11.46 percent, up to 300 meters depth) could have been filled by fluids, representing 0.08 percents of the total open spaces in the Garijgan area.

Results

Fractal modeling was applied to assess the distribution pattern of fractures and ore veins in the Garijgan area. The results indicate that the highest fractal dimension is located in the central part of the area, which coincides with high tectonic activity in that region.

Additionally, 3D modeling of faults and ore veins (up to a depth of 300 meters) was done using software in order to investigate the open spaces resulted from fracturing and the open spaces filled with the fluids. The results indicate that 384'588'750 cubic meters of open spaces created due to fracturing (equivalent to 11.46% of the total volume within the area up to a depth of 300 meters). Out of these open spaces, 306'787 cubic meters could have been filled with fluids. In other words, 0.08% of the total open spaces

could occupied by fluids (water, ore-bearing fluids, ...).

Thus, this modeling, by determining the volume of open spaces and the volume of spaces potentially

filled with fluids, can serve as the first step in the exploratory program for mining areas, allowing the location of drillings and other exploration activities to be determined.



مدل سازی فرکتالی و سه بعدی کانی سازی در محدوده معدنی گاریجگان، شرق ایران

هادی علی نیا^{۱*}، محمد مهدی خطیب^۲، محمد حسین زرین کوب^۳، مجید کوهستانیان^۴^۱ دکتری، گروه معدنی شرکت اطلس افروز شرق، مشهد، مشهد، ایران؛ دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران^۲ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران^۳ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران^۴ کارشناسی ارشد، گروه معدنی شرکت اطلس افروز شرق، مشهد، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

محدوده معدنی گاریجگان، یک پهنه بُرشی ناموازی کلاسیک با راستای شمال غرب- جنوب شرق است که در ۲۵ کیلومتری جنوب شهر خوسف در استان خراسان جنوبی واقع شده است. با تلفیق روش های سنجش از دور، مدل سازی فرکتالی و مدل سازی سه بعدی، الگوی توزیع شکستگی ها و کانی سازی مورد بررسی قرار گرفت. در مدل سازی فرکتالی، محدوده مورد بررسی در یک شبکه ۱۹ سلولی قرار داده شد و بعد از برداشت عناصر ساختاری، با استفاده از روش شمارش جعبه ای، بعد فرکتالی تعیین شد. این مدل سازی بیانگر آن است که بیشترین بعد فرکتالی با مقدار ۱/۸۳۷۸ در قسمت مرکزی منطقه قرار دارد. این وضعیت نشان از فعالیت زمین ساختی بالاتر در مرکز محدوده دارد که احتمالاً می تواند با توده های نفوذی در اعماق مرتبط باشد. با توجه به برداشت های انجام شده از ساختارهای گسلی (۵۷ گسل در قالب ۲۴۶ برداشت) و رگه های معدنی (۳۳ رگه) در ۱۹ سلول و نتایج حاصل از بررسی آخرین مرحله تنش وارد شده ($\sigma_1=3/05$)، مناطق مستعد لغزش روی سطح ۵۷ گسل با مقادیری بین صفر تا ۱ ترسیم شد. سپس سطوح گسلی به ۱۸,۶۱۵ نقطه تبدیل و پهنه بندی مناطق مستعد لغزش انجام شد. به این ترتیب، مدل سازی سه بعدی گسل ها و رگه های معدنی تا عمق ۳۰۰ متر انجام شد و حجم فضاهای باز حاصل از شکستگی ها و حجم فضاهای احتمالی پر شده با سیال ها به دست آمد. نتایج این مدل سازی نشان می دهد که از کل فضاهای خالی (۳۸۴,۵۸۸,۷۵۰ متر مکعب معادل با ۱۱/۴۶ درصد از حجم کل)، ۳۰۶,۷۸۷ متر مکعب آن می توانسته با سیال ها پر شده باشد؛ به بیان دیگر، ۰/۰۸ درصد از کل فضاهای باز، قابلیت پر شدن با سیال ها (آب، سیال کانه دار و ...) را داشته اند. لذا این مدل سازی با تعیین حجم فضاهای خالی و حجم فضاهای احتمالی پر شده با سیال ها، می تواند گام اول برنامه اکتشافی محدوده های معدنی باشد تا بر مبنای آن، محل حفاری ها و سایر موارد اکتشافی تعیین شود.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۰/۲۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۳/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۳/۱۷

واژه های کلیدی

مدل سازی فرکتالی

مدل سازی سه بعدی

فضاهای باز

تنش دیرین

گاریجگان

شرق ایران

نویسنده مسئول

هادی علی نیا

alinia.hadi.62@gmail.com ✉

استناد به این مقاله

علی نیا، هادی؛ خطیب، محمد مهدی؛ زرین کوب، محمد حسین و کوهستانیان، مجید، ۱۴۰۴. مدل سازی فرکتالی و سه بعدی کانی سازی در محدوده معدنی گاریجگان، شرق ایران. زمین شناسی اقتصادی، ۱۷(۲): ۱۴۵-۱۲۳. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1140>

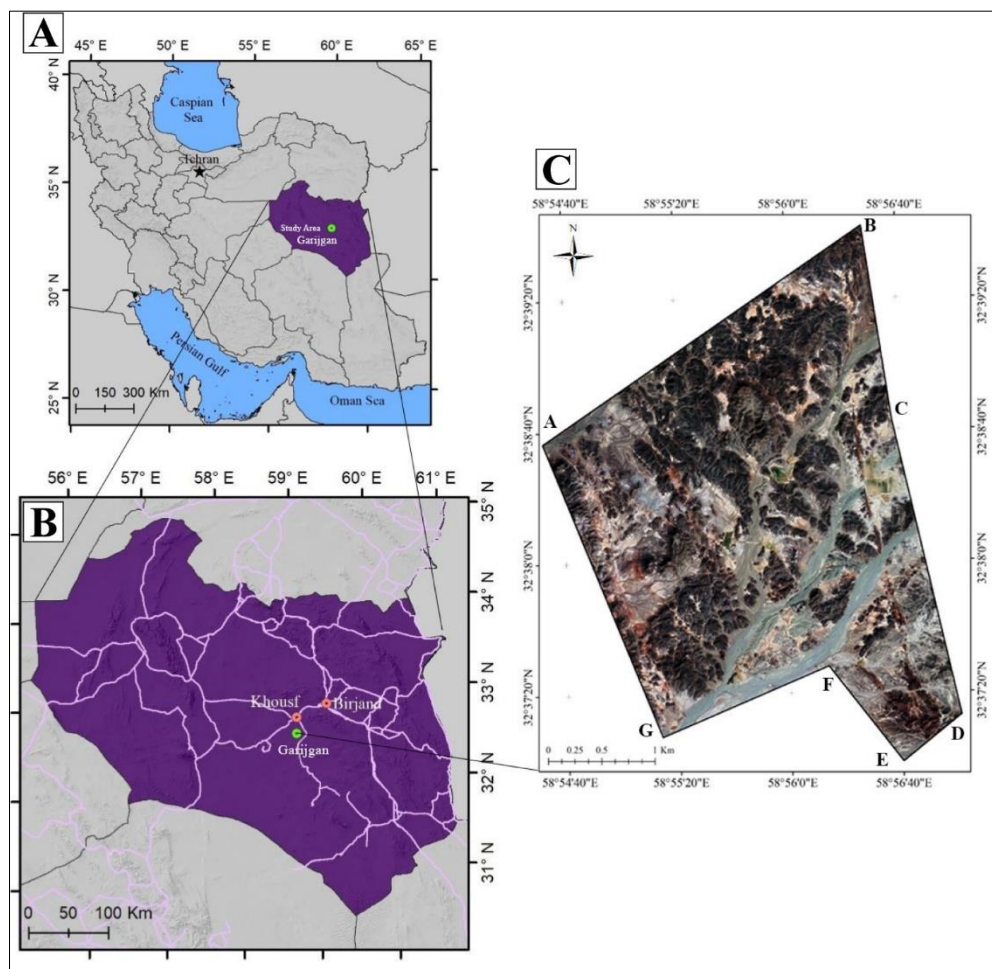
مقدمه

طی سال‌های اخیر، اکتشافات گسترده در نقاط مختلف ایران به کشف ذخایر معدنی متعددی منجر شده است. با این حال، فرایند اکتشاف و برآورد ذخیره در بسیاری از موارد مستلزم صرف هزینه‌های بالایی است؛ لذا توسعه روش‌های نوین و کم هزینه‌تر برای اکتشاف و ارزیابی ذخایر معدنی ضروری به نظر می‌رسد. بررسی‌های نظری و عددی نشان می‌دهند که سامانه‌های کانه‌ساز از پیچیدگی‌های زیادی برخوردارند (Sun and Liangming, 2014). این امر لزوم به کارگیری روش‌های کارآمدتر در اکتشاف و تخمین ذخایر را بیش از پیش آشکار می‌سازد. یکی از راه‌حل‌های پیش‌رو، استفاده از مدل‌سازی دوبعدی و سه‌بعدی در بررسی‌های زمین‌شناسی، اکتشاف و ارزیابی کمی منابع معدنی است (Kemp, 2007; Zanchi et al., 2009; Abdollahi, Sharif et al., 2010; Afzal et al., 2011; Afzal et al., 2012; Wang and Huang, 2012; Sun and Liangming, 2014; Li et al., 2015; Mao et al., 2020; Jin et al., 2020; Karaman et al., 2021; Meng et al., 2022; Paravarzar et al., 2023; Afzal et al., 2023; Liu et al., 2023; Bazargani Golshan et al., 2024; Bazargani Golshan et al., 2025). برای ساخت مدل‌های سه‌بعدی زمین‌شناسی، می‌توان از داده‌هایی مانند نقشه‌های زمین‌شناسی، گمانه‌ها و ترانسه‌ها بهره‌گرفت. در این فرایند، روش‌های درونیابی مانند الگوریتم‌های IDW و کریجینگ معمولی (OK) کاربرد گسترده‌ای دارند (Daya, 2012; Sun and Liangming, 2014). در این پژوهش، با به کارگیری مدل‌سازی فرکتالی و سه‌بعدی، گسترش کانی‌سازی تا ۳۰۰ متر مورد بررسی قرار گرفته است. این عمق بر اساس بررسی‌های ژئوفیزیکی (داده‌های مغناطیس‌سنجی و گرانی‌سنجی) انجام‌شده توسط کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2011) که نشان می‌دهد ساختارهای پهنه‌های برشی در بلوک لوت تا اعماق بیش از ۳۰۰ متر تداوم دارند، انتخاب شده است. این یافته‌ها بیانگر آن است که عمق ۳۰۰ متری برای بررسی الگوهای کانی‌سازی در منطقه، عمقی مناسب و قابل اعتماد است. هدف نهایی از این مدل‌سازی‌ها،

برآورد حجم فضا‌های باز و حجم فضا‌های احتمالی پر شده با سیال‌هاست. این روش می‌تواند به عنوان مبنایی برای اکتشاف و تعیین محل حفاری‌های عمقی و سایر عملیات اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد.

زمین‌شناسی

محدوده معدنی گاریجگان، یک پهنه برشی ناموازی کلاسیک با راستای شمال‌غرب- جنوب‌شرق به طول تقریبی ۴/۷ کیلومتر و عرض حدود ۲/۵ کیلومتر است که در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب شهر خوسف در استان خراسان جنوبی واقع شده است. این محدوده بین عرض‌های جغرافیایی ۵۰° ۳۲' تا ۳۷° شمالی و بین طول‌های جغرافیایی ۳۰° ۵۴' تا ۲۰° ۵۶' شرقی قرار گرفته است و بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی خوسف (Vahdati Daneshmand and Kholghi, 1987) به شمار می‌آید (شکل ۱- A، B و C). از دیدگاه زمین‌ساختی، این محدوده بخشی از پهنه لوت به شمار می‌رود. مرزهای این پهنه شامل گسل درونه در شمال، پهنه زمین‌درز سیستان و گسل نه‌بندان در شرق، گسل نایبند در غرب و کمپلکس آتشفشانی بزمان و فرونشست جازموریان در جنوب است (Karimpour et al., 2011). دو سامانه گسلی اصلی منطقه شامل گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد نه‌بندان (در شرق) و نایبند (در غرب) به همراه شاخه‌های فرعی آنها، ساختارهای زمین‌ساختی مهم منطقه را تشکیل می‌دهند که به صورت پهنه‌های برشی متعدد در منطقه ظاهر شده‌اند (Khatib et al., 2019). محدوده معدنی گاریجگان نیز به عنوان یک پهنه برشی شناخته می‌شود که کانی‌سازی مس و طلا در امتداد برخی از شکستگی‌های آن قابل مشاهده است (شکل‌های ۲ و ۳- A و B). پهنه‌های برشی به دلیل ماهیت ضعیف ساختاری خود، نقش مهمی در هدایت سیال‌های کانه‌دار و تشکیل مواد معدنی ایفا می‌کنند (Aliyari et al., 2007; Fabricio-Silva et al., 2018; Cheng et al., 2019; Alinia et al., 2022; Kavyani-Sadr et al., 2022a; Kavyani-Sadr et al., 2022b; Alinia et al., 2023).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده گاریجگان. A: در نقشه ایران، B: در استان خراسان جنوبی و C: تصویر ماهواره‌ای محدوده مورد بررسی

Fig. 1. Location of the Garijgan mining area. A: in Iran map, B: in South Khorasan province, and C: The satellite photo map of the study area

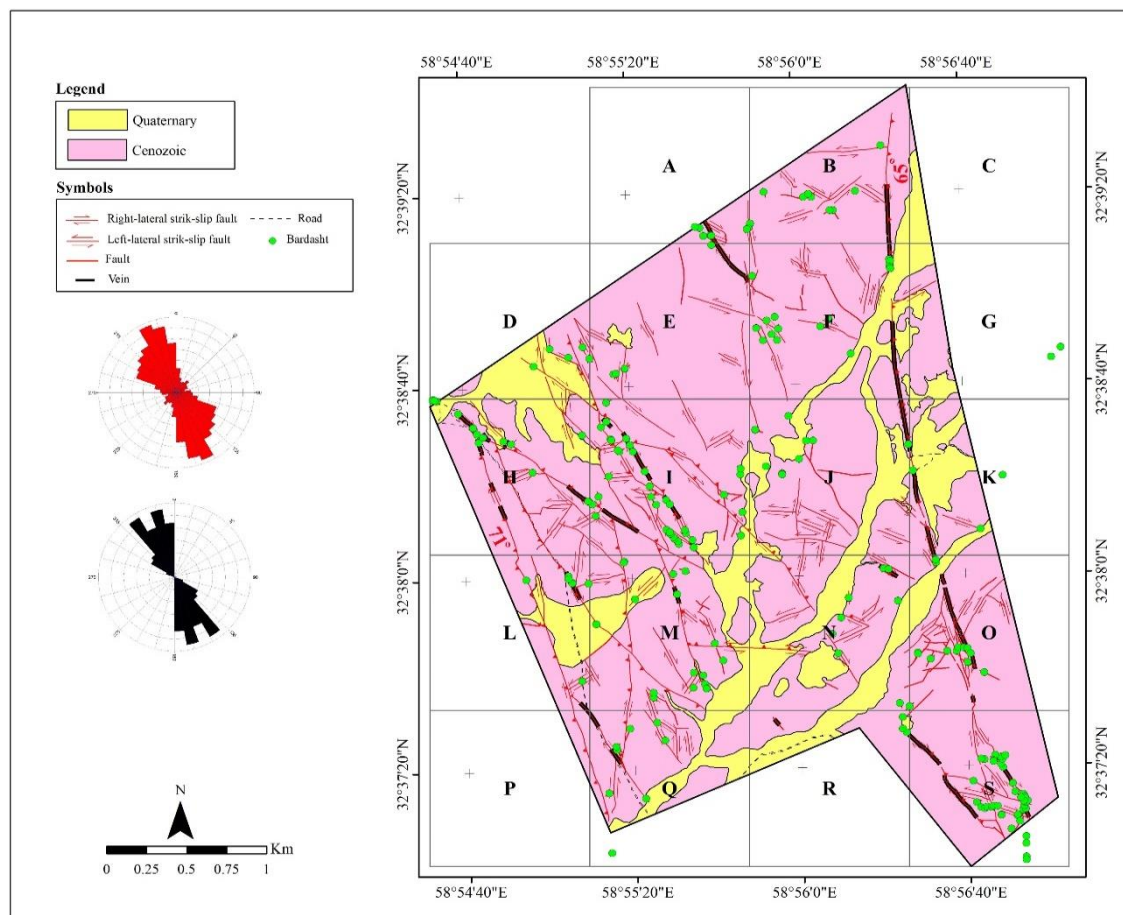
بیشترین فراوانی را دارند و میزبان رگه‌های معدنی هستند. ۲- گسل‌های شمال شرقی- جنوب غربی (امتدادلغز چپ‌بر) که بدون ماده معدنی هستند و ۳) گسل‌های شرقی- غربی (امتدادلغز چپ‌بر با مؤلفه معکوس) که از نوع فرعی بوده و کانی‌سازی در آنها دیده نمی‌شود. کانی‌سازی در این محدوده اغلب به صورت رگه‌های ژاسپروئیدی (شکل ۳-A) و مرتبط با توده‌های نفوذی انوسن- الیگوسن (به عنوان تأمین کننده سیال‌های کانه‌ساز) است. این ژاسپروئیدها که حاصل فعالیت گرمایی هستند، اغلب در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها تمرکز یافته‌اند و به عنوان شاخصی برای

مرز شرقی پهنه برشی گاریجگان توسط یک گسل امتدادلغز راست‌بر با مؤلفه شیپی معکوس (شیب ۶۵ درجه به سمت شمال شرق) و مرز غربی آن توسط گسل مشابهی با شیب ۷۱ درجه به سمت جنوب غرب محدود شده است و بیشتر رگه‌های معدنی در امتداد شکستگی‌های دارای راستای شمال غربی- جنوب شرقی متمرکز شده‌اند (شکل ۲). بر اساس تحلیل نمودار گل سرخی و هیستوگرام خط‌واره‌ها، شکستگی‌های محدوده معدنی گاریجگان به سه گروه اصلی تقسیم می‌شوند (Alinia, 2023): ۱- گسل‌های شمال غربی- جنوب شرقی (امتدادلغز راست‌بر با مؤلفه معکوس) که

اکتشاف طلای اپی‌ترمال سولفید پایین کاربرد دارند (Madondo et al., 2021).

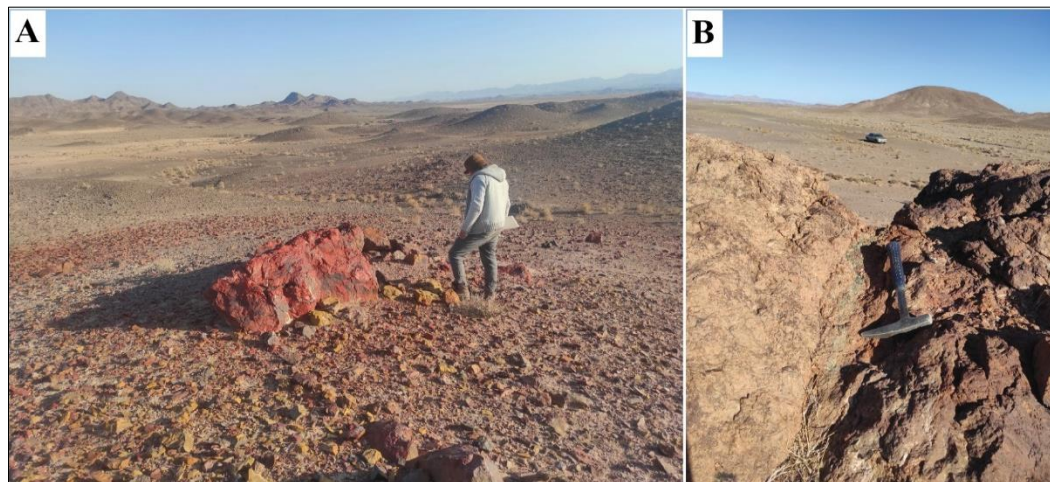
قدیمی‌ترین واحد سنگی در محدوده مورد بررسی، مجموعه آتشفشانی-آذرآواری انوسن با ترکیب حدواسط تا بازیک است که بخش عمده‌ای از منطقه را تحت پوشش قرار داده است. در برخی نقاط، این مجموعه توسط توده‌های نفوذی اسیدی تا حدواسط قطع شده است. رسوب‌های موجود در منطقه اغلب شامل مارن‌های توفی و نهشته‌های کواترنری که به صورت محدود

در برخی بخش‌ها مشاهده می‌شوند. بررسی‌های انجام‌شده بیانگر آن است که سامانه‌های متقاطع گسل‌ها و شکستگی‌های متعدد در محدوده گاریجگان نقش اساسی در هدایت گدازه‌ها و فرایندهای کانه‌زایی داشته‌اند. کانی‌زایی مس اکسیدی و طلا (سولفید پایین) در این منطقه تحت تأثیر عوامل متعددی از جمله شرایط زمین‌ساختی، دگرسانی‌های گرمایی، فعالیت‌های ماگمایی و توسعه پهنه‌های برشی قرار گرفته است (شکل ۳-A و B).



شکل ۲. نقشه ساختاری منطقه گاریجگان همراه با موقعیت رگه‌های معدنی. در این نقشه، نمودار گل سرخی قرمز رنگ مربوط به گسل‌ها و نمودار گل سرخی سیاه مربوط به رگه‌های کانی‌سازی است. چنان‌که دیده می‌شود، بیشتر رگه‌های معدنی در امتداد شکستگی‌های دارای روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق متمرکز شده‌اند.

Fig. 2. The structural map of the Garijgan area along with the location of the ore veins. (The red rose diagram corresponds to faults and the black one corresponds to mineralization veins.) As can be seen, most of the mineral veins are concentrated along fractures with a northwest- southeast trend.



شکل ۳. کانی‌سازی رگه‌ای در محدوده گاریجگان. A: کانی‌سازی همراه با رگه‌های ژاسپ در امتداد گسل‌های پهنه برشی و B: کانی‌سازی رگه‌ای مس

Fig. 3. The vein-style mineralization in the Garijgan area. A: Mineralization in association with jasper veins in the shear zone faults, and B: Copper vein mineralization

2023). در این پژوهش، ابتدا داده‌های لندست ۷ با تفکیک مکانی ۱۵ متر (داده تلفیقی با باند ۸) پردازش و تفسیر شد تا نقشه پایه شکستگی‌ها تهیه شود. پس از شناسایی خطواره‌ها، منطقه مورد بررسی به یک شبکه ۱۹ سلولی (هر سلول به اندازه ۱×۱ کیلومتر) با مساحت کلی ۱۹ کیلومتر مربع تقسیم‌بندی شد تا کنترل‌کننده‌های ساختاری به دقت بررسی شوند. سپس عوارض ساختاری (۵۷ گسل در قالب ۲۴۶ برداشت) و ۳۳ رگه معدنی در هر سلول برداشت شد و نمودارهای گل سرخی گسل‌ها و رگه‌های کانی‌سازی ترسیم شد.

در گام بعدی، با استفاده از نرم‌افزار Win-Tensor، راستای تنش اصلی (σ₁) برای هر شبکه محاسبه و سازوکار کانونی ناشی از کینماتیک گسل‌ها ترسیم شد که به بازسازی الگوی تنش دیرین منطقه منجر شد. در نهایت، با توجه به نتایج حاصل از بازسازی راستای تنش اصلی و برداشت‌های ساختاری در ۱۹ سلول، مدل‌سازی سه‌بعدی ساختارهای زمین‌شناسی تا عمق ۳۰۰ متر با نرم‌افزارهای Move2016.1 و Geosoft انجام شد. این رویکرد جامع، امکان شناسایی دقیق روندهای ساختاری مؤثر در

شواهد زمین‌شناسی مختلف (از جمله شکل رگه-رگچه‌ای ماده معدنی، دگرسانی ژاسپرویدی، آرژیلیک و آلونیتی، بافت شانه‌ای و رشته‌ای و...) نشان‌دهنده آن است که کانی‌سازی از نوع اپی‌ترمال بوده و ساختارهای حاصل از تنش‌های منطقه (شامل شبکه درزه‌ها و شکستگی‌های فرعی) بهترین بستر را برای تمرکز مواد معدنی فراهم کرده‌اند. از سوی دیگر، تحلیل هندسه ساختاری منطقه نشان می‌دهد که تقاطع پهنه‌های برشی و تشکیل بلوک‌های گسلی در امتداد رگه‌های معدنی، عامل اصلی کنترل‌کننده توزیع کانی‌زایی در این محدوده بوده است. این یافته‌ها می‌تواند در برنامه‌ریزی اکتشافات آینده منطقه راه‌گشا باشد.

روش مطالعه

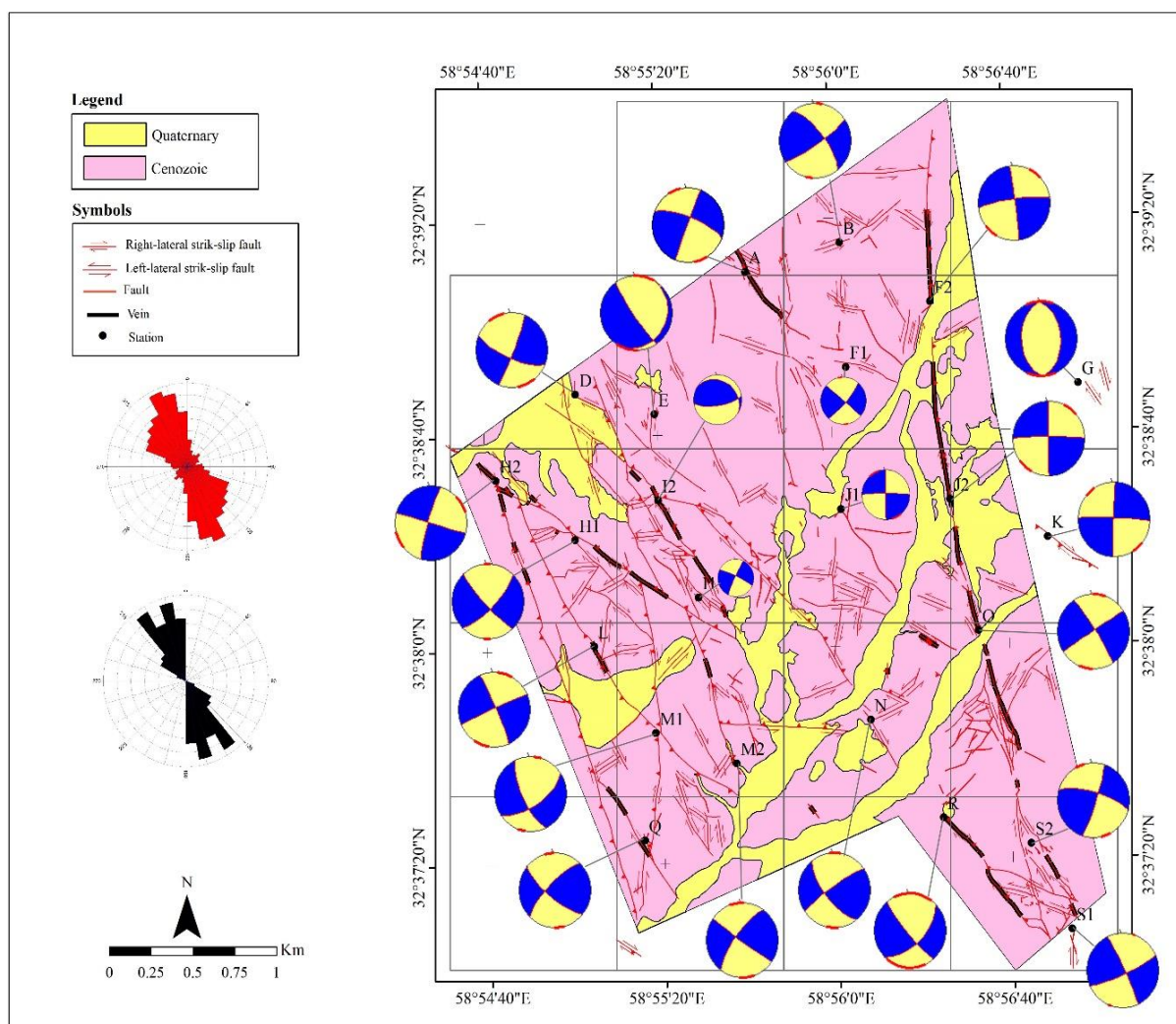
امروزه برای بررسی‌های آماری شکستگی‌ها، علاوه بر برداشت‌های صحرایی، از روش‌های دیگر مانند سنجش از دور و پردازش داده‌های ماهواره‌ای نیز برای تهیه نقشه پراکندگی شکستگی‌ها استفاده می‌شود (Gholamzadeh et al., 2015; Ahmadi, 2015; Alinia et al., 2022; Alinia et al., and Pekkan, 2021).

کانی‌سازی و ارزیابی پتانسیل معدنی منطقه را فراهم آورد.

بحث و تحلیل

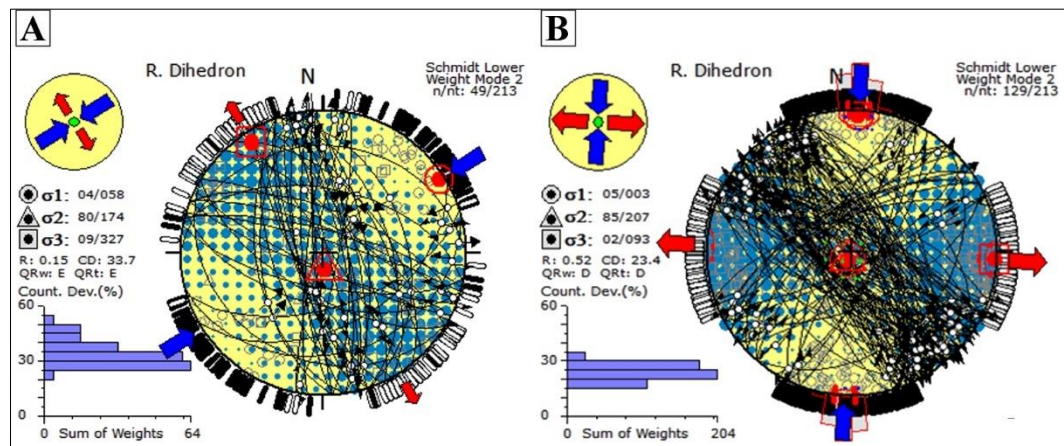
تحلیل ساختارهای گسلی در محدوده گاریجگان نشان می‌دهد که این منطقه دست کم دو فاز تنش اصلی را تجربه کرده است (Alinia et al., 2023) (شکل‌های ۴ و ۵-A و B). در ائوسن، رژیم تنش به صورت فشارشی با جهت شمال‌شرقی - جنوب‌غربی

($\sigma_1=58/04$) و گسل‌های امتدادلغز غالب بوده است، در حالی که مجاورت با توده‌های آذرین باعث ایجاد رژیم تراکششی محلی شده است. در کواترنری، جهت تنش به شمالی - جنوبی ($\sigma_1=3/05$) تغییر یافته و رژیم به ترافشارشی - امتدادلغز تبدیل شده است. این تغییرها نشان‌دهنده چرخش حدود ۵۵ درجه‌ای محور σ_1 خلاف جهت عقربه‌های ساعت از ائوسن تا کواترنری است.



شکل ۴. نقشه ساختاری محدوده گاریجگان به همراه موقعیت رگه‌ها و سیکلوگراف آنها در ایستگاه‌های برداشت‌شده. نمودار گل سرخی قرمز مربوط به گسل‌ها و نمودار گل سرخی مشکی مربوط به رگه‌های کانی‌سازی است.

Fig. 4. Structural map of the Garijgan area with the location of ore veins and their cyclographs at the stations measured. The red rose diagram corresponds to faults and the black one is ore veins.



شکل ۵. A: موقعیت محورهاى تنش حاکم بر محدوده گاریجگان در زمان ائوسن و B: موقعیت محورهاى تنش حاکم بر محدوده در زمان کواترنری

Fig. 5. A: The position of the stress axes imposed on the Garijgan area during the Eocene, and B: The position of the stress axes governing on the area during the Quaternary

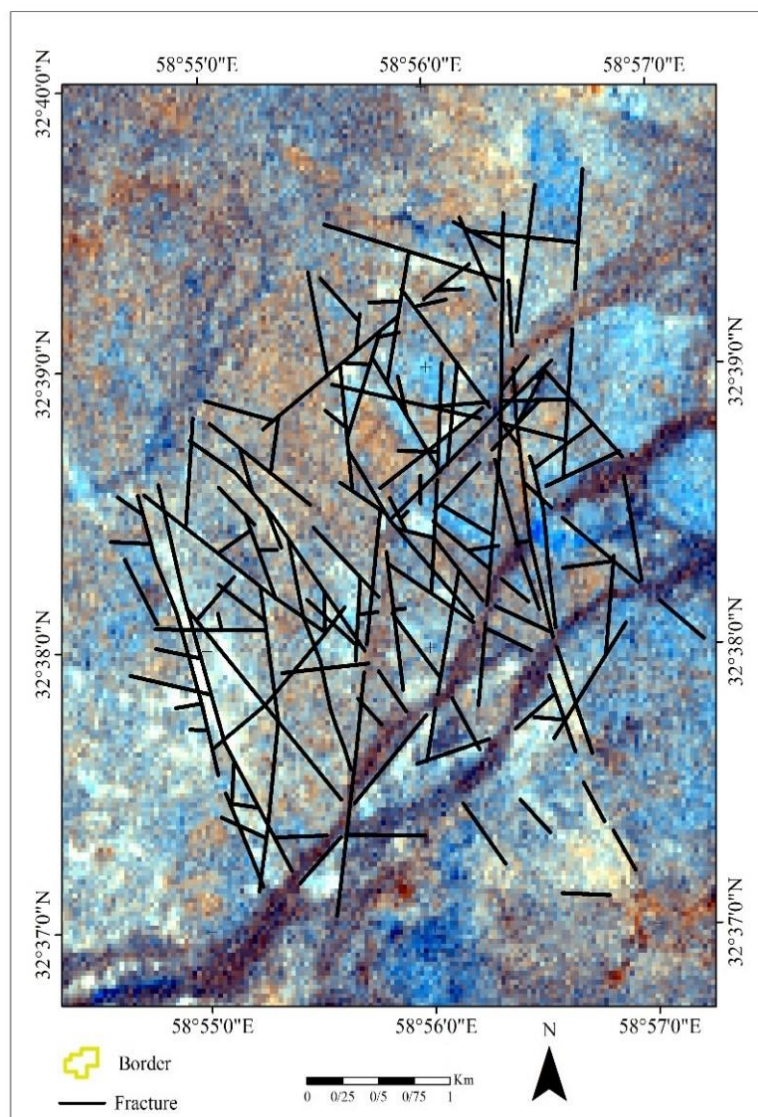
مقادیر میانگین منطقه‌ای هر مؤلفه هستند. نتایج به دست آمده از این مدل‌سازی نشان می‌دهد که تراکم شکستگی‌ها در سلول‌های I، O و S بیشترین مقدار را دارد. این موضوع بیانگر فعالیت زمین‌ساختی بالاتر این مناطق است (شکل ۷). به علاوه، الگوی تراکم شکستگی‌ها با جهت تنش بیشینه منطقه و تمرکز رگه‌های معدنی همخوانی دارد (شکل ۸). این انطباق می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط ساختارها با توده‌های نفوذی در اعماق باشد. به هر حال تأیید نهایی این موضوع نیاز به بررسی‌های ژئوفیزیکی دارد.

سپس در گام بعدی، مدل‌سازی فرکتالی شکستگی‌ها با روش شمارش جعبه‌ای انجام شد. برای این منظور، منطقه مورد بررسی با شبکه‌ای از مربع‌های به ابعاد (r) پوشانده شد و تعداد مربع‌های حاوی گسل‌ها (N(r)) در هر مرحله شمارش شد. با ترسیم نمودار $\log(r)$ در برابر $\log(N(r))$ و محاسبه شیب خط رگرسیون، بعد فرکتالی محاسبه شد. نتایج محاسبات فرکتالی نشان می‌دهد که سلول I با بیشترین مقدار (۱/۸۳۷۸) و سلول M با مقدار ۱/۷۴۲۳ به ترتیب بالاترین ابعاد فرکتالی را دارند (شکل ۹). این الگو نشان‌دهنده تمرکز بیشترین فعالیت زمین‌ساختی در مرکز محدوده و بیانگر بلوغ زمین‌ساختی کمتر و پویایی بالاتر این ناحیه است.

در همین راستا، بر اساس داده‌های کینماتیک گسل‌ها و تحلیل میدان تنش دیرین در بخش شمالی کمر بند کوه‌زایی سیستان در شرق ایران، مشخص شده است که رژیم تنش شرق ایران در سنوزوئیک پایانی تغییرهای شدیدی را پشت سر گذاشته است (Jentzer et al., 2017). این تغییرها شامل سه مرحله چرخش جهت تنش اصلی (σ1) از N90 در میوسن میانی-پایانی به N60 در پلیوسن پایانی و سپس به N25 در پلیو-کواترنری بوده است. این سیر تحول، نشان‌دهنده چرخش حدود ۶۵ درجه‌ای σ1 در مدت کمتر از ۱۰ میلیون سال خلاف جهت عقربه‌های ساعت است (Jentzer et al., 2017).

مدل‌سازی دوبعدی شکستگی‌ها و رگه‌های معدنی

در گام اول این مدل‌سازی، با پردازش تصاویرهای ماهواره‌ای، خط‌واره‌های منطقه شناسایی و ترسیم شد (شکل ۶). سپس با استفاده از روش هاردکستل در نرم‌افزار ArcGIS، نقشه تراکم گسل‌ها با محاسبه مؤلفه‌های طول (a)، تقاطع (b) و تعداد خط‌واره‌ها (c) در هر سلول تهیه شد. این محاسبات بر اساس رابطه $pf = (a/A) + (b/B) + (c/C)$ انجام شد که در آن A، B و C



شکل ۶. تصویر نهایی حاصل از پردازش PCA ترکیب PC4-، PC4+PC5- و PC5 در رنگ‌های قرمز، سبز و آبی را نشان می‌دهد که برای شناسایی مناطق دگرسانی گرمابی استفاده شده است. در این تصویر، پیکسل‌های روشن نشان‌دهنده نواحی دارای هر دو نوع دگرسانی هیدروکسیل و اکسید آهن هستند؛ در حالی که رنگ‌های آبی روشن تا تیره، مناطقی با غلظت بالاتر هیدروکسیل را مشخص می‌کنند. مناطق غنی از اکسید آهن نیز به رنگ‌های زرد و نارنجی ظاهر شده‌اند. خطوط سیاه نیز موقعیت خطواره‌ها را نمایش می‌دهند.

Fig. 6. The final image from the PCA processing shows the combination of PC4-, PC4+PC5- and PC5 in red, green and blue colors, which were used to identify hydrothermal alteration zones. In this image, bright pixels indicate areas with both hydroxyl and iron oxide alteration, while light to dark blue colors indicate areas with higher hydroxyl concentrations. Iron oxide-rich areas appear in yellow and orange colors, and black lines indicate the location of lineaments.

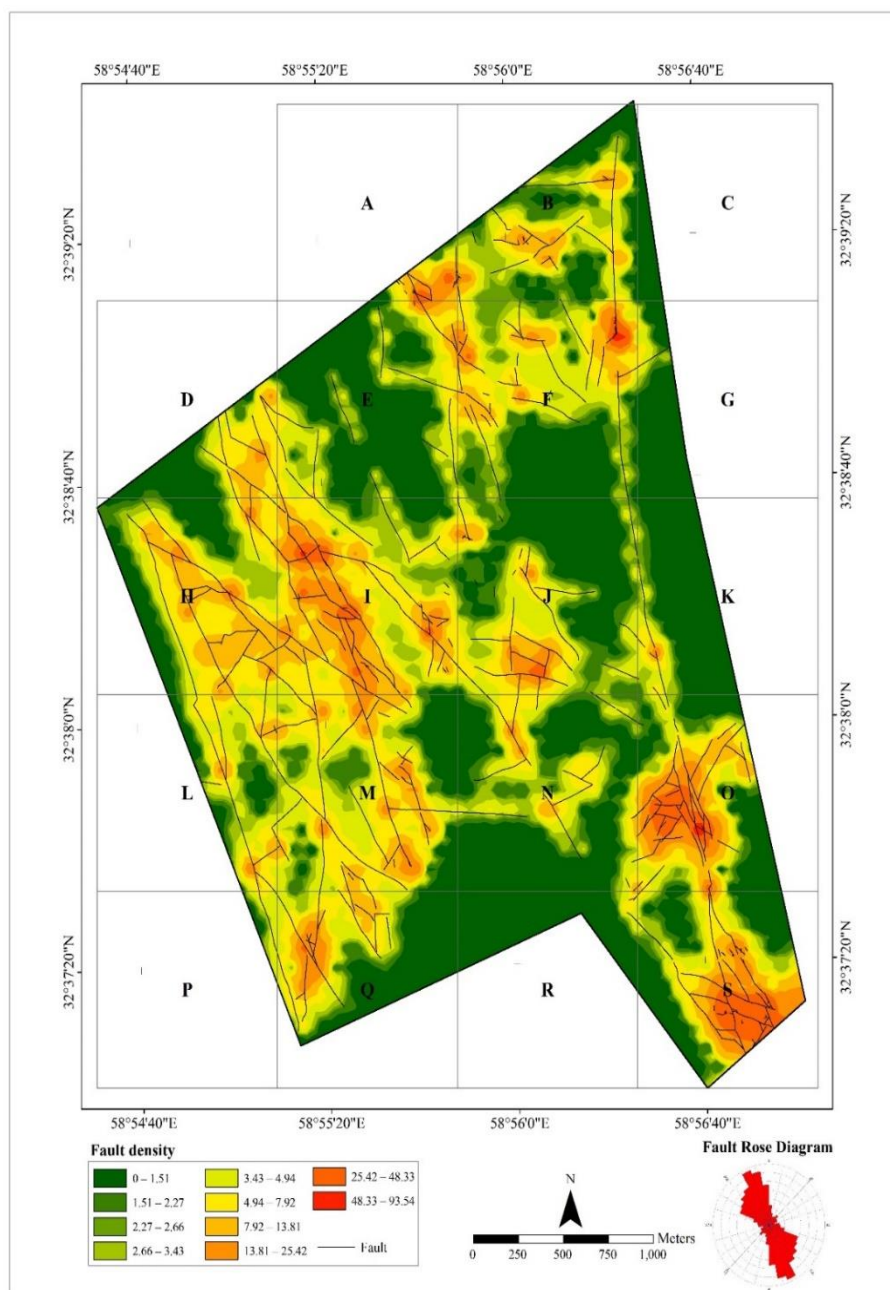
مدل‌سازی سه‌بعدی گسل‌ها و رگه‌های کانی‌سازی

ابتدا نقشه ساختاری منطقه بر اساس برداشت‌های صحرایی (۵۷)

گسل با ۲۴۶ برداشت و ۳۳ رگه معدنی تهیه شد (شکل ۴). سپس

برای تحلیل پتانسیل لغزش در سطوح گسلی محدوده گاریجگان،

با استفاده از نرم‌افزارهای 2016.1 Move و Geosof، گسل‌ها و رگه‌های معدنی (بر اساس امتداد و شیب) مدل‌سازی شد (شکل ۱۰ و جدول ۱). (با مؤلفه‌های هندسی کامل شامل امتداد، شیب، ریک و سازوکار)

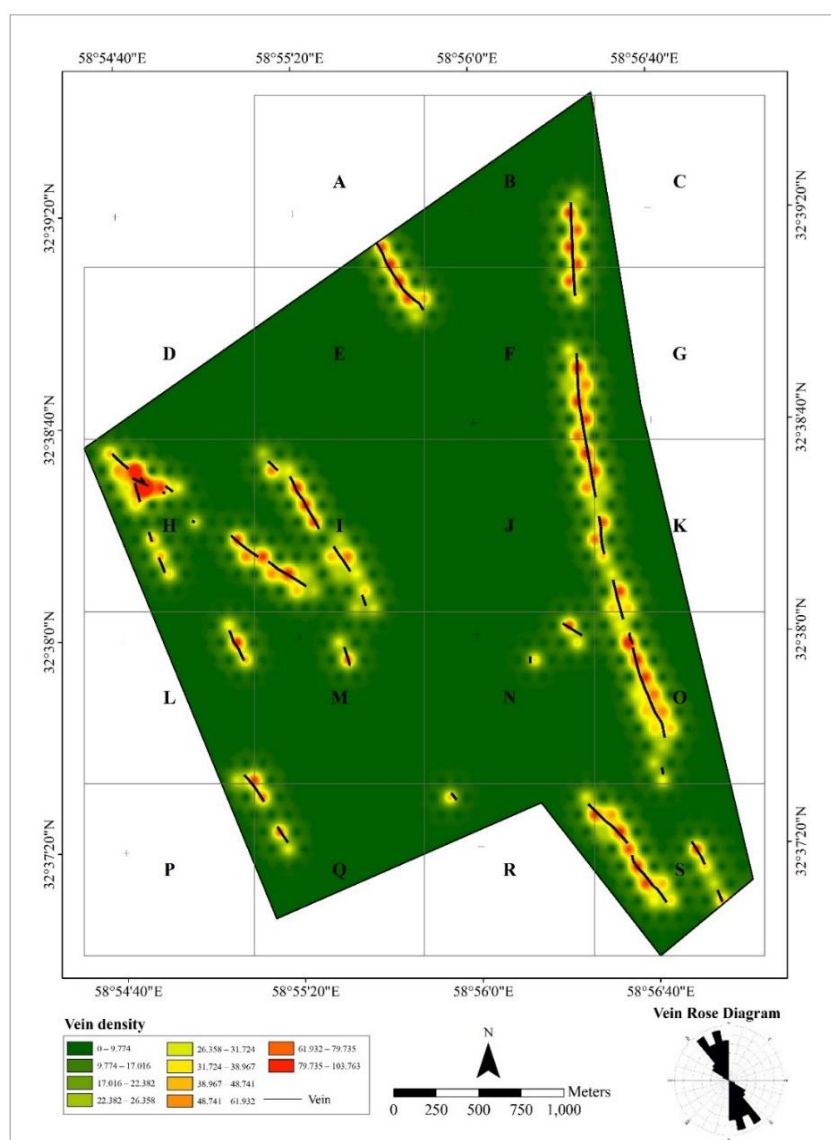


شکل ۷. نقشه تراکم گسل‌ها در شبکه ۱۹ سلولی ایجاد شده برای محدوده گاریجگان. چنان‌که دیده می‌شود، سلول‌های I، O و S بیشترین تمرکز گسل‌ها را دارند که نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی بالاتر آنهاست.

Fig. 7. Fault density map in the 19-cell grid created for the Garijgan area. As can be seen, cells I, O, and S have the highest density of faults, indicating their higher tectonic activity.

2011) که نشان می‌دهد ساختارهای پهنه‌های برشی در بلوک لوت تا اعماق بیش از ۳۰۰ متر تداوم دارند، انتخاب شده است. این یافته‌ها بیانگر آن است که عمق ۳۰۰ متری برای بررسی الگوهای کانی‌سازی در منطقه، عمقی مناسب و قابل اعتماد است.

این مدل‌سازی تا عمق ۳۰۰ متری انجام شد تا مناطق مستعد لغزش تحت تأثیر تنش‌های اصلی منطقه شناسایی شوند. این عمق بر اساس بررسی‌های ژئوفیزیکی (داده‌های مغناطیس‌سنجی و گرانی‌سنجی) انجام شده توسط کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al.,)

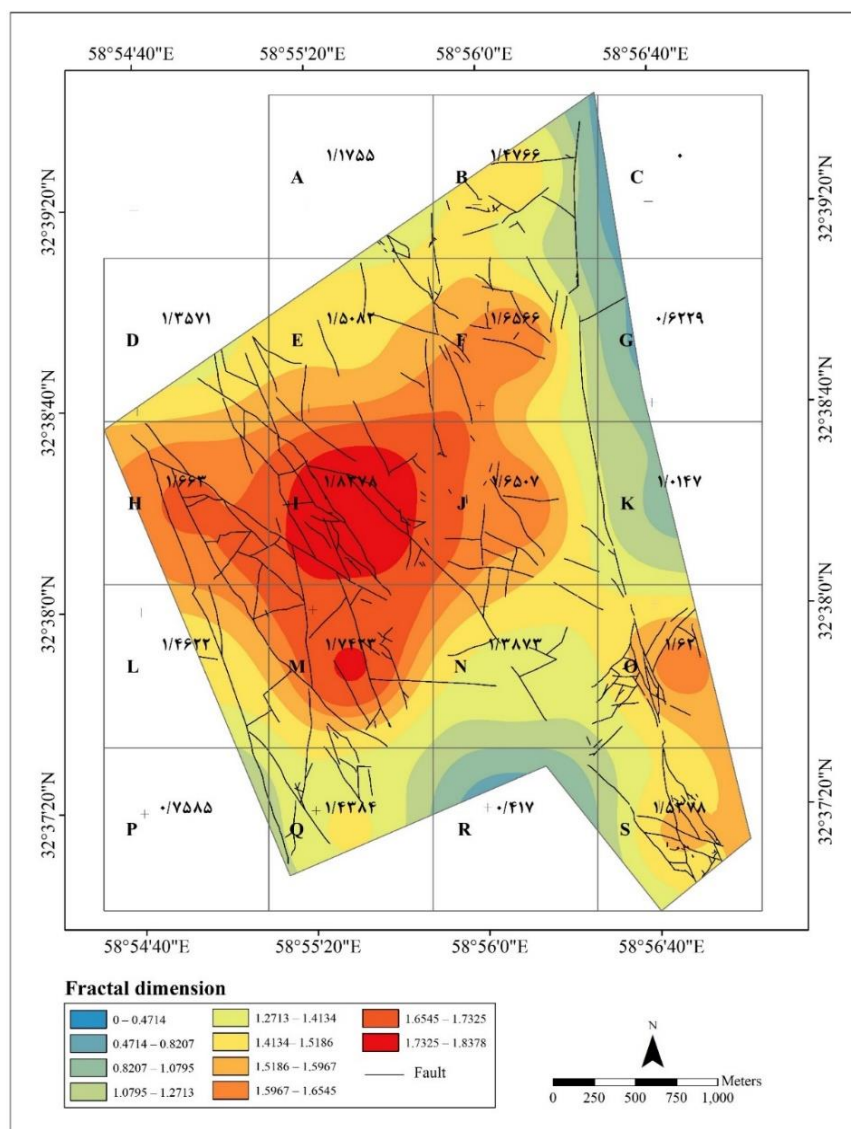


شکل ۸. نقشه تراکم رگه‌های معدنی در شبکه ۱۹ سلولی ایجاد شده در محدوده گاریجگان. چنان‌که مشخص است سلول‌های I و S بیشترین تمرکز رگه‌های معدنی را دارند که انطباق خوبی با تمرکز گسل‌ها نشان می‌دهد.

Fig. 8. Density map of ore veins in the 19-cell grid created for the Garijgan area. As observed, cells I and S exhibit the highest concentration of ore veins, showing a good correlation with fault densities.

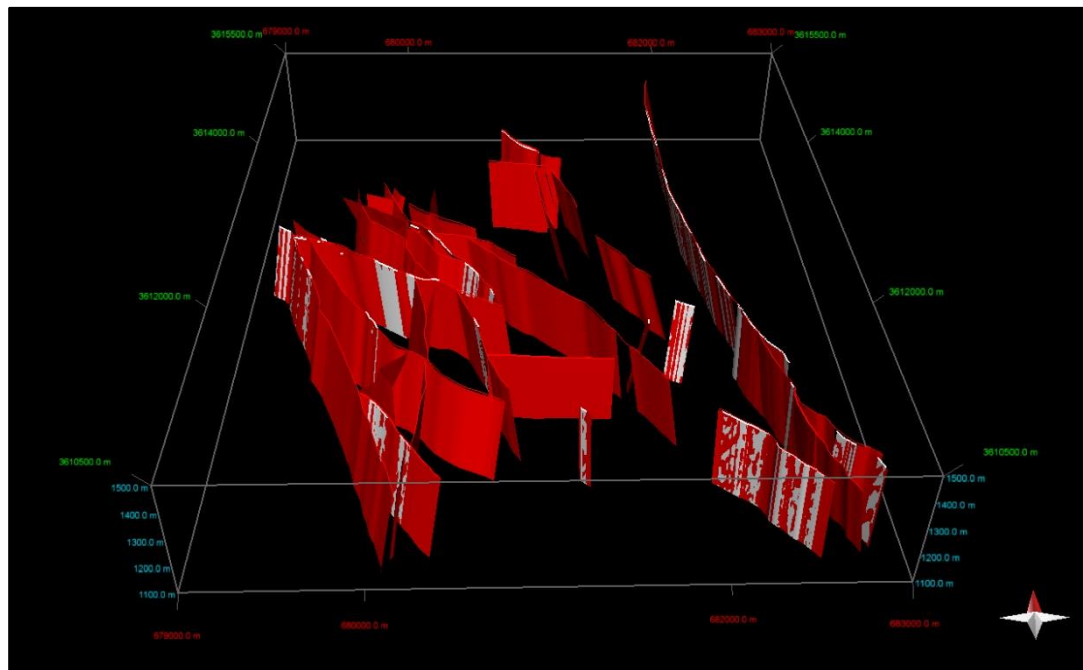
در مرحله نهایی مدل‌سازی، آخرین تنش محاسبه شده ($\sigma_1=3/05$) اعمال شد و مناطق مستعد لغزش روی سطح ۵۷ گسل با مقادیری بین صفر تا ۱ ترسیم شد. به منظور انتقال این سطوح گسلی به نرم‌افزار Oasis Montaj، لازم بود سطوح به نقاط مجزا تبدیل شوند؛ بنابراین با استفاده از نرم‌افزار Move، این سطوح به

۱۸۶۱۵ نقطه تبدیل شد. در ادامه، در محیط نرم‌افزار Oasis Montaj، پهنه‌بندی مناطق مستعد لغزش انجام شد (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). مقادیر نزدیک به ۱ نشان‌دهنده پتانسیل بالاتر گسیختگی و فضای باز بیشتر در آن نواحی است.



شکل ۹. نقشه فرکتال شکستگی‌های محدوده معدنی گاریجگان. چنان‌که دیده می‌شود، سلول I در بخش مرکزی محدوده (با مقدار ۱/۸۳۷۸)، بیشترین بعد فرکتالی را دارد.

Fig. 9. Fractal map of the fractures in the Garijgan mining area. As can be seen, cell I in the central part of the area (1.8378 value) has the highest fractal dimension.



شکل ۱۰. مدل‌سازی گسل‌ها و رگه‌های معدنی تا عمق ۳۰۰ متر در محدوده گاریجگان (گسل‌ها به رنگ قرمز و رگه‌های معدنی به رنگ سفید)

Fig. 10. Faults and ore veins modeling in the Garijgan area up to 300 meters depth (Red colors represent faults; white colors represent ore veins)

جدول ۱. مشخصات رگه‌های معدنی برداشت شده در محدوده گاریجگان

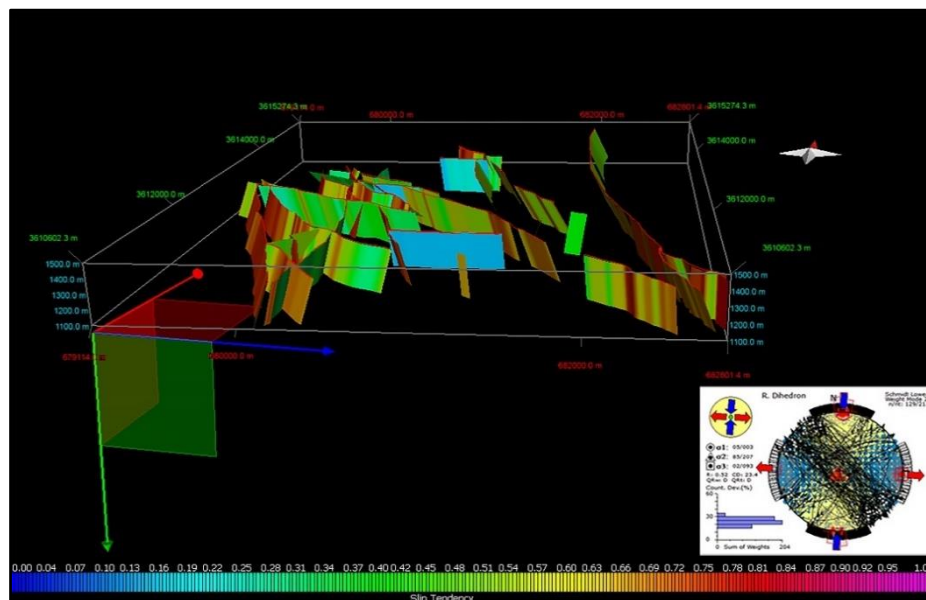
Table 1. Characteristics of the measured ore veins in the Garijgan area

VEINS	XSTART	YSTART	XEND	YEND	THICKNESS (CM)	LENGTH (M)	STRIKE	DIP
V1	681904	3614803	681929	3614259	20	487	89	65NE
V2	681939	3613926	682050	3613089	30	722	81	65NE
V3	682070	3612979	682102	3612758	10	198	85	63NE
V4	682154	3612609	682214	3612379	15	207	76	64NE
V5	682249	3612302	682268	3612236	10	61	65	84NE
V6	682268	3612216	682458	3611691	15	454	63	84NE
V7	682441	3611520	682449	3611478	15	39	78	84NE
V8	682616	3611088	682694	3610955	15	105	40	89NE
V9	682768	3610806	682796	3610739	15	69	68	90NE
V10	682267	3611010	682470	3610736	15	289	55	85NE
V11	682008	3611306	682239	3611078	15	269	55	85NE
V12	681857	3612356	681972	3612286	20	105	214	74SW
V13	681668	3612166	681668	3612126	20	34	269	69SW
V14	681202	3611369	681234	3611330	15	39	50	85NE
V15	680760	3614569	681038	3614176	10	409	50	85NE
V16	680125	3613300	680183	3613245	15	71	43	81NE
V17	680253	3613210	680426	3612905	25	308	75	41NE

ادامه جدول ۱. مشخصات رگه‌های معدنی برداشت‌شده در محدوده گاریجگان

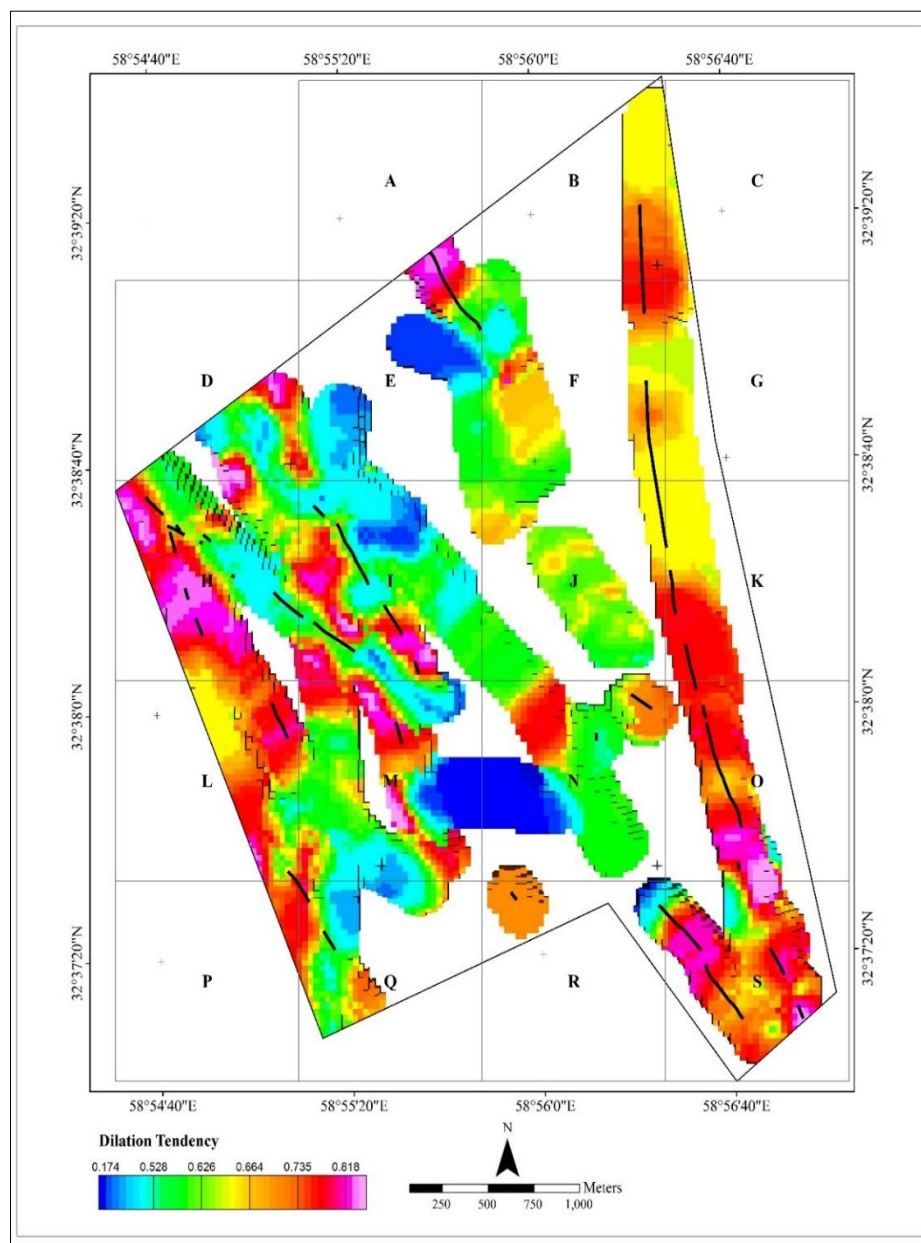
Table 1 (Continued). Characteristics of the measured ore veins in the Garijgan area

VEINS	XSTART	YSTART	XEND	YEND	THICKNESS (CM)	LENGTH (M)	STRIKE	DIP
V18	680510	3612804	680608	3612657	15	141	245	74SW
V19	680678	3612522	680701	3612458	35	57	245	74SW
V20	680572	3612220	680607	3612110	20	101	85	76NE
V21	680126	3612716	680351	3612571	25	205	30	81NE
V22	679907	3612867	680070	3612744	25	156	30	81NE
V23	679504	3613119	679521	3613112	10	19	30	81NE
V24	679524	3613155	679566	3613122	25	47	35	80NE
V25	679376	3613203	679399	3613173	30	33	45	81NE
V26	679328	3613199	679423	3613154	15	96	30	81NE
V27	679210	3613343	679305	3613253	25	104	250	70SW
V28	679343	3613171	679372	3613062	15	98	250	70SW
V29	679425	3612888	679444	3612830	10	55	250	70SW
V30	679483	3612738	679520	3612650	15	82	250	70SW
V31	679898	3612315	679986	3612139	25	138	235	73SW
V32	679985	3611474	680102	3611319	10	129	239	71SW
V33	680180	3611175	680243	3611081	10	103	239	71SW



شکل ۱۱. مناطق مستعد لغزش روی سطوح گسل تحت تأثیر تنش‌های وارده شده. در این نمودار، محورهای قرمز (σ_1)، سبز (σ_2) و آبی (σ_3) جهت‌های اصلی تنش را نمایش می‌دهند که نواحی قرمز رنگ آن بیانگر بیشترین پتانسیل لغزش است.

Fig. 11. Areas prone to slip on the fault surfaces under the influence of applied stresses. In this diagram, the red (σ_1), green (σ_2), and blue (σ_3) axes represent the principal stress directions, with the red areas indicating the highest slip potential.

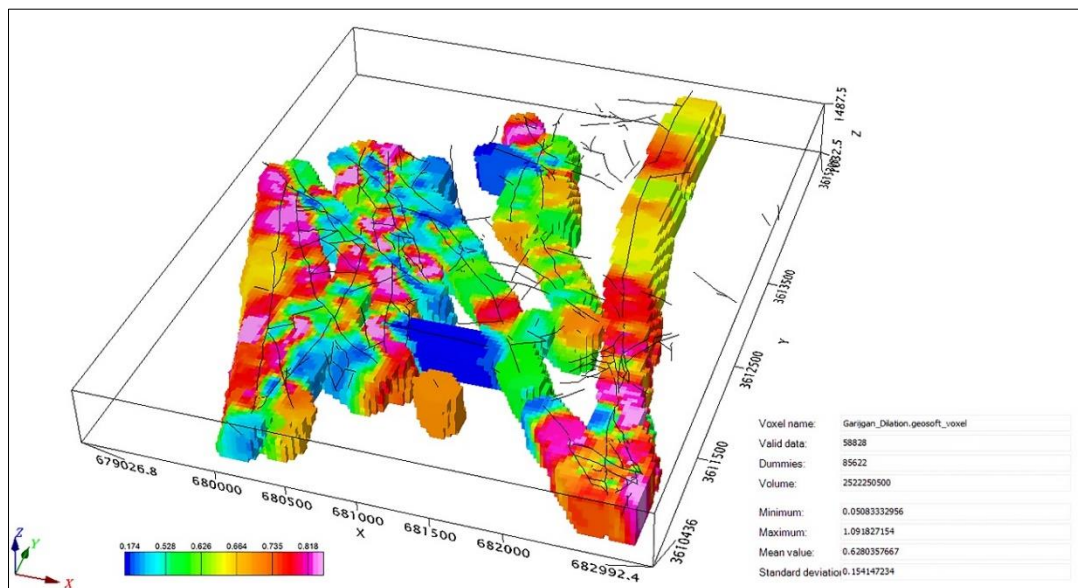


شکل ۱۲. پهنه‌بندی فضاهای باز شده به همراه موقعیت رگه‌ها (سیاه رنگ) در محدوده گاریجگان

Fig. 12. Open spaces zoning along with ore vein locations (black color) in Garijgan mining area

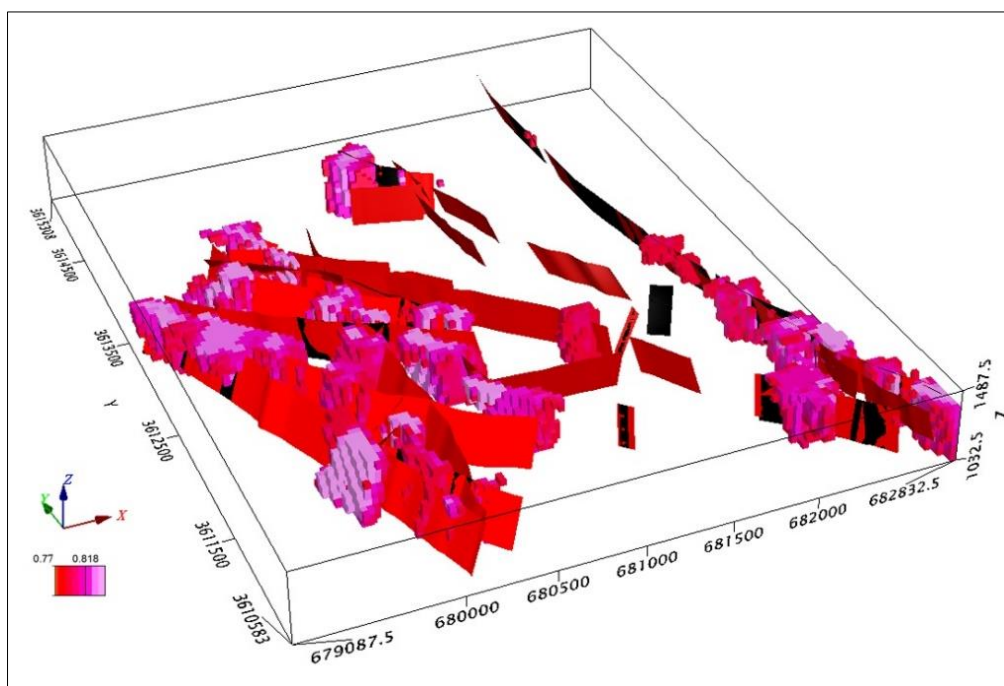
ممکن ۳۸۴,۵۸۸,۷۵۰ متر مکعب برآورد شد (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). در نهایت، بر اساس داده‌های برداشت‌شده و مدل‌سازی‌های انجام‌شده، حجم فضاهای خالی ناشی از شکستگی‌ها برای هر سلول محاسبه شد (جدول ۲).

بر اساس مدل‌سازی انجام‌شده و تحلیل مؤلفه‌های آماری، حجم کل فضاهای باز شده در محدوده برابر ۲,۵۲۲,۲۵۰,۵۰۰ متر مکعب با میانگین (X) ۰/۶۲ و انحراف معیار (S) ۰/۱۵۴ محاسبه شد. با در نظر گرفتن مقدار X+S به عنوان حد زمینه، حجم فضاهای باز شده



شکل ۱۳. مناطق بالقوه دارای فضاهای باز در محدوده معدنی گاریجگان

Fig. 13. Potential zones containing open spaces in the Garijgan mining area



شکل ۱۴. موقعیت فضاهای باز شده ممکن به همراه موقعیت گسل‌ها (صفحه‌های قرمز رنگ) و رگه‌ها (صفحه‌های سیاه رنگ) در محدوده معدنی گاریجگان (رنگ صورتی فضاهای باز را نشان می‌دهد).

Fig. 14. The positions of the possible open spaces along with faults (red planes) and veins (black planes) locations in the Garijgan area

جدول ۲. حجم فضاهای باز حاصل از مدل‌سازی سه‌بعدی در محدوده گاریجگان

Table 2. The open spaces obtained from the 3D modeling in the Garijgan area

Cell	Open spaces volume (m ³)	Cell	Open spaces volume (m ³)
A	8435656	K	6334781
B	0	L	11093906
C	0	M	58470781
D	30259031	N	35446906
E	14234500	O	30945031
F	300125	P	5048531
G	0	Q	7535281
H	74163031	R	0
I	49552781	S	52768406
J	0	Total	384588750

احتمالی پر شده با سیال‌ها، می‌تواند به عنوان گام نخست در برنامه‌های اکتشافی در نظر گرفته شود تا در تلفیق با نتایج ژئوفیزیک، محل حفاری‌های عمقی و سایر عملیات اکتشافی تعیین شود.

بر اساس محاسبات انجام‌شده، حجم فضاهای باز ناشی از شکستگی‌ها تا عمق ۳۰۰ متری که می‌توانسته‌اند با سیال‌ها پر شوند، برابر با ۳۰۶,۷۸۷ متر مکعب برآورد می‌شود که معادل با ۰/۰۸ درصد از کل فضاهای باز برآورد شده در منطقه گاریجگان است (جدول ۳). این روش مدل‌سازی فضاهای باز و فضاهای

جدول ۳. نتایج نهایی مدل‌سازی سه‌بعدی در محدوده گاریجگان

Table 3. 3D modeling final results in the Garijgan area

Item	value
total volume (up to 300 meters depth)	3356888523 m ³
open spaces (resulted from fracturing up to 300 meters depth)	384588750 m ³
open spaces (resulted from fracturing)	11.46 %
open spaces filled with fluids (up to 300 meters depth)	306787 m ³
open spaces filled with fluids relative to total open spaces	0.08 %

نتیجه‌گیری

زمین‌ساختی، الگوی شکستگی‌ها و کانی‌سازی در محدوده گاریجگان است. تحلیل‌های جامع انجام‌شده با استفاده از تلفیق

نتایج این پژوهش نشان‌دهنده ارتباط معنادار بین ساختارهای

روش‌های سنجش از دور، مدل‌سازی فرکتالی، تحلیل تنش دیرین و مدل‌سازی سه‌بعدی، تصویر روشنی از فرایندهای کنترل‌کننده کانی‌سازی در این منطقه ارائه می‌دهد. بررسی‌های ساختاری نشان‌داد که این منطقه از زمان اتوسن تا کوارترنری، تحت تأثیر دو فاز تنش اصلی قرار گرفته و چرخشی در حدود ۵۵ درجه در محور σ_1 را متحمل شده است. این تغییرات تنش به تشکیل سه سامانه گسلی اصلی با راستای شمال‌غرب- جنوب‌شرق، شمال‌شرق- جنوب‌غرب و شرقی- غربی منجر شده است که سامانه اول به عنوان مهم‌ترین مجرای کانی‌سازی ایفای نقش کرده است. مدل‌سازی فرکتالی و تحلیل تراکم شکستگی‌ها نشان‌داد که مرکز محدوده با بالاترین ابعاد فرکتالی ($1/83$) بیشترین پتانسیل کانی‌سازی را دارد. این یافته با تمرکز رگه‌های ژاسپروئیدی حاوی کانی‌سازی در امتداد گسل‌های اصلی همخوانی کامل دارد. علاوه بر این، مدل‌سازی و برآوردهای کمی انجام‌شده بیانگر آن است

که $11/46$ درصد از حجم کل محدوده تا عمق ۳۰۰ متری، دارای فضاهای خالی است. از این مقدار، حدود $0/08$ درصد (معادل با $306,787$ مترمکعب) می‌توانسته توسط سیال‌ها پر شده باشد. این نتایج نه تنها درک بهتری از کنترل‌های ساختاری کانی‌سازی ارائه می‌دهد؛ بلکه می‌تواند به عنوان گام نخست در برنامه‌های اکتشافی در نظر گرفته شود تا در تلفیق با نتایج ژئوفیزیک، محل حفاری‌های عمقی و سایر عملیات اکتشافی تعیین شود.

به طور کلی، یافته‌های این پژوهش می‌تواند به عنوان الگویی برای اکتشافات معدنی در مناطق مشابه با شرایط زمین‌ساختی مشابه مورد استفاده قرار گیرد. با این حال، انجام بررسی‌های تکمیلی ژئوفیزیکی و حفاری برای تأیید دقیق‌تر این مدل‌ها توصیه می‌شود.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

References

- Abdollahi Sharif, J., Imamalipour, A., Alipour, A. and Mokhtarian Asl, M., 2010. The station of modeling the mine resources in economical geology investigations and determination of mineral deposits genes & reserves. *Journal of Economic Geology*, 2(1): 51–59. (in Persian) <https://doi.org/10.22067/econg.v2i1.3685>
- Afzal, P., Fadakar Alghalandis, Y., Khakzad, A., Moarefvand, P. and Rashidnejad Omran, N., 2011. Delineation of mineralization zones in porphyry Cu deposits by fractal concentration–volume modeling. *Journal of Geochemical Exploration*, 108(3): 220–232. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.03.005>
- Afzal, P., Fadakar Alghalandis, Y., Moarefvand, P., Rashidnejad Omran, N. and Asadi Haroni, H., 2012. Application of power-spectrum-volume fractal method for detecting hypogene, supergene enrichment, leached and barren zones in Kahang Cu porphyry deposit, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 112: 131–138. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.08.002>
- Afzal, P., Gholami, H., Madani, N., Yasrebi, A.B. and Sadeghi, B., 2023. Mineral resource classification using geostatistical and fractal simulation in the Masjed Daghi Cu–Mo porphyry deposit, NW Iran. *Minerals*, 13(3): 370. <https://doi.org/10.3390/min13030370>
- Ahmadi, H. and Pekkan, E., 2021. Fault-based geological lineaments extraction using remote sensing and GIS- A review. *Geosciences*, 11(5): 183. <https://doi.org/10.3390/geosciences11050183>
- Alinia, H., 2023. Fractal analysis of volumetric strain in brittle shear zones to estimate vein-style mineral reserves: case studies of Galle Chah-Shourab and Garijgan mineral deposits in eastern Iran. Ph.D. thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, 230 pp. (in Persian with English abstract)
- Alinia, H., Khatib, M.M. and Zarrinkoub, M.H., 2022. The relationship between vein-style mineralization and structural evolution in Galle Chah shear zone, eastern Iran. *Tectonics Journal*, 6(21): 36–52. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22077/jt.2023.5758.1144>
- Alinia, H., Khatib, M.M. and Zarrinkoub, M.H., 2023. Study of the relationship between fracture geometry and vein-style mineralization using paleostress analysis in the Garijgan shear zone, eastern Iran. *Advanced Applied Geology*, 13(3): 624–640. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22055/aag.2022.41920.2320>
- Aliyari, F., Rastad, E. and Zengqian, H., 2007. Orogenic Gold Mineralization in the Qolqoleh Deposit, Northwestern Iran. *Resource Geology*, 57(3): 269–282. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2007.00022.x>
- Bazargani Golshan, M., Arian, M., Afzal, P., Daneshvar Saein, L. and Aleali, M., 2024. Outlining of high-quality parts of coal by concentration–volume fractal model in North Kochakali coal deposit, Central Iran. *Journal of Mining and Environment*, 15(2): 557–579. <https://doi.org/10.22044/jme.2023.13446.2482>
- Bazargani Golshan, M., Arian, M., Afzal, P., Daneshvar Saein, L. and Aleali, M., 2025. Application of fractal models for determining the relationship between REEs and faults in North Kochakali coal deposit, Central Iran. *Scientific Reports*, 15: 1276. <https://doi.org/10.1038/s41598-025-85795-5>
- Cheng, N., Hou, Q., Shi, M., He, M., Liu, Q., Yan, F. and Liu, H., 2019. New Insight into the Genetic Mechanism of Shear Zone Type Gold Deposits from Muping-Rushan Metallogenic Belt (Jiaodong Peninsula of Eastern China). *Minerals*, 9(12): 775. <https://doi.org/10.3390/min9120775>
- Daya, A.A., 2012. Reserve estimation of central part of Choghart north anomaly iron ore deposit through ordinary kriging method. *International Journal of Mining Science and Technology*, 22(4): 573–577. <https://doi.org/10.1016/j.ijmst.2012.01.022>
- Fabricio-Silva, W., Rosière, C.A. and Bühn, B., 2018. The shear zone-related gold mineralization at the Tourmaline deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: structural evolution and the two stages of mineralization. *Mineralium Deposita*, 54: 347–368. <https://doi.org/10.1007/s00126-018-0811-7>
- Gholamzadeh, M., Rahimi, B., Ghaemi, F. and Ahmadi Rohani, R., 2015. Investigation of faults and fractures in Akhlamad (north west Binaloud) based on the satellite data processing and studying fractal characteristics of fracture systems *Tectonics Journal*, 1(2): 77–92. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22077/jt.2015.286>
- Jentzer, M., Fournier, M., Agard, Ph., Omrani, J., Khatib M.M. and Whitechurch, H., 2017.

- Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. *Tectonics*, 36(2): 287–303. <https://doi.org/10.1002/2016TC004275>
- Jin, X., Wang, G., Tang, P., Hu, Ch., Liu, Y. and Zhang, S., 2020. 3D geological modelling and uncertainty analysis for 3D targeting in Shanggong gold deposit (China). *Journal of Geochemical Exploration*, 210: 106442. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.106442>
- Karaman, M., Kumral, Yildirim, M.D., Doner, K.Z., Afzal, P. and Abdelnasser, A., 2021. Delineation of the porphyry-skarn mineralized zones (NW Turkey) using concentration–volume fractal model. *Geochemistry*, 81(4): 125802. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125802>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011. Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut block, Eastern Iran. *Geopersia*, 1(1): 19–54. <https://doi.org/10.22059/jgeo.2011.22162>
- Kavyani Sadr, Kh., Rahimi, B. and Khatib, M.M., 2022a. Investigating the relationship between the dimension of the Riedel fault blocks and number of open spaces in brittle shear zones: analogue and numerical modeling *Tectonics Journal*, 5(17): 57–74. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22077/jt.2021.4452.1115>
- Kavyani-Sadr, Kh., Rahimi B., Khatib, M.M. and Kim, Y-S., 2022b. Assessment of open spaces related to Riedel-shears dip effect in brittle shear zones. *Journal of Structural Geology*, 154: 104486. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104486>
- Kemp, E.A., 2007. 3D geological modeling supporting mineral exploration. In: W.D. Goodfellow (Editor), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, pp. 1051–1061. Retrieved May 19, 2025 from https://www.researchgate.net/publication/362312931_3-D_geological_modelling_supporting_mineral_exploration
- Khatib, M.M., Sadeghi Farshbaf, P., Zarrinkoub, M.H. and Gholami, E., 2019. Structural controlling in the formation of vein-style mines in eastern Iran. *Proceedings of the 8th Iranian Mining Engineering Conference*, University of Birjand, Birjand, Iran.
- Li, X., Yuan, F., Zhang, M., Jia C., Jowitt, S.M., Ord, A., Zheng, T., Hu, X. and Li, Y., 2015. Three-dimensional mineral prospectivity modeling for targeting of concealed mineralization within the Zhonggu iron orefield, Ningwu Basin, China. *Ore Geology Reviews*, 71: 633–654. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.06.001>
- Liu, Zh., Guo, Zh., Wang, J., Wang, R., Shan, W., Zhong, H., Chen, Y., Chen, Y., Deng, H. and Mao, X., 2023. Three-Dimensional Mineral Prospectivity Modeling with the Integration of Ore-Forming Computational Simulation in the Xiadian Gold Deposit, Eastern China. *Applied Sciences*, 13(18): 10277. <https://doi.org/10.3390/app131810277>
- Madondo, J., Canet, C., Nuñez-Useche, F. and Gonzalez-Partida, E., 2021. Geology and geochemistry of jasperoids from the ‘Montaña de Manganeso’ district, San Luis Potosí, north-central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 38 (3): 193–209. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2021.3.1651>
- Mao, X., Zhang, W., Liu, Zh., Ren, J., Bayless, R.C. and Deng, H., 2020. 3D Mineral Prospectivity Modeling for the Low-Sulfidation Epithermal Gold Deposit: A Case Study of the Axi Gold Deposit, Western Tianshan, NW China. *Minerals*, 10(3): 233. <https://doi.org/10.3390/min10030233>
- Meng, F., Li, X., Chen, Y., Ye, R. and Yuan, F., 2022. Three-Dimensional Mineral Prospectivity Modeling for Delineation of Deep-Seated Skarn-Type Mineralization in Xuancheng–Magushan Area, China. *Minerals*, 12(9): 1174. <https://doi.org/10.3390/min12091174>
- Paravarzar, S., Mokhtari, Z., Afzal, P. and Aliyari, F., 2023. Application of an approximate geostatistical simulation algorithm to delineate the gold mineralized zones characterized by fractal methodology. *Journal of African Earth Sciences*, 200: 104865. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.104865>
- Sun, T. and Liangming, L., 2014. Delineating the complexity of Cu–Mo mineralization in a porphyry intrusion by computational and fractal modeling: A case study of the Chehugou deposit

- in the Chifeng district, Inner Mongolia, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 144 (Part A): 128–143.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2014.02.015>
- Vahdati Daneshmand, F. and Kholghi, M.H., 1987. Geological map of Khouf (scale: 1:100000). Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Wang, G. and Huang, L., 2012. 3D geological modeling for mineral resource assessment of the Tongshan Cu deposit, Heilongjiang Province, China. *Geoscience Frontiers*, 3(4): 483–491.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.12.012>
- Zanchi, A., Francesca, S., Stefano, Z., Simone, S. and Graziano, G., 2009. 3D reconstruction of complex geological bodies: examples from the Alps. *Computers and Geosciences*, 35(1): 49–69.
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.09.003>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2025.1147



Low-sulfidation epithermal Au mineralization in the Tikmehdash 2 deposit (southeast of Bostan Abad): Constraints on geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusions

Hamid Hashempour¹ , Hossein Kouhestani^{2*} , Mir Ali Asghar Mokhtari³ , Ghafour Alavi⁴

¹ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

⁴ Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 14 March 2025

Revised: 05 June 2025

Accepted: 09 June 2025

Keywords

Gold mineralization

Epithermal

low-sulfidation

Tikmehdash

Miyaneh-Bostan Abad subzone

ABSTRACT

Tikmehdash 2 gold (Au) deposit is part of the Miyaneh-Bostan Abad metallogenic subzone. Au mineralization occurs in Mn- and Au-bearing quartz veins hosted by Eocene and Miocene volcanic-sedimentary sequences. The ore veins trend northeast-southwest have NE-SW trends and dip approximately 65–80° northwestward. They range from 30 to 500 meters in length, with thicknesses between 0.1 and 3 meters. Au grades vary from less than 1 g/t up to 88 g/t. Pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite (Fe-rich), native gold, arsenopyrite, tennantite-tetrahedrite, psilomelane, and primary pyrolusite are ore assemblages; quartz, calcite, and barite are gangue minerals. Supergene minerals include goethite, malachite, secondary pyrolusite, and braunite. The ores display various textures, such as vein-veinlets, brecciated, comb, cockade, plumose, disseminated, crustiform, colloform, bladed, and vug infills. The mineralization at Tikmehdash 2 can be divided into six stages, with gold occurring predominantly during the second stage. Hydrothermal alterations include silicification, carbonate, intermediate argillic, and propylitic alteration. Geochemical investigations of ore samples show weak positive correlation between base metals and Au, as well as weak to moderate positive correlation between Au and As, Sb, and Ag. Fluid inclusion microthermometry indicates that ore-forming fluids belong to the high- to moderate-temperature (224–292 °C), and low- to moderate-salinity (0.7–13.4 wt.% NaCl equiv.) H₂O–NaCl system. These data suggest that boiling and mixing processes played a key role in the evolution of the ore-forming fluids. The characteristics of the Au mineralization align with those of low-sulfidation epithermal deposits in the Tikmehdash 2 deposit.

*Corresponding author

Hossein Kouhestani

✉ kouhestani@znu.ac.ir

How to cite this article

Hashempour, H., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Alavi, Gh., 2025. Low-sulfidation epithermal Au mineralization in the Tikmehdash 2 deposit (southeast of Bostan Abad): Constraints on geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusions. *Journal of Economic Geology*, 17(2): 147–189. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1147>



©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

Tikmehdash 2 Au deposit is located in the Western Alborz-Azerbaijan zone (Nabavi, 1976), forming part of the Miyaneh-Bostan Abad metallogenic subzone. This subzone is a prominent regional metallogenic area in northwest Iran, hosting numerous deposits of metallic (Cu, Mo, Pb-Zn, Au, Mn), and non-metallic (pumice and perlite) deposits and occurrences (see Nabatian et al., 2017; Alizadeh et al., 2021; Sohbatloo, 2021; Hassani Soughi et al., 2021; Jafari et al., 2002; Sohbatloo et al., 2023; Hassani Soughi et al., 2023; Barati et al., 2023; Jahangiryan et al., 2023). Located approximately 20 km southwest of Bostan Abad, the Tikmehdash 2 Au deposit, is a relatively recent discovery in this district. Despite the presence of ancient mining activities such as filled trenches and collapsed tunnels on Au-bearing veins, and ongoing exploration of Fe skarn mineralization and Au-bearing veins in the area, the genesis of Tikmehdash 2 Au deposit remains poorly understood. This study investigated the geological, mineralization, alteration, geochemical, and fluid inclusion characteristics of the Tikmehdash 2 Au deposit to constrain its ore genesis and mineralization style. The results are intended to aid regional exploration programs within the Miyaneh-Bostan Abad metallogenic subzone and elsewhere in northwest Iran.

Materials and methods

This research combines fieldwork and laboratory analyses. During investigations, a geological map, at a 1:5000 scale of the Tikmehdash 2 area was prepared. Fifty samples were collected from various ore veins, host rocks, and intrusive bodies. Among these, eighteen thin and twenty-five polished-thin sections were prepared and examined under transmitted and reflected polarized light microscopes at the mineralogy laboratory of the University of Zanjan, Zanjan, Iran. Additionally, 105 samples from ore veins were analyzed for Au and other metal contents using Fire Assay and ICP-MS techniques at Zarazma and Novin Shimyar Analytical Laboratories in Tehran. Fluid inclusion studies were conducted on four doubly polished thick sections (~150 µm) containing quartz crystals from the second, and

fourth ore stages. Microthermometric measurements were performed using a Linkam THMS600 heating–freezing stage attached to an Olympus BX60 microscope in the fluid inclusion laboratory of Payam-e Noor University, Tabriz, Iran.

Results and Discussion

The geological units in the Tikmehdash 2 area belong to the Eocene and the Miocene volcano-sedimentary strata that were intruded by early Miocene (Kouhestani, 2025) gabbro-gabbro diorite, and quartz diorite intrusions. The mineralization at the Tikmehdash 2 Au deposit is predominantly hosted in NE–SW to NW–SE trending Mn- and Au-bearing quartz veins, which dip steeply (65–80°) to the northwest. These veins extend from 30 to 500 meters in length, with thicknesses ranging from 0.1 to 3 meters, and Au grades ranging from <1 to 88 g/t. Hydrothermal alterations include silicification, carbonate, intermediate argillic, and propylitic alteration; among these, the first three are intimately associate with the ore veins, whereas propylitic alterations affect the surrounding host rocks. Mineral assemblages include pyrite, chalcopyrite, galena, Fe-rich sphalerite, native gold, arsenopyrite, tennantite-tetrahedrite, psilomelane, and primary pyrolusite. Gangue minerals are quartz, calcite, and barite. Goethite, malachite, secondary pyrolusite, and braunite are supergene minerals. The ores display a variety of textures, such as vein-veinlets, brecciated, comb, cockade, plumose, disseminated, crustiform, colloform, bladed, and vug infillings.

Ore formation can be divided into six stages. Stage 1 is signified by the silicification of host rocks containing minor disseminated pyrite. Stage 2 is considered by Au-bearing quartz veins-veinlets, and hydrothermal breccias with quartz-sulfide (pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite) cements with minor barite. Stage 3 is marked by pyrite, galena, sphalerite, and tennantite-tetrahedrite-bearing calcite veins. Stage 4 is marked by veinlets or vug infill textures of manganese ores (pyrolusite and psilomelane) and quartz. Stage 5 is represented by quartz and calcite with vein-veinlets and vug infill textures. Stage 6 corresponds to supergene processes, forming goethite, malachite, secondary pyrolusite, and braunite with vug infill, replacement, and residual textures. Geochemical investigations of ore samples reveal weak positive correlation between base metals (Pb, Zn, and Cu) and Au, as well as weak to moderate

positive correlations between Au and As, Sb, and Ag. Notably, silver correlates moderately with lead, while cadmium and zinc show positive relationships, and gold and manganese exhibit weak correlations. Fluid inclusion microthermometry suggests ore-forming fluids at Tikmehdash 2 Au deposit belong to high- to moderate-temperature (224–292 °C), and low- to moderate-salinity (0.7–13.4 wt.% NaCl equiv.) H₂O–NaCl system. Fluid inclusion data shows that fluid boiling and mixing were key factors in the evolution of the ore-forming fluids at Tikmehdash 2 Au deposit. These data specify that estimated trapping pressure of the fluids varies from

45 to 71 bars, which corresponds to entrapment depths of 460 to 730 m beneath the paleowater table. Characteristics of the Tikmehdash 2 Au deposit are similar to the low-sulfidation type of epithermal deposits. The close spatial association between late Miocene dacite-rhyodacite domes, and epithermal mineralization in the Miyaneh-Bostan Abad metallogenic subzone suggests the role of magmatic-hydrothermal activities during late Miocene magmatism in providing metals and ore-forming hydrothermal fluids for this type of mineralization in NW Iran, which should be considered in exploration programs.



کانه‌زایی اپی‌ترمال طلای نوع سولفیداسیون پایین در کانسار تیکمه‌داش ۲ (جنوب شرقی بستان آباد): شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی، زمین‌شیمی و میان‌بارهای سیال

حمید هاشم‌پور^۱، حسین کوهستانی^{۲*}، میر علی اصغر مختاری^۳، غفور علوی^۴

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۴ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

کانسار طلای تیکمه‌داش ۲ بخشی از زیرپهنه فلززایی میانه-بستان آباد است. کانه‌زایی طلا به صورت رگه‌های سیلیسی منگنز و طلادار درون توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن و میوسن رخ داده است. رگه‌های کانه‌دار دارای امتداد شمال شرقی-جنوب غربی با شیب ۶۵ تا ۸۰ درجه به سمت شمال غرب هستند. رگه‌ها دارای ۳۰ تا ۵۰۰ متر درازا و ۱/۰ تا ۵ متر ضخامت هستند. عیار طلا بین کمتر از ۱ گرم در تن تا ۸۸ گرم در تن متغیر است. پیریت، کالکوپریت، گالن، اسفالریت (غنی از آهن)، طلای آزاد، آرسنوپریت، تنانتیت-تراهدریت، پیرولوسیت اولیه و پسیدوملان، مواد معدنی و کوارتز، کلسیت و باریت کانی‌های باطله هستند. گوتیت، مالاکیت، پیرولوسیت ثانویه و بروانیت در نتیجه فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. بافت کانسنگ شامل رگه-رگچه‌ای، برشی، شانه‌ای، کاکلی، پرماند، دانه‌پراکنده، قشرگون، گل کلمی، تیغه‌ای و پُرکننده فضای خالی است. شش مرحله کانی‌سازی در تیکمه‌داش ۲ قابل تفکیک است که کانه‌زایی طلا در مرحله دوم رخ داده است. دگرسانی‌های گرمابی شامل سیلیسی، کربناتی، آرژلیک حدودا و پروپیلیتیک هستند. بررسی‌های زمین‌شیمی بیانگر همبستگی مثبت ضعیف فلزهای پایه با طلا و همبستگی مثبت ضعیف تا متوسط طلا با آرسنیک، آنتیموان و نقره است. داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال نشان می‌دهد، سیالات مسؤل کانه‌زایی یک سامانه $H_2O-NaCl$ با دمای بالا تا متوسط (۲۲۴ تا ۲۹۲ درجه سانتی‌گراد) و شوری متوسط تا پایین (۰/۷ تا ۱۳/۴ درصد وزنی معادل نمک طعام) هستند. بر اساس این داده‌ها، روند تکامل سیال کانه‌ساز با فرایندهای اختلاط و جوشش سیالات همخوانی دارد. ویژگی‌های کانه‌زایی طلا در کانسار تیکمه‌داش ۲ با کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین قابل مقایسه است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۲۴

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۳/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۳/۱۹

واژه‌های کلیدی

کانه‌زایی طلا
اپی‌ترمال
سولفیداسیون پایین
تیکمه‌داش
زیرپهنه میانه-بستان آباد

نویسنده مسؤل

حسین کوهستانی

kouhestani@znu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

هاشم‌پور، حمید؛ کوهستانی، حسین؛ مختاری، میر علی اصغر و علوی، غفور، ۱۴۰۴. کانه‌زایی اپی‌ترمال طلای نوع سولفیداسیون پایین در کانسار تیکمه‌داش ۲ (جنوب شرقی بستان آباد): شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی، زمین‌شیمی و میان‌بارهای سیال. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۲): ۱۴۷-۱۸۹.

<https://doi.org/10.22067/econg.2025.1147>

مقدمه

کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ در پهنه البرز غربی- آذربایجان واقع شده (Nabavi, 1976) و بخشی از زیرپهنه فلززایی میانه-بستان‌آباد است (Maghsoudi et al., 2005). از نظر فلززایی، این زیرپهنه دارای کانه‌زایی‌های مس، مولیبدن، سرب-روی، طلا، منگنز و ذخایر غیرفلزی مانند پوکه معدنی و پرلیت است. گسترش وسیع آثار معدن‌کاری مس، طلا، مولیبدن و سرب و روی در ارتباط با رگه‌های سیلیسی موجود در توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی (Nabatian et al., 2017; Jafari et al., 2002; Alizadeh et al., 2021; Alizadeh et al., 2021; Sohbatloo, 2021; Sohbatloo et al., 2023; Hassani Soughi et al., 2023; Barati et al., 2023; Khaleghi et al., 2013; Jahangiriyar et al., 2023) نشان‌دهنده گسترش و اهمیت معدن‌کاری عناصر مزبور در این زیرپهنه است. کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ در ۲۰ کیلومتری جنوب‌شرق بستان‌آباد واقع شده و بخشی از نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان‌آباد (Behrouzi et al., 1998) است. این کانسار یکی از کانه‌زایی‌های موجود در زیرپهنه میانه-بستان‌آباد است که آثار فعالیت‌های اکتشافی و استخراجی قدیمی به صورت ترانشه‌های پُرسیده و تونل‌های ریزش کرده در آن دیده می‌شود. با وجود فعالیت‌های استخراجی قدیمی بر روی رگه‌های طلادار و بررسی‌های اکتشافی جدید بر روی کانه‌زایی آهن اسکارنی و رگه‌های طلادار موجود در منطقه (Mokhtari, 2022)، تاکنون بررسی علمی دقیقی بر روی کانه‌زایی طلای آن انجام نشده است. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی، زمین‌شیمی و میان‌بارهای سیال در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ مورد بررسی قرار گرفته و نوع کانه‌زایی و زایش آن تعیین شده است. نتایج این پژوهش می‌تواند به عنوان الگوی اکتشافی در زیرپهنه فلززایی میانه-بستان‌آباد و دیگر بخش‌های پهنه البرز غربی-آذربایجان مورد استفاده قرار گیرد.

روش مطالعه

این پژوهش دربردارنده دو بخش بررسی صحرایی و آزمایشگاهی است. در بخش بررسی صحرایی، برای تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ منطقه و بررسی چگونگی ارتباط رگه‌های کانه‌دار با سنگ‌های میزبان، تعداد ۵۰ نمونه از واحدهای سنگی و رگه‌های کانه‌دار برای بررسی‌های آزمایشگاهی برداشت شد. از بین این نمونه‌ها، تعداد ۱۸ عدد مقطع نازک و ۲۵ مقطع نازک-صیقلی برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت، تهیه و مطالعه شد. برای بررسی محتوای عیار عناصر کانساری، ابتدا ۴۹ نمونه از رگه‌های کانه‌دار به صورت لب‌پری برداشت و برای اندازه‌گیری مقادیر طلا به روش آماده‌سازی آذرمحک یا Fire Assay در شرکت‌های زراژما (۳۲ نمونه) و نوین شیمیار (۱۷ نمونه) در تهران تجزیه شد. برای بررسی ضرایب همبستگی عناصر، ۵۶ نمونه از رگه‌های کانه‌دار به صورت شیاربرداری برداشت و برای اندازه‌گیری مقادیر طلا به روش Fire Assay و سایر عناصر به روش ICP-OES در شرکت زراژما در تهران تجزیه شد. برای این بررسی‌ها، ابتدا نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا ابعاد حدود ۵ مش (۴ میلی‌متر) خردایش شده و سپس توسط آسیاب آگات به مدت ۲ دقیقه تا ابعاد حدود ۲۰۰ مش (۷۴ میکرون) پودر و میزان ۵۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تجزیه انتخاب شد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه به روش چند اسید و با استفاده از ماکروویو هضم شد. میزان دقت برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بین ۰/۱ تا ۱ گرم در تن بوده است. برای تعیین میزان فلزهای پایه، به صورت جداگانه حدود ۰/۵ گرم از هر نمونه در تیزاب سلطانی داغ (۹۵ درجه سانتی‌گراد) حل شد. در روش آماده‌سازی Fire Assay برای اندازه‌گیری میزان طلا، به صورت جداگانه حدود ۳۰ گرم از هر نمونه تا دمای ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد ذوب شد تا طلا از سرباره جدا شده و جذب ملغمه سربی شود. در مرحله بعد، سرب حذف و طلا و نقره در ملغمه نقره‌ای جدا شدند. در پایان، ملغمه نقره‌ای با استفاده از

تیزاب سلطانی داغ (۹۵ درجه سانتی گراد) محلول‌سازی شده و میزان طلا به روش ICP-MS قرائت شد. برای تعیین ویژگی‌های دما، فشار و شوری سیالات مسئول کانه‌زایی و دگرسانی، تعداد ۴ نمونه از رگه‌ها و برش‌های کانه‌دار انتخاب و از آنها مقاطع دوبر صیقل ضخیم (حدود ۱۵۰ میکرون) تهیه شد. بررسی‌های ریزدماسنجی با استفاده از دستگاه Linkam THMS600 متصل به میکروسکوپ الپوس BX60 و مجهز به کنترل‌کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP با دامنه حرارتی ۱۹۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی گراد در آزمایشگاه میان‌بارهای سیال دانشگاه پیام نور تبریز انجام شد. برای کالیبراسیون دستگاه در حالت گرمایش از پودر سفید نیترات سدیم با نقطه ذوب ۳۰۶/۸+ درجه سانتی گراد و در حالت سرمایش از مایع هگزان با نقطه انجماد ۹۰- درجه سانتی گراد استفاده شده است. خطای دستگاه در حالت گرمایش ± 1 درجه سانتی گراد و در حالت سرمایش ± 0.2 درجه سانتی گراد بوده است. میزان شوری به صورت معادل درصد وزنی نمک طعام (wt.% NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_{m-ice}) با استفاده از فرمول ارائه شده توسط بودنار (Bodnar, 1993) و مقادیر چگالی با استفاده از معادله جانگ و فرانتز (Zhang and Frantz, 1987) در نرم‌افزار FLUIDS (Bakker, 2003) محاسبه شده است.

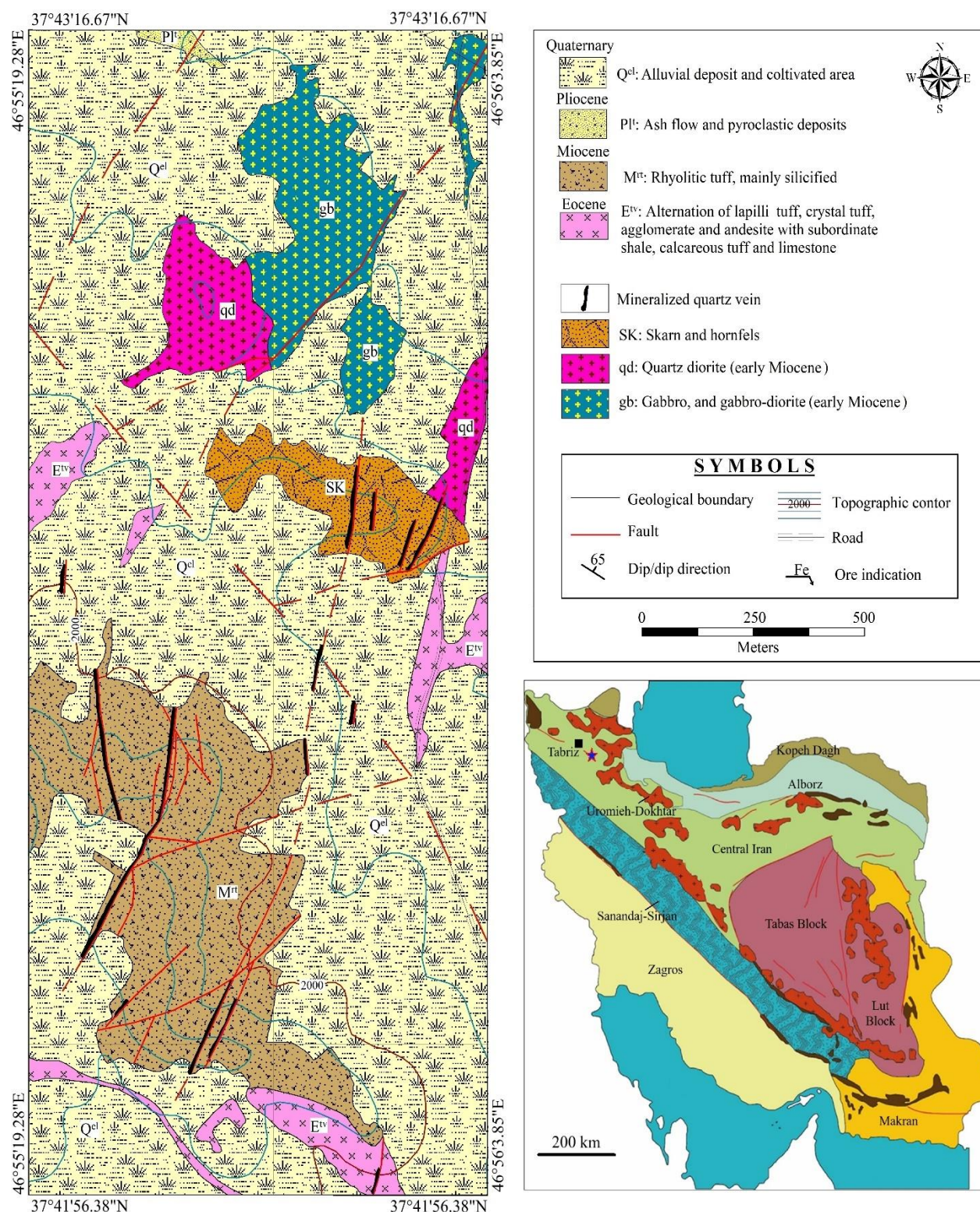
زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه تیکمه‌دش ۲

با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ترکمن‌چای-قره‌چمن (Asadian et al., 1993) و بستان‌آباد (Behrouzi et al., 1998) و بر اساس پیمایش‌های صحرایی در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ (شکل ۱)، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در این منطقه به شرح زیر است:

واحد E^{IV} : این واحد شامل توالی لاپیلی توف، توف بلورین، آگلومرا و آندزیت همراه با مقادیر محدودی شیل، توف آهکی و سنگ آهک است (شکل ۲-۱). در مرکز منطقه، واحد E^{IV} در

تماس با توده‌های نفوذی متحمل دگرگونی مجاورتی (واحد Sk) شده است (شکل ۱). واحد Sk دربرگیرنده رخنمون‌های متعدد کانه‌زایی آهن است که عملیات اکتشافی-استخراجی بر روی آنها انجام شده است (شکل ۲-۲). نمونه برداشت شده از گدازه‌های آندزیتی واحد E^{IV} بیانگر وجود بافت‌های پورفیری و گلومروپورفیری همراه با درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز و کانی‌های مافیک جانشین شده با کلسیت در این سنگ‌هاست (شکل ۳-۱). پلاژیو کلاز (با ابعاد تا ۷ میلی‌متر) درشت‌بلور اصلی سنگ است که به صورت بلورهای شکل‌دار با دگرسانی ضعیف به کانی‌های رسی دیده می‌شود. در برخی از بلورهای پلاژیو کلاز، منطقه‌بندی ضعیف دیده می‌شود. با توجه به زاویه نوری به نظر می‌رسد پلاژیو کلازها از نوع آندزین باشند. آمفیبول، دیگر درشت‌بلور (ابعاد تا ۱/۵ میلی‌متر) سنگ است که اغلب توسط کلسیت و گاه کانی‌های کدر جانشین شده‌اند. تجمع درشت‌بلورهای یادشده، به تشکیل بافت گلومروپورفیری در برخی نقاط منجر شده است. زمینه از بلورهای تیغه‌ای پلاژیو کلاز و کانی‌های کوچک با دگرسانی کامل به کلسیت تشکیل شده است. تمرکز نسبتاً بالایی از کانی‌های کدر بی‌شکل (تا ۵ درصد) در زمینه سنگ مشاهده می‌شود.

نمونه‌های برداشت شده از واحد Sk بیانگر ترکیب گارنت اسکارن و کالک‌سیلیکات هورنفلز برای این مجموعه است. گارنت اسکارن‌ها دارای بافت گرانوبلاستیک متشکل از کانی‌های گارنت، کلسیت، اپیدوت، کلریت، کانی‌های رسی و کانی‌های کدر هستند. کانی مهم و عمده این سنگ‌ها بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار گارنت (فراوانی حدود ۷۰ درصد و ابعاد تا ۱ میلی‌متر) است (شکل ۳-۲). بلورهای گارنت به دو صورت ایزوتروپ و انیزوتروپ (با منطقه‌بندی مشخص) مشاهده می‌شوند. برخی از گارنت‌های ایزوتروپ، دارای حاشیه باریک انیزوتروپ هستند. دگرسانی شدید به کلسیت همراه با کانی‌های رسی و مقداری کلریت در بیشتر بلورهای گارنت مشاهده می‌شود.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ (ابعاد رگه‌های کانه‌دار، بزرگ‌نمایی شده است)

Fig. 1. Geologic map, scale: 1:5000 of the Tikmehdash 2 Au deposit (The dimension of the ore veins was exaggerated)

واحد M^I : این واحد شامل رخنمون‌هایی نسبتاً مرتفع از واحدهای توفی اسیدی (ریولیتی) است که میزبان رگه‌های کوارتزی طلادار منطقه هستند (شکل ۲-C). لایه‌بندی نسبتاً مشخصی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود که بیانگر ماهیت آذرآواری آنهاست. در نتیجه عملکرد سیالات گرمایی، بخش‌هایی از این سنگ‌ها کاملاً سیلیسی شده است. این واحد سنگی به صورت ناپیوسته بر روی توالی سنگی واحد E^{IV} قرار گرفته است. بررسی میکروسکوپی نمونه‌های برداشت‌شده از توف‌های اسیدی بیانگر ماهیت ریولیتی-ریوداسیتی آنهاست که متحمل دگرسانی سیلیسی شده‌اند (شکل ۳-E). در زمینه دانه‌ریز سیلیسی سنگ، علاوه بر کوارتزهای بی‌شکل ثانویه که کانی عمده سنگ هستند، تعداد کمی بلور آلکالی‌فلدسپار دگرسان‌شده به سریسیت و کانی‌های رسی نیز دیده می‌شود (شکل ۳-F). در برخی نقاط، آثار ماکل‌های نواری در برخی از بلورها قابل شناسایی است که به نظر می‌رسد بلورهای مزبور از نوع پلاژیوکلاز هستند (شکل ۳-E). بلورهای یادشده نیز به سریسیت دگرسان شده‌اند. ابعاد بلورهای زمینه کمتر از ۰/۳ میلی‌متر است. به مقدار محدود، زمینه کلریتی شده نیز مشاهده می‌شود. علاوه بر کوارتزهای ریز زمینه، بلورهای درشت‌تر کوارتز (در ابعاد تا ۱ میلی‌متر) به صورت تجمع‌های کوارتزی (شکل ۳-F) و گاه به صورت رگچه‌ای قابل مشاهده است. به مقدار محدود، کانی‌های کدر کوچکی در متن سنگ و حاشیه تجمع‌ها و رگچه‌های کوارتزی وجود دارد.

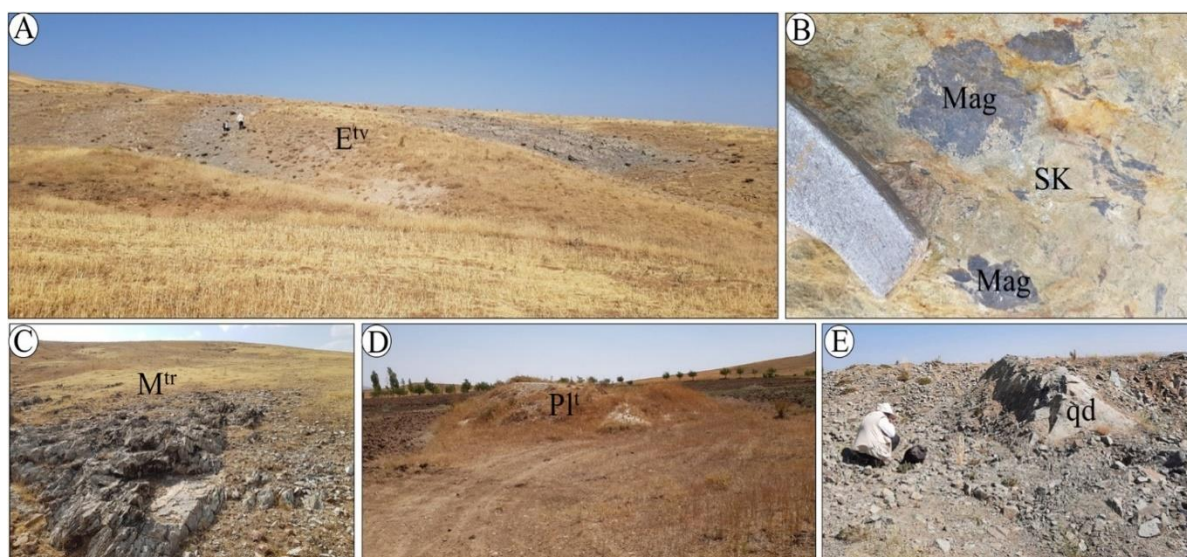
واحد PI^I : این واحد شامل خاکستر توف‌ها و واحدهای پیروکلاستیکی مربوط به فعالیت آتشفشانی سهند است که اغلب توسط زمین‌های کشاورزی پوشیده شده و رخنمون محدودی از آنها به صورت تپه‌های کم‌ارتفاع سفید رنگ قابل مشاهده است. گاه در محل چاه‌های آب و مناطق کنده‌شده برای چشمه‌های آب نیز آثاری از این واحد سنگی مشاهده می‌شود (شکل ۲-D). این واحدهای سنگی، به صورت پوششی مجموعه واحدهای سنگی قدیمی‌تر را پوشانده‌اند.

کلسیت دیگر کانی عمده سنگ است که به سه حالت: ۱- بلورهای حاصل از تجدید تبلور سنگ اولیه، ۲- بلورهای ریز کلسیت حاصل از تجزیه گارنت‌ها و ۳- به صورت رگه-رگچه‌های کلسیتی تأخیری در سنگ حضور دارد. در چند نقطه، بلورهای شکل‌دار اپیدوت (ابعاد تا ۲/۵ میلی‌متر) در نمونه‌ها قابل مشاهده است. کلریت و کانی‌های رسی محصول دگرگونی پس‌رونده گارنت‌ها هستند. کلریت‌ها به صورت رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی دیده می‌شوند. کانی‌های کدر به صورت دانه‌پراکنده حاصل از دگرسانی گارنت‌ها و یا به صورت رگه-رگچه‌ای در سنگ دیده می‌شوند.

کالک‌سیلیکات هورنفلس‌ها دارای بافت‌های گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک بوده و متشکل از کانی‌های گارنت، اپیدوت، اکینولیت، کلریت، کوارتز، کلسیت و کانی‌های کدر هستند. گارنت (فراوانی حدود ۱۵ درصد و ابعاد تا ۱/۵ میلی‌متر) به صورت بلورهای شکل‌دار انیزوتروپ حضور دارد (شکل ۳-C و D). اپیدوت (فراوانی حدود ۲۵ درصد و ابعاد تا ۰/۵ میلی‌متر) به صورت بلورهای شکل‌دار در متنی از کلسیت و به‌ندرت کوارتز قابل مشاهده است (شکل ۳-C). کلسیت (فراوانی حدود ۳۵ درصد) کانی عمده سنگ است که به صورت بلورهای درشت حاوی ماکل‌های نواری، زمینه دیگر کانی‌ها را تشکیل داده است. کوارتز (فراوانی حدود ۱۰ درصد) به صورت بلورهای بی‌شکل درشت حضور داشته و اغلب میزبان کانی‌های دیگر مانند گارنت و اپیدوت است. تجمع‌هایی از کلریت همراه با گارنت‌ها مشاهده می‌شود. فراوانی کلریت حدود ۱۰ درصد است. این کانی‌ها محصول دگرسانی گارنت‌های اولیه هستند. در برخی نقاط، بلورهای رشته‌ای و سوزنی با بافت شعاعی و فراوانی حدود ۱ درصد در متنی از کلسیت و کوارتز دیده می‌شود که به نظر می‌رسد از نوع اکینولیت هستند. کانی‌های کدر (فراوانی حدود ۵ درصد) به صورت بلورهای ورقه‌ای شکل‌دار و گاه سوزنی با ابعاد تا ۴ میلی‌متر در متن سنگ پراکنده هستند که به نظر می‌رسد اغلب از نوع هماتیت باشند.

معدن کاری برای استخراج سنگ لاشه بر روی آنها دیده می‌شود (شکل ۲-۲). (E^{iv}).

توده‌های نفوذی: در بخش‌های شمالی منطقه، رخنمون‌هایی از توده‌های نفوذی با ترکیب حدواسط-بازیک قابل مشاهده است. رخنمون این توده‌ها به صورت تپه‌های کم‌ارتفاع بوده و آثار



شکل ۲. تصویرهای صحرایی از واحدهای سنگی موجود در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. A: نمایی از تناوب لایه‌های توفی و گدازه‌ای (واحد E^{iv}) (دید به سمت شمال‌غرب)، B: نمایی نزدیک از واحد دگرگونی مجاورتی و اسکارنی حاوی عدسی‌های مگنتیتی (واحد SK)، C: نمایی از توالی لایه‌های نازک توف‌های اسیدی (واحد M^{tr}) (دید به سمت غرب)، D: نمایی از لایه‌های خاکستر توف (واحد Pl^t) (دید به سمت شمال‌غرب) و E: نمایی از توده نفوذی کوارتز دیوریتی (واحد qd) در بخش شمالی منطقه (دید به سمت شمال). علامت اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mag: مگنتیت).

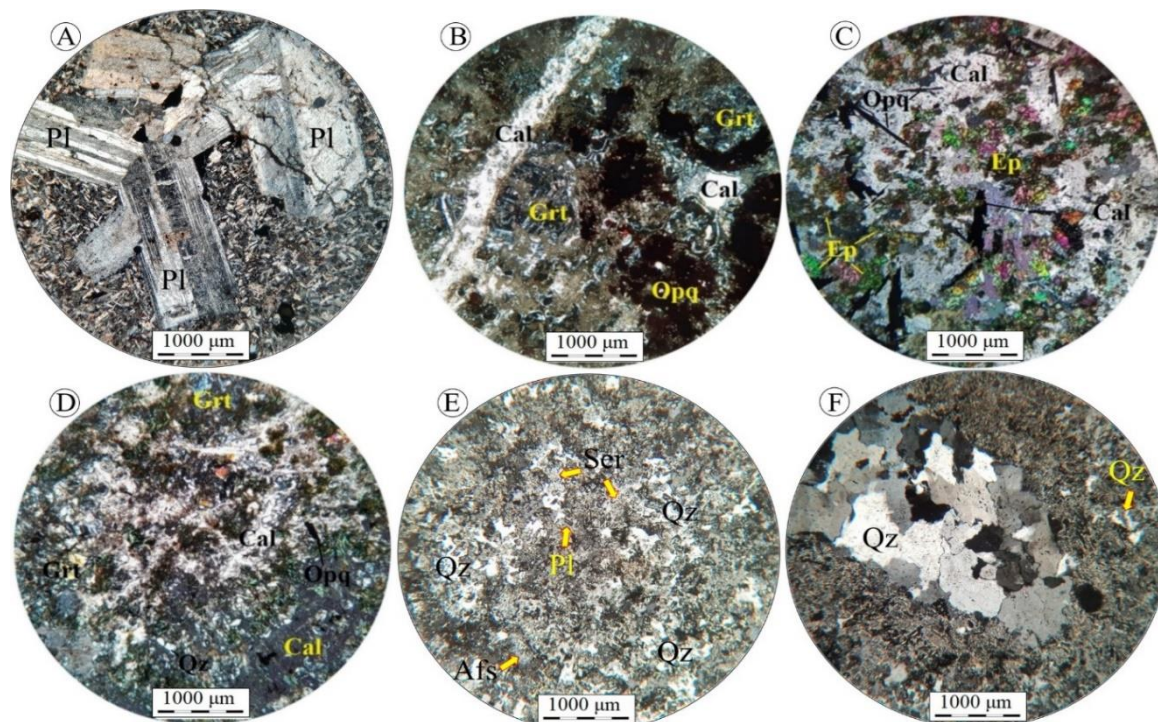
Fig. 2. Filed photographs of rock units in the Tikmehdash 2 Au deposit. A: A view of the alternation of the tuff, and lava layers (E^{iv} unit), looking northwest, B: A close view of contact metamorphism and skarn unit with magnetite lenses (SK unit), C: A view of thin-bedded acidic tuff strata (M^{tr} unit), looking to the west, D: A view of ash tuff layers (Pl^t unit), looking northwest, and E: A view of quartz diorite intrusion (qd unit) in the north part of the area, looking to the north. Abbreviation after Whitney and Evans (2010) (Mag: magnetite).

نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان‌آباد (Behrouzi et al., 1998)، سن این توده‌ها الیگوسن در نظر گرفته شده است؛ اما بررسی‌های سن‌سنجی جدید انجام‌شده توسط کوهستانی (Kouhestani, 2025) سن آنها را میوسن زیرین تعیین کرده است. در بخش‌های جنوبی توده‌های نفوذی، امتداد رگه‌های کوارتزی طلادار در داخل توده‌های نفوذی مشاهده می‌شود که بیانگر تشکیل کانه‌زایی بعد از توده‌های نفوذی است.

بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی بیانگر تغییر ترکیب آنها از کوارتز دیوریت تا گابرو است؛ به نحوی که واحدهای گابرویی در سمت شمال و واحدهای کوارتز دیوریتی در سمت جنوب قرار گرفته‌اند. در محل تماس توده‌های کوارتز دیوریتی با توالی سنگی واحد E^{iv}، دگرگونی مجاورتی رخ داده و این سنگ‌ها به اسکارن و کالک‌سیلیکات هورنفلس (واحد SK) تبدیل شده و کانه‌زایی آهن در داخل آنها به صورت عدسی شکل تشکیل شده است. در

اساس این بررسی‌ها، کوارتز دیوریت‌ها دارای بافت‌های پورفیری و پورفیروئیدی بوده و متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند هستند.

نتایج بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌های برداشت‌شده از بخش‌های مختلف توده‌های نفوذی بیانگر ترکیب کوارتز، مونزوگابرو، پیروکسن کوارتز دیوریت، پیروکسن کوارتز، کوارتز مونزو دیوریت و کوارتز دیوریت است. بر



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌شناسی و بافت واحدهای سنگی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. A: تجمع درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز و تشکیل بافت گلومروپورفیری در گدازه‌های آندزیتی، B: بلورهای گارنت انیزوتروپ دگرسان‌شده در گارنت اسکارن‌ها که توسط رگچه‌های کلسیتی تأخیری قطع شده‌اند، C: بلورهای اپیدوت همراه با کانی‌های کدر ورقه‌ای و سوزنی در متنی از کلسیت در کالک‌سیلیکات هورنفلس‌ها، D: بلورهای گارنت انیزوتروپ همراه با مقداری اپیدوت در متنی از کلسیت در کالک‌سیلیکات هورنفلس‌ها، E: بلورهای آلکالی فلدسپار سریسیتی‌شده همراه با تعداد کمی پلاژیوکلاز و کوارتزهای ثانویه در زمینه سنگ در توف‌های اسیدی و F: تجمع بلورهای کوارتز ثانویه به صورت عدسی‌شکل در متنی دانه‌ریز با دگرسانی سریسیتی و سیلیسی در توف‌های اسیدی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت، Grt: گارنت، Opq: کانی کدر، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت).

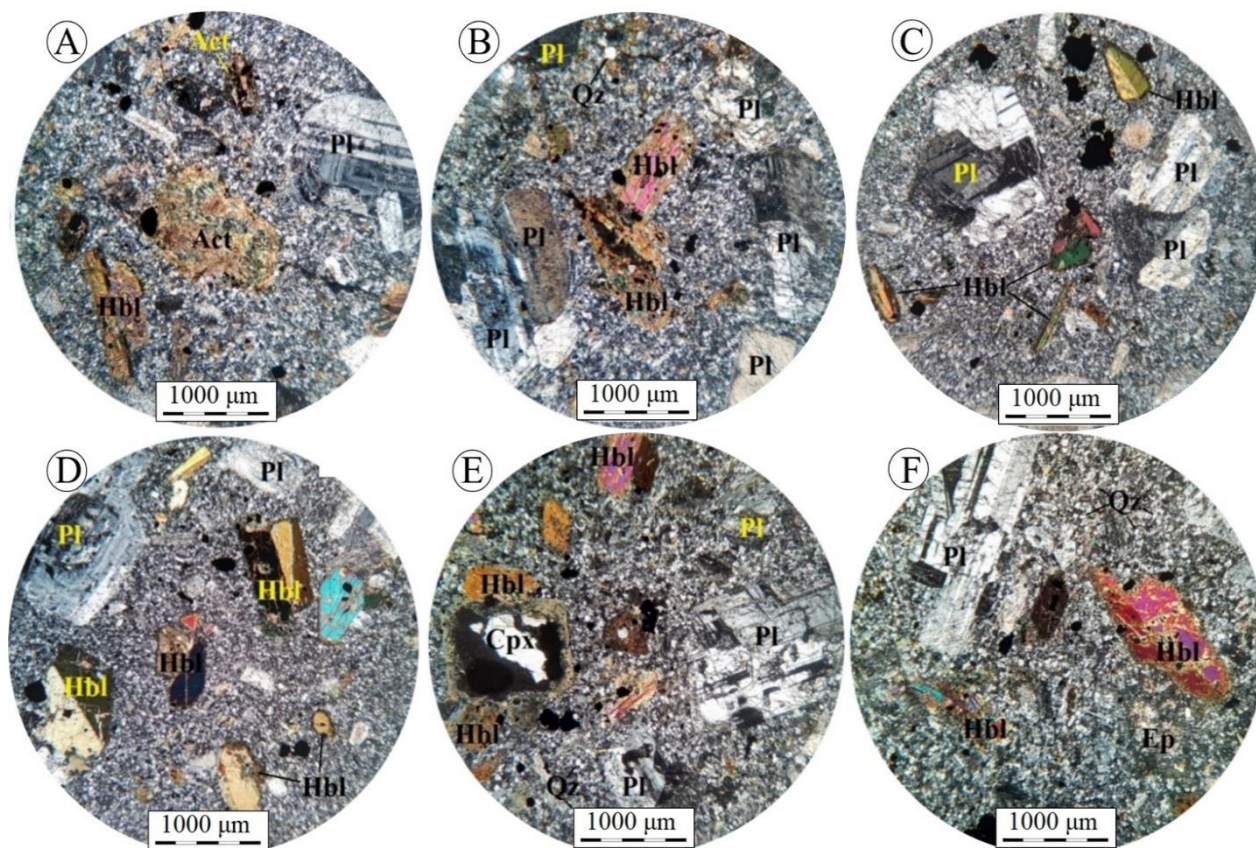
Fig. 3. Photomicrographs (transmitted cross-polarized light, XPL) of mineralogy and texture of the rock units in the Tikmehdash 2 Au deposit. A: Clustering of plagioclase phenocrysts in a fine-grained matrix and formation of glomeroporphyritic texture in andesitic lavas, B: Anisotropic altered garnet crystals in garnet skarns that are cut by late calcite veinlets, C: Epidote crystals with lamellar and acicular opaque minerals within a calcite matrix in calc-silicate hornfels, D: Anisotropic garnet crystals with some epidote in a calcite matrix in calc-silicate hornfels, E: Sericitized alkali feldspar crystals with small amounts of plagioclase and secondary quartzes in matrix in acidic tuffs, and F: Clustering of lenticular secondary quartz crystals in a sericitic and silicified fine-grained matrix in acidic tuffs. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Cal: calcite, Ep: epidote, Grt: garnet, Opq: opaque mineral, Pl: plagioclase, Qz: quartz, Ser: sericite).

دانه‌ریز سنگ متشکل از بلورهای ریز کوارتز و آلکالی فلدسپار همراه با مقداری هورنبلند و پلاژیو کلاز است. ابعاد بلورهای مزبور کمتر از ۰/۲ میلی‌متر است.

گاه مقادیر محدودی درشت‌بلور کلینوپیروکسن نیز در سنگ دیده می‌شود. در یکی از نقاط، بلور کلینوپیروکسن از حاشیه توسط هورنبلند احاطه شده است (شکل ۴-۴). کانی‌های کدر هم به صورت اولیه و پراکنده در متن سنگ (به ویژه در همراهی با هورنبلندها) و هم به صورت ثانویه از دگرسانی هورنبلندها حاصل شده‌اند.

پیروکسن کوارتز دیوریت‌ها دارای بافت گرانولار با کانی‌های اصلی پلاژیو کلاز، هورنبلند، کوارتز و کلینوپیروکسن هستند. پلاژیو کلازها به عنوان کانی عمده سنگ با فراوانی حدود ۵۵ درصد به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شوند (شکل ۵-۴ و B). ابعاد بلورهای پلاژیو کلاز گاه تا ۴ میلی‌متر نیز می‌رسد. منطقه‌بندی در بیشتر بلورها وجود دارد. از بخش‌های مرکزی، برخی از بلورهای پلاژیو کلاز به کلسیت و گاه کلریت دگرسان شده‌اند. با توجه به زاویه نوری، پلاژیو کلازها از نوع آندزیت-لابرادوریت هستند. برخی از بلورهای پلاژیو کلاز دارای بخش‌های مرکزی هضم شده و خرد شده هستند. هورنبلند دیگر کانی عمده سنگ است که به طور کامل توسط مجموعه کلسیت، کلریت و کانی‌های کدر جانشین شده است (شکل ۵-۴ A و B). فراوانی هورنبلندها حدود ۳۰ درصد بوده و ابعاد آنها تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. بلورهای کلینوپیروکسن سالم در همراهی با پیروکسن‌هایی با دگرسانی به کلریت و کانی‌های کدر با فراوانی مجموع حدود ۵ درصد در این سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۵-۴ B). ابعاد بلورهای مزبور تا ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل با ابعاد کمتر از ۰/۵ میلی‌متر و فراوانی حدود ۵ درصد در بین دیگر کانی‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۵-۴ A و B). کانی‌های کدر اولیه همراه با کانی‌های کدر ثانویه حاصل از دگرسانی هورنبلندها و پیروکسن‌ها با فراوانی حدود ۵ درصد در متن سنگ پراکنده هستند.

پلاژیو کلاز درشت‌بلور عمده سنگ است که به صورت بلورهای شکل‌دار در ابعاد تا ۳ میلی‌متر حضور دارند (شکل ۴-۴ A تا D). منطقه‌بندی مشخصی در برخی بلورهای پلاژیو کلاز دیده می‌شود (شکل ۴-۴ C و D). برخی بلورها با درجه‌های محدودی به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. گاه ادخال‌های کوچکی از هورنبلند داخل پلاژیو کلازها دیده می‌شود. با توجه به زاویه نوری، پلاژیو کلازها از نوع آندزین هستند. هورنبلندها دیگر درشت‌بلورهای سنگ هستند که به صورت بلورهای شکل‌دار دیده شده و گاه به اکتینولیت دگرسان شده‌اند (شکل ۴-۴ A تا D). ابعاد بلورهای هورنبلند به حدود ۱/۵ میلی‌متر نیز می‌رسد. ماکل نواری و دوتایی در برخی از بلورهای هورنبلند قابل مشاهده است (شکل ۴-۴ D). تعداد کمی درشت‌بلور بی‌شکل کوارتز در ابعاد کمتر از ۰/۵ میلی‌متر در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۴ B). درشت‌بلورهای یادشده در یک زمینه دانه‌ریز (ابعاد کمتر از ۰/۱ میلی‌متر) متشکل از بلورهای بی‌شکل کوارتز و پلاژیو کلازهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل همراه با مقدار کمی هورنبلند با دگرسانی به اکتینولیت، پراکنده هستند. کانی‌های کدر نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با فراوانی کمتر از ۱ درصد در متن سنگ پراکنده هستند. کوارتز مونوزدیوریت‌ها دارای بافت پورفیروئیدی متشکل از کانی‌های پلاژیو کلاز، هورنبلند، کوارتز و آلکالی فلدسپار هستند. پلاژیو کلاز کانی عمده سنگ بوده که به صورت بلورهای درشت شکل‌دار در ابعاد تا ۲/۵ میلی‌متر حضور دارند (شکل ۴-۴ E و F). برخی از بلورهای پلاژیو کلاز دارای منطقه‌بندی هستند (شکل ۴-۴ E). با توجه به زاویه نوری، پلاژیو کلازها از نوع آندزین هستند. در برخی از بلورها دگرسانی به اپیدوت و کلریت نیز دیده می‌شود. در زمینه دانه‌ریز سنگ نیز بلورهای کوچک پلاژیو کلاز مشاهده می‌شود. هورنبلند دیگر کانی اصلی سنگ است که به صورت بلورهای شکل‌دار در ابعاد تا ۲ میلی‌متر قابل مشاهده است (شکل ۴-۴ E و F). بلورهای هورنبلند در برخی نقاط به کلریت و اکتینولیت و گاه اپیدوت دگرسان شده‌اند. علاوه بر بلورهای درشت، در زمینه دانه‌ریز سنگ نیز بلورهای هورنبلند دیده می‌شوند. زمینه



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌شناسی و بافت توده‌های نفوذی در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲. A تا D: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه دانه‌ریز متشکل از کوارتز و پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت‌ها. در تصویر A، بلورهای هورنبلند دگرسان‌شده به اکتینولیت و در تصویر D، بلورهای هورنبلند سالم با ماکل دوتایی قابل مشاهده است. E و F: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه دانه‌ریز متشکل از کوارتز و آلکالی فلدسپار در کوارتز مونزودیوریت‌ها. در تصویر E، بلور درشت کلینوپیروکسن در داخل هورنبلند و در تصویر F، دگرسانی هورنبلند به اپیدوت دیده می‌شود. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Ep: اپیدوت، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

Fig. 4. Photomicrographs (transmitted crossed-polarized light, XPL) of mineralogy and texture of the intrusions in the Tikmehdash 2 Au deposit. A–D: Plagioclase and hornblende phenocrysts in a fine-grained matrix of quartz and plagioclase in quartz diorite. In A, hornblende crystals are altered to actinolite and, in D, fresh hornblende crystals with double twinning are also observed. E and F: Plagioclase and hornblende phenocrysts in a fine-grained matrix of quartz and alkali feldspar in quartz diorite. In E, coarse-grained clinopyroxene crystal within hornblende, and in F, alteration of hornblende to epidote is also observed. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite, Cpx: clinopyroxene, Ep: epidote, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Qz: quartz).

حدود ۵۵ درصد است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد تا ۲ میلی‌متر در سنگ حضور دارند (شکل ۵-۵ و D). آثار دگرسانی به سرسیت و کانی‌های رسی در برخی

پیروکسن کوارتز مونزودیوریت‌ها دارای بافت گرانولار با کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، هورنبلند، کلینوپیروکسن، کوارتز و آلکالی فلدسپار هستند. پلاژیوکلاز کانی عمده سنگ با فراوانی

اکتینولیت دگرسان شده‌اند. گاه ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز داخل بلورهای درشت کلینوپیروکسن دیده می‌شود که به تشکیل بافت افیتیک منجر شده است (شکل ۵-۵). کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل با فراوانی حدود ۵ درصد و در ابعاد کمتر از ۰/۵ میلی‌متر در بین دیگر کانی‌ها حضور دارد (شکل ۵-۵ و F). آلکالی فلدسپارهای ریز نیز به صورت بلورهای بی‌شکل با فراوانی حدود ۵ درصد در بین دیگر کانی‌ها مشاهده می‌شوند. کانی‌های کدر اولیه و ثانویه (حاصل از دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها) با فراوانی حدود ۳ درصد در متن سنگ پراکنده هستند. تعداد کمی بیوتیت ریزبلور و گاه دگرسان‌شده به کلریت در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود.

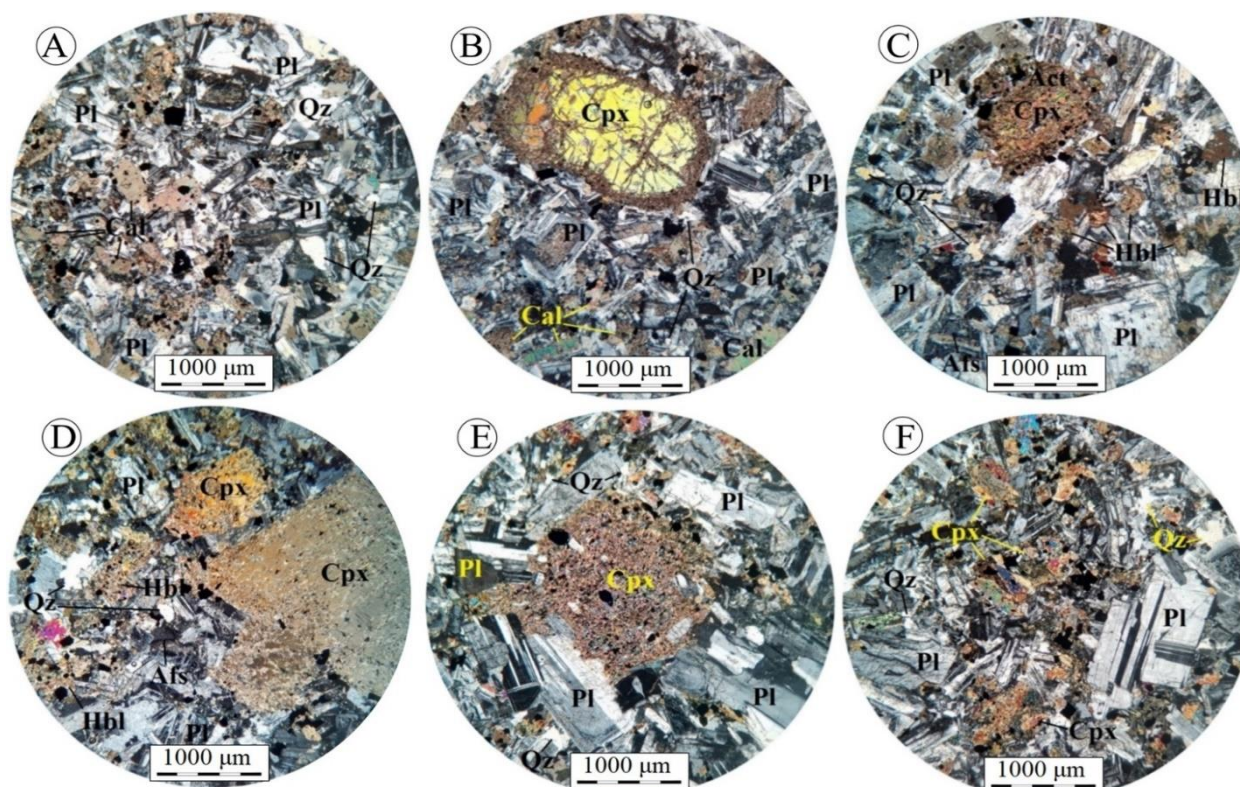
روند کلی ساختارها و گسل‌ها در منطقه تیکمه‌دش شمال‌شرقی - جنوب‌غربی، شمالی - جنوبی و شمال‌غربی - جنوب‌شرقی است. گسل‌های شمال‌شرقی - جنوب‌غربی، گسل‌های اصلی منطقه هستند. این گسل‌ها شیب ۶۵ تا ۸۰ درجه به سمت شمال‌غرب دارند. عمده رگه‌های کانه‌دار منطقه در امتداد این گسل‌ها تشکیل شده‌اند. این گسل‌های محلی، شاخه‌های فرعی از گسل بزرگ شمال تبریز هستند (Behrouzi et al., 1998).

کانه‌زایی

کانه‌زایی در کانسار تیکمه‌دش ۲ به صورت رگه‌های سیلیسی منگنز و طلادار درون توالی‌های آتشفشانی - رسوبی اتوسن (واحد E^{IV}) و میوسن (واحد M^T) رخ داده است. بر اساس مشاهدات صحرایی، پهنه‌های کانه‌دار در این کانسار را می‌توان به دو بلوک A و B تفکیک کرد (شکل ۶-۶). بلوک A در شمال منطقه و در محل سینه‌کارها و ترانشه‌های استخراجی کانه‌زایی آهن اسکارنی واقع شده است و رگه‌های سیلیسی کانه‌دار آن، کانه‌زایی آهن اسکارنی - هورنفلسی منطقه را قطع کرده‌اند (شکل ۶-۶). رگه‌های کانه‌دار دارای امتداد شمال‌شرقی - جنوب‌غربی (N10-20E) با شیب بین ۶۵ تا ۸۰ درجه به سمت شمال‌غرب بوده و پهنایی بین ۰/۱ تا ۵ متر دارند.

از بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. با توجه به زاویه نوری، پلاژیوکلازها از نوع آندزین - لابرادوریت هستند. هورنبلند دیگر کانی اصلی سنگ با فراوانی حدود ۲۰ درصد است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد تا ۱ میلی‌متر مشاهده می‌شود (شکل ۵-۵ و C و D). دگرسانی شدید به کلریت و کلسیت در اغلب بلورهای هورنبلند دیده می‌شود. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل در ابعاد کمتر از ۱ میلی‌متر با فراوانی حدود ۵ درصد در بین دیگر کانی‌ها پراکنده است. کلینوپیروکسن به صورت بلورهای شکل‌دار در ابعاد تا ۲/۵ میلی‌متر با فراوانی حدود ۱۰ درصد حضور دارند (شکل ۵-۵ و C و D). اغلب بلورهای کلینوپیروکسن با درجه‌های شدیدی به کلریت، اکتینولیت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. آلکالی فلدسپار با فراوانی حدود ۵ درصد به صورت بلورهای بی‌شکل در ابعاد کمتر از ۰/۵ میلی‌متر در بین دیگر کانی‌های سنگ دیده می‌شود (شکل ۵-۵ و C و D). کانی‌های کدر اولیه شکل‌دار همراه با کانی‌های کدر بی‌شکل حاصل از دگرسانی کانی‌های مافیک با فراوانی حدود ۳ درصد در متن سنگ پراکنده‌اند.

پیروکسن کوارتزومنزوگابروها دارای بافت‌های گرانولار و افیتیک بوده و متشکل از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آلکالی فلدسپار و کوارتز هستند. بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز کانی عمده سنگ هستند که با فراوانی حدود ۵۵ درصد حضور دارند (شکل ۵-۵ و E و F). ابعاد بلورهای پلاژیوکلاز تا ۳ میلی‌متر می‌رسد ولی اغلب اندازه آنها بین ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر است. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی بوده و برخی با درجه‌های ضعیف به سرسیت دگرسان شده‌اند. با توجه به زاویه نوری، پلاژیوکلازها از نوع لابرادوریت - آندزین هستند. کلینوپیروکسن دیگر کانی عمده سنگ با فراوانی حدود ۳۰ درصد است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد تا ۲ میلی‌متر در سنگ حضور دارند (شکل ۵-۵ و E و F). بخش عمده بلورهای کلینوپیروکسن به طور کامل توسط کلریت و کانی‌های کدر جانشین شده‌اند. برخی از بلورهای کلینوپیروکسن به



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌شناسی و بافت توده‌های نفوذی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. A: بافت گرانولار متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلندهای جانشین شده با کلسیت در پیروکسن کوارتز دیوریت‌ها، B: بلور درشت کلینوپیروکسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلندهای جانشین شده توسط کلسیت در پیروکسن کوارتز دیوریت‌ها. بلورهای کوارتز در بین دیگر کانی‌ها مشاهده می‌شوند، C: بلور درشت کلینوپیروکسن با دگرسانی به اکتینولیت همراه با بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلندهای با دگرسانی به کلریت و کلسیت در پیروکسن کوارتز مونزودیوریت‌ها. تعدادی بلور کوچک کوارتز و آلکالی فلدسپار نیز در تصویر دیده می‌شود، D: بلورهای درشت کلینوپیروکسن همراه با پلاژیوکلاز، هورنبلندهای با دگرسانی به کلسیت در پیروکسن کوارتز مونزودیوریت‌ها. تعدادی بلور کوچک کوارتز و آلکالی فلدسپار نیز در تصویر دیده می‌شود، E و F: بافت گرانولار متشکل از بلورهای کلینوپیروکسن اکتینولیتی شده و پلاژیوکلاز در پیروکسن کوارتز مونزوگابروها. بلورهای ریز کوارتز در بین آنها مشاهده می‌شود. در تصویر E، بافت افیتیک نیز قابل مشاهده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Afs: آلکالی فلدسپار، Cal: کلسیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

Fig. 5. Photomicrographs (transmitted crossed-polarized light, XPL) of mineralogy and texture of the intrusions in the Tikmehdash 2 Au deposit. A: Granular texture consisting of plagioclase crystals and hornblendes replaced by calcite in pyroxene quartz diorite, B: Coarse-grained clinopyroxene crystals among plagioclase crystals and hornblende replaced by calcite in pyroxene quartz diorite. Quartz crystals are found among other minerals, C: Coarse-grained clinopyroxene crystals altered to actinolite, along with plagioclase and hornblende crystals that altered to chlorite and calcite in the pyroxene quartz monzodiorite. Some small quartz and alkali feldspar crystals are also observed, D: Coarse-grained clinopyroxene crystals with plagioclase and hornblendes that altered to calcite in pyroxene quartz monzodiorite. Some small quartz and alkali feldspar crystals are also observed, E and F: Granular texture consisting of actinolitic clinopyroxene and plagioclase crystals in pyroxene quartz monzogabbro. Fine-grained quartz crystals are observed among them. In F, ophitic texture is also observed. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite, Afs: alkali feldspar, Cal: calcite, Cpx: clinopyroxene, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Qz: quartz).

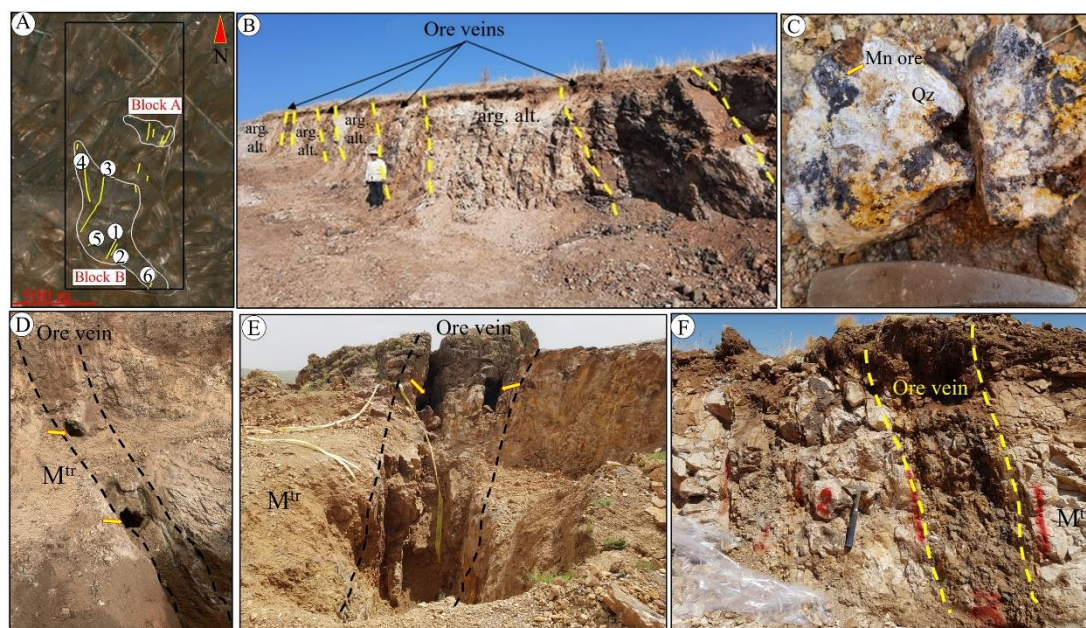
این رگه‌ها توسط هاله‌های دگرسانی آرژیلیک حدواسط با پهنایی تا ۳ متر در بر گرفته شده‌اند (شکل ۶-۶B). در برخی مناطق، رگه و رگچه‌های سیلیسی طلا دار نزدیک به هم تشکیل شده و یک پهنه کانی‌سازی را به وجود آورده‌اند که بین ۵ تا ۱۵ متر پهن دارند (شکل ۶-۶B). رگه‌های کان‌دار این بخش، متراکم (ریز بلور) بوده و دارای پیریت‌های دانه‌پراکنده و بافت‌های دروزی، شکافه پرکن و حفره‌ای هستند. اغلب رگه- رگچه‌های سیلیسی پرعیار این بخش، با اکسیدها- هیدروکسیدهای منگنز همراهی می‌شوند (شکل ۶-۶C). نمونه‌های برداشت شده به صورت کانالی و لب‌پری از رگه‌های سیلیسی کان‌دار و هاله‌های دگرسانی آرژیلیک حدواسط حاشیه آنها، عیار طلا را ۴۹ میلی گرم در تن تا ۱/۱۵ گرم در تن نشان داده است.

بلوک B در جنوب منطقه واقع شده و شامل ۶ رگه سیلیسی کان‌دار است (شکل ۶-۶A). رگه شماره ۱، رگه سیلیسی طلا دار مهم و اصلی در کانسار تیکمه‌داش ۲ است که فعالیت‌های استخراجی قدیمی متعددی بر روی آن قابل مشاهده است (شکل ۶-۶D و E). این رگه حدود ۲۵۰ متر درازا و بین ۰/۵ تا ۲ متر پهن داشته و دارای روند عمومی شمال شرق- جنوب غرب است. بالاترین عیارهای طلای اندازه گیری شده (۸۴/۹ و ۸۸/۳ گرم در تن) مربوط به این رگه است. ادامه این رگه به سمت شمال شرق، داخل زمین‌های کشاورزی قابل پیگیری بوده و در نهایت به رگه‌های کان‌دار موجود در سینه کارهای استخراجی کان‌زایی آهن اسکارنی در بلوک A می‌پیوندد. رگه شماره ۲ به موازات رگه شماره ۱ و در فاصله حدود ۲۵ متری شرق آن رخنمون داشته و حدود ۶۰ متر درازا و ۰/۳ تا ۱/۵ متر پهن دارد. بر روی این رگه نیز آثار معدن کاری قدیمی دیده شده و ادامه آن به سمت شمال شرق، درون زمین‌های کشاورزی قابل پیگیری است (شکل ۶-۶A). رگه شماره ۳ در بخش غربی بلوک B واقع شده است و با راستای شمال شرقی- جنوب غربی حدود ۵۰۰ متر درازا و بین ۰/۵ تا ۱/۵ متر پهن دارد. آثار معدن کاری قدیمی (به طول حدود ۲۵۰ متر) اغلب در بخش‌های جنوبی این رگه دیده شده و بخش‌های شمالی

بدون هرگونه عملیات استخراجی قدیمی است. رگه شماره ۴ در غرب رگه شماره ۳ با راستای شمال غربی- جنوب شرقی رخنمون داشته و حدود ۲۵۰ متر درازا و ۱/۵-۱ متر پهن دارد. بر روی این رگه، هیچ گونه آثار معدن کاری قدیمی مشاهده نمی‌شود (شکل ۶-۶F). ادامه این رگه به سمت شمال غرب، به رخنمون‌های کوچکی از رگه کوارتزی داخل مزارع کشاورزی ختم می‌شود. نمونه‌های برداشت شده از این رگه، عیارهای بالایی از طلا (عیارهای ۹/۸ و ۹/۶ گرم در تن) را نشان داده است. رگه شماره ۵ در جنوب غرب بلوک B و در غرب رگه شماره ۱ رخنمون دارد. این رگه دارای راستای شمال شرقی- جنوب غربی بوده و حدود ۱۵۰ متر درازا و ۰/۵ تا ۳ متر پهن دارد. آثار معدن کاری قدیمی بر روی این رگه نیز دیده می‌شود که قطعه‌های رگه در اطراف آنها دپو شده است. رگه شماره ۶ در جنوب شرق بلوک B با راستای شمال شرقی- جنوب غربی رخنمون داشته و حدود ۳۰ متر درازا و تا ۰/۵ متر پهن دارد. آثار معدن کاری قدیمی بر روی این رگه نیز قابل مشاهده بوده و موقعیت رگه به صورت ترانسه استخراجی قدیمی مشخص و قطعه‌های رگه در داخل آن دپو شده است.

دگرسانی گرمایی

بر اساس نتایج بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی گرمایی در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲ شامل انواع دگرسانی‌های سیلیسی، کربناتی، آرژیلیک حدواسط و پروپیلیتیک است که در این بین، دگرسانی‌های سیلیسی، کربناتی و آرژیلیک حدواسط منطبق بر بخش‌های کان‌دار هستند؛ اما دگرسانی پروپیلیتیک، سنگ‌های میزبان را تحت تأثیر قرار داده است. دگرسانی سیلیسی به صورت رگه- رگچه‌ای و یا سیمان برش‌های گرمایی رخ داده (شکل ۷-۶A و B) و منطبق بر بخش‌های کان‌دار است. ضخامت رگه- رگچه‌های کوارتزی تا ۲۰ سانتی متر می‌رسد. کوارتز در مقاطع میکروسکوپی به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل با اندازه‌های ریز تا درشت (تا ۲ سانتی متر) دیده می‌شود.



شکل ۶. تصویرهای ماهواره‌ای و صحرایی از موقعیت و وضعیت رگه‌های کانه‌دار در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. A: موقعیت رگه‌های سیلیسی طلادار (خط‌های زرد رنگ) بر روی تصویر ماهواره‌ای، B: نمایی از رگه‌های سیلیسی منگنز و طلادار و هاله‌های دگرسانی آرژیلیک حدواسط اطراف آنها درون ترانسه‌های اکتشافی - استخراجی کانه‌زایی آهن اسکارنی در بلوک A در شمال منطقه (دید به سمت غرب - شمال غرب)، C: نمایی نزدیک از قطعه‌های رگه‌های سیلیسی طلادار همراه با اکسیدهای منگنز در بلوک A در شمال منطقه، D و E: نماهایی از فعالیت‌های معدنی قدیمی (فلش‌های زرد رنگ) بر روی رگه طلادار شماره ۱ در بلوک B در جنوب منطقه (دید تصاویر به ترتیب به سمت جنوب و شمال شرق) و F: نمایی از رگه طلادار شماره ۴ در بلوک B در جنوب منطقه (دید به سمت جنوب). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mn ore: کانه‌های منگنز، Qz: کوارتز).

Fig. 6. Satellite image and field photographs of the location and condition of ore veins in the Tikmehdash 2 Au deposit. A: Location of Au-bearing silica veins (yellow lines) on the Satellite image, B: A view of Mn- and Au-bearing silica veins and their intermediate argillic alteration halos within exploration-extraction trenches of iron skarn mineralization of the Block A in the northern part of the area, looking to the west-northwest, C: A Close view of fragments of Au-bearing silica veins with manganese oxides of the Block A in the northern part of the area, D and E: Views of ancient mining activities (yellow arrows) on the number 1 Au-bearing vein in the Block B in the southern part of the area, looking to the south, northeast, respectively, and F: A view of number 4 Au-bearing vein in the Block B in the southern part of the area, looking to the south. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Mn ore: manganese ore, Qz: quartz).

تمرکزهای کلسیت تأخیری بدون کانه‌زایی با بافت‌های رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی است (شکل ۷-E). رگه-رگچه‌های کلسیتی تأخیری معمولاً رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار را قطع کرده‌اند که بیانگر تشکیل آنها در مراحل پایانی دگرسانی گرمایی است. دگرسانی آرژیلیک حدواسط با ضخامت تا ۳ متر، اطراف رگه‌های کوارتزی کانه‌دار را در بر گرفته است (شکل ۶-۷).

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، دو نوع دگرسانی کربناتی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ وجود دارد. دگرسانی کربناتی نوع اول شامل کلسیت‌های با بافت‌های تیغه‌ای و گل کلمی است که همراه با کوارتز در سیمان برش‌های گرمایی کانه‌دار دیده می‌شوند (شکل ۷-C و D). این نوع از دگرسانی کربناتی ارتباط نزدیکی با پهنه‌های سیلیسی کانه‌دار دارد. دگرسانی کربناتی نوع دوم شامل

(B). بر اساس بررسی‌های صحرایی، دگرسانی آرژیلیک حدواسط توسط شکستگی‌ها کنترل شده و در مقیاس رخنمون سبب تغییر رنگ سفید تا زرد سنگ‌ها شده است. در مقاطع میکروسکوپی، دگرسانی آرژیلیک حدواسط محصول جانشینی پلاژیوکلاز توسط مجموعه سریسیت و ایلیت (شناسایی توسط تجزیه پراش پرتو ایکس) همراه با مقادیر اندکی کوارتز و کلسیت است (شکل ۷-F و G). دگرسانی پروپیلیتیک در خارج از بخش‌های کانه‌زایی دیده می‌شود. در اثر این دگرسانی، سنگ‌ها در رخنمون‌های صحرایی به رنگ سبز دیده می‌شوند. دگرسانی پروپیلیتیک دارای شدت‌های کم تا متوسط است و بافت کانی‌ها در آن حفظ شده است. این دگرسانی معمولاً با جانشینی کانی‌های اولیه سنگ توسط مجموعه کلریت، کلسیت، اپیدوت و سریسیت مشخص می‌شود (شکل ۷-H و I).

کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ

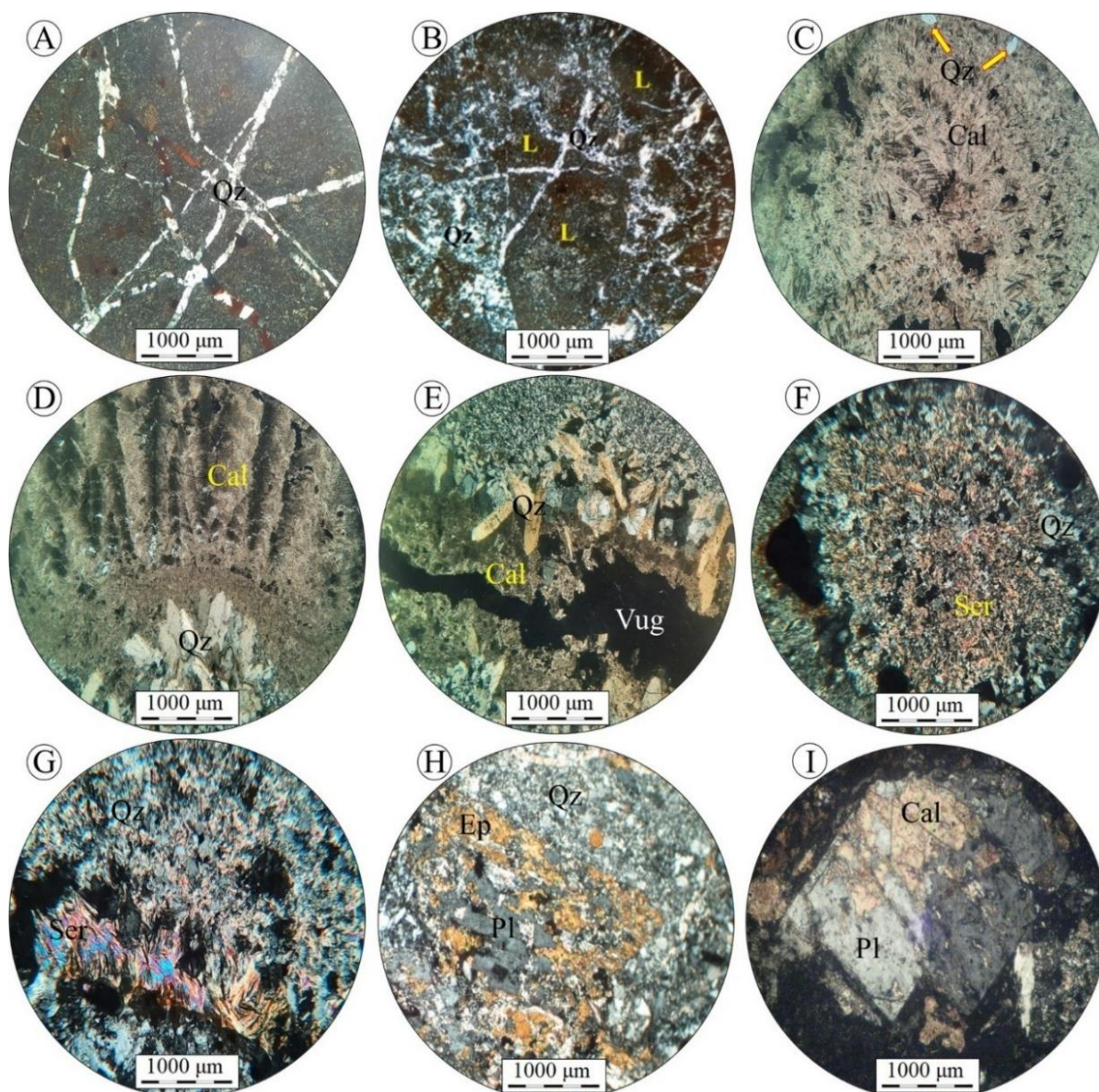
پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، طلای آزاد، تنانیت-تتراهدريت، آرسنوپیریت، پیرولوسیت و پسیلوملان، کانه‌های موجود در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲ هستند. گویت، مالاکیت، پیرولوسیت ثانویه و بروانیت در نتیجه فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. کوارتز، کلسیت و باریت کانی‌های باطله هستند. انواع بافت کانسنگ شامل رگه-رگچه‌ای، برشی، شانه‌ای، کاکلی، پرماند، دانه‌پراکنده، قشرگون، گل کلمی، تیغه‌ای، پُرکننده فضای خالی، جانشینی، بازماندی و جزیره‌ای است.

پیریت معمولاً به صورت بلورهای ریز تا درشت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با بافت دانه‌پراکنده در رگه‌های کانه‌دار و حاشیه‌های سیلیسی شده رگه‌ها دیده می‌شود (شکل ۸-A). این کانی اغلب از حاشیه‌ها به گویت دگرسان شده و گاه باقی‌مانده‌هایی از آن به صورت بافت‌های بازماندی و جزیره‌ای دیده می‌شود (شکل ۸-B). کالکوپیریت به مقدار اندک و به صورت بلورهای ریز نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با بافت دانه‌پراکنده در بخش‌های کانه‌دار

دیده می‌شود (شکل ۸-C). گاه ادخال‌های ریزی از کالکوپیریت درون گالن و اسفالریت دیده می‌شود که بیانگر تبلور زودتر کالکوپیریت در توالی همیافتی است (شکل ۸-D و E). گالن به میزان کم در رگه‌های کلسیتی کانه‌دار مشاهده می‌شود. این کانی اغلب به صورت بلورهای درشت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و گاه با رخ‌های مثلی در نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۸-D). گالن معمولاً از حاشیه به سروزیت دگرسان شده است. در برخی از نمونه‌ها، گالن با پیریت و اسفالریت هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل ۸-F و G). گالن گاهی دارای ادخال‌هایی از کالکوپیریت و تنانیت-تتراهدريت است (شکل ۸-D). اسفالریت اغلب به صورت بلورهای متوسط بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار تیره (غنی از آهن) در رگه‌های کلسیتی دیده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی، اسفالریت معمولاً با گالن و پیریت هم‌رشدی دارد (شکل ۸-F تا H). گاه ادخال‌های ریز کالکوپیریت درون اسفالریت قابل مشاهده است (شکل ۷-E). تنانیت-تتراهدريت با فراوانی کم و به صورت ادخال‌های ریز بی‌شکل درون گالن دیده می‌شوند (شکل ۸-D و G).

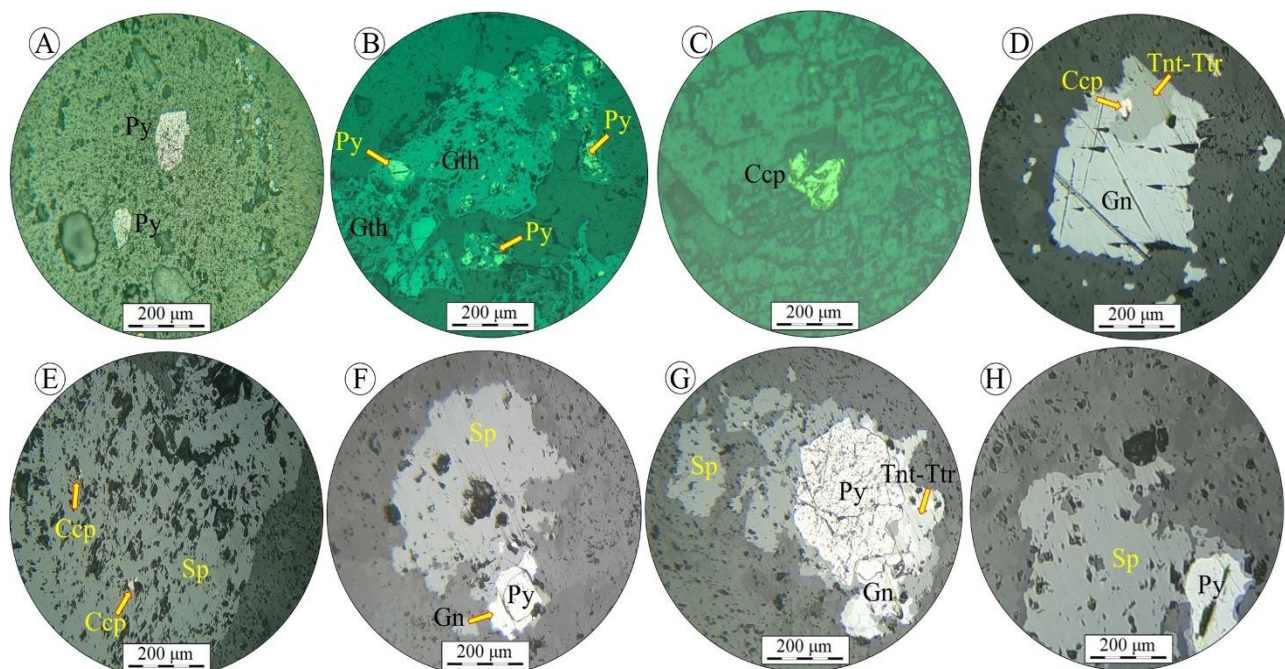
طلا به صورت ذرات ریز بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد اغلب کمتر از ۵۰ میکرون و گاه تا ۳۰۰ میکرون در رگه‌های سیلیسی قابل مشاهده است (شکل ۹-A و B). آرسنوپیریت به صورت بلورهای ریز (تا ۱۰۰ میکرون) شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با بافت دانه‌پراکنده در برخی از رگه‌های کانه‌دار مشاهده می‌شود (شکل ۹-C).

پیرولوسیت و پسیلوملان به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با بافت‌های پُرکننده فضای خالی، قشرگون و گل کلمی در بخش‌های کانه‌دار دیده می‌شوند (شکل ۹-D و E). در برخی نقاط، جانشینی بلورهای پیرولوسیت اولیه و پسیلوملان توسط براونیت و پیرولوسیت ثانویه دیده شده (شکل ۹-F و G) و گاه رگچه‌های پیرولوسیت ثانویه، بلورهای پیرولوسیت اولیه و پسیلوملان را قطع کرده است (شکل ۹-G).



شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع دگرسانی‌ها در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. A و B: کوارتز با بافت رگه-رگچه‌ای (A) و سیمان پرش‌های گرمایی (B) در دگرسانی سیلیسی، C و D: کلسیت‌های با بافت تیغه‌ای (C) و گل کلمی (D) در دگرسانی کربناتی نوع اول، E: کلسیت با بافت پرکننده فضای خالی در دگرسانی کربناتی نوع دوم، F و G: سریسیت در دگرسانی آرژیلیک حدواسط، H و I: دگرسانی پلاژیو کلاز به اپیدوت (H) و کلسیت (I) در دگرسانی پروپلیتیک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت، L: قطعه سنگ، Pl: پلاژیو کلاز، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت، Vug: فضای خالی).

Fig. 7. Photomicrographs (transmitted crossed-polarized light, XPL) of hydrothermal alteration types in the Tikmehdash 2 Au deposit. A and B: Quartz with vein-veinlets (A) and hydrothermal breccia cement (B) textures in silica alteration, C and D: Calcite with bladed (C), and colloform (D) textures in type 1 carbonate alteration, E: Calcite with vug infill texture in type 2 carbonate alteration, F and G: Sericite in intermediate argillic alteration, H and I: Alteration of plagioclase to epidote (H), and calcite (I) in propylitic alteration. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Ep: epidote, L: lithic fragment, Pl: plagioclase, Qz: quartz, Ser: sericite, Vug: open space).



شکل ۸. تصویرهای میکروسکوپی (نور بازتابی) از کانی‌شناسی و بافت کانسنگ در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. A: بلورهای نیمه‌شکل‌دار و ریز پیریت با بافت دانه‌پراکنده، B: بلور درشت و بی‌شکل پیریت دگرسان‌شده به گوتیت، C: بلور ریز و بی‌شکل کالکوپیریت، D: بلور درشت و بی‌شکل گالن با ادخال‌های کالکوپیریت و تنانتیت-تراهدریت، E: ادخال‌های بسیار ریز کالکوپیریت داخل اسفالریت و F تا H: هم‌رشدی‌های پیریت، گالن و اسفالریت. در تصویر G، ادخال‌های تنانتیت-تراهدریت داخل گالن نیز دیده می‌شود. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp: کالکوپیریت، Gn: گالن، Gth: گوتیت، Py: پیریت، Sp: اسفالریت، Tnt-Ttr: تنانتیت-تراهدریت).

Fig. 8. Photomicrographs (reflected light) of the ore mineralogy and texture in the Tikmehdash 2 Au deposit. A: Subhedral fine-grained disseminated pyrite crystals, B: Coarse-grained anhedral pyrite crystal altered to goethite, C: Fine-grained anhedral chalcopyrite crystal, D: Coarse-grained anhedral galena crystal with chalcopyrite, and tennantite-tetrahedrite inclusions, E: Fine-grained chalcopyrite inclusions within sphalerite, and F–H: Intergrowth of pyrite, galena, and sphalerite. In G, tennantite-tetrahedrite inclusions within galena are also observed. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ccp: chalcopyrite, Gn: galena, Gth: goethite, Py: pyrite, Sp: sphalerite, Tnt-Ttr: tennantite-tetrahedrite).

تیکمه‌دش ۲ هستند. کوارتز به صورت بلورهای ریز تا درشت بی‌شکل تا شکل‌دار (کمتر از ۲۰۰ میکرون تا ۲ سانتی‌متر) و یا توده‌ای در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار دیده می‌شود. کوارتزها بیشتر بافت‌های رگه-رگچه‌ای (شکل ۱۰-A)، شانه‌ای (شکل ۱۰-A) و پرکننده فضاهای خالی (شکل ۱۰-B) دارند. در برخی موارد، بافت‌های کاکلی، گل‌کلی و پرماند در بلورهای کوارتز دیده می‌شود (شکل ۱۰-C تا G). کلسیت معمولاً بافت‌های تیغه‌ای، گل‌کلی و پرکننده فضاهای خالی نشان می‌دهد (شکل ۱۰-C تا

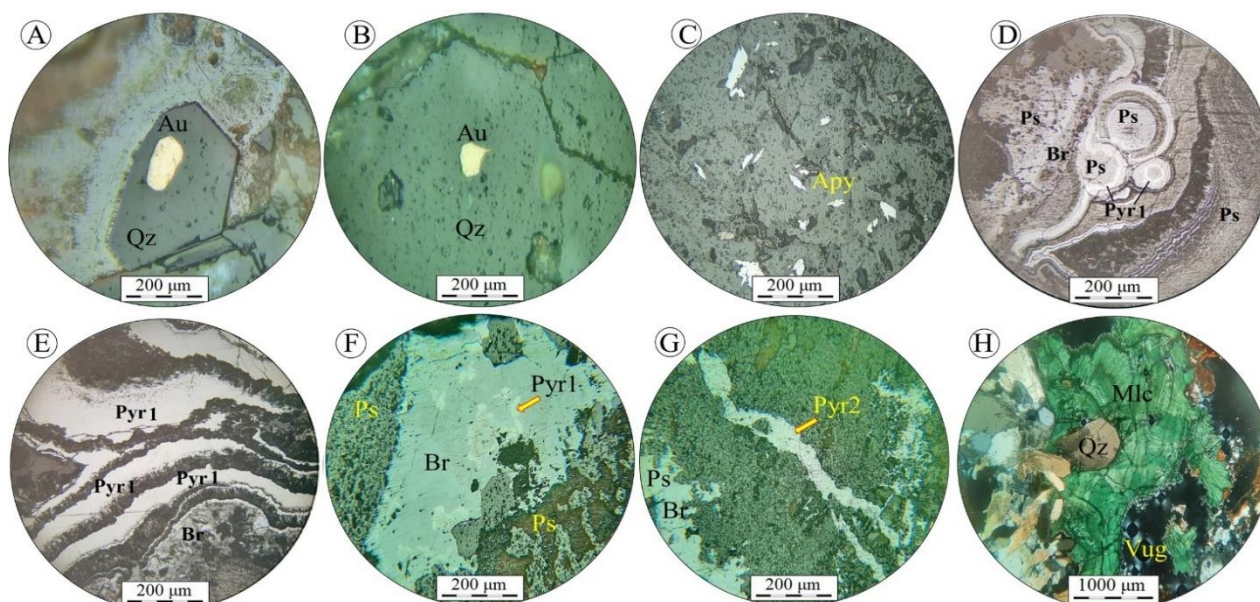
گوتیت، مالاکیت، پیرولوسیت ثانویه و براونیت، کانی‌های برون‌زاد در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ هستند. گوتیت محصول دگرسانی پیریت و کالکوپیریت است. مالاکیت با بلورهای شعاعی و بافت پرکننده فضاهای خالی در نمونه‌های کانه‌دار قابل مشاهده است (شکل ۹-H). براونیت و پیرولوسیت ثانویه محصول دگرسانی کانه‌های اولیه منگنز (پیرولوسیت اولیه و پسیلوملان) هستند (شکل ۷-F و G). کوارتز، کلسیت و باریت کانی‌های باطله در کانسار طلای

مرحله قابل تفکیک است. مرحله اول کان‌زایی با سیلیسی‌شدن (کوارتزهای ریزبلور) سنگ‌های میزبان مشخص می‌شود. پیریت تنها کانی‌های سولفیدی این مرحله است که بیشتر به صورت بلورهای ریز دانه‌پراکنده در متن سیلیسی‌شده سنگ دیده می‌شوند. این مرحله بیشتر به عنوان زمینه‌ساز مراحل بعدی کان‌زایی عمل کرده است (شکل ۱۱-A, B, D, F تا I). مرحله دوم کان‌زایی با حضور رگه-رگچه‌ها و برش‌های گرمایی طلادار با سیمان کوارتز-سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت) همراه با اندکی باریت مشخص می‌شود.

(E). باریت بیشتر به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در برخی از مقاطع میکروسکوپی دیده شده است و ابعاد طولی بلورهای درشت آن گاه تا ۲ سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۱۰-H و I).

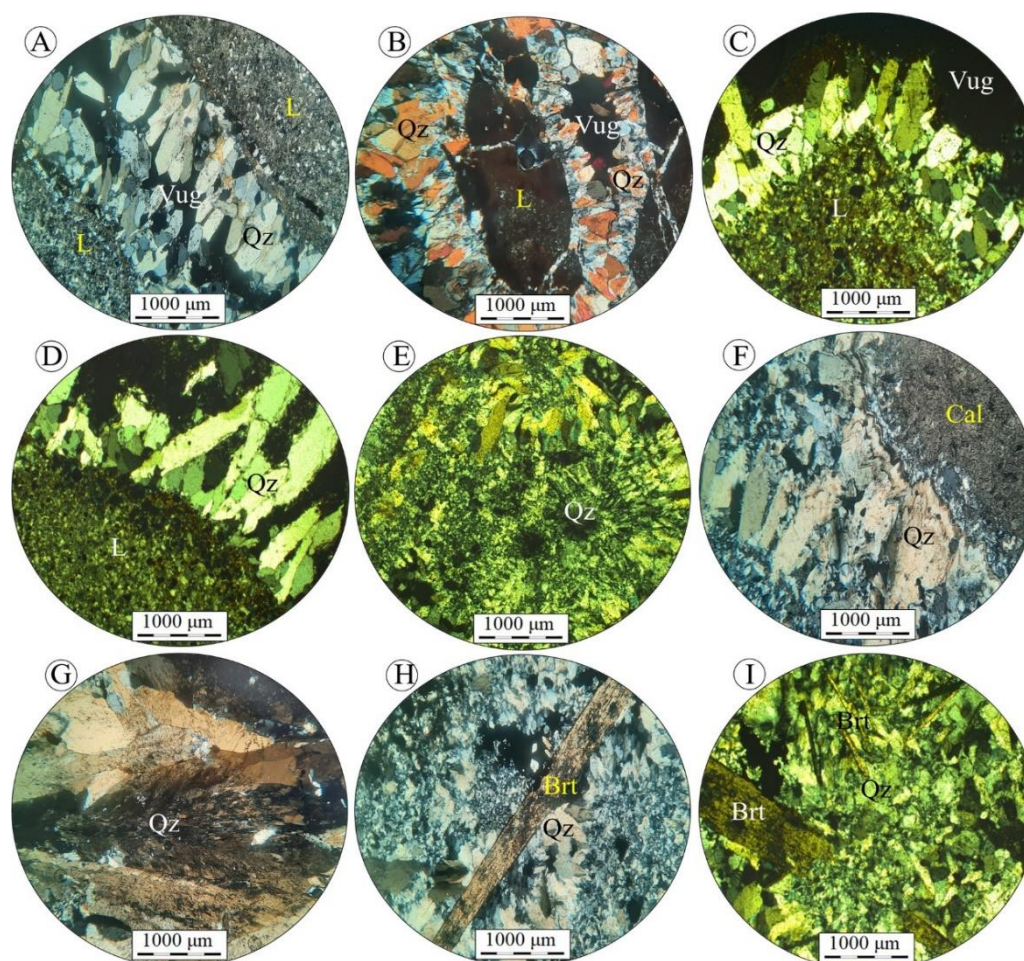
مراحل کان‌زایی و توالی همیافتی کانی‌ها

با توجه به بررسی‌های صحرایی، بررسی نمونه‌های دستی، بررسی‌های میکروسکوپی و بر مبنای روابط بافتی موجود بین کانی‌ها، مراحل کان‌سازی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ به شش



شکل ۹. تصویرهای میکروسکوپی (تصویر H در نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL و بقیه در نور بازتابی) از کانی‌شناسی و بافت کانسنگ در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. A و B: ذرات طلای آزاد داخل کوارتز، C: بلورهای ریز آرسنوپیریت، D و E: پیرولوسیت اولیه و پسیلوملان با بافت‌های گل‌کلمی و نواری. دگرسانی به براونیت در هر دو تصویر دیده می‌شود، F: دگرسانی کانی‌های پیرولوسیت اولیه و پسیلوملان به براونیت و پیرولوسیت ثانویه، G: رگچه پیرولوسیت ثانویه و H: مالاکیت با بافت پرکننده فضای خالی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Apy: آرسنوپیریت، Au: طلای آزاد، Br: براونیت، Mlc: مالاکیت، Ps: پسیلوملان، Pyr1: پیرولوسیت اولیه، Pyr2: پیرولوسیت ثانویه، Qz: کوارتز، Vug: فضای خالی).

Fig. 9. Photomicrographs (H in transmitted crossed-polarized light, XPL, and the rest in reflected light) of the ore mineralogy and texture in the Tikmehdash 2 Au deposit. A and B: Free Au inclusions within quartz, C: Fine-grained arsenopyrite crystals, D and E: Primary pyrolusite and psilomelane with colloform and banded textures. Alteration to braunite is observed in both photos, F: Alteration of primary pyrolusite and psilomelane crystals into braunite and secondary pyrolusite, G: Secondary pyrolusite veinlet, and H: Malachite with vug infill texture. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Apy: arsenopyrite, Au: free gold, Br: braunite, Mlc: malachite, Ps: psilomelane, Pyr1: primary pyrolusite, Pyr2: secondary pyrolusite, Qz: quartz, Vug: open space).

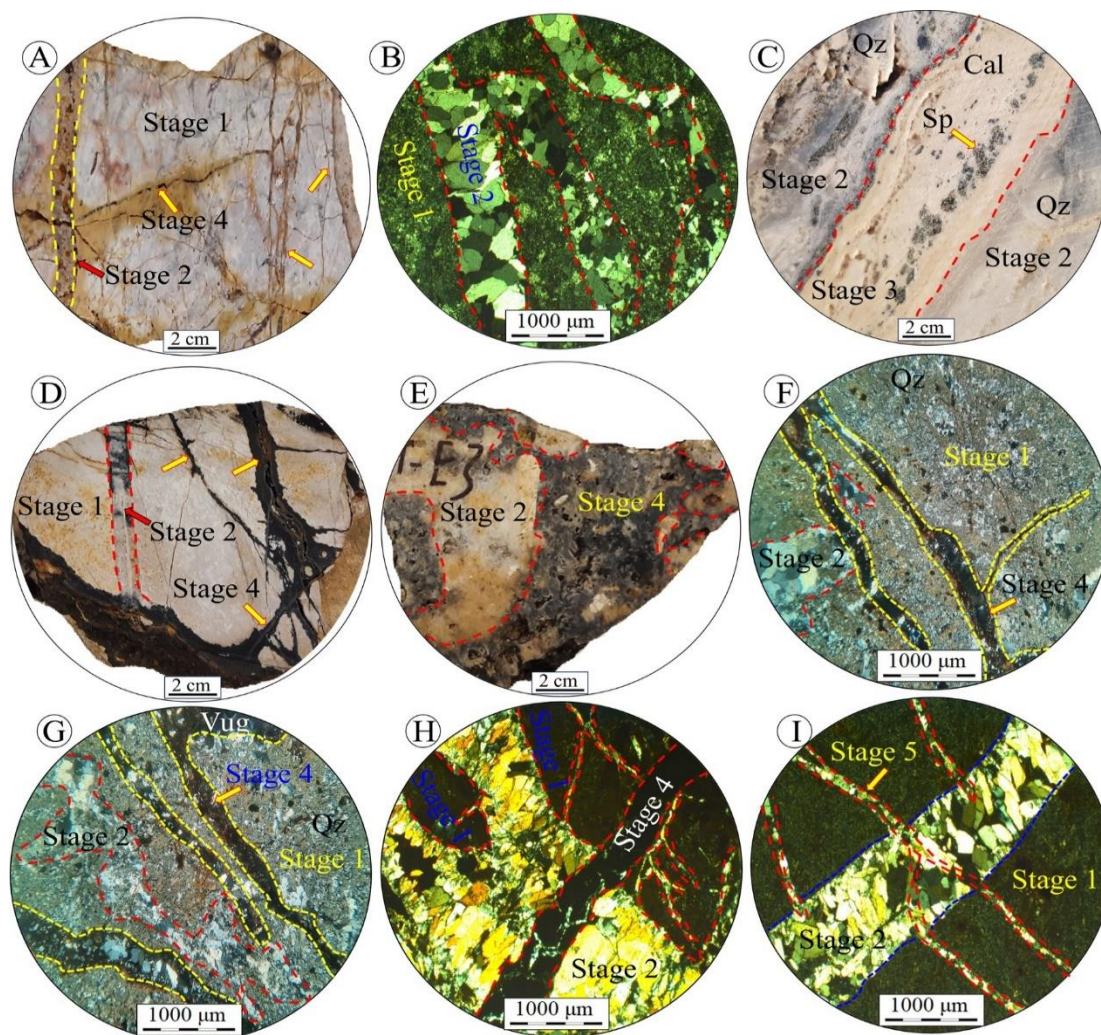


شکل ۱۰. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌های باطله و بافت آنها در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. A: کوارتز با بافت شانه‌ای، B: بلورهای درشت کوارتز با بافت‌های پرکننده فضای خالی و کاکلی، C و D: رشد بلورهای درشت کوارتز با بافت کاکلی بر روی قطعه‌های توفی، E: کوارتز با بافت گل‌کلمی، F و G: بلورهای درشت کوارتز با بافت پرمانند. در تصویر F، بافت گل‌کلمی نیز دیده می‌شود، H و I: بلورهای شکل‌دار و درشت باریت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Cal: کلسیت، L: قطعه توفی، Qz: کوارتز، Vug: فضای خالی).

Fig. 10. Photomicrographs (transmitted crossed-polarized light, XPL) of gangue minerals and textures in the Tikmehdash 2 Au deposit. A: Quartz with comb texture, B: Coarse-grained quartz crystals with vug infill and cockade textures, C and D: Cockade texture of quartz developed around the tuff fragments, E: Colloform texture of quartz, F and G: Plumose texture of coarse-grained quartz crystals. In F, colloform texture is also observed, H and I: Coarse-grained euhedral barite crystals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Cal: calcite, L: tuff fragment, Qz: quartz, Vug: open space).

کانه‌زایی قطع شده است؛ به طوری که بخش‌هایی از آن به صورت قطعه‌های برشی در سیمان برش‌های گرمایی مراحل بعدی کانه‌زایی دیده می‌شود (شکل ۱۱-A، C و D تا I).

ضخامت رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفیدی این مرحله تا ۲۰ سانتی‌متر می‌رسد. مرحله دوم کانه‌زایی، مرحله اول را قطع و برشی کرده (شکل ۱۱-A، B، D، F تا I) و خود توسط مراحل بعدی



شکل ۱۱. تصویرهای نمونه دستی و میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از مراحل کانه‌زایی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. A و B: مرحله اول کانه‌زایی به صورت سیلیسی شدن سنگ میزبان که توسط رگچه‌های کوارتز-سولفیدی مرحله دوم قطع شده است. در تصویر A، رگچه‌های کوارتز-سولفیدی مرحله دوم کانه‌زایی توسط رگچه‌های کوارتز-اکسیدهای منگنز مرحله چهارم (فلش‌های زرد رنگ) قطع شده‌اند، C: رگه کلسیتی سولفیددار مرحله سوم که رگه‌های کوارتز-سولفیدی مرحله دوم را قطع کرده است، D تا H: رگچه‌های کوارتز-اکسیدهای منگنز مرحله چهارم کانه‌زایی که سنگ سیلیسی شده مرحله اول و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی مرحله دوم را قطع کرده‌اند. در تصویر E، قطعه‌های برشی کانه‌زایی مرحله دوم در سیمان برش‌های گرمایی مرحله سوم قابل مشاهده است و I: رگچه‌های کوارتزی مرحله پنجم کانه‌زایی که رگچه کوارتز-سولفیدی مرحله دوم را قطع کرده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Qz: کوارتز، Sp: اسفالریت، Vug: فضای خالی).

Fig. 11. Hand specimen and microscopic (transmitted crossed-polarized light, XPL) photographs of mineralization stages in the Tikmehdash 2 Au deposit. A and B: Stage 1 mineralization as silicification of the host rock that crosscut by stage 2 quartz-sulfide veinlets. In A, stage 2 quartz-sulfide veinlets are, in turn, cut by stage 4 quartz-Mn oxide veinlets (yellow arrows), C: Stage 3 sulfide-bearing calcite vein that crosscut the stage 2 quartz-sulfide vein, D-H: Stage 4 quartz-Mn oxide veinlets that crosscut stage 1 silicified rock, and stage 2 quartz-sulfide veinlets. In E, stage 2 breccia fragments can be observed within the stage 3 hydrothermal breccia cements, and I: Stage 5 quartz veinlets that crosscut stage 2 quartz-sulfide veinlets. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Qz: quartz, Sp: sphalerite, Vug: open space).

به صورت رگه- رگچه‌ای و پرکننده فضاهاى خالى مشخص مى‌شود (شکل ۱۱-I). ضخامت رگه- رگچه‌هاى کوارتز- کلسیتی معمولاً کمتر از ۱ سانتی‌متر است. هیچ کانی سولفیدی و اکسیدی با این مرحله تشکیل نشده است. مرحله ششم کانه‌زایی مربوط به فرایندهای برون‌زاد بوده و طی آن کانی‌های گوتیت، مالاکیت، پیرولوسیت ثانویه و براونیت با بافت‌های پرکننده فضای خالی، بازماندی و جانشینی تشکیل شده‌اند. توالی همیافتی کانی‌ها در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ در شکل ۱۲ نشان داده شده است.

داده‌های زمین‌شیمیایی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی به دست آمده از نمونه‌های کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است.

کانه‌زایی مرحله سوم با حضور رگه‌های کلسیتی حاوی پیریت- گالن- اسفالریت و تنانتیت- تراهدریت به ضخامت تا ۳ سانتی‌متر مشخص می‌شود (شکل ۱۱-C). رگه‌های کلسیتی این مرحله، مرحله اول و دوم کانه‌زایی را قطع کرده‌اند؛ اما ارتباط آن با مراحل دیگر کانه‌زایی مشخص نیست. مرحله چهارم کانه‌زایی با حضور کانه‌های منگنز (پیرولوسیت و پسیلوملان) و کوارتز به صورت رگچه‌ای و پرکننده فضاهاى خالى مشخص مى‌شود. ضخامت رگه- رگچه‌های این مرحله تا ۵ سانتی‌متر می‌رسد. رگه‌های کوارتز- منگنز این مرحله معمولاً مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده (شکل ۱۱-A و D تا H) و خود توسط مرحله پنجم کانه‌زایی قطع شده‌اند. مرحله پنجم کانه‌زایی یک مرحله عقیم بعد از کانه‌زایی بوده و به آخرین فعالیت‌های گرمایی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ مرتبط است. این مرحله با حضور کوارتز و کلسیت

	Stage 1	Stage 2	Stage 3	Stage 4	Stage 5	Supergene
Pyrite						
Chalcopyrite						
Gold						
Arsenopyrite						
Galena						
Sphalerite						
Tennantite-Tetrahedrite						
Pyrolusite						
Psilomelane						
Goethite						
Malachite						
Braunite						
Quartz						
Calcite						
Barite						
Disseminated						
Vein-Veinlets						
Brecciated						
Comb						
Colloform						
Cockade						
Crustiform						
Bladed						
Plumose						
Vug Infill						
Relict						
Replacement						

شکل ۱۲. مراحل کانی‌سازی و توالی همیافتی کانه‌ها و کانی‌ها در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲

Fig. 12. Mineralization stages and paragenetic sequences of ore and minerals at the Tikmehdash 2 Au deposit

جدول ۱. داده‌های تجزیه Fire Assay (گرم در تن) نمونه‌های کانه‌دار در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲

Table 1. Fire-Assay data (ppm) of ore samples from the Tikmehdash 2 Au deposit

Sample Number	Au	Sample Number	Au	Sample Number	Au
Zarazma Labs		Novin Shimyar Labs			
TK-01-ZA	0.35	TK-27-ZA	2.48	TK-04-NSH	12.14
TK-02-ZA	3.36	TK-28-ZA	84.98	TK-05-NSH	1.65
TK-03-ZA	0.98	TK-29-ZA	2.20	TK-07-NSH	4.26
TK-04-ZA	18.52	TK-31-ZA	0.94	TK-08-NSH	0.68
TK-05-ZA	2.33	TK-32-ZA	2.91	TK-10-NSH	0.69
TK-06-ZA	1.79	TK-34-ZA	0.06	TK-11-NSH	0.11
TK-07-ZA	5.40	TK-35-ZA	0.46	TK-12-NSH	0.23
TK-08-ZA	1.06	TK-36-ZA	0.05	TK-13-NSH	9.83
TK-09-ZA	0.26	TK-37-ZA	0.21	TK-21-NSH	0.05
TK-10-ZA	0.66	TK-41-ZA	0.03	TK-25-NSH	0.05
TK-11-ZA	0.16	TK-52-ZA	0.41	TK-26-NSH	1.12
TK-12-ZA	0.28	TK-53-ZA	3.63	TK-28a-NSH	3.51
TK-13-ZA	9.62	TK-51-ZA	0.68	TK-28b-NSH	88.35
TK-21-ZA	0.09	TK-54-ZA	1.53	TK-32-NSH	2.23
TK-23-ZA	2.46	TK-50-ZA	0.56	TK-34-NSH	0.03
TK-25-ZA	0.05			TK-36-NSH	0.09
TK-26-ZA	1.41			TK-37-NSH	0.19

جدول ۲. داده‌های تجزیه Fire Assay (طلا، میلی گرم در تن) و ICP-OES (سایر عناصر، گرم در تن) نمونه‌های کانه‌دار در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲

Table 2. Fire-Assay (Au, ppb), and ICP-OES (other elements, ppm) data of ore samples from the Tikmehdash 2 Au deposit

	Au	Ag	As	Ba	Cd	Cu	Mn	Mo	Pb	S	Sb	Zn
Detection Limit	5	5	0.5	5	0.10	1	5	0.50	1	50	0.50	1
01-TKD-100	305	19.5	26.5	232	0.36	501	432	418.1	2389	832	14	91
01-TKD-D-1	2216	60.8	58.2	233	35.7	1970	>20000	17.4	>30000	683	>100	5680
01-TKD-D-2	3624	89.3	96.2	2034	27.6	514	>20000	236.1	8046	593	>100	6917
01-TKD-D-3	8744	46.2	60	590	41	280	>20000	16.2	4759	685	>100	6401
01-TKD-D'-1	558	12.7	82.9	839	8.9	104	>20000	13.1	2853	545	65.7	2187
01-TKD-D''-2	15834	5	19.3	629	0.39	34	8716	1.3	230	360	35.6	118
01-TKD-TRA1-1	180	5	32.3	426	0.8	347	5857	9.8	1597	464	46.3	507
01-TKD-TRA1-2	123	5	15	439	0.48	191	1272	3.2	388	578	1.23	312
01-TKD-TRA2-1	1688	22.4	18.3	409	29.2	3728	>20000	158.9	15887	438	11.2	5793
01-TKD-TRA3-1	1604	31.8	17.2	153	9	4166	>20000	26.7	18924	388	18.1	1412
01-TKD-TRA3-2	6120	11.7	27.5	128	1.5	1120	17303	25.4	16627	431	21.7	1050
01-TKD-TRA5-1	2131	57.2	33	529	1.2	1680	4549	33.1	12606	998	22.5	2048
01-TKD-TRAB-2	3578	33.9	96.1	3142	19.3	1120	>20000	19.5	2537	690	>100	4952
01-TKD-TRB2-1	470	13.4	71.4	907	8.8	1920	18814	23.9	4677	573	>100	3101

ادامه جدول ۲. داده‌های تجزیه Fire Assay (طلا، میلی گرم در تن) و ICP-OES (سایر عناصر، گرم در تن) نمونه‌های کانه‌دار در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲

Table 2 (Continued). Fire-Assay (Au, ppb), and ICP-OES (other elements, ppm) data of ore samples from the Tikmehdash 2 Au deposit

	Au	Ag	As	Ba	Cd	Cu	Mn	Mo	Pb	S	Sb	Zn
Detection Limit	5	5	0.5	5	0.1	1	5	0.5	1	50	0.5	1
01-TKD-TRC1-2	896	5.1	44.3	193	0.7	309	8017	34.	13029	548	62.	256
01-TKD-TRC3-1	1790	32.	69.3	105	33.	481	>20000	8.8	14855	475	40.	6599
01-TKD-TRC3-1	2422	36.	>10	175	23.	509	>20000	9.5	12681	640	36.	5434
01-TKD-TRC4-1	6130	15.	>10	118	17.	154	>20000	27.	3943	682	100	4946
01-TKD-TRC4-2	3079	65.	>10	128	32.	421	>20000	5.7	3516	519	100	8367
01-TKD-TRC5-2	4281	26.	>10	193	19.	184	>20000	31.	9450	818	100	6170
01-TRC6-TKD1	6022	27.	>10	992	16.	251	>20000	30	5206	444	100	3646
01-TKD-TRC6-1	663	2.3	13.9	796	1.1	157	5258	4.2	320	420	70.	455
01-TKD-TRC6-3	4461	55.	100	684	13.	258	>20000	29.	6857	660	100	3192
01-TKD-TRC7-2	6098	33.	54.4	188	3.4	269	6300	23.	3760	462	100	455
01-TKD-TRC8-2	38	2	2.6	631	0.4	103	1815	1.5	436	238	10.	123
01-TKD-TRC9-1	7579	8	52.3	115	0.2	182	14371	3.8	19	420	10.	107
01-TKD-TRC9-5	156	2.4	100	923	0.3	401	15416	2.7	21	456	7.7	139
01-TKD-TR-D1	986	5.9	25.9	163	0.4	87	5056	11	495	664	83.	169
01-TKD-TRD1-3	778	71.	>10	366	8.1	656	>20000	13.	1702	514	100	2473
01-TKD-TRD2-2	23	6.8	19.7	313	3.7	372	6330	0.6	542	287	25.	258
01-TKD-TRD2-5	3173	2.9	13.9	696	0.4	83	6487	0.7	301	351	1.0	306
01-TKD-TRD3-2	213	12.	4.9	505	0.4	161	3006	3	284	345	20.	130
01-TKD-TRD4-1	117	3.6	12.9	874	0.4	105	4687	4.1	186	489	57.	200
01-TKD-TRE1-2	737	64.	100	719	17.	831	>20000	20.	>30000	647	100	1889
01-TKD-TRE1-1	7136	10.	100	744	6.1	125	>20000	54.	390	410	100	155
01-TK-A1-27.5-28	50	4.9	32.7	729	1.8	494	2853	5.3	441	775	18.	318
01-TK-C5-1-53.3-	1597	15	39.2	485	0.5	104	1773	3.4	5536	2220	32.	291
01-TK-C6-41.8-42	47	4.8	22.3	153	5	75	17622	8.9	382	582	1.3	1877
01-TK-C7-23.5-24.8	9658	71.	74.7	727	29.	730	>20000	12.	5829	408	100	2230
01-TKD-TRE2-5	4601	14.	100	688	3	139	10757	6.8	6405	434	100	827
01-TKD-TRE3-3/1	4728	38	100	808	3.2	760	12131	15.	2638	465	100	583
01-TK-D1-15.2-15.8	151	4.6	61.4	165	4.9	162	>20000	8.2	4145	625	22.	3000
01-TK-D1-16.9-18.3	4679	61.	83.7	401	12.	792	>20000	34	1082	534	100	5353
01-TK-D1-20.4-20.8	954	6.8	24.3	545	1.9	70	8502	5.4	231	319	35.	1330
01-TK-D2-63.5-64.3	5436	18.	45.6	446	1.1	113	4079	4.9	105	722	54.	421
01-TK-D2-82.7-83.5	232	2.8	5.8	919	0.3	25	14447	9.3	136	831	1.1	581
01-TK-D3-41.2-43.7	976	33.	77.7	977	2.5	247	>20000	14.	514	614	100	471
01-TK-D4-63.8-64.8	1496	59.	>10	153	4.9	502	16522	14.	5794	918	99.	915
01-TK-D4-64.8-65.2	3547	65.	>10	188	11.	640	>20000	19.	9373	515	100	2357
01-TK-D1-2-77.1-	121	4.2	20.1	117	2.2	159	1745	1.7	781	19912	36	841
01-TK-D1-2-109.8-	82	2.7	39.9	128	9.3	413	253	25.	1185	>20000	1.0	2213
01-TK-D1-2-151-	377	26.	37.8	629	40.	416	>20000	1.8	5213	11476	100	1451
01-TK-D2-3-74.1-	209	6.3	23.3	789	0.9	692	1526	5.6	478	3073	1.0	824
01-TK-D2-3-95.5-	931	51.	50.4	703	55.	493	>20000	4.8	6215	12242	100	1402
01-TKD-TRE0-3	16	0.7	37.5	878	0.3	16	2090	0.5	5	478	1.0	91
01-TKD-TRE0-7	23	0.5	42.2	123	0.3	26	1014	1.3	339	286	0.9	177

بحث و بررسی

محتوای عیار ی عناصر

بر اساس داده‌های **جدول ۱**، دامنه تغییرات عیارهای طلا در نمونه‌های تجزیه‌شده در شرکت زراآزما (۳۲ نمونه) بین ۲۴ میلی گرم در تن تا ۸۴/۹۷ گرم در تن اندازه‌گیری شده است. از بین ۳۲ نمونه تجزیه‌شده، تنها ۵ نمونه عیار کمتر از ۱۰۰ میلی گرم در تن (بین ۲۴ تا ۸۸ میلی گرم در تن) دارند و تعداد ۱۳ نمونه (حدود ۴۸ درصد نمونه‌ها) دارای عیارهای بالاتر از ۱ گرم در تن هستند. در داده‌های تجزیه‌ای شرکت نوین شیمیاری (۱۷ نمونه) تکراری انتخاب‌شده از بین ۳۲ نمونه ارسالی به شرکت زراآزما، دامنه تغییرات عیارهای طلا بین ۲۹ میلی گرم در تن تا ۸۸/۳۵ گرم در تن اندازه‌گیری شده است که از این نظر با داده‌های شرکت زراآزما مطابقت بسیار خوبی دارد. از بین ۱۷ نمونه تجزیه‌شده در این شرکت، تنها ۳ نمونه عیار کمتر از ۱۰۰ میلی گرم در تن (بین ۲۹ تا ۴۹ میلی گرم در تن) دارند و تعداد ۷ نمونه (حدود ۴۱ درصد نمونه‌ها) دارای عیارهای بالاتر از ۱ گرم در تن هستند.

بر اساس داده‌های **جدول ۲**، مقدار طلا در ۵۶ نمونه تجزیه‌شده بین ۱۶ میلی گرم در تن تا ۴۴/۶۲ گرم در تن (میانگین ۳/۵۴ گرم در

تن) متغیر است. بر همین اساس، مقادیر نقره بین ۰/۵۴ تا ۸۹/۳ گرم در تن (میانگین ۲۴/۹۵ گرم در تن)، مقادیر مس بین ۱۶ گرم در تن تا ۰/۸۳ درصد (میانگین ۰/۱۱ درصد)، مقادیر سرب بین ۵ گرم در تن تا بیش از ۳ درصد (میانگین ۰/۴۹ درصد) و مقادیر روی بین ۹ گرم در تن تا ۱/۲۵ درصد (میانگین ۰/۲۵ درصد) متغیر هستند. منگنز در بیشتر نمونه‌های تجزیه‌شده دارای تمرکزهای بالا (بیش از ۲ درصد) اندازه‌گیری شده است. محتوای مولیبدن و آنتیموان در برخی از نمونه‌ها بالا بوده و به ترتیب تا ۴۱۸ گرم در تن و بیشتر از ۰/۰۱ درصد می‌رسد. گوگرد در نمونه‌های تجزیه‌شده دارای تمرکز پایین است که می‌تواند بیانگر محتوای پایین کانی‌های سولفیدی در نمونه‌های تجزیه‌شده باشد.

ضرایب همبستگی عناصر

ضرایب همبستگی عناصر کانه‌ساز در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲ در **جدول ۳** و **شکل ۱۳** آورده شده است. بر این اساس، طلا دارای همبستگی مثبت ضعیف با عناصر نقره (۰/۲۴)، آنتیموان (۰/۲۷)، آرسنیک (۰/۲۶) و منگنز (۰/۱۸) بوده و همبستگی منفی بسیار ضعیفی با عناصر بارییم (۰/۰۳-)، مولیبدن (۰/۰۲-) و گوگرد (۰/۱-) دارد.

جدول ۳. ضرایب همبستگی عناصر (محاسبه‌شده بر مبنای **جدول ۲**) برای نمونه‌های کانسنگ در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲

Table 3. Elemental correlation coefficient (calculated based on **Table 2**) for ore samples at the Tikmehdash 2 Au deposit

	Au	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Mn	Ba	Cd	Mo	Ag	S
Au	1.00											
Cu	0.11	1.00										
Pb	0.05	0.77	1.00									
Zn	0.02	0.28	0.29	1.00								
As	0.26	0.35	0.23	0.30	1.00							
Sb	0.27	0.17	0.18	0.38	0.70	1.00						
Mn	0.18	0.44	0.44	0.59	0.66	0.54	1.00					
Ba	-0.03	0.03	-0.13	0.25	0.42	0.27	0.35	1.00				
Cd	0.08	0.39	0.42	0.91	0.35	0.43	0.64	0.14	1.00			
Mo	-0.02	0.04	0.12	0.06	0.02	-0.09	-0.01	-0.02	0.07	1.00		
Ag	0.24	0.40	0.47	0.48	0.60	0.65	0.58	0.27	0.59	0.19	1.00	
S	-0.10	-0.12	-0.06	0.40	-0.16	0.09	-0.07	-0.01	0.28	-0.08	-0.02	1.00

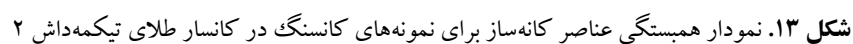


Fig. 13. Correlation chart of ore-forming elements for ore samples at the Tikmehdash 2 Au deposit

ضعیف بین طلا و منگنز نیز می‌تواند بیانگر عدم همراهی این دو عنصر در یک مرحله کانه‌زایی باشد که با شواهد صحرایی و میکروسکوپی همخوانی دارد.

بررسی میان‌بارهای سیال

بررسی میان‌بارهای سیال بر روی کوارتزهای بلورین و شفاف موجود در رگه‌ها و سیمان گرمایی پرش‌های مراحل دوم (کوارتز-سولفید) و چهارم (کوارتز-اکسیدهای منگنز) کانه‌زایی انجام شد. به دلیل ریز بودن، هیچ میان‌بار سیالی در کوارتزهای موجود در مراحل اول و پنجم کانه‌زایی و همچنین کلسیت‌های موجود در رگه‌های مراحل سوم و پنجم کانه‌زایی بررسی نشد.

سنگ‌نگاری

میان‌بارهای سیال موجود در نمونه‌های کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ بیشتر از نوع اولیه هستند که اغلب به صورت پراکنده در متن کانی میزبان قابل مشاهده هستند. به میزان اندک، در برخی از نمونه‌ها میان‌بارهای سیال ثانویه کاذب نیز قابل مشاهده است. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و بر مبنای نوع فازهای موجود در دمای اتاق، ۴ نوع میان‌بار سیال در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ قابل شناسایی است (شکل ۱۴- A تا F): ۱- میان‌بارهای دو فاز غنی از مایع (LV): درجه پرشدگی در این نوع میان‌بارها بین ۶۰ تا ۹۵ درصد است. در مجموع و تقریباً ۸۰ درصد میان‌بارهای سیال مشاهده شده از این نوع هستند. ۲- میان‌بارهای دو فاز غنی از گاز (VL): درجه پرشدگی این نوع میان‌بارها کمتر از ۵۰ درصد و فاز گازی آنها خیلی بزرگ است. ۳- میان‌بارهای سه فاز حای فاز جامد (LVS): تعداد این نوع میان‌بارها بسیار کم بوده و به کمتر از ۳ درصد میان‌بارها می‌رسد. ۴- میان‌بارهای تک فاز گاز (V): این نوع میان‌بارها کاملاً تیره دیده می‌شوند و نشان‌دهنده فراوانی گاز در سیالات کانه‌دار هستند. حدود ۱۵ درصد میان‌بارها از این نوع هستند. به صورت محدود، در برخی از نمونه‌ها، میان‌بارهای تک فاز مایع (L) قابل مشاهده است. این نوع میان‌بارها معمولاً نتیجه پدیده باریک‌شدگی یا دم‌بردگی در نظر گرفته

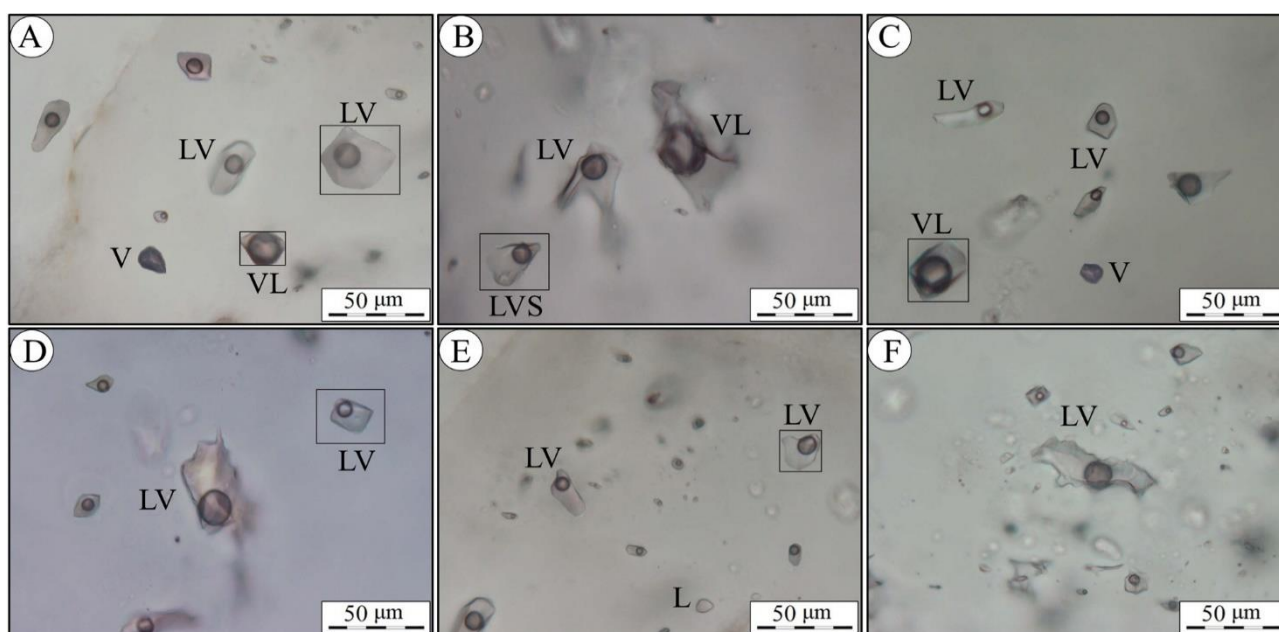
نقره دارای همبستگی مثبت متوسط با آنتیموان (۰/۶۵)، آرسنیک (۰/۶)، منگنز (۰/۵۸)، کادمیم (۰/۵۹)، روی (۰/۴۸)، سرب (۰/۴۷) و مس (۰/۴) است. مس دارای همبستگی مثبت قوی با سرب (۰/۷۷) و همبستگی مثبت متوسط با منگنز (۰/۴۴)، نقره (۰/۴)، کادمیم (۰/۳۹) و آرسنیک (۰/۳۵) بوده و همبستگی منفی ضعیفی با گوگرد (۰/۱۲-) دارد. سرب دارای همبستگی مثبت قوی با مس (۰/۷۷) و همبستگی مثبت متوسط با منگنز (۰/۴۴)، نقره (۰/۴۷) و کادمیم (۰/۴۲) بوده و همبستگی مثبت ضعیفی با روی (۰/۲۹)، آرسنیک (۰/۲۳) و آنتیموان (۰/۱۸) دارد. روی همبستگی مثبت بسیار قوی با کادمیم (۰/۹۱)، همبستگی مثبت متوسط با منگنز (۰/۵۹)، نقره (۰/۴۸)، گوگرد (۰/۴) و آنتیموان (۰/۳۸) و همبستگی مثبت ضعیف با آرسنیک (۰/۳)، مس (۰/۲۸)، سرب (۰/۲۹) و باریم (۰/۲۵) نشان می‌دهد. آرسنیک همبستگی مثبت قوی با آنتیموان (۰/۷)، منگنز (۰/۶۶) و نقره (۰/۶) دارد. آنتیموان نیز همبستگی مثبت قوی با نقره (۰/۶۵) و آرسنیک (۰/۷) و همبستگی مثبت متوسط با منگنز (۰/۵۴)، کادمیم (۰/۴۳) و روی (۰/۳۸) نشان می‌دهد. منگنز همبستگی مثبت متوسط با مس (۰/۴۴)، سرب (۰/۴۴)، روی (۰/۵۹)، آنتیموان (۰/۵۴)، کادمیم (۰/۶۴)، نقره (۰/۵۸)، باریم (۰/۳۵) و آرسنیک (۰/۶۶) داشته و همبستگی مثبت ضعیفی با طلا (۰/۱۸) نشان می‌دهد. منگنز همبستگی مشخصی با مولیبدن و گوگرد نشان نمی‌دهد.

به طور کلی، با توجه به داده‌های جدول ۳ می‌توان اظهار داشت، فلزهای پایه (سرب، روی و مس) ارتباط زایشی ضعیفی با طلا دارند. همبستگی مثبت قوی عناصر آرسنیک، آنتیموان و نقره با یکدیگر و همچنین همبستگی مثبت ضعیف تا متوسط این عناصر با طلا می‌تواند بیانگر تشکیل این عناصر در ارتباط با یک فاز کانه‌زایی باشد. همبستگی مثبت ضعیف طلا و نقره نشان می‌دهد ذرات طلای آزاد مشاهده شده در نمونه‌ها اغلب طلای خالص بوده و الکتروم نیستند. همبستگی مثبت متوسط نقره با سرب می‌تواند بیانگر حضور بخشی از نقره در شبکه گالن باشد. همبستگی مثبت کادمیم و روی می‌تواند به دلیل شباهت ویژگی‌های شیمیایی Zn^{2+} با Cd^{2+} و جایگزینی Cd^{2+} به جای Zn^{2+} در ساختار اسفالریت باشد. وجود همبستگی مثبت

داده‌های ریزدماسنجی

در این بررسی، تعداد ۱۳۰ میان‌بار سیال اولیه نوع LV شامل ۵۷ سیال در کوارتزهای مرحله دوم کان‌زایی و ۷۳ سیال در کوارتزهای مرحله چهارم کان‌زایی مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، دمای ذوب اولیه یخ (T_{fm}) اندازه‌گیری‌شده در تمامی میان‌بارهای سیال بررسی‌شده در کوارتزهای دو مرحله کان‌زایی در محدوده ۲۱- تا ۳۰- درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند (جدول ۴) که می‌تواند بیانگر وجود نمک‌های سدیم و پتاسیم در سیالات گرمابی باشد (Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985; Davis et al., 1990; Goldstein, 2003).

می‌شوند (Kouhestani et al., 2022). در اغلب نمونه‌های بررسی‌شده، میان‌بارهای سیال نوع LV، VL و V در کنار یکدیگر قابل مشاهده هستند. در هیچ یک از میان‌بارهای سیال بررسی‌شده، فاز مایع دی اکسید کربن مشاهده نشد. از لحاظ ریخت‌شناسی، میان‌بارهای سیال بررسی‌شده بیشتر دارای شکل‌های منفی بلور و بی‌شکل هستند. گاهی شکل‌های بیضوی کشیده، چندوجهی، مثلثی، مربعی و مستطیلی هم دیده می‌شود. اندازه میان‌بارهای سیال معمولاً بین ۵ تا ۲۰ میکرون در تغییر هستند. در برخی از نمونه‌ها، میان‌بارهای سیال تا اندازه ۳۰ میکرون هم قابل مشاهده است.



شکل ۱۴. تصویرهای میکروسکوپی (در دمای اتاق و نور عبوری پلاریزه صفحه‌ای، PPL) از انواع میان‌بارهای سیال در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. A تا C: میان‌بارهای سیال اولیه دوفازی نوع LV با شکل‌های بیضوی، چندوجهی، بی‌شکل و منفی بلور در کنار میان‌بارهای سیال دوفازی نوع VL و تک‌فازی نوع V در کوارتزهای مرحله دوم کان‌زایی نشان‌دهنده رخداد جوشش. D تا F: میان‌بارهای سیال اولیه نوع LV با شکل‌های بی‌شکل و چندوجهی در کوارتزهای مرحله چهارم کان‌زایی. میان‌بارهای سیال مشخص‌شده در کادرهای مستطیلی مربوط به عمق‌های مختلفی هستند که برای وضوح به این صورت نمایش داده شده‌اند (L: مایع، V: بخار، S: جامد).

Fig. 14. Photomicrographs (at room temperature, plane-polarized light) of fluid inclusion types from Tikmehdash 2 Au deposit. A–C: Elliptical, polyhedral, anhedral, and negative-shaped primary two-phase LV fluid inclusions coexisting with VL, and one-phase V fluid inclusions in stage 2 quartz as evidence of boiling, and D–F: Anhedral, and polyhedral primary two-phase LV fluid inclusions in stage 4 quartz. Fluid inclusions enclosed in the rectangles are from different depths and were brought to focus as insets (L: liquid, V: vapor, S: solid).

تصحیح دمایی بر روی مقادیر دمای همگن‌شدن میان‌بارهای سیال اعمال نشد. بر این اساس، دمای همگن‌شدن نهایی ($T_{h(total)}$) میان‌بارهای سیال موجود در کوارتزهای مرحله دوم و چهارم کان‌زایی به ترتیب در محدوده بین ۲۲۷ تا ۲۹۲ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۶۹ درجه سانتی‌گراد) و ۱۵۳ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۲۴ درجه سانتی‌گراد) است (جدول ۴). مقادیر چگالی برای میان‌بارهای سیال در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ بین ۰/۷۵ تا ۰/۹۶ گرم بر سانتی‌متر مکعب به دست آمد (جدول ۴).

دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_{m-ice}) در میان‌بارهای سیال موجود در کوارتزهای مرحله دوم کان‌زایی بین ۷- تا ۴/۳- درجه سانتی‌گراد و در کوارتزهای مرحله چهارم کان‌زایی بین ۳/۷- تا ۰/۴- درجه سانتی‌گراد است (جدول ۴). بر این اساس و با توجه به رابطه بودنار (Bodnar, 1993)، میزان شوری میان‌بارهای سیال در کوارتزهای مرحله دوم کان‌زایی بین ۶/۹ تا ۱۳/۴ (میانگین ۹/۱) و در کوارتزهای مرحله چهارم کان‌زایی بین ۰/۷ تا ۶ (میانگین ۴/۶) درصد وزنی معادل نمک طعام است (جدول ۴). تمامی میان‌بارهای سیال بررسی‌شده، به فاز مایع همگن شدند. به علت وقوع رخداد جوشش، هیچ‌گونه

جدول ۴. خلاصه نتایج بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال اولیه نوع LV در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲. اعداد داخل پرانتز، مقدار میانگین اندازه‌گیری شده است.

Table 4. Microthermometric data summary for primary LV fluid inclusions from Tikmehdash 2 Au deposit. The digit in the parenthesis is the mean value of inclusion measured.

Mineral	Size (μm)	T_{fm} ($^{\circ}\text{C}$)	T_{m-ice} ($^{\circ}\text{C}$)	wt.% NaCl	$T_{h(total)}$ ($^{\circ}\text{C}$)	Density (g/cm^3)
Stage 2 Qz (n = 57)	5–25	–21 to –30	–7.0 to –4.3	6.9–13.4 (9.1)	227–292 (269)	0.75–0.91
Stage 4 Qz (n = 73)	1–43	–21 to –30	–3.7 to –0.4	0.7–6.0 (4.6)	153–250 (224)	0.81–0.96

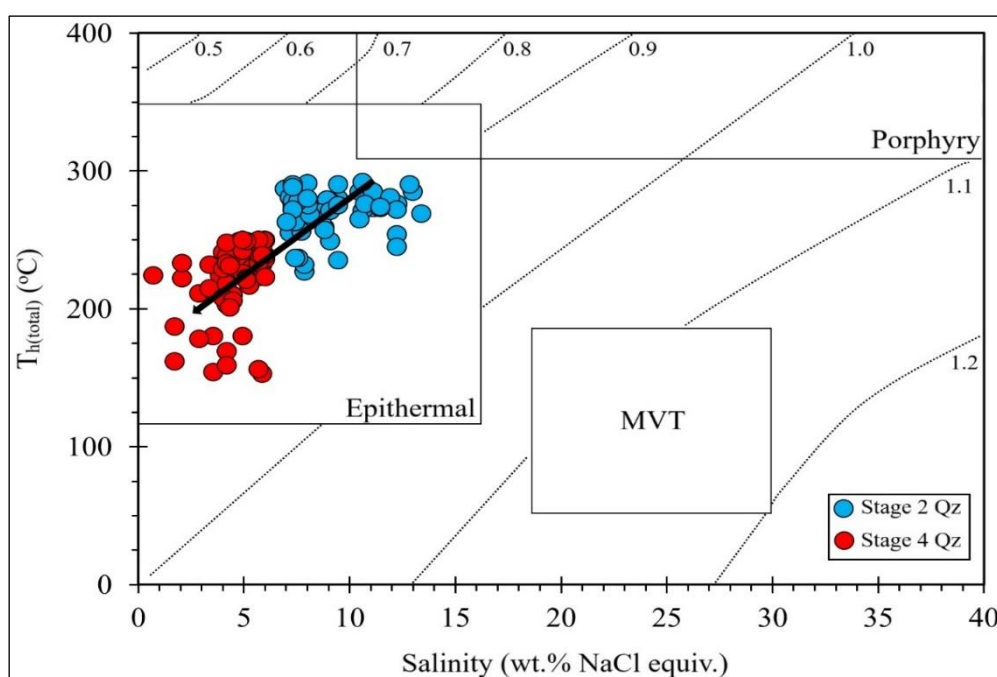
در فرایند اختلاط سیالات، بین دمای همگن‌شدن نهایی و شوری سیالات کان‌ساز، رابطه مستقیم و در فرایند جوشش، رابطه معکوس گزارش شده است (Shepherd et al., 1985; Zhai et al., 2009; Li et al., 2019; Zhai et al., 2013; Canet et al., 2011). در نمودار دمای همگن‌شدن نهایی و شوری (شکل ۱۵)، داده‌های میان‌بارهای سیال در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ در محدوده کانسارهای اپی ترمال و نزدیک به محدوده سیالات ماگمایی (Roedder, 1984) قرار می‌گیرند. شوری سیالات ماگمایی را اغلب بین ۵ تا ۱۰ درصد وزنی معادل نمک طعام در نظر گرفته‌اند (Hedenquist and Lowenstern, 1994; Yardley, 2005; Simmons and Brown, 2006). هرچند سیالات ماگمایی با شوری بیشتر نیز معمولاً وجود دارد. لذا، محدوده نسبتاً گسترده داده‌های شوری (۰/۷ تا ۱۳/۴ درصد وزنی معادل نمک طعام) برای

تحول سیال کان‌ساز

سیالات زیادی در شکل‌گیری و تحول کانسارهای گرمایی نقش دارند (Zhu et al., 2001; Cooke and McPhail, 2001; Fan et al., 2011; Zhai et al., 2013). داده‌های میان‌بارهای سیال در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ نشان می‌دهد سیالات مسئول کان‌زایی در این کانسار با یک سامانه $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ با دمای بالا تا متوسط و شوری متوسط تا پایین مرتبط است (جدول ۴). تکامل این سامانه از مرحله دوم کان‌زایی به مرحله چهارم کان‌زایی، با کاهش دما از حدود ۲۶۹ درجه سانتی‌گراد به ۲۲۴ درجه سانتی‌گراد تغییر کرده است. بر پایه نمودار دمای همگن‌شدن نهایی در مقابل میزان شوری (شکل ۱۵)، داده‌های میان‌بارهای سیال در کوارتزهای کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ بیانگر اختلاط یک سیال با دمای بالا و شوری متوسط با یک سیال دیگر با دما و شوری پایین‌تر است.

و در نتیجه افزایش بیشتر شوری سیال باقی مانده منجر می‌شود (Wilkinson, 2001; Canet et al., 2011). این تفسیر برای مقادیر شوری کم تا متوسط میان‌بارهای سیال در بسیاری از سامانه‌های کانه‌زایی اپی ترمال استفاده شده است (Sherlock et al., 1995; Scott and Watanabe, 1998; Simmons and Browne, 2000; Simpson et al., 2001; Camprubi and Albinson, 2007; Klemm et al., 2007).

میان‌بارهای سیال در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲ می‌تواند نشان‌دهنده اختلاط سیالات ماگمایی و جوی باشد. علاوه بر این، وجود برش‌های گرمایی، کلسیت‌های تیغه‌ای و کوارتزهای با بافت پرماند، کاکلی و قشرگون در این کانسار بیانگر رخداد جوشش حین تکامل سیال کانه‌ساز در سامانه گرمایی در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲ است. جوشش سیال اغلب به تفکیک شدید یک سیال شور به فازهای بخار



شکل ۱۵. نمودار دمای همگن شدن نهایی در مقابل شوری برای میان‌بارهای سیال اولیه نوع LV در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲. محدوده‌های مشخص شده برای کانسارهای پورفیری، اپی ترمال و MVT بر اساس ویلکینسون (Wilkinson, 2001) ترسیم شده‌اند. خطوط مقطع نشان‌دهنده چگالی سیالات (g/cm³) در سامانه‌های H₂O-NaCl است (Haas, 1971).

Fig. 15. Total homogenization temperatures vs. equivalent salinity diagram for primary LV fluid inclusions from Tikmehdash 2 Au deposit. Typical ranges of fluid inclusions in porphyry, epithermal, and MVT deposits worldwide are modified after Wilkinson (2001). Diagonal contours show fluid densities of H₂O-NaCl fluids in g/cm³ for pressures along the L-V curve (Haas, 1971).

حضور هم‌زمان میان‌بارهای سیال دوفازی نوع LV و VL در یک مجموعه از میان‌بارهای سیال است (Bodnar et al., 1985a; White and Hedenquist, 1995; Moncada et al., 2017). میان‌بارهای سیال تک فازی نوع V نیز شواهدی دیگر از رخداد

شواهد جوشش سیال کانه‌دار

داده‌های میان‌بارهای سیال و شواهد بافتی در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲ بیانگر رخداد جوشش حین تکامل سامانه کانه‌زایی در این کانسار است. یکی از شواهد اصلی رخداد جوشش در سامانه‌های اپی ترمال

جوشش در سیالات کانه‌ساز هستند (Ronacher et al., 2000; Moncada et al., 2017). حضور هم‌زمان میان‌بارهای سیال نوع LV، VL و V در کانی‌های کوارتز مرحله دوم در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ می‌تواند نشان‌دهنده به دام افتادن آنها از یک سیال در حال جوشش باشد. با این وجود، این حضور هم‌زمان می‌تواند از طریق به دام افتادن سیالات مختلف در زمان‌های مختلف (Ramboz et al., 1982) و یا از طریق نشت و پدیده باریک‌شدگی (Rusk et al., 2008) نیز تعبیر شود.

علاوه بر این، احتمال رخداد جوشش با حضور کلسیت‌های تیغه‌ای و کوارتزهای با بافت‌های پَرمانند، کاکلی و قشرگون در رگه‌ها و سیمان گرمابی برش‌ها مطابقت دارد. بافت پَرمانند کوارتز، محصول فوق اشباع شدن سیال ناشی از کاهش سریع فشار مرتبط با رخداد جوشش و به دنبال آن کاهش دماست که سبب ته‌نشست سیلیس بی‌شکل می‌شود (Henley and Hughes, 2000). بافت‌های کاکلی و قشرگون (پوسته‌ای) از بافت‌های اولیه سیلیس هستند که به ته‌نشست سریع و متناوب کوارتز نوع کلسدونی در فضا‌های خالی در سامانه‌های اپی ترمال کم‌عمق مرتبط هستند (Roedder, 1984; Bodnar et al., 1985a; Fournier, 1985). این بافت‌ها در حین باز شدن سریع درز و شکستگی‌های مرتبط با کاهش فشار و به دنبال آن کاهش سریع دمای مرتبط با فرایند جوشش تشکیل می‌شوند (Henley and Hughes, 2000; Taylor, 2009; Moncada et al., 2012).

رخداد جوشش سیالات در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ با رخداد گسترده برش‌های گرمابی و رگه‌های برشی کانه‌دار نیز قابل تشخیص است که معمولاً شواهدی از کاهش شدید و متناوب فشار در نظر گرفته می‌شوند. این وقایع می‌توانند سبب رخداد جوشش در سامانه‌های گرمابی شوند (Cole and Drummond, 1986; Jobson et al., 1994; Jébrak, 1997). علاوه بر این، رگه‌های کلنه‌دار در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ دارای مرز تماس مستقیم با واحدهای میزبان خود هستند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که رگه و رگچه‌های کانه‌دار از طریق پر کردن فضا‌های خالی تحت فشار هیدروستاتیک تشکیل شده‌اند (Hedenquist et al., 1998; Liu, 1998).

تعیین عمق و فشار تشکیل

معمولاً کانسارهای اپی ترمال در اعماق چند صد متری زیر سطح ایستایی قدیمی برابر با چند ده بار فشار هیدروستاتیک تشکیل می‌شوند (Cooke and Simmons, 2000; Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005). در چنین شرایط فشار پایینی، دمای همگن شدن نهایی میان‌بارهای سیال به عنوان تخمینی خوب از دمای سیال کانه‌ساز در نظر گرفته می‌شوند (Takács et al., 2017). حضور هم‌زمان میان‌بارهای سیال نوع LV و VL در کوارتزهای موجود در رگه‌ها و برش‌های گرمابی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ نشان می‌دهد که سیالات گرمابی مسئول کانه‌زایی در این کانسار به نقطه اشباع بخار رسیده‌اند. در این حالت، دمای همگن شدن نهایی میان‌بارهای سیال نوع LV را می‌توان به عنوان دمای به دام افتادن تلقی کرده و فشار سیال در این دما را به عنوان فشار به دام افتادن لحاظ کرد (Roedder and Bodnar, 1980; Ouyang et al., 2014; Rabiei et al., 2017). لذا، به پیروی از آلبنسون (Albinson, 1988) و هدنکوئیست و همکاران (Hedenquist et al., 1998)، بالاترین دمای میان‌بارهای سیال نوع LV (۲۵۰ تا ۲۹۲ درجه سانتی‌گراد) برای تخمین فشار سیالات در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ استفاده شد. بر اساس داده‌های تجربی هاس (Haas, 1971) و بودنار و همکاران (Bodnar et al., 1985b)، فشار به دام افتادن سیالات در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ بین ۴۵ تا ۷۱ بار به دست می‌آید. هرچند این مقادیر فشار پایین نمی‌تواند بیانگر مقادیر دقیق فشار سیال باشد؛ اما احتمالاً نشان‌دهنده شرایطی است که جوشش در آن محل رخ داده است. با توجه به میانگین چگالی میان‌بارهای سیال (۰/۸۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب)، عمق کانه‌زایی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ بین ۴۶۰ تا ۷۳۰ متر زیر سطح ایستایی قدیمی قابل محاسبه است که منطبق با عمق کانه‌زایی در سامانه‌های اپی ترمال

(Simmons et al., 2005; Pirajno, 2009) است.

نوع کانه‌زایی

مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ با انواع کانسارهای طلا نشان می‌دهد که این کانسار را می‌توان در دسته کانسارهای اپی ترمال طبقه‌بندی کرد. این کانسارها که در بخش‌های کم‌عمق (کمتر از ۱/۵ کیلومتر) پوسته در کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و جزایر کمانی تشکیل می‌شوند (Cooke and Simmons, 2000; Sillitoe and Hedenquist, 2005; Simmons et al., 2005)، علاوه بر طلا و نقره، حاوی مقادیر بالایی از فلزهای پایه (سرب، روی و مس) بوده و بر اساس ویژگی‌های کانه‌زایی، نوع دگرسانی‌های گرمایی و ترکیب کانی‌شناسی به انواع سولفیداسیون بالا، سولفیداسیون پایین و سولفیداسیون حدواسط تفکیک می‌شوند (White and Hedenquist, 1990; Cooke and Simmons, 2000; John, 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe and Hedenquist, 2005; Simmons et al., 2005; Saunders et al., 2014; Wang et al., 2019).

کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون بالا با دگرسانی گسترده و شدید سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته همراهی می‌شوند. این نوع کانسارها، ارتباط نزدیکی با کانسارهای پورفیری داشته (Sillitoe, 2010) و سیالات کانه‌زایی مسئول تشکیل آنها به شدت اسیدی (pH = 0) است که این امر موجب دگرسانی گسترده در سنگ میزبان آنها می‌شود. این کانسارها به صورت رگه‌ای نیز دیده می‌شوند؛ اما عمده کانه‌زایی در آنها به صورت دانه‌پراکنده و جانشینی در سنگ میزبان دگرسان‌شده قابل مشاهده است (White and Hedenquist, 1995). کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون پایین حاصل فعالیت سامانه‌های زمین گرمایی متشکل از رگه‌های کوارتزی دارای فلزهای گران‌بها و مقادیر متغیری از فلزهای پایه هستند که از سیالات با pH نزدیک به خنثی ته‌نشست شده‌اند (Hedenquist et al., 2000). این کانسارها برخلاف نوع سولفیداسیون بالا، به صورت رگه‌ای و استوک‌ورک دیده شده و کانه‌زایی دانه‌پراکنده و جانشینی در آنها

کمتر دیده می‌شود. کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون پایین با توجه به ویژگی‌هایی از جمله میزان شوری و دمای سیال کانساز و مقادیر فلزهای پایه، به دو گروه تقسیم شده‌اند. گروه اول حاوی فلزهای گران‌بها بوده و میزان فلزهای پایه در آنها لندک است. گروه دوم، ذخایر فلزهای گران‌بها و فلزهای پایه هستند که مقدار فلزهای پایه در آنها بیش از گروه اول بوده و در برخی از موارد از طلا فقیر و از نقره غنی هستند. برای تفکیک بیشتر این دو گروه، هدنکوئیست و همکاران (Hedenquist et al., 2000) گروه دوم را سولفیداسیون حدواسط نام‌گذاری کرده‌اند.

نتایج بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ نشان می‌دهد: ۱- کانه‌زایی طلا در این کانسار به صورت رگه‌های سیلیسی درون ساختارهای گسلی رخ داده و دارای سنگ‌های میزبان آتشفشانی-رسوبی ائوسن و میوسن است. ۲- دگرسانی‌های گرمایی در تیکمه‌دش ۲ دارای کانی‌های دگرسانی دما پایین تا متوسط مانند کلسیت و سریسیت است. ۳- کانه‌های معدنی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت (غنی از آهن)، طلای آزاد و آرسنوپیریت همراه با مقادیر اندکی تنانتیت-تراهدریت و پیرولووسیت و پسولوملان هستند که با کانی‌های باطله کوارتز، کلسیت و باریت همراهی می‌شوند. ۴- ساخت و بافت‌های موجود در ذخایر اپی ترمال مانند رگه-رگچه‌ای، برشی، شانهای، کاکلی، پرماند، دانه‌پراکنده، قشرگون، گل کلمی، تیغه‌ای و پُرکننده فضای خالی به خوبی در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ توسعه یافته است. مقایسه این ویژگی‌ها با انواع کانسارهای اپی ترمال (جدول ۵) نشان می‌دهد که این کانسار از نظر شوری سیالات کانساز، عمق کانه‌زایی و تا حدودی الگوی دگرسانی‌ها با کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط مشابه است؛ اما از نظر سنگ میزبان، کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ، عناصر فلزی (مقادیر بالای طلا و نقره همراه با مقادیر پایین فلزهای پایه) و نوع رخداد طلا (طلای آزاد)، بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون پایین دارد.

جدول ۵. مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ با انواع مختلف کانسارهای اپی‌ترمال

Table 5. Comparison of main characteristics of the Tikmehdash 2 Au deposit with different types of epithermal deposits

	Tikmehdash 2	Epithermal deposits		
		Low-sulfidation	Intermediate-sulfidation	High-sulfidation
Host rock	Volcano-sedimentary units	Basalt-rhyolite	Andesite-rhyodacite	
Ore controls	Faults and fractures	Extensional to strike-slip faults		Arc parallel faults, diatreme, hydrothermal breccias
Key ore minerals	Py, Ccp, Gn, Fe-rich Sp, Au, Apy, Tnt-Ttr	Sp, Gn, Tnt-Ttr, Ccp, Apy, Prg, Acn	Fe-poor Sp, Gn, Tnt-Ttr, Ccp, Stb	Eng, Lzn, Fmt, Cv, Dg
Gangue minerals	Qz, Cal, Brt	Qz, Adl, non-Mn bladed Cal, Brt, Clt, Fl	Qz, Mn Cal, Brt	Qz, Alu, Anh, Brt
Hydrothermal alteration	Silicification, intermediate argillic, carbonatization, propylitic	Argillic, silicification, carbonatization	Sericitization, intermediate, argillic, silicification, propylitic	Sericitization, advanced argillic, silicification, propylitic
Ore textures	Vein-veinlet, brecciated, comb, cockade, crustiform, plumose, colloform, bladed, vug infill	Vein-veinlet, comb, bladed, replacement, colloform, crustiform brecciated	Vein-veinlet, comb, crustiform, vug infill, cockade	Vuggy Qz, vein-veinlet, cockade, vug infill, brecciated, comb, replacement
Metal associations	Pb, Zn, Cu (Ag, As, Sb)	Au, Ag (Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg)	Au, Ag, Pb, Zn, Cu (Mo, As, Sb)	Au, Ag, Cu, As, Sb (Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg)
Ag/Au ratio	0.1–5	0.2–5	10–1500	1–10 (often > 20)
Temperature and salinity	153–292 °C, 0.13–7.4 wt.% NaCl equ.	150–300 °C, < 2 wt.% NaCl equ.	200–300 °C, 0–23 wt.% NaCl equ.	180–320 °C, < 5 to ~10 wt.% NaCl equ.
Depth of formation	460–730 m	< 300 m	300–800 m, rarely >1000 m	< 500–1000 m
Fluid characteristics	Meteoric > magmatic	Meteoric > magmatic	Magmatic-meteoric	Magmatic > meteoric
References	Hashempour (2025), This study	White and Hedenquist (1990); Cooke and Simmons (2000); Hedenquist et al. (2000); Albinson et al. (2001); Sillitoe and Hedenquist (2005); Simmons et al. (2005); Saunders et al. (2014); Wang et al. (2019)		

Abbreviations: Acn: acanthite, Adl: adularia, Alu: alunite, Anh: anhydrite, Apy: arsenopyrite, Brt: barite, Cal: calcite, Ccp: chalcopyrite, Clt: celestine, Cv: covellite, Dg: digenite, Eng: enargite, Fl: fluorite, Fmt: famatinite, Gn: galena, Ill: illite, Lzn: luzonite, Prg: pyrrargyrite, Py: pyrite, Qz: quartz, Sd: siderite, Ser: sericite, Sp: sphalerite, Stb: stibnite, Tnt: tennantite, Ttr: tetrahedrite. Abbreviations after [Whitney and Evans \(2010\)](#).

زایش کانه‌زایی

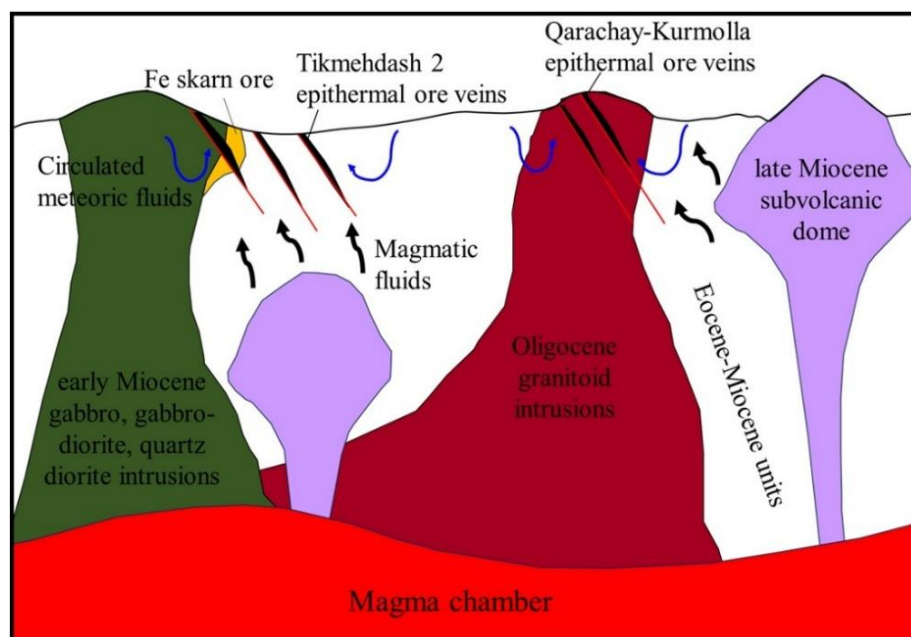
سیالات کانه‌ساز در کانسارهای اپی ترمال، مخلوطی از سیالات ماگمایی و جوی هستند (Sillitoe and Hedenquist, 2005; Simmons et al., 2005). ته‌نشست فلزهای پایه و گران‌بها در این کانسارها مرتبط با فرایندهای جوشش، اختلاط سیالات، واکنش سیال-سنگ و یا مجموعه‌ای از آنهاست (Hemley et al., 1987; Giggenbach, 1992; Hemley and Hunt, 1992; Hayba, 1997; Hedenquist et al., 2000; Cooke and McPhail, 2001; Federico et al., 2002; Zhai et al., 2009; Lesage et al., 2013; Corral et al., 2017; Tindell et al., 2018). جوشش سیالات اغلب در بخش‌های بالایی سامانه کانه‌زایی که نفوذپذیری بیشتر است، رخ داده است و در بیشتر کانسارهای اپی ترمال عامل اصلی ته‌نشست و غنی‌شدگی فلزهای گران‌بها محسوب می‌شود (John et al., 2003; Koděra et al., 2005; Gamarra et al., 2015; Kouhestani et al., 2013). در مقابل، اختلاط سیالات در بخش‌های پایینی و حاشیه‌ای سامانه کانه‌زایی که نفوذپذیری کمتر است، رخ داده و عامل مهم در ته‌نشست فلزهای پایه قلمداد می‌شود (Spycher and Reed, 1989; Rossetti and Colombo, 1999; Yilmaz et al., 2007, Yilmaz et al., 2010; Márquez-Zavalía and Heinrich, 2016).

در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲، رگه‌های کانه‌دار ارتباط مکانی نزدیکی با توده‌های گابرو-گابرو دیوریتی و کوارتز دیوریتی میوسن زیرین (Kouhestani, 2025) دارند. لذا چنین به نظر می‌رسد که سیالات گرمایی مشتق شده از این توده‌ها در تشکیل رگه‌های کانه‌دار منطقه نقش داشته باشد. با این وجود، بررسی‌های دقیق صحرایی نشان می‌دهد رگه‌های کانه‌دار در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ علاوه بر قطع کردن توده‌های گابرو-گابرو دیوریتی و کوارتز دیوریتی، هاله‌های هورنفلسی و کانه‌زایی آهن اسکارنی ایجاد شده توسط این توده‌ها در واحدهای سنگی انوسن را نیز قطع کرده‌اند. از این رو، تشکیل رگه‌های کانه‌دار، جوان‌تر از توده‌های مزبور است. در فاصله هوایی حدود ۵ تا ۱۰ کیلومتری جنوب منطقه و در کانه‌زایی‌های فلزهای پایه و گران‌بهای قزل‌احمد و قره‌چای-کورملا، واحدهای

سنگی انوسن و توده‌های گرانیتوئیدی الیگوسن، میزبان رگه‌های اپی ترمال معرفی شده‌اند (Alizadeh et al., 2021; Hassani, 2023). این پژوهشگران عامل کانه‌زایی در این منطقه را توده‌های گرانیتوئیدی الیگوسن در نظر گرفته‌اند؛ اما قطع شدن این توده‌ها توسط رگه‌های اپی ترمال به وضوح نشان می‌دهد رگه‌های مزبور از نظر سنی از توده‌های گرانیتوئیدی میزبان خود جوان‌تر هستند. بررسی‌های دقیق صحرایی بیانگر وجود رخنمون گنبد‌های نیمه‌آشفشانی داسیتی-ریوداسیتی (Behrouzi et al., 1998) در جنوب تا جنوب شرق منطقه مورد بررسی و کانه‌زایی‌های مزبور است که می‌توان ارتباط زمانی و مکانی بین آنها و کانه‌زایی‌های اپی ترمال منطقه در نظر گرفت. داده‌های سن‌سنجی برای این گنبد‌ها در دسترس نیست؛ اما بر اساس روابط صحرایی، سن میوسن بالایی را می‌توان به آنها نسبت داد. این امر نشان‌دهنده ارتباط کانه‌زایی‌های اپی ترمال موجود در زیرپهنه فلززایی میله-بستان آباد با فعالیت‌های ماگمایی-گرمایی ماگماتیسیم میوسن بالایی است که توسط صحبتلو (Sohbatloo, 2021) و صحبتلو و همکاران (Sohbatloo et al., 2023) نیز بیان شده است. در چنین حالتی، گنبد‌های نیمه‌آشفشانی داسیتی-ریوداسیتی میوسن بالایی به عنوان موتور حرارتی عمل کرده و سبب چرخش سیالات جوی و توسعه پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی در منطقه شده‌اند. احتمال اینکه بخشی از ماده معدنی و سیالات گرمایی از این گنبد‌ها منشأ گرفته باشد نیز وجود دارد. در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲، داده‌های میان‌بارهای سیال نشان می‌دهد که سیالات با منشأ ماگمایی (دمای ۲۹۲ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۳/۴ درصد وزنی معادل نمک طعام) از طریق ساختارهای گسلی به سطوح کم‌عمق منتقل و سپس از طریق فرایندهای جوشش و اختلاط با سیالات جوی (دمای ۱۵۳ درجه سانتی‌گراد و شوری ۰/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام) سبب ته‌نشست فلزهای کانه‌ساز شده‌اند. در چنین سامانه‌هایی، معمولاً جوشش سیالات و تا حدودی اختلاط سیالات سبب ته‌نشست طلا و نقره از کمپلکس‌های بی‌سولفیدی می‌شود (Spycher and Reed, 1989; Kouhestani et al., 2015). در مقابل، ته‌نشست فلزهای پایه از کمپلکس‌های

مطالب بالا، مدل تشکیل کنه‌زایی طلا در کانسار تیکمه‌داش ۲ به صورت شماتیک در شکل ۱۶ نشان داده شده است.

کلریدی ناشی از سرد شدن و یا افزایش pH در نتیجه جوشش سیالات و خروج مواد فرار است (Thiersch et al., 1997). با توجه به



شکل ۱۶. تصویر شماتیک از مدل زایشی کان‌زایی طلا در کانسار تیکمه‌داش ۲ و مناطق مجاور. این مدل نشان می‌دهد که سیالات کان‌ساز منشأ گرفته از گنبد‌های داسیتی-ریوداسیتی میوسن بالایی از طریق گسل‌ها به سطح منتقل و در اثر اختلاط با آب‌های جوی در حال گردش، سبب تشکیل رگه‌های کوارتز-سولفیدی در سامانه‌های کان‌زایی اپی ترمال کم‌عمق می‌شوند.

Fig. 16. Schematic representation of the genetic model of Au mineralization in the Tikmehdash 2 deposit and adjacent areas. The model shows ore-forming fluids that originated from late Miocene dacite-rhyodacite domes, transported via faults, mixed with deeply circulating meteoric water, and formed epithermal quartz-sulfide veins in the shallow epithermal mineralization system.

نتیجه‌گیری

تتراهدريت، پیرولوسیت، پسیلوملان، کوارتز، کلسیت و باریت است. این کانسار از نظر شوری سیالات کنه‌ساز، عمق کنه‌زایی و تا حدودی الگوی دگرسانی‌ها با کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط مشابه است؛ اما از نظر سنگ میزبان، کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ، عناصر فلزی (مقادیر بالای طلا و نقره همراه با مقادیر پایین فلزهای پایه) و نوع رخداد طلا (طلای آزاد)، بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون پایین دارد. بررسی‌های شیمیایی بیانگر همبستگی مثبت ضعیف فلزهای پایه

کانه‌زایی در کانسار طلای تیکمه‌داش ۲ به صورت رگه‌های سیلیسی منگنز و طلا دار با بافت‌های رگه-رگچه‌ای، پرشی، شانه‌ای، کاکلی، پرماند، دانه پراکنده، قشرگون، گل کلمی، تیغه‌ای و پُرکننده فضای خالی درون توالی آتشفشانی-رسوبی انوسن و میوسن رخ داده و توسط هاله‌های دگرسانی آرژلیک حدواسط در بر گرفته شده است. مواد معدنی و باطله در این کانسار شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت (غنی از آهن)، طلای آزاد، آرسنوپیریت، تنانتیت-

کانه‌زایی‌ها در این بخش از ایران است که باید در برنامه‌های اکتشافی مورد توجه قرار گیرد.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان و صبا فولاد رادین برای انجام این پژوهش و از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به‌خاطر راهنمایی‌های علمی که به غنای بیشتر مقاله حاضر منجر شده است، تشکر می‌نمایند.

(سرب، روی و مس) با طلا و همبستگی مثبت ضعیف تا متوسط طلا با آرسنیک، آنتیموان و نقره در کانسار طلای تیکمه‌دش ۲ است. سیالات مسئول کانه‌زایی در این کانسار متعلق به یک سامانه $H_2O-NaCl$ با دمای بالا تا متوسط (۲۲۴ تا ۲۹۲ درجه سانتی‌گراد) و شوری متوسط تا پایین (۰/۷ تا ۱۳/۴ درصد وزنی معادل نمک طعام) بوده و عامل اصلی در ته‌نشست فلزهای پایه و گران‌بهای آن، فرایندهای اختلاط و جوشش سیالات بوده است. ارتباط فضایی نزدیک گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی داسیتی-ریوداسیتی میوسن بالایی و کله‌زایی‌های اپی ترمال در زیرپهنه فلززایی میانه-بستان‌آباد نشان‌دهنده نقش فعالیت‌های ماگمایی-گرمابی ماگماتیسیم میوسن بالایی در تأمین عناصر کانسارساز و سیالات گرمابی برای این نوع از

References

- Albinson, T.F., 1988. Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombrosete, Colorado, and Fresno districts, Zacatecas State, Mexico. *Economic Geology*, 83(8): 1647–1667. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.8.1647>
- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. and Chomiak, B., 2001. Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. In: T. Albinson and C.E. Nelson (Editors), *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 1–32. <https://doi.org/10.5382/SP.08.01>
- Alizadeh, R., Sohrabi, Gh., Ahmadzadeh, G.R. and Ravaghi, A., 2021. Textural, alteration, and mineralization studies of gold and silver mineralization in the Ghezel Ahmad area. South of Tikmehdash, (East Azarbaijan Province). 6th National Conference on Mining Engineering and Earth Sciences, Eshragh Institute for Science and Technology Studies, Kish Island, Iran. (in Persian)
- Asadian, A., Amini Fazl, A. and Khodabandeh, A., 1993. Geological map of Torkamanchay-Qarachaman, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Bakker, R.J., 2003. Package FLUIDS 1, Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 194(1–3): 3–23. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00268-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00268-1)
- Barati, M., Molaei, F. and Yousefi, T., 2023. Determining primary geochemical halos for copper exploration in Bashmaq copper deposit, northeast of Hashtrud, northwest of Iran. 26th Conference of Geological Society of Iran, Urmia University, Urmia, Iran. (in Persian)
- Behrouzi A., Amini Fazl, A. and Amini Azar, R., 1998. Geological map of Bostanabad, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- 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., Burnham, C.W. and Sterner, S.M., 1985a. 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., Reynolds, T.J. and Kuehn, C.A., 1985b. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. In: B.R. Berger, P.M. Bethke and J.M. Robertson (Editors), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 73–97. <https://doi.org/10.5382/Rev.02.05>
- Camprubi, A. and Albinson, T., 2007. Epithermal deposits in Mexico, update of current knowledge, and an empirical re-classification. In: S.A. Alaniz-Álvarez and Á.F. Nieto-Samaniego (Editors), *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico*. Geological Society of America, McLean, pp. 14–39. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(14\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(14))
- Canet, C., Franco, S.I., Prol-Ledesma, R.M., González-Partida, E. and Villanueva-Estrada, R.E., 2011. A model of boiling for fluid inclusion studies: Application to the Bolaños Ag–Au–Pb–Zn epithermal deposit, Western Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 110(2): 118–125. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.04.005>
- Cole, D.R. and Drummond, S.E., 1986. The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: A preliminary assessment and possible implications for the formation of epithermal precious metal ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 25(1–2): 45–79. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(86\)90007-5](https://doi.org/10.1016/0375-6742(86)90007-5)
- Cooke, D.R. and McPhail, D.C., 2001. Epithermal Au–Ag–Te mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: Numerical simulations of mineral deposition. *Economic Geology*, 96(1): 109–131. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.1.109>
- Cooke, D.R. and Simmons, S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 221–244. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.06>
- Corral, I., Cardellach, E., Corbella, M., Canals, À., Griera, A., Gómez-Gras, D. and Johnson, C.A., 2017. Origin and evolution of mineralizing fluids and exploration of the Cerro Quema Au–Cu deposit (Azuer Peninsula, Panama) from a fluid inclusion and stable isotope perspective. *Ore*

- Geology Reviews, 80: 947–960.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.008>
- Davis, D.W., Lowenstein, T.K. and Spencer, R.J., 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–MgCl₂–H₂O, and NaCl–CaCl₂–H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3): 591–601.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90355-O](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90355-O)
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. and Inan, E.E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors.), *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 285–313.
<https://doi.org/10.5382/SP.10.15>
- Fan, H.R., Hu, F.F., Wilde, S.A., Yang, K.F. and Jin, C.W., 2011. The Qiyugou gold-bearing breccia pipes, Xiong'er shan region, central China: fluid-inclusion and stable-isotope evidence for an origin from magmatic fluids. *International Geology Review*, 53(1): 25–45.
<https://doi.org/10.1080/00206810902875370>
- Federico, C., Aiuppa, A., Allard, P., Bellomo, S., Jean-Baptiste, P., Parello, F. and Valenza, M., 2002. Magma-derived gas influx and water-rock interactions in the volcanic aquifer of Mt. Vesuvius, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(6): 963–981.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00813-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00813-4)
- Fournier, R.O., 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. In: B.R. Berger and P.M. Bethke (Editors), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 45–61.
<https://doi.org/10.5382/Rev.02.03>
- Gamarra, D., Cámara, A.L., Monte, M., Rasmussen, S.B., Chinchilla, L.E., Hungría, A.B. and Martínez-Arias, A., 2013. Preferential oxidation of CO in excess H₂ over CuO/CeO₂ catalysts: Characterization and performance as a function of the exposed face present in the CeO₂ support. *Applied Catalysis B: Environmental*, 130–131: 224–238.
<https://doi.org/10.1016/j.apcatb.2012.11.008>
- Giggenbach, W.F., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(4): 495–510.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90127-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90127-H)
- Goldstein, R.H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Editors), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Vancouver, pp. 9–53.
<https://doi.org/10.3749/9780921294672.ch02>
- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66(6): 940–946.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.6.940>
- Hashempour, H., 2025. Geology, geochemistry, and genesis of Tikmehdash 2 Au mineralization, southeast of Bostan Abad. Unpublished MSc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 93 pp. (in Persian with English abstract)
- Hassani Soughi, Z., Calagari, A.A., Sohrabi, Gh., 2021. Investigations of gold-sulfide mineralization and microthermometry within quartz veins/veinlets in the Gharehchay area, south of Tikmehdash, East-Azarbaidjan province, NW Iran. *Iranian journal of Crystallography and Mineralogy*, 29(1): 97–110. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/doi:10.52547/ijcm.29.1.97>
- Hassani Soughi, Z., Calagari, A.A., Sohrabi, Gh., 2023. The genesis of base and precious metals-bearing epithermal veins in the Gharehchay-Kurmolla area, south of Tikmehdash, NW Iran. *Geological Quarterly*, 67: 43. Retrieved May 26, 2025, from <https://bibliotekanauki.pl/articles/58907083>
- Hayba, D.O., 1997. Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado; Part V, Epithermal mineralization from fluid mixing in the OH Vein. *Economic Geology*, 92(1): 29–44.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.92.1.29>
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 245–277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- Hedenquist, J.W. and Arribas, A. and Reynolds, T.J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far southeast Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93(4): 373–404.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.93.4.373>

- Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370 (6490): 519–527. <https://doi.org/10.1038/370519a0>
- Hemley, J.J. and Hunt, J.P., 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems; II, Some general geologic applications. *Economic Geology*, 87(1): 23–43. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.1.23>
- Hemley, R.J., Bell, P.M. and Mao, H.K., 1987. Laser techniques in high-pressure geophysics. *Science*, 237(4815): 605–612. <https://doi.org/10.1126/science.237.4815.605>
- Henley, R.W. and Hughes, G.O., 2000. Underground fumaroles: “Excess heat” effects in vein formation. *Economic Geology*, 95(3): 453–466. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.3.453>
- Jafari, F., Moayyed, M. and Karimzadeh Somarin, A.R., 2002. Petrological studies of intrusive bodies in Qebchaq and Tikmehdash regions with special consideration on the economic potential of the area. 5th Conference of Geological Society of Iran, Tehran University, Tehran, Iran. (in Persian)
- Jahangiryan, F., Alipour, S., Simmonds, V., Tovalcherlidze, A., 2023. Geochemistry and gold mineralization in Miyardan area, west of Bostan Abad. 26th Conference of Geological Society of Iran, Urmia University, Urmia, Iran (in Persian)
- Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology, and size distribution. *Ore Geology Reviews*, 12(3): 111–134. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00009-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00009-7)
- Jobson, D.H., Boulter, C.A. and Foster, R.P., 1994. Structural controls and genesis of epithermal gold-bearing breccias at the Leborg Tandai mine, Western Sumatra, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, 50(1–3): 409–428. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(94\)90034-5](https://doi.org/10.1016/0375-6742(94)90034-5)
- John, D.A., 2001. Miocene and early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the northern Great Basin, western USA: Characteristics, distribution, and relationship to magmatism. *Economic Geology*, 96(8): 1827–1853. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1827>
- John, D.A., Hofstra, A.H., Fleck, R.J., Brummer, J.E. and Saderholm, E.C., 2003. Geologic setting and genesis of the Mule Canyon low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, north-central Nevada. *Economic Geology*, 98(2): 425–463. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.2.425>
- Khaleghi, F., Hosseinzadeh, Gh., Rasa, I. and Moayyed, M., 2013. Geological and geochemical characteristics of the Syah Kamar porphyry molybdenum deposit, west of Mianeh, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 22(88): 187–196. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2013.53692>
- Klemm, L.M., Pettke, T., Heinrich, C.A. and Campos, E., 2007. Hydrothermal evolution of the El Teniente deposit, Chile: Porphyry Cu–Mo ore deposition from low-salinity magmatic fluids. *Economic Geology*, 102(6): 1021–1045. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1021>
- Koděra, P., Lexa, J., Rankin, A.H. and Fallick, A.E., 2005. Epithermal gold veins in a caldera setting: Banská Hodruša, Slovakia. *Mineralium Deposita*, 39: 921–943. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0449-5>
- Kouhestani, H., 2025. Temporal–spatial relationships between epithermal mineralization and dacite-rhyodacite subvolcanic domes at the Miyaneh–Bostan Abad subzone, northwestern Iran. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, Unpublished Report, 40 pp.
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Chang, Z. and Zaw, K., 2015. Constraints on the ore fluids in the Chah Zard breccia-hosted epithermal Au–Ag deposit, Iran: fluid inclusions and stable isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 65(Part 2): 512–521. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.06.003>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., Qin, K.Z. and Aghajani Marsa, S., 2022. Fluid inclusion, zircon U–Pb geochronology, and O–S isotopic constraints on the origin and evolution of ore-forming fluids of the Tashvir and Varmazyar epithermal base metal deposits, NW Iran. *Frontiers in Earth Science*, 10: 990761. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.990761>
- Lesage, G., Richards, J.P., Muehlenbachs, K. and Spell, T.L., 2013. Geochronology, geochemistry, and fluid characterization of the late Miocene Buriticá gold deposit, Antioquia department, Colombia. *Economic Geology*, 108(5): 1067–1097. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.5.1067>
- Li, H., Tang, J., Hu, G., Ding, S., Li, Z., Xie, F., Teng, L. and Cui, S., 2019. Fluid inclusions, isotopic characteristics and geochronology of the Sinongduo epithermal Ag–Pb–Zn deposit, Tibet,

- China. *Ore Geology Reviews*, 107: 692–706.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.033>
- Liu, J., Mao, J.W., Wu, G., Wang, F., Luo, D.F., Hu, Y.Q. and Li, T.G., 2014. Fluid inclusions and H–O–S–Pb isotope systematics of the Chalukou giant porphyry Mo deposit, Heilongjiang Province, China. *Ore Geology Reviews*, 59: 83–96.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.006>
- Maghsoudi, A., Rahmani, M. and Rashidi, B., 2005. Gold deposits and occurrences in Iran. Pars Arian Zamin, Tehran, 388 pp.
- Márquez-Zavalía, M.F. and Heinrich, C.A., 2016. Fluid evolution in a volcanic-hosted epithermal carbonate–base metal–gold vein system: Alto de la Blenda, Farallón Negro, Argentina. *Mineralium Deposita*, 51: 873–902.
<https://doi.org/10.1007/s00126-016-0639-y>
- Mokhtari, M.A.A., 2022. Report of Au exploitation in the Tikmehdash iron mine. Industry, Mine and Trade Organization of East Azerbaijan, Tabriz, 220 pp. (in Persian)
- Moncada, D., Baker, D. and Bodnar, R.J., 2017. Mineralogical, petrographic, and fluid inclusion evidence for the link between boiling and epithermal Ag–Au mineralization in the La Luz area, Guanajuato Mining District, México. *Ore Geology Reviews*, 89: 143–170.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.024>
- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A., Reynolds, T.J., Rimstidt, J.D. and Bodnar, R.J., 2012. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 114: 20–35.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.12.001>
- Muntean, J.L. and Einaudi, M.T., 2001. Porphyry–epithermal transition, Maricunga Belt, northern Chile. *Economic Geology*, 96(4): 743–772.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.4.743>
- Nabatian, G., Wan, B. and Honarmand, M., 2017. Whole rock geochemistry, molybdenite Re–Os geochronology, stable isotope and fluid inclusion investigations of the Siah-Kamar deposit, western Alborz-Azarbayjan: New constraints on the porphyry Mo deposit in Iran. *Ore Geology Reviews*, 91: 638–659.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.08.030>
- Nabavi, M.H., 1976. An introduction to geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- Ouyang, H., Wu, X., Mao, J.W., Su, H., Santosh, M., Zhou, Z. and Li, C., 2014. The nature and timing of ore formation in the Budunhua copper deposit, southern Great Xing'an Range: Evidence from geology, fluid inclusions, and U–Pb and Re–Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 63: 238–251.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.016>
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, Berlin, 1250 pp.
- Rabiei, M., Chi, G., Normand, C., Davis, W.J., Fayek, M. and Blamey, N.J.F., 2017. Hydrothermal rare earth element (Xenotime) mineralization at Maw Zone, Athabasca Basin, Canada, and its relationship to unconformity-related uranium deposits. *Economic Geology*, 112(6): 1483–1507.
<https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4518>
- Ramboz, C., Pichavant, M. and Weisbrod, A., 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, 37(1–2): 29–48.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(82\)90065-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(82)90065-1)
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, Virginia, 644 pp.
- Roedder, E. and Bodnar, R.J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8(1): 263–301.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.001403>
- Ronacher, E., Richards, J.P. and Johnston, M.D., 2000. Evidence for fluid phase separation in high-grade ore zones at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Mineralium Deposita*, 35(7): 683–688.
<https://doi.org/10.1007/s001260050271>
- Rossetti, P. and Colombo, F., 1999. Adularia-sericite gold deposits of Marmato (Caldas, Colombia): Field and petrographical data. Geological Society, London, Special Publications, 155(1): 167–182.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.155.01.13>
- Rusk, B.G., Reed, M.H. and 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>

- Saunders, J.A., Hofstra, A.H., Goldfarb, R.J. and Reed, M.H., 2014. Geochemistry of hydrothermal gold deposits. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, England, pp. 33–424. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01117-7>
- Scott, A.M. and Watanabe, Y., 1998. Extreme boiling model for variable salinity of the Hokko low-sulfidation epithermal Au prospect, southwestern Hokkaido, Japan. *Mineralium Deposita*, 33(6): 568–578. <https://doi.org/10.1007/s001260050173>
- Shepherd, T.J., Ranbin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow, 223 pp.
- Sherlock, R.L., Tosdal, R.M., Lehrman, N.J., Graney, J.R., Losh, S., Jowett, E.C. and Kesler, S.E., 1995. Origin of the McLaughlin mine sheeted vein complex: metal zoning, fluid inclusion and isotopic evidence. *Economic Geology*, 90(8): 2156–2181. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.8.2156>
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2005. Linkages between volcano-tectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors), *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 315–343. <https://doi.org/10.5382/SP.10.16>
- Simmons, S.F. and Brown, K.L., 2006. Gold in magmatic hydrothermal solutions and the rapid formation of a Giant ore deposit. *Science*, 314(5797): 288–291. <https://doi.org/10.1126/science.1132866>
- Simmons, S.F. and Browne, P.R.L., 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology*, 95(5): 971–1000. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.5.971>
- Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 485–522. <https://doi.org/10.5382/AV100.16>
- Simpson, M.P., Mauk, J.L. and Simmons, S.F., 2001. Hydrothermal alteration and hydrologic evolution of the Golden Cross epithermal Au–Ag deposit, New Zealand. *Economic Geology*, 96(4): 773–796. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.4.773>
- Sohbatloo, M., 2021. Geology, geochemistry, and genesis of Qebchaq base and precious metals mineralization, NW Qarehchaman. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 95 pp. (in Persian with English abstract)
- Sohbatloo, M., Kouhestani, H. and Mokhtari, M.A.A., 2023. Intermediate-sulfidation epithermal base and precious metals mineralization in the Qebchaq deposit (NW Qarachaman, East Azerbaijan): Geology, mineralization, and geochemical evidence. *Journal of Economic Geology*, 15(1): 53–85. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2022.75340.1041>
- Spycher, N.F. and Reed, M.H., 1989. Evolution of a Broadlands-type epithermal ore fluid along alternative PT paths; implications for the transport and deposition of base, precious, and volatile metals. *Economic Geology*, 84(2): 328–359. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.84.2.328>
- Takács, Á., Molnár, F., Turi, J., Mogessie, A. and Menzies, J.C., 2017. Ore mineralogy and fluid inclusion constraints on the temporal and spatial evolution of a high-sulfidation epithermal Cu–Au–Ag deposit in the Recsk ore complex, Hungary. *Economic Geology*, 112(6): 1461–1481. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4517>
- Taylor, R., 2009. Ore textures: Recognition and interpretation. Springer-Verlag, Berlin, 287 pp.
- Thiersch, P.C., Williams-Jones, A.E. and Clark, J.R., 1997. Epithermal mineralization and ore controls of the Shasta Au–Ag deposit, Toadoggon District, British Columbia, Canada. *Mineralium Deposita*, 32(1): 44–57. <https://doi.org/10.1007/s001260050071>
- Tindell, T., Watanabe, K., Imai, A., Takahashi, R., Boyce, A.J., Yonezu, K. and Ogata, T., 2018. The Kago low-sulfidation gold and silver deposit: A peripheral mineralisation to the Nansatsu high-sulfidation system, southern Kyushu, Japan. *Ore Geology Reviews*, 102: 951–966. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.10.027>
- Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.Y. and Li, G.M., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal

- deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107: 434–456.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>
- White, N.C. and Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36(1–3): 445–474. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90063-G](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90063-G)
- White, N.C. and Hedenquist, J.W., 1995. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletters*, 23(1): 9–13.
<https://doi.org/10.5382/SEGnews.1995-23.fea>
- 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>
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Yardley, B.W.D., 2005. Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation. *Economic Geology*, 100(4): 613–632.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.4.613>
- Yilmaz, H., Oyman, O., Arehart, G.B., Colakoglu, A.R. and Billor, Z., 2007. Low-sulfidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey. *Ore Geology Reviews*, 32(1–2): 81–124.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.10.007>
- Yilmaz, H., Oyman, T., Sonmez, F.N., Arehart, G.B. and Billor, Z., 2010. Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespil Dere (Lapseki/Western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37(3–4): 236–258.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.04.001>
- Zhai, D., Liu, J., Wang, J., Yao, M., Wu, S., Fu, C., Liu, Z., Wang, S. and Li, Y., 2013. Fluid evolution of the Jiawula Ag–Pb–Zn deposit, Inner Mongolia: Mineralogical, fluid inclusion, and stable isotopic evidence. *International Geology Review*, 55(2): 204–224.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2012.692905>
- Zhai, W., Sun, X., Sun, W., Su, L., He, X. and Wu, Y., 2009. Geology, geochemistry, and genesis of Axi: a Paleozoic low-sulfidation type epithermal gold deposit in Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews*, 36(4): 265–281.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2009.04.003>
- Zhang, Y. and Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–CaCl₂–H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64(3–4): 335–350.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90012-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90012-X)
- Zhu, Y.F., Zeng, Y.S. and Jiang, N., 2001. Geochemistry of the ore-forming fluids in gold deposits from the Taihang Mountains, northern China. *International Geology Review*, 43(5): 457–473.
<https://doi.org/10.1080/00206810109465026>

- مقاله‌ای که برای بررسی و چاپ به نشریه ارسال می‌شود، نباید قبلاً در نشریه داخلی و خارجی دیگری به چاپ رسیده باشد، همچنین هم‌زمان (تا اعلام نظر نهایی این نشریه) به نشریه‌های دیگر داخلی و یا خارجی ارسال نشود. چاپ خلاصه مقاله ارائه شده در کنگره‌ها، سمپوزیوم‌ها و سمینارهای داخلی و خارجی این محدودیت را ندارد.
- در مقاله‌هایی که از پایان‌نامه ارشد یا دکتری استخراج شده است، اسامی اساتید راهنما و مشاور ذکر شود.
- در صورتی که مقاله برگرفته از طرح پژوهشی مصوب دانشگاه یا طرح پژوهشی مراکز تحقیقاتی است، باید اسامی پژوهشگران و محل انجام پژوهش ذکر شود.
- نشریه در رد، قبول و ویراستاری مقاله آزاد است.
- دریافت مقاله فقط از طریق وب‌سایت نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، به آدرس <https://econg.um.ac.ir> امکان‌پذیر است.
- مقاله‌ها توسط متخصصان موضوعی داوری می‌شوند و در صورت تصویب و پذیرش مقاله، در فهرست مقاله‌های آماده انتشار سایت نشریه قرار می‌گیرند و بعد از ویراستاری و صفحه‌آرایی به نوبت به شماره‌ای خاص اختصاص داده می‌شوند.
- داوری مقاله دوسو ناشناس است (در کلیه مراحل بررسی مقاله، داوران و نویسندگان از اسامی یکدیگر مطلع نخواهند شد).
- تکمیل و ارسال فرم تعهدنامه، تعارض منافع و مشخصات نویسندگان الزامی است (برای دریافت فرم‌ها به سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی **فرم** مراجعه‌شود).
- ایمیل نویسنده مسئول حتی‌الامکان، ایمیل سازمانی باشد.
- اطلاعات بیشتر و کامل‌تر را در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی **شرایط و ضوابط ارسال مقاله**) مشاهده نمایید.

سیاست دسترسی آزاد

این نشریه تحت مجوز بین‌المللی **Creative Commons Attribution (CC BY 4.0)** است و به صورت دسترسی آزاد و بدون هزینه در دسترس خوانندگان و نویسندگان قرار می‌گیرد. تمام هزینه‌های نشریه توسط دانشگاه فردوسی مشهد تأمین می‌شود.

انواع مقاله قابل پذیرش

- مقاله پژوهشی
- مقاله مروری
- یادداشت پژوهشی
- نقد علمی

بخش‌های مقاله

مقاله شامل بخش‌های زیر باشد. اطلاعات کامل درباره هر بخش را در [راهنمای نگارش](#) (سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی [راهنما](#)) مشاهده نمایید.

- عنوان (فارسی و انگلیسی)
- نام نویسندگان و وابستگی سازمانی (فارسی و انگلیسی)
- چکیده (فارسی و انگلیسی)
- واژه‌های کلیدی (فارسی و انگلیسی)
- مقدمه
- روش مطالعه
- بحث و بررسی
- نتیجه‌گیری
- تعارض منافع
- قدردانی
- منابع

تدوین مقاله

در زیر خلاصه‌ای از راهنمای تدوین مقاله آورده می‌شود. اطلاعات کامل درباره نگارش مقاله را در [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی [راهنما](#)) مشاهده نمایید.

- مقاله با نرم‌افزار WORD تایپ شود.
- متن مقاله به زبان فارسی باشد.
- مقاله دارای چکیده فارسی و چکیده مبسوط انگلیسی (طبق ساختار مشخص شده در [راهنمای نگارش](#)) باشد.
- نسخه اولیه به صورت تک ستونی تهیه شود.
- تعداد صفحه‌های مقاله از ۲۵ صفحه (شامل متن، شکل، جدول و منابع) تجاوز نکند.
- حاشیه صفحه‌ها از بالا ۳/۵، از پایین ۲/۵، از راست و چپ ۲ سانتی‌متر باشد. ساینز صفحه A4 و فاصله سطرها ۱/۵ (1.5 lines) تنظیم شود.
- اندازه و فونت قلم‌هایی که در نوشتن مقاله استفاده می‌شود را در فایل [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه مشاهده نمایید.
- هنگام تنظیم مقاله از به کار بردن واژه لاتین که هم‌ارز فارسی دارد، خودداری شود.
- منابع انتهای مقاله با نیم سانتی‌متر فرورفتگی (Hanging) تنظیم شوند و از آوردن عدد و خط تیره در کنار منابع خودداری شود.
- تیترهای اصلی و فرعی شماره نداشته باشند.
- تمام عددها در متن مقاله، فارسی باشد و در صورت اعشاری بودن، ممیز به صورت (/) نوشته شود (عدد فقط در جدول و شکل به انگلیسی است).
- توضیح شکل (زیرنویس) و توضیح جدول (بالانویس) به دو زبان فارسی و انگلیسی باشد (در فارسی و انگلیسی مطابق هم باشند).
- در توضیح شکل و جدول به نام منطقه مورد بررسی اشاره شود.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

شکل

- شکلی که برای نشان دادن موقعیت جغرافیایی منطقه در ایران، استان و یا بخش کوچک‌تری نشان داده می‌شود، باید طول و عرض جغرافیایی، جهت شمال و مقیاس خطی داشته باشد و موقعیت (طول و عرض جغرافیایی) به درجه، دقیقه و ثانیه تنظیم شود.
- نقشه راهنما داشته باشد و در راهنما ترتیب سنی واحدهای سنگی از قدیم به جدید رعایت شود.
- به صورت رنگی و با کیفیت مناسب و مطلوب تهیه شود.
- کلمه، حرف، عدد و ... به کار رفته در داخل شکل، فقط به زبان انگلیسی باشد.
- علائم اختصاری شکل در زیرنویس آن شکل توضیح داده شوند (با ذکر منبع).
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

جدول

- در نرم افزار WORD تایپ شود.
- جدول در صفحه عمودی تایپ شود (Portrait).
- موقعیت باید به درجه، دقیقه و ثانیه ذکر شود.
- کلمه و حرف به کار رفته در داخل جدول به زبان انگلیسی (با سایز ۱۰ و فونت Times New Roman) باشد و در صورت اعشاری بودن اعداد، ممیز به صورت نقطه (.) نوشته شود.
- جدول به دلیل انگلیسی بودن باید از چپ به راست تنظیم شود.
- فاقد خط‌های عمودی باشد.
- در توضیح جدول (بالانویس)، واحد اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و فرعی ذکر شود.
- ترتیب اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی استفاده شده در جدول‌ها به ترتیب ظرفیت شیمیایی باشد.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

فرمول

- معادله و فرمول چپ‌چین شود.
- شماره‌گذاری فرمول، یک سطر بالاتر از فرمول قرار گیرد.

منابع

- منابع استفاده شده در مقاله، از منابعی باشند که به صورت کتاب، نشریه علمی، پایان‌نامه و ... بوده و قابل دسترسی توسط خواننده باشد. از منابع غیرقابل دسترس و منابع غیرعلمی مانند درسنامه، جزوه استفاده نشود.
- استناد به منبع در متن مقاله (استنادهای درون متنی) و همچنین منابع انتهایی مقاله (برون متنی) باید به انگلیسی نوشته شوند (اگر در مقاله از منبع فارسی استفاده شده باشد، باید اطلاعات منبع به زبان انگلیسی برگردانده شود).
- اگر منبع مورد استفاده در مقاله، فارسی باشد؛ برای تبدیل اطلاعات کتابشناختی آن به انگلیسی، باید تمام اطلاعات آن (مانند نام نویسنده (نویسندگان)، عنوان منبع (نام نشریه، کتاب، گزارش) و سایر اطلاعات موردنیاز) از صفحه عنوان انگلیسی یا سایت اینترنتی منبع گرفته شود. از ترجمه شخصی اطلاعات منابع فارسی خودداری نمایید.
- سال‌های شمسی به میلادی تبدیل شوند (در استنادهای درون متنی و منابع برون متنی).
- اطلاعات کامل همه استنادهای درون متنی (طبق نمونه‌های ذکر شده) در انتهایی مقاله آورده شود. هر منبعی که در متن مقاله، شکل و جدول و توضیح آنها آمده باشد، اطلاعات کامل آن حتماً باید در انتهایی مقاله ذکر شود و همچنین هر منبعی که در انتهایی مقاله آمده باشد، باید در درون متن نیز به آن استناد شده باشد.
- نحوه نوشتن منابع برون متنی و استنادهای درون متنی در ادامه آمده است.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

ارجاع درون‌متنی (استناد درون‌متنی):

به دلیل این که منابع فارسی به کار رفته در مقاله باید به انگلیسی برگردانده شوند، لازم است ارجاع درون‌متنی منابع فارسی نیز به انگلیسی ذکر شوند. ارجاع در متن مقاله طبق موارد زیر باشد:

- ارجاع به منبعی با یک نویسنده: بین نام خانوادگی نویسنده و سال نشر ویرگول قرار می‌گیرد. مانند: (Sheikhi, 1995)
- ارجاع به منبعی با دو نویسنده: بین نام خانوادگی دو نویسنده کلمه and قرار می‌گیرد و بعد از ویرگول، سال نشر منبع ذکر می‌شود. مانند: (Salavati and Fahim Guilani, 2014)
- ارجاع به منبعی با بیش از دو نویسنده: بعد از نام خانوادگی نویسنده اول، عبارت et al. و سپس بعد از ویرگول سال نشر می‌آید. مانند: (Ghourchi et al., 2014)
- ارجاع به بیش از یک منبع: اگر بخواهیم در یک محل به چند منبع ارجاع دهیم، ارجاع مانند نمونه‌های بالا صورت می‌گیرد؛ با این تفاوت که همه داخل یک پرانتز قرار می‌گیرند و با نقطه ویرگول از هم جدا می‌شوند و ترتیب آوردن آنها بر اساس سال نشر از قدیم به جدید است. مانند: (Bardossy and Aleva, 1990; Arehart, 1996; Habibzadeh et al., 2014)
- هرگاه در متن، توضیح شکل و جدول (زیرنویس و بالانویس)، به طور مستقیم به منبع و نویسنده‌ای اشاره شود، باید ابتدا نام نویسنده منبع به فارسی و بعد در داخل پرانتز همراه با سال نشر به انگلیسی (سال میلادی) بیاید. مثال: کریم پور و همکاران (Karimpour et al., 2012)

ارجاع برون‌متنی (منابع انتهایی مقاله):

- منابع استفاده شده در کل مقاله فقط به زبان انگلیسی و سال میلادی باشد.
- برای استناد به مقاله‌های فارسی، از عنوان، نام نویسندگان و سایر اطلاعات کتابشناختی مورد نیاز در صفحه عنوان انگلیسی، چکیده انگلیسی و یا صفحه انگلیسی سایت منبع استفاده کنید و از ترجمه شخصی آن خودداری نمایید:
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین دارند، به صفحه انگلیسی سایت منبع مراجعه کنید.
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین ندارند، به صفحه عنوان انگلیسی و مشخصات انگلیسی پشت جلد مراجعه نمایید.
- برای استناد به آثار خارجی ترجمه شده به فارسی، نام نویسندگان فرنگی و عنوان انگلیسی یا عنوان اصلی اثر ذکر شود و سپس نام مترجم پس از عبارت (Translated by) بیاید و بعد سایر اطلاعات کتابشناختی منبع ترجمه شده به زبان انگلیسی آورده شود (لازم است محل نشر و ناشر کتاب یا اثر ترجمه شده بیاید و نه اثر اصلی).
- منابع بر اساس حروف الفبای نام نویسندگان آورده می‌شود.
- نام همه نویسندگان ذکر شود و از آوردن عبارت "et al." و others به جای آوردن نام سایر نویسندگان منبع، خودداری شود.
- نام منبع (نشریه، کتاب و ...) و ناشر مخفف نباشد و به طور کامل آورده شود.
- برای استناد به مقاله‌هایی که هنوز منتشر نشده‌اند، به جای سال نشر از in press استفاده شود.
- برای مقاله منتشر شده در نشریه، آوردن شماره نشریه (Issue) و شماره جلد الزامی است (طبق نمونه)، در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

- منابعی که در اصل به زبان فارسی و دارای چکیده انگلیسی هستند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian with English abstract) در انتها مشخص شوند.
- منابعی که در اصل به زبان فارسی هستند و چکیده انگلیسی ندارند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian) در انتها مشخص شوند.
- برای مقاله‌های منتشر شده که DOI دارند، آوردن DOI در پایان هر منبع الزامی است (DOI با آدرس دقیق ذکر شود).
مثال: <https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.80951>
- برای سایر منابعی که از سایت‌های اینترنتی گرفته شده‌اند و DOI ندارند، آدرس صفحه اینترنتی را بیاورید. بدین صورت که مانند دیگر منابع همه اجزاء را با توجه به نوع منبع آورده و در پایان آدرس اینترنتی را بعد از تاریخ بازیابی بیاورید. تاریخ بازیابی را به شکل زیر بیاورید:

Retrieved September 26, 2018 from <http://.....>

Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2013. Geochemistry of stream sediments, waters and Uranium and Thorium anomalies on Nyshabour turquoise mine and its environmental impacts in the lives of rural areas. Iranian Journal of Mineralogy and Crystallography, 21(1): 3–18. (in Persian with English abstract) Retrieved April 22, 2021 from <http://ijcm.ir/article-1-326-fa.html>

- اطلاعات هر منبع با توجه به نوع منبع، دقیقاً مانند **نمونه‌های زیر** نوشته شود. همه اجزاء مشخص شده در نمونه‌ها ذکر شوند. از آوردن اجزاء اضافی خودداری شود و اجزاء نیز در جای مشخص شده قرار گیرند. علائم نگارشی نیز دقیق و طبق فرمت باشد (به اجزاء، علائم نگارشی، فاصله و طرز قرار گرفتن هر جزء در نمونه‌ها توجه شود).

منابع برون متنی (با اطلاعات کامل) طبق نمونه‌های زیر تنظیم شوند:

برای نشان دادن بهتر، اجزاء و علائم نگارشی منابع با رنگ‌های متفاوت اعمال شده است.

مقاله منتشر شده در نشریه (Journal Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام نشریه، دوره نشریه (جلد)، شماره نشریه، شماره صفحه ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: برای مقاله، آوردن شماره ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، شماره دوره و شماره نشریه (Issue) الزامی است. در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

Ghourchi, N., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, S., 2014. Geology, alteration, age dating and petrogenesis of intrusive bodies in Halak Abad prospect area, NE Iran. Journal of Economic Geology, 6(1): 23–48. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I1.23015>

مقاله ارائه شده در همایش (سمپوزیوم، کنگره، میتینگ و ... علمی) (Conference Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام همایش، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

Majidifar, M., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2013. Geology, mineralization and geochemistry of Koli prospect area, northeast of Ghaen, South Khorasan province. 5th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. Retrieved September 26, 2018 from https://www.researchgate.net/publication/273575902_Geology_mineralization_and_geochemistry_of_Koli_prospect_area_northeast_of_Ghaen_South_Khorasan_province

بخشی (فصلی) از کتاب، انتشارات ویژه (به طوری که هر بخش دارای نویسنده جداگانه باشد) (Book Section)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان بخش (فصل) کتاب، ویراستار، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره صفحه ابتدایی و انتهایی بخش کتاب، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: در صورتی که یک ویراستار اصلی داشته باشد، به جای (Editors) از (Editor) استفاده می شود. در این قسمت ابتدا حرف اول نام کوچک ویراستاران و سپس نام خانوادگی می آید و صفحه نیز، صفحه ابتدایی و انتهایی بخش یا فصل کتاب مورد نیاز است.

Lentz, D.R., 1994. Exchange reactions in hydrothermally altered rocks: examples from biotite-bearing assemblages. In: D.R. Lentz (Editor), *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada, Canada, pp. 69-99. https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_128

کتاب (Book)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای کتاب، آوردن شماره کل صفحه های کتاب الزامی است.

Bardossy, G. and Aleva, G.J.J., 1990. Lateritic bauxite. Elsevier, Amsterdam, 624 pp.

ترجمه کتاب (Book Translated)

نویسنده (نویسندگان)، مترجم (مترجمان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای محل نشر و ناشر، باید اطلاعات ترجمه کتاب بیاید و نیازی به محل و ناشر اثر اصلی نیست.

Mason, B. and Moore, K.B. (translated by Moore, F. and Sharafi, A.A.), 2003. *Principles of Geochemistry*. Shiraz University Press, Shiraz, 566 pp.

پایان نامه (Thesis)

نویسنده، سال نشر، عنوان پایان نامه، درجه پایان نامه، نام دانشگاه، نام شهر، کشور، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای رساله دکتری به جای M.Sc. از Ph.D. استفاده می شود.

Sheikhi, R., 1995. Study of economic geology of Shahrak fe deposit, east of Takab. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp.

کارگاه علمی (Workshop)

بر گزار کننده (بر گزار کنندگان)، سال برگزاری، عنوان، نام کارگاه، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری،
تاریخ برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

Calvin, W.M., Kratt, C. and Faulds, J.E., 2005. Infrared spectroscopy for drillhole lithology and mineralogy. Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California, United States (21 February 2005). Retrieved September 26, 2018 from <https://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2005/calvin.pdf>

نقشه (Map)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان نقشه، ناشر

توضیح: در صورت داشتن محل نشر، می توانید آن را بعد از ناشر بیاورید.

Karimpour, M.H., Ashouri, A. and Saadat, A., 2009. Geological map of Taherabad, scale 1:100,000. Geological Surver of Iran.

گزارش (Report)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان گزارش، ناشر، محل نشر، شماره گزارش، شماره کل صفحه ها

Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmandzadeh, A.M., 1966. Geology of Tarom district western part (Zanjan area, northwest Iran). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 8, 40 pp.

منابع اینترنتی (Internet Resources)

هر منبع اینترنتی را با توجه به نوع منبع به شکل های ذکر شده قبل در آورده و در پایان، آدرس صفحه اینترنتی آن منبع بعد از تاریخ بازیابی آورده شود. مثال:
Retrieved September 26, 2018 from <https://.....>

این نشریه عضو کمیته بین‌المللی اخلاق در انتشار (COPE) است و از آیین‌نامه اجرایی قانون پیشگیری و مقابله با تقلب در آثار علمی پیروی می‌کند.

منشور اخلاق نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، بر مبنای رهنمودهای ارائه‌شده توسط کمیته اخلاق انتشار (COPE) طراحی شده است و از کلیه کاربران انتظار می‌رود به اصول اخلاقی ذکر شده پایبند باشند. بدیهی است هرگونه سرقت علمی یا سایر رفتارهای غیر اخلاقی به حذف مقاله از فرایند داوری منجر خواهد شد. این منشور جهت تعیین وظایف و تعهدات نویسندگان، سردبیر، اعضای هیئت تحریریه و داوران تنظیم شده است.

انتشار و تألیف

- مقالات پژوهشی در فرایند داوری به‌وسیله هیئت‌داوران و کارشناسان علمی که از طرف سردبیر یا مدیر مسئول یا هر دو انتخاب می‌شوند، به‌صورت محرمانه و بی‌نام ارزیابی می‌شوند.
- ملاک ارزیابی مقالات بر اصالت، کیفیت علمی، صحت ارائه و اهمیت پرداختن صحیح به سبک نگارش فارسی است.
- بر اساس تصمیم داوران و کمیته تحریریه، مقالات پذیرفته، تجدیدنظر و یا رد می‌شوند.
- نسخه تجدیدنظر شده به کمیته تحریریه مربوطه ارائه و تصمیم‌گیری نهایی بر اساس تصمیم کمیته انجام می‌شود.
- مقالات رد شده در پایگاه اطلاعاتی نشریه نگهداری می‌شوند.
- پذیرش مقاله منوط به تأیید الزامات قانونی و تسلیم تعهدنامه نویسندگان (شامل پذیرفتن مسئولیت، کپی‌رایت و سرقت علمی) است و پس از آن به‌عنوان مقاله پذیرفته شده در فهرست مقالات پیش از انتشار قرار گرفته و به‌صورت آنلاین نمایش داده می‌شود.
- سرقت علمی به‌وسیله گروه تحقیق در دانشگاه و ارجاع متقابل آن، قبل از پذیرش مورد بررسی قرار می‌گیرد.

نویسندگان

- گواهی اصالت مقاله توسط نویسندگان در هنگام ارسال مقاله به صورت الکترونیکی تسلیم می‌شود، همچنین باید گواهی شود که مقاله ارسال‌شده در نشریه دیگری چاپ نشده است و یا در دست بررسی برای چاپ نیست.
- اصلاحات و دیدگاه‌های پیشنهادی کمیته داوران ظرف مدت ۳۰ روز از تاریخ ابلاغ، به مدیر مسئول نشریه ارجاع داده شود.
- تقدیر و تشکر و وابستگی سازمانی نویسندگان در مقاله آورده شود و هرگونه مغایرت منافع بین نویسندگان و یا سازمان‌ها ذکر شود.
- از گزارش خطا و اشتباه در آثار منتشرشده که به بهبود کیفیت مقالات کمک می‌کند، استقبال می‌شود.
- نویسندگان بعد از تکمیل فرایند ارزیابی مقاله، حق انصراف از چاپ را ندارند.

داوران

- رازداری و محرمانه‌بودن اطلاعات مقاله در همه زمینه‌ها رعایت شود. فرایند داوری مقالات به صورت مخفیانه و بی‌نام انجام می‌شود؛ درحالی‌که حفظ اصالت مقالات در اولویت قرار می‌گیرد.
- فرایند داوری باید در اسرع وقت انجام شود و دیدگاه‌های مربوط به اصالت مقاله، صرف‌نظر از پیشنهادها در مورد تجدیدنظر، رد

- و یا پذیرش مقاله، به سردبیر فرستاده شود.
- پیشنهاد‌های داوران در خصوص مقالات منتشر شده باید در قالب فرم‌های داوری و در بخش دیدگاه‌های مربوط به نویسنده و سردبیر، به آنها ارائه شود.
- سرقت علمی شامل هم‌پوشانی مقاله با دیگر مقالات چاپ شده، باید به اطلاع برسد؛ به طوری که هیئت تحریریه بتواند تصمیم نهایی را در مورد رد یا پذیرش مقاله اتخاذ کند.
- داوران باید از داوری مقالاتی که تضاد منافع دارند، امتناع کنند.

سردبیران

- همه سردبیران مسئول (سردبیر، مدیر مسئول و هیئت تحریریه) اختیار تام در رد یا قبول هر مقاله داشته و کیفیت کلی مقالات منتشر شده بر عهده آنهاست.
- سردبیران همیشه باید استراتژی‌هایی را به منظور بالا بردن کیفیت مقالات، پیشنهاد داده و اجرا کنند.
- صحت و سقم سابقه تحصیلی نویسنده قبل از بررسی مقاله باید ارزیابی شود.
- اصالت و کیفیت مقاله، صحت مطالب ارائه شده و مرتبط بودن با زمینه انتشارات باید تنها ویژگی برای پذیرفتن یا رد مقالات باشد.
- تصمیم نهایی نباید بدون ادله محکم لغو شود.
- ناشناس بودن هویت داوران و نویسندگان تا زمانی که تصمیمی در مورد مقاله اتخاذ نشده است، باید حفظ شود.
- ویراستاران راه حلی برای مسائل اخلاقی و مشکلاتی از قبیل تقابل نویسندگان در ارتباط با مقالات چاپ شده یا چاپ نشده آنها، پیدا کنند.
- رد مقالات بر اساس سوءظن امکان پذیر نیست.
- تضاد منافع میان اعضای هیئت تحریریه، نویسندگان و داوران باید به درستی و بر اساس دستورالعمل کمیته اخلاق نشر (COPE) حل و فصل شود.

بیانیه سرقت علمی آثار

- همه قوانین تعریف شده توسط کمیته اخلاق نشر (COPE) باید توسط اعضای هیئت تحریریه، داوران و نویسندگان اجرایی شود.
- مقاله در مرحله اول (فرایند بررسی سردبیر) می‌تواند از روند خارج شود؛ اما زمانی که در فرایند داوری قرار می‌گیرد، انصراف از روند داوری مشمول پرداخت جریمه به هیئت تحریریه است.
- هر تغییر عمده در مقاله پذیرفته شده با ارائه ادله قابل انجام است.
- همه اعضای هیئت تحریریه و نویسندگان، باید هر نوع اصلاحی را صادقانه و به طور کامل انجام دهند.
- اخلاق نشر باید در مقاله رعایت شود. سرقت علمی و یا ارائه داده‌های تقلبی موجب می‌شود که نویسندگان به عنوان ناقضان قوانین کمیته اخلاق نشر (COPE) تلقی شوند و نام آنها در فهرست سیاه این کمیته قرار گیرد که اتخاذ تصمیم بر عهده هیئت تحریریه است.

Contents

Chemical Composition of Hydrothermal Pyrite as an Indicator for Deciphering Ore-Forming Processes: A Case Study from the Mamuniyeh Copper Deposit, UDMA	1
Mohammad Goudarzi, Hassan Zamanian, Urs Klötzli, Matee Ullah	
Separation of alteration zones using remote sensing images and support vector machines, case study: Zaglic area, Arasbaran metallogenic zone, NW Iran	27
Habibollah Bazdar, Ali Imamalipour	
An overview of lithium resources, geochemistry, exploration, extraction, processing, and applications with a focus on electric vehicles	49
Mohammad Hassan Karimpour, Bahareh Borouzi Niyat	
Petrogenesis and Economic Potential of the Almogholagh Intrusive Body, Using the Zircon Chemistry; Central Sanandaj-Sirjan Zone	91
Fatemeh Sarjoughian, Kosar Allahvaisi, Hossein Azizi	
Fractal and 3D Modeling of the Mineralization in the Garijgan Mining Area, Eastern Iran	123
Hadi Alinia, Mohammad Mahdi Khatib, Mohammad Hossein Zarrinkoub, Majid Kouhestanian	
Low-sulfidation epithermal Au mineralization in the Tikmehdash 2 deposit (southeast of Bostan Abad): Constraints on geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusions	147
Hamid Hashempour, Hossein Kouhestani, Mir Ali Asghar Mokhtari, Ghafour Alavi	

Journal of Economic Geology as Quaterly in the field of economic geology and related sciences is published in Persian with English abstract.

Aims

- The publication of Scientific- Research papers;
- Development of research and promotion of knowledge geological and geochemical exploration;
- Dissemination of latest scientific achievements of universities and academic institutions.

Scope

- Economic Geology
- Geochemical Exploration
- Geophysical Exploration
- Remote Sensing and Mineral Exploration
- Environmental Geology
- Petrology
- Mining Engineering Sciences

Indexing and Abstracting

Scopus®

GeoRef

DOAJ
DIRECTORY OF
OPEN ACCESS
JOURNALS

ULRICHSWEB™
GLOBAL SERIALS DIRECTORY

Google
Scholar

EBSCOhost

ISC
پایگاه استنادی علوم جهان اسلام

SID
پایگاه اطلاعات علمی
جهاد دانشگاهی

magiran®





Journal Information

Print ISSN: 2008-7306

Online ISSN: 2423-5865

Publication: Quarterly

Publication authorization
(Ministry of Culture and Islamic Guidance)

No. 21124, 23 November 2009

Scientific- Research grade
(Ministry of Science, Research and Technology)

No. 4143, 31 July 2010

Contact Us

Mailing Address: Ferdowsi University of Mashhad (FUM) campus, Azadi Sq., Mashhad, Khorasan Razavi, Iran

P.O. Box: 9177948973

Email: econg@um.ac.ir

Website: <https://econg.um.ac.ir>

Phone: +98 (51) 38804050

Fax: +98 (51) 38807352

Publisher

Ferdowsi University of Mashhad

Director-in-Charge

Editor-in-Chief

Mohammad Hassan Karimpour
Professor, Ferdowsi University of Mashhad
karimpur@um.ac.ir

Editorial Board

Dr. Mohammad Hassan Karimpour
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Charles R. Estern
(Prof., University of Colorado, U.S.A.)

Dr. Mohammad Hossein Adabi
(Prof., Shahid Beheshti University)

Dr. Ebrahim Rastad
(Associate Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Gholam Reza Lashkaripour
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abbas Moradian
(Associate Prof., Shahid Bahonar University)

Dr. Seyed Reza Moussavi Harami
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Seyed Ahmad Mazaheri
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Majid Ghaderi
(Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Farhad Bouzari
(Research Associate, The University of British Columbia)

Dr. Amir Morteza Azim Zadeh
(Senior Researcher, Luleå University of Technology)

Executive Director

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

Consultant

Dr. Azadeh Malekzadeh Shafaroudi (Ferdowsi University of Mashhad)

Persian Editor

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

Page Designer

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 17, No. 2, 2025, Serial No. 45

CONTENTS

Chemical Composition of Hydrothermal Pyrite as an Indicator for Deciphering Ore-Forming Processes: A Case Study from the Mamuniyeh Copper Deposit, UDMA	1
Mohammad Goudarzi, Hassan Zamanian, Urs Klötzli, Matee Ullah	
Separation of alteration zones using remote sensing images and support vector machines, case study: Zaglic area, Arasbaran metallogenic zone, NW Iran	27
Habibollah Bazdar, Ali Imamipour	
An overview of lithium resources, geochemistry, exploration, extraction, processing, and applications with a focus on electric vehicles	49
Mohammad Hassan Karimpour, Bahareh Borouzi Niyat	
Petrogenesis and Economic Potential of the Almogholagh Intrusive Body, Using the Zircon Chemistry; Central Sanandaj-Sirjan Zone	91
Fatemeh Sarjoughian, Kosar Allahvaysi, Hossein Azizi	
Fractal and 3D Modeling of the Mineralization in the Garijgan Mining Area, Eastern Iran	123
Hadi Alinia, Mohammad Mahdi Khatib, Mohammad Hossein Zarrinkoub, Majid Kouhestanian	
Low-sulfidation epithermal Au mineralization in the Tikmehdash 2 deposit (southeast of Bostan Abad): Constraints on geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusions	147
Hamid Hashempour, Hossein Kouhestani, Mir Ali Asghar Mokhtari, Ghafour Alavi	