



شاپا چاپی: ۲۰۰۸-۷۳۰۶
شاپا الکترونیکی: ۲۴۲۳-۵۸۶۵

جلد ۱۷، شماره ۱، ۱۴۰۴، شماره پیاپی ۴۴

زمین شناسی اقتصادی

Geological Mapping

- Lithology
- Structure

Porphyry Cu = Subvolcanic

Massive Sulfide

Submarine Volcanic
Chert, Pillow Basalt

Pb-Zn MVT

Thrust Fault
Dolostone

Vein-Type

Structures, Lithology



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 زمین شناسی

اقتصادی

کد پستی: ۹۱۷۷۹۴۸۹۷۳

پست الکترونیکی: econg@um.ac.ir

وبسایت: <https://econg.um.ac.ir>

تلفن: ۳۸۸۰۴۰۵۰ (۵۱) ۰۹۸

نمابر: ۳۸۸۰۷۳۵۲ (۵۱) ۰۹۸

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 آمریکا، 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 آمریکا 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، آمریکا 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.

- کاربرد شیمی مگنتیت - تیتانومگنتیت در درک فرایندهای کانه‌ساز: بررسی موردی سامانه کانی‌سازی مس مأمونیه،
 ۱ کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر
 محمد گودرزی، حسن زمانیان، اورس کلوترلی، دیوید لنتز، ماتی یولته
- کانی‌شناسی، ریزریخت‌شناسی و الگوی پراکنش عناصر اصلی و کمیاب در گرهک‌های منگنزدار رخداد منگنز
 ۳۳ نصیرآباد، نیریز، استان فارس
 محسن رضایی، اینانا صدیقی، علیرضا زراسوندی
- متالوژی کانسارهای مس مانتو در شمال غرب و غرب بردسکن، خراسان رضوی با نگاهی ویژه به مجموعه کانسارهای
 ۵۳ مس نسیم، مس سرخ و مس زرمهر
 علی شیخی، محمدحسن کریم‌پور، علی اصغر سپاهی گرو، بهنام رحیمی
- زمین‌شیمی و کانی‌شناسی زینسین دولومیت در کانسار تنگ‌دزدان (فریدون‌شهر - غرب استان اصفهان)
 ۸۱ سید وحید شاهرخی
- مس دوگان (جنوب شاهرود): کانه‌زایی مس - مولیبدن پورفیری در کمان ماگمایی ترود - چاه شیرین
 ۱۰۵ محدثه اسکندری، مریم شبی، فردین موسیوند، برند لهما
- تحلیل شکستگی‌های کانسار سرب و نقره چنگرزه در کمر بند فلز زایی ملایر - اصفهان، شمال شرق اصفهان
 ۱۲۹ سیده زهرا حاجیلو، رضا علی‌پور، احمد حسین‌خانی



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2025.1125



Constraining Ore-Forming Processes Using Magnetite-Titanomagnetite Chemistry: A Case Study of the Mamuniyeh Cu Mineralization System, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc

Mohammad Goudarzi ^{1*} , Hassan Zamanian ² , Urs Klötzli ³ , David Lentz ⁴ , Matee Ullah ⁵

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

² Professor, Faculty 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 Professor, Department of Earth Sciences, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick E3B 5A3, Canada

⁵ Ph.D., Department of Lithospheric Research, Faculty of Earth Sciences, Geography and Astronomy, University of Vienna, Vienna, Austria

ARTICLE INFO

Article History

Received: 29 September 2024
Revised: 11 December 2024
Accepted: 01 January 2024

Keywords

Magnetite chemistry
Titanomagnetite
Epithermal
Silica Vein
Copper
Monzonite
Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc
(UDMA)

*Corresponding author

Mohammad Goudarzi
✉ goudarzi.mo@fs.lu.ac.ir

ABSTRACT

The low-sulfidation epithermal copper mineralization in the Mamouniyeh area occurs as silica-sulfide-oxide veins hosted by monzonitic, gabbroic intrusions, and andesite. Magnetite and titanomagnetite are the primary hypogene oxide ore minerals in this system, present as titanomagnetite in intrusions and mainly as magnetite in silica veins. The chemical composition of Mamouniyeh magnetites in the FeO-Fe₂O₃-TiO₂ system indicates a tendency towards wüstite (FeO). Increased Al₂O₃ and TiO₂ content in silica vein magnetites compared to monzonitic intrusions is characteristic of hydrothermal magnetites. The decreased Cr₂O₃ and V₂O₃ content in re-equilibrated silica vein magnetites suggests their formation at higher oxygen fugacity than monzonitic titanomagnetites. The Al+Mn vs. Ti+V diagram shows that intrusive titanomagnetites formed at temperatures above 500°C, while silica vein magnetites formed at 200-300°C. The temperature drops in the system, influenced by atmospheric fluid mixing during hydrothermal fluid intrusion, led to magnetite deposition in silica veins at lower temperatures. The Ti vs. Mg+Al+Si diagram indicates the crystallization of intrusive titanomagnetites under conditions of limited hydrothermal fluid-wall rock interaction. An increase in oxygen fugacity from the parent magma towards the mineralized veins is observed, with intrusive magnetites forming at higher temperatures and lower *f*O₂.

How to cite this article

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>



©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

Iron oxides are present in many magmatic-hydrothermal mineral deposits, either as primary minerals (e.g., IOCG deposits and banded iron formations) or as secondary minerals (e.g., massive sulphide deposits). The chemical composition of magnetite provides insights into the characteristics of ore-forming fluids during magmatic or hydrothermal processes. Unique features of magnetite, such as its formation under various geological conditions and its ability to host numerous trace elements, have led to its use as an important petrogenetic indicator in recent years. This study investigates the composition of magnetite - titanomagnetite as the main hypogene oxide minerals associated with the low-sulfidation epithermal copper mineralization system in southern Mamuniyeh, within the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA). The findings offer a better understanding of the evolution of the epithermal mineralization system and magmatic evolution in this area for the first-time using magnetite-titanomagnetite compositions. Despite numerous signs of ancient mining, mineral indices, and copper-gold-silver deposits associated with Eocene magmatism in this region, it has received less attention from researchers compared to other areas of the UDMA.

Petrography, Mineralogy and Mineralization

The study area features a series of intrusive and volcanic rocks ranging from acidic to basic, including andesite tuff, pyroxene andesite-porphyrific andesite, dacitic-rhyodacitic tuff, acidic lava, basaltic andesite, diabase, gabbro, diorite, monzonite, granodiorite, monzodiorite, and basalt-diabase. Geochemical characteristics show calc-alkaline magmatism related to a subduction zone, with crustal contamination during magma ascent (Goudarzi et al., 2024a). Copper mineralization appears as veins, primarily aligned NW and N40W. Six main types of veins/veinlets exist: quartz + pyrite (Qz+Py); quartz + chalcopyrite + pyrite (Qz+Ccp+Py); quartz + chalcopyrite (Qz+Ccp); quartz + specular hematite + pyrite (Qz+Py+Hem); quartz + chalcopyrite + specular hematite ± pyrite ± bornite (Qz+Ccp+Hem±Py±Bor), and quartz + secondary copper minerals, with magnetite ±

titanomagnetite as minor accessory minerals (Fig. 2). During main mineralization, quartz formed with sulfides like chalcopyrite, pyrite, and bornite, and oxides like magnetite-titanomagnetite and specularite (Goudarzi et al., 2024c). In the supergene stage, chalcocite, covellite, minor native copper, and limited magnetite were observed. The oxidation stage saw minerals like malachite, cuprite, azurite, chrysocolla, hematite, goethite, and limonite forming. Syngenetic iron oxide ores include magnetite, titanomagnetite, specular hematite, and ilmenite exsolution lamellae. Magnetite and titanomagnetite, as primary hypogene oxide ores, are found in hypabyssal monzodioritic bodies and silica veins, sometimes associated with copper sulfides. Magnetite occurs as scattered grains, while titanomagnetite forms micro-grains in mineralized veins. Some titanomagnetite crystals intergrow with ilmenite, and hematite blades form during final cooling stages. The transformation of magnetite to hematite due to Fe²⁺ leaching in acidic environments results in martitic textures. The association of iron and titanium oxides suggests non-equilibrium conditions. Replacement of magnetite and titanomagnetite by hematite indicates alteration under higher oxygen fugacity, likely due to weathering or hydrothermal alteration (Klein, 2005; Makvandi et al., 2016; Riegler et al., 2014).

Research methodology

After detailed field examinations, 70 polished sections from various ore-bearing sections and veins were prepared for mineralogical studies. The study of oxide minerals in 8 polished sections was conducted using an electronic microscope and SEM-BSE analyses. The samples were analyzed using the CAMECA SX Five Electron Microprobe at the University of Vienna. The analysis was performed on 48 points of primary titanomagnetite-magnetite in intrusive units and 45 points of magnetite associated with mineralized veins.

Results and discussion

The results show that the FeO and TiO₂ contents vary significantly. In intrusive rocks Fe₂O₃ ranges from 60 to 80 wt.% and TiO₂ from 0 to 16.57 wt.%. In mineralized veins Fe₂O₃ ranges from 80.6 to 91.4 wt.% and TiO₂ from 0 to 0.12 wt.%. Al₂O₃ and TiO₂ contents decrease towards siliceous veins, indicating

minimal spinel formation, characteristic of hydrothermal magnetites. Fe_2O_3 in intrusive masses correlates with Cr_2O_3 and V_2O_5 , whereas in mineralized veins it correlates with MnO and Cr_2O_3 . TiO_2 in intrusive masses correlates with Al_2O_3 , V_2O_5 , and MnO, but not in mineralized veins. SiO_2 content is generally less than 1 wt.%. Variation diagrams show that in intrusive samples, Al, Cr, and V oxides increase with TiO_2 , while Fe and Mg decrease. In mineralized veins, Al and Fe oxides decrease with TiO_2 , while Cr increases slightly, and V, Mn, and Mg initially increase then decrease.

Chemical Composition

Titanomagnetite ($\text{Ti}_x\text{Fe}_{3-x}\text{O}_4$) is a significant Fe-Ti phase in orthomagmatic rocks and oxide deposits (Spencer and Lindsley, 1981). It can undergo reduction or oxidation (O'Reilly, 1984), forming ilmenite lamellae or intergrowths (Saito et al., 2004). Ideal titanomagnetite forms through deuteric oxidation along the magnetite-ulvospinel line. Mamouniyeh titanomagnetites trend towards wüstite (FeO) (Fig. 9). Martitic hematites indicate final oxidation stages with decreasing temperature and increasing oxygen fugacity (Mondal and Baidya, 2015). With rising temperatures, titanomagnetite separates into ulvospinel and magnetite, forming a Widmanstätten texture (Mondal and Baidya, 2015). Ilmenite forms upon cooling and ulvospinel instability, reacting with oxygen and TiO_2 . Thick ilmenite blades are formed under advanced oxidation conditions and thin ilmenite blades are formed under early oxidation conditions. Martitization intensity varies, with high oxygen fugacity leading to heavily martitized crystals. Hematite lamellae in ilmenites may result from final oxidation and cooling. Petrographic analysis shows disrupted cubic structures in titanomagnetite, with thin lamellae forming due to oxidation and titanium enrichment, and thicker lamellae forming under advanced oxidation (Pasteris, 1985).

Origin

Comparing magnetite-titanomagnetites from intrusive rocks and mineralized zones reveals element redistribution during iron oxide transformation. Intrusive bodies are enriched in Ti, Al, and V, while mineralized veins are depleted. Higher V and Cr in magnetite from intrusive bodies align with the mafic nature of host rocks (Curtis,

1964). Reduced Cr and V in mineralized veins indicate high oxygen fugacity during formation. In Mamuniyeh, vanadium oxide content in titanomagnetites of intrusive rocks ranges from 0.016 to 1.28 wt.% (average 0.88 wt.%) and in magnetites of mineralized veins from 0.012 to 0.39 wt.% (average 0.12 wt.%). Vanadium content in magnetite reflects oxygen fugacity conditions of the environment, with higher oxygen fugacity leading to less vanadium in magnetite (Canil and Lacourse, 2020). V^{3+} incorporates into magnetite under low oxygen fugacity, while V^{5+} is incompatible with iron oxide structures at higher oxygen fugacity. Titanium content in magnetite is temperature dependent, with higher crystallization temperatures resulting in higher titanium contents (Tian et al., 2021). Magnetite appears in primary, secondary replacement, and solid solution forms. Primary magnetite shows no elemental substitution in fractures. Hematite replaces magnetite in fractures, starting from cracks and spreading across the crystal. Magnetite forms solid solutions with ilmenite, indicating limited Ti solubility at low temperatures. In tholeiitic magma, high-temperature liquidus minerals form first, while in calc-alkaline magma, elevated oxygen fugacity leads to earlier crystallization of iron oxide minerals (Mason and Moore, 1966). As magma approaches the surface, increased oxygen fugacity results in fine-grained magnetite and titanomagnetite crystals, with titanomagnetite forming first, followed by magnetite and ilmenite (Wechsler et al., 1984). In Mamuniyeh samples, ilmenite as a solid solution with magnetite indicates similar formation conditions. The V/Ti ratio in magmatic magnetite is generally 1 (Dupuis and Beaudoin, 2011). Vanadium is mobile in low-temperature hydrothermal fluids, while Ti is immobile (Oliver et al., 2004). A V/Ti vs. Fe diagram is used to study re-equilibration in magnetite (Wen et al., 2017). EPMA analysis shows magmatic magnetite in intrusive rocks and re-equilibrated magnetite in mineralized veins, indicating hydrothermal fluid influence during crystallization and re-equilibration.

Temperature and Oxygen Fugacity

Titanomagnetites formed in high-temperature intrusive bodies, while magnetites in siliceous veins formed at moderate temperatures (200–300°C), consistent with fluid inclusion data in quartz veins.

This indicates a temperature decrease due to atmospheric equilibrated meteoric fluid mixing during hydrothermal fluid intrusion and magnetite deposition at lower temperatures. The Ti vs. Mg+Al+Si diagram shows that titanomagnetites in Mamunieh intrusions crystallized under limited hydrothermal fluid-wall rock reaction, while magnetites formed under extensive reaction conditions. Petrographic evidence shows primary magnetites in intrusive bodies have a magmatic origin, partially replacing primary crystallized sulfides and silicates. A Ti vs. V diagram distinguishes hydrothermal from magmatic magnetites, showing clear separation between titanomagnetite-magnetite crystals in intrusive bodies and mineralized veins. Magnetites from semi-deep rocks are found at temperatures above 500°C, while those from siliceous veins are at 200-300°C. [Sun et al. \(2017\)](#) showed magnetite in the early retrograde stage has high levels of cobalt, vanadium, titanium, aluminium, and manganese, indicating low oxygen pressure (fO_2) and high temperature. High TiO_2 and V_2O_3 levels in intrusive magnetites indicate

high temperature and relatively low fO_2 magma. According to [Toplis and Corgne \(2002\)](#), increased vanadium in magnetite indicates reduced oxygen fugacity. [Wang et al. \(2018\)](#) showed changes in vanadium content reflect changes in fluid oxygen fugacity during metallogenic processes. V_2O_3 oxide content indicates increasing oxygen fugacity from the parent magma to mineralized veins, with higher oxygen fugacity in siliceous veins. It appears crustal contamination occurred with decreasing temperature, evolving magnetite composition from porphyry to skarn-porphyry type.

Acknowledgments

We sincerely thank the esteemed reviewers for their precise comments and constructive feedback, which significantly contributed to the improvement and enhancement of this article. We are also grateful to the respected editor for their support and valuable guidance throughout the review process. This research is part of the first author's Ph.D. dissertation conducted in collaboration between Lorestan University and the University of Vienna.



کاربرد شیمی مگنتیت - تیتانومگنتیت در درک فرایندهای کانه‌ساز: بررسی موردی سامانه کانی‌سازی مس مأمونیه، کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر

محمد گودرزی^{۱*}، حسن زمانیان^۲، اورس کلوتزلی^۳، دیوید لنتز^۴، ماتی یولته^۵

^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 استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه نیوبرانزویک، فردریکتون، کانادا

^۵ دکتری، دپارتمان تحقیقات لیتوسفر، دانشکده علوم زمین، جغرافیا و نجوم، دانشگاه وین، وین، اتریش

چکیده	اطلاعات مقاله
کانی‌سازی مس اپی‌ترمال در منطقه مأمونیه به صورت رگه/رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی-اکسیدی رخ داده است که توسط توده‌های نفوذی مونزونیتی، گابرویی و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی میزبانی می‌شود. مگنتیت و تیتانومگنتیت از مهم‌ترین کانه‌های اکسیدی هیپوزن در این منطقه هستند که در توده‌های نفوذی به صورت تیتانومگنتیت و در رگه‌های سیلیسی اغلب به صورت مگنتیت حضور دارند. ترکیب شیمیایی آنها در سامانه FeO-Fe ₂ O ₃ -TiO ₂ نشان‌دهنده تمایل به سمت وستیت (FeO) است. محتوای افزایشی Al ₂ O ₃ و TiO ₂ در مگنتیت‌های رگه‌های سیلیسی نسبت به توده مونزونیتی از ویژگی‌های مگنتیت‌های گرمابی است. کاهش محتوای V ₂ O ₃ و Cr ₂ O ₃ در مگنتیت‌های تعادل مجدد یافته رگه‌های سیلیسی بیانگر تشکیل آنها در فوگاسیته اکسیژن بالاتری نسبت به تیتانومگنتیت‌های ماگمایی مونزونیتی است. نمودار Al+Mn در برابر Ti+V نشان می‌دهد که تیتانومگنتیت‌های توده نفوذی در دمای بالای ۵۰۰ درجه و مگنتیت‌های رگه‌های سیلیسی در دمای ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. کاهش دمای سامانه تحت تأثیر اختلاط سیالات سرد حین نفوذ سیالات گرمابی به نهشته شدن مگنتیت همراه رگه‌های سیلیسی در دمایی پایین‌تر منجر شده است. نمودار Ti در برابر Mg+Al+Si نشان‌دهنده تبلور تیتانومگنتیت‌های ماگمایی در شرایط عدم واکنش گسترده سیال گرمابی و سنگ دیواره است. افزایش فوگاسیته اکسیژن از ماگمای والد به سمت رگه‌های کانی‌سازی مشاهده می‌شود و مگنتیت‌های توده نفوذی در دمای بالا و fO ₂ پایین‌تری تشکیل شده‌اند.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۰۸ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۹/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۰/۱۲
	واژه‌های کلیدی شیمی مگنتیت تیتانومگنتیت اپی‌ترمال رگه سیلیسی مس مونزونیت کمر بند ماگمایی ارومیه دختر
	نویسنده مسئول محمد گودرزی goudarzi.mo@fs.lu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

گودرزی، محمد؛ زمانیان، حسن؛ کلوتزلی، اورس؛ لنتز، دیوید و یولته، ماتی، ۱۴۰۴. کاربرد شیمی مگنتیت-تیتانومگنتیت در درک فرایندهای کانه‌ساز: بررسی موردی سامانه کانی‌سازی مس مأمونیه، کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۱): ۱-۳۲. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1125>

مقدمه

مگنتیت (Fe_3O_4) در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی یافت می‌شود (Dupuis and Beaudoin, 2011) و متعلق به کانی‌های گروه اسپینل با استوکیومتری کلی XY_2O_4 است (Fleet, 1981) که در آن X کاتیون‌های دو ظرفیتی مانند Mg ، Fe^{2+} ، Ni ، Mn یا Zn است و Y می‌تواند کاتیون‌های سه ظرفیتی یا چهار ظرفیتی مانند Al ، Ti ، Fe^{3+} ، Cr ، V یا Ga باشد (Lindsley, 1976; Wechsler et al., 1984). مگنتیت می‌تواند محلول‌های جامد کامل یا جزئی را با سایر کانی‌های گروه اسپینل مانند اسپینل (MgAl_2O_4)، اولواسپینل (Fe_2TiO_4)، ایلمنیت (FeTiO_3)، کرومیت (FeCr_2O_4) و گاهنیت (ZnAl_2O_4) تشکیل دهد و ترکیب شیمیایی آن می‌تواند درک بهتری از ویژگی‌های سیالات کانسار ساز در طی فرایندهای ماگمایی یا گرمایی را میسر کند (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Dare et al., 2014; Canil et al., 2016). ویژگی‌های منحصر به فرد مگنتیت مانند تشکیل آن در شرایط مختلف زمین‌شناسی و توانایی میزبانی تعداد زیادی از عناصر فرعی و کمیاب در ساختار اسپینل مکعبی آن و همچنین این واقعیت که محتوای عنصر کمیاب آن به شرایط شکل‌گیری بستگی دارد، سبب شده‌اند تا در سال‌های اخیر شیمی مگنتیت به عنوان یک شاخص پتروژنتیکی مهم برای تعیین شرایط تشکیل آن به کار گرفته شود (Rusk et al., 2009; Dupuis and Beaudoin, 2011; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014; Nadoll et al., 2015; Hu et al., 2015; Ward et al., 2018; Ehsani Nasab and Ehya, 2019; Marbouti et al., 2020; Bédard et al., 2022; Xiaoxu et al., 2023; Yi et al., 2024).

تغییرات در محتوا و انواع عناصر کمیاب در مگنتیت به طور نظام‌مند به نوع محیط کانی‌ساز مانند اسکارن، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد، مس پورفیری، مس و اکسید آهن، مس - طلا و اغلب به مؤلفه‌های فیزیکی و شیمیایی سامانه مگنتیت‌ساز مانند دما، $f\text{S}_2$ و $f\text{O}_2$ ترکیب مذاب/ سیال مرتبط است (Dupuis and

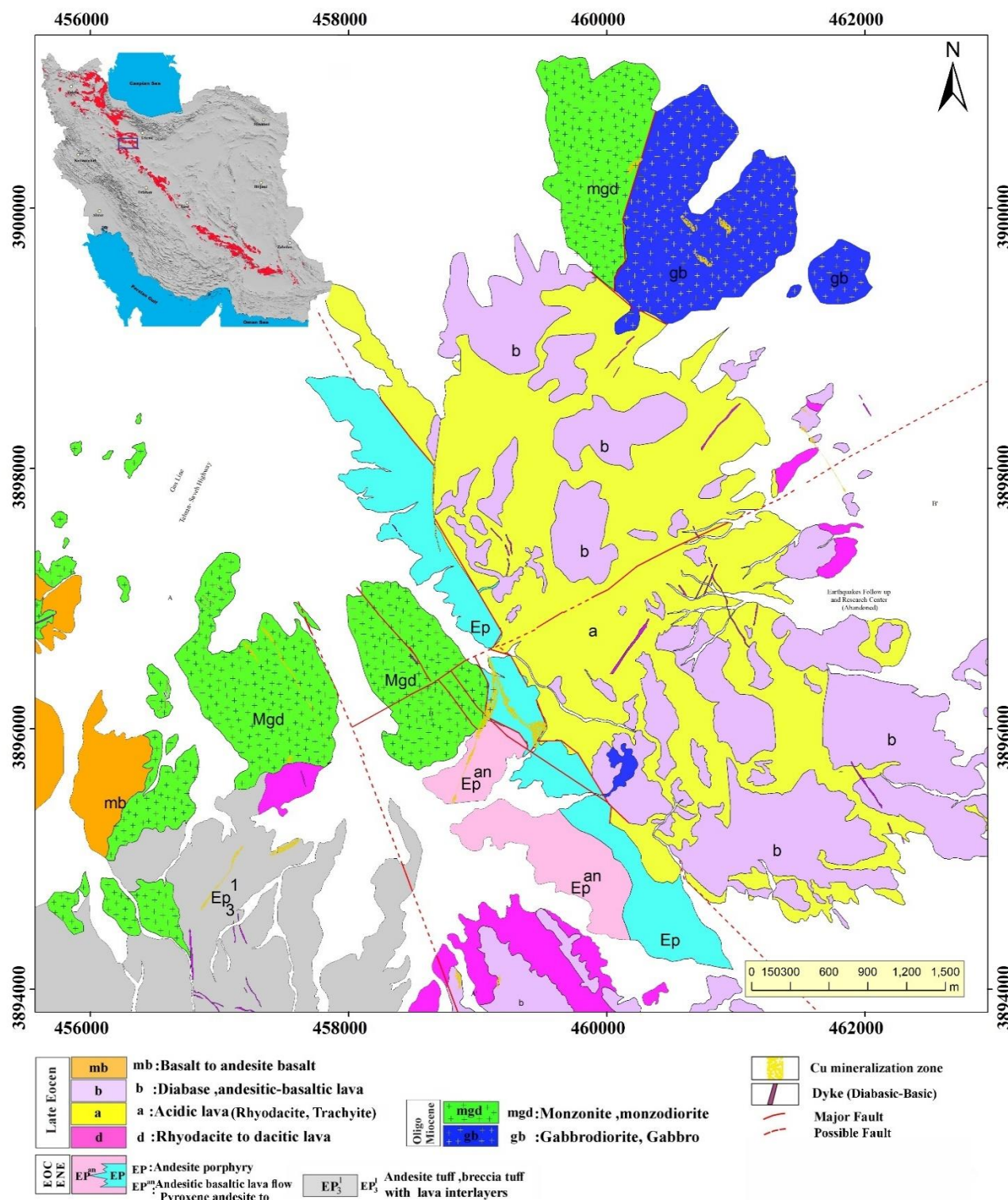
Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2015; Chen et al., 2015; Canil et al., 2016; Makvandi et al., 2016). بنابراین، شیمی مگنتیت می‌تواند به عنوان یک شاخص پتروژنتیکی مفید برای کانی‌سازی استفاده شود (Dupuis and Beaudoin, 2011; Dare et al., 2014; Hu et al., 2014).

هدف از این پژوهش، بررسی شیمی مگنتیت و تیتانومگنتیت به عنوان مهم‌ترین کانی‌های اکسیدی هیوژن باطله در ارتباط با سامانه کانی‌سازی مس اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین در جنوب مأمونیه در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه - دختر است که در توده‌های نفوذی نیمه عمیق اغلب به صورت تیتانومگنتیت و در رگه‌های سیلیسی به صورت مگنتیت و به مقدار کمتری تیتانومگنتیت دیده می‌شوند.

یافته‌های این پژوهش درک بهتری از تکامل سامانه کانی‌سازی اپی‌ترمال و تکامل ماگمایی در این منطقه را برای نخستین بار با استفاده از بررسی شیمی مگنتیت - تیتانومگنتیت ارائه می‌دهد؛ چرا که با وجود نشانه‌های فراوان از معدن‌کاری‌های قدیمی، اندیس‌های معدنی و کانسارهای مس - طلا - نقره در ارتباط زمانی و مکانی با ماگماتیسزم ائوسن در این منطقه، نسبت به نواحی دیگر کمربند ماگمایی ارومیه - دختر کمتر مورد توجه پژوهشگران بوده است.

سنگ‌شناسی و کانی‌سازی

واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در محدوده مورد بررسی مأمونیه (شکل ۱) شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های نفوذی و تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی تا بازیک شامل آندزیت توف (EP_3^1)، پیروکسن آندزیت - آندزیت ($\text{Ep}^{\text{an}} - \text{Ep}$)، توف داسیتی - ریوداسیتی (d)، گدازه اسیدی داسیتی تا ریوداسیتی (a)، آندزیت بازالت و دیاباز (b)، واحد گابرو - دیوریت گابرو (gb)، واحد مونزونیت، گرانودیوریت، مونزودیوریت (mgd) و بازالت - آندزیت بازالت (mb) هستند (Goudarzi et al., 2024a).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ منطقه مأمونیه، اقتباس از نوید فرایند البرز (Navid Farayand Alborz, 2017) با تغییرات

Fig. 1. Geological map (1:20000 scale) of south Mamoniye area (modified after Navid Farayand Alborz, 2017)

مرحله سوپرژن یا غنی‌سازی ثانویه با حضور کانی‌هایی مانند کالکوسیت، کوولیت، مقادیر اندکی مس طبیعی به میزان محدود مشخص می‌شود. در مرحله اکسایش بر اثر فرایندهای برون‌زاد کانی‌های مالاکیت، کوپریت، آزوریت، کریزوکولا، هماتیت، گوتیت و لیمونیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳).

روش مطالعه

پس از بررسی‌های صحرایی دقیق رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری، تعداد ۷۰ نمونه مقطع صیقلی از بخش‌های مختلف کانه‌دار و رگه‌های حاوی کانی‌های سولفیدی و اکسیدی برای بررسی کانه‌نگاری و کانی‌شناسی تهیه شد. کانه‌نگاری کانی‌های اکسیدی موجود در ۸ مقطع دوبر صیقلی با استفاده از میکروسکوپ الکترونی و تصویربرداری الکترونی‌های برگشتی انجام شد و نمونه‌ها پس از انجام پوشش کربن با استفاده از روش تجزیه ریزکاوالکترونی مدل CAMECA SX Five Electron Microprobe مجهز به کاند انتشار میدانی و سامانه تجزیه و تحلیل پراکنده انرژی برای تجزیه و تحلیل عنصری نیمه کمی سریع با پتانسیل شتاب ۲۰ کیلوولت، جریان پروب ۲۵ نانوآمپر و قطر پرتو ۶۰ میکرومتر در آزمایشگاه گروه تحقیقات لیتوسفر دانشگاه وین انجام شد. تجزیه و تحلیل ریزکاوالکترونی در ۴۴ نقطه از تیتانومگنتیت‌های اولیه در واحدهای نفوذی (مونزونیت- مونزودیوریت- گابرو) و همچنین در ۴۵ نقطه از مگنتیت‌های موجود با رگه‌های کانی‌سازی انجام شد.

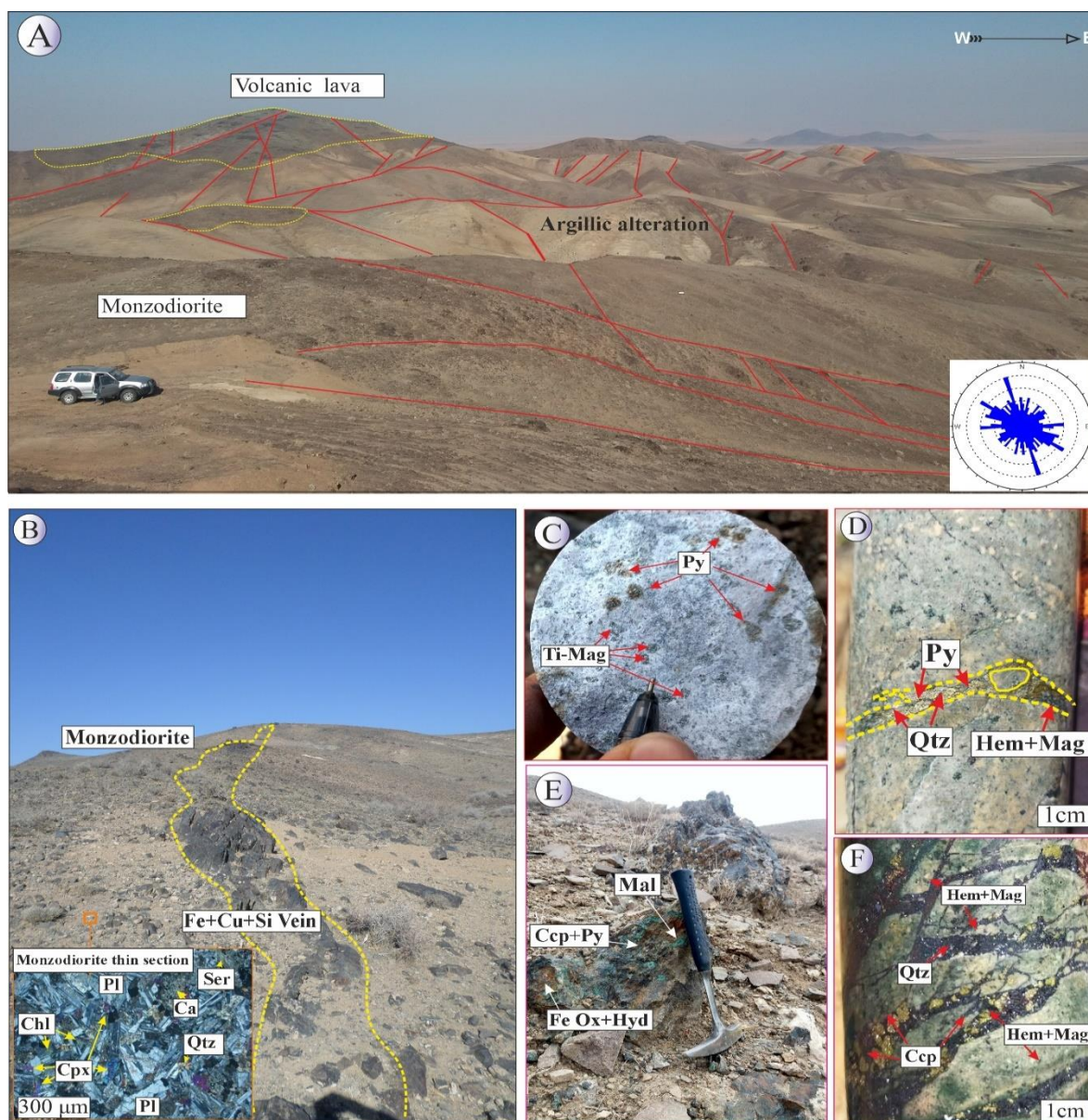
کانه‌نگاری

کانه‌های اکسید آهن در توده‌های نفوذی نیمه عمیق مونزودیوریتی اغلب به صورت تیتانومگنتیت سین ژنتیک و در رگه‌های سیلیسی همراه با کانی‌سازی سولفیدی مس و یا به صورت مجزا بدون حضور کانی‌های سولفیدی مس به شکل مگنتیت و به مقدار کمتری تیتانومگنتیت دیده می‌شوند که به عنوان کانه‌های شاخص اکسیدی در مرحله هیپوژن به مقدار محدود و اغلب به صورت دانه‌های پراکنده در منطقه دیده می‌شوند (شکل ۴- A، B و C).

بر اساس نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰.۰۰۰ زاویه (Amidi et al., 2004) واحدهای آتشفشانی و آذرآواری سنی معادل انوسن داشته و واحدهای نفوذی احتمالاً در الیگوسن تا الیگومیوسن در منطقه نفوذ کرده‌اند که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سری‌های ماگمایی کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند (Goudarzi et al., 2024b) و متاسوماتیسم گوشته‌ای نقش مهمی را در پیدایش آنها داشته است (Rezaei Kahkhaei et al., 2014). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مانند غنی‌شدگی در LILE نسبت به HFSE، ناهنجاری منفی Nb و Ti همراه با ناهنجاری شدید سرب، نقش آلودگی با مواد پوسته‌ای در طول صعود ماگمای والد کالک‌آلکالن را در این منطقه نشان می‌دهد (Goudarzi et al., 2024a). سیمای اصلی کانی‌سازی مس به صورت رگه‌ای و اغلب همراهی ساختارهای منطقه از روند شمالی- جنوبی و N40W پیروی می‌کنند (شکل ۲- A و B) و به ۶ صورت اصلی دیده می‌شود که شامل رگه/ رگچه‌های حاوی ۱- کوارتز + پیریت؛ ۲- کوارتز + کالکوپیریت + پیریت؛ ۳- کوارتز + کالکوپیریت؛ ۴- کوارتز + اسپیکولاریت + پیریت؛ ۵- کوارتز + کالکوپیریت + اسپیکولاریت ± پیریت ± بورنیت و ۶- رگه/ رگچه‌های کوارتز + کانی‌های ثانویه مس است که مگنتیت ± تیتانومگنتیت نیز به عنوان کانی فرعی به میزان محدودی همراه این رگه‌ها حضور دارد (شکل ۲- E و F).

بر اساس بررسی‌های کانی‌شناختی در نمونه‌های دستی و میکروسکوپی (Goudarzi et al., 2024c; Goudarzi et al., 2024d) و با در نظر گرفتن ویژگی‌های ساخت و بافت کانی‌ها در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی، در مرحله قبل از کانی‌سازی، پیریت به همراه تیتانومگنتیت و کوارتز اغلب به صورت افشان به شکل بلورهای خودشکل تا بی‌شکل و به میزان کمتری به شکل رگه/ رگچه‌های پرکننده فضاهای خالی تشکیل شده‌است که در ارتباط با توسعه سامانه ماگمایی- گرمایی ناشی از جای‌گیری توده کوارتز مونزونیتی در منطقه است (شکل ۲- C و D).

در مرحله اصلی کانی‌زایی، کوارتز همراه با کانی‌های سولفیدی شامل کالکوپیریت، پیریت و بورنیت و کانی‌های اکسیدی شامل مگنتیت- تیتانومگنتیت و اسپیکولاریت تشکیل شده است و در



شکل ۲. A: نمای کلی از منطقه مأمونیه و رخنمون واحدهای نفوذی و آتشفشانی، B: رخنمون رگه سیلیسی حاوی کانه‌های مس و مگنتیت، C: کانی‌سازی پیریت و تیتانومگنتیت به صورت پراکنده در واحد مونزونیتی، D: مغزه حفاری حاوی رگه پیریتی و اکسیدهای آهن، E: نمای نزدیک از رگه سیلیسی کانه‌دار و F: مغزه حفاری حاوی رگه‌های کالکوپیریت و اکسیدهای آهن (مگنتیت + هماتیت). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Hem: هماتیت، Mal: مالاکیت، Mag: مگنتیت، Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Ca: کربنات، Cpx: کلینوپروکسن، Ser: سریسیت، Chl: کلریت).

Fig. 2. Photographs of A: General view of the Mamuniyeh area and intrusive-volcanic outcrops, B: Mineralized silica vein containing Cu ore and magnetite, C: Disseminated mineralization of pyrite and titanomagnetite in the monzonite, D: Pyrite vein and Fe oxide in a core drilling sample, E: A close view of the mineralized silica vein, and F: Core drilling sample containing chalcopyrite and Fe oxide (magnetite-hematite) veins. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Py: Pyrite, Ccp: Chalcopyrite, Hem: hematite, Mal: malachite, Mag: magnetite, Qtz: Quartz, Pl: Plagioclase, Ca: Carbonate, Cpx: Clinopyroxene, Ser: Sericite, Chl: Chlorite).

Stages Minerals-Texture	Hypogene		Supergene	
	Pre Ore	Ore Stage	Secondary Enrichment Stage	Oxidation Stage
Pyrite				
Chalcopyrite				
Bornite				
Chalcocite				
Covellite				
Magnetite				
Titanomagnetite				
Malachite				
Cuprite				
Azurite				
Chrysocolla				
Tenorite				
Cu-native				
Specularite				
Hematite				
Goethite				
Limonite				
Quartz				
Calcite				
Vein & Veinlet				
Disseminated				
Open Space Filling				
Replacement				
Residual				
Boxwork				
Skeletal				
Colloform				
Brecciation				

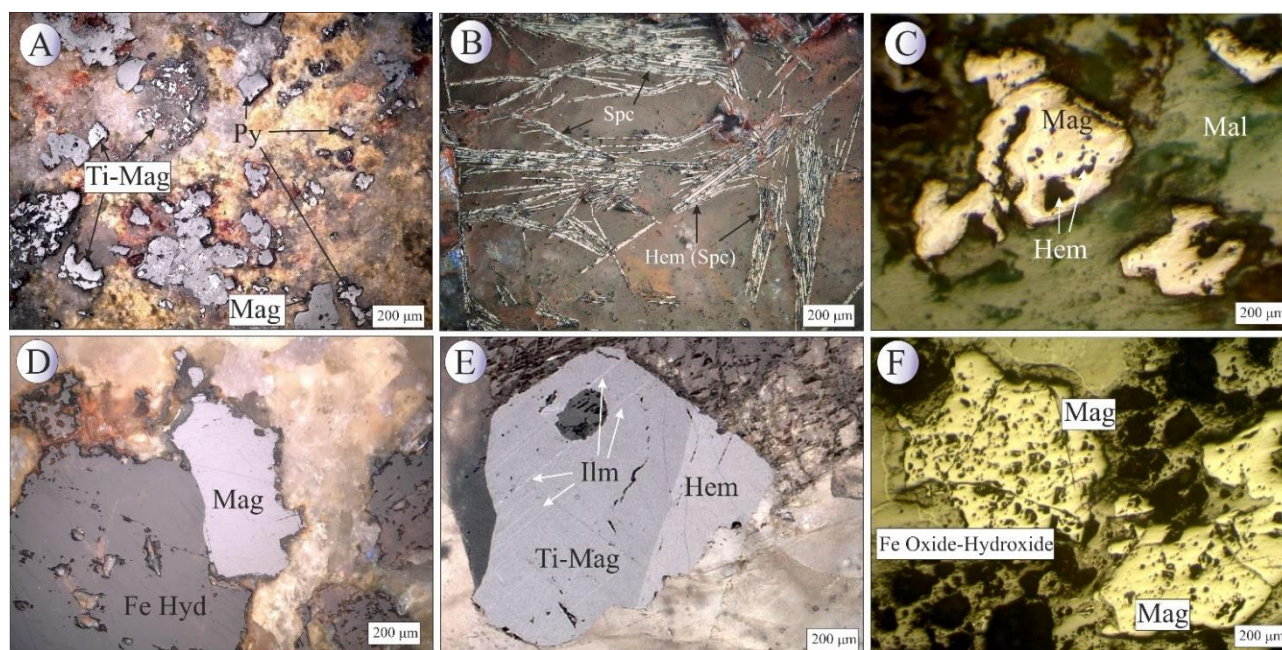
شکل ۳. توالی هم‌یافتی کانی‌زایی در منطقه مأمونیه (Goudarzi et al., 2024c)

Fig. 3. Paragenetic sequence of the three stages of mineralization in the Mamouniyeh area (Goudarzi et al., 2024c)

محیط اسیدی بر اساس رابطه $2\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}\text{O}_4(\text{Magnetite}) + 0.5\text{O}_2 = 3\text{Fe}^{2+} + 3\text{O}_3(\text{Hematite})$ (Mucke and Cabral, 2005) که گاهی باعث رخداد بافت ماریتی در امتداد سطوح رخ و حواشی بلورهای مگنتیت شده است (شکل ۴-۴). همراهی اکسیدهای آهن و تیتانیوم با یکدیگر (شکل ۵-۴ و D) می‌تواند بیانگر شرایط ترمودینامیکی غیرتعادلی (فוגاسیته اکسیژن و درجه حرارت متغیر) باشد که این کانی‌ها تحت آن تشکیل شده‌اند و سپس تغییر می‌کنند. شواهد جایگزینی هر دو کانی مگنتیت و تیتانومگنتیت، به طور جزئی یا کامل توسط هماتیت در توده‌های نفوذی منطقه (شکل ۴-۴ و F) نشان‌دهنده دگرسانی در فوگاسیته اکسیژن بالاتر است (Klein, 2005; Makvandi et al., 2016) که می‌تواند ناشی از هوازگی و/یا تغییرات گرمایی سنگ‌های

تیتانومگنتیت اغلب به صورت افشان در توده‌های نفوذی نیمه عمیق به همراه مقادیر کمتری پیریت / کالکوپیریت دیده می‌شود (شکل ۴-۴ و A-۲) و مگنتیت نیز به صورت بلورهایی در اندازه میکرون اغلب در رگه‌های کانی‌سازی همراه با کالکوپیریت به میزان کم رخ داده است (شکل ۴-۴ و D و A-۵). بلورهای مستقل تیتانومگنتیت در توده‌های نفوذی به صورت منظم و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ابعاد کوچک تا درشت دیده می‌شوند که در بعضی از این بلورها، درهم‌رشدی میان ایلمنیت و تیتانومگنتیت مشخص است (شکل ۴-۴ و E-۵ و B-۵ و F). در برخی از بلورهای تیتانومگنتیت، هماتیت به صورت تیغه‌ای تشکیل شده است که نشان می‌دهد این اکسلوشن‌های تیغه‌ای هماتیت در مراحل نهایی سرد شدن شکل گرفته‌اند (شکل ۵-۵ و F). تبدیل شدن مگنتیت به هماتیت بر اثر شست‌وشوی Fe^{2+} در

میزبان باشد (Riegler et al., 2014). با این حال، بلورهای هماتیت نیمه شکل‌دار دارای شواهدی از مارتیتی شدن هستند که نتیجه دگرسانی گرمابی مگنتیت در اثر یک سیال اکسیدکننده یا اسیدی است (Ohmoto, 2003).



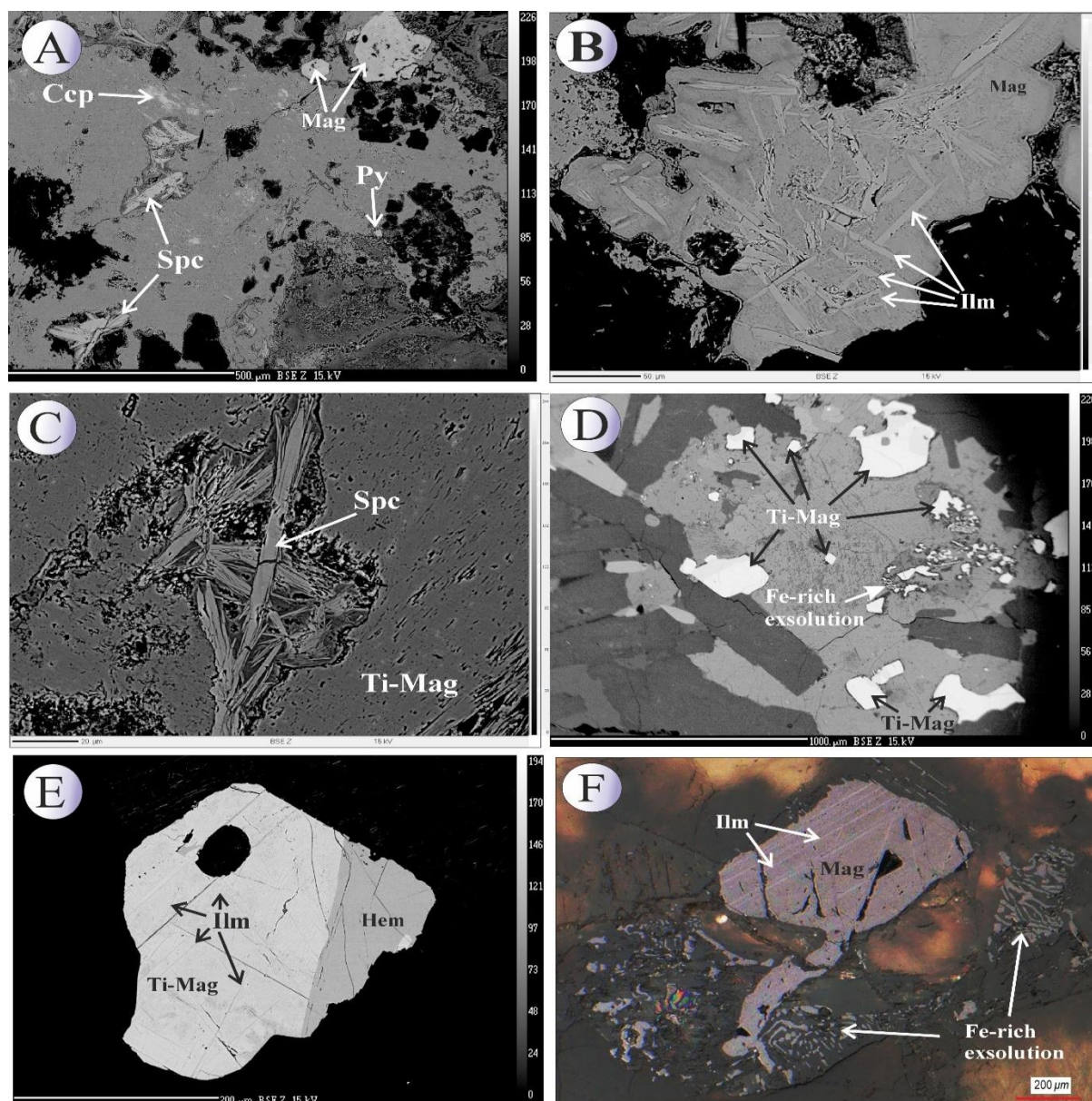
شکل ۴: تصویرهایی از کانی‌های اکسیدی مرحله هیپوژن در مأمونیه. A: کانی‌سازی انتشاری تیتانومگنتیت و پیریت در زمینه واحد مونزونیتی، B: کانی‌سازی تیغه‌ای اسپکیولاریت در رگه‌های سیلیسی، C: بلورهای مگنتیت خودشکل مارتیتی شده که تحت تأثیر دگرسانی با هماتیت جایگزین شده‌اند، D: بلورهای مگنتیت خودشکل در رگه سیلیسی، E: بلور تیتانومگنتیت با بافت داربستی که حاوی تیغه‌های محلول جامد ایلمنیت است و F: بلورهای مگنتیت خودشکل مارتیتی شده که در حال جاشینی با هماتیت هستند. نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hem: هماتیت، Mal: مالاکیت، Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Ilm: ایلمنیت، Spc: اسپکیولاریت).

Fig. 4. Photomicrographs of oxide minerals from the hypogene stage at Mamuniyeh. A: Titanomagnetite and Pyrite disseminated Mineralization in the Monzonite matrix, B: Bladed specular hematite in the silica vein, C: Euhedral martitized magnetite crystals that are replaced by hematite due to alteration, D: Euhedral magnetite crystals in the silica vein, E: A titanomagnetite crystal with stockwork texture that contains solid solution blades of ilmenite, and F: Euhedral martitized magnetite crystals that are replaced by hematite due to alteration. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hem: hematite, Mal: malachite, Py: pyrite, Mag: magnetite, Ilm: ilmenite, Spc: Specularite).

نتایج

که در سنگ‌های نفوذی مقادیر Fe_2O_3 و TiO_2 به ترتیب از ۶۰ تا ۸۰ درصد و ۰ تا ۱۶/۵۸ درصد متغیر است. این میزان در رگه‌های همراه با کانی‌سازی به ترتیب برابر با ۸۰/۶ تا ۹۱/۴ درصد و ۰ تا ۰/۱۲ درصد است (شکل ۶-A و B).

تجزیه و تحلیل ریز کاو الکترونی در ۴۸ نقطه از تیتانومگنتیت‌های اولیه در واحدهای نفوذی (مونزونیت- مونزودیوریت- گابرو) (جدول ۱) و همچنین در ۴۵ نقطه از مگنتیت‌های همراه با رگه‌های کانی‌سازی (جدول ۲) انجام شد. نتایج این تجزیه‌ها نشان می‌دهد



شکل ۵. تصویرهایی از رخداد مگنتیت و تیتانومگنتیت در منطقه مأمونیه. A: تصویر BSE از بلورهای نیمه شکل مگنتیت به همراه بلورهای اسپیکولاریت، B: تصویر BSE از مگنتیت به همراه تیغه‌هایی از محلول جامد ایلمنیت در درون آن، C: تصویر BSE از بلورهای اسپیکولاریت، D: تصویر BSE از بلورهای همگن تیتانومگنتیت به صورت نیمه شکل دار، E: تصویر BSE از تیتانومگنتیت با بافت داربستی تشکیل شده از تیغه‌های محلول جامد ایلمنیت و F: تصویر میکروسکوپی از تیغه‌های جدایش ایلمنیت در بلور مگنتیت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp: کالکوپیریت، Hem: هماتیت، Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Ilm: ایلمنیت، Spc: اسپیکولاریت).

Fig. 5. Petrography of magnetite and titanomagnetite at the Mamouniyeh area. A: BSE image of subhedral magnetite along with bladed specularite, B: BSE image of magnetite along with solid solution blades of ilmenite, C: BSE image of bladed specularite, D: BSE image of subhedral homogenous titanomagnetite crystals, E: BSE image of titanomagnetite crystal with stockwork texture that contains solid solution blades of ilmenite, and F: Photomicrograph in reflected light image of ilmenite exsolution in magnetite crystal. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ccp: chalcopyrite, Hem: hematite, Py: pyrite, Mag: magnetite, Ilm: Ilmenite, Spc: Specularite).

جدول ۱. نتایج تجزیه میکروپروپ بر روی کانه‌های اکسیدی آهن با ترکیب اصلی تیتانومگنتیت (Ti-Mag) و مگنتیت (Mag) در توده‌های نفوذی مأمونیه مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی. شناسایی نشده = n.d.

Table 1. EPMA results of main iron oxide ores with titanomagnetite (Ti-Mag) and magnetite (Mag) composition in the Mamuniyeh intrusive rocks (wt.%), n.d. = Not detected

Point No.	Mineral	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	Total
T19-1	Ti-Mag	0.024	1.83	9.84	0.05	84.81	0.72	0.56	0.31	0.29	0.11	n.d.	98.54
T19-2	Ti-Mag	0.037	4.40	12.68	0.05	81.71	0.90	0.68	0.89	0.17	0.02	n.d.	101.53
T19-3	Ti-Mag	0.044	3.17	14.79	0.03	79.60	0.47	2.17	1.47	0.11	0.04	n.d.	101.88
T19-4	Ti-Mag	0.058	3.05	14.90	0.03	79.83	0.50	1.73	1.23	0.12	0.01	n.d.	101.46
T19-5	Ti-Mag	0.041	2.78	16.50	0.07	77.05	0.91	2.47	1.31	0.15	0.03	n.d.	101.32
T19-6	Ti-Mag	0.043	2.93	16.00	0.06	77.72	0.84	2.24	1.32	0.16	0.08	n.d.	101.39
T20-1	Ti-Mag	0.080	3.17	14.46	0.23	80.89	1.04	0.04	0.10	0.15	0.01	n.d.	100.16
T20-2	Ti-Mag	0.229	2.75	12.72	0.22	83.69	0.79	0.07	0.12	0.31	0.02	n.d.	100.92
T20-3	Ti-Mag	0.328	3.46	12.55	0.29	81.50	1.03	0.15	0.05	0.17	n.d.	n.d.	99.53
T20-4	Ti-Mag	0.298	3.45	12.54	0.30	81.89	1.04	0.12	0.09	0.17	0.02	n.d.	99.91
T8-1	Ti-Mag	0.072	3.19	12.98	0.10	82.99	1.19	0.13	0.65	0.19	0.02	n.d.	101.52
T8-2	Ti-Mag	0.086	3.21	11.89	0.10	84.21	1.20	0.59	0.21	0.19	0.02	n.d.	101.70
T8-3	Ti-Mag	0.086	3.18	12.61	0.09	82.67	1.19	0.09	0.67	0.21	0.06	n.d.	100.87
T8-4	Ti-Mag	0.052	2.77	13.63	0.08	83.16	1.23	0.38	0.63	0.31	0.03	n.d.	102.27
T8-5	Ti-Mag	0.098	2.57	13.21	0.09	82.39	1.17	0.26	0.65	0.23	0.05	n.d.	100.71
T8-6	Ti-Mag	0.027	2.31	16.58	0.11	79.55	1.27	0.36	0.99	0.16	0.05	n.d.	101.40
T8-7	Ti-Mag	0.058	2.24	16.23	0.09	80.51	1.28	0.19	0.81	0.24	0.05	n.d.	101.68
T8-8	Ti-Mag	0.045	2.62	15.29	0.10	80.69	1.29	0.17	0.91	0.12	0.12	n.d.	101.34
T8-9	Ti-Mag	0.059	3.65	11.81	0.15	83.65	1.13	0.27	0.40	0.19	0.04	n.d.	101.33
T8-10	Ti-Mag	0.035	3.77	11.70	0.14	84.17	1.15	0.32	0.42	0.16	0.03	n.d.	101.90
T8-11	Ti-Mag	0.013	3.75	11.44	0.15	82.60	1.11	0.08	0.08	0.17	0.12	n.d.	99.51
T8-12	Ti-Mag	0.024	3.36	12.37	0.09	83.17	1.22	0.39	0.57	0.17	0.01	n.d.	101.37
T8-13	Ti-Mag	0.035	3.19	12.33	0.09	83.79	1.20	0.11	0.52	0.23	0.02	n.d.	101.21
T8-14	Ti-Mag	0.081	3.85	12.64	0.10	81.82	1.21	0.11	1.15	0.18	0.00	n.d.	101.13
T8-15	Ti-Mag	0.357	3.81	11.25	0.10	84.59	1.16	0.32	0.06	0.14	0.03	n.d.	101.71

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه میکروپروب بر روی کانه‌های اکسیدی آهن با ترکیب اصلی تیتانومگنتیت (Ti-Mag) و مگنتیت (Mag) در توده‌های نفوذی مأمونیه مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی. شناسایی نشده = n.d.

Table 1 (Continued). EPMA results of main iron oxide ores with titanomagnetite (Ti-Mag) and magnetite (Mag) composition in the Mamuniyeh intrusive rocks (wt.%), n.d. = Not detected

Point No.	Mineral	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	Total
T8-16	Ti-Mag	0.170	3.37	10.98	0.09	85.09	1.16	0.91	0.19	0.17	0.00	n.d.	102.10
T8-17	Ti-Mag	0.023	3.32	12.78	0.09	83.10	1.17	0.31	0.57	0.16	0.00	n.d.	101.52
T16-1	Ti-Mag	n.d.	2.27	9.90	0.20	88.07	0.97	0.09	0.11	0.09	0.04	n.d.	101.73
T16-2	Ti-Mag	0.177	1.97	5.32	0.20	91.94	1.04	0.31	0.17	0.11	0.01	n.d.	101.25
T16-3	Mag	0.027	0.95	4.39	0.13	93.59	1.18	0.16	0.14	0.17	0.10	n.d.	100.80
T16-4	Mag	0.119	1.54	3.14	0.17	95.66	1.17	0.10	0.11	0.10	0.01	n.d.	102.10
T16-5	Mag	0.190	2.07	4.03	0.17	92.95	1.06	0.11	0.10	0.12	n.d.	n.d.	100.80
T16-6	Mag	0.214	1.91	5.11	0.19	92.94	1.06	0.27	0.14	0.08	0.00	n.d.	101.90
T11-1	Ti-Mag	0.030	2.91	12.97	0.08	82.19	0.78	0.32	0.46	0.12	0.02	n.d.	99.88
T11-2	Ti-Mag	0.039	2.90	12.96	0.07	82.65	0.80	0.37	0.28	0.13	0.01	n.d.	100.22
T11-3	Mag	0.207	1.76	0.62	0.04	92.53	0.40	0.07	0.02	1.88	0.35	n.d.	97.86
T11-4	Mag	0.154	1.53	0.86	0.03	93.23	0.25	0.03	0.02	1.40	0.37	n.d.	97.87
T11-5	Mag	0.109	1.39	1.30	0.03	91.59	0.49	0.04	n.d.	2.36	0.27	n.d.	97.57
T11-6	Ti-Mag	0.050	2.96	13.04	0.06	82.48	0.77	0.33	0.95	0.12	0.01	n.d.	100.76
T11-7	Ti-Mag	0.061	2.82	12.08	0.05	82.11	0.75	0.28	1.53	0.13	0.01	n.d.	99.81
T11-8	Ti-Mag	0.048	2.74	12.73	0.06	80.83	0.78	0.20	1.32	0.13	0.06	n.d.	98.90
T11-9	Ti-Mag	0.032	2.21	12.87	0.07	83.91	0.66	0.21	0.62	0.12	0.07	n.d.	100.77
T11-10	Ti-Mag	0.035	2.90	12.68	0.08	81.72	0.81	0.31	1.46	0.12	0.02	n.d.	100.11
T11-11	Ti-Mag	0.035	2.95	13.09	0.07	82.05	0.86	0.26	1.69	0.15	0.02	n.d.	101.17
n.d. = Not detected													

جدول ۲. نتایج تجزیه میکروپروپ بر روی کانه‌های اکسیدی آهن در مأمونیه با ترکیب اصلی مگنتیت (Mag) همراه با رگه‌های کانی‌سازی منطقه. مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی. شناسایی نشده = n.d.

Table 2. EPMA results of main iron oxide ores with titanomagnetite (Ti-Mag) and magnetite (Mag) composition in the mineralized veins (wt.%), n.d. = Not detected

Point No.	Mineral	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	Total
PS4-1	Mag	0.00	0.12	0.11	0.00	96.79	0.13	n.d.	0.00	0.11	0.02	0.01	97.29
PS4-2	Mag	n.d.	0.04	0.01	0.00	98.37	0.03	n.d.	0.00	0.07	0.01	n.d.	98.53
PS4-3	Mag	0.01	0.05	0.01	0.01	98.47	0.12	0.02	0.00	0.04	n.d.	0.02	98.74
PS4-4	Mag	n.d.	0.24	0.00	0.01	97.55	0.06	0.08	0.02	0.44	0.02	n.d.	98.42
PS4-5	Mag	n.d.	n.d.	0.04	0.01	98.36	0.05	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	98.51
PS4-6	Mag	0.02	0.68	0.03	0.00	89.61	0.10	0.02	0.00	3.06	0.12	0.09	93.73
PS4-7	Mag	n.d.	n.d.	0.02	0.01	97.70	0.12	0.15	0.00	1.19	0.02	0.01	99.22
PS4-8	Mag	0.00	0.01	0.21	0.00	97.61	0.09	0.01	0.00	0.05	0.04	0.00	98.02
PS4-9	Mag	0.01	0.00	n.d.	0.02	97.86	0.26	0.07	0.02	0.04	0.00	n.d.	98.29
PS4-10	Mag	0.07	0.14	0.01	0.02	99.16	0.29	0.10	0.00	0.66	0.10	n.d.	100.55
PS4-11	Mag	0.00	n.d.	0.00	0.02	98.63	0.23	0.10	0.00	0.20	0.01	0.01	99.19
PS4-12	Mag	0.04	0.06	n.d.	0.00	99.75	0.03	0.13	0.02	0.89	0.10	0.01	101.02
PS4-13	Mag	0.04	0.08	0.01	0.02	99.38	0.10	0.11	0.00	1.28	0.50	n.d.	101.52
PS4-14	Mag	0.02	0.02	0.03	0.02	100.00	0.34	0.10	0.00	0.44	0.26	n.d.	101.21
PS7-1	Mag	0.02	n.d.	0.00	0.00	100.55	0.04	0.12	0.00	0.37	0.06	n.d.	101.16
PS7-2	Mag	0.00	n.d.	0.02	0.01	101.58	0.03	0.07	0.00	0.13	0.03	n.d.	101.87
PS7-3	Mag	0.14	0.15	0.02	0.02	99.17	0.19	0.11	0.00	1.33	0.27	n.d.	101.38
PS7-4	Mag	0.03	0.04	0.02	0.01	99.99	0.15	0.09	0.01	0.78	0.16	n.d.	101.26
PS7-5	Mag	0.03	0.12	0.01	n.d.	99.77	0.04	0.09	0.00	1.12	0.21	0.01	101.40
PS7-6	Mag	0.02	n.d.	n.d.	0.00	100.99	0.01	0.05	0.00	0.11	0.06	n.d.	101.24
PS7-7	Mag	0.00	n.d.	0.01	0.01	98.76	0.02	0.05	0.01	0.08	0.09	0.00	99.02
PS7-8	Mag	0.02	n.d.	0.00	n.d.	100.99	0.03	0.04	0.00	0.14	0.03	n.d.	101.25
PS7-9	Mag	0.00	n.d.	0.01	0.02	97.47	0.30	0.07	0.02	0.15	0.04	n.d.	98.07
PS7-10	Mag	0.07	0.05	0.01	0.01	99.32	0.05	0.08	0.02	0.94	0.17	0.00	100.72
PS7-11	Mag	0.02	n.d.	0.00	0.01	101.47	0.11	0.09	0.00	0.24	0.10	n.d.	102.02
PS8-1	Mag	0.01	n.d.	0.00	n.d.	99.29	0.02	0.04	0.01	0.09	0.01	n.d.	99.48
PS8-2	Mag	0.01	n.d.	0.00	0.00	98.76	0.02	0.04	0.01	0.08	0.02	n.d.	98.94
PS8-3	Mag	0.02	0.01	0.01	0.00	100.85	0.09	0.10	0.00	0.20	0.05	0.01	101.33

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه میکروپروب بر روی کانه‌های اکسیدی آهن در مأمونیه با ترکیب اصلی مگنتیت (Mag) همراه با رگه‌های کانی‌سازی منطقه. مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی. شناسایی نشده = n.d.

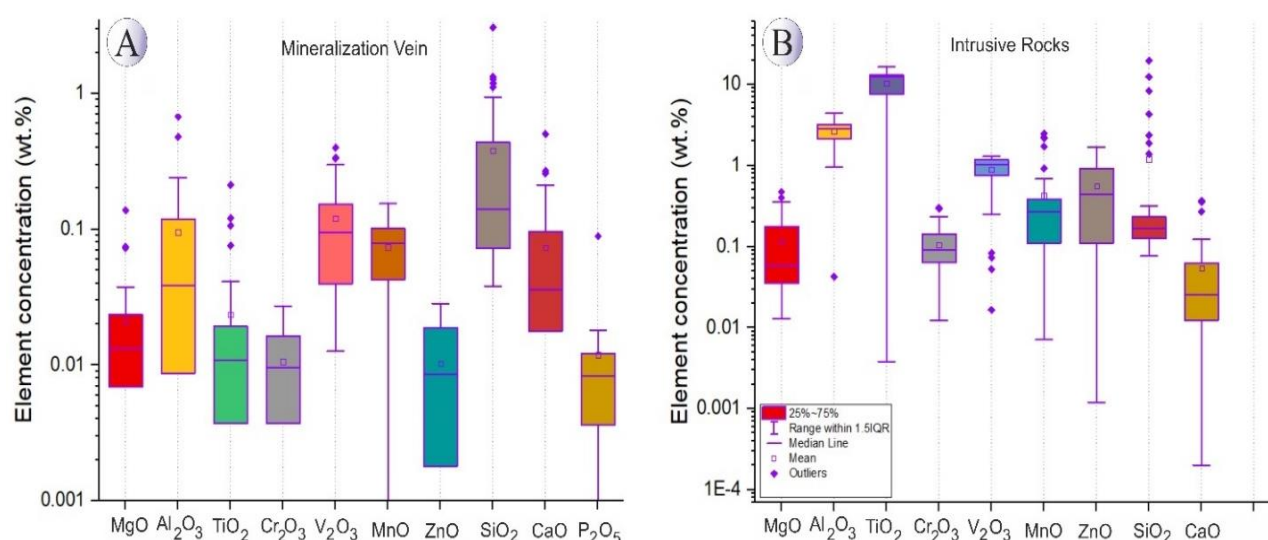
Table 2 (Continued). EPMA results of main iron oxide ores with titanomagnetite (Ti-Mag) and magnetite (Mag) composition in the mineralized veins (wt.%), n.d. = Not detected

Point No.	Mineral	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	Total
PS8-4	Mag	0.00	n.d.	0.01	0.00	98.17	0.03	0.05	0.00	0.32	0.04	n.d.	98.62
PS8-5	Mag	n.d.	n.d.	0.01	0.01	100.86	0.13	0.13	0.00	0.07	0.02	0.00	101.24
PS8-6	Mag	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	100.14	n.d.	0.08	0.00	0.05	n.d.	n.d.	100.27
PS8-7	Mag	0.01	0.01	0.01	0.00	98.72	0.04	0.11	0.00	0.07	0.02	0.02	99.00
PS8-8	Mag	n.d.	0.00	0.01	0.01	98.29	0.04	0.07	0.01	0.10	0.03	n.d.	98.55
PS8-9	Mag	n.d.	n.d.	0.01	0.01	97.60	0.06	0.04	0.01	0.07	0.00	0.02	97.81
PS2-1	Mag	0.02	0.04	n.d.	n.d.	98.35	0.04	0.09	0.00	0.76	0.08	n.d.	99.37
PS2-2	Mag	0.01	n.d.	n.d.	0.01	100.76	0.09	0.13	0.00	0.37	0.08	0.00	101.44
PS2-3	Mag	0.01	0.00	0.02	0.02	101.23	0.28	0.08	0.00	0.20	0.05	0.01	101.89
PS2-4	Mag	0.02	0.00	0.00	0.03	100.00	0.33	0.11	0.03	0.20	0.02	0.00	100.74
PS2-5	Mag	0.01	n.d.	0.00	0.02	100.95	0.40	0.10	0.00	0.06	n.d.	0.01	101.55
PS2-6	Mag	0.01	n.d.	0.01	0.02	98.41	0.20	0.11	0.01	0.35	0.07	0.02	99.19
PS2-7	Mag	0.01	0.48	n.d.	0.01	97.32	0.16	0.02	0.03	0.08	0.00	0.01	98.11
PS2-8	Mag	0.01	0.01	0.12	0.02	97.62	0.11	0.01	0.00	0.05	0.01	n.d.	97.96
PS2-9	Mag	0.02	n.d.	0.08	n.d.	97.47	0.10	0.03	0.00	0.06	n.d.	n.d.	97.75
PS2-10	Mag	0.01	0.01	0.04	0.01	98.15	0.11	n.d.	0.02	0.04	0.01	0.00	98.40
PS2-11	Mag	n.d.	0.04	0.00	0.00	97.68	0.10	0.04	0.01	0.08	0.10	n.d.	98.04

n.d. = Not detected

همبستگی TiO₂ در توده‌های نفوذی به ترتیب با Al₂O₃، V₂O₃ و MnO است و در رگه‌های کانی‌سازی همبستگی منفی با اکسیدهای آهن و منگنز اندازه‌گیری شده نشان نمی‌دهد. محتوای SiO₂ در هر دو گروه مگنتیت بررسی شده به جز چند مورد اغلب کمتر از یک درصد است. بررسی‌هایی بر روی ذخایر اسکارن، سازندهای آهن نواری، ذخایر سولفید توده‌ای آتشفشانی، سرپانتینیت‌های پشته میانی اقیانوسی و ذخایر پورفیری بر محتوای SiO₂ تا ۸ درصد وزنی برای مگنتیت‌های سیلیسی تأکید دارند (Huberty et al., 2012).

مقادیر محتوای اکسید آلومینیم و تیتانیوم در مگنتیت‌های سنگ‌های نفوذی به طرف رگه‌های سیلیسی کاهش چشمگیری نشان می‌دهد. کاهش Al₂O₃ و TiO₂ از ویژگی‌های مگنتیت‌های گرمابی است (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2012; Dare et al., 2014). بیشترین همبستگی مثبت Fe₂O₃ در توده‌های نفوذی با Cr₂O₃ و V₂O₃ است (جدول ۳) و در رگه‌های کانی‌سازی بیشترین همبستگی Fe₂O₃ با MnO و به میزان کمتری با Cr₂O₃ دیده می‌شود (جدول ۴). بیشترین



شکل ۶. نمودار جعبه‌ای عناصر اصلی (به جز Fe_2O_3) برای مگنتیت‌ها و تیتانومگنتیت‌های مأمونیه. A: نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی و B: نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی منطقه

Fig. 6. Box diagram of major elements (except Fe_2O_3) magnetites and titanomagnetites from Mamouniyeh. A: Samples related to mineralized veins, and B: Samples related to intrusive rocks

جدول ۳. ماتریس همبستگی پیرسون برای عناصر اندازه‌گیری شده در مگنتیت‌ها و تیتانومگنتیت‌های واحدهای نفوذی مأمونیه

Table 3. Pearson Product correlation coefficient matrix for elements measured in magnetites and titanomagnetites in the Mamouniyeh intrusive rocks

	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO
MgO	1									
Al ₂ O ₃	-0.393	1								
TiO ₂	-0.604	0.706	1							
Cr ₂ O ₃	0.286	0.163	0.101	1						
Fe ₂ O ₃	-0.108	-0.212	-0.320	0.329	1					
V ₂ O ₃	-0.459	0.505	0.574	0.490	0.323	1				
MnO	-0.177	0.148	0.295	-0.368	-0.381	-0.205	1			
ZnO	-0.579	0.273	0.607	-0.453	-0.348	0.024	0.444	1		
SiO ₂	0.565	-0.437	-0.616	-0.342	-0.496	-0.676	0.020	-0.298	1	
CaO	-0.030	-0.302	-0.334	-0.259	0.325	-0.213	-0.124	-0.162	0.032	1

جدول ۴. ماتریس همبستگی پیرسون برای عناصر اندازه‌گیری شده در مگنتیت‌های همراه با کانی‌سازی مأمونیه

Table 4. Pearson Product correlation coefficient matrix for elements measured in magnetites and titanomagnetites in mineralized veins

	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅
MgO	1										
Al ₂ O ₃	0.080	1									
TiO ₂	-0.192	-0.070	1								
Cr ₂ O ₃	0.244	-0.161	-0.142	1							
Fe ₂ O ₃	0.091	-0.761	-0.300	0.221	1						
V ₂ O ₃	0.066	-0.077	-0.049	0.825	0.063	1					
MnO	0.307	-0.343	-0.468	0.375	0.418	0.265	1				
ZnO	-0.096	0.317	-0.136	-0.067	-0.262	0.152	-0.001	1			
SiO ₂	0.473	0.651	-0.085	0.052	-0.499	-0.043	0.204	-0.217	1		
CaO	0.523	0.038	-0.132	0.280	0.089	0.104	0.293	-0.344	0.541	1	
P ₂ O ₅	0.019	0.766	-0.052	-0.237	-0.831	-0.108	-0.314	-0.559	0.797	0.241	1

روندی کاهشی نشان می‌دهند. همچنین با افزایش محتوای آهن، مقادیر اکسید آلومینیم و وانادیم در آنها کاهشی و مقادیر کروم روندی افزایشی نشان می‌دهند.

بحث

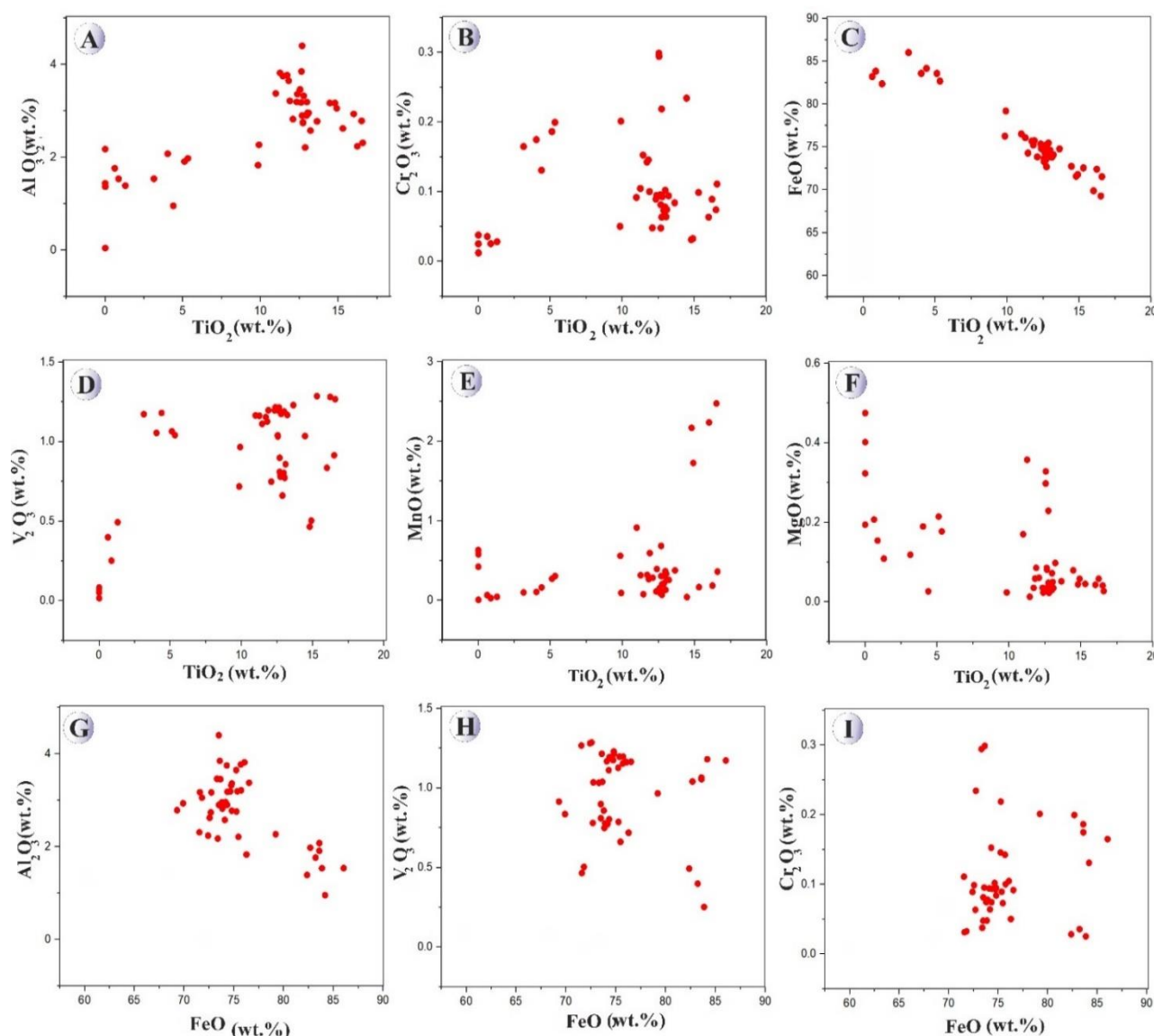
بررسی ترکیب شیمیایی

محلول جامد مگنتیت- الواسپینل $Ti_xFe_{3-x}O_4$ دما بالا (که با عنوان تیتانومگنتیت نیز شناخته می‌شود)، مهم‌ترین فاز آهن- تیتان در سنگ‌های ارتوماگمایی و ذخایر اکسیدی است (Spencer and Lindsley, 1981). تیتانومگنتیت (مگنتیت غنی از تیتان) می‌تواند احیایی و یا اکسیده شود (O'Reilly, 1984) و می‌توان به وسیله کانی‌های محصول و در حال تعادل، ترکیب آن را دوباره محاسبه کرد که مهم‌ترین کانی‌های حاصل از آن حضور تیغه‌های ایلمنیت و یا هم‌رشدی‌های ایلمنیت در تیتانومگنتیت است (Saito et al., 2004). در اثر فرایند معکوس اکسایش دوتریک ترکیب

نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر FeO و TiO_2 برای تیتانومگنتیت- مگنتیت‌های توده‌های نفوذی (شکل ۷) و مگنتیت‌های رگه‌های اکسیدی- سولفیدی کانی‌سازی (شکل ۸) رسم شد. چنان‌که در شکل ۷-A تا I دیده می‌شود، در نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی مأمونیه مقادیر اکسیدهای آلومینیم، کروم و وانادیم با افزایش مقادیر اکسید تیتانیوم افزایش می‌یابند؛ در حالی‌که محتوای آهن و منیزیم روندی معکوس و کاهشی نشان می‌دهند. محتوای منگنز نیز تا حدودی روندی افزایشی نشان می‌دهد. همچنین با افزایش مقادیر آهن، محتوای اکسید آلومینیم کاهش و محتوای کروم و وانادیم روندی پراکنده تا کمی افزایشی نشان می‌دهند.

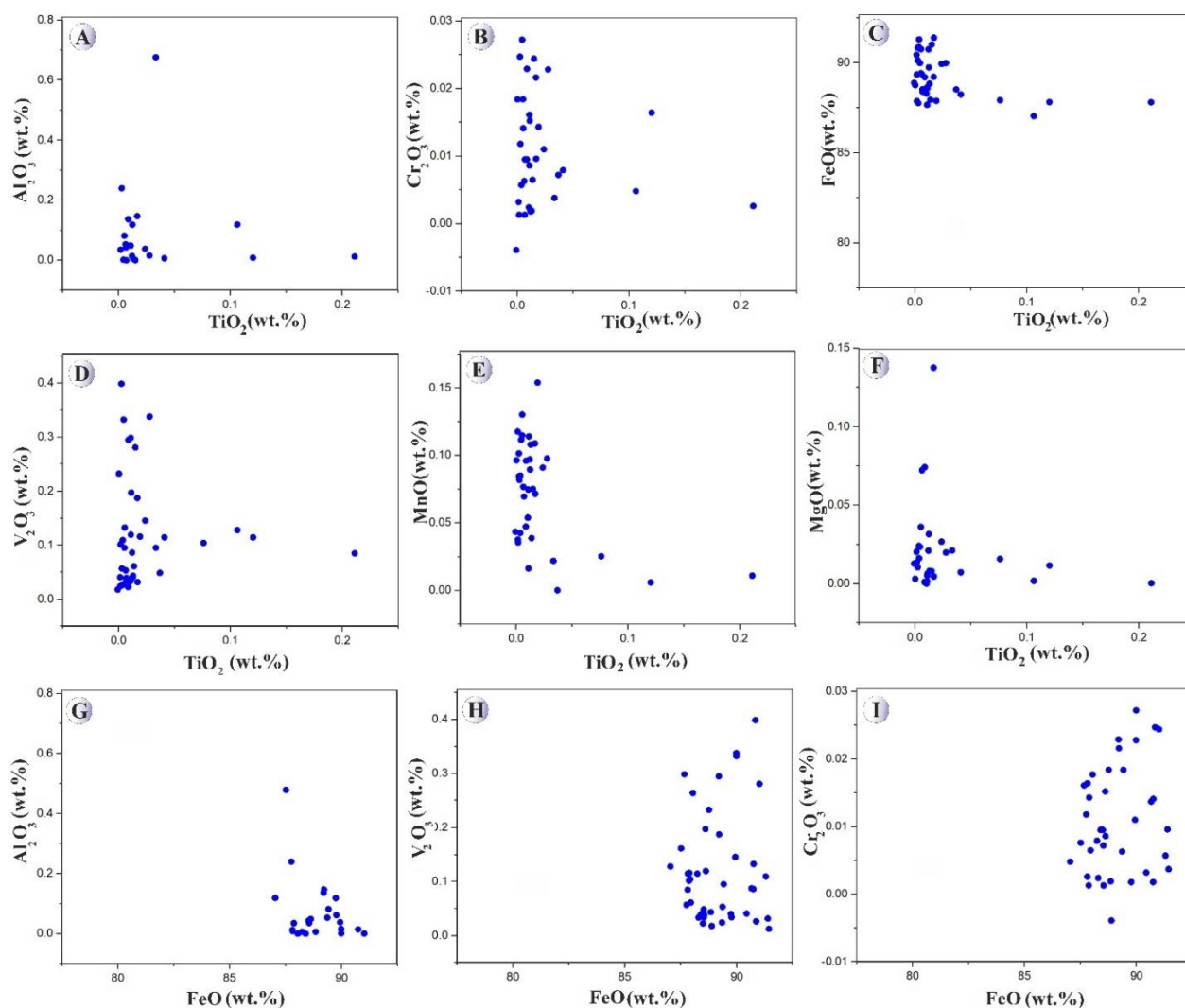
در نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی (شکل ۸-A تا I) با افزایش محتوای اکسید تیتانیوم مقادیر اکسیدهای آلومینیم و آهن ثابت (کمی کاهشی)، مقدار کروم تقریباً افزایشی و محتوای اکسیدهای منگنز و منیزیم ابتدا به صورت افزایشی و در نهایت

ایده آل تیتانومگنتیت ایجاد می‌شود که در امتداد خط مگنتیت- الواسپینل قرار می‌گیرد (شکل ۹). ترکیب تیتانومگنتیت‌های توده‌های نفوذی و رگه‌های گرمایی مأمونیه در پایین خط مگنتیت- الواسپینل با تمایل به سمت وستیت (FeO) قرار می‌گیرد (شکل ۹).



شکل ۷. نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر اکسید تیتانیوم و FeO در تیتانو مگنتیت مربوط به سنگ‌های نفوذی در مأمونیه. A: نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، B: نمودار TiO_2 در برابر Cr_2O_3 ، C: نمودار TiO_2 در برابر FeO، D: نمودار TiO_2 در برابر V_2O_5 ، E: نمودار TiO_2 در برابر MnO، F: نمودار TiO_2 در برابر MgO، G: نمودار FeO در برابر Al_2O_3 ، H: نمودار FeO در برابر V_2O_5 و I: نمودار FeO در برابر Cr_2O_3 .

Fig. 7. Major oxides (wt.%) vs. TiO_2 (wt.%) and FeO (wt.%) in titanomagnetite related to intrusive rocks in Mamouniyeh. A: TiO_2 vs. Al_2O_3 , B: TiO_2 vs. Cr_2O_3 , C: TiO_2 vs. FeO, D: TiO_2 vs. V_2O_5 , E: TiO_2 vs. MnO, F: TiO_2 vs. MgO, G: FeO vs. Al_2O_3 , H: FeO vs. V_2O_5 , and I: FeO vs. Cr_2O_3 .



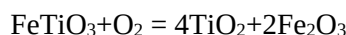
شکل ۸. نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر اکسید تیتانیوم و FeO در مگنتیت‌های همراه با رگه‌های کانی‌سازی در مأمنیه. A: نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، B: نمودار TiO_2 در برابر Cr_2O_3 ، C: نمودار TiO_2 در برابر FeO، D: نمودار TiO_2 در برابر V_2O_3 ، E: نمودار TiO_2 در برابر MnO، F: نمودار TiO_2 در برابر MgO، G: نمودار FeO در برابر Al_2O_3 ، H: نمودار FeO در برابر V_2O_3 و I: نمودار FeO در برابر Cr_2O_3

Fig. 8. Major oxides (wt.%) versus TiO_2 (wt.%) and FeO (wt.%) in magnetites related to mineralized veins in Mamouniyeh. A: TiO_2 vs. Al_2O_3 , B: TiO_2 vs. Cr_2O_3 , C: TiO_2 vs. FeO, D: TiO_2 vs. V_2O_3 , E: TiO_2 vs. MnO, F: TiO_2 vs. MgO, G: FeO vs. Al_2O_3 , H: FeO vs. V_2O_3 , and I: FeO vs. Cr_2O_3

تیتانومگنتیت به دو کانی الواسپینل و مگنتیت تفکیک می‌شود و مگنتیت به عنوان کانی میزبان تیغه‌های الواسپینل در امتداد سطوح (۱۱۱) بافت ویدمن اشتاین را تشکیل می‌دهد (Mondal and Baidya, 2015) و سپس ایلمنیت در اثر کاهش دما و ناپایداری

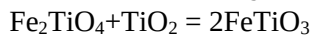
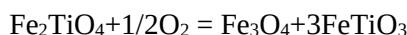
هماتیت‌های مارتیتی که در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شوند، نشان می‌دهند که مارتیتی شدن مگنتیت در آخرین مراحل اکسایش و با کاهش دما و افزایش فوگاسیته اکسیژن رخ داده است (Mondal and Baidya, 2015). با افزایش دما، محلول جامد

کم شدن دمای سامانه کانی‌سازی و تجزیه ایلمنیت طبق واکنش زیر رخ داده باشد:



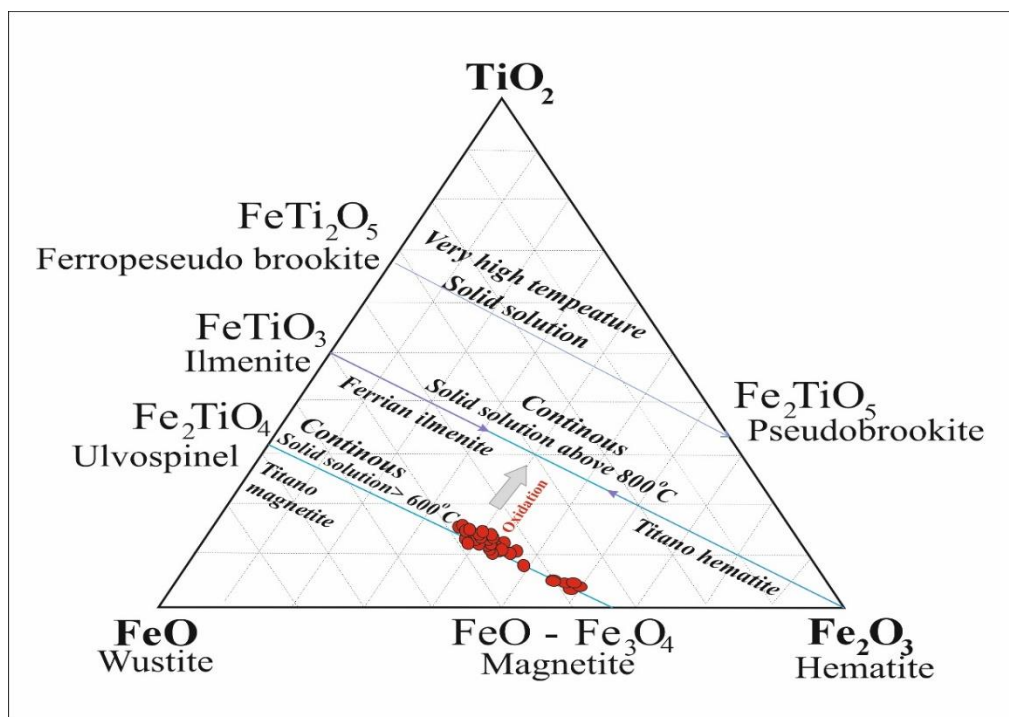
بررسی سنگ‌نگاری نشان‌دهنده به هم ریختگی ساختار کوبیک کانی‌های تیتانومگنتیت است و به نظر می‌رسد که تیغه‌های نازک در اثر پیشرفت اکسایش در تیتانومگنتیت و غنی‌شدگی تیتانیوم در راستای این سطوح شکل گرفته‌اند؛ در حالی که تیغه‌های ضخیم‌تر تحت اکسایش تیغه‌های الواسپینل در امتداد سطوح (۱۱۱) و (۱۰۰) و غنی‌شدگی تیتانیوم در امتداد این سطوح به صورت تدریجی همراه با افزایش فوگاسیته اکسیژن شکل گرفته‌اند. همان‌طور که پاستریس (Pasteris, 1985) بیان کرد، تیغه‌های ضخیم ایلمنیت در شرایط اکسایش پیشرفته و تیغه‌های نازک ایلمنیت در شرایط اکسایش اولیه تشکیل می‌شوند.

الواسپینل و واکنش با اکسیژن و TiO_2 بر اساس روابط زیر تشکیل می‌شود:



بر اساس این واکنش‌ها، در مرحله اول محلول جامد تیتانومگنتیت وجود داشته و با افزایش فوگاسیته اکسیژن و کاهش دما، تیغه‌های ایلمنیت در تیتانومگنتیت شکل گرفته است. تیغه‌های نازک ایلمنیت در تیتانومگنتیت محصول ناپایدار شدن تیتانومگنتیت و تیغه‌های ضخیم‌تر محصول جدایش درونی پس از تشکیل تیتانومگنتیت هستند (Dunn and Dey, 1937).

شدت مارتیتی شدن در تیتانومگنتیت‌های مأمونیه متفاوت است. در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن، گاهی بلورهایی که به شدت مارتیتی شده‌اند، دیده می‌شوند. وجود تیغه‌هایی از هماتیت در بعضی از ایلمنیت‌ها ممکن است تحت تأثیر اکسایش نهایی و



شکل ۹. نمودار سه تایی $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (Buddington and Lindsley, 1964) و محل قرارگیری نتایج تجزیه EPMA از کانی‌های مگنتیت و

تیتانومگنتیت توده‌های نفوذی و رگه‌های گرمایی مأمونیه بر روی آن

Fig. 9. $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ ternary diagram (Buddington and Lindsley, 1964) showing the locations of EPMA analysis results of magnetite and titanomagnetite from intrusive rocks and hydrothermal veins

بررسی منشأ

علاوه بر دمای متغیر و فوگاسیته اکسیژن، ترکیب شیمیایی متفاوت سنگ‌های میزبان و سیالات گرمایی اولیه می‌تواند به ایجاد ترکیب‌های مختلف کانی‌های اکسید آهن منجر شود (Nadoll et al., 2014; Dare et al., 2014). شیمی اکسیدهای آهن به شدت توسط شیمی سیالات ماگمایی / گرمایی اولیه، ترکیب سنگ‌ها / رسوبات میزبان، دما، فوگاسیته اکسیژن و ضریب تقسیم عناصر کمیاب در بین کانی‌ها و سیالات والد کنترل می‌شود (Angerer et al., 2012). تبادل کاتیونی بین فازهای اکسید آهن در طول مارتیتی شدن در دماهای متوسط به دلیل تحرک اندک Fe^{2+} و کاتیون‌های جایگزین (مانند منگنز، آهن، مس، روی، آرسنیک، مولیبدن، نقره، طلا و سرب) ناچیز است. بنابراین، انتظار می‌رود که شیمی هماتیت حاصل دگرسانی، مشابه مگنتیت اصلی باشد (Angerer et al., 2012). دگرسانی سیلیکات‌هایی که با مگنتیت همزیست هستند، نشان می‌دهد که انحلال سیلیکات‌ها در طول برهم کنش سنگ - سیال، عناصری مانند Mg ، Al و Ti را به سیالات گرمایی اضافه می‌کند (Nadoll et al., 2014). بنابراین، هماتیت نهشته شده از این سیالات می‌تواند در عناصر افزوده شده به آن نسبت به مگنتیت اولیه غنی‌تر باشد. این موضوع همچنین ممکن است نشان دهد که هماتیت از سیالات گرمایی با دمای بالا نهشته می‌شود؛ زیرا در دماهای بالا نخست حلالیت و در نتیجه فراوانی عناصر کمیاب در سیالات افزایش می‌یابد (Dare et al., 2014) و سپس ساختار کانیایی منبسط شده امکان ترکیب طیف وسیع‌تری از کاتیون‌ها را فراهم می‌کند.

مقایسه محتوای عناصر جایگزین شده بین مگنتیت - تیتانومگنتیت‌های سنگ‌های نفوذی منشأ کانی‌سازی در مأمونیه با مگنتیت‌های زون‌های کانی‌سازی نشان می‌دهد که در طول تبدیل فاز اکسیدهای آهن، توزیع مجدد در برخی عناصر به وجود آمده است (شکل ۶). چنان‌که مشخص است محتوای تیتانیوم، آلومینیم و وانادیم در نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی غنی‌شدگی نشان می‌دهد و در رگه‌های کانی‌سازی به صورت

واضحی تهی شده‌اند. محتوای آهن نیز در رگه‌های کانی‌سازی به صورت مشخصی بیشتر است (شکل ۶). غلظت‌های بالاتر V و Cr در مگنتیت‌های توده‌های نفوذی نسبت به رگه‌های سیلیسی حاوی کانی‌سازی با ماهیت مافیک سنگ میزبان سازگار است (Curtis, 1964). کاهش کروم و وانادیم در مگنتیت‌های رگه‌های حاوی کانی‌سازی منشأگرفته از این توده‌های نفوذی مونزونیتی - گابرویی نسبت به مگنتیت‌های اولیه، نشان‌دهنده تشکیل آن در فوگاسیته اکسیژن بالاست و همچنین توزیع مجدد عنصری را در طول تبدیل اکسیدهای آهن نشان می‌دهد.

در منطقه مأمونیه، محتوای اکسید وانادیم در تیتانومگنتیت‌های توده‌های نفوذی از ۰/۱۶ تا ۱/۲۸ درصد با میانگین ۰/۸۸ درصد وزنی و در مگنتیت‌های رگه‌های کانی‌سازی از ۰/۱۲ تا ۰/۳۹ درصد با میانگین ۰/۱۲ درصد وزنی متغیر است. توزیع مجدد و تمرکز عناصر کروم و وانادیم به شدت توسط فوگاسیته اکسیژن کنترل می‌شود (Klemme et al., 2006; Ryabchikov and Kogarko, 2006; Nadoll et al., 2014). محتوای وانادیم مگنتیت علاوه بر دما می‌تواند نشان‌دهنده شرایط فوگاسیته اکسیژن محیط ماگمایی / گرمایی و یا متأثر از واکنش سیال / سنگ در حین تبلور مگنتیت باشد (Knipping et al., 2015; Tian et al., 2021). شرایط فوگاسیته اکسیژن بالاتر با حضور کمتر وانادیم در ساختار مگنتیت همراه است (Canil and Lacourse, 2020). در شرایط فوگاسیته کم اکسیژن، V^{3+} سه ظرفیتی دارای شعاع یونی (64 pm) تقریباً یکسان با شعاع Fe^{3+} (65 pm) است، بنابراین، V معمولاً به صورت انتخابی در ساختار کانیایی سیلیکات مگنتیت و فرومگنزی ترکیب می‌شود. در مقابل، در فوگاسیته اکسیژن بالاتر، V در حالت اکسایش بالاتر خود (V^{5+}) رخ می‌دهد و با ساختار اکسیدهای آهن ناسازگار می‌شود (Toplis and Carroll, 1995; Bordage et al., 2011). در محیط‌های ماگمایی - گرمایی وابستگی میزان تیتانیوم در مگنتیت به دمای تبلور آن مشخص شده است؛ به گونه‌ای که در دماهای بالاتر، مگنتیت‌های متبلور شده دارای مقادیر بیشتر تیتانیوم در ساختار

خود هستند (Tian et al., 2021). هرچند در سامانه‌هایی مانند مس پورفیری با کاهش دمایی سامانه ماگمایی / گرمابی حین سرد شدن و یا افزایش تأخیری میزان فوگاسیته اکسیژن، بخشی از محتوای تیتانیوم مگنتیت به صورت ناآمیختگی (تفکیک فازهای تیتانیوم دار اغلب ایلمنیت و یا روتیل) و به صورت تیغه و یا در حاشیه مرز تماس دسته‌جات مگنتیت خود را نشان می‌دهند (Wen et al., 2017; Zarasvandi et al., 2023).

با توجه به اینکه در درجه حرارت‌های بالا، انحلال‌پذیری عناصر بیشتر خواهد بود، پس در طول تبلور ماگما و تشکیل بلورهای تیتانومگنتیت در درجه حرارت‌های بالا، تیتانیوم به میزان بیشتری در مگنتیت جای می‌گیرد و درجه حرارت‌های کمتر، به خاطر کم‌شدن قابلیت انحلال، میزان Ti در مگنتیت کمتر می‌شود. به همین دلیل تیتانیوم در شکستگی‌ها و مناطق نقص بلوری رها خواهد شد و تشکیل محلول‌های جامدی را خواهد داد (Craig and Vaughan, 1994).

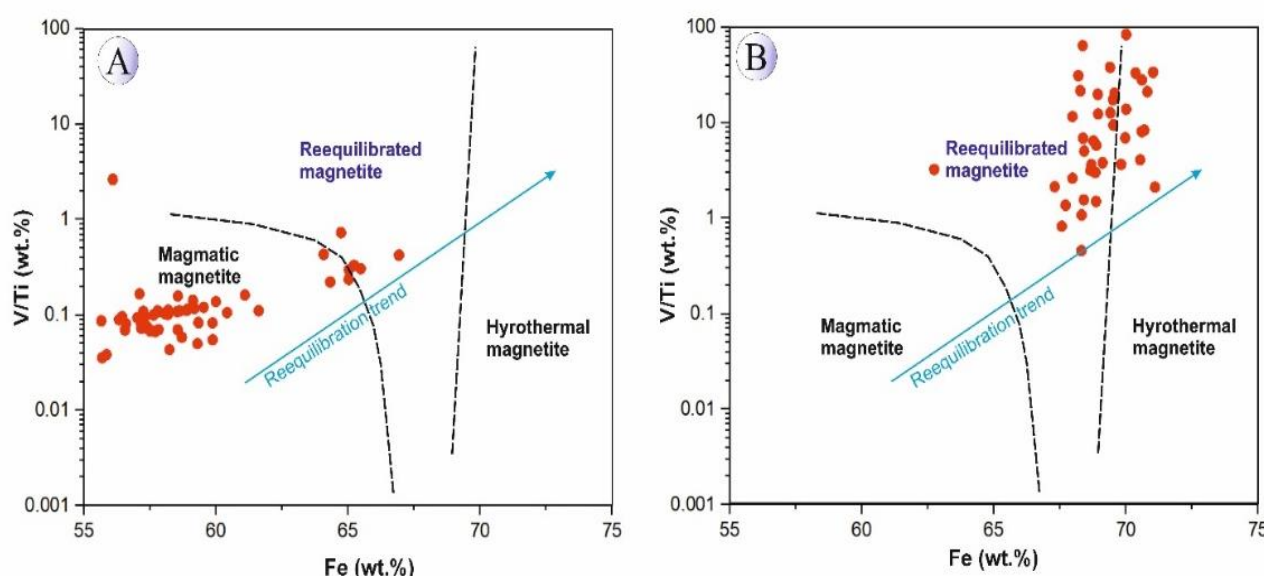
مگنتیت در نمونه‌ها به سه صورت دیده می‌شود که شامل اولیه، جانشینی ثانویه و محلول جامد هستند. مگنتیت‌های اولیه مگنتیت بدون هیچ‌گونه جانشینی عنصری در درزه‌ها و شکستگی‌های بلوری دیده می‌شوند. در نوع دیگری از آن در داخل درز و شکاف‌های مگنتیت، هماتیت جانشین شده که به صورت مارتیتی شدن مشخص می‌شود و فرایند دگرسانی از درزه‌ها شروع و در نهایت به سطح کل بلور گسترش پیدا می‌کند. در شکل بعدی نیز مگنتیت با ایلمنیت به صورت محلول جامد قرار دارند و هم‌یافت یکدیگر هستند و کانی تیتانومگنتیت نیز به صورت هم‌وزن دیده می‌شود. این‌گونه تمرکز تیتانیوم نشان می‌دهد که قابلیت انحلال Ti در محلول جامد تیتانومگنتیت در دمای پایین محدود است. حین تبلور ماگمای تولیتی ماگما یک مسیر عادی را طی خواهد کرد و ابتدا کانی‌های حرارت بالا تشکیل می‌شوند؛ در حالی که طی تبلور یک ماگمای کالک‌آلکال به دلیل بالا بودن فوگاسیته اکسیژن حین تبلور ماگما، مسیر عادی تبلور عوض می‌شود و کانی‌های اکسیدی آهن دار به جای سیلیکات‌های

آهن دار تشکیل می‌شوند (Mason and Moore, 1966). هنگامی که ماگما به سطح نزدیک می‌شود، به علت بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن، مگنتیت و تیتانومگنتیت به صورت بلورهای دانه ریز متبلور می‌شوند؛ به صورتی که ابتدا تیتانومگنتیت و پس از آن مگنتیت و ایلمنیت به صورت تداخلی رشد می‌کنند (Wechsler et al., 1984). در حین تبلور ماگما و شکل‌گیری تیتانومگنتیت در دمای بالا، Ti به مقدار بیشتری در مگنتیت جای می‌گیرد. در دماهای کمتر، به دلیل کم‌شدن قابلیت انحلال، مقدار تیتانیوم در مگنتیت پایین می‌آید و به همین دلیل Ti در شکستگی‌ها و نقایص بلوری و محلول جامدهایی مانند ایلمنیت را تشکیل می‌دهد (Craig and Vaughan, 1994). در نمونه‌های مأونیه، ایلمنیت اغلب به صورت تیغه‌های جداشده و گاهی به صورت محلول جامد با مگنتیت دیده می‌شود که بیانگر شرایط تشکیل مشابه آنها با مگنتیت است.

ترکیب شیمیایی مگنتیت ممکن است در اثر تعادل مجدد نیز دچار تغییر شود (Hu et al., 2014)، به خصوص در سامانه‌هایی که چندین مرحله خروج سیال گرمابی در آنها رخ می‌دهد و مقادیر عناصری مانند تیتانیوم، آلومینیم، منیزیم، منگنز، کلسیم و سیلیسیم در مگنتیت تغییر می‌یابد (Hu et al., 2014; Hu et al., 2015). نسبت V/Ti مگنتیت ماگمایی به طور کلی ۱ است (Dupuis and Beaudoin, 2011). واناوم در سیال (های) گرمابی با دمای پایین بسیار متحرک است؛ در حالی که Ti از نظر زمین‌شیمیایی در محیط‌های گرمابی بی‌حرکت است (Oliver et al., 2004). برای بررسی رخداد تعادل مجدد در مگنتیت، می‌توانیم از نمودار دو متغیره V/Ti در برابر Fe استفاده کنیم (Wen et al., 2017). در این نمودار از شیمی مگنتیت‌های همراه با سنگ‌های آتشفشانی فلسیک و مافیک برای رسم محدوده ماگمایی بهره برده شده است و محدوده گرمابی بر اساس شیمی مگنتیت‌های گرمابی ذخایر اسکارن و مس پورفیری مشخص شده است. (Wen et al., 2017).

سامانه می‌تواند موجب شست‌وشوی Fe^{2+} از ساختار مگنتیت شود که این تخریب در ساختار مگنتیت موجب به وجود آمدن فاز ناپایدار آهن آبدار می‌شود و در نهایت هماتیت جانشین آن می‌شود (Yin et al., 2022). به همین دلیل می‌توان گفت وجود هم‌رشدی مگنتیت و هماتیت به صورت ماریتی ممکن است در اثر دفعات مکرر خروج سیال گرمایی رخ داده باشد.

ترسیم نتایج تجزیه EPMA مگنتیت‌های مأمونیه بر روی این نمودار نشان‌دهنده محدوده مگنتیت‌های ماگمایی برای نمونه‌های مربوط به سنگ‌های نفوذی و محدوده مگنتیت‌های تعادل مجددیافته برای نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی است که نشان‌دهنده تأثیر سیالات گرمایی در طی تبلور و تعادل مجدد در آنهاست (شکل ۱۰-A و B). خروج متعدد سیالات گرمایی از



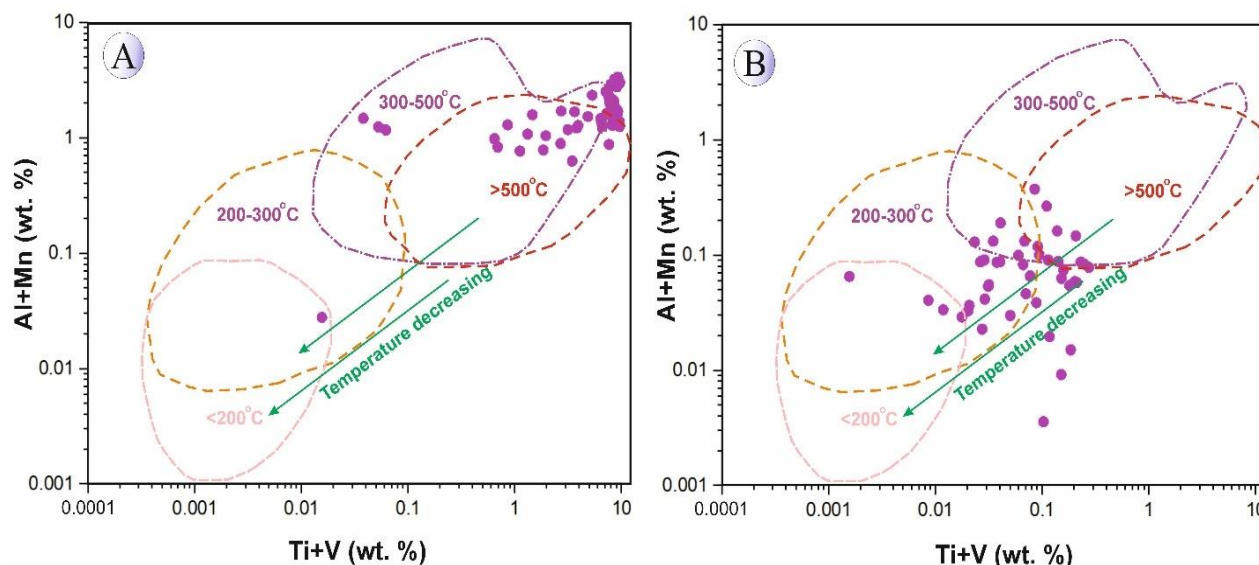
شکل ۱۰. نمودار V/Ti در برابر Fe برای تفکیک مگنتیت‌های ماگمایی، گرمایی و تعادل مجدد یافته (Wen et al., 2017). A: نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی مأمونیه و B: نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی مأمونیه

Fig. 10. V/Ti versus Fe (wt.%) diagram to distinguish magmatic, hydrothermal and re-equilibrated magnetites (Wen et al., 2017). A: Samples related to intrusive bodies, and B: Samples related to mineralized veins

دمای تشکیل و فوگاسینه اکسیژن

هستند (Goudarzi et al., 2024e). این روند نشان‌دهنده کاهش دمای سامانه تحت تأثیر مواردی مانند اختلاط سیالات جوی حین نفوذ سیالات گرمایی و نهشته شدن مگنتیت در رگه‌های کانی‌سازی در دمایی پایین‌تر است. همچنین نمودار Ti (ppm) در برابر Mg+Al+Si (ppm) (Tian et al., 2021)، نشان‌دهنده تشکیل مگنتیت‌های رگه‌های سیلیسی در شرایط واکنش گسترده سیال گرمایی و سنگ دیواره است (شکل ۱۲).

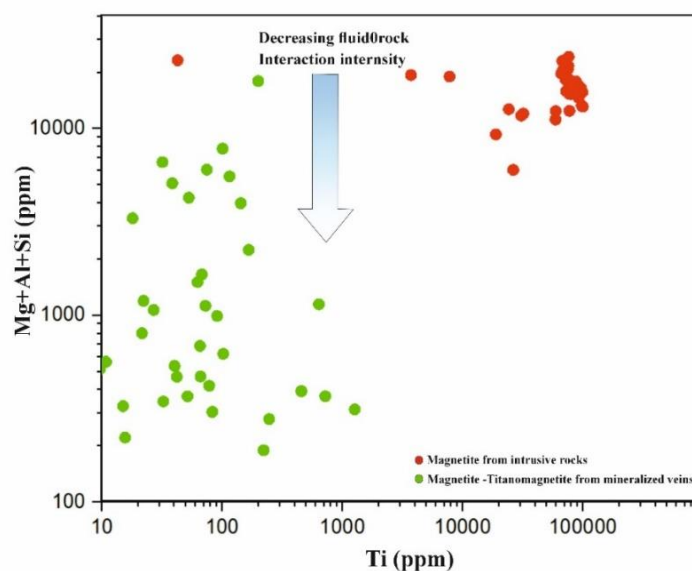
برای بررسی محدوده دمایی تشکیل مگنتیت- تیتانومگنتیت‌های منطقه مأمونیه، با ترسیم داده‌ها بر روی نمودار دو متغیره Al+Mn در برابر Ti+V (wt.%) (شکل ۱۱-A و B) مشخص شد که تیتانومگنتیت‌های موجود در توده‌های نفوذی، دما بالا بوده و مگنتیت‌های موجود در رگه‌های سیلیسی، دمای متوسط در محدوده دمایی ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد داشته و مطابق با داده‌های میان‌بارهای سیال کوانتز رگه‌های کانی‌سازی



شکل ۱۱. نمودار دومتغیره $Ti+V$ (wt.%) در برابر $Al+Mn$ (wt.%) (Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018) که نشان‌دهنده محدوده

دمایی مگنتیت‌ها و تیتانومگنتیت‌های منطقه مأمونیه است. A: نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی و B: نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی

Fig. 11. Bivariate plot of $Ti+V$ (wt.%) versus $Al+Mn$ (wt.%) (Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018) showing the temperature range of Mamouniyeh magnetites and titanomagnetites. A: Samples related to intrusive bodies, and B: Samples related to mineralized veins



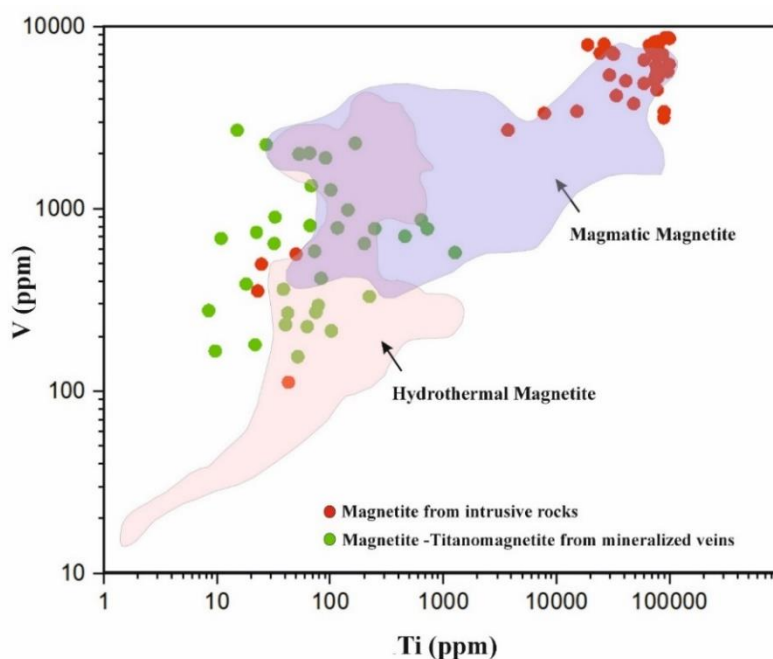
شکل ۱۲. نمودار Ti (ppm) در برابر $Mg+Al+Si$ (ppm) (Tian et al., 2021) برای تعیین نرخ واکنش سیال و سنگ دیواره در مگنتیت‌های مأمونیه.

پیکان جهت کاهش نرخ برهم کنش سیال و سنگ را نشان می‌دهد.

Fig. 12. Ti versus $Mg+Al+Si$ diagram (Tian et al., 2021) for determining the reaction rate between fluid and wall rock in Mamouniyeh magnetites. The arrow indicates the direction of decreasing fluid-rock interaction rate.

بالا تر از ۵۰۰ درجه سانتی گراد و نمونه‌های مربوط به رگه‌های سیلیسی تقریباً در دمای ۳۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد جای گرفته‌اند که نشان‌دهنده تأثیر دما بر ترکیب مگنتیت‌های منطقه است. سان و همکاران (Sun et al., 2017) نشان دادند مگنتیت در مرحله اولیه تغییرات برگشتی دارای مقادیر بالای کبالت (Co)، وانادیوم (V)، تیتانیوم (Ti)، آلومینیوم و منگنز (Al + Mn) است که نشان‌دهنده محیطی با فشار اکسیژن پایین (fO_2) و دمای بالاست.

شواهد سنگ‌نگاری نیز نشان می‌دهد که مگنتیت‌های اولیه در توده‌های نفوذی منشأ ماگمایی دارند. برای تفکیک مگنتیت‌های گرمابی از ماگمایی، می‌توان از نمودار Ti (ppm) در برابر V (ppm) استفاده کرد (Nadoll et al., 2015). ترسیم نمونه‌های منطقه مأمونیه بر روی این نمودار نشان‌دهنده تفکیک و جدایش مشخصی در تیتانومگنتیت- مگنتیت‌های توده‌های نفوذی و رگه‌های کانی‌سازی در دو گروه ماگمایی و گرمابی جداگانه است (شکل ۱۳)؛ به نحوی که در نمودار (Al + Mn) در مقابل (Ti + V) مگنتیت‌های مربوط به سنگ‌های نیمه عمیق در دمای



شکل ۱۳. نمودار دومتغیره Ti (ppm) در برابر V (ppm) (Nadoll et al., 2015) که نشان‌دهنده محدوده تیتانومگنتیت‌های توده‌های نفوذی منطقه مأمونیه در محدوده ماگمایی و مگنتیت‌های رگه‌های کاسازی در محدوده گرمابی است.

Fig. 13. Bivariate diagram of Ti versus V (Nadoll et al., 2015) showing the range of Mamuniyeh titanomagnetites in the magmatic field and titanomagnetites of mineralized veins in the hydrothermal field.

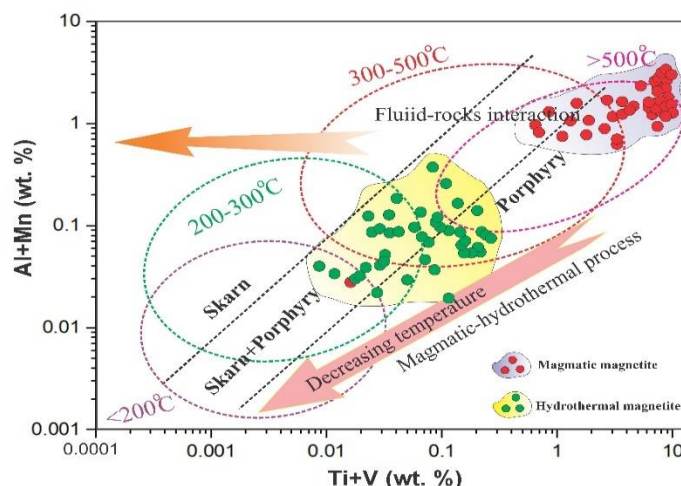
گوگرد و دمای پایین تشکیل شده‌اند؛ در حالی که نوع مس‌دار در دمای بالا و فشار جزئی بالای گوگرد تشکیل شده‌اند. بر این اساس، مقادیر بالای اکسیدهای Ti و V در مگنتیت‌های توده نفوذی، دمای بالا و fO_2 پایین ماگما را در این منطقه نشان

والکاما و همکاران (Valkama et al., 2016) نشان دادند که فشار جزئی O_2 و S_2 در سیالات گرمابی احتمالاً در طول نهشته‌کردن کانسارهای پلی‌متال دارای نوسان است؛ به نحوی که نوع آهن‌دار در شرایط فشار جزئی بالای O_2 ، فشار جزئی پایین

می‌دهد.

متالورژیک است. محتوای اکسید وانادیم در مگنتیت‌های مأمونیه نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن سیال(های) تشکیل دهنده مگنتیت از ماگمای والد به سمت رگه‌های کانی‌سازی روند افزایشی داشته است و فوگاسیته اکسیژن در رگه‌های سیلیسی بیشتر از ماگمای مولد است و هم‌زمان با کاهش دما، آلودگی پوسه‌ای رخ داده است (شکل ۱۴) که می‌تواند بیانگر نرخ بالای واکنش سیال ماگمایی- گرمابی و سنگ میزبان باشد.

محتوای اکسید وانادیم (V_2O_3) مگنتیت‌های توده نفوذی نیمه عمیق به صورت مشخصی بیشتر از مقادیر V_2O_3 در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار است. بر اساس تاپلیس و کورنه (Toplis and Corgne, 2002) افزایش عنصر وانادیوم در مگنتیت، کاهش فوگاسیته اکسیژن را نشان می‌دهد. همچنین بر اساس ونگ و همکاران (Wang et al., 2018)، تغییر محتوای وانادیم در مگنتیت نشان‌دهنده تغییر فوگاسیته اکسیژن سیالات در فرایندهای



شکل ۱۴. نمودار نشان‌دهنده ارتباط ترکیب مگنتیت‌ها با نوع کانسار (روندهای دمایی و مرزها از نادال و همکاران (Nadoll et al., 2014; Nadoll et al., 2015)

Fig. 14. Diagram showing the relationship between magnetite composition and deposit type (temperature trends and boundaries from Nadoll et al. (2014) and Nadoll et al. (2015)

نتیجه‌گیری

نشان می‌دهد. در مگنتیت‌های توده‌های نفوذی، با افزایش TiO_2 ، میزان Al_2O_3 ، Cr_2O_3 و V_2O_3 افزایش و Fe_2O_3 و MnO کاهش می‌یابند؛ اما برخلاف آن، در نمونه‌های رگه‌های کانی‌سازی، با افزایش TiO_2 ، مقادیر Al_2O_3 و Fe_2O_3 کاهش و Cr_2O_3 افزایش می‌یابد که سیلیسی از ویژگی‌های مگنتیت‌های گرمابی است. ترکیب تیتانومگنتیت‌های منطقه مأمونیه در سامانه سه‌تایی FeO - Fe_2O_3 - TiO_2 در پایین خط مگنتیت- الواسپینل با تمایل به سمت وستیت (FeO) قرار می‌گیرد. شدت ماریتی‌شدن در

مگنتیت و تیتانومگنتیت از مهم‌ترین کانی‌های اکسیدی هیپوژن در ارتباط با سامانه کانی‌سای اپی‌ترمال در مأمونیه، در بخش مرکزی کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر هستند که در توده‌های نفوذی نیمه عمیق مونزودیوریتی اغلب به صورت تیتانومگنتیت و در رگه‌های سیلیسی به صورت مگنتیت و به مقدار کمتری تیتانومگنتیت ظاهر دارند. ویژگی‌های شیمیایی مگنتیت‌ها اهمیت فرایندهای ماگمایی- گرمابی را در پیدایش کانی‌سازی مس در منطقه مأمونیه

تحت تأثیر مواردی مانند اختلاط سیالات جوی حین نفوذ سیالات گرمایی و نهشته شدن مگنتیت در رگه‌های کانی‌سازی در دمایی پایین‌تر است. بررسی نرخ واکنش سیال و سنگ دیواره نشان‌دهنده تبلور مگنتیت‌های رگه‌های سیلیسی در شرایط واکنش گسترده سیال گرمایی و سنگ دیواره است. تفکیک و جدایش مشخصی در تیتانومگنتیت- مگنتیت‌های توده‌های نفوذی و رگه‌های کانی‌سازی دیده می‌شود و در دو گروه ماگمایی و گرمایی قرار می‌گیرند. مقادیر بالای اکسیدهای Ti و V در مگنتیت‌های توده نفوذی، دمای بالا و fO_2 پایین ماگما را در این منطقه نشان می‌دهد. محتوای اکسید وانادیم در مگنتیت‌های ماگماتیک نشان می‌دهد که فوگاسیت اکسیژن سیال (های) تشکیل‌دهنده مگنتیت از ماگمای والد به سمت رگه‌های کانی‌سازی روند افزایشی داشته است و فوگاسیت اکسیژن در رگه‌های سیلیسی بیشتر از ماگمای مولد است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

از داوران محترم برای نظرهای دقیق و بازخوردهای سازنده‌ای که به بهبود و ارتقاء کیفیت این مقاله 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.

تیتانومگنتیت‌های ماگماتیک متفاوت است. در شرایط فوگاسیت بالای اکسیژن، گاهی بلورهایی که به شدت ماریتی شده‌اند، دیده می‌شوند. وجود تیغه‌هایی از هماتیت در بعضی از ایلمنیت‌ها تحت تأثیر اکسایش نهایی و کم شدن دمای سامانه کانی‌سازی و تجزیه ایلمنیت رخ داده است. مقایسه محتوای عناصر جایگزین شده بین مگنتیت- تیتانومگنتیت‌های توده‌های نفوذی مولد کانی‌سازی در ماگماتیک با مگنتیت‌های زون‌های سیلیسی کانی‌سازی نشان می‌دهد که در طول تبدیل فازی اکسیدهای آهن، توزیع مجدد در برخی عناصر به وجود آمده است. محتوای اکسید وانادیم در تیتانومگنتیت‌های سنگ‌های درونی از ۰/۱۶ تا ۱/۲۸ درصد با میانگین ۰/۸۸ درصد وزنی و در مگنتیت‌های رگه‌های کانی‌سازی از ۰/۱۲ تا ۰/۳۹ درصد با میانگین ۰/۱۲ درصد وزنی متغیر است. توزیع مجدد و تمرکز عناصر کروم و وانادیم به شدت توسط فوگاسیت اکسیژن کنترل می‌شود. کاهش محتوای کروم و وانادیم در مگنتیت‌های رگه‌های حاوی کانی‌سازی منشأگرفته از این توده‌های نفوذی نسبت به مگنتیت‌های اولیه نشان‌دهنده تشکیل آن در فوگاسیت اکسیژن بالاست. تغییرات نسبت وانادیم، تیتانیوم نسبت به آهن نشان‌دهنده محدوده مگنتیت‌های ماگمایی برای مگنتیت‌های سنگ‌های نفوذی و محدوده مگنتیت‌های تعادل مجدد یافته برای نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی است و تأثیر سیالات گرمایی در طی تبلور و تعادل مجدد در آنها را نشان می‌دهد. ترسیم داده‌ها بر روی نمودار دو متغیره محتوای Al+Mn در برابر Ti+V نشان می‌دهد که تیتانومگنتیت‌های مورد بررسی در توده‌های نفوذی دمای بالای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد داشته‌اند و مگنتیت‌های رگه‌های سیلیسی دما متوسط در محدوده دمایی ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و مطابق با داده‌های میان‌بارهای سیال در کانی‌کوارتز رگه‌های کانی‌سازی هستند که نشان‌دهنده کاهش دمای سامانه

1. BSE
2. EPMA
3. EDX
4. VMS

References

- Amidi, S.M., Shahrabi, M. and Navai, I., 2004. Geological map of Zaviyeh, Geological Survey of Iran, No. 6160.
- Angerer, T., Hagemann, S.G. and Danyushevsky, L. V., 2012. Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Koolyanobbing Greenstone Belt, Western Australia. *Economic Geology*, 107(4): 599–644. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.4.599>
- Bédard, E., de Vazelhes, V.D.B. and Beaudoin, G., 2022. Performance of predictive supervised classification models of trace elements in magnetite for mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 236: 106959. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.106959>
- Bordage, A., Balan, E., Villiers, J.R., Cromarty, R., Juhin, A., Carvallo, C., Calas, G., Raju, S. P.V. and Glatzel, P., 2011. V oxidation state in Fe-Ti oxides by high-energy resolution fluorescence-detected X-ray absorption spectroscopy. *Physics and Chemistry of Minerals*, 38: 449–458. <https://doi.org/10.1007/s00269-011-0418-3>
- Buddington, A. and Lindsley, D., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2): 310–357. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>
- Canil, D., Grondahl, C., Lacourse, T. and Pisiak, L. K., 2016. Trace elements in magnetite from porphyry Cu–Mo–Au deposits in British Columbia, Canada. *Ore Geology Reviews*, 72(Part 1): 1116–1128. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.007>
- Canil, D. and Lacourse, T., 2020. Geothermometry using minor and trace elements in igneous and hydrothermal magnetite. *Chemical Geology*, 541: 119576. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119576>
- Chen, W.T., Zhou, M.F., Li, X., Gao, J.F. and Hou, K., 2015. In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: Cu-(Au, Fe) deposits in the Khetri copper belt in Rajasthan Province, NW India. *Ore Geology Reviews*, 65(part 4): 929–939. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.035>
- Craig, J.R. and Vaughan, D.J., 1994. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. Mineralogical Society of America, USA, 434 pp.
- Curtis, C.D., 1964. Applications of the crystal-field theory to the inclusion of trace transition elements in minerals during magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(3): 389–403. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90112-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90112-7)
- Dare, S.A.S., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Meric, J., Boutroy, E. and Potvin-Doucet, C., 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineralium Deposita*, 49: 785–796. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0529-0>
- Deditius, A., Reich, M., Simon, A.C., Suvorova, A., Knipping, J., Roberts, M.P., Rubanov, S., Dodd, A. and Saunders, M., 2018. Nanogeochemistry of hydrothermal magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(46): 1–20. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1474-1>
- Dunn, J.A. and Dey, A.K., 1937. Vanadium bearing titaniferous magnetite iron ores in Singh hum and Mayurbhanj, India. Mining and Geological Institute of India, Calcutta, 184 pp.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46: 319–335. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-011-0334-y>
- Ehsani Nasab, P. and Ehya, F., 2019. Mineralogy and magnetite trace element geochemistry of the Niyasar iron ore deposit, Esfahan Province, Iran. *Periodico di Mineralogia*, 88(1): 59–73. <https://doi.org/10.2451/2019PM838>
- Fleet, M., 1981. The structure of magnetite. *Acta Crystallography*, B37: 917–920. <https://doi.org/10.1107/S0567740881004597>
- Lindsley, D.H., 1976. The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe–Ti oxides. In: D. Rumble III, (Editor), *Oxide Minerals. REVIEWS IN MINERALOGY*. Mineralogical Society of America's, pp. L1–L60. <https://doi.org/10.1515/9781501508561-006>
- Goudarzi, M., Zamanian, H. and Klotzli, U., 2024a. Geochemistry and tectono-magmatic setting of hypabyssal intrusive rocks in the south of Mamouniyeh, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, Articles in Press. Retrieved December 11, 2024 from https://www.gsjournal.ir/article_201644.html?lang=en
- Goudarzi, M., Zamanian, H. and Klötzli, U. 2024b. 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 Klotzli, U. 2024c. 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. 2024d. 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. 2024e. 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, pp. 14–19.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-8552>
- Hu, H., Lentz, D., Li, J.W., McCarron, T., Zhao, X.F. and Hall, D., 2015. Re-equilibration processes in magnetite from iron skarn deposits. *Economic Geology*, 110(1): 1–8.
<http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.110.1.1>
- Hu, H., Li, J.W., Lentz, D., Ren, Z., Zhao, X.F., Deng, X.D. and Hall, D., 2014. Dissolution-reprecipitation process of magnetite from the Chengchao iron deposit: Insights into ore genesis and implication for in-situ chemical analysis of magnetite. *Ore Geology Reviews*, 57(1): 393–405.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.07.008>
- Huberty, J.M., Konishi, H., Heck, P.R., Fournelle, J.H., Valley, J.W. and Xu, H., 2012. Silician Magnetite from the Dales Gorge member of the Brockman Iron Formation, Hamersley Group, Western Australia. *American Mineralogist*, 97(1): 26–37.
<https://doi.org/10.2138/am.2012.3864>
- Klein, C., 2005., Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. *American Mineralogist*, 90(10): 1473–1499.
<https://doi.org/10.2138/am.2005.1871>
- Klemme, S., Günther, D., Hametner, K., Prowatke, G. and Zack, T., 2006. The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvöspinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon. *Chemical Geology*, 234(3–4): 251–263.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.005>
- Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P., Wälle, M., Heinrich, C.A., Holtz, F. and Munizaga, R., 2015. Trace elements in magnetite from massive iron oxide apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171: 15–38.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.010>
- Makvandi, S., Ghasemzadeh-Barvarz, M., Beaudoin, G., Grunsky, E.C., McClenaghan, B.M., Duchesne, C. and Boutroy, E., 2016. Partial least squares-discriminant analysis of trace element compositions of magnetite from various VMS deposit subtypes: application to mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 78: 388–408.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.04.014>
- Marboudi, Z., Ehya, F., Rostami Paydar, G. and Maleki, S., 2020, Geochemical, microthermometric, and sulfur isotopic constraints on the origin of the Sarviyan iron deposit, Markazi Province, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 210: 106451.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.106451>
- Mason, B. and Moore, B., 1966. *Principles of Geochemistry*. Wiley, New York, London, 329 pp.
- Mondal, R. and Baidya, T.K., 2015. Titaniferous magnetite deposits associated with Archean greenstone belt in the East Indian Shield. *Earth Sciences*, 4(4–1): 15–30.
<http://dx.doi.org/10.11648/j.earth.s.2015040401.12>
- Mucke, A. and Cabral A.R., 2005. Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in Rocks. *Chemie der Erde*. 65(3): 271–278.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2005.01.002>
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D. and Walshe, J., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: a review. *Ore Geology Reviews*, 61: 1–32.

- <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.013>
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Hayes, T.S., Koenig, A.E. and Box, S.E., 2012. Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States. *Economic Geology*, 107(6): 1275–1292. <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.107.6.1275>
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Leveille, R.A. and Koenig, A.E., 2015. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States. *Mineralium Deposita* 50(4): 493–515. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-014-0539-y>
- Navid Farayand Alborz company, 2017. 1:20000 geological map of Mamuniyeh exploration area (not published). exploration licence No: 102/19288. Tehran, Iran.
- O'Reilly, W., 1984, *Rock and Mineral Magnetism*. Blackie, Glasgow and London, Chapman and Hall, New York, 220 pp.
- Ohmoto, H., 2003. Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems. *Economic Geology*, 98(1): 157–161. <http://dx.doi.org/10.2113/98.1.157>
- Oliver, N.H., Cleverley, J.S., Mark, G., Pollard, P.J., Fu, B., Marshall, L.J., Rubenach, M.J., Williams, P.J. and Baker, T., 2004. Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, Eastern Mount Isa block, Australia. *Economic Geology*, 99(6): 1145–1176. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1145>
- Pasteris, J.D., 1985. Relationships between temperature and oxygen fugacity among Fe-Ti oxides in two regions of the Duluth complex. *Canadian Mineralogist*, 23: 111–127. Retrieved December 10, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/mac/canmin/article-abstract/23/1/111/11756/Relationships-between-temperature-and-oxygen?redirectedFrom=PDF>
- 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/jgeo.2014.51195>
- Riegler, T., Lescuyer, J.L., Wollenberg, P., Quirt, D. and Beaufort, D., 2014. Alteration Related to Uranium Deposits in the Kiggavik-Andrew Lake Structural Trend, Nunavut, Canada: New Insights from Petrography and Clay Mineralogy. *The Canadian Mineralogist*, 52(1): 27–45. <http://dx.doi.org/10.3749/canmin.52.1.27>
- Rusk, B., Oliver, N., Brown, A., Lilly, R. and Jungmann, D., 2009. Barren magnetite breccias in the Cloncurry region, Australia; comparisons to IOCG deposits. 10th Biennial SGA Meeting, Townsville, Australia.
- Ryabchikov, D. and Kogarko, L.N., 2006. Magnetite compositions and oxygen fugacities of the Khibina magmatic system. *Lithos*, 91(1–4): 35–45. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.007>
- Saito, T., Ishikawa, N., Kamata, H., 2004. Iron-titanium oxide minerals in block-and-ash-flow deposits: implications for lava dome oxidation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(3–4): 283–294. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.006>
- Spencer, K.J., Lindsley, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist* 66: 1189–1201. Retrieved December 10, 2024 from https://msaweb.org/AmMin/AM66/AM66_1189.pdf
- Sun, X., Lin, H., Fu, Y., Li, D., Hollings, P., Yang, T. and Liu, Z., 2017. Trace element geochemistry of magnetite from the giant Beiya gold-polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its implications for the ore forming processes. *Ore Geology Reviews*, 91: 477–490. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.09.007>
- Tian, J., Zhang, Y., Gong, L., Francisco, D.G. and Berador, A., 2021. Genesis, geochemical evolution and metallogenic implications of magnetite: Perspective from the giant Cretaceous Atlas porphyry Cu–Au deposit (Cebu, Philippines). *Ore Geology Reviews*, 133: 104084. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104084>
- Toplis, M.J. and Carroll, M.R., 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral–melt equilibria in ferro-basaltic systems. *Journal of Petrology*, 36(5): 1137–1170. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.5.1137>
- Toplis, M.J. and Corgne, A., 2002. An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144:

- 22–37. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-002-0382-5>
- Valkama, M., Sundblad, K., Cook, N.J. and Ivashchenko, V.I., 2016. Geochemistry and petrology of the indium-bearing polymetallic skarn ores at Pitkäranta, Ladoga Karelia, Russia. *Mineralium Deposita*, 51: 823–839. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00126-016-0641-4>
- Wang, C., Shao, Y., Zhang, X., Dick, J. and Liu, Z., 2018. Trace element geochemistry of magnetite: implications for ore genesis of the Huanggangliang Sn-Fe deposit, Inner Mongolia, northeastern China. *Minerals*, 8(5): 195. <https://doi.org/10.3390/min8050195>
- Ward, L.A., Holwell, D.A., Barry, T.L., Blanks, D.E. and Graham, S.D., 2018. The use of magnetite as a geochemical indicator in the exploration for magmatic Ni-Cu-PGE sulfide deposits: a case study from Munalu. *Zambia Journal of Geochemical Exploration*, 188: 172–184. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.01.018>
- Wechsler, B.A., Lindsley, D.H. and Prewitt, C.T., 1984. Crystal structure and cation distribution in titanomagnetite. *American Mineralogist* 69(7–8): 754–770. Retrieved December 10, 2024 from <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:102428324>
- Wen, G., Li, J.W., Hofstra, A.H., Koenig, A.E., Lowers, H.A. and Adams, D., 2017. Hydrothermal reequilibration of igneous magnetite in altered granitic plutons and its implications for magnetite classification schemes: Insights from the Handan-Xingtai iron district, North China Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 213: 255–270. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.06.043>
- 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>
- Xiaoxu, Z., Juxing, T., Bin, L., Qin, W., Liang, H., Gang, Y., Rui, S., Qiang, W., Qiu, D. and Pingcuo, Z., 2023. Geochemistry of magnetite from the Mamupu Cu polymetallic deposit, Yulong belt, Tibet: implications for magnetite genesis, stages and mechanism of formation. *Ore Geology Reviews*, 154: 105334. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105334>
- Yi, J., Shi, X., Ji, G., Zhang, L., Wang, S. and Deng, H., 2024. The Geochemical Characteristics of Trace Elements in the Magnetite and Fe Isotope Geochemistry of the Makeng Iron Deposit in Southwest Fujian and their significance in Ore Genesis. *Minerals*, 14(3): 217. <http://dx.doi.org/10.3390/min14030217>
- Yin, S., Wirth, R., He, H., Ma, C., Pan, J., Xing, J., Xu, J., Fu, J. and Zhang, X.-N., 2022. Replacement of magnetite by hematite in hydrothermal systems: A refined redox-independent model. *Earth and Planetary Science Letters*, 577: 117282. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117282>
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J., Taheri, M., Asadi, S. and Heidari, M., 2023. Magnetite chemistry of the Sarkuh Porphyry Cu deposit, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran: A record of deviation from the path sulfide mineralization in the porphyry copper systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 249: 107213. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107213>



RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2025.1133



Mineralogy, micromorphology and distribution pattern of major and trace elements in the Mn-nodules of Nasirabad manganese occurrence, Neyriz, Fars Province

Mohsen Rezaei ^{1*} , Inana Sadrinejad ², Alireza Zarasvandi ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

² M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 03 November 2024

Revised: 04 January 2025

Accepted: 06 January 2025

Keywords

Manganese nodule

Mineralogy

Geochemistry

Nasirabad

Neyriz

*Corresponding author

Mohsen Rezaei

✉ m.rezaei@scu.ac.ir

ABSTRACT

This study deals with the results of Raman laser spectroscopy, BSE electron images, EPMA and WDS elemental mappings to characterize the micromorphology, mineral chemistry, and the distribution pattern of Mn, Fe, Mg, Al, Cu, Ni, Co, Sr, Ti, P, Si, V, and Pb in the Mn-nodules of Nasirabad manganese occurrence located to SE of Zagros thrust belt near the Neyriz ophiolite. The results of micromorphology indicated that the studied nodules are of multi-core structure dominated by the accumulation of siliceous microfossils and spheroidal colloform textures. In the core areas, Mn-minerals are fine-grained containing mostly todorokite, pyrochroite, pyrolusite, and ramsdellite. On the contrary, to the marginal parts, the Mn-minerals are coarser and consist mainly of pyrolusite, and ramsdellite. Results imply for the depletion of Fe, Pb with Cu, Ni, and Co, which may indicate the contribution of distal hydrothermal fluids in the formation of nodular structures. Additionally, evidences such as the diagenetic replacement of siliceous microfossil shells with manganese oxide minerals, especially todorokite, shows the role of diagenetic fluids in the evolution of nodular structures. No sighting of rhodochrosite along with the absence of enrichment patterns in the bio-essential elements (e.g., iron, arsenic, barium, strontium, cerium and cobalt) imply for the absence or insignificant role of biological-microbial processes in the formation of studied nodules.

How to cite this article

Rezaei, M., Sadrinejad, I. and Zarasvandi, A., 2025. Mineralogy, micromorphology and distribution pattern of major and trace elements in the Mn-nodules of Nasirabad manganese occurrence, Neyriz, Fars Province. *Journal of Economic Geology*, 17(1): 33–52. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1133>



©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 main processes involved in the formation of marine Mn deposits include hydrothermal, hydrogenous, diagenetic, and biogenetic - bacterial (e.g., [Zarasvandi et al., 2013a](#)). It is important to note these processes could act solely, however, in many cases a combination of these processes is involved in the formation of marine manganese mineralizations ([Polgári et al., 2012](#); [Kim et al., 2023](#)). The main structural zones hosting the Mn-deposits in Iran include: (1) Urumieh-Dokhtar volcano-plutonic belt, (2) Central Iran, (3) Sabzevar zone, (4) Alborz magmatic belt, and (5) Cretaceous ophiolites ([Maghfouri et al., 2019](#)). Along with some of the Iran's Mn-deposits, especially those associated with ophiolitic belts, i.e., the Abadeh Tashk manganese deposit and the Nasirabad manganese occurrence, nodular Mn-mineralizations have also been reported (e.g., [Zarasvandi et al., 2013a](#)). However, it should be noted that this is not a general feature, as no nodular Mn-mineralization has been reported in the Sorkhvand manganese deposit, which is related to the radiolaritic mudstones of the Kermanshah ophiolite ([Zarasvandi et al., 2016b](#)). In general, manganese nodules may have various mineralogical phases ([Kim et al., 2023](#)). Generally, iron and manganese oxide/hydroxides have various mineralogical phases, depending on the geochemical conditions of the sedimentary environment ([Kim et al., 2023](#)). This is due to their sensitivity to the redox conditions of the sedimentary environment ([Ling et al., 2018](#)). The occurrence of Mn-bearing nodular structures in the Nasirabad manganese occurrence was previously reported in [Zarasvandi et al. \(2013a\)](#). The present study tried to characterize the mineralogy, micromorphology and the geochemistry of these nodules using Raman laser spectroscopy, BSE electron images, EPMA analyses, and WDS elemental maps.

Geological setting

The Nasirabad manganese occurrence is located to the southwest of Neyriz city in the Fars Province. Structurally and lithologically the studied area is located in the southeastern part of Zagros thrust belt close to the exposure of Neyriz ophiolite. In this area, Mn-mineralization occurred as nodular and layered forms in interlayers with the chert successions of the

Pichakan radiolarite zone. This zone represents the abyssal facies of Neotethys from the Late Triassic to Cretaceous ([Tangestani et al., 2011](#)). The Neyriz ophiolite is thrust over the Pichakan radiolarite zone ([Babaie et al., 2001](#)). This zone in the lower parts contains the Upper Triassic limestone turbidites, dark marl and serpentinite diapirs ([Zarasvandi et al., 2013a](#)). This changes upward to <5 cm bedded cherty radiolarites, alternating with up to 5m bedded green siliceous shale and detrital limestone. To the upper parts this overlies by a thick (~ 500 m) sequence of radiolarites. The radiolarites of the upper parts hosting the Mn-mineralization are younger than Middle Jurassic ([Zarasvandi et al., 2013a](#)).

Materials and methods

In this study, the preparation of thin-polished sections and all analysis steps were carried out in the Montanuniversitat Leoben, Austria. In order to correctly determine the type and paragenesis of manganese ore minerals, BSE electron images and EDX spectra of samples were obtained. Also, all Raman spectra were taken by a Jobin Yvon LabRAM instrument. An electron probe micro-analyzer (EPMA) instrument, Jeol JXA 8200 superprobe model, was used to prepare the elemental maps using the X-ray wavelength dispersion (WDS) method via overnight running of instrument.

Results and discussion

The studied nodules represent multi-core structure dominated by the accumulation of siliceous microfossils and spheroidal colloform textures. BSE electron images accompanied by Raman laser spectroscopy analysis confirmed that in the core areas, Mn-minerals are fine-grained containing mostly todorokite $[(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K}, \text{Ba}, \text{Sr})_{1-x}(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Al})_6\text{O}_{12}]_4$, pyrochroite $[\text{Mn}(\text{OH})_2]$, pyrolusite $[\text{Mn}^{4+}\text{O}_2]$, and ramsdellite $[\text{Mn}^{4+}\text{O}_2]$. On the contrary, to the marginal parts, the Mn-minerals are coarser and consist mainly of pyrolusite, and ramsdellite. The patterns of major and trace elements (i.e., Mn, Fe, Mg, Al, Cu, Ni, Co, Sr, Ti, P, Si, V, and Pb) imply for the depletion of Fe, Pb with Cu, Ni, and Co, providing insight into the contribution of distal hydrothermal fluids in the formation of nodular structures. Additionally, diagenetic replacement of siliceous microfossil shells with manganese oxide minerals, especially todorokite, shows the role of diagenetic pore-fluids in the evolution of nodular

structures. No sighting of Mn-carbonate ore minerals (i.e., rhodochrosite) along with the absence of enrichment patterns in the bio-essential elements (e.g., iron, arsenic, barium, strontium, cerium and cobalt) imply for the absence or insignificant role of biological-microbial processes in the formation of studied nodules.

Conclusion

This study deals with the micromorphology, in situ mineralogy, and the distribution pattern of major and trace elements in the Mn-nodules of Nasirabad manganese occurrence, Neyriz, Fars Province. The analysis of the presented data implies that distal hydrothermal fluids accompanied with diagenetic pore-fluids were involved in the formation of multi-

core nodular structures. Compared with modern Mn-bearing nodules, the studied nodules have no Fe-Mn-bearing hydroxide minerals (i.e., vernadite) highlighting the role of diagenetic fluids. Additionally, the ubiquitous occurrence of stable and unstable polymorphs of Mn oxides (i.e., pyrolusite and ramsdellite, respectively) is attributed to the local changes in the crystallization conditions during the slow growth rate of Mn-nodules.

Acknowledgements

We hereby acknowledge the support of the office of vicechancellor for research and technology, Shahid Chamran University of Ahvaz for providing the research grant No: SCU.EG1403.38600.



کانی‌شناسی، ریزریخت‌شناسی و الگوی پراکنش عناصر اصلی و کمیاب در گرهک‌های منگن‌دار رخداد منگنز نصیرآباد، نیریز، استان فارس

محسن رضایی^{۱*}، اینانا صدری نژاد^۲، علیرضا زراسوندی^۳

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۲ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

اطلاعات مقاله

چکیده

در این بررسی از نتایج تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان، تصاویرهای میکروسکوپ الکترونی BSE، ریزکاو الکترونی و نقشه‌های عنصری WDS به منظور تعیین ویژگی‌های ریزریخت‌شناسی، کانی‌شناسی و الگوی پراکنش عناصر V، Si، P، Ti، Sr، Co، Ni، Cu، Al، Mg، Fe، Mn، Pb در گرهک‌های منگنز رخداد منگنز نصیرآباد که در بخش جنوب شرقی زون رانده زاگرس و در مجاورت افیولیت نیریز واقع شده، استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد از دیدگاه ریزریخت‌شناسی، گرهک‌های مورد بررسی دارای ساختار چند هسته‌ای شامل تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی و بافت کلو فورم کروی هستند. همچنین کانه‌های منگن‌دار در بخش‌های هسته‌ای اغلب دانه ریز بوده و شامل تودوروکیت، پیروکروئیت، پیرولولزیت و رامسدلیت هستند. در مقابل، در بخش‌های حاشیه‌ای ضمن دانه درشت‌تر شدن اکسیدهای منگنز، ترکیب کانی‌شناسی غالب شامل پیرولولزیت و رامسدلیت است. بررسی الگوی پراکنش عناصر بیانگر تهی‌شدگی عناصر آهن و سرب به همراه مس، نیکل و کبالت است که مشخص‌کننده نقش آفرینی سیال گرمابی دور از منشأ در شکل‌گیری ساختارهای ندولار است. همچنین شواهدی نظیر جانشینی دیاژنتیک پوسته‌های میکروفسیل سیلیسی با کانه‌های اکسیدی منگن‌دار به ویژه تودوروکیت نشان‌دهنده نقش سیالات دیاژنتیک در تکامل ساختارهای ندولار است. نبود رخداد کانه رودوکروئیت به همراه عدم مشاهده الگوی غنی‌شدگی در عناصر زیست‌ضروری نظیر آهن، آرسنیک، باریم، استرانسیم، سربیم و کبالت بیانگر عدم یا نقش ناچیز فرایندهای زیست‌زاد-میکروبی در شکل‌گیری گرهک‌های مورد بررسی است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۸/۱۳

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۱۰/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۰/۱۷

واژه‌های کلیدی

گرهک منگنز

کانی‌شناسی

زمین‌شیمی

نصیرآباد

نیریز

نویسنده مسئول

محسن رضایی

m.rezaei@scu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

رضایی، محسن؛ صدری نژاد، اینانا و زراسوندی، علیرضا، ۱۴۰۴. کانی‌شناسی، ریزریخت‌شناسی و الگوی پراکنش عناصر اصلی و کمیاب در گرهک‌های منگن‌دار رخداد منگنز نصیرآباد، نیریز، استان فارس. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۱): ۳۳-۵۲. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1133>

مقدمه

به طور کلی، می‌توان عوامل جدایش اولیه منگنز از آب دریا را به سه دسته کلی تقسیم کرد که عبارتند از: ۱- نهشت مستقیم و غیر ارگانیکی اکسیدهای (IV) Mn از آب دریا در محیط اکسیدان، ۲- شکل‌گیری رسوب‌های غنی از منگنز، جایی که آب‌های اکسیژن‌دار با آب‌های کم اکسیژن مخلوط می‌شوند و ۳- اکسایش (II) Mn توسط باکتری‌های هوازی که باعث جدایش منگنز محلول از آب دریا می‌شود (Polgári et al., 2012; Rajabzadeh et al., 2017). همچنین از دیدگاه فرایندهای دخیل در شکل‌گیری اکسید/هیدروکسید منگنز در محیط دریایی، عمده‌ترین فرایندهای کانه‌زایی شامل گرمابی، آب‌زاد، دیاژنری و زیست‌زاد - میکروبی هستند (Zarasvandi et al., 2013a; Zarasvandi et al., 2016a). این فرایندها نه تنها به صورت منفرد، بلکه در بیشتر موارد مجموعه‌ای از این فرایندها در کنار هم، در شکل‌گیری اکسید و هیدروکسیدهای منگنز دریایی نقش آفرین هستند (Hein et al., 1997; Polgári et al., 2012; Zarasvandi et al., 2016b, Kim et al., 2023). گرهک‌های دریایی که به نام گرهک منگنز نیز شناخته می‌شوند، ترکیب‌های سنگی هستند که توسط لایه‌های هم‌مرکز اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز در اطراف یک هسته که معمولاً قطعه‌ای از یک گرهک قدیمی‌تر یا اجزاء زیستی است، تشکیل شده‌اند (Hein, 2016). گرهک‌های منگنزدار دارای اهمیت زیادی در بررسی‌های اقیانوس‌شناسی، رسوب‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی هستند. از دیدگاه پتانسیل فلززایی، در ابتدا توجه به گرهک‌های منگنز، برای دسترسی به فلزهای Cu، Ni و Mn بوده؛ اما در ادامه بررسی‌های جدیدتر نشان داده است که گرهک‌های منگنزدار دارای پتانسیل اکتشافی برای فلزهای راهبردی مورد استفاده در صنایع با فناوری بالا و نیز صنایع انرژی سبز هستند (Hein, 2016). همچنین باید دقت داشت، رخداد گرهک‌های منگنز همراه با ذخایر منگنز می‌تواند به عنوان ابزاری در جهت تعیین سازوکار کانه‌زایی و نیز تاریخچه تحولی حوزه رسوبی

استفاده شود.

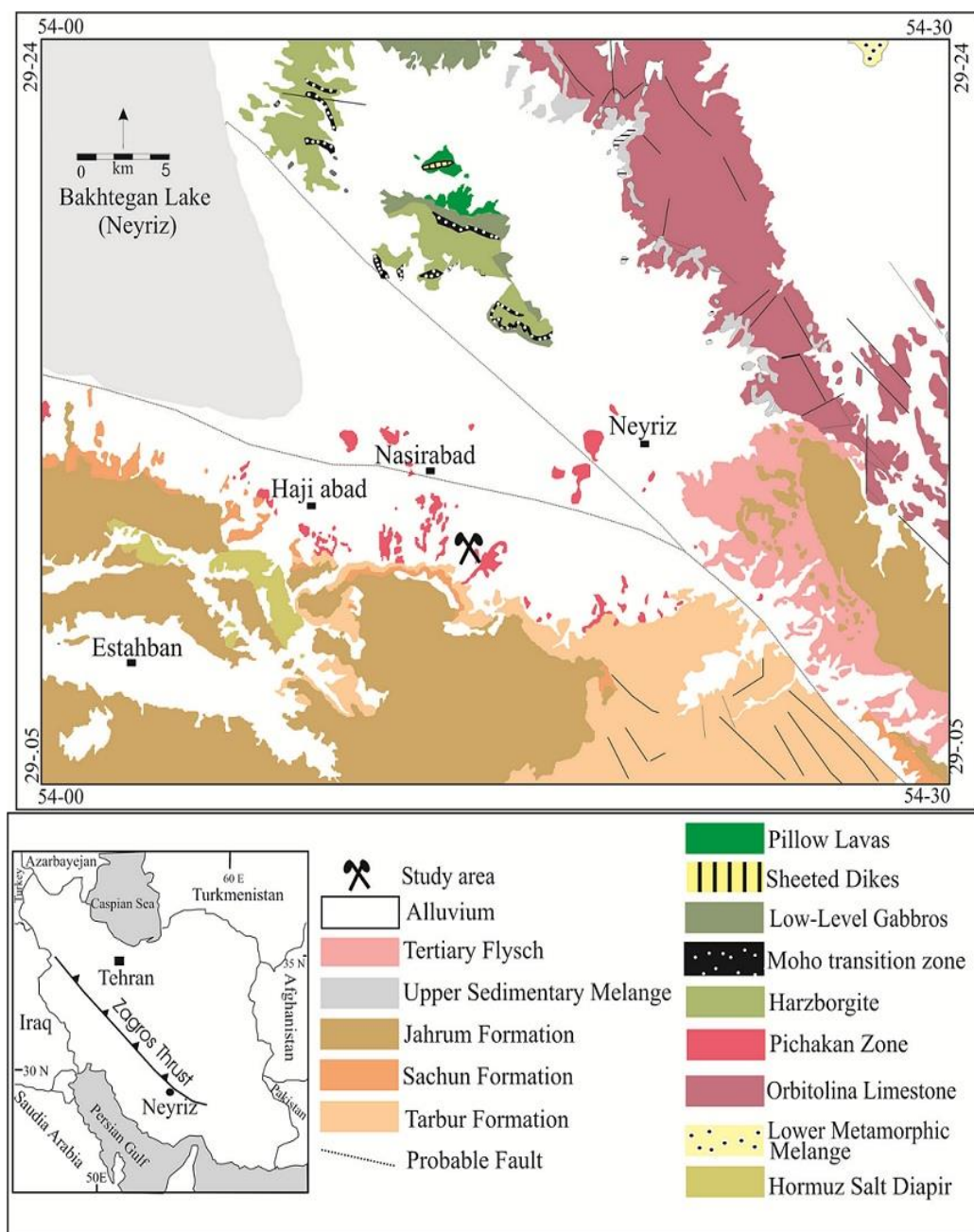
عمده زون‌های زمین‌ساختی - ساختاری ایران که میزبان ذخایر منگنز هستند عبارتند از: ۱- کمر بند آتشفشانی - ماگمایی ارومیه - دختر، ۲- ایران مرکزی، ۳- زون سبزوار، ۴- کمر بند ماگمایی البرز و ۵- فیولیت‌های کرتاسه (Maghfouri et al., 2019). همراه با برخی از ذخایر منگنز ایران، به ویژه ذخایر مرتبط با پوسته‌های اقیانوسی قدیمی (افیولیتی) نظیر، کانسار منگنز آباده طشک و رخداد منگنز نصیرآباد، رخداد کانه‌زایی گرهکی منگنز نیز گزارش شده است (Zarasvandi et al., 2013a; Zarasvandi et al., 2016a; Rajabzadeh et al., 2017). اما این موضوع عمومیت ندارد؛ به نحوی که، هیچ‌گونه کانه‌زایی گرهکی همراه با کانسار منگنز سرخوند که در ارتباط با مادستون‌های رادیولاریتی افیولیت کرمانشاه است، گزارش نشده است (Zarasvandi et al., 2016b). به طور کلی، گرهک‌های منگنز، دارای فازهای کانیایی متنوعی هستند (Kim et al., 2023). اغلب اکسید و هیدروکسیدهای آهن و منگنز به دلیل داشتن قابلیت بالا برای جذب کاتیون‌ها و نیز حساسیت به شرایط اکسایش - احیای محیط رسوبی، بسته به شرایط زمین‌شیمیایی محیط‌های رسوبی، فازهای کانی‌شناسی متنوعی دارند (Tebo et al., 2004; Ling et al., 2018; Li et al., 2024). این موارد سبب شده است تا علاوه بر روش‌های سنگ‌نگاری رایج، روش لیزراسپکتروسکوپی رامان نیز برای تعیین دقیق کانی‌شناسی در گرهک‌های منگنز مورد استفاده قرار گیرد (Kim et al., 2023). رخداد ساختارهای ندولار در رخداد منگنز نصیرآباد پیش‌تر در پژوهش‌های زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2013a) گزارش شده است. در این پژوهش، تلاش شده است تا با استفاده از تحلیل نتایج تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان و تصویرهای میکروسکوپ الکترونی BSE به همراه بررسی نتایج EPMA و نقشه‌های عنصری WDS، ویژگی‌های کانی‌شناسی، ریزریخت‌شناسی و زمین‌شیمیایی این گرهک‌ها مورد ارزیابی قرار گیرد.

زمین‌شناسی

همان‌طور که پیش‌تر نیز به آن اشاره شد، این منطقه از نظر ساختاری

و سنگ‌شناسی در بخش جنوب‌شرقی زون رانده زاگرس و در مجاورت افیولیت نیریز واقع شده است (شکل ۱).

رخداد منگنز نصیرآباد، در هشت کیلومتری جنوب‌غرب شهر نیریز و نیز پنج کیلومتری جنوب نصیرآباد، در استان فارس قرار دارد.

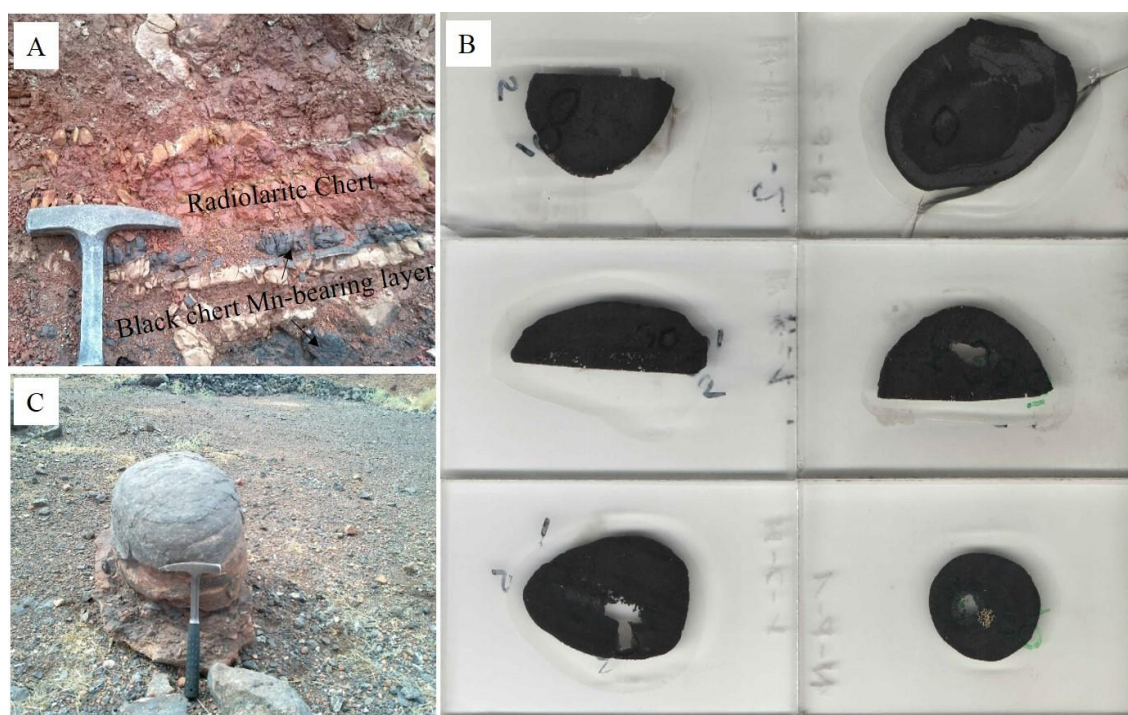


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای نشان‌دهنده محل رخمون رخداد منگنز نصیرآباد. با تغییرات برگرفته از رضایی (Rezaei, 2012)

Fig. 1. Regional geological map showing the location of Nasirabad manganese occurrence. Modified after Rezaei (2012)

ریخت‌شناسی، همه آنها به صورت منفرد بوده و ساختارهای بوتروئیدال در آنها مشاهده نمی‌شود (شکل ۲-۲B). گرهک‌های منگنز همراه با توالی‌های چرتی رادیولاریتی اغلب دارای ظاهر کروی، بیضوی تا عدسی‌شکل هستند (شکل ۲-۲B)؛ اما گرهک‌های همراه با رسوب‌های چرتی منگنزدار سیاه‌رنگ، از لحاظ ظاهری کروی یا بیضوی هستند. از لحاظ ابعاد، گرهک‌های اخیر دارای قطر بزرگ‌تری هستند؛ به نحوی که قطر برخی از آنها به بیش از ۳۰ سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۲-۲C).

در این ناحیه، کانه‌زایی منگنز اغلب به صورت لایه‌ای و گرهکی است که به صورت بین لایه‌ای با نهشته‌های چرتی زون رادیولاریتی پیچکان قرار دارد. زون رادیولاریت پیچکان، بیانگر رخساره‌های عمیق اقیانوسی اواخر تریاس تا کرتاسه نئوتیس است (Ghasemi and Talbot, 2006; Tangestani et al., 2011). در منطقه نصیرآباد گرهک‌های منگنز در ارتباط با توالی‌های چرتی رادیولاریتی معرف نواحی عمیق اقیانوسی و یا رسوب‌های چرتی منگنزدار سیاه‌رنگ، یافت می‌شوند (شکل ۲-۲A). از لحاظ



شکل ۲. A: رخداد لایه‌های چرتی سیاه‌رنگ منگنزدار همراه با رسوب‌های چرت رادیولاریتی، B: برش‌های مختلف گرهک‌های منگنز و C: تصویر صحرایی نشان‌دهنده ساختار گرهکی در رخداد منگنز نصیرآباد

Fig. 2. A: Occurrence of black chert Mn-bearing layer with radiolarite chert, B: Different sections of Mn-nodule, and C: a land view representing the nodular structure in the Nasirabad manganese occurrence

آبرفت‌های عهد حاضر رخنمون دارد. بررسی‌های اخیر انجام‌شده بر روی سنگ‌های آذرین منطقه نیز، بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط جزایر کمانی درون اقیانوسی، در بازه زمانی تریاس تا

محدوده رخداد منگنز نصیرآباد در حدود ۱۰۱ متر طول و ۸۷ متر عرض دارد. از نظر زمین‌ریخت‌شناسی، محدوده مورد بررسی در رادیولاریت‌های مایل به قرمز، به صورت قطعه‌های نامنظم در

موج لیزر مورد استفاده ۵۳۲/۰۶۸ نانومتر و نیز ولتاژ لیزر ۱-۲ mW بوده است. آشکارساز دستگاه رامان مورد استفاده از نوع CCD-3000 (۲۵۶×۱۰۲۴ pixels) بوده، که شرایط کارکرد آن در ۶۰- درجه سانتی گراد است. قبل از حاصل شدن طیف رامان، خطوط نشر نئون، طیف رامان سیلیکون (520 cm^{-1}) و پلی اتیلن (1487 cm^{-1} ، 1295 cm^{-1} ، 1169 cm^{-1} ، 1128 cm^{-1} ، 1062 cm^{-1} ، 1439 cm^{-1} ، 2848 cm^{-1} ، 2881 cm^{-1}) برای کالیبراسیون دستگاه استفاده شد. برای به دست آمدن طیف‌های دقیق‌تر اثر پس‌زمینه با استفاده از نرم‌افزار CrystalSleuth حذف شد. همچنین برای مشخص کردن کانی‌شناسی در نقاط تجزیه‌ای از درجه هم‌پوشانی با طیف‌های مرجع موجود در کتابخانه طیفی نرم‌افزار CrystalSleuth استفاده شد. علاوه بر این، از دستگاه ریز کاو الکترونی، مدل Superprobe Jeol JXA 8200 برای تجزیه شیمیایی نقاط مختلف گرهک منگنز و نیز تهیه نقشه‌های عنصری (زمین‌شیمی کیفی)، با استفاده از روش **پراکنش طول موج پرتو ایکس** استفاده شد. برای این منظور، پس از انتخاب نمونه معرف (بر مبنای برش نمونه گرهکی و وجود ویژگی‌های میکرومورفولوژیکی در برش مربوطه)، مختصات چهار گوش نقاط مشخص شد. در ادامه نقشه‌برداری عنصری طی ۱۲ ساعت کارکرد دستگاه ریز کاو الکترونی در طول شب انجام شد.

نتایج

ریزریخت‌شناسی و کانی‌شناسی درجا

برای تعیین ویژگی‌های ریزریخت‌شناسی، برش‌های مختلف نمونه‌های گرهک منگنز با تأکید بر وجود هسته و بخش حاشیه‌ای مورد بررسی قرار گرفت. در نهایت، نمونه معرف دربرگیرنده بخش‌های هسته و حاشیه‌ای انتخاب و پس از بررسی تصویرهای میکروسکوپ الکترونی BSE در نقاط مختلف آن، تحت تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان قرار گرفت (شکل ۳-۱). بررسی تصویرهای میکروسکوپ الکترونی BSE، نشان‌دهنده تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی است که به نظر می‌رسد هسته اولیه تجمع

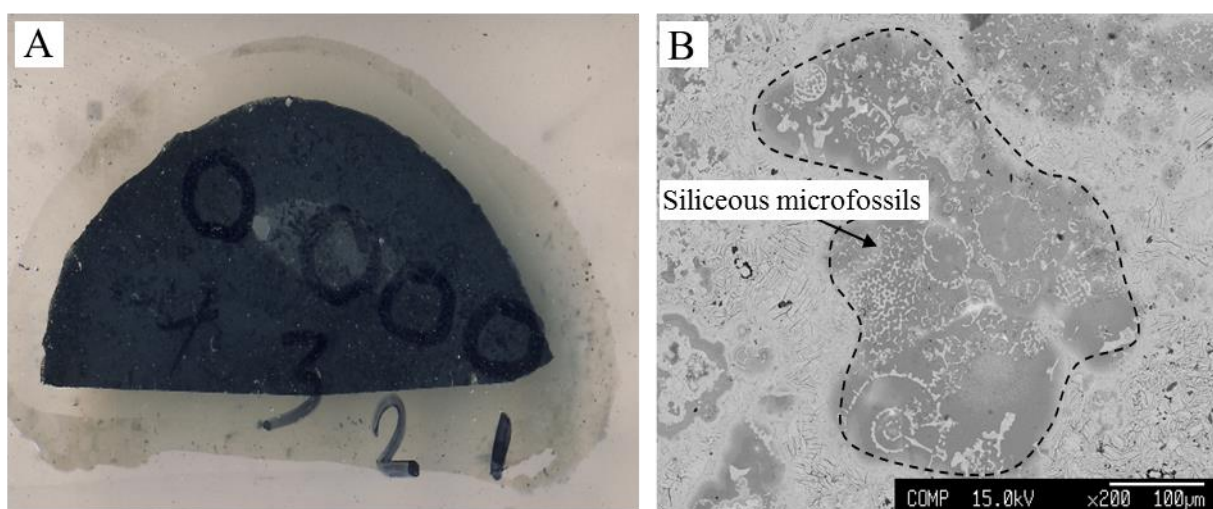
کرتاسه پایانی است (Shahabpour, 2005). افیولیت نیز در طول سری رادیولاریتی پیچکان رانده شده است (Babaie et al., 2001). این زون که میزبان کانه‌زایی منگنز است، در بخش پایینی خود شامل توریدایت‌های آهکی، مارن و دیابیر سرپانتینی متعلق به تریاس بالایی است (Zarasvandi et al., 2013a). این بخش با الگوی متناوب و تدریجی با لایه‌های چرت رادیولاریتی نازک لایه (کمتر از ۵ سانتی‌متر) و سپس به لایه‌های متوسط تا ضخیم لایه از جنس آهک آواری، شیل‌های سیلیسی سبز رنگ و در نهایت به یک توالی رادیولاریتی به ضخامت ۵۰۰ متر ختم می‌شود. این رادیولاریت‌ها از نظر سنی، از ژوراسیک میانی جوان‌تر هستند. آهک انیدریتی سازند تاربور به سن کامپانین - ماستریشتین به سمت جنوب دریاچه بختگان، به طور ناپیوسته این رادیولاریت‌ها را می‌پوشاند (شکل ۱). در نهایت توالی‌های ماستریشتین پایانی تا ائوسن پایانی زاگرس، شامل مارن ژپس‌دار، آهک، ماسه‌سنگ و کنگلومرای سازند ساچون (ماستریشتین پایانی تا پالتوسن) و آهک‌های آلئولین‌دار سازند جهرم (پالتوسن تا ائوسن بالایی) به طور ناپیوسته سازند تاربور را می‌پوشاند (شکل ۱) (Alavi, 2004).

روش مطالعه

در این پژوهش آماده‌سازی نمونه‌های نازک - صیقلی و نیز کلیه مراحل تجزیه نمونه‌های معرف در دانشگاه **مونتان یونیورسیتات لئوبن** کشور اتریش انجام شد. برای تعیین دقیق نوع و هم‌یافت کانه‌های منگنزدار، تصویرهای میکروسکوپ الکترونی BSE به همراه طیف EDX کانه‌ها نیز بررسی شدند. همچنین کلیه طیف‌های رامان توسط دستگاه رامان اسپکترومتر مدل Jobin Yvon LabRAM در دانشگاه مونتان یونیورسیتات لئوبن کشور اتریش برداشت شد. دستگاه LabRAM مجهز به یک میکروسکوپ Olympus و نیز عدسی شیئی دیافراگم عددی LMPlanFI 100x/0.80 است. در این دستگاه از لیزر با بسامد مضاعف مدل 100mW Nd-YAG استفاده شد. همچنین طول

بررسی نتایج تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان در نقاط مربوط به تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی، نشان‌دهنده کانی‌شناسی غالب تودوروکیت $[(Na, Ca, K, Ba, Sr)_{1-x}(Mn, Mg, Al)_6O_{12}]$ ، پیرولولزیت $[Mn^{4+}O_2]$ ، رامسدلیت $[Mn^{4+}O_2]$ و پیروکروئیت $[Mn(OH)_2]$ است (شکل ۴-A تا D). فراوانی کانی تودوروکیت به جای ورنادیت می‌تواند نشان‌دهنده رخداد فرایند ثانویه دیاژنزی در حین تشکیل گرهک منگنز باشد (Hein, 2016).

اکسید و هیدروکسیدهای منگنز باشند (شکل ۳-B). طبق بررسی‌های انجام‌شده، در گرهک‌های عهد حاضر نیز چنین ساختاری قابل مشاهده است که بیانگر رخداد فرایندهای آب‌زاد در شکل‌گیری گرهک‌های منگنز عهد حاضر است (Hein, 2016). البته با این تفاوت که در گرهک‌های عهد حاضر لایه‌های اکسید و هیدروکسید پوشاننده خرده‌های اسکلتی، معمولاً ترکیب کانی‌شناسی ورنادیتی $[(Mn^{4+}, Fe^{3+}, Ca, Na)(O, OH)_2]$ دارند (Hein, 2016). بر خلاف گرهک‌های عهد حاضر،



شکل ۳. A: مقطع نازک- صیقلی که نشان‌دهنده برشی عمودی نمونه گرهک منگنز رخداد منگنز نصیرآباد است. اعداد نشان‌دهنده نقاط تمرکز تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان هستند و **B:** تصویر میکروسکوپ الکترونی BSE نشان‌دهنده تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی به عنوان هسته شکل‌گیری گرهک منگنز. تصویر مربوط به بخش ۱ در قسمت A است.

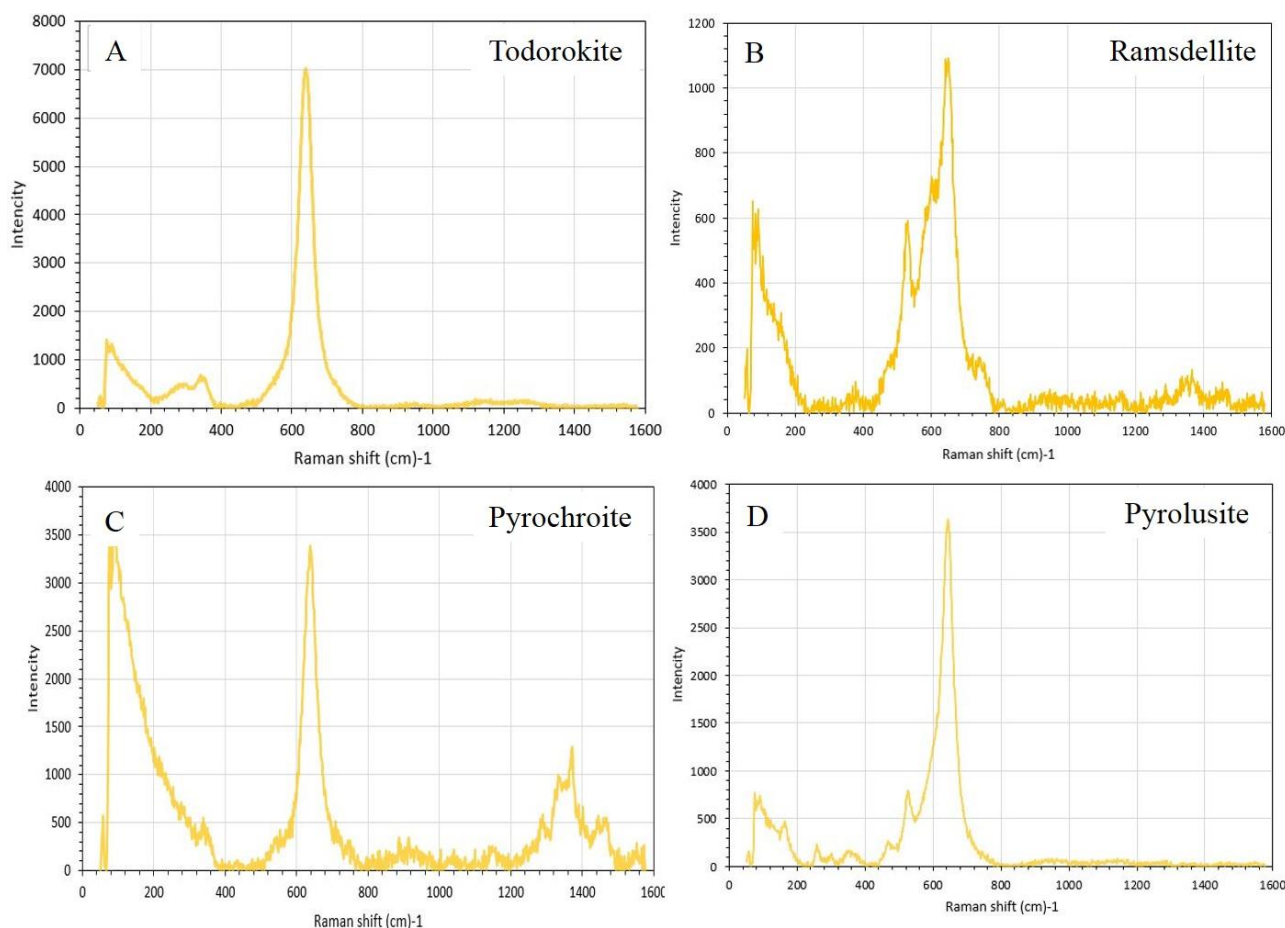
Fig. 3. A: Thin – polished section representing the vertical section of Mn-nodule Nasirabad manganese occurrence. Numbers refer to the focus points of Raman laser spectroscopy analysis, and **B:** BSE electron image showing the accumulation of siliceous microfossils as the nucleus of manganese nodule. The image is related to part 1 in Figure A.

داخلی‌تر (بخش‌های ۳ و ۴ در شکل ۳-A) بافت کلوپورم کروی شکل (Kim, 1982)، به وفور قابل مشاهده است (شکل ۶). در مناطق دارای بافت کلوپورم، اکسید و هیدروکسیدهای منگنز دانه‌ریز بوده؛ اما به سمت حاشیه، کانی‌های منگنز دانه درشت‌تر می‌شوند. در بخش‌های دارای بافت کلوپورم کانی‌شناسی غالب

از حاشیه به سمت نواحی داخلی‌تر (بخش ۲ در شکل ۳-A)، اکسید و هیدروکسیدهای منگنز دانه درشت‌تر شده و ترکیب کانی‌شناسی اغلب رامسدلیتی است (شکل ۵-A). علاوه بر این، به میزان خیلی محدود مگنتیت و کوارتز نیز در نتایج تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان شناسایی شد (شکل ۵-B). در نواحی

کلو فورم، ترکیب کانی‌شناسی اغلب پیرولولزیت-رامسدلیت هستند.

پیروکروئیت و به میزان کمتر کوارتز، پیرولولزیت و رامسدلیت است (شکل ۷-A و B)؛ اما به سمت مناطق حاشیه‌ای اطراف بافت



شکل ۴. طیف رامان مربوط کانه‌های منگنزدار در محل تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی نشان‌داده شده در رخداد منگنز نصیرآباد. A: تودوروکیت، B: رامسدلیت، C: پیروکروئیت و D: پیرولولزیت

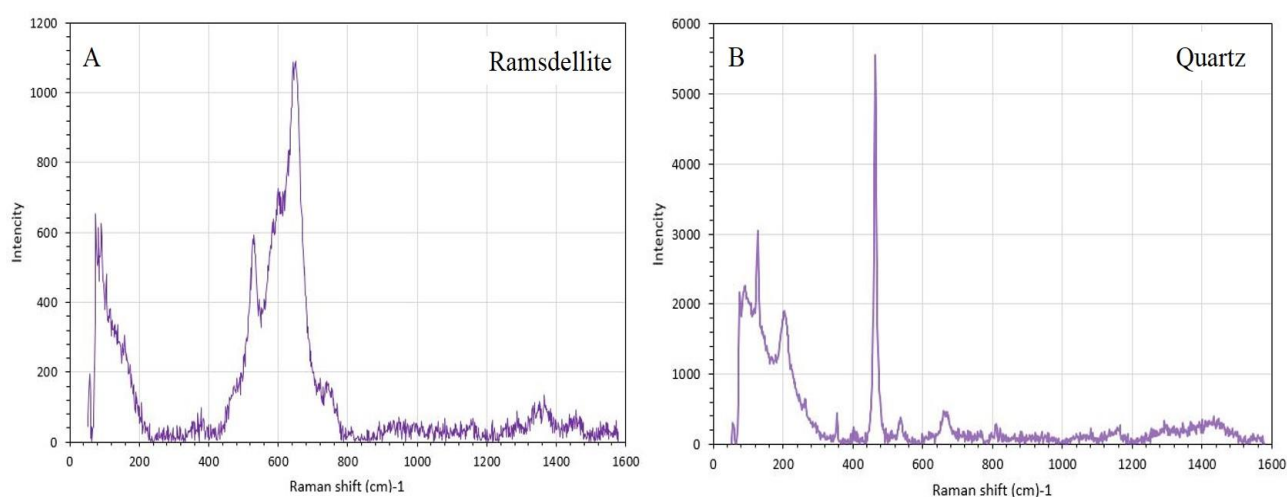
Fig. 4. Raman spectrum obtained from the Mn-bearing ore minerals in the areas of siliceous microfossils accumulation in the nodular sample of Nasirabad manganese occurrence. A: Todorokite, B: Ramsdellite, C: Pyrochroite, and D: Pyrolusite.

رایج‌ترین و پایدارترین پلی‌مورف MnO_2 نیز قلمداد می‌شود. در مقابل پلی‌مورف رامسدلیت نادرتر است و هم‌ساختار با دیاسپور ($AlOOH$) و گوتیت ($FeOOH$) است (Fong et al., 1994). در نتیجه، پیرولولزیت پلی‌مورف پایدار بوده؛ اما در مقابل رامسدلیت پلی‌مورف ناپایدار است. فراوانی هم‌زمان پلی‌مورف‌های

در خصوص رخداد هم‌زمان پیرولولزیت و رامسدلیت به ویژه در بخش‌های اطراف هسته باید گفت، اکسید منگنز (MnO_2) در طبیعت دارای سه پلی‌مورف است که عبارتند از: پیرولولزیت، رامسدلیت و نسوتیت (Curetti et al., 2021). در این میان پیرولولزیت دارای ساختار نوع روتیل بوده، همچنین به عنوان

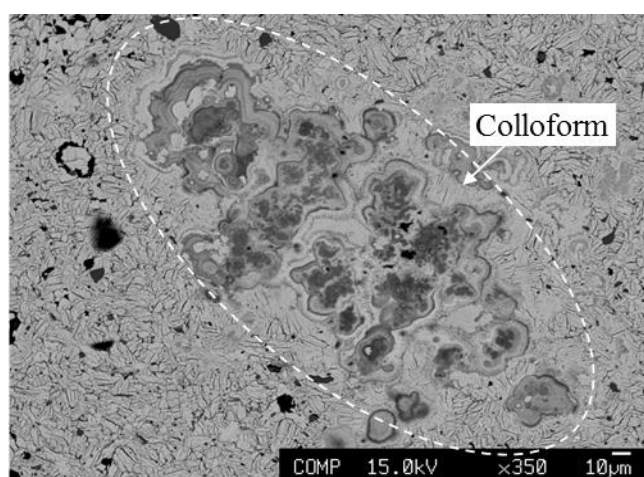
یک از فازها به دلیل تغییرات محلی شرایط تبلور (Curetti et al., 2021).

پایدار (پیرولوزیت) و ناپایدار (رامسدلایت) به ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای می‌تواند به دو عامل نسبت داده شود که عبارتند از: ۱- عدم تبدیل کامل رامسدلایت به پیرولوزیت و ۲- تشکیل مستقل هر



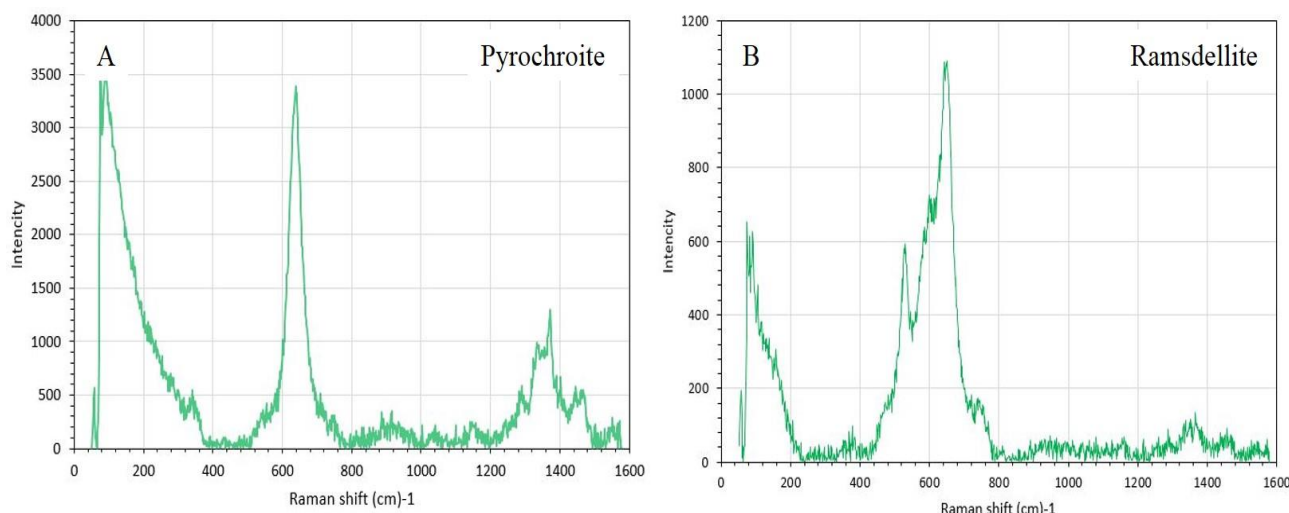
شکل ۵. طیف رامان مربوط به نقاط تجزیه‌ای بخش ۲ نمونه گرهکی رخداد منگنز نصیرآباد که در شکل ۳-۲ مشخص شده است. A: رامسدلایت و B: کوارتز

Fig. 5. Raman spectrum related to the analytical points belonging to section 2 of nodular sample from the Nasirabad manganese occurrence shown in Figure 3A. A: Ramsdellite, and B: Quartz



شکل ۶. تصویر میکروسکوپ الکترونی BSE نشان‌دهنده بافت کلو فورم کروی در نمونه گرهکی رخداد منگنز نصیرآباد؛ کانی‌های منگنز در محل بافت کلو فورم ریزدانه بوده؛ اما به سمت حاشیه کانی‌های منگنز دانه درشت‌تر هستند.

Fig. 6. BSE electron microscope image showing circular colloform texture in the Nodular sample of Nasirabad manganese occurrence; manganese ore-minerals are fine-grained in the areas of colloform texture, but they are coarser-grained towards the marginal parts.



شکل ۷. طیف رامان مربوط به مناطق بافت کلو فورم کروی رخداد منگنز نصیرآباد که در **شکل ۶** نشان داده شده است. A: پیروکروئیت و B: رامسدلیت

Fig. 7. Raman spectrum related to the areas of circular colloform texture in the nodular sample of Nasirabad manganese occurrence shown in **Figure 6**; A: Pyrochroite and B: Ramsdellite.

آهسته رشد گرهک‌های منگنز (۱ تا ۵ میلی‌متر در یک میلیون سال) چندان دور از ذهن نیست (Hein, 2016).

زمین‌شیمی

جدول ۱ و شکل ۸ نشان‌دهنده نتایج تجزیه EPMA مربوط به بخش‌های هسته‌ای (محل تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی) و حاشیه‌ای گرهک‌های مورد بررسی است (**شکل ۳-B**). نتایج نشان می‌دهد در بخش‌های هسته‌ای دارای تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی، دامنه تغییرات منگنز نسبت به مناطق حاشیه‌ای بیشتر است (**شکل ۸-A**) که این موضوع احتمالاً به دلیل تنوع بیشتر اکسید و هیدروکسیدهای منگنز در این نقاط است (**شکل ۴**). برای سایر عناصر اصلی و کمیاب، در بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای، الگوهای غنی‌شدگی و تهی‌شدگی تقریباً مشابهی دیده می‌شود (**شکل ۸-B و C**)؛ به نحوی که می‌توان گفت پس از منگنز، عناصر آهن و آلومینیم هم‌زمان در بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای، نسبت به سایر عناصر از فراوانی بیشتری برخوردار هستند (**شکل ۸-B و C**).

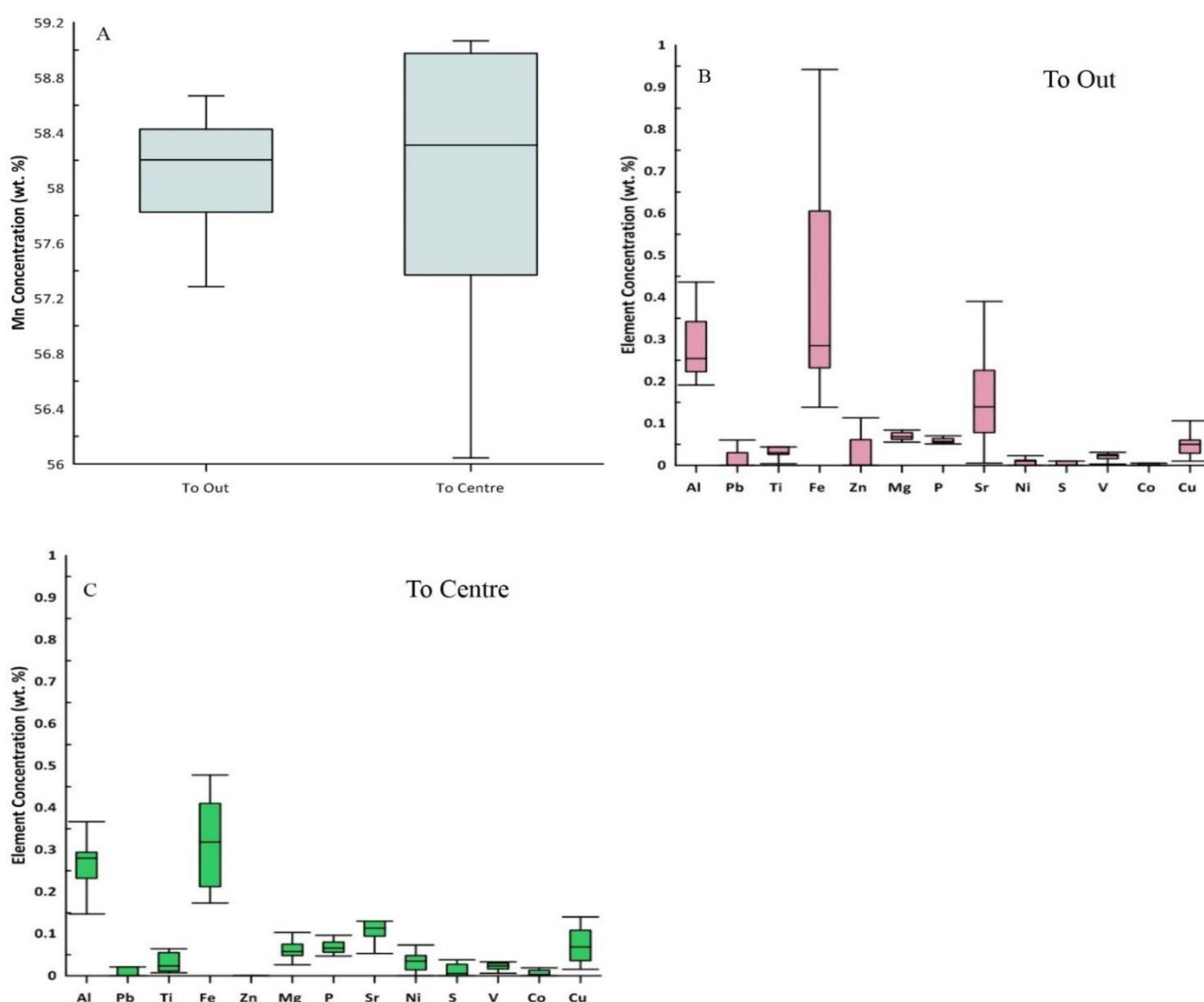
باید دقت داشت در حالت اول تبدیل رامسدلیت به پیرولولزیت، به صورت مستقیم نیست. بدین صورت که در ابتدا رامسدلیت به یک فاز آمورف شکسته شده و در ادامه تبدیل به پیرولولزیت می‌شود (Curetti et al., 2021). بدیهی است اگر این عامل (تبدیل ناکامل رامسدلیت به پیرولولزیت) توجه‌کننده حضور هم‌زمان رامسدلیت و پیرولولزیت به ویژه در حاشیه گرهک‌های منگنز باشد، فازهای آمورف نیز باید توسط تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان دیده شوند (Curetti et al., 2021).

فازهای آمورف بر خلاف فازهای بلوری در خطوط طیفی خود دارای لبه‌های تیز نیستند. در این حالت، مناطق اوج و تورفتگی‌های موجود در طیف رامان به صورت گردشده مشاهده می‌شود. عدم مشاهده چنین حالتی در طیف‌های رامان برداشت‌شده (شکل‌های ۴، ۵ و ۷)، مشخص‌کننده عدم تبدیل ناقص رامسدلیت به پیرولولزیت در خلال شکل‌گیری نمونه مورد بررسی است. در نتیجه، به نظر می‌رسد رخداد هم‌زمان پلی‌مورف پایدار (پیرولولزیت) و ناپایدار (رامسدلیت) به دلیل عامل دوم یعنی تغییرات محلی شرایط تبلور باشد. این موضوع با توجه به نرخ

جدول ۱. میانگین نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی (درصد وزنی) مربوط به بخش‌های هسته‌ای (محل تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی) و حاشیه‌ای گرهک منگنز در رخداد منگنز نصیرآباد

Table 1. Average of EPMA results (wt. %) from the core parts (dominated by the accumulation of siliceous microfossils) and marginal parts of Mn nodule in the Nasirabad manganese occurrence

Element	Al ₂ O ₃	PbO	TiO ₂	FeO	ZnO	MgO	P ₂ O ₅	SrO	MnO	NiO	SO ₃	V ₂ O ₃	CoO	CuO
To Out	0.586	0.027	0.075	0.608	0.035	0.136	0.131	0.178	99.24	0.013	0.02	0.04	0.008	0.073
To Centre	0.486	0.046	0.055	0.456	0.025	0.096	0.158	0.14	98.9	0.047	0.03	0.037	0.008	0.095



شکل ۸. A: نمودار جعبه‌ای نشان‌دهنده غلظت عنصر منگنز و سایر عناصر اصلی و کمیاب در B: بخش‌های حاشیه‌ای و C: مرکزی نمونه گرهکی رخداد منگنز نصیرآباد

Fig. 8 A: Box plot showing the concentration of Mn and other major and trace elements in the B: Outer and C: Central parts of nodular sample from the Nasirabad manganese occurrence

است (شکل ۹-D).

برای عنصر آلومینیم غنی‌شدگی از الگوی خاصی پیروی نمی‌کند و تنها به صورت نقطه‌ای قابل مشاهده است (شکل ۹-E). چنان‌که در شکل ۹-L مشخص شده است، در محل تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی، میزان سیلیسیم بسیار ناچیز است که با مقایسه با نقشه پراکنش منگنز (شکل ۹-B)، به نظر می‌رسد جانشینی سیلیسیم با اکسیدهای منگنز رخداد است. با توجه به درجه تهی‌شدگی زیاد سیلیسیم در محل میکروفسیل‌های سیلیسی، به نظر می‌رسد جانشینی منگنز در این مناطق تقریباً کامل بوده؛ اما در محل زمینه میکروفسیل‌ها، این جانشینی به صورت کامل رخ نداده است. برای سایر عناصر کمیاب نظیر مس، نیکل کبالت، استرانسیم، فسفر و سرب تقریباً هیچ‌گونه الگوی غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای مشاهده نمی‌شود (شکل ۹-F، G، H، I، K و N).

بحث

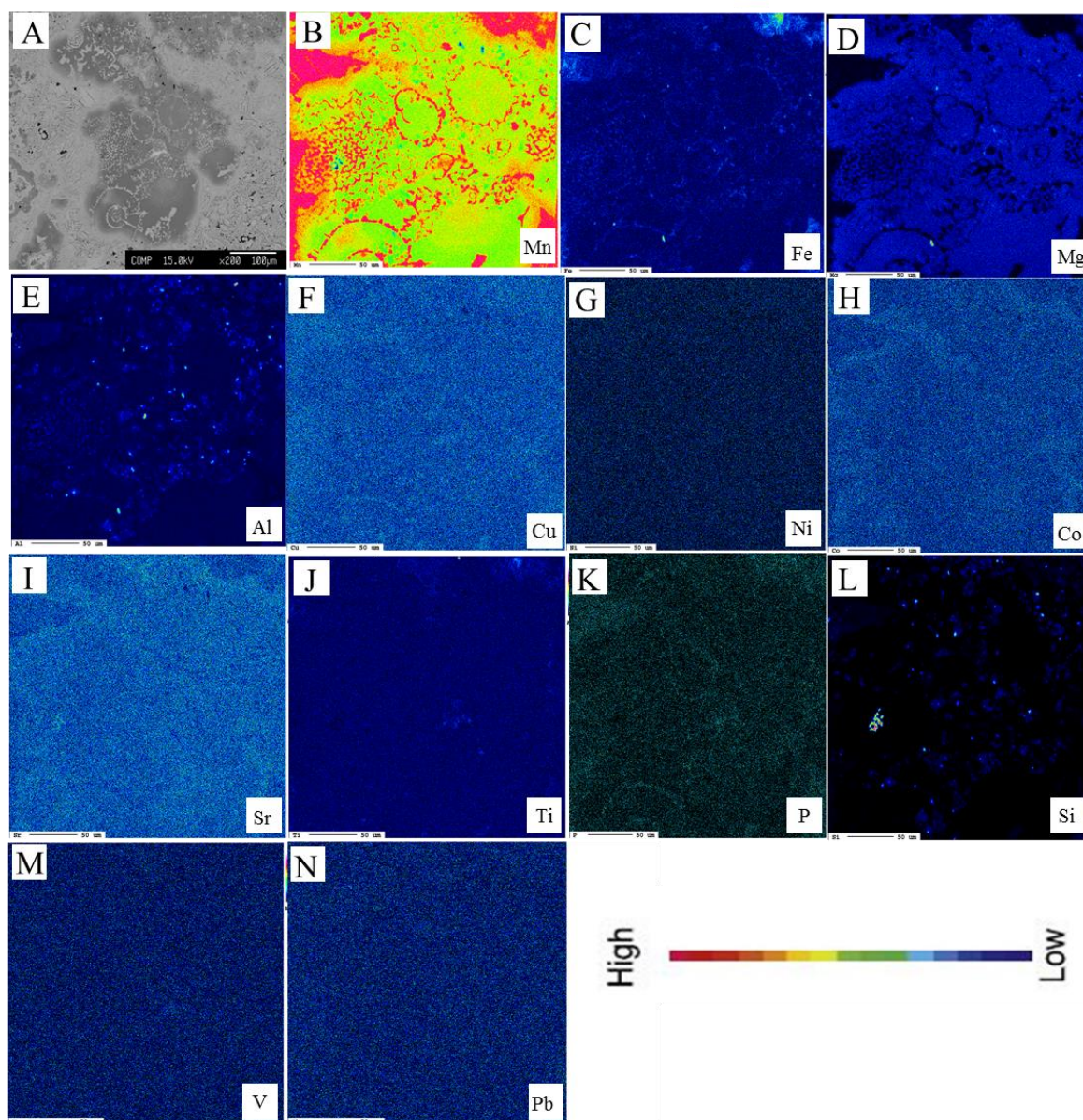
نمونه‌های گرهکی مورد بررسی، مربوط به رخداد منگنز نصیرآباد در جنوب نیریز هستند (شکل ۱). بخشی از داده‌های شیمی کل سنگ ارائه‌شده در پژوهش زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2013a) بر روی گرهک‌های منگنز این منطقه، نشان داده است شواهدی نظیر غنی‌شدگی منگنز نسبت به آهن (میانگین Mn/Fe؛ ۱۵/۴۵)، مقادیر باریم بالا (میانگین ۸۷۹ ppm)، سرب پایین (میانگین ۶۳ ppm)، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE به همراه آنومالی‌های منفی یورپیوم و میانگین نسبت Co/Zn (۰/۳۸)، همگی دلالت بر نقش اصلی سیالات گرمابی دور از منشأ در تأمین منگنز مورد نیاز برای تشکیل گرهک‌ها و همچنین لایه‌های منگنزدار دارد. علاوه بر این، مقادیر $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (میانگین به ترتیب ۱۹/۱، ۱۵/۵ و ۳۹/۱) در گرهک‌های منگنز منطقه نصیرآباد، نشان‌دهنده مخلوط‌شدگی ایزوتوپ‌های سرب سیال گرمابی با ایزوتوپ‌های سرب از منشأ ثانویه (احتمالاً آب دریا یا از منشأ مواد آواری) است (Rezaei, 2012; Zarasvandi et al., 2013b). نه تنها در

با این حال، تفاوت اصلی در دامنه تغییرات عناصر در بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای است. به عنوان مثال، دامنه تغییرات آهن در بخش حاشیه‌ای نسبت به بخش‌های مرکزی بیشتر است. همین مسئله در فراوانی استرانسیم نیز دیده می‌شود (شکل ۸-B و C)؛ اما برای عنصر مس دامنه تغییرات در بخش‌های مرکزی اندکی بیشتر از بخش‌های حاشیه‌ای است (شکل ۸-B و C).

تصویر میکروسکوپ الکترونی BSE یک نمونه ندولار منگنز در شکل ۹-A مشخص شده است. همچنین نقشه‌های عنصری WDS مربوط به عناصر Pb ، V ، Si ، P در شکل ۹-B تا N نمایش داده شده است. چنان‌که مشخص است، بیشترین فراوانی مربوط به عنصر منگنز است (شکل ۹-B). در محل تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی بیشترین تغییرات غلظت منگنز مشاهده می‌شود؛ به نحوی که دیواره میکروفسیل‌ها با رنگ قرمز، بیانگر تمرکز بیشتر منگنز بوده؛ اما در مقابل زمینه در برگیرنده میکروفسیل‌ها با رنگ غالب سبز-زرد نشان‌دهنده مقادیر کمتر منگنز است (شکل ۹-B). این ویژگی می‌تواند به دلیل تغییرات کانی‌شناسی باشد؛ زیرا در اصل اکسیدهای منگنز در برگیرنده غلظت‌های متفاوت منگنز هستند (پیرولوزیت-رامسدلیت؛ ۶۳/۱۹، پیروکروئیت؛ ۶۱/۷۶ و تودوروکیت ۵۶ درصد منگنز) (Rezaei, 2012). با تلفیق نتایج تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان می‌توان نتیجه گرفت، اکسیدهای منگنز جانشین شده در پوسته میکروفسیل‌ها پیرولوزیت-رامسدلیتی هستند، در مقابل زمینه دارای پیروکروئیت و تودوروکیت است. برخلاف منگنز، آهن از فراوانی کمتری برخوردار است (شکل ۹-C) که این موضوع با نتایج تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان که بیانگر عدم رخداد قابل توجه فازهای اکسیدی آهن (مگنتیت) است نیز همخوان است. بررسی نقشه‌های عنصری نشان می‌دهد در بافت زمینه‌ای تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی، منیزیم دارای غنی‌شدگی نسبی است. با این حال، در محل دیواره این میکروفسیل‌ها، برخلاف زمینه، غلبه رنگ سیاه رنگ دیده می‌شود که بیانگر تهی‌شدگی منیزیم در دیواره میکروفسیل‌های سیلیسی

وزیرستان در پاکستان و آنتالیا در ترکیه (Roy, 1992)، سیالات گرمایی به عنوان تأمین‌کننده اصلی منگنز مورد نیاز برای کانه‌زایی قلمداد شده‌است.

منطقه نصیرآباد، بلکه در سایر نواحی افیولیتی که در آنها ذخایر منگنز همراه با رسوب‌های عمیق دریایی هستند، نظیر منطقه سرخوند کرمانشاه (Zarasvandi et al., 2016b)، کمپلکس‌های



شکل ۹. A: تصویر میکروسکوپ الکترونی BSE و نقشه‌های عنصری WDS مربوط به عناصر B: Mn, C: Fe, D: Mg, E: Al, F: Cu, G: Ni, H: Co, I: Sr, J: Ti, K: P, L: Si, M: V, و N: Pb در نمونه گره‌کی رخداده منگنز نصیرآباد. برای توضیح به متن مراجعه شود.

Fig. 9. A: BSE electron microscope image and WDS elemental maps of B: Mn, C: Fe, D: Mg, E: Al, F: Cu, G: Ni, H: Co, I: Sr, J: Ti, K: P, L: Si, M: V, and N: Pb in the modular sample of Nasirabad manganese occurrence. Refer to the text for details.

با توجه به اینکه فرایندهای گرمایی دور از منشأ عامل اصلی کانه‌زایی است، نقش آفرینی این فرایندها در تأمین منگنز برای شکل‌گیری گرهک‌های منگنز در منطقه مورد بررسی نیز دور از ذهن نیست؛ اما باید به این نکته دقت داشت، بررسی منابع موجود در خصوص گرهک‌های منگنز نشان می‌دهد، در بررسی‌هایی که مختص گرهک‌های عهد حاضر هستند دو فرایند اصلی در مورد زایش گرهک‌های منگنز مدنظر قرار می‌گیرد که عبارتند از: ۱- فرایندهای نهشت مستقیم از آب دریا که تحت عنوان فرایند آب‌زاد نامیده می‌شوند و ۲- فرایند زایش درون رسوب‌های که در گروه فرایندهای دیاژنزی قرار می‌گیرد (Hein, 2016). در این گروه از بررسی‌ها، فرایندهای گرمایی زیردریایی نیز با توجه به طبیعت محلول در آب آنها از فرایندهای آب‌زاد تفکیک نشده‌اند (Hein, 2016)؛ اما در مقابل، در بررسی‌هایی که در خصوص گرهک‌های منگنزدار دیرینه است (مانند گرهک‌های منگنز ژوراسیک پایینی منطقه مانت مانگارت واقع در آلپ) (Sabatino et al., 2011)، فرایندهای گرمایی زیردریایی و همچنین میزان مخلوط‌شدگی آنها با آب دریا نیز مدنظر قرار گرفته است (Sabatino et al., 2011; Polgári et al., 2012). طبق نظر گلاسبی و همکاران (Glasby et al., 1997) وقتی که منشأ گرهک‌های منگنز، سیالات گرمایی دما پایین باشد، گرهک‌های منگنز در ترکیب شیمیایی خود دارای مقادیر بسیار پایین عناصر کبالت، مس و نیکل هستند. به طور همخوان نقشه‌های عنصری مربوط به عناصر مس، نیکل و کبالت (شکل ۹-F، G و H) نیز نشان‌دهنده نبود غنی‌شدگی این عناصر است. یکی از دلایل مهم این ویژگی، افزایش درجه‌های مخلوط‌شدگی سیال گرمایی با آب دریاست (Glasby et al., 1997). باید دقت داشت، صرف نظر از منشأ یکی دیگر از عوامل مهم تعیین‌کننده غلظت کاتیون‌های کبالت، نیکل و مس، نرخ رشد اکسید و هیدروکسیدهای منگنز است (Takahashi et al., 2007; Sabatino et al., 2011). طی شرایط نرخ رشد سریع‌تر، مقادیر کمتر کاتیون کبالت، نیکل و مس، جذب اکسید/هیدروکسیدهای منگنز خواهند شد؛ اما

برعکس، اگر نرخ رشد آهسته باشد، فرصت برای جذب بیشتر این کاتیون‌ها فراهم می‌شود. البته این موضوع را نمی‌توان به عنوان توجیه‌کننده مقادیر پایین مس، نیکل و کبالت در نمونه مورد بررسی در نظر گرفت؛ زیرا چنان‌که پیش‌تر نیز به آن اشاره شد، از شروط اساسی شکل‌گیری ساختارهای گرهکی منگنز، نرخ پایین رسوب‌گذاری (۱ تا ۵ میلی‌متر در یک میلیون سال) (Hein, 2016) است. به عبارتی گرهک‌های منگنز فقط طی شرایط نرخ رسوب‌گذاری پایین تشکیل می‌شوند. در نتیجه تهی‌شدگی، مقادیر مس، نیکل و کبالت مربوط به عوامل مربوط به منشأ (نقش آفرینی سیال گرمایی دور از منشأ) است. علاوه بر این، در سیالات گرمایی دور از منشأ، میزان تهی‌شدگی سرب و همچنین درجه تهی‌شدگی آهن نسبت به منگنز نیز بسیار زیاد است که این ویژگی نیز در بررسی نقشه‌های عنصری آهن، منگنز و سرب مشهود است (شکل ۹-B، C و N).

در بخش تجمع میکروفسیل‌ها، کانی‌تودوروکیت از فراوانی قابل ملاحظه‌ای برخوردار است (شکل ۳-B). به طور شاخص رخداد این کانه به صورت اولیه در اطراف دودکش‌های گرمایی زیردریایی نیز گزارش شده است (Nicholson, 1992; Jach and Dudek, 2005). علاوه بر این، رخداد تودوروکیت به صورت محصول دگرسانی کانی‌های اکسید و هیدروکسید منگنز اولیه نیز توسط پاست (Post, 1999) گزارش شده است؛ اما باید دقت داشت بررسی نتایج تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان به همراه بررسی تصاویرهای میکروسکوپ الکترونی BSE، بر روی نقاط متعدد رخداد کانه‌های منگنزدار، بیانگر نبود فاز باقی‌مانده اکسید/هیدروکسید منگنز به همراه تودوروکیت است. در نتیجه به نظر نمی‌رسد، رخداد تودوروکیت محصول دگرسانی کانه‌های اولیه منگنزدار باشد. علاوه بر این، فرایندهای دیاژنزی نیز می‌تواند در شکل‌گیری این کانه دخیل باشد (Hein, 2016).

به صورت کلی در شکل‌گیری گرهک‌های منگنز، فرایند دیاژنزی به عنوان تأمین‌کننده اولیه فلز منگنز مطرح نیست. باید گفت پس از رسوب‌گذاری اولیه و حضور عنصر منگنز از منابعی نظیر

و (۷).

یکی دیگر از مؤلفه‌هایی که در تکامل گرهک‌های منگنز می‌تواند نقش آفرین باشد، فرایندهای زیست‌زاد میکروبی است. پژوهش‌ها نشان داده است باکتری‌های هوازی گونه *شیمواتوتروفی* که دارای چرخه آنزیمی *چندمسی* هستند، می‌توانند نقشی مهم در اکسایش MnIII و MnIV ایفا کنند (Polgári et al., 2012). نقش آفرینی این گونه‌های باکتریایی نه تنها باعث غنی‌شدگی اکسید منگنز در رسوب‌ها شده بلکه می‌تواند سبب غنی‌شدگی ترجیحی هم‌زمان برخی عناصر زیست‌ضروری نظیر آهن، آرسنیک، باریم، استرانسیم، سرب و کبالت شود (Polgári et al., 2012; Zarasvandi et al., 2013a). از بین این عناصر، در بررسی‌های زیادی به وابستگی شدید درجه‌های غنی‌شدگی کبالت به نقش آفرینی فرایندهای باکتریایی تأکید شده است (Moffett and Ho, 1996; Morgan, 2005). برای اثبات نقش آفرینی فرایندهای زیست‌زاد-میکروبی، دو عامل باید مدنظر قرار گیرند، ۱- وجود شرایط اکسیدان (مناسب برای فعالیت باکتری‌های شیمواتوتروفی) و ۲- روندهای یکسان بین غنی‌شدگی عناصر زیست‌ضروری (Zarasvandi et al., 2013a). نتایج تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان اثبات می‌کند، تمامی کانه‌های ردیابی شده در نمونه‌های مورد بررسی، اکسیدی/هیدروکسیدی وجود دارند (شکل‌های ۴، ۵ و ۷) که این ویژگی نشان‌دهنده غلبه شرایط اکسیدی محیطی است که طی آن باکتری‌های هوازی گونه شیمواتوتروفی دارای چرخه آنزیمی چندمسی توانسته‌اند در جدایش منگنز از آب دریا یا سیالات دیاژنزی تأثیرگذار باشند؛ اما با این حال، چنانچه این گونه‌های باکتریایی در جدایش منگنز نقش مهمی داشته باشند، نمونه‌های مورد بررسی علاوه بر منگنز باید نشان‌دهنده روندهای یکسان غنی‌شدگی در عناصر زیست‌ضروری باشند (Zarasvandi et al., 2013a). در این خصوص بررسی نقشه‌های عنصری نشان‌دهنده عدم غنی‌شدگی هم‌زمان منگنز با عناصر زیست‌ضروری نظیر کبالت، آهن، استرانسیم است (شکل ۹-B، C، H و I).

گرمابی، آب‌زاد یا مخلوطی از این فرایندها، با نفوذ آب دریا به رسوب‌ها، رفته رفته آب‌های منفذی غنی از فلز شده، در ادامه با افزایش بار رسوب‌ها، این آب‌های غنی از فلز (منگنز) به سمت بالا حرکت کرده و در اطراف یک هسته شروع به تبلور اکسید و هیدروکسیدهای منگنز به ویژه کانه تودورویت می‌کند (Hein, 2016). در نمونه‌های مورد بررسی، این ویژگی با رخداد فراوان کانه تودورویت در بخش تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی که به نظر می‌رسد هسته تجمع اکسیدهای منگنز باشد، همخوانی دارد (شکل‌های ۳-B و ۴-A). شاهد دیگری که به شدت تأییدکننده نقش آفرینی سیالات دیاژنزی در خلال تشکیل گرهک‌های منگنز مورد بررسی است، تهی‌شدگی شدید سیلیسیم (شکل ۹-I) و هم‌زمان غنی‌شدگی منگنز (شکل ۹-B) است که این ویژگی به جانشینی دیاژنتیک منگنز در پوسته میکروفسیل‌های سیلیسی (هسته تجمع گرهک منگنز) نسبت داده شده می‌شود (Sabatino et al., 2011).

به طور کلی، دو مؤلفه اصلی برای انحلال پوسته سیلیسی و جانشینی آن با کانه‌های منگنز دار پیشنهاد شده است که عبارتند از: ۱- انحلال اوپال زیست‌زاد در نتیجه نقش آفرینی سیال منفذی تحت اشباع از سیلیس و ۲- نقش آفرینی سیالات منفذی قلبایی که باعث انحلال سیلیس و در ادامه جانشینی آن با کانه‌های منگنزدار می‌شود (Sabatino et al., 2011). در خصوص مؤلفه دوم باید گفت افزایش درجه قلبایی سیالات منفذی سبب ارتقاء احیای بیولوژیکی سولفات (Berner, 1970) و در نتیجه رخداد فازهای سولفیدی (به عنوان مثال پیریت) به همراه کانه‌های کربناته منگنز (رودوکروزیت) می‌شود (Sabatino et al., 2011). با این توضیح می‌توان گفت رخداد فرایند دوم در جانشینی پوسته سیلیسی با کانه منگنز در نمونه‌های مورد بررسی محتمل نیست؛ زیرا در بررسی نتایج تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان رخداد هم‌زمان رودوکروزیت و کانه‌های سولفیدی نه تنها در نقاط تجزیه‌ای مربوط به جانشینی پوسته سیلیسی با کانه‌های منگنز دیده نشد، بلکه در سایر نقاط تجزیه‌ای نیز مشاهده نشد (شکل‌های ۴، ۵).

این موضوع می‌تواند بیانگر عدم نقش آفرینی یا نقش ناچیز فرایندهای زیست‌زاد- میکروبی در اکسایش و جدایش عناصر در طی شکل‌گیری گرهک‌های منگنز باشد. علاوه بر این چنان‌که در پولگاری و همکاران (Polgári et al., 2012) و نیز رجب‌زاده و همکاران (Rajabzadeh et al., 2017) بحث شده‌است، فرایندهای زیست‌زاد- میکروبی موجب رخداد کانی‌های کربناته منگنز (رودوکروزیت) در نمونه‌ها می‌شود که این ویژگی نیز در نتایج تجزیه لیزراسپکتروسکوپی رامان تشخیص داده نشد (شکل‌های ۴، ۵ و ۷). این موضوع نیز به نحوی تأییدکننده عدم نقش قابل ملاحظه فرایندهای زیست‌زاد- میکروبی در اکسایش و جدایش MnIII و MnIV در خلال شکل‌گیری کانه‌های اکسیدی و هیدروکسیدی منگنز در نمونه‌های گرهکی منگنز مورد بررسی است.

نتیجه‌گیری

در این بررسی گرهک‌های منگنز مربوط به رخداد منگنز نصیرآباد که در بخش جنوب شرقی زون رانده زاگرس، در مجاورت افیولیت نیریز واقع شده است. از دیدگاه ریزریخت‌شناسی، کانی‌شناسی درجا و نیز الگوی پراکنش عناصر اصلی و کمیاب، به منظور ارزیابی فرایندهای دخیل در شکل‌گیری آنها مورد بررسی قرار گرفت. بررسی ریزریخت‌شناسی گرهک‌های مورد بررسی نشان‌دهنده ساختار چند هسته‌ای شامل تجمع میکروفسیل‌های سیلیسی و یا هسته‌های دارای بافت کلوپورمی هستند. نتایج تجزیه کانی‌شناسی درجا توسط لیزراسپکتروسکوپی رامان نشان می‌دهد در نواحی هسته‌ای تنوع کانه‌های منگنز به نسبت بیشتر بوده و اغلب شامل تودوروکیت، پیرولولوزیت، رامسدلیت و پیروکروئیت است؛ اما به سمت مناطق حاشیه‌ای تر ضمن دانه درشت‌تر شدن کانه‌های

منگنز، ترکیب کانی‌شناسی غالب پیرولولوزیت-رامسدلیت است. برخلاف گرهک‌های عهد حاضر، گرهک‌های مورد بررسی فاقد کانه‌های هیدروکسیدی منگنز- آهن‌دار ورنادیتی هستند. به نظر می‌رسد رخداد هم‌زمان پلی‌مورف پایدار پیرولولوزیت و پلی‌مورف ناپایدار رامسدلیت ناشی از تغییرات محلی شرایط تبلور طی نرخ آهسته رشد گرهک‌های منگنز باشد. به صورت کلی، بررسی الگوی پراکنش عناصر توسط نقشه‌های عنصری WDS تأییدکننده نقش آفرینی سیالات گرمابی دور از منشأ به همراه فرایندهای دیاژنزی در تکامل گرهک‌های منگنز مورد بررسی است. غلبه شرایط اکسیدی (با توجه به رخداد فراوان اکسید/ هیدروکسیدهای منگنز)، شرایط محیطی مناسبی را برای باکتری‌های هوازی گونه شیمواتوتروفی که دارای چرخه آنزیمی چندمسی هستند، فراهم می‌کند؛ با این حال، عدم مشاهده الگوی غنی‌شدگی شاخص در عناصر زیست‌ضروری (نظیر آهن، آرسنیک، باریم، استرانسیم، سریم و کبالت) و نیز فقدان رخداد کانه‌های کربناته منگنز (رودوکروزیت) نشان‌دهنده عدم نقش قابل ملاحظه فرایندهای زیست‌زاد- میکروبی در اکسایش منگنز طی تکامل ساختارهای ندولار در منطقه مورد بررسی است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده‌است.

قدردانی

بدین وسیله از حمایت‌های معاونت پژوهشی دانشگاه شهید چمران اهواز در قالب پژوهانه شماره SCU.EG1403.38600 تشکر و قدردانی به عمل می‌آید.

1. EPMA
2. Montanuniversitat Leoben
3. WDS
4. in situ mineralogy

5. Monte Mangart
6. Chemolithoautotrophic
7. Multicopper

References

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1–20. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- Babaie, H.A., Ghazi, A.M., Babaei, A., La Tour, T.E. and Hassanipak, A.A., 2001. Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Crush Zone, Neyriz, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(1–2): 61–76. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(00\)00012-2](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(00)00012-2)
- Berner, R.A., 1970. Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, 268(1): 1–23. <https://doi.org/10.2475/AJS.268.1.1>
- Curetti, N., Bernasconi, D., Benna, P., Fiore, G. and Pavese, A., 2021. High-temperature ramsdellite–pyrolusite transformation kinetics. *Physics and Chemistry of Minerals*, 48(11): 43. <https://doi.org/10.1007/s00269-021-01166-2>
- Fong, C., Kennedy, B.J. and Elcombe, M.M., 1994. A powder neutron diffraction study of λ and γ manganese dioxide and of LiMn_2O_4 . *Zeitschrift für Kristallographie-Crystalline Materials*, 209(12): 941–945. <https://doi.org/10.1524/zkri.1994.209.12.941>
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683–693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Glasby, G.P., Stüben, D., Jeschke, G., Stoffers, P. and Garbe-Schönberg, C.D., 1997. A model for the formation of hydrothermal manganese crusts from the Pitcairn Island hotspot. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(21): 4583–4597. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00262-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00262-7)
- Hein, J.R., 2016. Manganese nodules. In: J. Harff, M. Meschede, S. Petersen and J. Thiede (Editors), *Encyclopedia of Marine Geosciences*. Springer Dordrecht, Heidelberg, New York, London, pp. 408–412. Retrieved October 15, 2017 from <https://pubs.usgs.gov/publication/70047189>
- Hein, J.R., Koschinsky, A., Halbach, P., Manheim, F.T., Bau, M., Kang, J.K. and Lubick, N., 1997. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. *Geological Society of London*, 119(1): 123–138. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.119.01.09>
- Jach, R. and Dudek, T., 2005. Origin of a Toarcian manganese carbonate/silicate deposit from the Křižna unit, Tatra Mountains, Poland. *Chemical Geology*, 224(1–3): 136–152. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.07.018>
- Kim, S.J., 1982. Textures, Mineralogy and Genesis of Manganese Nodules on the Blake Plateau, Northwestern Atlantic Ocean. In: G.C. Amstutz, G. Frenzel, C. Kluth, G. Moh, A. Wauschkuhn and R.A. Zimmermann (Editors), *Ore Genesis. Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, Berlin, Heidelberg, pp. 211–220. https://doi.org/10.1007/978-3-642-68344-2_22
- Kim, H.I., Cho, H.G., Lee, S., Koo, H.J., Hong, J.K. and Jin, Y.K., 2023. Spatial distribution of manganese oxide minerals in the natural ferromanganese nodule of the Arctic Sea: A view from Raman spectroscopy. *Chemical Geology*, 623: 121398. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121398>
- Li, Y., Feng, Y., Li, H., Yao, Y., Xu, C., Ju, J., Ma, R., Wang, H. and Jiang, S., 2024. Adsorption of metal ions by oceanic manganese nodule and deep-sea sediment: Behaviour, mechanism and evaluation. *Science of The Total Environment*, 908: 168163. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.168163>
- Ling, F.T., Post, J.E., Heaney, P.J. and Ilton, E.S., 2018. The relationship between Mn oxidation state and structure in triclinic and hexagonal birnessites. *Chemical Geology*, 479: 216–227. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.01.011>
- Maghfouri, S., Rastad, E., Movahednia, M., Lentz, D.R., Hosseinzadeh, M.R., Ye, L. and Mousivand, F., 2019. Metallogeny and temporal–spatial distribution of manganese mineralizations in Iran: Implications for future exploration. *Ore Geology Reviews*, 115: 103026. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103026>
- Moffett, J.W. and Ho, J., 1996. Oxidation of cobalt and manganese in seawater via a com-mon microbially catalyzed pathway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(18): 3415–3424. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00176-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00176-7)
- Morgan, J.J., 2005. Kinetics of reaction between O_2 and Mn(II) species in aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(1): 35–48. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.013>
- Nicholson, K., 1992. Contrasting mineralogical–geochemical signatures of manganese oxides; guides to metallogenesis. *Economic Geology*, 87(5): 1253–1264.

- <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.5.1253>
 Polgári, M., Hein, J.R., Vigh, T., Szabó-Drubina, M., Fórizs, I., Bíró, L., Müller, A. and Tóth, A.L., 2012. Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary. *Ore Geology Reviews*, 47: 87–109.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.10.001>
 Post, J.E., 1999. Manganese oxide minerals: Crystal structures and economic and environmental significance. *National Academy of Sciences*, 96(7): 3447–3454.
<https://doi.org/10.1073/pnas.96.7.3447>
 Rajabzadeh, M.A., Haddad, F., Polgári, M., Fintor, K., Walter, H., Molnár, Z. and Gyollai, I., 2017. Investigation on the role of microorganisms in manganese mineralization from Abadeh-Tashk area, Fars Province, southwestern Iran by using petrographic and geochemical data. *Ore Geology Reviews*, 80: 229–249.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.035>
 Rezaei, M., 2012. The investigation of geology, geochemistry and genesis of Nasirabad manganese deposit, SE Nasirabad, Neyriz, Fars Province. M.Sc. Thesis, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, 140 pp.
 Roy, S., 1992. Environments and processes of manganese deposition. *Economic Geology*, 87(5): 1218–1236.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.5.1218>
 Sabatino, N., Neri, R., Bellanca, A., Jenkyns, H.C., Masetti, D. and Scopelliti, G., 2011. Petrography and high-resolution geochemical records of Lower Jurassic manganese-rich deposits from Monte Mangart, Julian Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299(1–2): 97–109.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.10.039>
 Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24(4): 405–417.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>
 Takahashi, Y., Manceau, A., Geoffroy, N., Marcus, M.A. and Usui, A., 2007. Chemical and structural control of the partitioning of Co, Ce and Pb in marine ferromanganese oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(4): 984–1008.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.11.016>
 Tangestani, M.H., Jaffari, L., Vincent, R.K. and Sridhar, B.M., 2011. Spectral characterization and ASTER-based lithological mapping of an ophiolite complex: A case study from Neyriz ophiolite, SW Iran. *Remote Sensing of Environment*, 115(9): 2243–2254.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.04.023>
 Tebo, B.M., Bargar, J.R., Clement, B.G., Dick, G.J., Murray, K.J., Parker, D., Verity, R. and Webb, S.M., 2004. Biogenic manganese oxides: properties and mechanisms of formation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32: 287–328.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120213>
 Zarasvandi, A., Lentz, D., Rezaei, M. and Pourkaseb, H., 2013a. Genesis of the Nasirabad manganese occurrence, Fars province, Iran: Geochemical evidences. *Geochemistry*, 73(4): 495–508.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2013.02.003>
 Zarasvandi, A., Pourkaseb, H., Sepahvand, M., Raith, J. and Rezaei, M., 2016b. Tracing of hydrothermal ore forming process in the Sorkhvand manganese deposit, Kermanshah Province, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 9: 109. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2237-1>
 Zarasvandi, A., Rezaei, M., Pourkaseb, H. and Saki, A., 2013b. Investigation on primary and secondary processes in Nasirabad manganese deposit, south of Neyriz: using mineralogy and Pb isotope geochemistry. *Journal of Economic Geology*, 1(5): 37–47. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V5I1.22888>
 Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Pourkaseb, H. and Sepahvand, M., 2016a. Rare-earth element distribution and genesis of manganese ores associated with Tethyan ophiolites, Iran: A review. *Mineralogical Magazine*, 80(1): 127–142.
<https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.054>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2025.1137



Metallogeny of Manto-type copper deposits in the northwest and west of Bardaskan, Razavi Khorasan with a special view in Nasim, Mes-e-Sorkh and Zarmehr mines

Ali Sheykhi ^{1*}, Mohammad Hassan Karimpour ² , Ali Asghar Sepahi ³ , Behnam Rahimi ⁴

¹ M.Sc., Parsikankav Company, Tehran, Iran

² Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran; Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, U.S.A

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran; Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

⁴ Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 15 January 2025

Revised: 25 March 2025

Accepted: 07 May 2025

Keywords

Conglomerate
Origin of elements
Solution chemistry
Alteration
Bardaskan

*Corresponding author

Ali Sheykhi

✉ ali.sheykhi2022@gmail.com

ABSTRACT

Manto-type copper mines in the Bardaskan-Doruneh metallogenic belt are located in the northwest and west of Bardaskan, Razavi Khorasan province. Hydrothermal solution has a special chemistry, including rich of copper and poor of gold, silver, lead, zinc, iron and silica compared to porphyry copper, IOCG and massive sulphide deposits. Misunderstanding of solution chemistry and paragenesis is lead to challenging the origin of elements. Majority of the units from the belt are Tertiary volcanic rocks with a spectrum of basalt, basaltic andesite, trachyandesite and andesite, associated with sedimentary and evaporite units such as conglomerate, limestone, siltstone and gypsiferous marls. Also, some intrusive units are sometimes visible as dyke and stock. There are more than ten active mines in the region. The main host-rock of mineralization is conglomerate. The conglomerate is a database and a treasure, containing information about rock units, alteration and mineralization pre-formation, and provides a suitable environment for mineralization post-formation due to porosity. The conglomerate unit is different in size, material and cement. The most important sulphide mineral is chalcocite. Various alterations have been formed during different times and can be investigated in two groups and at least three stages in the region: the first group occurred pre-formation of the conglomerate, the second group occurred post-formation of the conglomerate and especially alterations created syn- and related to mineralization.

How to cite this article

Sheykhi, A., Karimpour, M.H., Sepahi, A.A. and Rahimi, B., 2025. Metallogeny of Manto-type copper deposits in the northwest and west of Bardaskan, Razavi Khorasan with a special view in Nasim, Mes-e-Sorkh and Zarmehr mines. *Journal of Economic Geology*, 17(1): 53–80. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1137>



©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 Bardaskan-Doruneh copper belt that is located on the volcanic belt related with subduction zone includes numbers of Manto-type copper mines such as Zangalu, Zarmehr, Kooh-Siah, Kimia, Mehr-Ajin, Mes-e-Sorkh, Cheshme Hadi, Nasim, Cheshme Marzieh and many cases of mineral areas with the northeast-southwest direction. Host rock is conglomerate. According to the studies on different types of Manto-type copper deposits, mineralization is younger than volcanic activities, conglomerate and limestone units. Mineralization is controlled by lithology and the thickness and grade of ore increase in fault boundaries.

Materials and Methods

This study was done in two parts: field studies and laboratory works. During 60 km, field operations were carried out in the region. Works include field surveying and searching in the study area that important indicators for mineralization were controlled and tectonic structures were investigated. Samples were taken from rock units and mineralization for microscopic studies. Drilling cores in different mines were visited and studied. Mineralization, grade changes and host rock were investigated in the mining pits of the region.

Discussion and Results

There are two types of conglomerate with two different ages in the area: The Pliocene-Pleistocene conglomerate is the extensive sedimentary unit in the study area. Paleocene-Eocene conglomerate is the most important rock unit related to Manto-type

copper deposits in the Bardaskan as the host rock for mineralization. Volcanic activities and rocks in the study area were formed in non-marine conditions because no sedimentary units were formed in the sequence of volcanic rocks and also volcanic rocks did not show the structure and texture of formation in sea environment. During formation of Conglomerate, environment was erosive and water erosion (rivers) was lead to the formation of conglomerate. lithological units are eroded and transported by water, and finally the conglomerate rock unit is formed, and the environment gradually turns into the sea and nomulitic limestone is formed. Conglomerate is a database that show information and evidences of rock units and alterations before the erosion period and this unit had been the best choice for circulation of ore solution for mineralization due to its porosity. The conglomerate contains rounded fragments of andesite, pyroxene andesite, trachyandesite, basalt and basaltic andesite, and also fragments of intrusive and sedimentary units. At the base, the conglomerate cement is made of volcanic units, and it becomes carbonate cement towards the upper parts.

All phenomena in the conglomerate, especially alteration, are not related to the time of mineralization.

Acknowledgments

This Research has been done with financial support of the vice President for Research and Technology Ferdowsi University under Project No.59745/3. We would like to thank Mr Engineer Zarin Far and Mr Dr Kazemi, and to my friends at Komeh Madan Pars Company, Parsi-Kan Kav Company, Mehad Company and Zarmehr Tehran-Oxin Company for cooperating this research.



متالورژی کانسارهای مس مانتو در شمال غرب و غرب بردسکن، خراسان رضوی با نگاهی ویژه به مجموعه کانسارهای مس نسیم، مس سرخ و مس زرمهر

علی شیخی^{۱*}، محمدحسن کریم‌پور^۲، علی اصغر سپاهی‌گرو^۳، بهنام رحیمی^۴

^۱ کارشناسی ارشد، شرکت پارسی کان‌کاو، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران؛ دانشکده علوم زمین، دانشگاه کلرادو، بولدر، آمریکا

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران؛ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۴ استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
مجموعه معادن مس نوع مانتو کمر بند متالورژی بردسکن - درونه در شمال غرب و غرب شهرستان بردسکن، استان خراسان رضوی واقع شده است. محلول گرمابی شیمی خاص دارد، غنی از مس است و در مقایسه با کانسارهای مس پورفیری، IOCG و سرب و روی ماسیو سولفید، فقیر از طلا، نقره، سرب و روی، آهن و سیلیس است. درک اشتباه از شیمی محلول و هم‌یافت موجب به چالش کشیدن منشأ عناصر می‌شود. غالب واحدهای این کمر بند سنگ‌های آتشفشانی ترشیری با طیف ترکیبی بازالت، آندزیت بازالت، تراکی آندزیت و آندزیت هستند که با واحدهای رسوبی و رسوبی تبخیری همچون کنگلومرا، سنگ آهک، سیلتستون و مارن‌های گچی همراه شده‌اند. در منطقه مورد بررسی، بیش از ده معدن فعال وجود دارد. میزبان اصلی کانه‌زایی در کانسارهای نوع مانتوی این منطقه کنگلومراست. کنگلومرا بانک اطلاعاتی و گنجینه‌ای است که قطعه‌های تشکیل دهنده آن، هم حاوی اطلاعاتی از واحدهای سنگی، دگرسانی و کانه‌زایی قبل از تشکیل است و هم به واسطه تخلخل، محیطی مناسب برای تشکیل کانسار فراهم کرده است. کنگلومرا از نظر اندازه قطعه‌ها، جنس قطعه‌ها و سیمان متفاوت است. مهم‌ترین کانی سولفیدی کالکوسیت است. دگرسانی‌های متنوعی در منطقه و در طول زمان‌های مختلف شکل گرفته است. این دگرسانی‌ها در دو گروه و دست کم سه مرحله زمانی قابل بررسی هستند: گروه اول، دگرسانی‌هایی که قبل از تشکیل کنگلومرا ایجاد شده است. گروه دوم شامل دگرسانی‌هایی می‌شود که بعد از تشکیل کنگلومرا و به ویژه دگرسانی‌هایی که هم‌زمان و مرتبط با کانه‌زایی ایجاد شده‌اند.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۰/۲۶ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۱/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۱۷
	واژه‌های کلیدی کنگلومرا منشأ عناصر شیمی محلول دگرسانی بردسکن
	نویسنده مسئول علی شیخی ali.sheykhi2022@gmail.com

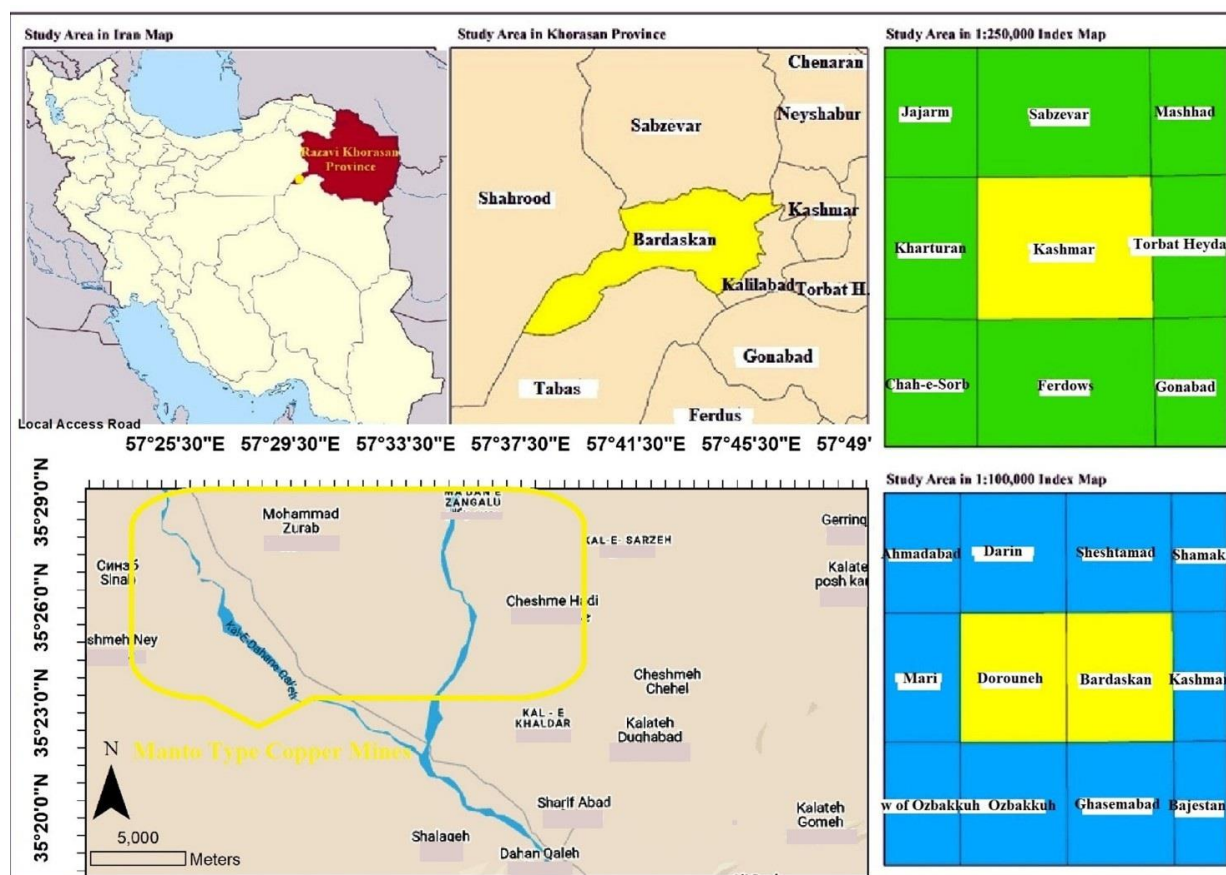
استناد به این مقاله

شیخی، علی؛ کریم‌پور، محمدحسن؛ سپاهی‌گرو، علی اصغر و رحیمی، بهنام، ۱۴۰۴. متالورژی کانسارهای مس مانتو در شمال غرب و غرب بردسکن، خراسان رضوی با نگاهی ویژه به مجموعه کانسارهای مس نسیم، مس سرخ و مس زرمهر. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۱): ۵۳-۸۰ <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1137>

مقدمه

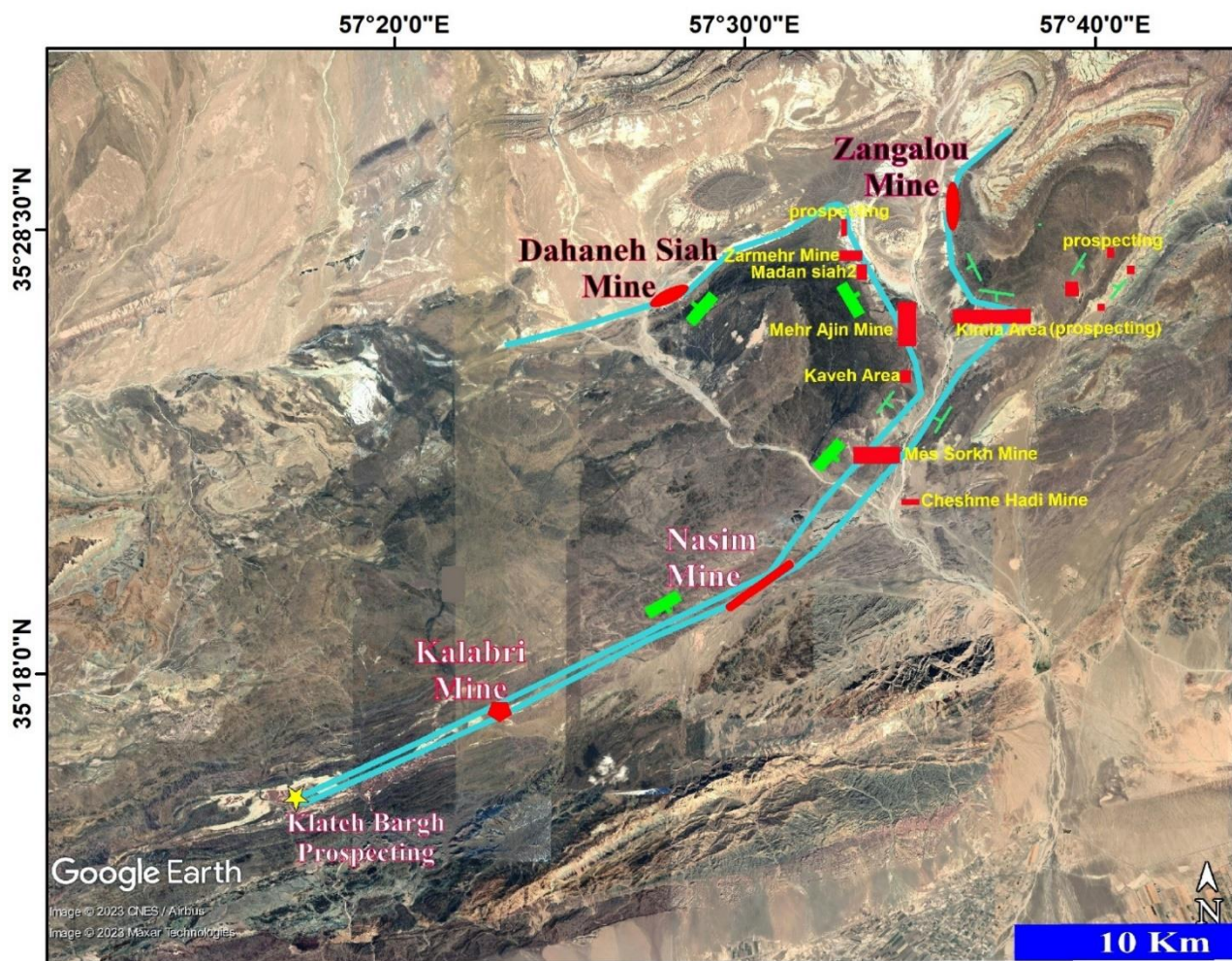
کانسارهای نوع مانتو کمر بند بردسکن - درونه در استان خراسان رضوی، شمال غرب و غرب از شهرستان بردسکن در مسیر قدیم سبزوار به بردسکن واقع شده است (شکل ۱) و شامل مجموعه معادن مس نسیم، مس سرخ و مس زرمهر (Sheykhi et al., 2024)، کال ابری (Jabbari et al., 2017)، کیمیا (Amini, 2024)، کوه سیاه، مهرآجین، شریف آباد (Zahan et al., 2020)، چشمه هادی، سپیدسرو، ترنم (Ebrahimi et al., 2018)، زنگالو (Entezarab, 2018) و Malekzadeh Shafaroudi., 2018, Ghelichkhani et al., 2021)، چشمه مرضیه (Soltani and Fardost., 2016) و تعدادی محدوده اکتشافی - معدنی است (شکل های ۲، ۳ و ۴).

کانسارهای نوع مانتو از زون ارومیه - دختر، زون سندانج - سیرجان و زیرپهنه سبزوار گزارش شده اند. بر اساس شواهد نبود ماگماتیسیم بین ساوه تا حدود تکاب و نبود آنومالی مغناطیس هوایی، نام کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر تغییر یافت (Karimpour et al., 2021) و به نام ساوه - نائین - جیرفت تبدیل شد. ماگماتیسیم ارومیه تا تکاب، ادامه کمر بند ماگمایی البرز غربی است. بر اساس ویژگی های ماگماتیسیم و کانه زایی، کمر بند ساوه - نائین و جیرفت را می توان به دو کمر بند مجزا تقسیم کرد ۱- کمر بند ماگمایی ساوه - نائین شامل گرانیوئیدهای میوسن سری مگنتیت نوع I عقیم غیر آداکتی است. ۲- کمر بند ماگمایی نائین - جیرفت که میزبان کانسارهای پورفیری است (Karimpour et al., 2021).



شکل ۱. نقشه موقعیت کمر بند معدنی بردسکن - درونه همراه با راه های دسترسی و جایگاه آن در نمایه های زمین شناسی

Fig. 1. Location map of the Bardaskan-Doruneh mining belt with the access roads and its position in the geological index



شکل ۲. تصویر گوگل ارث از موقعیت کمربند مس نوع مانتو بردسکن همراه با جانمایی معادن و شیب واحدهای سنگ‌شناختی و کانه‌زایی

Fig. 2. Google Earth image of the Bardaskan Manto type copper belt location along with the placement of mines and dip of lithological and mineralization units

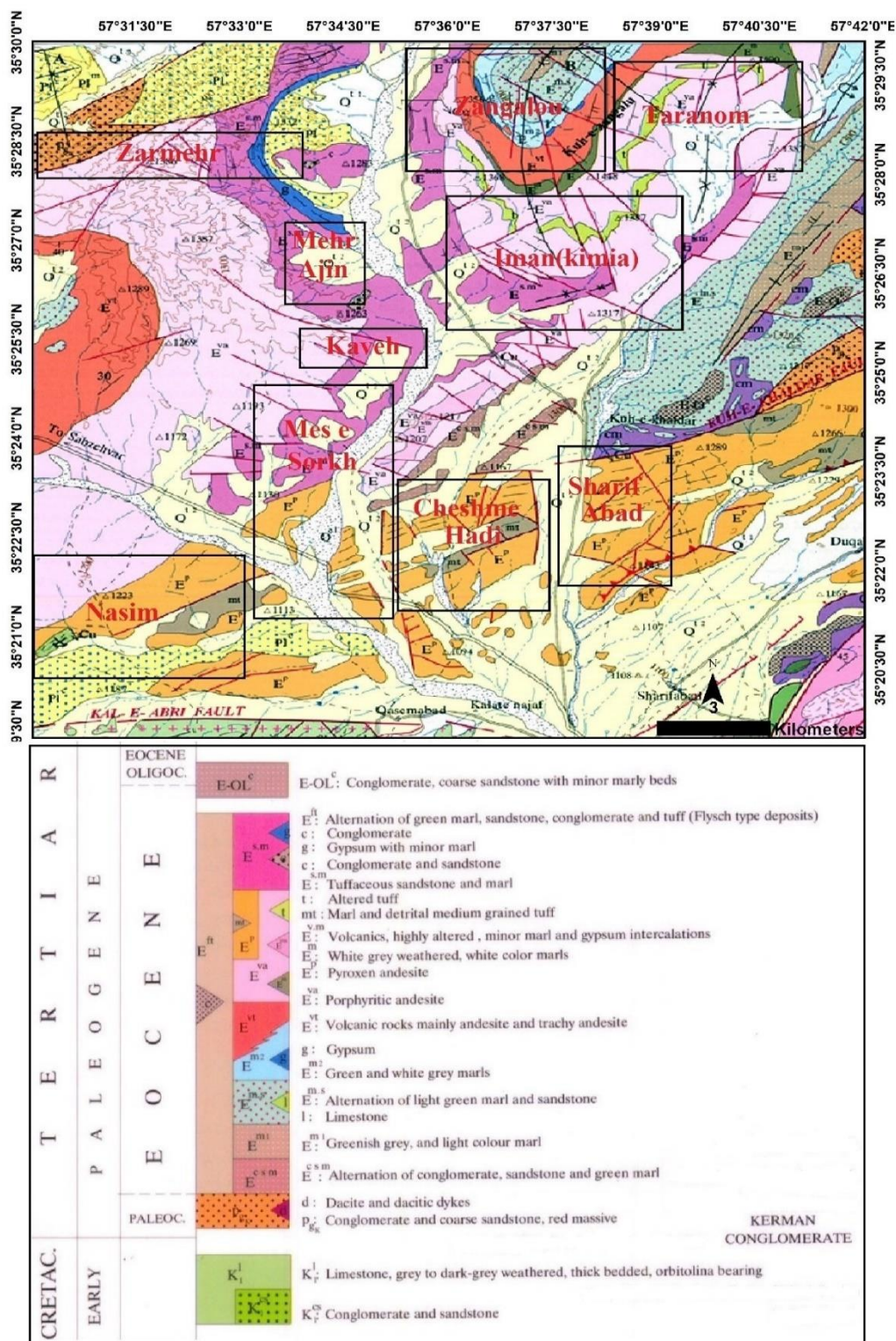
روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش عملیات صحرایی و آزمایشگاهی است و عملیات صحرایی منطقه در طول ۶۰ کیلومتر انجام شد. در پیمایش‌های صحرایی، شاخصه‌های مهم کانه‌زایی کنترل و ساختارهای زمین‌ساختی بررسی شد. از واحدهای سنگی و کانه‌زایی به منظور بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌برداری شد. مغزه‌های حفاری در معادن مختلف بازدید و مورد بررسی قرار گرفت. کانه‌زایی، تغییرات عیاری و سنگ میزبان در پیت‌های

در حال استخراج معادن منطقه بررسی شد.

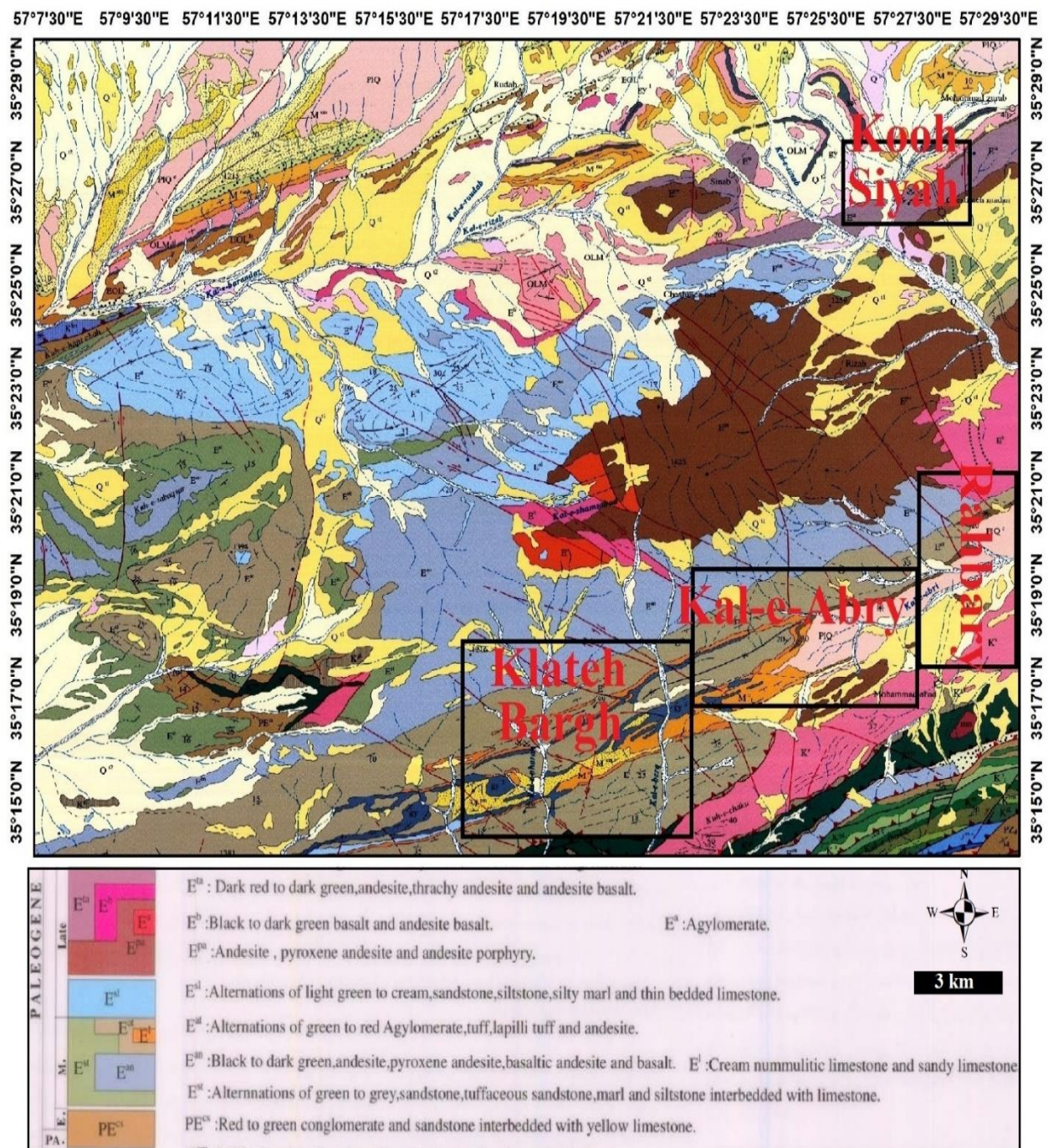
توالی سنگ‌شناختی و لایه‌های کلیدی در کانسارهای مس مانتو بردسکن - درونه

توالی سنگ‌شناختی از قدیم به جدید شامل بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت و پیروکسن آندزیت، کنگلومرا، آهک، سیلتستون، مارن‌های گچی و کنگلومرای پلیوسن است (شکل ۵). توالی سنگ‌شناختی در منطقه به دلیل چین خوردگی و در امتدادی شمالی - جنوبی قابل مشاهده است.



شکل ۳. بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بردسکن (Shahrabi et al., 2006) همراه با تغییرات- موقعیت معادن مس نوع مانتو

Fig. 3. A part of geological map 1:100000 Bardaskan (Shahrabi et al., 2006) with changes -the location of Cu Manto type deposits



شکل ۴. بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه (Qaemi and Mousavi Harami, 2006) همراه با تغییرات - موقعیت معادن مس نوع مانتو

Fig. 4. A part of geological map 1:100000 Doruneh (Qaemi and Mousavi Harami, 2006) with changes - the location of Cu Manto type deposits

تشکیل در محیط دریا را نشان نمی دهند، فعالیت ها و سنگ های آتشفشانی در منطقه مورد بررسی در شرایط غیر دریایی تشکیل شده

به دلیل اینکه در توالی سنگ های آتشفشانی، واحدهای رسوبی تشکیل نشده است و همچنین سنگ های آتشفشانی ساخت و بافت

است.

در بررسی مغزه‌های حفاری تلاش شد تا علاوه بر افق اصلی کانه‌زایی که واحد کنگلومراست، به صورت تخصصی ۵ متر از افق زیرین (آتشفشانی) و ۵ متر از افق بالایی (سنگ آهک) مطالعه و بررسی شود. این توالی و سنگ میزبان در پیت‌های فعال معادن

نیز بررسی شد و همچنین در این بررسی‌ها علاوه بر تأثیر انواع کنگلومرا در تغییرات عیاری، عملکرد ساختارهای زمین‌ساختی نیز در جابه‌جایی واحدها و در نهایت تغییرات عیاری بهتر مشاهده می‌شود.



شکل ۵. واحدهای سنگ‌شناختی، روند ماده معدنی و ساختارهای زمین‌ساختی در پیت در حال استخراج معدن نسیم

Fig. 5. Lithological units, mineralization and tectonic structures in the Nasim mine

واحد سنگی کنگلومرا

دو نوع کنگلومرا با دو سن متفاوت در منطقه وجود دارد:

کنگلومرای پلیوسن - پلیستوسن، حجیم‌ترین و وسیع‌ترین واحد رسوبی در منطقه مورد بررسی است. از مهم‌ترین ویژگی‌های

درصد مگنتیت دارند. بنابراین حضور مگنتیت در سیمان کنگلومرا دلیلی بر هم یافت آن با کالکوسیت نیست؛ زیرا در زمان تشکیل کالکوسیت، محلول فقیر از آهن بوده است. مگنتیت، حاصل انتقال و سایشی است که بر روی قطعه‌های سنگ‌های آتشفشانی در زمان تشکیل کنگلومرا انجام می‌شود. کنگلومرا به همراه آهک فسیل‌دار اصلی‌ترین واحدهای منطقه است که بیشتر رخنمون‌های آهک در سطح زمین مشاهده می‌شود.

اهمیت شناخت کنگلومرا و آگلومرا

تشخیص بین کنگلومرا و آگلومرا از نظر اکتشاف در جغرافیای بردسکن برای کانسارهای مس نوع مانتو بسیار مهم است. آگلومرا در طی فعالیت آتشفشانی تشکیل می‌شود و یک واحد سنگی خاص است که قطعه‌های آن تنها از یک نوع ترکیب تشکیل شده است که معمولاً ترکیب‌های مافیکی با غلظت کم هستند. هنگامی که این ترکیب‌ها به آسمان پرتاب می‌شوند، مقداری مدور می‌شوند و بمب را تشکیل می‌دهند. در نهایت واحد سنگی پیروکلاستیکی حاوی این قطعه‌ها، آگلومرا نام دارد؛ اما وقتی واحد سنگی حاوی قطعه‌های گردشده سنگ‌های مختلف آتشفشانی، توده‌های نفوذی و حتی رسوبی باشد، این حالت مشخصه فرایند رسوبی است و تمامی قطعه‌ها هنگام حمل شدن توسط آب و در مسیر، ساییده و گرد شده‌اند، این واحد سنگی کنگلومراست.

نکته مهمی که در کانسارهای مس مانتو بردسکن وجود دارد؛ این است که جنس سیمان کنگلومرا از قاعده به بالای لایه از آتشفشانی به تدریج آهکی می‌شود و در داخل سیمان نومولیت وجود دارد که سن پالئوسن ائوسن را می‌دهد.

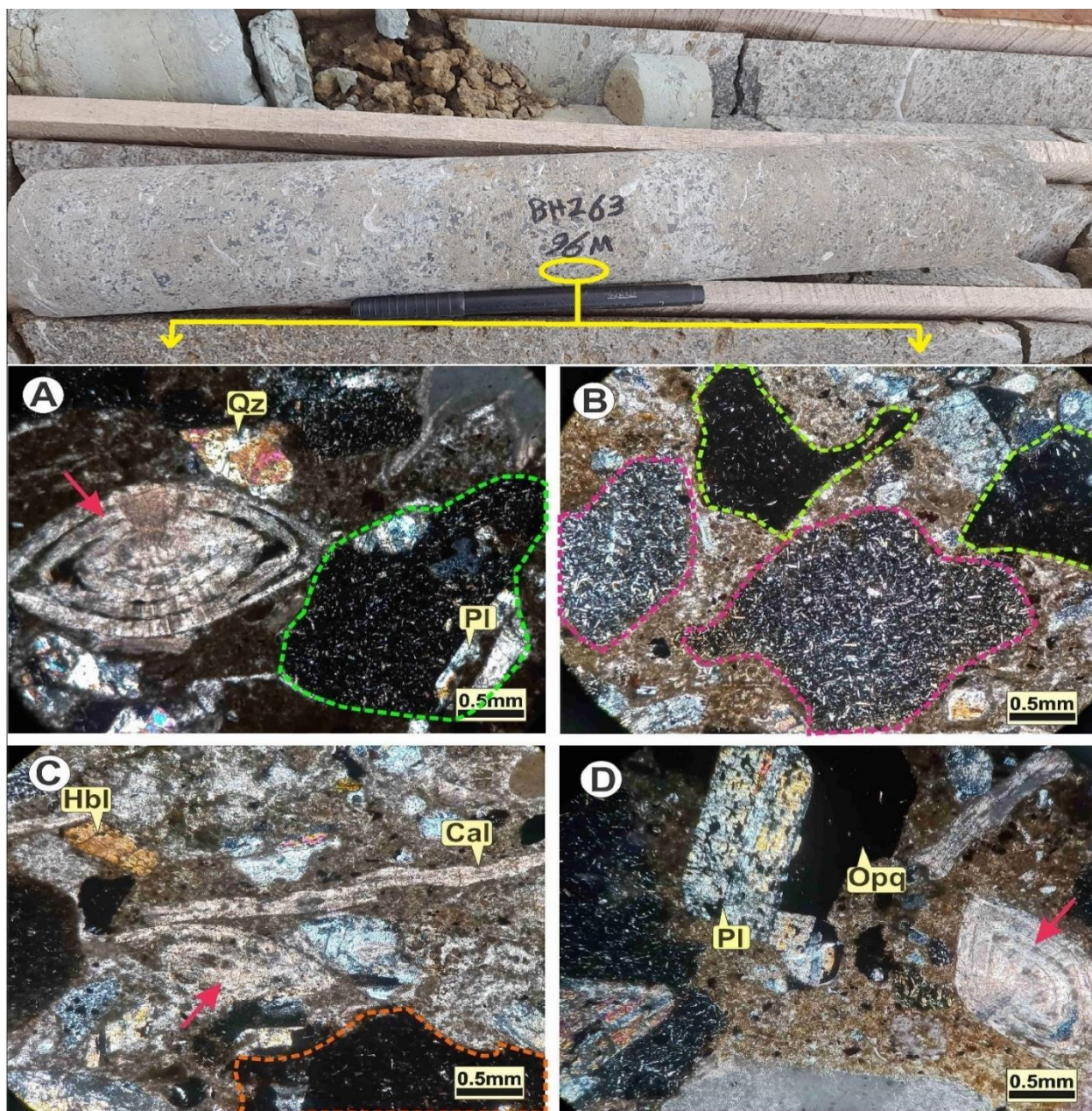
کانسار مس سرخ و همچنین کانسار کیمیا از نظر ویژگی‌هایی که برای کنگلومرا بیان شد، شرایط مشابهی با سایر منطقه دارد. تغییرات در کنگلومر که به تغییرات عیاری منجر می‌شود، کاملاً مشهود است (شکل‌های A-11 و B و A-12 و B).

صحرائی این مجموعه سنگی می‌توان به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای متمایل به قرمز، چند منشائی بودن قطعه‌های تشکیل دهنده، عدم سخت‌شدگی، سیمانی شدن، وجود سیمان بسیار ضعیف متصل کننده قطعه‌های تشکیل دهنده (سیمان رسی - اکسید آهنی) و توپوگرافی نسبتاً پست و ملایم اشاره کرد که بیشتر قسمت‌های جنوبی منطقه مورد بررسی را می‌پوشاند و در اصل بالاترین افق سنگ شناختی منطقه به شمار می‌آید. کنگلومرای پالئوسن - ائوسن که در ادامه تشریح خواهد شد، مهم‌ترین واحد سنگی در ارتباط با کانسارهای مانتو در جغرافیای بردسکن است و سنگ میزبان کانه‌زایی است. در زمان تشکیل کنگلومرا، محیط فرسایشی بوده و فرسایش آبی باعث شده است تا کنگلومرا تشکیل شود.

مجموعه واحدهای سنگی برون‌زد یافته در زمان تشکیل کنگلومرا که در معرض فرسایش قرار می‌گیرند، توسط آب حمل شده و در مسیر حمل، سایش صورت می‌گیرد و در منطقه‌ای رسوب و در نهایت واحد سنگی کنگلومرا تشکیل می‌شود و به تدریج محیط دریایی شده و سیمان که از جنس قطعه‌های سنگ‌های آتشفشانی استف به تدریج آهکی می‌شود و قطعه‌ها کوچک‌تر می‌شوند و در نهایت سنگ آهک تشکیل می‌شود.

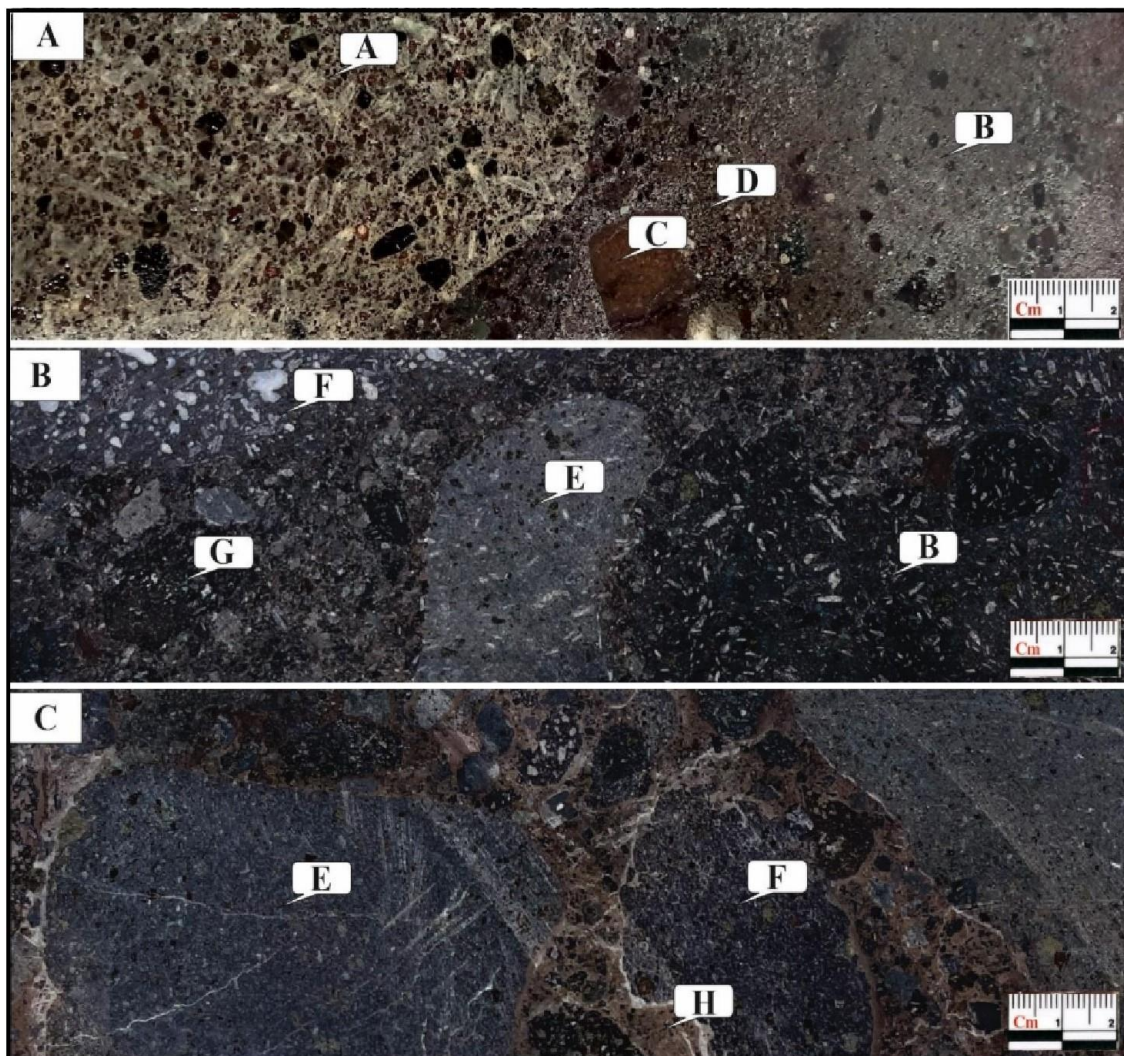
بنابراین کنگلومرای یادشده، یک بانک اطلاعاتی است که اطلاعات و شواهدی از واحدهای سنگی و دگرسانی‌های برون‌زد یافته قبل از دوره فرسایش را دارد. همچنین این واحد سنگی گنجینه‌ای است که به دلیل داشتن تخلخل، بهترین انتخاب محلول کانه‌دار برای ته‌نشست ماده معدنی بوده است. این واحد سنگی دارای قطعه‌هایی با ترکیب آتشفشانی از جنس آندزیت، پیروکسن آندزیت، تراکی آندزیت، بازالت و آندزیت‌بازالت است و همچنین قطعه‌هایی از واحدهای نفوذی و نیمه‌عمیق و حتی رسوبی در آن دیده می‌شود (شکل‌های A-6 تا A-7، D، A-7 تا C، A-8 و A و B، A-9 و B و A-10 و B).

در قاعده، سیمان کنگلومرا از جنس واحدهای آتشفشانی است و به سمت بخش‌های بالایی آن سیمان کربناتی می‌شود. سیمان آتشفشانی حاوی مگنتیت است. سنگ‌های آتشفشانی حدود ۳ تا ۵



شکل ۶. تصویرهایی از کنگلومرا در کانسار زرمهر A: کانی‌های کوارتز، قطعه سنگی آتشفشانی دارای پلاژیوکلاز (خط چین سبزرنگ) و فسیل نومولیت (فلش قرمز رنگ)، B: نمایی از قطعه‌های سنگی مختلف، C: تصویر کانی‌های هورنبلند، رگچه حاوی کربنات کلسیم، قطعه سنگی (خط چین نارنجی رنگ) و فسیل نومولیت (فلش صورتی رنگ) و D: نمایی از کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی کدر همراه با فسیل نومولیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Pl: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، Qz: کوارتز، Opq: کانی کدر، Cal: کلسیت).

Fig. 6. Images of conglomerate in the Zarmehr deposit A: quartz mineral, volcanic rock fragment with plagioclase (green line) and nummulite fossil (red arrow), B: Various rock fragments, C: Image of hornblende minerals, a veinlet containing calcium carbonate, a lithic fragment (orange line) and a nummulite fossil (pink arrow), and D: a view of plagioclase and opaque minerals with nummulite fossil. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Qz: quartz, Opq: opaque, Cal: calcite).



شکل ۷. تصویری از کنگلومرا با قطعه‌های مختلف آتشفشانی و توده نفوذی در کانسار مس نسیم. (A): مونزونیت با دگرسانی پروپلیتیک (اپیدوت)، (B): آندزیت، (C): شیل، (D): سیمان ولکانیکی، B: تصویری از قطعه‌های گردشده کنگلومرا (B): آندزیت، (E): دیوریت پورفیری با دگرسانی پروپلیتیک (اپیدوت)، (F): پیروکسن آندزیت با بافت آمیگدالوئیدال که حفره‌ها توسط سیلیس و کربنات پر شده است، (G): آندزیت و C: کنگلومرا با سیمان کربناتی (F): آندزیت، (E): پیروکسن آندزیت، (H): سیمان کربناتی. (Ramezaniabbakhsh et al., 2023)

Fig. 7. Images of conglomerate with different volcanic and intrusive fragments in the Nasim copper deposit. A: (A): Monzonite with propylitic alteration (Epidote), (B): andesite, (C): shale, (D): Volcanic cement, B: image of conglomerate fragments, (B): andesite, (E): porphyritic diorite with propylitic alteration (Epidote), (F): pyroxene andesite with amygdaloidal texture filled with silica and carbonate, (G): andesite, and C: conglomerate with carbonate cement (F): andesite, (E): pyroxene andesite, (H): carbonate cement. (Ramezaniabbakhsh et al., 2023)

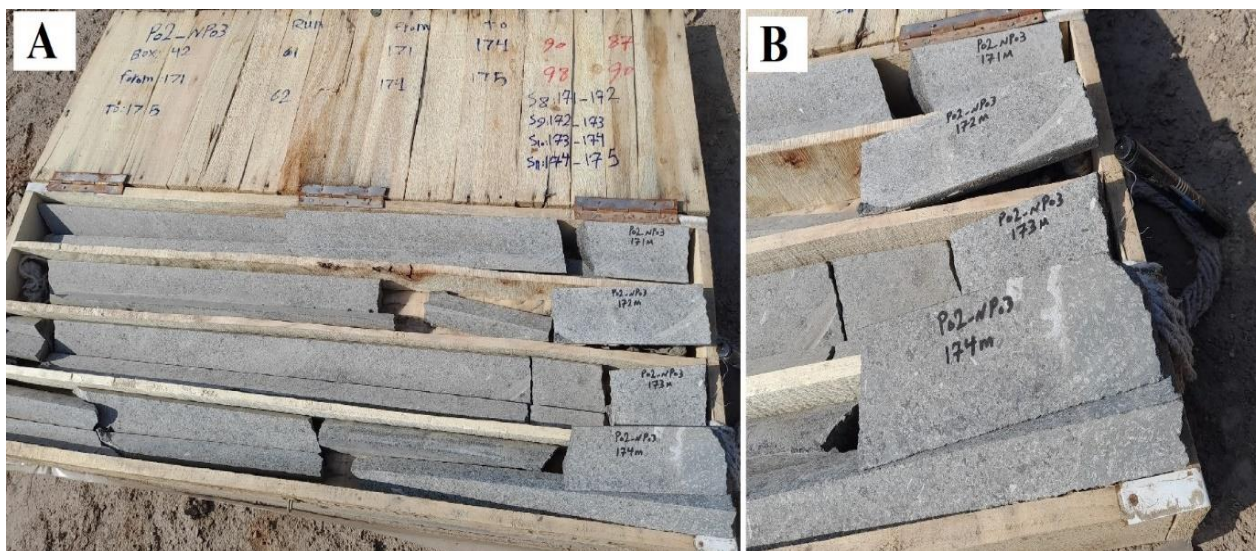
انواع دگرسانی در کمربند مس دار بردسکن - درونه

بر مبنای اطلاعات بسیار دقیق و هدفمندی که در ارتباط با قطعه‌های

کنگلومرا، کانه‌زایی مس مانتو و واحدهای سنگی برون‌زدیافته در منطقه انجام شده است، مشخص شد که دگرسانی‌های متنوعی در

ایجاد شده است و گروه دوم شامل دگرسانی‌هایی می‌شود که بعد از تشکیل کنگلومرا و به ویژه دگرسانی‌هایی که هم‌زمان و مرتبط با کانه‌زایی ایجاد شده‌اند.

این منطقه و در طول زمان‌های مختلف شکل گرفته است. این دگرسانی‌ها در دو گروه و دست کم سه مرحله زمانی قابل بررسی هستند: گروه اول، دگرسانی‌هایی که قبل از تشکیل کنگلومرا



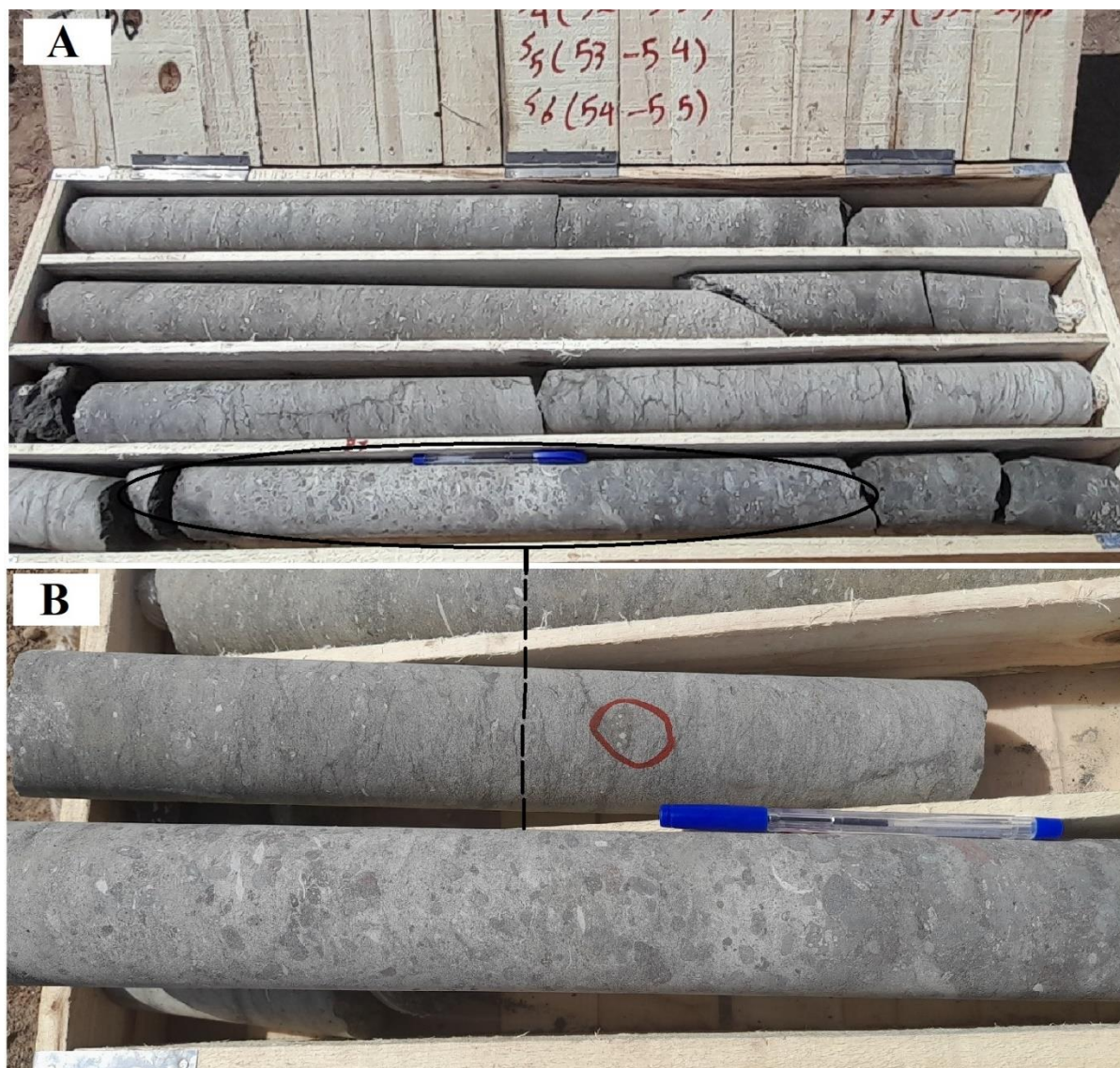
شکل ۸. محدوده نسیم: A: کنگلومرای کانه‌دار و B: برخورد کنگلومرا با آندزیت

Fig. 8. the Nasim area A: Mineralized conglomerate, and B: contact of conglomerate and andesite



شکل ۹. A: جعبه مغزه حاوی سنگ آهک و کنگلومرا- کانسار نسیم، B و C: نمایی از همان سنگ میزبان به صورت مغزه

Fig. 9. A: Core Box containing limestone and conglomerate -the Nasim copper deposit, B and C: view of conglomerate



شکل ۱۰. A: جعبه مغزه حاوی سنگ آهک و کنگلومرا- کانسار نسیم، B: نمای از کنگلومرا

Fig. 10. A: Core Box containing limestone and conglomerate -the Nasim copper deposit, B: conglomerate

دگرسانی قبل از تشکیل کنگلومرا

دگرسانی‌هایی که قبل از تشکیل کنگلومرا ایجاد شده است، در دو دسته قابل بررسی هستند: ۱- دگرسانی‌هایی که در قطعه‌های سنگ‌های آتشفشانی داخل کنگلومرا مشاهده می‌شوند و در سنگ‌های آتشفشانی منطقه نیز وجود دارد و گسترش قابل توجهی دارند و شامل دگرسانی‌های زئولیتی، کلریتی، کربناتی و

سلادونیتی با شدت‌های مختلف هستند و ۲- دگرسانی که در قطعه‌های مونزونیت و دیوریت پورفیری داخل کنگلومرا مشاهده می‌شود و در توده‌های نیمه‌عمیقی (مونزونیت و دیوریت پورفیری) که به شکل دایک در منطقه وجود دارند نیز مشاهده می‌شود. این دگرسانی‌ها مربوط به قبل از تشکیل کنگلومراست و شامل دگرسانی پروپیلیتیک (اپیدوت و گاهی کلریت) و سیلیسی هستند.



شکل ۱۱. A و B: سنگ میزبان کانه‌زایی (کنگلومرا)- کانسار مس سرخ

Fig. 11. A and B: Mineralization host rock (conglomerate)- the Mes-e-Sorkh deposit

دگرسانی زئولیتی

و قطعه‌های آن نسبت به بقیه سنگ‌های آتشفشانی کمتر در واحد کنگلومرا مشاهده می‌شود. در کنگلومراهایی که حاوی قطعه‌هایی از این واحدهای سنگی باشند، دگرسانی زئولیتی مشاهده می‌شود. احتمالاً دگرسانی زئولیتی بعد از تشکیل کنگلومرا به صورت جزئی ایجاد شده است.

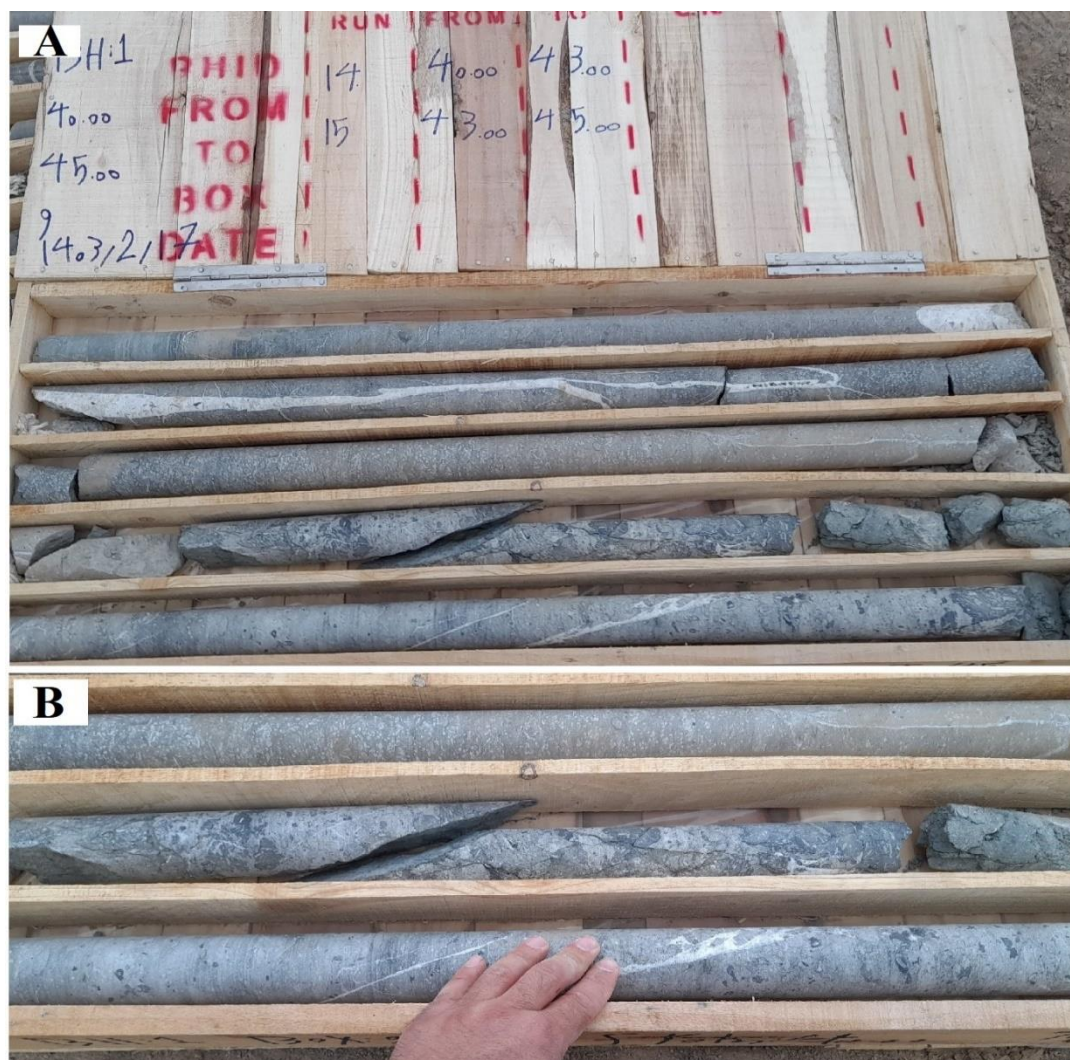
دگرسانی کلریتی

علاوه بر دگرسانی زئولیتی درون سنگ‌های آندزیتی می‌توان دگرسانی کلریتی را نام برد. دگرسانی کلریتی و گاهی ایدنگسیتی درون سنگ‌های پورفیری پیروکسن آندزیت و با نسبت کمتر درون

بررسی‌های زمین‌شناسی نشان می‌دهد که دگرسانی زئولیتی با ترکیب کانی‌شناسی ناترولیت بیشتر درون سنگ‌های آندزیت مگاپورفیری و تراکی آندزیت پورفیری در چند مرحله تشکیل شده است. در بیشتر موارد حفره‌ها بین دانه‌ها و بلورهای درشت پلاژیوکلاز توسط کانی‌های زئولیتی ناترولیت با فابریک شعاعی پر شده است (شکل ۱۳). این دگرسانی در قسمت‌های شمالی و شمال غربی منطقه مورد بررسی مشاهده می‌شود. با توجه به مشاهدات صحرایی و حفاری‌های زیرسطحی در منطقه مورد بررسی، این واحدها به عنوان بخش پایینی افق سنگ‌شناختی است

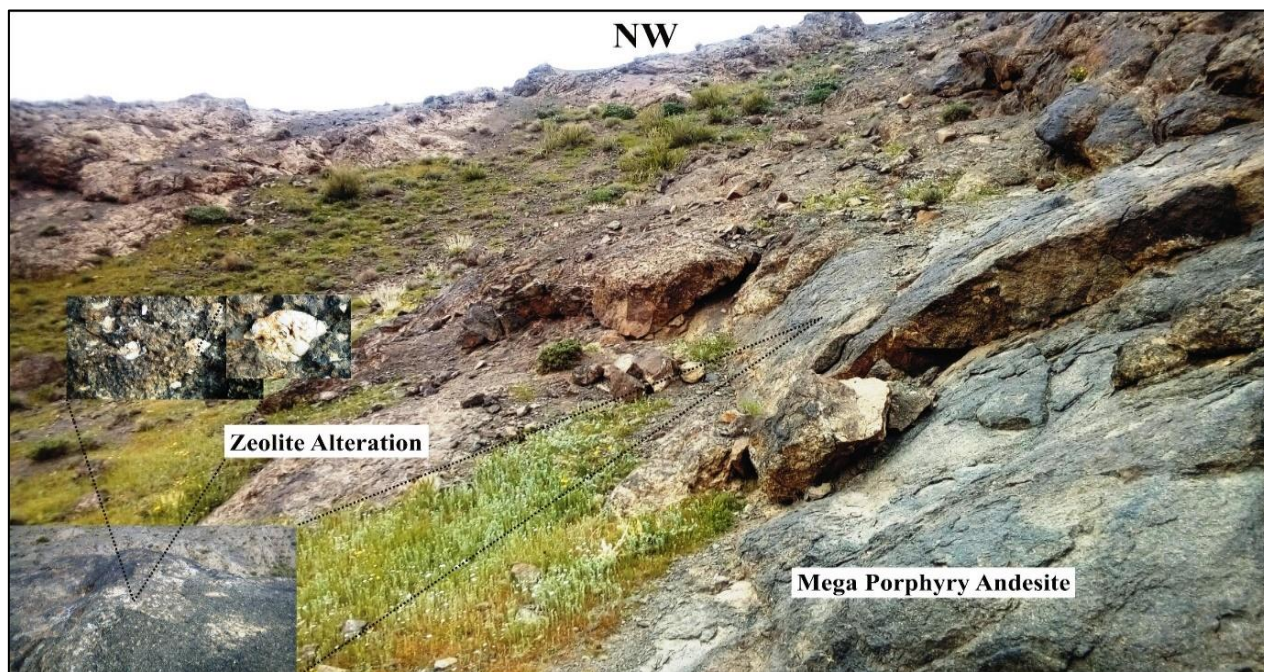
قرار گرفته‌اند، اغلب دارای رنگ سبز تیره بوده که خود راهنمای مناسبی برای تشخیص دگرسانی یادشده است (شکل‌های ۱۴ و ۱۵-A تا D). از آنجایی که بیشترین قطعه‌های تشکیل‌دهنده کنگلومرا از واحدهای سنگی پورفیری پیروکسن‌آندزیت، بازالت و آندزیت‌بازالت است که دگرسانی کلریتی را دارند؛ بنابراین این نوع دگرسانی به وضوح در داخل قطعه‌های کنگلومرا نیز مشاهده می‌شود.

سنگ‌های بازالتی، آندزیت‌بازالت‌های رخنمون‌یافته در شمال منطقه ایجاد شده است. دگرسانی کلریتی با شدت کم و گسترش زیاد از شرق تا غرب منطقه در واحدهای یادشده قابل مشاهده است. به نظر می‌رسد که حضور سیالات گرمابی در منطقه باعث تبدیل و تجزیه کانی‌های مافیک نظیر پیروکسن و الوین به کانی‌های کلریتی و تشکیل دگرسانی کلریتی شده است و دگرسانی ایدنگستی از تجزیه کانی الوین به ایدنگسیت به وجود آمده است و واحدهای سنگی که تحت تأثیر این نوع دگرسانی

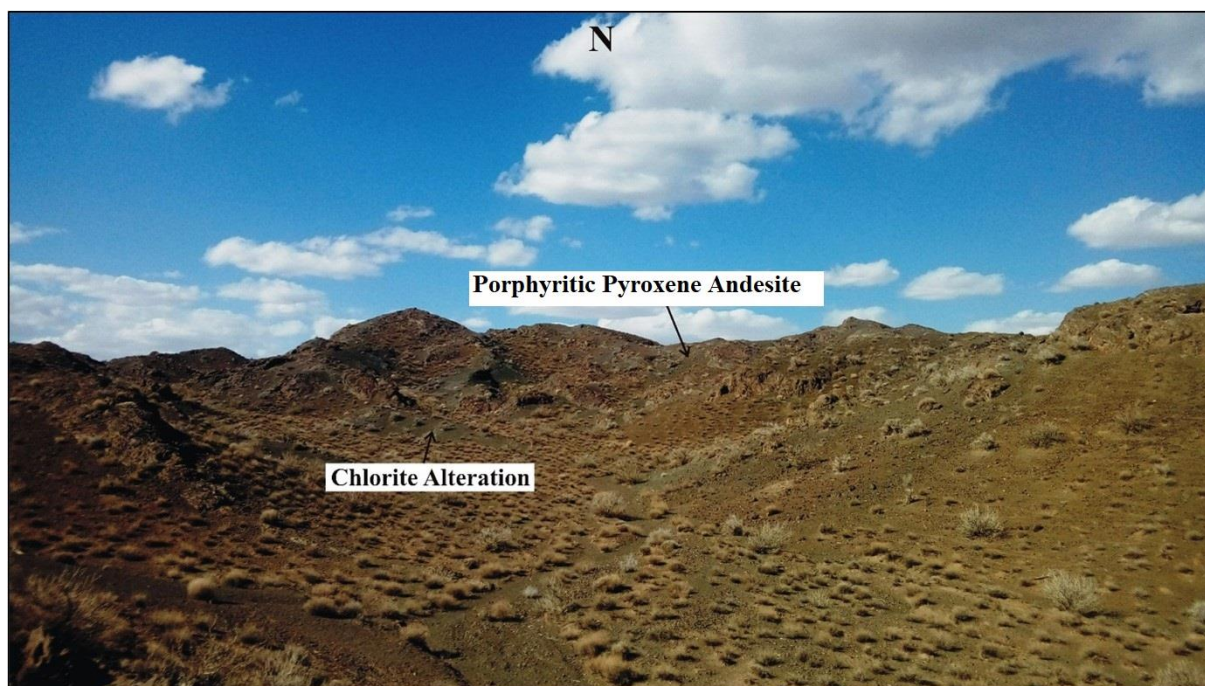


شکل ۱۲. A: توالی سنگ‌شناختی و نمایش سنگ میزبان در کانسار کیمیا و B: نمایی از واحد آهکی (کمبرالا) و سنگ میزبان کانه‌زایی (کنگلومرا)

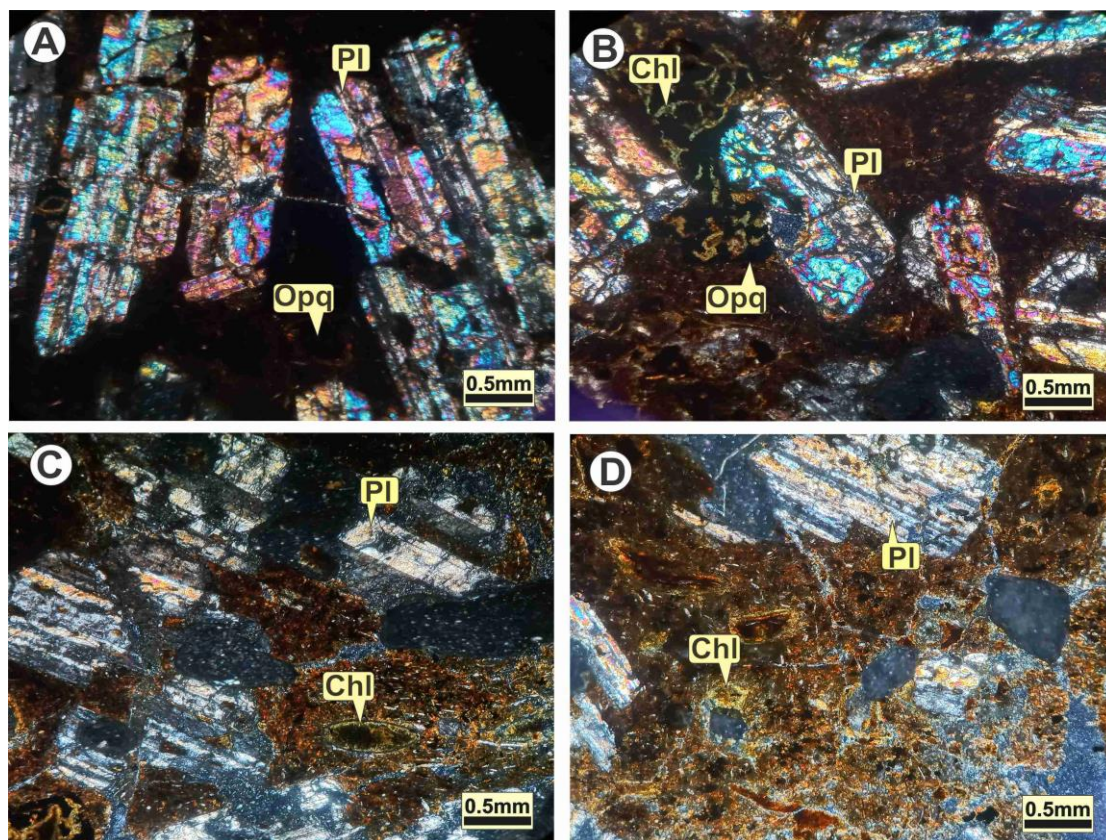
Fig. 12. A: lithological sequence and display of host rock in the Kimia copper deposit, and B: view of limestone unit (hanging wall) and mineralized host rock (conglomerate)



شکل ۱۳. نمایی از دگرسانی زئولیتی درون واحد سنگی مگاپورفیری آندزیت در محدوده نسیم
Fig. 13. A view of zeolite alteration in Mega porphyritic andesite in the Nasim area



شکل ۱۴. نمایی از دگرسانی کلریتی سنگ‌های پورفیری پیروکسن آندزیت
Fig. 14. A view of chlorite alteration in porphyritic pyroxene andesite



شکل ۱۵. معدن نسیم، دگرسانی کلریتی در واحد آندزیتی A: تصویر درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه کاملاً کدر شده (XPL)، B: درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کانی ثانویه کلریت و کانی کدر درون حفره (XPL)، C: درشت بلورهای شکل دار و دارای ماکل پلاژیوکلاز همراه با حفره کلریتی (XPL) و D: کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی ثانویه کلریت (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Chl: کلریت، Opq: اپک).

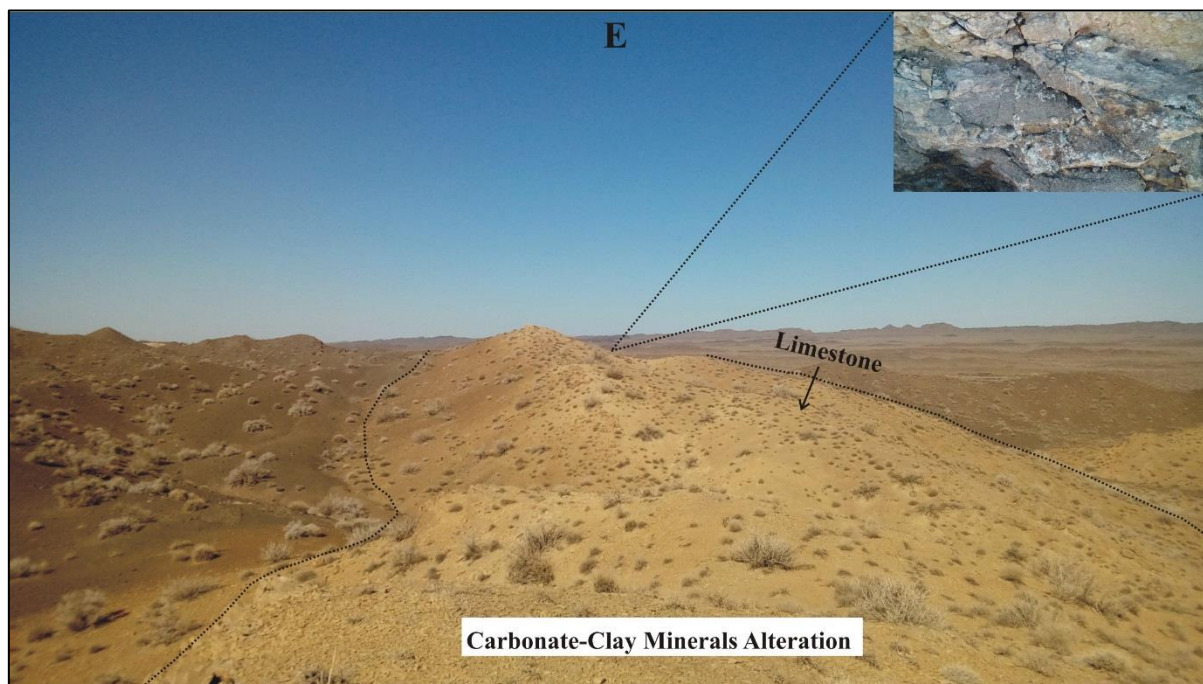
Fig. 15 the Nasim mine chlorite alteration in andesite A: image of plagioclase macrocrystals in a completely opaque background (XPL), B: plagioclase macrocrystals and secondary chlorite minerals and opaque minerals in cavity (XPL), C: plagioclase with chlorite cavity (XPL), and D: plagioclase minerals and chlorite secondary mineral (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: plagioclase, Chl: chlorite, Opq: opaque).

دگرسانی کربناتی - کانی رسی

کربنات‌های تأخیری موجود در منطقه است. همچنین جانشینی دانه‌های غیر اسکلتی توسط کربنات طی دیاژنز دگرسانی کربناتی را ایجاد کرده است.

دگرسانی کانی رسی از تبدیل پلاژیوکلاز و فلدسپارهای قطعه‌های سنگی آتشفشانی به کانی‌های رسی به وجود آمده است. همچنین برخی از قطعه‌های فسیلی با جنس آهکی در سنگ‌های رسوبی متحمل دگرسانی ضعیف کانی رسی شده است.

این نوع دگرسانی در منطقه مورد بررسی در واحد سنگ آهک نومولیتیک و با شدت کم در واحدهای آتشفشانی مشاهده می‌شود (شکل ۱۶). کلسیم به صورت جانشینی در پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک و همچنین به صورت رگچه‌ای، جانشینی در قالب فسیل و پرکننده حفره‌ها قابل مشاهده است. دگرسانی کربناتی و کانی‌های رسی همچنین درون سنگ‌های آهکی موجود در منطقه توسط کربنات‌های بلورین مشخص می‌شود. این نوع دگرسانی محصول



شکل ۱۶. نمایی از دگرسانی کربناته-کانی رسی موجود در سنگ آهک منطقه معدن نسیم

Fig. 16. A view of carbonate-clay mineral alteration in limestone unit in the Nasim mine

دگرسانی سلاودونیت

کانی سلاودونیت با رنگ سبز کم‌رنگ تا پررنگ با ترکیب سیلیکات پتاسیم منیزیم آهن آب‌دار است (Wise and Eugster, 1964). سلاودونیت از دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی حدواسط-مافیک مانند آندزیت و بازالت تشکیل می‌شود. این دگرسانی با شدت کم و گسترش قابل توجه در سنگ‌های آتشفشانی و قطعه‌های آتشفشانی واحد کنگلومرا مشاهده می‌شود.

دگرسانی اپیدوتی و دگرسانی سیلیسی

یه گروه دایک‌های شعاعی از جنس مونزونیت و دیوریت پورفیری در منطقه وجود دارد که در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده است و از لحاظ زمانی جوان‌تر از سنگ‌های آتشفشانی و قدیمی‌تر از کنگلومرا و آهک است. این دایک‌ها دگرسانی پروپلیتیک (اپیدوت ± کلریت) و همچنین سیلیسی دارند که در داخل

کنگلومرا قطعه‌های مونزونیت و دیوریت نیز این دگرسانی‌ها را دارند. این دگرسانی‌ها مربوط به زمان نفوذ توده و قبل از فرسایش و تشکیل کنگلومرا بوده است. با توجه به کانی اپیدوت، محلول گرمابی غنی از آهن و حالت اکسایش داشته است. این دگرسانی مربوط به توده‌های نیمه‌عمیق است.

دایک‌ها و استوک‌های مشاهده شده در منطقه بدون کانه‌زایی هستند و یا کانه‌زایی ضعیفی از کالکوسیت، کالکوپریت، کریزوکلا، مالاکیت و گاهی مس خالص در سطح یا نزدیکی سطح زمین و محدود به دگرسانی سیلیسی دارند. این دگرسانی به صورت رگچه‌های سیلیسی متقاطع و تحت تأثیر محلول‌های گرمابی و به صورت آمورف و ریزبلور مشاهده می‌شود. در حریم بعضی از این دایک‌ها کارهای قدیمی انجام شده است. موقعیت معدن کاری‌های باستانی صورت گرفته معمولاً در محل تلاقی دایک‌ها و یا محل تلاقی دایک‌ها و گسل‌هاست. حفاری‌های

زیرسطحی که در دهه اخیر در منطقه و با ایده دایک‌ها انجام شده، نتایج امیدبخشی نداشته است. این حفاری‌ها در شمال معادن نسیم، معدن مهر آجین و محدوده معدنی چشمه سفید در نزدیکی روستای چشمه سفید انجام شد. همچنین در قطعه‌های مونزونیت و دیوریتی که در داخل کنگلومرا وجود دارد، کانه‌زایی مشاهده نمی‌شود.

دگرسانی بعد از تشکیل کنگلومرا و دگرسانی هم‌زمان با کانه‌زایی

دگرسانی اکسید آهنی

دگرسانی اکسید آهنی و دگرسانی سیلیسی می‌توانند قبل و یا بعد تشکیل کنگلومرا ایجاد شده باشند و ارتباطی با کانه‌زایی مس نوع مانتو در منطقه مورد بررسی ندارند. از مهم‌ترین دگرسانی‌ها که معمولاً در واحدهای سنگی آتشفشانی و رسوبی مشاهده می‌شود، دگرسانی هماتی و آغشتگی‌های مربوط به اکسید آهنی است که کنترل ساختاری دارد. با توجه به بافت و ساخت برشی ایجاد شده در این نوع واحدها و سهولت جابه‌جایی سیالات گرمایی، امکان ایجاد کانه‌زایی و دگرسانی هماتی فراهم شده است. به نظر می‌رسد حرکت سیالات گرمایی درون سنگ‌های آتشفشانی باعث ایجاد تجزیه و تبدیل کانی‌های مافیک به هماتیت و گوتیت و در نتیجه تشکیل دگرسانی‌های اکسید آهنی شده است (شکل ۱۷).

این نوع دگرسانی در مناطقی که فرایندهای زمین‌ساختی با شدت بیشتری اتفاق افتاده، افزایش یافته و شدیدتر است. همچنین با توجه به حضور کانی پیریت درون واحدهای رسوبی، به نظر می‌رسد تجزیه کانی‌های پیریت سبب تشکیل سطحی کانی‌های اکسید آهنی نظیر هماتیت، لیمونیت و گوتیت و تشکیل دگرسانی هماتی و آغشتگی اکسید آهنی شده است. دگرسانی اکسید آهنی علاوه بر اینکه کنترل ساختاری دارد، در واحدهای رسوبی بیشتر کنترل کانی‌شناسی دارد و در واحدهای رسوبی که کانه‌زایی پیریت دارند، مشاهده می‌شود. نکته مهم این است که پیریت در زمان‌های مختلف تشکیل شده است و ارتباطی با کانه‌زایی مس ندارد. این نوع دگرسانی نیز با رنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای به راحتی قابل

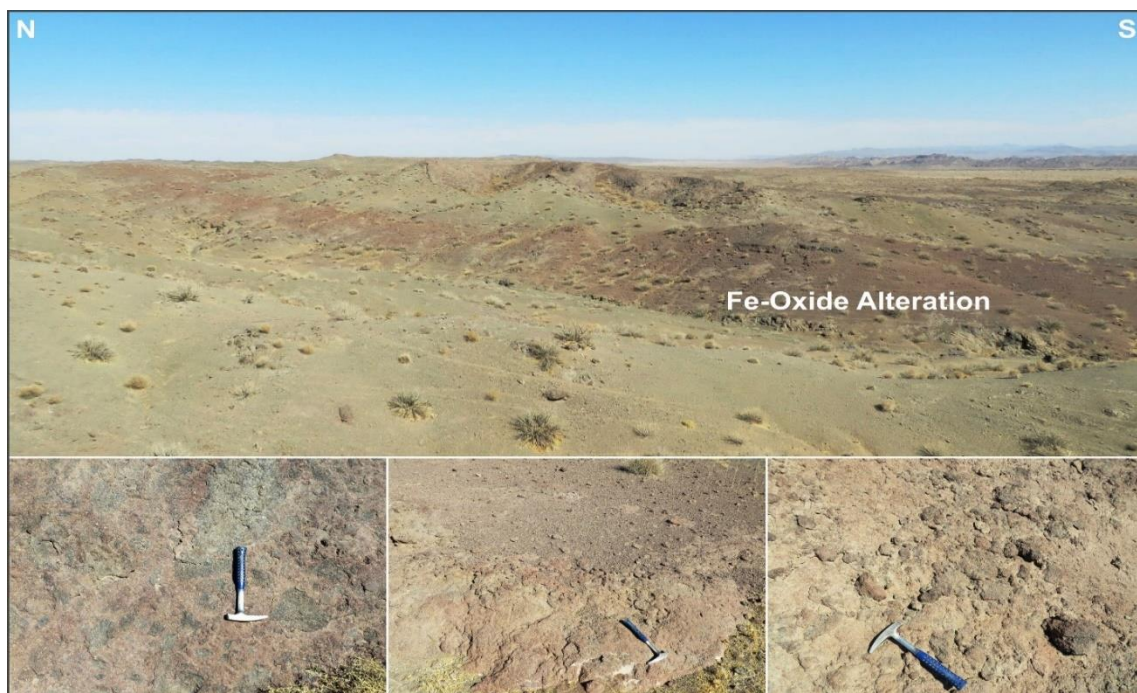
تشخیص است. همچنین در سنگ‌های ماسه‌سنگ آهکی - آهک سیلتی که در توالی رسوبی در بخش‌های بالایی سنگ آهک فسیل‌دار قرار دارد، به علت قرارگیری در یک محیط اکسیدان و کم‌عمق و همچنین فرایندهای دیاژنتیکی کانی‌های هماتیت و سیلیس به صورت‌های قشری و نودلی - بی‌شکل سبب ایجاد رنگ قرمز و تشکیل آغشتگی‌هایی از اکسید و هیدرواکسیدهای آهنی شده است.

دگرسانی سیلیسی

دگرسانی سیلیسی اغلب در واحدهای آتشفشانی (شکل ۱۸) و در ارتباط با عوامل ساختاری و همچنین توده‌های نیمه‌عمیقی که به شکل دایک در منطقه وجود دارند، به صورت رگچه‌های سیلیسی متقاطع و تحت‌تأثیر محلول‌های گرمایی و به صورت آمورف و ریزبلور مشاهده می‌شوند. این دگرسانی به خصوص در قسمت‌های جنوبی مجموعه معادن مس نسیم و مس سرخ همراه با پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت و گاهی مس خالص وجود دارد و در قسمت‌های مرکزی منطقه به سمت غرب و کال ابری در واحدهای آندزیتی مشاهده می‌شود.

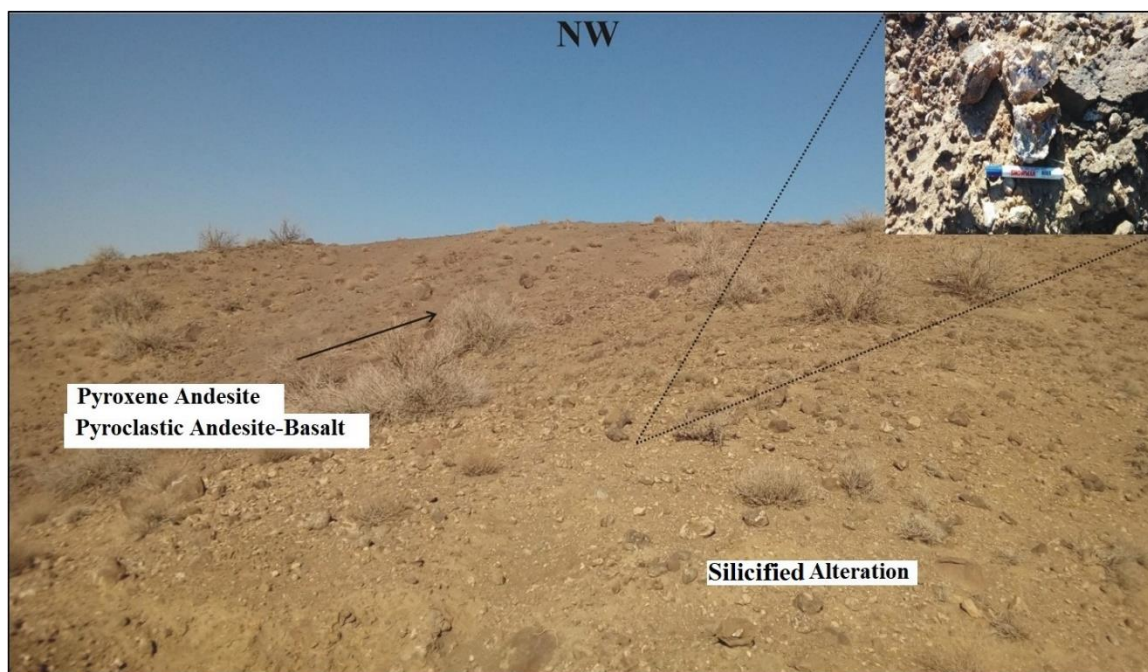
دگرسانی کلریتی، کربناتی ± کانی رسی - هم‌زمان و مرتبط با کانه‌زایی

این نوع دگرسانی به دلیل فعالیت محلول گرمایی کانه‌ساز در منطقه ایجاد شده است و هم‌زمان با کانه‌زایی مس مانتو و مرتبط با زون اصلی کانه‌زایی است (شکل‌های ۱۹-A تا D و ۲۰). در کل منطقه در امتداد شمال شرقی به جنوب غربی، دگرسانی در ارتباط با کانه‌زایی در واحد کنگلومرا به صورت کلریتی، کربناتی ± کانی رسی با شدت کم تا متوسط است؛ به طوری که با فاصله گرفتن از کانه‌زایی از شدت آن کم می‌شود. همچنین برخی از قطعه‌های فسیلی با جنس آهکی در سنگ‌های رسوبی متحمل دگرسانی ضعیف کانی رسی شده است.



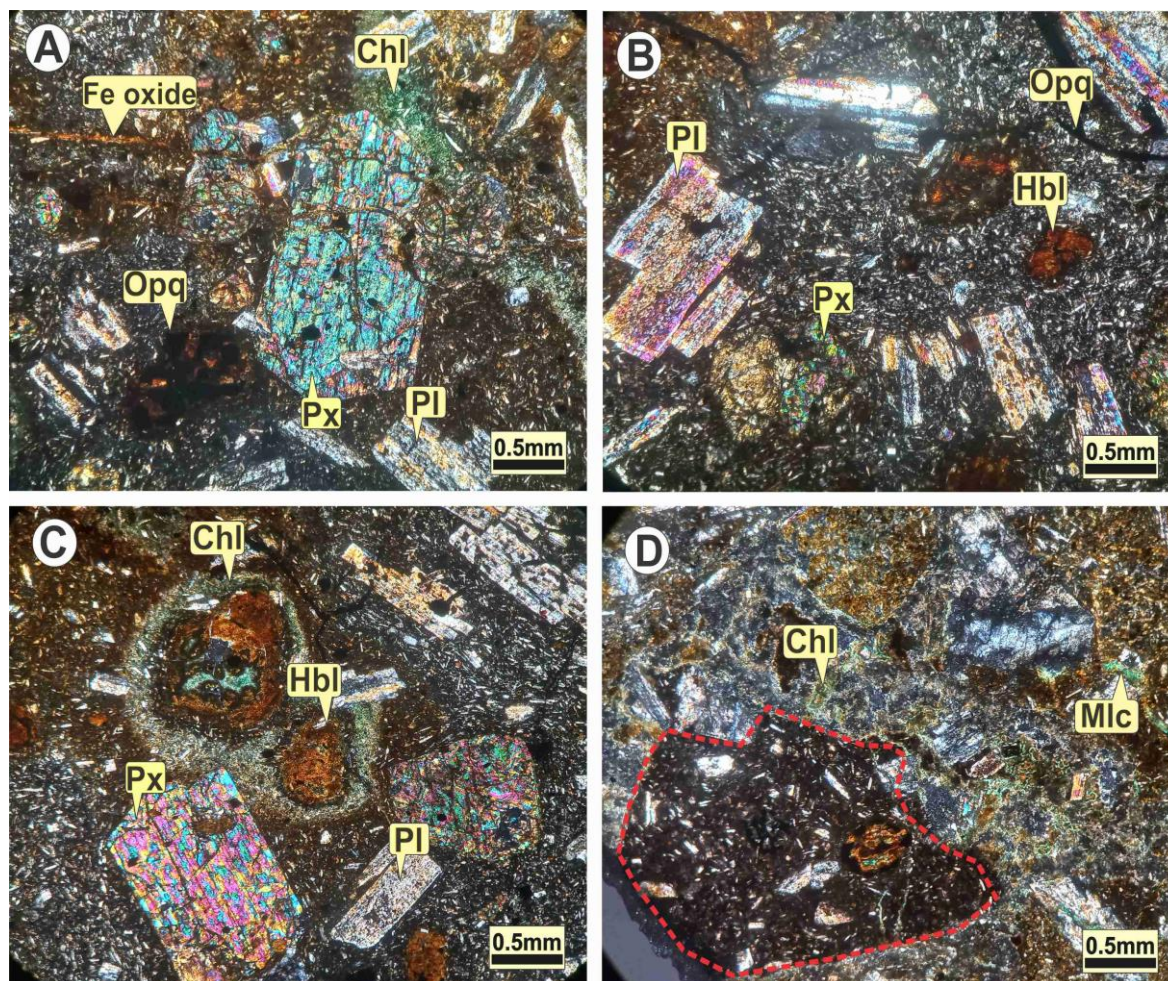
شکل ۱۷. نمونه‌هایی از رخنمون دارای دگرسانی اکسید آهنی در معدن مس سرخ

Fig. 17. Samples of outcrops with Fe-oxide alteration in the Mes-e-sorkh



شکل ۱۸. نمایی از دگرسانی سیلیسی درون پیروکسن آندزیت در جنوب معدن نسیم

Fig. 18. A view of silica alteration in pyroxene andesite in southern of the Nasim copper deposit



شکل ۱۹. محدوده نسیم، تصویرهایی از دگرسانی کلریتی A: درشت بلورهای شکل دار پیروکسن، پلاژیو کلاز همراه با کانی کدر و کانی ثانویه کلریت و رگچه اکسید آهنی (XPL)، B: درشت بلورهای پلاژیو کلاز، پیروکسن، هورنبلند و رگچه حاوی کانی کدر (XPL)، C: درشت بلورهای پیروکسن و پلاژیو کلاز و هورنبلند در حال تبدیل به کلریت از حاشیه (XPL) و D: کانی ثانویه کلریت و کانی حاوی مس مالاکیت همراه با قطعه سنگی آندزیتی (XPL). علائم اختصاری کانی ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیو کلاز، Hbl: هورنبلند، Px: پیروکسن، Chl: کلریت، Mlc: مالاکیت، Opq: اوپک).

Fig. 19. the Nasim area, images of chlorite alteration A: pyroxene macrocrystals, plagioclase with opaque mineral and secondary chlorite mineral and feox veinlet (XPL), B: plagioclase, pyroxene, hornblende and veinlet with opaque minerals (XPL), C: pyroxene, plagioclase and hornblende crystals replacing into chlorite from the margin (XPL), and D: a view of the secondary mineral chlorite and malachite with andesite fragment (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Px: pyroxene, Chl: chlorite, Mlc: malachite, Opq: opaque).

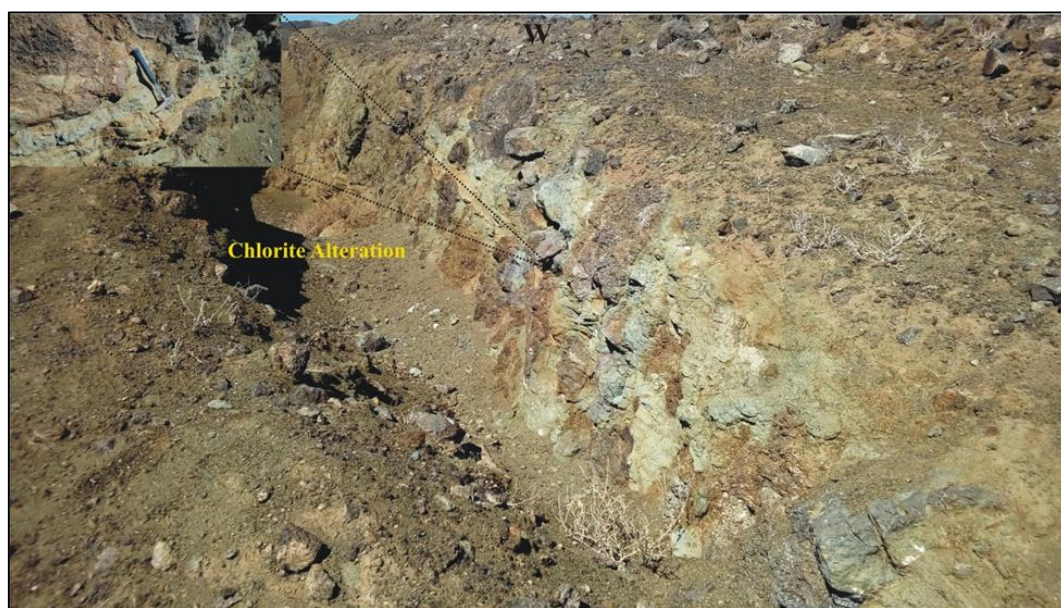
شیمی محلول

در کنگلومرا مجموعه‌ای از قطعه‌های مختلف آتشفشانی و گاهی توده‌های دیوریت و مونزونیت با سن و ویژگی‌های متفاوت وجود دارد. هر قطعه یک هویت بنیادی اصلی دارد که در داخل

شیمی محلول گرمابی در زمان تشکیل کانسار نوع مانتو را می‌توان بر مبنای دگرسانی و هم‌یافت تفسیر کرد:

از مکان‌های مختلف اطلاعات را گرفته و در خود قرارداد است و نشان می‌دهد که قبل از تشکیل آن چه رخنمون‌هایی در سطح زمین وجود داشته است. در بررسی‌های کانه‌زایی و شرایط تشکیل و رخدادهایی که اتفاق افتاده است، باید به این مهم توجه کرد که دگرسانی‌های مشاهده شده در داخل قطعه‌ها مربوط به زمان تشکیل آن واحد سنگی بوده که شسته شده، حمل شده و داخل کنگلومرا قرار گرفته است. پس این دگرسانی ربطی به زمان کانه‌زایی ندارد؛ چون کانه‌زایی بعد از تشکیل کنگلومرا و به دلیل تخلخلی که کنگلومرا داشته است، در این واحد سنگی محلول به تشکیل کالکوسیت منجر شده است.

کنگلومرا قرار گرفته است. تمامی پدیده‌های داخل کنگلومرا به ویژه دگرسانی، مربوط به زمان کانه‌زایی نیست. وقتی دگرسانی خاصی در داخل قطعه سنگی دیوریتی یا مونزونیتی مشاهده می‌شود، بیانگر این است که این واحد سنگی در منطقه‌ای که تشکیل شده و نفوذ پیدا کرده، در معرض آن دگرسانی قرار داشته است، بعد طی فرسایش در مکان فعلی قرار گرفته است. در بعضی از قطعه‌های دیوریت یا مونزونیت، کانی اپیدوت وجود دارد که محلول باید غنی از آهن و اکسیدان باشد تا به تشکیل اپیدوت منجر شود. پس هر کانی که در داخل کنگلومرا مشاهده می‌شودف به عنوان دگرسانی نباید به زمان کانه‌زایی ربط داده شود. کنگلومرا



شکل ۲۰. محدوده زرمهر، نمایی از دگرسانی کلریتی درون واحد سنگی کنگلومرا در زون اصلی کانه‌زایی

Fig. 20. the Zarmehr area, A view of chlorite alteration in conglomerate unit, mineralization zone

کالکوپیریت مهم‌ترین کانه اولیه کانسارهای مس پورفیری و ماسیوسولفید است. میزان مس کالکوپیریت ۳۴/۵ درصد و میزان آهن ۳۰/۴ درصد است (جدول ۱).

در تمام مس مانتوی پنجره بردسکن کالکوسیت مهم‌ترین کانه اولیه مس است که به صورت بسیار جزئی بورنیت هم وجود دارد. میزان مس در کالکوسیت ۷۹/۸۵ درصد و بدون آهن و میزان مس در بورنیت ۶۳/۳۱ درصد و میزان آهن آن ۱۱/۱۳ درصد است.

جدول ۱. مقایسه برخی از کانی‌های مس از نظر میزان Cu, S, Fe, O, CO₂ و CuTable 1. Comparison of copper minerals in terms of Cu, S, Fe, O and CO₂ contents

Mineral	Cu%	S%	Fe%	O%	CO ₂ %	
Cu ₂ S	79.85	20.15	-	-	-	Chalcocite
CuS	66.46	35.50	-	-	-	Covellite
Cu ₅ FeS ₄	63.31	25.56	11.13	-	-	Bornite
CuFeS ₂	34.5	35	30.4	-	-	Chalcopyrite
Cu ₂ O	88.82	-	-	11.18	-	Cuprite
CuO	79.89	-	-	20.11	-	Tenorite
Cu ₂ CO ₃ (OH) ₂	57.50	-	-	36.18	20	Malachite
Cu ₂ (CO ₃) ₂ (OH) ₂	55.3	-	-	37.1	25.5	Azurite

اپیدوت هم شاخصی در فقیر بودن محلول از آهن و حالت احیایی است. در هم یافت همراه با کالکوسیت، مواد آلی بیتومن است و محلولی که به کانه‌زایی مس مانتو منجر شده، غنی از مس، فقیر از آهن و حالت احیایی داشته است.

الگوی تشکیل و منشأ کانسارهای مس مانتوی بردسکن - درونه

بر اساس بررسی‌ها و مشاهدات صحرایی، شواهد زمین‌ساختی، مشاهدات کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی و شواهد زمین‌شیمیایی، الگوی تشکیل و تکامل کانسارهای مس مانتو بردسکن - درونه را بررسی می‌کنیم:

منشأ آتشفشانی

سنگ‌های آتشفشانی حاوی ۳ تا ۵ درصد مگنتیت اولیه هستند. اگر سنگ آتشفشانی دگرسان شود و بعد محلولی ایجاد شود که غنی از مس باشد، این محلول نمی‌تواند فقیر از آهن باشد و کانی‌های آهن‌داری مثل کالکوپیریت و پیریت در سامانه تشکیل خواهد شد. واحدهای آتشفشانی در منطقه به سبب چین خوردگی در امتدادی شمالی - جنوبی و با ضخامتی بین ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متر

کالکوپیریت در کانسارهای نوع مانتو این منطقه وجود ندارد و در بخش‌هایی هم که به صورت جزئی مشاهده می‌شود، هیچ ارتباط زمانی، مکانی و منشائی با کالکوسیت ندارد. کانی‌شناسی اصلی ماده معدنی، کالکوسیت است و با توجه به بالابودن میزان مس و نبود آهن در کالکوسیت، می‌توان نتیجه گرفت که در این سامانه‌ها، محلول فوق‌العاده غنی از مس و فقیر از آهن است. اگر آهن در محلول وجود داشت مثل کانسارهای مس پورفیری و ماسیو سولفیدها، کانی کالکوپیریت تشکیل می‌شد. پیریت و کالکوپیریت در مرحله تشکیل کالکوسیت وجود ندارد. قبل یا بعد از تشکیل کنگلومرا ممکن است پیریت تشکیل شده باشد و ارتباطی با هم یافت ندارد. کالکوسیت فقیر از آهن است.

همچنین با توجه به اینکه همراه با کانه‌زایی کالکوسیت، کوارتز مشاهده نمی‌شود، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که محلول گرمابی فقیر از سیلیس است و وجود مواد آلی بیتومن همراه با کانی کالکوسیت بیانگر احیایی بودن محلول است.

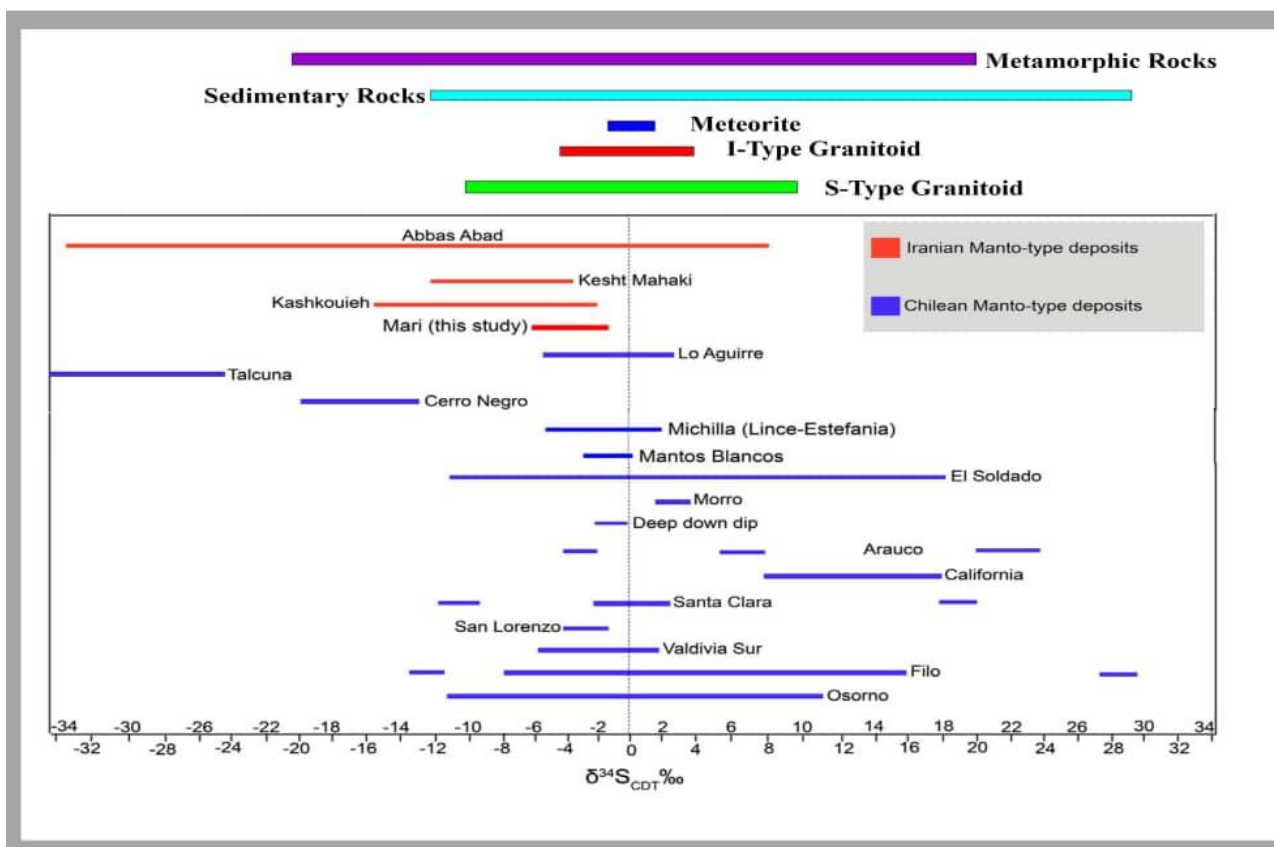
بر مبنای دگرسانی هم می‌توان شیمی محلول گرمابی در زمان تشکیل کانسار نوع مانتو را تفسیر کرد. از نظر دگرسانی، کانی اپیدوت نیست. کانی اپیدوت، سیلیکات آهن و کلسیم است و به علاوه آهن داخل کانی اپیدوت، آهن سه ظرفیتی است؛ پس نبود

قابل مشاهده هستند و دگرسانی مشاهده نمی شود که مربوط به سنگ های آتشفشانی منطقه باشد؛ بنابراین تحت هیچ شرایطی نمی تواند سنگ آتشفشانی منشأ باشد.

توده های نفوذی

اگر منشأ توده های نفوذی باشد که در عمق است، محلولی که منشأ ماگمایی دارد، بیش از ۳۰ درصد سیلیس دارد که کوارتز را تشکیل می دهد و همچنین غنی از آهن و آلومینیم است و معمولاً علاوه بر مس می تواند حاوی عناصری مثل سرب و روی نیز باشد.

محلول منشأ غیر ماگمایی دارد و فقط مس دارد. برای تعیین منشأ این سامانه ها، در دنیا بررسی های ایزوتوپی بر روی گوگرد انجام شده است. مغفوری و همکاران (Maghfouri et al., 2017)، کانسارهای نوع مانتو در ایران را از نظر مقدار ایزوتوپ گوگرد با کانسارهای نوع مانتو در شیلی مقایسه کرده اند و لی کانسارهای مختلف مقادیر متفاوتی از میزان گوگرد نشان داده است (شکل ۲۱) که بررسی های ایزوتوپی گوگرد برای تعیین منشأ نتیجه ای نخواهد داشت.



شکل ۲۱. مقایسه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای کانسارهای مس نوع مانتو ایران (Boveiri Konari et al., 2013; Abolipour et al., 2015; Maghfouri et al., 2017) با کانسارهای نوع مانتو در شیلی (Sasaki et al., 1984; Spiro and puig., 1988; Vivallo and Henríquez., 1998; Munizaga et al., 2017) (and Zentilli., 1994; Saric et al., 2003; Wilson et al., 2003)

Fig. 21. Comparison of $\delta^{34}\text{S}$ values for Iranian copper Manto-type deposits (Boveiri Konari et al., 2013; Abolipour et al., 2015; Maghfouri et al., 2017) with Chilean Manto-type deposits (Sasaki et al., 1984; Spiro and puig., 1988; Munizaga and Zentilli, 1994; Vivallo and Henríquez., 1998; Saric et al., 2003; Wilson et al., 2003)

کنگلومر از جنس سنگ‌های آتشفشانی و در واقع همان بخش‌های ساییده شده قطعه‌های سنگ‌های آتشفشانی است که در داخل این سیمان کانی مگنتیت وجود دارد.

با توجه به اینکه سنگ‌های آتشفشانی ۳ تا ۵ درصد مگنتیت دارند، مگنتیت موجود در سیمان در اثر حمل و سایش قطعه‌های آتشفشانی حین تشکیل کنگلومر به صورت پودر داخل سیمان قرار می‌گیرد و هم‌یافت کالکوسیت نیست. به تدریج که محیط دریایی می‌شود، سیمان کربناتی و سنگ آهک تشکیل می‌شود. در داخل سیمان کربناتی فسیل نومولیت وجود دارد که بر اساس آن سن زمان تشکیل کنگلومر ائوسن بوده است. در بخش‌های بالایی سنگ آهک نیز کانی‌های رسی ایجاد شده است.

یک گروه از دگرسانی‌ها در کنگلومر مشاهده می‌شود که مربوط به قطعه‌های سنگی است و دگرسانی قبل از کانه‌زایی است و در واقع این قطعه‌ها و دگرسانی، پنجره‌ای از محیط قبل از تشکیل کنگلومر را نشان می‌دهد. این دگرسانی‌ها شامل زئولیتی، سلادونیتی، کربناتی و پروپیلیتیک است. گروه دوم دگرسانی‌ها هم‌زمان با کانه‌زایی است که به صورت کلریتی و کربناتی با شدت‌های کم تا متوسط همراه با زون کانه‌زایی مشاهده می‌شود (شکل ۲۲). دگرسانی‌های اکسید آهنی و سیلیسی می‌تواند مربوط به قبل و یا بعد از کانه‌زایی باشد.

بر مبنای هم‌یافت و دگرسانی، شیمی محلول مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. بدین صورت که مهم‌ترین کانی در کانسارهای منطقه کالکوسیت است. با توجه به بالا بودن میزان مس و نبود آهن در کالکوسیت، می‌توان نتیجه گرفت که در این سامانه‌ها، محلول فوق‌العاده غنی از مس و فقیر از آهن است. اگر محلول گرمابی حاوی آهن بود، باید کالکوپیریت و پیریت نیز علاوه بر کالکوسیت تشکیل می‌شد. با توجه به اینکه همراه با کانه‌زایی کالکوسیت، کوارتز مشاهده نمی‌شود، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که محلول گرمابی فقیر از سیلیس است و وجود مواد آلی و نبود کانی اپیدوت همراه با کالکوسیت بیانگر احیایی بودن محلول است.

با توجه به شیمی خاص محلول گرمابی در کانسارهای مس نوع مانتو در منطقه مورد بررسی و همچنین توجه به هم‌یافت، منشأ عناصر به درستی تشخیص داده نشده است و نیاز به بررسی دارد.

نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌هایی که بر روی کانسارهای مختلف مس نوع مانتو در جغرافیای شمال غرب و غرب بردسکن انجام شد، کانه‌زایی مس مانتو از فعالیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی، کنگلومر و سنگ آهک جوان‌تر است.

در مناطق شمال غرب بردسکن شواهد بیانگر رخداد یک کشش و بازشدگی درون یا پشت کمان است. این محیط‌های کششی پشت کمانی در آغاز دوره پالئوسن شروع به فروانش به زیر صفحه توران کرده‌اند و در دوره ائوسن به طور کامل بسته شده‌اند. حاصل این فروانش، پیدایش مجموعه آتشفشانی شمال غربی بردسکن است که بر این اساس واحدهای آتشفشانی (واحدهای آندزیتی) دارای سن ائوسن هستند (Ghelichkhani et al., 2021).

فعالیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی در منطقه در شرایط غیردریایی تشکیل شده است.

بر مبنای بررسی‌های بسیار دقیق و هدفمندی که بر روی کنگلومر انجام شد، مشخص شد که کنگلومر در منطقه یک بانک اطلاعاتی و یک گنجینه است که هم شواهدی از مجموعه‌های سنگی و رخنمون‌های قبل دوره فرسایش را داراست و هم به خاطر تخلخل و نفوذپذیری، سنگ میزبان مناسبی برای ماده معدنی بوده است.

تقریباً ۹۰ درصد قطعه‌های داخل کنگلومر انواع آندزیت هستند. قطعه‌هایی از بازالت و توده‌های نیمه‌عمیق و به صورت خیلی جزئی و محدود نیز قطعه‌های رسوبی در آن مشاهده می‌شود. قطعه‌های بازالت و آندزیت‌بازالت در قسمت‌های شمالی منطقه در واحد کنگلومر بیشتر می‌شود. ضخامت کنگلومر بین ۱ متر تا ۲۵ متر در منطقه متغیر است و اندازه قطعه‌ها از قسمت قاعده کنگلومر به سمت بالا کوچک می‌شود. سیمان در بخش‌های پایینی و قاعده

Alteration Time	Alteration Type	Mineral Type	Rock Type
After the Conglomerate Formation Simultaneously with Mineralization	Carbonate $\pm$ Chlorite $\pm$ Clay Mineral	Chalcocite, Calcite, Clay Minerals and Bitumen	Conglomerate
Before The Conglomerate Formation :: Fragments inside the Conglomerate	Silicified	Silica	Fragments of Andesite and Monzonite
	Fe-Oxide	Goethite, Limonite, Hematite	Volcanic Rocks Sedimentary Rocks
	Celadonite	Celadonite	Fragments of Andesite
	Carbonate	Calcite	All Type of Fragments
	Epidote-Chlorite	Epidote, Chlorite $\pm$ Sericite	Fragments of Andesite and Monzonite
	Zeolite	Natrolite	Mega Porphyritic Andesite

شکل ۲۲. انواع دگرسانی در کانسارهای نوع مانتو بردسکن-درونه با توجه به زمان و کانی‌های شاخص

Fig. 22. Types of alteration in manto-type mines of Bardaskan-Dorouneh according to time and indicator minerals

فردوسی مشهد، طی طرح شماره ۵۹۷۴۵/۳ انجام شده است. از جناب آقای مهندس زرین‌فر و جناب آقای دکتر کاظمی نهایت تقدیر و تشکر را داریم و از دوستان و همکاران بزرگوار در شرکت کومه معدن پارس، شرکت پارسی کان‌کاو، شرکت مه‌اد و شرکت زرمهر تهران‌اوکسین برای همکاری در این پژوهش صمیمانه سپاسگزاریم.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

محلول گرمایی در کانسارهای مس مانتوی منطقه غنی از مس و در مقایسه با کانسارهای مس پورفیری، IOCG و سرب و روی ماسیوسولفید، فقیر از طلا، نقره، سرب و روی، آهن و سیلیس بوده است. بنابراین سامانه‌های مس مانتو در منطقه، محلول گرمایی با شیمی خاص داشته‌اند. درک اشتباه از شیمی محلول و هم‌یافت موجب به چالش کشیدن منشأ عناصر می‌شود.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه

References

- Abolipour, M., Rastad, E. and Rashidnejadomran, N., 2015. Manto-type copper mineralization in pyrobitumen-bearing porphyritic andesite, Koshkouieh district of Rafsanjan, Dehaj-Sardoie subzone. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24(95): 123–144.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42418>
- Amini zahan, H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2020. *Geology, Mineralogy and Geochemistry in Kimia Mining Area, Northwest of Bardaskan*. 12th National Conference of Economic Geology Association, Bo Ali Sina University, Hamadan, Iran. Retrieved April 18, 2023 from <https://profdoc.um.ac.ir/paper-abstract-1080963.html>
- Boveiri Konari, M., Rstad, E., Kojima, S. and Rashidnejad Omran, N., 2013. Volcanic redbedtype copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 190(2): 107–121. Retrieved April 18, 2023 from <https://www.researchgate.net/publication/264972581>
- Ebrahimi, S., Arabamiri, A.R. and Ghanbari, H., 2018. Mineralogy, alteration, fluid inclusion and stable isotopes studies of the Sharifabad - Bardaskan copper deposit, NE Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 30(117): 135–146.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2020.197243.1687>
- Entezarab, A., 2018. *Geology, Mineralogy, Geochemistry and Geophysical Data Interpretation of Ternam Copper Mine, NorthWest of Bardaskan*. M.Sc. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 171 pp.
- Ghelichkhani, M. and Malakzadeh Shafaroudi, A., 2018. Geology, alteration, mineralization, geochemistry of Zangalou copper mine area. 10th National Symposium of Economic Geology of Iran, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran. Retrieved April 20, 2023 from <https://conf.ui.ac.ir/fa/article.php?lrId=104&cnfid=9>
- Ghelichkhani, M., Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Hommam, M., 2021. Petrography, geochemistry and tectonic setting of NW Bardaskan volcanic rocks: a case study of Zangalou mine. *Petrological Journal*, 12(2): 1–22.
<https://doi.org/10.22108/ijp.2021.125200.1204>
- Jabbari, E., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2017. Kalabri Stratabound Copper Deposit (Manto-type) in Eocene Volcano-Sedimentary Sequence of NW Bardaskan, Northeastern Iran. *Advanced Applied Geology*, 7(1): 1–19.
<https://doi.org/10.22055/AAG.2017.13066>
- Karimpour, M.H., Rezai, R., Zarasvandi, A. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2021. Saveh-Nain-Jiroft Magmatic Belt replaces Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt: Investigation of genetic relationship between porphyry copper deposits and adakitic and non-adakitic granitoids. *Journal of Economic Geology*, 13(3): 465–506. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i3.1034>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Movahednia, M. and Choulet, F., 2017. Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran. *Ore Geology Reviews*, 81(1): 10–22.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.025>
- Munizaga, F. and Zentilli, M., 1994. *Sulfur Isotope Characterization of Stratabound Copper Deposits in Chile*. University of Chile, Santiago, Chile, 45: 127–134. Retrieved April 15, 2023 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1573950400981914880>
- Qaemi F. and Mousavi Harami R., 2006, map 1:100000 Iran. Geological and Mineral Exploration Organization.
- Ramezaniabbakhsh, T., Karimpour, M.H., Azizi, H., Rahimi, B. and Saadat, S., 2023. Metallogeny of Manto copper deposits, special view in the Nasim copper deposit, northwest of Bardaskan, Razavi Khorasan. *Journal of Economic Geology*, 15(1): 143–174. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.81591.1071>
- Saric, N., Kreft, C. and Huete, C., 2003. Geología del yacimiento Lo Aguirre, Chile. *Revista geológica de Chile*, 30(2): 317–331.
<http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082003000200010>
- Sasaki, A., Ulriksen, C.E., Sato, K. and Ishihara, S., 1984. Sulfur isotope reconnaissance of porphyry

- copper and manto-type deposits in Chile and the Philippines. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*. 35: 615–622. Retrieved April 20, 2023 from <https://www.researchgate.net/publication/291839946>
- Shahrabi, M. Hosseini, M. and Shabani, K., 2006, geological map 1:100000 Bardaskan, Geological and Mineral Exploration Organization of Iran.
- Sheykhi, A., Karimpour, M.H., Sepahi, A.A. and Rahimi, B., 2024. Important and influential factors in mineralization and grade changes of Manto-copper deposits with a special look to Nasim, Mes-e-Sorkh and Zarmehr mines. *Journal of Economic Geology*, 16(2): 35–60. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.87223.1105>
- Soltani, A. and Fardost, F., 2016. Mineralogy, geochemistry and genesis of Abri copper deposit, Dari and Cheshme Marzieh, northwest of Doruneh. M.Sc. Thesis, Shahrood University of Technolog, Shahrood, Iran, 212 pp.
- Spiro, B. and Puig, A., 1988. The source of sulphur in polymetallic deposits in the Cretaceous magmatic arc, Chilean Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(3): 261–266. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90004-1](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90004-1)
- Vivallo, W. and Henríquez, F., 1998. Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. *Revista geológica de Chile*, 25(2): 199–228. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02081998000200006>
- 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>
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M. and Spiro, B., 2003. A Sulfur, Carbon, Oxygen, and Strontium Isotope Study of the Volcanic-Hosted El Soldado Manto-Type Copper Deposit, Chile, The Essential Role of Bacteria and Petroleum. *Economic Geology*, 98(1): 163–174. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.163>
- Wise, W.S. and Eugster, H.P., 1964. Celadonite synthesis, thermal stability and occurrence. *American Mineralogist*, 49(7–8): 1031–1083.



RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2025.1132



Geochemistry and Mineralogy of Zincian Dolomite in the Tangedozdan area (Fereydounshahr- West of Isfahan Province)

Seyed Vahid Shahrokhi^{1*} ¹Associate Professor, Department of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran**ARTICLE INFO****Article History**

Received: 18 October 2024

Revised: 18 January 2025

Accepted: 20 January 2025

Keywords

Geochemistry

Mineralogy

Zincian-dolomite

Smithsonite

Tangedozdan

Sanandaj-Sirjan zone

***Corresponding author**

Seyed Vahid Shahrokhi

✉ vahid.shahrokhi@iau.ac.ir**ABSTRACT**

The Tangedozdan zinc and lead deposit is located 25 km northeast of Fereydounshahr and in the middle part of the Sanandaj-Sirjan zone. The rock units from old to new include greenish volcanics, calcareous sandstone, crystalline limestone, limestone to dolomitic limestone, and gray limestone belonging to the Jurassic-Cretaceous and alluviums of the Holocene time. The limestone to dolomitic limestone unit with normal contact sits on greenish volcanic and hosts zinc mineralization. The Zincian-dolomite in this area can be recognized by different amounts of zinc, smaller amounts of lead and, cadmium in its structure. In the studied area, a set of formed zinc and fewer lead ores, the most important in the exogenous part are smithsonite, hemimorphite, and cerussite, and in the endogenous part are sphalerite and, pyrite. Performing XRD analysis with the conventional method shows the presence of dolomite, smithsonite, and sphalerite. By changing the decomposition conditions, the structure parameters in Zincian-dolomites increased simultaneously with the amount of zinc, based on of this, there is a direct relationship between the zinc amount in the dolomite and the structure parameters. The study of the Zincian-dolomite sample by differential thermometry method shows the reduction of endothermic point and the zinc effect substitution in the dolomite structure. EPMA analysis of Zincian-dolomite samples show the substitution of Mg with Zn. Based on this, the replacement of dolomite by exogenous zincian-dolomite is a part of the mineralization process, and with the progress of zincian-dolomite formation and dolomitization, it eventually leads to the formation of non-sulfide zinc minerals such as smithsonite.

How to cite this article

Shahrokhi, S.V., 2025. Geochemistry and Mineralogy of Zincian Dolomite in the Tangedozdan area (Fereydounshahr- West of Isfahan Province). *Journal of Economic Geology*, 17(1): 81–104. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1132>



©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

Based on reproductive indices, the nonsulfide zinc and lead deposits are divided into two main groups, endogenous and exogenous, mineralogical characteristics, and geological characteristics (Hitzman et al., 2003). Non-sulfide zinc minerals, known as calamine, combine of exogenous zinc minerals with lead non-sulfide minerals, hydroxide cherts, and silicates (Boni and Mondillo, 2015; Luke et al., 2015; Newton, 2013). According to previous studies, the Tangedozdan zinc and lead deposit with carbonate host rock of the Mississippi Valley-type (Delavar et al., 2014) consists of exogenous non-sulfide zinc minerals (Amiri and Shahrokhi, 2023). The identification and study of zinc dolomites, considering their close relationship with non-sulfide minerals, in addition to the introduction of this collection, can be effective in broadening the exploration work and lead to an increase in accuracy Tangedozdan area in the west of Isfahan province, 10km from Fereydounshahr city and, in the vicinity of Tangedozdan between longitudes 49°56'30" to 49°57'30" east and latitudes 32°02' to 32°03' north and, is located in the middle part of the Sanandaj-Sirjan zone. Rocks in 1/20000 geological map include volcanic (JK^V), sandstone (JK^S), crystalline limestone (C.L.S), limestone to dolomitic limestone ($JK^{l,dl}$) and limestone (K_l^1) belonging to the Jurassic-Cretaceous and the sediments of the Holocene time (Q^a and Q^{sc}) the JK^V unit is the oldest rock, consisting of Trachyandesite to andesite volcanic rocks. The $JK^{l,dl}$ unit hosts mineral matter and consists of limestone to thick dolomitic limestone. It is located east of Tangedozdan with normal contact on the JK^V unit and hosts zinc carbonate mineralization.

Materials and methods

Chemical analysis has been done for 30 samples taken by ICP-MS method in the laboratory of the Iran Minerals Research and Processing Center. 10 samples were also analyzed by XRD in the Zarazma and Binaloud laboratory. Thermal analysis was done by DTA/TGA in the Iran Minerals Research and Processing Center laboratory.

To investigate the chemistry of the samples, 36 points were subjected to EPMA analysis in the Potsdam University Laboratory, Germany.

Result

In the Tangedozdan area, the most important zinc and lead minerals in the exogenous part are smithsonite, hemimorphite, and cerussite, and in the endogenous part sphalerite and to a lesser extent galena and pyrite.

In the study area, three types of dolomites can be distinguished based on the color visible in the field. The first type is dark-colored dolomite. The second type is yellow to brown, which can be due to the exogenous oxidation of Fe^{2+} in the dolomite structure (Zabinski, 1980; Motavali et al., 2019; Yang et al., 2019).

Discussion

Based on these analyses, the main minerals are dolomite, smithsonite, sphalerite, and pyrite, secondary minerals are cerussite, hematite, quartz, barite, calcite, and rare minerals are galena, and muscovite, illite. Standard dolomite was checked and identified with cart number 036-0426 and with the help of Xpert high surplus software. Based on the Rietveld method in Maud software, two samples were analyzed and were calculated by the structure a and c parameters (Monecke et al., 2001). The selected samples have different amounts of zinc. Based on this, the lattice parameters a and c in TBA-14 sample with 2.10% zinc value are respectively $a=4.8092\text{\AA}$ and $c=16.0200\text{\AA}$ for the TBA-14 sample with 3.05% zinc value $a=4.8130\text{\AA}$ and $c=16.0233\text{\AA}$, and for the TBA-19 sample with 3.56% zinc, $a=4.8170\text{\AA}$ and $c=16.0310\text{\AA}$ were determined, respectively. The results related to pure calcite and pure dolomite. The results of differential calorimetry of two dolomite samples TBA-14 and TBA-19 from the Tangedozdan area are compared. Sample No. TBA-14 with 10.2 ppm of zinc element and the endothermic peak occurred at the approximate temperature of 503 °C and 595 °C, and a slight decrease of about 15% can be seen at the beginning of the peak at the temperature of 126 °C. Also, in the TBA-19 sample, which mostly contains zinc dolomite, there are two reactive peaks at 447°C and 509°C, followed by two other reactive peaks at 584°C and 674°C. Accordingly, increasing the amount of zinc in the dolomite structure causes a decrease in the reaction point in the form of a non-linear curve, while in iron-containing samples such as Ankerite, most of the reaction curves are linear (Kulp et al., 1951). In this way and based on this test, the presence of zinc

in dolomites and the formation of zincian dolomite in the Tangedozdan area can be seen. To determine the composition, type, and origin of zinc in the Tangedozdan area, three samples were selected in such a way that based on the ICP-MS analysis performed on the samples, the first type of dolomite (TBA-15) a zinc content of 82 The second type dolomite sample (TBA-14) contains 2.10 ppm, and the third type dolomite zinc sample (TBA-19) contains 3.56 ppm. The results of the EPMA analysis show that in the TBA-19 (Zincian-dolomite), in addition to calcite and dolomite, the amount of zinc element is higher than the background limit and indicates the presence of zinc in the dolomite mineral structure. Based on these studies, three types of dolomites were detected, according to which the

highest amount is related to Zincian-dolomite in the TBA-19 sample, followed by TBA-14 and TBA-15 dolomite. In the TBA-16, the ratio of Zn:Mg is from 0.4 to 0.16, while in the TBA-19 Zincian-dolomite sample, this value varies from 0.39 to 1.04. Based on the studies, Zincian-dolomite can be identified in the carbonate part along with zinc and lead non-sulfide mineralization in the Tangedozdan area. Zincian-dolomite shows the most distribution along with red to orange phase 3 dolomites. Based on this, Zincian-dolomite can be seen in the exogenous phase of the oxidation zone of the Tangedozdan area. Based on this, conducting different experiments in this area indicates the presence of zinc in the dolomite structure and the formation of zincian dolomite.



زمین‌شناسی و کانی‌شناسی زینسین دولومیت در کانسار تنگ‌دزدان (فریدون‌شهر - غرب استان اصفهان)

سید وحید شاهرخی^{۱*} ^۱دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
کانسار روی و سرب تنگ‌دزدان در ۲۵ کیلومتری شهرستان فریدون‌شهر و در بخش میانی پهنه ساندج - سیرجان قرار دارد. واحدهای سنگی از قدیم به جدید شامل ولکانیک‌های سبزرنگ، ماسه‌سنگ آهکی، آهک بلورین، آهک تا آهک دولومیتی و آهک خاکستری متعلق به ژوراسیک - کرتاسه و آبرفت‌های عهد حاضر هستند. واحد آهک تا آهک دولومیتی با تماس عادی بر روی ولکانیک‌های سبزرنگ قرار داشته و میزبان کانی‌سازی روی است. در این ناحیه زینسین دولومیت توسط مقادیر متفاوتی از روی و نیز مقادیر کمتری سرب و کادمیوم در شبکه آن قابل تشخیص است. در ناحیه مورد بررسی مجموعه‌ای از کانه‌های روی و به مقدار کمتر سرب تشکیل شده است که مهم‌ترین آنها در بخش برون‌زاد شامل اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت و سروزیت و در بخش درون‌زاد اسفالریت و پیریت هستند. انجام تجزیه پراش پرتو ایکس با روش مرسوم نشان‌دهنده حضور دولومیت، اسمیت‌زونیت و اسفالریت است. با تغییر شرایط تجزیه و با افزایش میزان روی در زینسین دولومیت‌ها، مؤلفه‌های شبکه‌ای نیز افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده رابطه مستقیم بین میزان روی در شبکه دولومیت با مؤلفه‌های شبکه‌ای است. بررسی نمونه زینسین دولومیت به روش دماسنجی تفاضلی نشان‌دهنده کاهش نقطه گرماگیر و تأثیر جانشینی روی در ساختار دولومیت است. تجزیه نقطه‌ای نمونه‌های زینسین دولومیت نشان‌دهنده جانشینی منیزیم با روی است. بر این اساس، جانشینی دولومیت توسط زینسین دولومیت برون‌زاد بخشی از فرایند کانی‌سازی بوده و با پیشرفت فرایند تشکیل زینسین دولومیت و دولومیت‌زدایی در نهایت به تشکیل کانی‌های غیرسولفیدی روی مانند اسمیت‌زونیت منجر می‌شود.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۲۷ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۱۰/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۰۱
	واژه‌های کلیدی زمین‌شناسی کانی‌شناسی زینسین دولومیت اسمیت‌زونیت تنگ‌دزدان پهنه ساندج - سیرجان
	نویسنده مسئول سید وحید شاهرخی vahid.shahrokhi@iau.ac.ir

استناد به این مقاله

شاهرخی، سید وحید، ۱۴۰۴. زمین‌شناسی و کانی‌شناسی زینسین دولومیت در کانسار تنگ‌دزدان (فریدون‌شهر - غرب استان اصفهان). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۱): ۸۱-۱۰۴

https://doi.org/10.22067/econg.2025.1132

مقدمه

به طور کلی، تعیین نحوه تشکیل و شناخت کانی‌ها نیازمند بررسی ارتباط آنها با یکدیگر است. کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی حاصل اکسایش کانسارهای روی و سرب سولفیدی است که اغلب از کانی‌های کربناتی و سیلیکاتی روی و سرب تشکیل می‌شود (Mondillo et al., 2014; Slezak et al., 2014). این کانسارها بر اساس شاخص‌های زایشی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و ویژگی‌های زمین‌شناسی به دو گروه اصلی درون‌زاد و برون‌زاد تقسیم شده‌اند (Heyl and Boizon, 1962; Hitzman et al., 2003). نهشته‌های غیرسولفیدی روی برون‌زاد در اثر اکسایش کانی‌های سولفیدی اولیه و یا تمرکز کانی‌های روی در کارست‌ها و حفره‌ها و اغلب همراه با کانی‌های همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت و هیدروزینکیت تشکیل می‌شوند؛ در صورتی که انواع درون‌زاد وابسته به سیالات گرم بوده و کانی غالب آنها نیز ویلمیت، فرانکلینیت و زینکیت است (Reichert and Borg, 2008; Choulet et al., 2014; Paradis et al., 2015; Boni and Mondillo, 2015). کانی‌های غیرسولفیدی روی که به کالامین معروف هستند شامل ترکیبی از کانی‌های برون‌زاد روی همراه با کانی‌های غیرسولفیدی سرب، کربنات‌های هیدروکسیدی و سیلیکات هستند (Newton, 2013; Boni and Mondillo, 2015; Luke et al., 2015). تشکیل وسیع دولومیت در اطراف مناطق کانی‌سازی غیرسولفیدی روی قابل توجه است. همچنین کالامین و کانی‌های غیرسولفیدی طی فرایند دگرسانی در سنگ‌های سولفیدی سرب و روی در سنگ میزبان دولومیتی شکل می‌گیرند (Boni and Large, 2003; Mondillo et al., 2018; Fazli et al., 2018). کانی‌های برون‌زاد غیرسولفیدی همانند اسمیت‌زونیت در بخش بزرگی از کانسارهای سرب و روی ایران قابل مشاهده بوده که به عنوان نمونه می‌تواند به معدن عمارت (Ehya et al., 2010)، حوض سفید (Adelpour and Rostamipaydar, 2018) و بهرام‌تاج (Gholizadeh et al., 2021) اشاره کرد. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده قبلی، کانسار

تنگ‌دزدان یک کانسار روی و سرب با سنگ میزبان کربناتی از نوع دره می‌سی‌سی‌پی است (Delavar et al., 2014) که از کانی‌های برون‌زاد غیرسولفیدی روی تشکیل شده است (Amiri and Shahrokhi, 2023). در کانسارهای ایران مرکزی همانند ایرانکوه و نخلک سنگ‌های کربناتی به سن کرتاسه نقشی مهم به عنوان میزبان کانه‌زایی سرب و روی دارند (Vaziri et al., 2012; Jazi et al., 2016; Boveiri Konari et al., 2016; Karimpour et al., 2017; Boveiri Konari and Rastad., 2019; Karimpour et al., 2017). همچنین سنگ میزبان کانه‌زایی در کمرند ملایر- اصفهان در کانسارهایی همانند کوه کلنگه نیز کربنات‌های کرتاسه پسین هستند (Peernajmodin et al., 2018).

زینسین دولومیت‌ها اغلب در مناطق دارای کانی‌سازی غیرسولفیدی روی و سرب قابل مشاهده بوده و مینرکوردیت $(\text{CaZn}(\text{CO}_3)_2)$ نیز در شرایط معمول تشکیل کربنات‌ها، به عنوان کانی نیمه‌پایدار محسوب می‌شود (Mondillo et al., 2011). همراهی زینسین دولومیت با کانی‌های غیرسولفیدی و رخداد آن در کانسارهای روی و سرب با سنگ میزبان دولومیتی در کانسارهای مختلفی همانند کانسارهای روی و سرب ناحیه ساردینا ایتالیا، جنوب چین، جبال‌های یمن و یانکو پرو گزارش شده است (Zabinski, 1980; Motavali et al., 2019; Yang et al., 2019). با این وجود اطلاعات اندکی در ارتباط با ساختار و زمین‌شناسی آنها وجود داشته و در ایران نیز با وجود کانسارهای مختلف سرب و روی، پژوهش‌های نادری در خصوص زینسین دولومیت‌ها و کانی‌های وابسته به مینرکوردیت انجام شده است.

شناسایی و بررسی زینسین دولومیت‌ها با توجه به ارتباط نزدیک آنها با کانی‌های غیرسولفیدی، علاوه بر معرفی این مجموعه، می‌تواند در وسعت‌بخشی به کار اکتشاف مؤثر بوده و به افزایش دقت منجر شود. بر این اساس، در این پژوهش، ضمن بررسی زینسین دولومیت‌های موجود در سنگ‌های کربناته همراه با

واحد سنگی موجود در ناحیه مورد بررسی به حساب می‌آید (شکل ۲-۱). ضخامت این واحد در حدود ۴۰ متر است که گاهی تحت تأثیر حرکت گسله، متحمل دگرشکلی‌های زمین‌ساختی شده؛ به طوری که سطوح ورقه‌ای سطح غالب N350/70 توسعه یافته است.

واحد JK^S به عنوان قدیمی‌ترین واحد رسوبی در ناحیه تنگ‌دزدان، متشکل از ماسه سنگ تا ماسه سنگ آهکی نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری تا خاکستری متمایل به کرم با ضخامت حدود ۲۰ متر با شیب لایه‌بندی غالب به سوی شمال شرقی است (شکل ۲-۲). واحد C.L.S به صورت سنگ‌های آهکی به شدت خردشده و بلورین در بخش غربی گستره مورد بررسی گسترش داشته است و متوسط لایه تا توده‌ای و به رنگ خاکستری تا کرم و گاهی سفید هستند (شکل ۲-۳). عامل اصلی تبلور دوباره در این سنگ‌ها عملکرد زمین‌ساخت تراستی و تشکیل سامانه دپلکسی است که متشکل از صفحه‌های راندگی بر روی یکدیگر در مقیاس‌های مختلف است. این واحد توسط گسل‌های متعدد، در جهت‌های مختلف بریده شده است. عملکرد نیروهای زمین‌ساختی تراستی باعث توسعه درزه‌های کششی در امتدادهای عمود بر آنها شده و رگه و رگچه‌های کلسیت توسعه یافته‌اند که باعث رنگ سفید تا کرم برای این سنگ‌ها شده است. این سنگ‌ها در اثر حرکت‌های زمین‌ساختی حاصل از سفره زمین‌ساختی در بردارنده آن، به شدت تجدید تبلور یافته‌اند. همان‌گونه که بر روی نقشه زمین‌شناسی نیز مشخص است، این واحد توسط گسل‌های متعدد، در جهت‌های مختلف بریده شده است (شکل ۱).

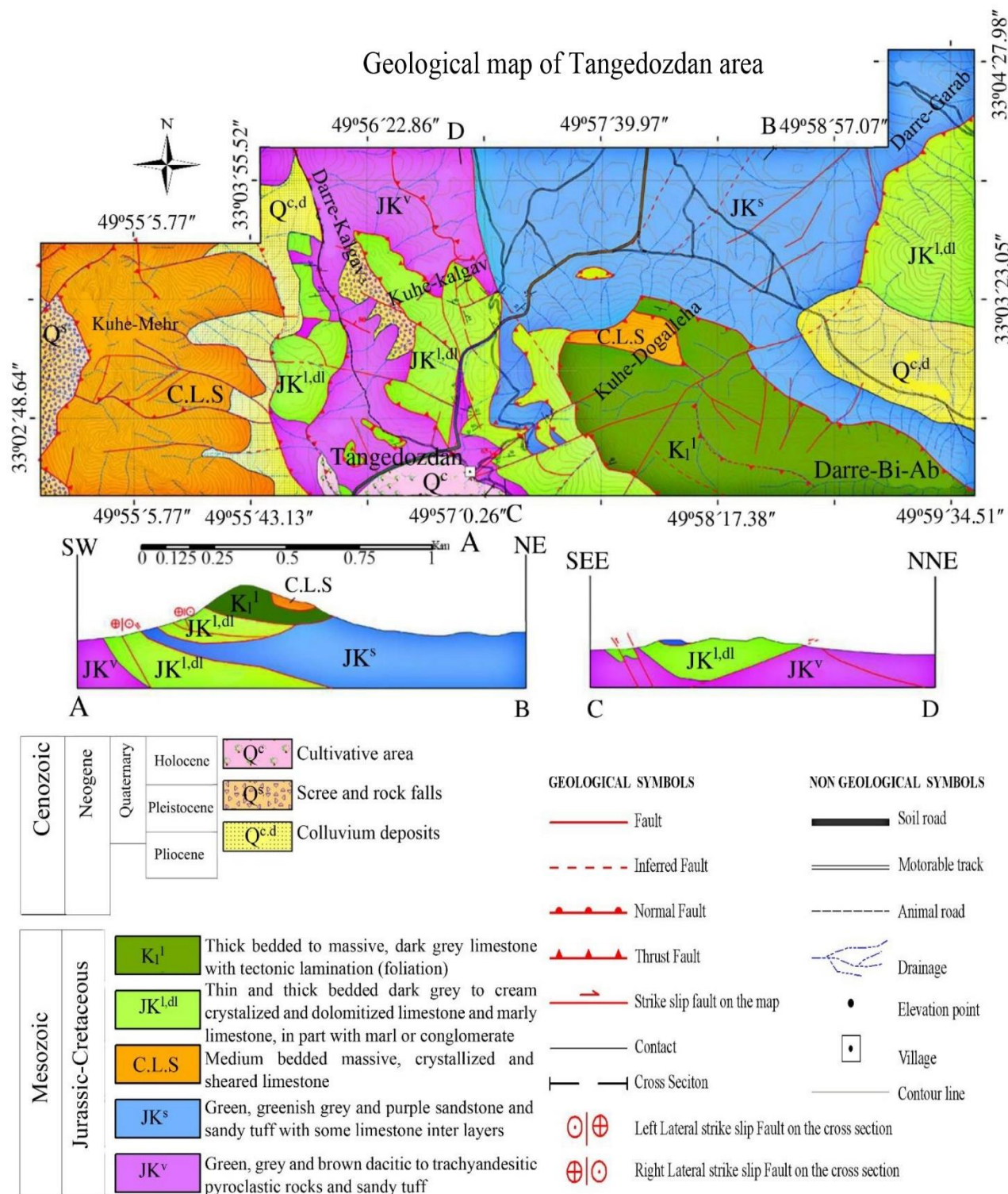
واحد $JK^{L,dl}$ متشکل از سنگ آهک تا سنگ آهک دولومیتی ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری تا خاکستری متمایل به کرم است (شکل ۲-۴) که ضخامت آن حدود ۲۸۰ متر است. این واحد به عنوان میزبان ماده معدنی بوده و حفاری‌های اکتشافی در آن به انجام رسیده است. این واحد در شرق روستای تنگ‌دزدان با تماس عادی بر روی واحد JK^V قرار دارد و میزبان کانی‌سازی کربناته روی است (شکل ۲-۵).

کانی‌سازی غیرسولفیدی روی در ناحیه تنگ‌دزدان، ویژگی‌های زمین‌شیمی و چگونگی ارتباط آنها با دولومیت‌های اولیه و نیز کانی‌های غیرسولفیدی روی مورد بررسی قرار می‌گیرد. انجام بررسی بر روی زینسین دولومیت‌ها علاوه بر موارد بیان‌شده، می‌تواند مکمل سایر داده‌ها در اکتشاف کانسارهای روی بوده و به عنوان ردیاب مناسب برای اکتشاف در نظر گرفته شود.

جایگاه جغرافیایی و زمین‌شناسی

کانسار تنگ‌دزدان در غرب استان اصفهان و در ۲۵ کیلومتری شهرستان فریدون‌شهر و در مجاورت روستای تنگ‌دزدان بین طول‌های $49^{\circ}56'30''$ تا $49^{\circ}57'30''$ شرقی و عرض‌های $32^{\circ}02'$ تا $32^{\circ}03'$ شمالی، در منتهالیه گوشه غربی استان اصفهان و در مجاورت استان لرستان واقع شده است. این ناحیه در بخش میانی پهنه سندج-سیرجان و در گستره نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گلبایگان (Thiele et al., 1967)، ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز (Soheili et al., 1992) قرار دارد. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده میزان عنصر روی موجود بین ۳ تا ۵ درصد، مقدار عنصر سرب کمتر از ۱/۵ درصد بوده است (Amiri and Shahrokhi, 2017; Amiri and Shahrokhi, 2023).

به منظور بررسی، توضیح و تفسیر واحدهای سنگی در ناحیه مورد بررسی، به کمک عکس‌های هوایی، تصاویرهای ماهواره‌ای و همچنین پیمایش صحرایی و پس از بررسی و تجزیه و تحلیل واحدهای سنگی به کمک نمونه‌های دستی و میکروسکوپی، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ ناحیه مورد بررسی تهیه شد (شکل ۱). واحدهای سنگی موجود در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ واحدهای سنگی موجود از قدیم به جدید شامل ولکانیک‌های سبزرنگ (JK^V)، ماسه سنگ آهکی (JK^S)، آهک بلورین (C.L.S)، آهک تا آهک دولومیتی ($JK^{L,dl}$) و آهک خاکستری (K_1^1) متعلق به ژوراسیک-کرتاسه و آبرفت‌های عهد حاضر (Q^a و Q^{sc}) هستند. واحد JK^V متشکل از سنگ‌های آتشفشانی تراکی آندزیت تا آندزیت به رنگ‌های سبز و قرمز مایل به خاکستری، قدیمی‌ترین

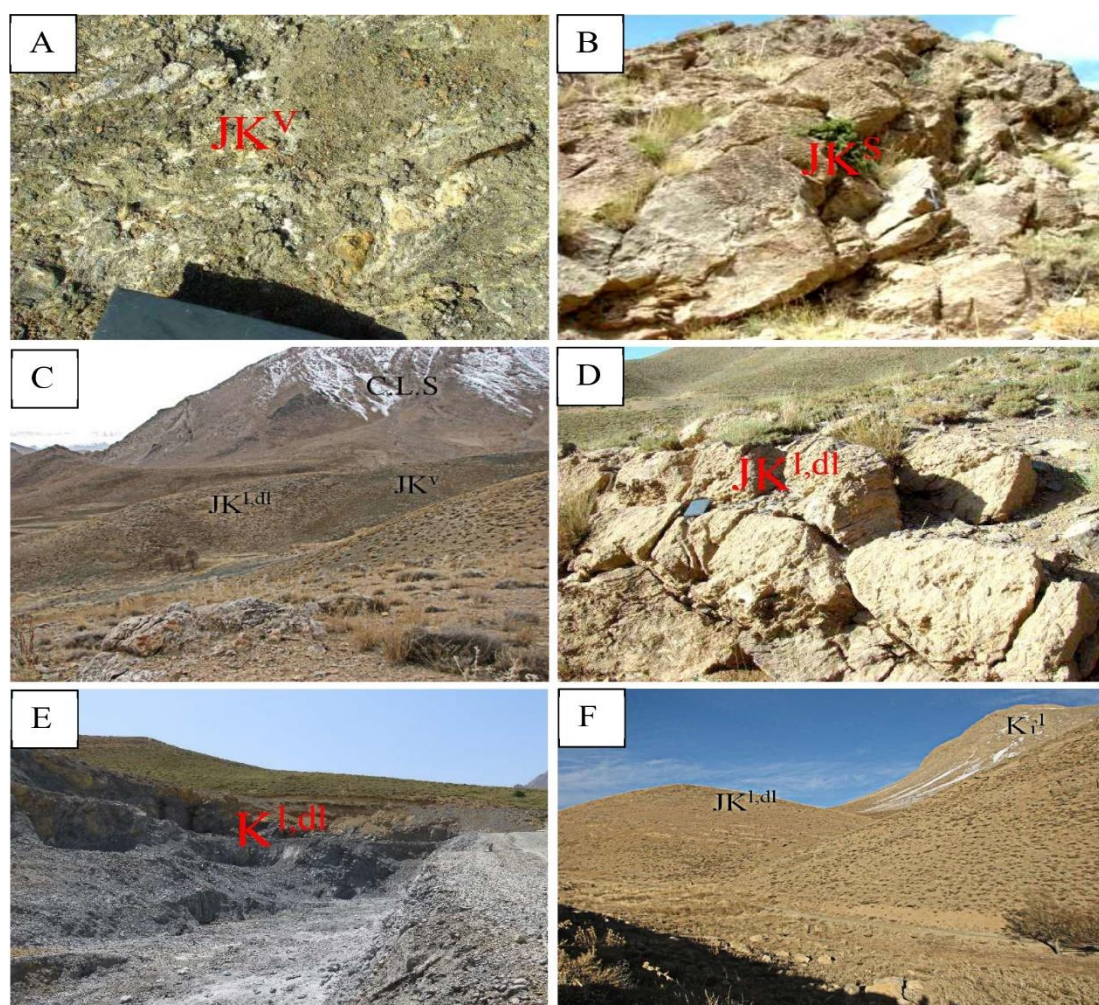


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۲۰۰۰۰ ناحیه تنگ‌دزدان

Fig. 1. Geological map of Tangedozdan area 1:20000 sheet

واحد با واحدهای زیرین گسلیده است و به نظر می‌رسد رخنمون آنها بخشی از سفره‌های رورانده‌ای است که بقایای آن به صورت برش‌هایی در زون ساختاری سنندج- سیرجان دیده می‌شود. علاوه بر گسل قاعده این واحد، گسل‌های دیگری نیز به صورت عرضی این واحد را بریده‌اند.

در بخش‌های میانی این واحد و در غرب ترانشه‌های اکتشافی، قطعه‌هایی از جنس باریت شیری رنگ با گسترش سطحی محدود به اندازه تقریبی ۳۰ تا ۴۰ سانتی‌متر قابل مشاهده است. واحد K_1^1 شامل سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری تیره و گاهی نخودی بوده و که بخش‌هایی از آن در اثر حرکت‌های زمین‌ساختی بلورین شده است (شکل ۲-۲-F). مرز این



شکل ۲. A: رخنمون واحد JK^v در نزدیکی روستای تنگ‌دزدان (عرض تصویر ۶۰ cm)، B: رخنمون واحد JK^s در شرق ناحیه مورد بررسی، C: دورنمای گسترش واحد JK^l,dl ، C.L.S و K_1^1 در شرق روستای تنگ‌دزدان (دید به سمت جنوب شرق)، D: رخنمون واحد JK^l,dl در نزدیکی روستای تنگ‌دزدان، E: سینه‌کار معدنی ایجاد شده در واحد JK^l,dl و F: رخنمون واحد JK^l,dl در کنار واحد K_1^1 در شرق ناحیه مورد بررسی

Fig. 2. A: Outcrop of the JK^v unit in the near of the Tangedozdan village (Image width 60cm), B : Outcrop of the JK^s unit in the east of the Study area, C: The expansion perspective of JK^l,dl , C.L.S and K_1^1 units in the east of Tangedozdan village (view towards the southeast), D: Outcrop of the JK^l,dl unit in the near of the Tangedozdan village, E: Mining chest created in JK^l,dl unit, and F: Outcrop of JK^l,dl and K_1^1 units in the east of the studied area

روش مطالعه

برای بررسی کانه‌زایی روی و سرب و تهیه نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد بررسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، بررسی صحرایی، نمونه‌برداری، بررسی میکروسکوپی واحدهای سنگی موجود و روابط بین آنها انجام شد. برای شناسایی دقیق و تعیین نوع کانی‌ها، ۳۰ مقطع نازک - صیقلی از نمونه‌های برداشت شده سطحی، گمانه‌ها و ترانشه‌ها تهیه و به وسیله میکروسکوپ پلاریزان عبوری - انعکاسی Nikon E200 در دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد مورد بررسی قرار گرفتند. تجزیه شیمیایی برای ۳۰ نمونه برداشت شده توسط دستگاه ICP-MS مدل Agilent7900 ساخت کشور آمریکا با استاندارد آماده‌سازی D4698 در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. حد تشخیص روش تجزیه شده برای اکسیدهای عناصر اصلی ۰/۰۱ درصد و برای عناصر کمیاب ۰/۰۵ppm بوده است. تعداد ۱۰ نمونه نیز به وسیله دستگاه پراش پرتو ایکس در آزمایشگاه شرکت زرآزما و کانساران بینالود تجزیه شد. تجزیه گرمایی به وسیله دستگاه DTA/TGA مدل STA409 pc luxx ساخت شرکت NETZSCH آلمان در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران بر روی دو نمونه و به میزان ۱۰۰ گرم از هر نمونه در جو هوا با افزایش تدریجی دما از دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد برای محیط تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد با زمان ۱۰ درجه بر دقیقه انجام شد. برای بررسی شیمی نمونه‌های برداشت شده از ناحیه مورد بررسی، تعداد ۳۶ نقطه از نمونه‌ها در آزمایشگاه الکترون میکروپروب دانشگاه پوتسدام کشور آلمان مورد تجزیه مایکروپروب (نقطه‌ای) قرار گرفت. دستگاه مورد استفاده جهت انجام تجزیه الکترون میکروپروب از نوع CAMECA-SX-100 ساخت کشور فرانسه با اندازه باریکه ۵ میکرون متر، جریان ۱۰ تا ۲۰ نانوآمپر (nA)، ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوالکترون‌ولت (KeV) و زمان تجزیه ۱۵ تا ۲۵ ثانیه بوده است. استانداردهای مورد استفاده شامل کانی اسفالریت برای عنصر روی، کانی باریت برای عنصر باریم، کانی گالن برای عنصر سرب، کانی کالکوپریت برای

عنصر مس، کانی پریکلاز برای عنصر منیزیم، کانی اسپیکولاریت برای عنصر آهن، اکسید نیکل برای عنصر نیکل، کانی رودونیت برای منگنز، کانی سلسنتین برای استرانسیوم و کانی ولاستونیت برای عناصر سیلیسیم و کلسیم بوده است. نمونه‌های مورد استفاده شامل مقاطع نازک - صیقلی در لام استاندارد زمین‌شناسی (46×27mm²) بوده که برای جلوگیری از باردار شدن نمونه‌ها طی تابش با لایه نازک کربن به ضخامت ۱۰۰ میکرون پوشش داده شدند. در ابتدا شناسایی کیفی - کمی اولیه به وسیله طیف پراش انرژی پرتوی اشعه ایکس با زمان میانگین ۲۰ ثانیه تهیه شد. یک تصویر الکترونی ناشی از الکترون‌های برگشتی نیز به صورت هم‌زمان تهیه شد. خطای تجزیه برای عناصر اصلی ۱ درصد نسبی و برای عناصر فرعی ۵ درصد نسبی است.

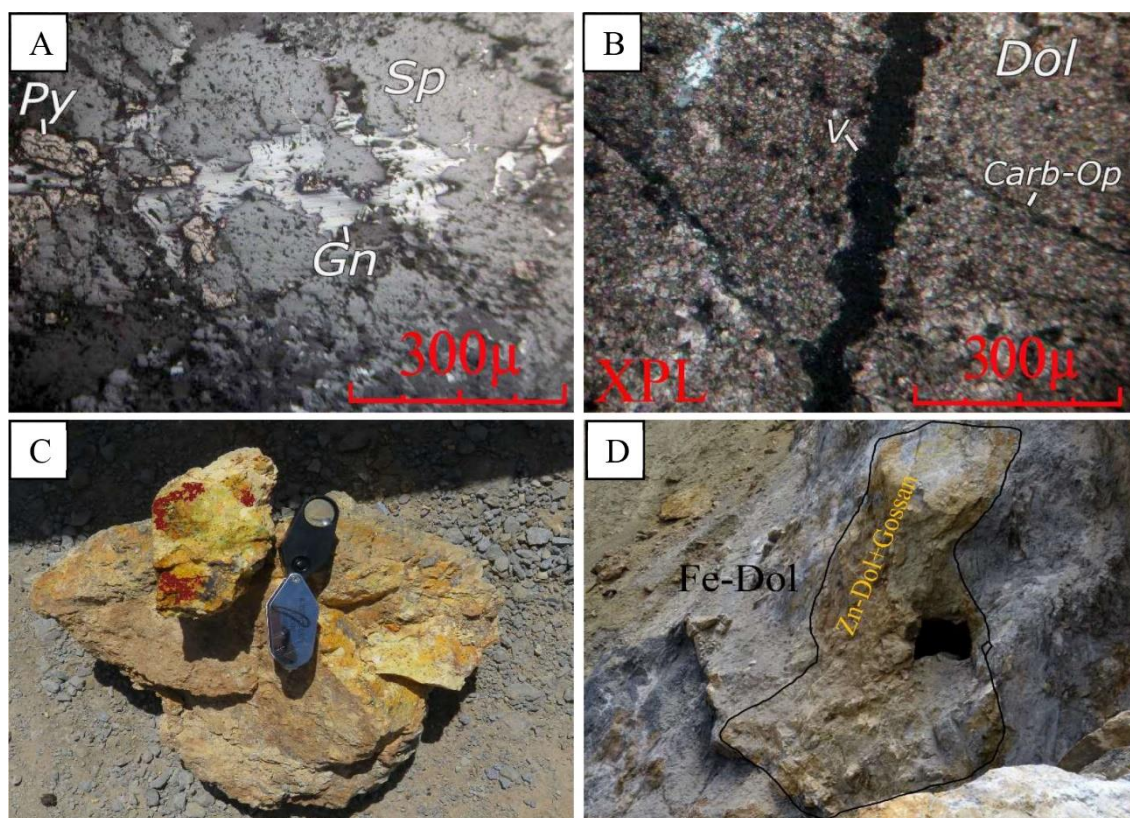
نتایج و بحث

کانی‌زایی و دگرسانی

در ناحیه مورد بررسی تنگ‌دزدان، طیف گسترده‌ای از کانه‌های روی و به مقدار کمتر سرب تشکیل شده‌اند که مهم‌ترین آنها در بخش برون‌زاد اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت و سروزیت و در بخش درون‌زاد اسفالریت و به میزان کمتر گالن و پیریت است (شکل ۳-۱A). کانی‌ها و سنگ‌های موجود در ناحیه کانه‌دار نیز شامل دولومیت، دولومیت تا آهک دولومیتی، دولومیت غنی از اسفالریت و آهک دولومیتی غنی از پیریت است (شکل ۳-۱B) (Amiri and Shahrokhi, 2023). مشاهدات صحرایی نشان‌دهنده گسترش پهنه‌های گوسان‌دار، سنگ گچ، باریت و رگچه‌هایی از جنس سیلیس و چرت در ناحیه است. شباهت فراوان کانه‌های غیرسولفیدی روی به کانی‌های کربناتی همانند کلسیت و دولومیت و گستردگی تنوع رنگی آنها موجب دشواری تفکیک آنها می‌شود. لذا برای شناسایی صحرایی کانه‌های غیرسولفیدی روی از معرف دو جزئی زینک‌زپ استفاده شد که به صورت کیفی با نشان‌دادن حضور کانی روی‌دار به رنگ قرمز و نارنجی منجر می‌شود (شکل ۳-۱C). بخش غیرسولفیدی ماده معدنی به

قهوه‌ای است که می‌تواند به دلیل اکسایش پرون‌زاد Fe^{2+} در شبکه دولومیت باشد (Motavali et al., 2019; Yang et al., 2019). کالامین نوع سفیدرنگ همراه با این دو نوع دولومیت دیده می‌شود. نوع سوم مایل به قرمز تا نارنجی و همراه با کالامین نوع قرمز رنگ بوده و ارتباط نزدیکی به نقاط کانی‌سازی دارد (شکل ۳-د).

صورت چینه کران در واحد دولومیتی $K^{l,dl}$ تشکیل شده و بخش عمده سنگ کربناتی در بیشتر مناطق و به شکل گسترده به دولومیت تغییر یافته است و تحت تأثیر فرایند دولومیت‌زایی قرار گرفته است (شکل ۳-د). در ناحیه مورد بررسی بر اساس رنگ قابل مشاهده در صحرا، سه نوع دولومیت قابل تشخیص است. نوع اول دولومیت تیره رنگ است. نوع دوم به رنگ زرد تا



شکل ۳. تصاویرهای صحرایی و میکروسکوپی از ناحیه تنگ دزدان. A: قطع‌شدگی کانه‌زایی توده‌ای اسفالریت توسط رگچه‌های پیریت و گالن (نور بازتابی)، B: حضور دولومیت همراه با رگچه‌های انحلالی (V) و رگچه‌های کربناتی دارای کانی‌های کدر، C: شناسایی صحرایی کانه‌های غیرسولفیدی روی با استفاده از معرف دو جزئی زینک‌زپ و D: تبدیل‌شدگی دولومیت اولیه به دولومیت آهن‌دار و حضور زینسین دولومیت در اطراف کانی‌سازی روی. علائم اختصاری از سیولا و اشمید (Siivola and Schmid, 2007) (Gn: گالن، Sp: اسفالریت، Py: پیریت، Dol: دولومیت، Op: اوپک، Carb: کربنات).

Fig. 3. Field and microscope photographs of Tangedozdan area. A: Disruption of sphalerite masive mineralization by pyrite and galena veins (Reflected light), B: Presence of dolomite with dissolution veins (V) and carbonate veins with opaque minerals, C: Field identification of non-sulfide zinc ores using two-component zinc-zap reagent, and D: transformation of primary dolomite to iron-bearing dolomite and the presence of zincian-dolomite around Zn mineralization. Abbreviations after Siivola and Schmid (2007) (Gn: Galene, Sp: Sphalerite, Py: Pyrite, Dol: Dolomite, Op: Opac, Carb: Carbonate).

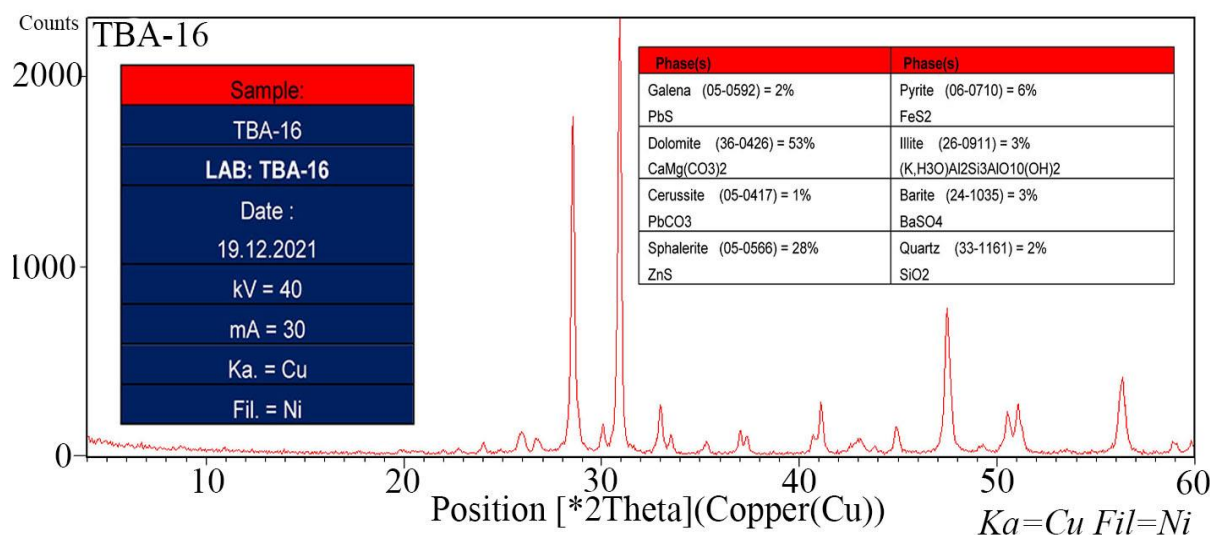
میکروپروپ شناسایی شده و مورد بررسی قرار گرفت.

تجزیه پراش پرتو ایکس

تعداد ۱۰ نمونه از دولومیت‌های برداشت شده از ناحیه مورد بررسی به روش XRD مورد تجزیه قرار گرفتند (شکل ۴ و جدول ۱). دولومیت استاندارد با کارت شماره ۰۴۲۶-۰۳۶-۰۰ و با کمک نرم‌افزار Xpert high scorplus بررسی و شناسایی شد. بر اساس این تجزیه‌ها، دولومیت، اسمیت‌زونیت، اسفالریت کانی اصلی، سروزیت، هماتیت، کوارتز، باریت، کلسیت، پیریت و گالن کانی فرعی و موسکیت، ایلیت نیز به عنوان کانی کمیاب قابل مشاهده است.

با توجه به وجود مقدار بیش از ۳ درصد روی در بعضی نمونه‌های دولومیت و نبود اختلاف قابل توجه در دولومیت‌ها با قله معمول ۳۶، برای بررسی دقیق‌تر، پس از تغییر شرایط تجزیه و تغییر زمان و زاویه قله و با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی که وجود مقدار روی در دولومیت‌های قرمزرنگ همراه با کانی‌سازی روی و سرب را نشان می‌داد، تجزیه مجدد نمونه‌های با مقادیر بالای روی انجام شد.

تشکیل کانی‌های غیرسولفیدی روی، حاصل اکسایش برجای کانه‌های سولفیدی اولیه روی توسط آب‌های اسیدی فرورو در حال چرخش درون سنگ‌های کربناتی است (Boni and large, 2003). تشکیل هاله گسترده‌ای از زینسین‌دولومیت که به طور انتخابی جانشین دولومیت اولیه در طول مناطق گسلی و شکستگی‌ها می‌شود، اثر دیگری از دگرسانی برون‌زادی همراه با کانی‌های غیرسولفیدی است (Boni et al., 2011). مهم‌ترین اثر دگرسانی برون‌زاد همراه با کانی‌سازی غیرسولفیدی روی در منطقه، عبارت است از جانشینی انتخابی دولومیت‌های اولیه با دولومیت‌های فاز جدید روی‌دار در طول گسل‌ها، شکستگی‌ها، ناپیوستگی‌ها و درزه‌ها. اندازه‌گیری این فرایند که در بیشتر مناطق معدنی مرتبط با فرایند برون‌زاد رخ داده است و به جانشینی منیزیم توسط روی در ساختار دولومیت منجر می‌شود، اغلب مشکل بوده و باید این پدیده را با استفاده از تصویرهای الکترونی و تجزیه جزئی در مقیاس میکرونی بررسی کرد. این نوع دولومیت روی‌دار در ناحیه تنگ‌دزدان با استفاده از روش‌های تجزیه‌ای مختلف از جمله پراش پرتو ایکس، طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی، گرماوزن‌سنجی - گرماسنجی تفاضلی و تجزیه الکترون



شکل ۴. الگوی XRD مربوط به یکی از نمونه‌های تنگ‌دزدان

Fig. 4. The XRD pattern of one of Tangedozdan area samples

جدول ۱. کانی‌های موجود در نمونه‌های تنگ‌دزدان بر اساس تجزیه XRD. علائم اختصاری از سیولا و اشمید (Siivola and Schmid, 2007) اقتباس شده است.

Table 1. Minerals in the Tangedozdan samples analyzed by XRD method. Abbreviations after Siivola and Schmid (2007).

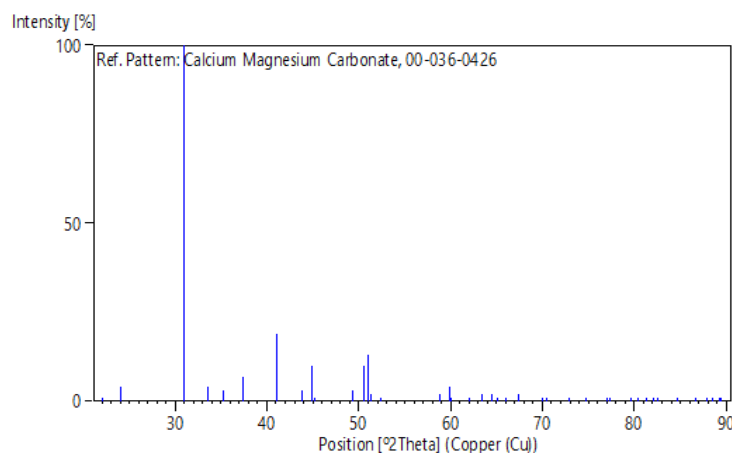
Sample No.	Major	Minor	Trace
TD-01	Dol, Sm, Br	Cer, Hem, Cal	----
TD-02	Dol	Cer, Hem, Br, Sm	Cal, Qtz
TD-03	Dol, Sm	Cer, Hem, Br, Cal	Ms, Qtz
TD-04	Dol, Sm	Cer, Hem, Br	Cal, Qtz
TD-05	Dol, Sm,	Cer, Hem, Br	Cal
TBA-11	Dol, Sph, Cer	Gn, Qtz	Cal, Qtz, Br
TBA-15	Dol, Gn, Sph	Br, Qtz	Ms
TBA-14	Dol, Py, Gn, Qtz	Sph, Br	Ms, Ill
TBA-16	Gn, Dol, Cer, Sph	Br, Qtz	Py, Ill
TBA-19	Dol, Sm	Sph, Qtz, Hem	Br

زینسین دولومیت‌ها مؤلفه‌های شبکه‌ای نیز افزایش می‌یابند؛ به طوری که این نسبت در دولومیت با ناخالصی روی ۵/۰ درصد دارای کمترین و در زینسین دولومیت‌ها بیشترین مقدار را داراست که نشان‌دهنده رابطه مستقیم بین میزان روی در شبکه دولومیت با مؤلفه‌های شبکه‌ای است.

همچنین بر اساس تجزیه XRD فرمول زیر به صورت میانگین برای دولومیت‌های ناحیه تنگ‌دزدان به دست آمده است که حضور روی را می‌توان به صورت جانشینی به جای منیزیم در نظر گرفت.

$\text{Ca}(\text{Mg}_{0.977}\text{Fe}_{0.011}\text{Na}_{0.005}\text{Mn}_{0.003}\text{Ca}_{0.004})(\text{CO}_3)_2$
با توجه نمونه‌های تجزیه شده به روش ICP-MS مقدار $\text{MnO}=0.11$ ، $\text{FeO}=0.44$ ، $\text{MgO}=21.10$ ، $\text{CaO}=30.18$ ، $\text{SiO}_2=0.47$ و $\text{Al}_2\text{O}_3=0.13$ ، $\text{Na}_2\text{O}=0.17$ ، $\text{CO}_2=47.18$ تعیین شده است.

فاصله بین صفحه‌های d برای دولومیت‌های با تنوع رنگی متفاوت ۲/۸۸۸ انگستروم است که تغییر محسوسی را در جهت بررسی زینسین دولومیت نشان نمی‌دهد. لذا تعداد ۵ نمونه با مقادیر متفاوت روی انتخاب شده و بر اساس روش Rietveld در نرم‌افزار Maud بررسی و مؤلفه‌های a و c شبکه محاسبه شد (Monecke et al., 2001). بر این اساس، مؤلفه‌های a و c شبکه در نمونه TBA-15 با مقدار روی ۵۵/۰ درصد به ترتیب $a=4.7900\text{\AA}$ و $c=15.8111\text{\AA}$ در نمونه TBA-14 با مقدار روی ۱۰/۲ درصد به ترتیب $a=4.8092\text{\AA}$ و $c=16.0200\text{\AA}$ برای نمونه TBA-16 با مقدار روی ۵۳/۰ درصد به ترتیب $a=4.8130\text{\AA}$ و $c=16.0233\text{\AA}$ برای نمونه TBA-19 با مقدار روی ۵۶/۳ درصد به ترتیب $a=4.8170\text{\AA}$ و $c=16.0310\text{\AA}$ و برای نمونه TBA-11 با مقدار روی ۵ درصد به ترتیب $a=4.8200\text{\AA}$ و $c=16.0388\text{\AA}$ تعیین شده است (شکل ۵ و جدول ۲). مقادیر به دست آمده نشان می‌دهد که با افزایش میزان روی در



شکل ۵. الگوی XRD مربوط به یکی از نمونه‌های تنگ‌دزدان پس از تغییر مؤلفه‌های شبکه

Fig. 5. The XRD pattern of the Tangedozdan sample after changing the lattice parameters

جدول ۲. مؤلفه‌های شبکه‌ای دولومیت برای نمونه‌های تنگ‌دزدان

Table 2. Lattice parameters of dolomite for the Tangedozdan samples

Sample No.	Zn (%)	Crystallographic parameters	
		a (Å)	c (Å)
TBA-15	0.55	4.7900	15.8111
TBA-14	2.10	4.8092	16.0200
TBA-16	3.05	4.8130	16.0233
TBA-19	3.56	4.8170	16.0310
TBA-11	5.00	4.8200	16.0388

گرماسنجی تفاضلی

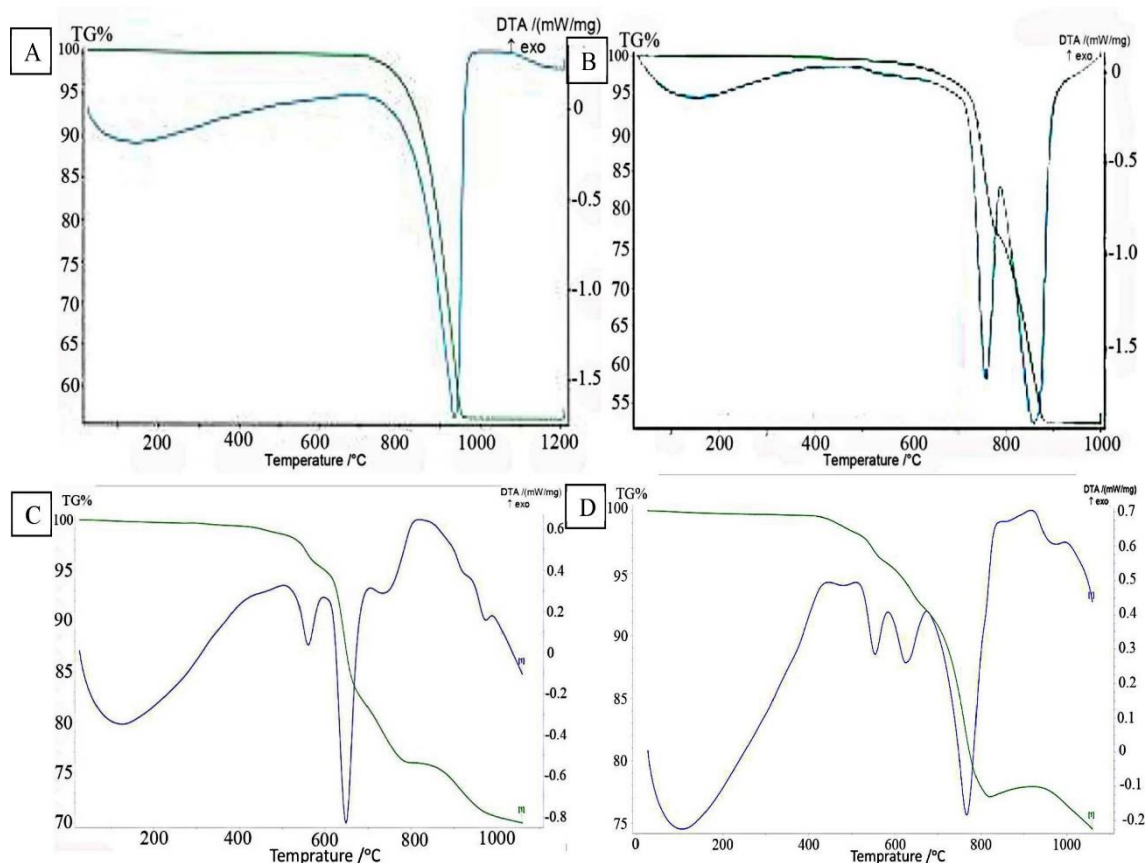
نتایج مربوط به کلسیت خالص و دولومیت خالص (شکل ۶- A و B) با نتایج حاصل از گرماسنجی تفاضلی دو نمونه دولومیت TBA-14 و TBA-19 مربوط به ناحیه تنگ‌دزدان مقایسه شده است (شکل ۶- C و D). در این نمودارها، نقاط واکنشی گرماگیر دولومیت‌ها در دماهای مختلف اندازه‌گیری شده است. بررسی نتایج حاصل نشان‌دهنده حضور زینسین دولومیت در ناحیه تنگ‌دزدان بوده و بسیار شبیه مواردی است که در کانسارهای

گرماسنجی تفاضلی یک روش سریع برای دستیابی بیشتر به اطلاعات کانی‌های کربناتی همانند ترکیب شیمیایی و خواص فیزیکی است (Zabinski, 1980; Yang et al., 2019). این روش می‌تواند دولومیت خالص را از زینسین دولومیت بر اساس نقطه گرمایی از نخستین گرمایش گرماگیر تفکیک کند (Yang et al., 2019; Zabinski, 1980).

عنصر منیزیم نیز است. به عنوان مثال، حضور مقادیر بالای آهن در آنکریت موجب کاهش نخستین نقطه واکنشی گرماگیر می‌شود (Kulp et al., 1951). بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، نسبت Fe:Mg به مقدار ۵:۱ موجب کاهش نقطه گرماگیر به میزان ۴۰ درجه سانتی‌گراد و از ۸۰۰ به ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد خواهد شد. با توجه به اینکه تأثیر جانشینی روی در ساختار دولومیت نسبت به آهن بیشتر است؛ بنابراین، اثر مقدار روی در نمونه‌های ناحیه تنگ‌دزدان به صورت واضح قابل مشاهده است.

مختلف جهان مورد بررسی قرار گرفته است (Boni and large, 2003; Fazli et al., 2018).

در تصویر DTA نمونه دولومیتی خالص، دو قله مهم واکنشی گرماگیر وجود دارد. قله اول در دمای ۷۸۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد دیده می‌شود که مربوط به نمونه دولومیت نسبتاً سالم و غیردگرسان بوده و بدون هر نوع کانی‌سازی از جمله روی و سرب است. در این نمونه نخستین نقطه واکنشی گرماگیر دولومیت مربوط به واپاشی لایه‌های دولومیتی وابسته به ساختار و گرمای موجود است. این موارد متأثر از کاتیون‌های جانشین شده به جای



شکل ۶. داده‌های مربوط به تجزیه TGA-DTA در ناحیه تنگ‌دزدان. A: منحنی گرماسنجی تفاضلی مربوط به کلسیت خالص، B: منحنی گرماسنجی تفاضلی مربوط به دولومیت خالص، C: منحنی گرماسنجی تفاضلی مربوط به نمونه TBA-14 و D: منحنی گرماسنجی تفاضلی مربوط به نمونه TBA-19

19

Fig. 6. A: Differential calorimetry curve for pure dolomite, B: Differential calorimetry curve for pure dolomite, C: Differential calorimetry curve for TBA-14 sample, and D: Differential calorimetry curve for TBA-19 sample

بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، نمونه شماره TBA-14 با دارا بودن ۲/۱۰ درصد عنصر روی و قله گرماگیر در دمای تقریبی ۵۰۳ و ۵۹۵ درجه سانتی‌گراد عنصر روی داده و در شروع قله در دمای ۱۲۶ درجه سانتی‌گراد نیز یک کاهش جزئی در حدود ۱۵ درصد دیده می‌شود. در این نمونه، قله‌های واکنشی بعدی در ۷۰۵، ۸۱۹ و ۹۷۵ درجه سانتی‌گراد ظاهر شده است. همچنین در نمونه TBA-19 که بیشتر شامل زینسین دولومیت با دارا بودن ۳/۵۶ درصد عنصر روی است، در دمای ۴۴۷ و ۵۰۹ درجه سانتی‌گراد دو قله واکنشی و پس از آن دو قله واکنشی دیگر در ۵۸۴ و ۶۷۴ درجه سانتی‌گراد وجود دارد. همچنین در دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد با کاهش قابل توجه روبرو بوده و با افزایش دما قله‌های واکنشی بعدی به ترتیب در دماهای ۸۳۴، ۹۱۷ و ۹۷۵ درجه سانتی‌گراد ظاهر شده است. بر این اساس، افزایش میزان روی در ساختار دولومیت موجب کاهش نقطه واکنشی به شکل منحنی غیرخطی می‌شود؛ در حالی که در نمونه‌های آهن‌دار همانند آنکريت، اغلب منحنی‌های واکنش خطی هستند (Kulp et al., 1951). دما و افزایش نقطه دوم قله واکنشی گرماگیر و واپاشی لایه‌های CaCO_3 ممکن است متأثر از مقدار عنصر روی نباشد؛ اما در نمونه‌های با مقدار سرب بیش از ۵ppm اثر آن دیده می‌شود. در نمونه TBA-19 مقدار سرب ۱/۷۰ درصد و در نمونه TBA-14 مقدار سرب ۰/۹۲ درصد است و این مقدار باعث پایین آمدن قله واکنشی دوم به کمتر از ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد شده است. به این ترتیب و بر اساس این آزمایش حضور روی در دولومیت‌ها و تشکیل زینسین دولومیت در ناحیه تنگ‌دزدان به خوبی قابل مشاهده است.

تجزیه الکترون میکروپروپ

برای شناسایی دقیق کانی‌های مختلف، ترتیب تقدم و تأخر، چگونگی ارتباط آنها با یکدیگر و سنگ میزبان و یا میان‌بارهای ریز در حد میکرون، می‌توان از نتایج EPMA شامل تصویرهای مختلف، نمودارها و داده‌های تجزیه‌ای به دست آمده، استفاده کرد (Gholizadeh et al., 2019). برای تعیین ترکیب، نوع و منشأ روی در ناحیه تنگ‌دزدان، سه نمونه از دولومیت‌های روی‌دار به

طریقی انتخاب شدند که بر اساس تجزیه ICP-MS انجام‌شده بر روی نمونه‌ها، دولومیت نوع اول (TBA-15) دارای میزان روی ۰/۵ درصد، میزان آهن ۷۰۸۵۲ppm و میزان منگنز ۷۰۸ppm، نمونه دولومیت نوع دوم (TBA-14) دارای میزان روی ۲/۱۰ درصد، میزان آهن ۵۳۱۳۸ppm و میزان منگنز ۳۵۰ppm و در نمونه زینسین دولومیت نوع سوم (TBA-19) دارای میزان روی ۳/۵۶ درصد، میزان آهن بیش از ۱۰ درصد و میزان منگنز ۱۵ppm است. تجزیه زمین‌شیمی می‌تواند تجزیه دقیق و مفیدی جهت پردازش و بررسی اولیه نمونه و عیار عناصر ارائه‌دهد؛ اما قادر به نمایش حضور میان‌بارهای ریز بیگانه در زینسین دولومیت نیست. نتایج تجزیه شیمیایی سه نمونه انجام‌شده به روش الکترون میکروپروپ در جدول ۳ ارائه‌شده است. دولومیت‌ها از نظر ظاهری و همچنین از دیدگاه زمین‌شیمیایی به سه فاز مجزا تقسیم می‌شوند. دولومیت‌های اولیه از نظر عنصرسنجی دارای دو عنصر کلسیم و منیزیم و تقریباً بدون ناخالصی عنصر دیگر هستند. در تصویرهای الکترونی، شناسایی دولومیت‌های نوع اول و دوم با توجه به نزدیکی زیاد رنگ آنها بسیار دشوار است؛ اما نظر به اختلاف رنگ آنها در اطراف رگه و در ناحیه مورد بررسی، دولومیت‌های سیاه‌رنگ به عنوان نوع یک، دولومیت‌های زرد رنگ به عنوان نوع دو و دولومیت‌های نارنجی - قرمز رنگ به عنوان نوع سه (زینسین دولومیت) رده‌بندی شدند.

در نتایج حاصل از الکترون میکروپروپ نیز مقدار روی، معیار مهم تقسیم‌بندی بوده و تقریباً اختلاف آن در دولومیت‌های نارنجی - قرمز رنگ شامل زینسین دولومیت‌ها کاملاً دیده می‌شود؛ اما در نمونه TBA-19 که نمونه زینسین دولومیت است، علاوه بر کلسیت و دولومیت، میزان عنصر روی بالاتر از حد زمینه و نشان‌دهنده حضور روی در شبکه کانی دولومیت است. بر اساس نتایج الکترون میکروپروپ از انواع دولومیت بیان‌شده، مقدار عنصر روی برای دولومیت‌های اولیه سیاه‌رنگ در نمونه TBA-15، زیر حد تشخیص دستگاه یعنی ۵۰۰ گرم در تن است و بنابراین میزان روی محاسبه‌شده برای این نمونه در تمامی موارد صفر شده است.

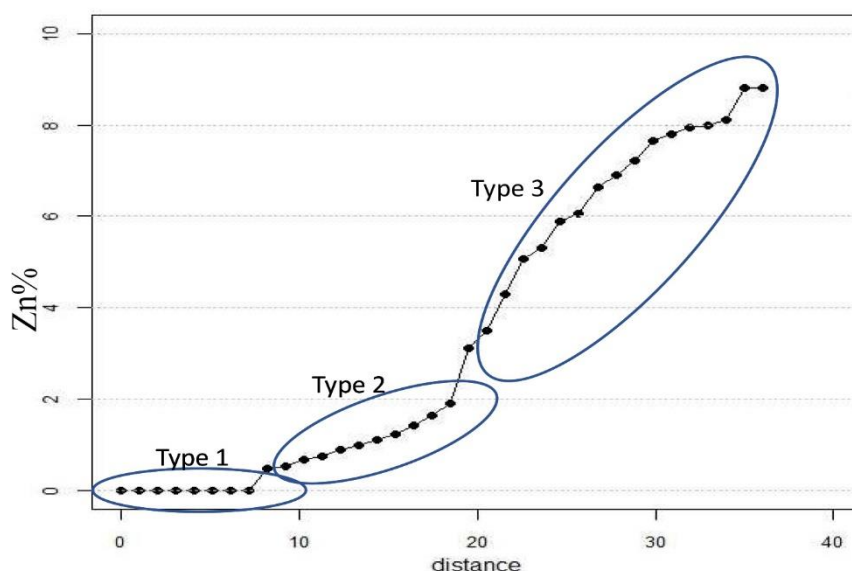
جدول ۳. نتایج تجزیه شیمیایی سه نمونه انجام شده به روش الکترون میکروپروپ از ناحیه تنگ‌دزدان

Table 3. Results of chemical analysis of three samples performed by EPMA method in the Tangedozdan area (T1=TBA15, T2=TBA14, T3=TBA19)

Point No.	Type	Zn	Pb	Ca	Mg	Mn	Fe	Cu	Ba	Ni	Sr	Zn/Mg	Si	Total
1	T1	0	0	22.49	12.11	0.10	0	0.13	0.12	0.04	0	--	0.12	35.11
2	T1	0	0.41	21.67	12.73	0	0.35	0.10	0	0.07	0.03	--	0.02	35.38
3	T1	0	0	23.27	12.26	0	0.26	0.12	0.55	0	0.04	--	0.12	36.62
4	T1	0	0.29	22.99	13.07	0.04	0	0.11	0	0.10	0	--	0.03	36.63
5	T1	0	0	22.44	12.34	0	0.52	0.16	0.46	0	0.09	--	0.07	36.07
6	T1	0	0	21.06	13.50	0.24	0.05	0.25	0	0	0	--	0.08	35.18
7	T1	0	0.65	22.54	12.08	0.08	0.75	0.21	0	0	0	--	0.04	36.30
8	T1	0	0	21.07	13.49	0.22	0.66	0.18	0.22	0.11	0.12	--	0.02	36.74
9	T2	0.48	0.07	22.34	12.01	0	0.51	0.15	0	0	0.01	0.04	0.01	35.62
10	T2	0.52	0.25	20.05	13.01	0.59	0.79	0.12	0	0	0	0.04	0.03	35.36
11	T2	0.68	0	21.29	12.71	0.09	0.41	0.09	0.02	0	0	0.05	0.02	35.31
12	T2	0.75	0.12	21.10	12.70	0	1.13	0.07	0	0	0	0.06	0.02	35.89
13	T2	0.89	0.15	20.85	13.39	0.55	0.95	0.11	0	0.08	0	0.06	0.03	37.00
14	T2	0.99	0.01	22.50	13.10	0	0.35	0.12	0.02	0	0.02	0.07	0.03	37.14
15	T2	1.10	0.41	21.30	12.50	0.09	1.14	0.15	0	0.12	0	0.07	0.06	36.87
16	T2	1.22	0.01	22.40	12.31	0	0.88	0.12	0	0	0	0.09	0.05	36.99
17	T2	1.42	0.22	21.12	12.70	0.12	0.66	0.07	0	0	0	0.10	0.03	36.26
18	T2	1.65	0.18	21.01	13.41	0	0.99	0.08	0	0.07	0	0.12	0.09	37.48
19	T2	1.90	0.13	22.22	12.11	0	1.21	0.06	0	0	0	0.16	0.04	37.67
20	T3	3.11	0.15	22.65	8.01	0.04	0.05	0	0	0	0.03	0.39	0	34.04
21	T3	3.51	0.55	22.01	8.51	0.01	0	0.02	0	0	0.01	0.41	0.1	34.72
22	T3	4.29	2.31	20.99	7.49	0.18	0.19	0	0.01	0	0	0.60	0.05	35.51
23	T3	5.08	0.20	22.35	8.92	0.01	0.21	0	0.01	0	0.01	0.60	0.15	36.94
24	T3	5.32	0.31	22.00	7.69	0.04	0.51	0	0	0.01	0.01	0.69	0.04	35.93
25	T3	5.89	2.39	19.65	7.95	0.07	0.49	0.10	0	0	0	0.74	0	36.54
26	T3	6.05	3.09	20.85	7.35	0.22	0.07	0.11	0	0	0	0.82	0.06	37.80
27	T3	6.65	2.71	20.01	7.81	0.01	0.09	0	0.01	0	0	0.85	0.01	37.30
28	T3	6.90	2.49	20.65	7.09	0.08	0.11	0	0	0	0.01	0.97	0.09	37.42
29	T3	7.22	2.21	20.06	7.48	0.04	0.12	0	0	0.01	0	0.96	0.07	37.21
30	T3	7.65	2.39	19.79	6.89	0.05	0.07	0	0.01	0	0.01	1.11	0.05	36.91
31	T3	7.80	2.15	20.85	6.36	0.01	0.08	0.10	0	0	0	1.23	0	37.25
32	T3	7.95	2.59	20.01	6.81	0.06	0.11	0	0	0	0.01	1.17	0.01	37.54
33	T3	7.99	2.61	20.60	7.08	0.16	0.09	0	0	0	0	1.13	0.1	39.59
34	T3	8.10	3.21	19.06	8.51	0.04	0.10	0	0.01	0	0	0.95	0.18	39.21
35	T3	8.80	3.51	19.55	8.11	0.08	0.13	0	0	0	0	1.08	0.11	39.74
36	T3	8.01	2.77	20.98	7.71	0.09	0.08	0	0	0	0	1.04	0.14	38.78
Mr*	-----	20.23	0	12.32	7.54	0.41	2.07	0	0	0	0	---	0.19	42.76
D.L.	-----	450	220	289	310	250	250	170	340	300	270	---	340	-----

است. در چند نمونه نیز مقدار روی بیشتر از منیزیم است. در اینجا برخلاف تجزیه‌های زمین‌شیمی همانند ICP-MS حضور میان‌بارهای ریز کانی‌هایی همچون اسمیت‌زونیت و همی‌مورفیت نمی‌تواند موجب افزایش قله روی و بالارفتن آلودگی شود. با توجه به اینکه هر فاز یا کانی به صورت مستقل مورد تجزیه قرار می‌گیرد، بنابراین نتایج الکترون میکروپروپ به صورت واضح منعکس‌کننده ترکیب شیمیایی انواع کانی‌های کربناتی به خصوص انواع دولومیت است.

در نمونه TBA-14 شامل دولومیت‌های زردرنگ نوع دو (آهن‌دار) از ۰/۴۸ تا ۱/۹۰ گرم در تن و در نمونه TBA-19 شامل دولومیت‌های نارنجی-قرمز رنگ نوع سه (زینسین دولومیت) از ۳/۱۱ گرم در تن شروع شده و به بیش از ۸ گرم در تن می‌رسد. بر این اساس، در نمودار تهیه شده، سه نوع دولومیت مشخص شده‌اند که بیشترین مقدار مربوط به زینسین دولومیت‌ها و کمترین مقدار مربوط به دولومیت‌های سیاه‌رنگ اولیه است (شکل ۷). در نمونه TBA-16 نسبت Zn:Mg از ۰/۴ تا ۰/۱۶ است؛ در حالی که در نمونه زینسین دولومیت TBA-19 این مقدار از ۰/۳۹ تا ۱/۰۴ متغیر

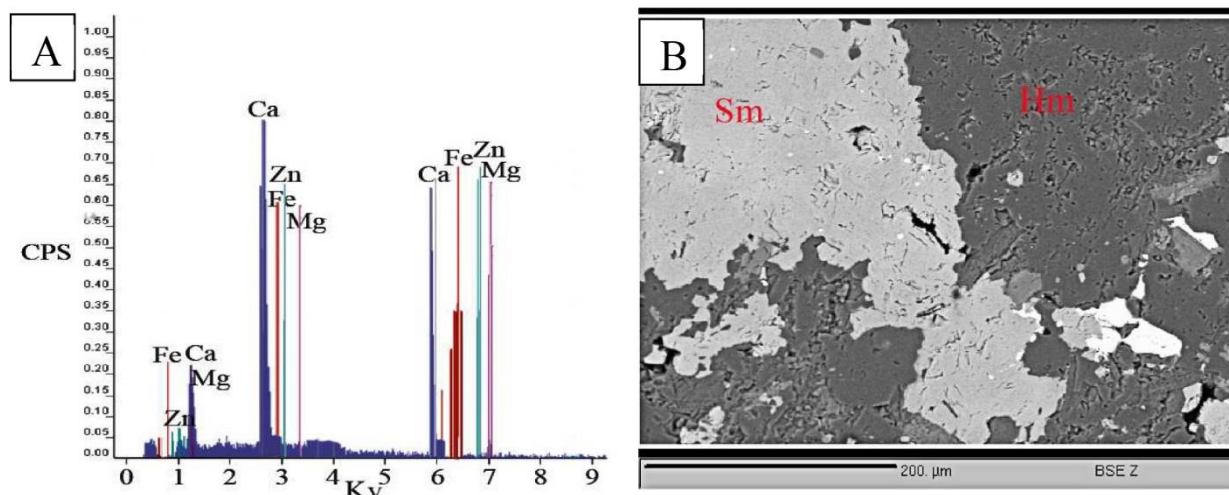


شکل ۷. نمودار حاصل از نتایج تجزیه نقطه‌ای و تفکیک سه نوع دولومیت به کمک عیار عنصر روی در ناحیه تنگ‌دزدان

Fig. 7. The diagram for the results of point analysis and separation of three types of dolomites with the help of zinc assay in the Tangedozdan area

و منگنز به خوبی قابل رؤیت است (شکل ۸-A و B). اکسید-هیدروکسیدهای آهن‌دار و کلسیت دارای مقادیری از عناصر روی و سرب هستند که در کلسیت رگه‌ای، میزان روی تا ۰/۵ درصد و سرب تا ۳ درصد وجود دارد. اکسید و هیدروکسیدها نیز دارای مقادیر اندکی از روی، سرب و سایر عناصر بوده؛ اما از آهن بالایی برخوردارند.

با توجه به تصویرهای الکترون میکروپروپ، دولومیت‌های اولیه نوع یک اغلب در مرزهای بلوری و یا درز و شکاف‌ها به شکل موضعی، به وسیله دولومیت‌های آهن‌دار نوع دو جایگزین شده‌اند. تشکیل دولومیت‌های نوع اول و دوم متأثر از محلول‌های گرمابی است. در تصویرهای الکترونی، اکسایش و دولومیت‌زدایی دولومیت‌های اولیه با تشکیل کلسیت رگه‌ای و و اکسیدهای آهن



شکل ۸. A: طیف EDS مربوط به یک نمونه کانی دولومیت روی‌دار در ناحیه تنگ‌دزدان و B: تصویر میکروسکوپ الکترونی کانی‌های همی مورفیت (Hm) و اسمیت‌زونیت (Sm) (Mandarino and Back, 2004) در ناحیه تنگ‌دزدان. علائم اختصاری از سیولا و اشمید (Siivola and Schmid, 2007) اقتباس شده است (Hm: همی مورفیت، Sm: اسمیت‌زونیت).

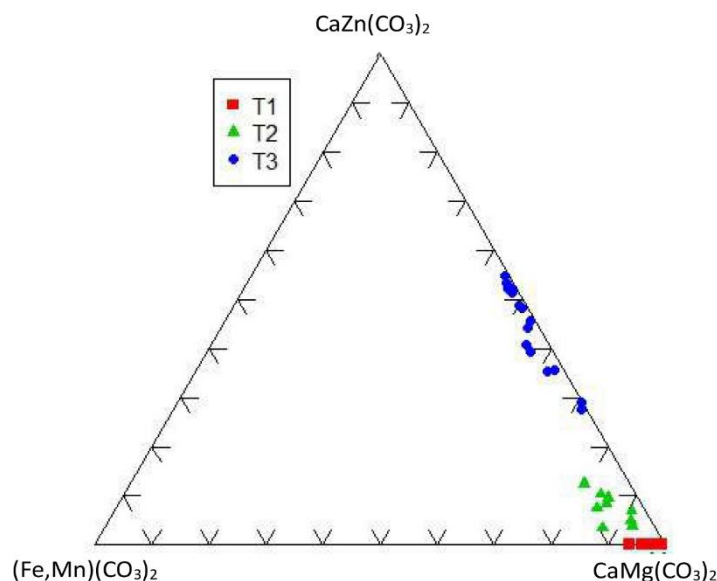
Fig. 8. A: EDS spectrum of a dolomite mineral sample in the Tangedozdan area, and B: Electron microscope image of hemimorphite (Hm) and smithsonite (Sm) (Mandarino and Back, 2004) in the Tangedozdan area. Abbreviations after Siivola and Schmid (2007) (Hm: Hemimorphite, Sm: Smithsonite).

شبکه TBA-19 قابل مشاهده است. مقادیر منیزیم، کلسیم، آهن و منگنز با افزایش مقدار روی کاهش می‌یابد. نتایج تجزیه شیمیایی به روش الکترون میکروپروپ به کمک نمودار مثلثی $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ ، $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ، $\text{CaZn}(\text{CO}_3)_2$ مورد بررسی قرار گرفت (Boni et al., 2011). در این نمودار میزان افزایش و یا کاهش مربوط به هر سه نوع دولومیت نمایان است (شکل ۹).

نمونه‌های با منیزیم بالا در بخش منیزیم‌دار و نمونه‌های با روی بالا در قسمت روی‌دار $(\text{CaZn}(\text{CO}_3)_2)$ متمرکز شده‌اند. وجود اختلاف شیمیایی بین دو قسمت می‌تواند به دلیل حضور مینرکوردیت در بین نمونه‌ها باشد که با توجه به اصل گلدسمیت (Goldsmith et al., 1962)، ناپایداری در دولومیت‌ها با توجه به افزایش مقدار عناصر به صورت زیر کاهش می‌یابد (Goldsmith et al., 1962; Goldsmith and Northrup, 1965; Rosenberg, 1967).

زینسین دولومیت‌ها به صورت ویژه غنی از عنصر روی به میزان ۳ تا ۹ درصد، مقدار سرب تا ۳/۶۱ درصد و مقدار آهن بسیار کم هستند. در این دولومیت‌ها عنصر روی جانشین منیزیم شده و می‌تواند تا جانشینی کامل عنصر روی به جای عنصر منیزیم ادامه یابد و هنگامی که این جانشینی به طور کامل انجام شود و به ۱۷ تا ۲۲ درصد وزنی یعنی تقریباً ۷۰ درصد مول برسد، کانی کربناتی مینرکوردیت تشکیل می‌شود. پس از این مرحله شبکه دولومیت ناپایدار شده و اسمیت‌زونیت رسوب می‌کند. به احتمال زیاد به هنگام تشکیل اسمیت‌زونیت مقداری عنصر منیزیم می‌تواند در شبکه این کانی جای بگیرد (Birch, 2007).

چنان‌که در تصویر BSE مشخص است، آثاری از اسمیت‌زونیت، همتایت، کلسیت و دولومیت اولیه در نمونه TBA-19 قابل مشاهده است. داده‌های مربوط به تجزیه الکترون میکروپروپ نشان می‌دهد که میزان مس، نیکل، استرانسیوم، باریوم و سیلیسیم در نمونه‌ها تغییر چندانی ندارد. مقادیری از عناصر سرب و آهن در



شکل ۹. ترکیب‌های مختلف دولومیتی در ناحیه تنگ‌دزدان در نمودار مثلثی $\text{CaZn}(\text{CO}_3)_2$ ، $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ، $\text{Ca}(\text{Fe,Mn})(\text{CO}_3)_2$ (Boni et al., 2011)

Fig. 9. Different compositions of dolomite of Tangedozdan area in the triangular diagram of $\text{CaZn}(\text{CO}_3)_2$ ، $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ، $\text{Ca}(\text{Fe,Mn})(\text{CO}_3)_2$. (Boni et al., 2011)

یافته و با قرار گرفتن در سامانه باز میان‌زایی استرانسیوم خود را از دست می‌دهند (Vandeginste et al., 2013). مقدار استرانسیوم در کربنات‌های حاره‌ای عهد حاضر، 8000 mg/kg تا 10000 mg/kg (Milliman, 1974) و در کربنات‌های معتدله بین 5000 mg/kg تا 16000 mg/kg (Rao and Amini, 1995; Rao and Adabi, 1992) است. بر این اساس، میران استرانسیوم در کربنات‌های ناحیه تنگ‌دزدان پایین بوده که نتیجه تأثیر محلول‌های گرمابی است. عنصر سیلیسیم در تمامی دولومیت‌ها به خصوص زینسین دولومیت‌ها حضور داشته و مقدار آن به $0/19$ درصد نیز می‌رسد. عنصر باریوم در زینسین دولومیت‌ها دیده شده؛ اما در سایر نمونه‌ها دولومیت‌ها یا مقدار کمی دارد و یا در زیر حد تشخیص قرار گرفته است.

بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، زینسین دولومیت در بخش کربناتی و همراه با کانی‌سازی غیرسولفیدی روی و سرب ناحیه تنگ‌دزدان

بر این اساس، کاهش مقادیر عناصری مانند منیزیم و یا افزایش عناصر دیگری همانند منگنز، روی، آهن و کبالت به افزایش ناپایداری منجر می‌شود. به کمک این سری عنصری می‌توان گفت که دولومیت‌های با مقادیر بالای آهن ناپایداری بیشتری نسبت به دولومیت‌های با مقادیر بالاتر منیزیم دارند و در اثر اکسایش و آبدهی، عنصر آهن موجود در شبکه دولومیت، زودتر از عناصر دیگر همانند منیزیم و کلسیم خارج شده و به فرایند دولومیت‌زدایی منجر می‌شود. بر این اساس، دولومیت‌های آهن‌دار نقش مهم‌تری در تشکیل زینسین دولومیت‌ها ایفا می‌کنند. در جدول ۳، عناصر دیگری نیز همانند استرانسیوم، باریوم و سیلیسیم نیز گزارش شده‌اند که گاهی میزان عیار استرانسیوم کمتر از حد تشخیص دستگاه بوده و فقط در مواردی در دولومیت‌های نوع یک مقدار آنها، $0/09$ و $0/12$ گزارش شده است. غالب سنگ‌های آراگونیتی قدیمی در طی فرایند میان‌زایی مانند تبدیل آراگونیت به کلسیت، انحلال

قابل تشخیص است. بر اساس این بررسی‌ها و با توجه به شواهد موجود رخداد زینسین دولومیت در پهنه اکسایشی نشان‌دهنده خاستگاه اپی‌زنتیک آن است. دمای تشکیل زینسین دولومیت وابسته به دمای سیال جوی است و طی فرایند هوازگی به هنگام اکسایش کانی‌های سولفیدی تشکیل می‌شود. زینسین دولومیت طی یک فرایندهای پیچیده جانشین فازهای دولومیتی می‌شود.

زینسین دولومیت با حضور مقداری از عنصر روی و مقادیر کمتری از سرب، آهن و کادمیوم در شبکه آن مشخص می‌شود. البته مقدار عناصر آهن و منگنز نسبت به دولومیت با مقادیر کمتر عنصر روی کمتر شده؛ اما مقدار مس تغییر چندانی را نشان نمی‌دهد. فرایند تشکیل زینسین دولومیت یک فرایند چندمرحله‌ای جانشینی در دولومیت‌هاست که شامل دولومیت‌زدایی، تشکیل کلسیت و اکسیدهای آهن- منگنز است که نتیجه آن جانشینی کامل دولومیت توسط اسمیت‌زونیت است.

گسترش زینسین دولومیت و جانشینی آن در سنگ میزبان، تأثیر قابل توجهی در اکتشاف کانی‌های غیرسولفیدی روی دارد. باید توجه داشت که مقادیر عنصر روی در زینسین دولومیت همراه با مقدار روی در کانی‌های غیرسولفیدی همانند همی‌مورفیت و اسمیت‌زونیت محاسبه می‌شود که البته این مقدار غیر قابل فراوری است و ممکن است موجب محاسبه غیرعادی عیار حد نهایی شود. این امر باید در اکتشاف کانسارهای روی غیرسولفیدی مورد توجه قرار گیرد تا به اشتباه در ارزیابی و برآورد عیار کانسار منجر نشود. از طرف دیگر، حضور زینسین دولومیت می‌تواند به عنوان یک کلید اکتشافی مهم محسوب شود. بنابر این ابتدا لازم است وجود زینسین دولومیت‌ها در کانسارهای غیرسولفیدی روی مورد بررسی قرار گیرد و سپس میزان گسترده‌گی، نحوه ارتباط کانی‌سازی روی و نقش آنها در تعیین عیار واقعی کانسارهای مشخص شود.

نتیجه‌گیری

زینسین دولومیت برون‌زاد در تمامی بخش‌های معدن تنگ‌دزدان حضور دارد؛ ولی اغلب بیشترین پراکندگی را همراه با

دولومیت‌های قرمز تا نارنجی فاز ۳ نشان می‌دهد. این نوع دولومیت در بخش‌های مختلف در کنار ماده معدنی و در سینه‌کارهای استخراجی قابل مشاهده بوده و احتمال حضور آن در عمق‌های بیشتر نیز همراه با کانی‌سازی دور از انتظار نیست. با توجه به شواهد موجود، رخداد زینسین دولومیت در پهنه اکسایشی، نشان‌دهنده خاستگاه برون‌زادی آن است. همچنین دمای تشکیل زینسین دولومیت اغلب وابسته به دمای سیالات جوی طی فرایند هوازگی هنگام اکسایش کانه‌های سولفیدی است. زینسین دولومیت طی فرایندی پیچیده، جانشین فازهای دولومیت پیشین می‌شود. در واقع جانشینی عنصر منیزیم با روی در دولومیت‌ها موجب تشکیل زینسین دولومیت می‌شود. این امر می‌تواند تا جانشینی کامل عنصر روی به جای عنصر منیزیم ادامه یابد و هنگامی که این جانشینی به طور کامل انجام‌شود، کانی کربناتی مینر کوردیت تشکیل می‌شود. پس از این مرحله شبکه دولومیت ناپایدار شده و اسمیت‌زونیت رسوب می‌کند. به احتمال زیاد به هنگام تشکیل اسمیت‌زونیت مقداری عنصر منیزیم می‌تواند در شبکه این کانی جای بگیرد. بر اساس داده‌های به دست آمده از تجزیه پراش پرتو ایکس، با افزایش میزان روی در زینسین دولومیت‌ها مؤلفه‌های شبکه‌ای نیز افزایش می‌یابند؛ به طوری که این نسبت در دولومیت با ناخالصی روی ۵/۰ درصد دارای کمترین و در زینسین دولومیت‌ها بیشترین مقدار را داراست که بر اساس آن رابطه مستقیم بین میزان روی در شبکه دولومیت با مؤلفه‌های شبکه‌ای قابل اثبات است. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده به روش دماسنجی تفاضلی، افزایش میزان روی در ساختار دولومیت موجب کاهش نقطه واکنشی به شکل منحنی غیرخطی می‌شود؛ در حالی که در نمونه‌های آهن‌دار همانند آنکريت، اغلب منحنی‌های واکنش، خطی هستند. بر این اساس، بررسی نمونه زینسین دولومیت نشان‌دهنده کاهش نقطه گرماگیر و تأثیر جانشینی روی در ساختار دولومیت است. از دیدگاه زمین‌شیمیایی، جایگزینی زینسین دولومیت با حضور مقادیری از عنصر روی و مقدار کمی سرب، آهن و کادمیوم در شبکه آن

مشخص می‌شود. انجام آزمایش‌های متفاوت در ناحیه تنگ‌دزدان، نشان‌دهنده حضور روی در شبکه دولومیت و تشکیل زینسین دولومیت است. همچنین میزان مس، نیکل، استرانسیوم، باریم و سیلیسیم در نمونه‌ها تغییر چندانی ندارد. مقادیری از عناصر سرب و آهن در شبکه دولومیت قابل مشاهده بوده و مقادیر منیزیم، کلسیم، آهن و منگنز با افزایش مقدار روی کاهش می‌یابند. به این ترتیب، فرایند تشکیل زینسین دولومیت در ناحیه تنگ‌دزدان به عنوان یک فرایند چند مرحله‌ای جانشینی در دولومیت‌ها قابل تفسیر است که با دولومیت‌زدایی و تشکیل کلسیت و اکسیدهای آهن منگنز آغاز شده و در نهایت به جانشینی کامل دولومیت و تشکیل اسمیت‌زونیت منجر شده است. در بعضی از نمونه‌ها آثاری از دولومیت اولیه، کلسیت و اسمیت‌زونیت وجود دارد. همچنین، افزایش منیزیم و کاهش منگنز، روی، آهن و کبالت به کاهش ناپایداری منجر می‌شود. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، دولومیت‌های با آهن بالا نسبت به دولومیت‌های با منیزیم بالا ناپایدارتر بوده و دارای نقش مهم‌تری در تشکیل زینسین دولومیت‌ها هستند و بیانگر آن است که در اثر اکسایش و آبدهی، عنصر آهن

موجود در شبکه دولومیت زودتر از عناصر دیگر همانند منیزیم و کلسیم خارج شده و به فرایند دولومیت‌زدایی منجر می‌شود. در موارد بیان‌شده، بررسی گسترش زینسین دولومیت و جانشینی آن در سنگ میزبان، اهمیت بسیاری در اکتشاف کانی‌های غیرسولفیدی روی داشته و می‌تواند به عنوان کلیدی مهم در اکتشاف کانسارهای روی مورد توجه قرار گیرد. در واقع مقدار عنصر روی در زینسین دولومیت، همراه با مقدار روی در کانی‌های غیرسولفیدی همانند همی‌مورفیت و اسمیت‌زونیت محاسبه می‌شود. البته در محاسبات میزان عیار روی، ممکن است مقدار عیار روی در زینسین دولومیت همراه با مقدار روی در کانی‌های غیر سولفیدی محاسبه شود که با توجه به غیر قابل فرآوری بودن این مقدار روی، می‌تواند موجب محاسبه غیرعادی عیار روی شود که باید با توجه به آن، از برآورد اشتباه در محاسبه عیار معدن جلوگیری شود.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. XRD: X-ray diffraction
2. EPMA: Electron probe micro-analyzer
3. EDS: Energy-dispersive X-ray spectroscopy
4. BSE: Back-scattered Electron Detector
5. ICP-MS: Inductively coupled plasma mass spectrometry
6. DTA-TGA: Differential Thermal Analysis-Thermal Gravimetric Analysis

References

- Adelpour, M. and Rostamipaydar, G., 2018. The Study of alteration, mineralization, and fluid inclusion in the Howz-e-Sefid zinc-lead deposit (Central Iran). *Iranian Journal of Geology*, 47(12): 19–36. (in Persian with English abstract) Retrieved January 16, 2025 from <http://geology.saminattech.ir/en/Article/9609>
- Amiri, B. and Shahrokhi, S.V., 2017. Geochemistry and Mineralogy of Zn & Pb in Tang-e-Dozdan area (NE Feraydoonshahr-Isfahan Province). 29th Symposium of Mineralogy and Mineralogy of Iran, Damghan University, Damghan, Iran.
- Amiri, B. and Shahrokhi, S.V., 2023. Ore control factors of Zinc and Lead mineralization in the Tangedozdan area (NE Fereydounshahr-Isfahan Province). *Journal of Economic Geology*, 15(1): 27–31. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.79745.1058>
- Birch, W.D., 2007. Zincian dolomite from Broken Hill, New South Wales. *Journal of the Geological Society of Australia*, 30(1–2): 85–87. <https://doi.org/10.1080/00167618308729238>
- Boni, M. and Large, D., 2003. Nonsulfide zinc mineralization in Europe: an overview. *Economic Geology*, 98(4): 715–729. <http://dx.doi.org/10.2113/98.4.715>
- Boni, M. and Mondillo, N., 2015. The “calamine” and the “others”: the great family of supergene nonsulfide zinc ores. *Ore Geology Reviews*, 67: 208–233. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.025>
- Boni, M., Mondillo, N. and Balassone, G., 2011. Zincian dolomite: a peculiar de dolomitization case?. *Geology*, 39(2): 183–186. <https://doi.org/10.1130/G31486.1>
- Boveiri Konari, M. and Rastad E., 2017. Nature and origin of dolomitization associated with sulphide mineralization: new insights from the Tappehsorkh Zn-Pb (-Ag-Ba) deposit, Irankuh Mining District, Iran. *Geological Journal*, 53(1): 1–23. <https://doi.org/10.1002/gj.2875>
- Boveiri Konari, M., Rastad E., Mohajjel M., Nakini A. and Haghdooost M., 2016. Structure, Texture, Mineralogy and Genesis of Sulphide Ore Facies in Tappeh Sorkh Detrital-Carbonate-Hosted Zn-Pb(-Ag) Deposit, South of Esfahan. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 25(97): 221–236. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.41507>
- Choulet, F., Charles, N., Barbanson, L., Branquet, Y., Sizaret, S., Ennaciri, A., Badra, L. and Chen, Y., 2014. Non-sulfide zinc deposits of the Moroccan High Atlas: Multi-scale characterization and origin. *Ore Geology Reviews*, 56: 115–140. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.08.015>
- Delavar, S.T., Rasa, I., Lotfi, M., Borg, G., Rashidnejad Omran, N. and Afzal, P., 2014. Geological evidence and ore body facies of Tangedezdan Zn-Pb (Ag) deposit in Jurassic-Cretaceous carbonate sequence, Booeen Miandasht (Isfahan-Iran). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 23(91): 77–88. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2014.43777>
- Ehya, F., Lotfi, M. and Rasa, I., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2): 235–249. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.08.007>
- Fazli, S., Taghipour, B. and Lentz, D., 2018. The Zn-Pb sulfide and Pb-Zn-Ag non-sulfide Kuh-e-Surmeh ore deposit, Zagros Belt, Iran: Geologic, mineralogical, geochemical, and S isotopic constraints. *Journal of Geochemical Exploration*, 194: 146–166. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.07.019>
- Gholizadeh, K., Rasa, I., Yazdi, M. and Boni, M., 2019. Mineralogy and geochemistry of Zincian-dolomite in Bahrmtaj deposit, Yazd, Central Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 27(4): 925–940. (in Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.29252/ijcm.27.4.925>
- Gholizadeh, K., Rasa, I., Yazdi, M. and Boni, M., 2021. Geological structures and their role in control of mineralization in Bahrmtaj Lead and Zinc deposit, Yazd province, Central Iran. *Researches in Earth Sciences*, 12(2): 206–225. <https://doi.org/10.52547/esrj.12.2.206>
- Goldsmith, R., Graf, D.L. and Northrup D.A., 1962. Studies in the system CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 : (1) phase relations; (2) a method for major element spectrochemical analyses; (3) compositions of some ferroan dolomites. *The Journal of Geology*, 70(6): 659–688.

- <https://doi.org/10.1086/626865>
- Goldsmith, R. and Northrup, D.A., 1965. Subsolidus Phase relations in the systems CaCO_3 , $-\text{MgCO}_3$, $-\text{CoCO}_3$ and CaCO_3 - MgO , $-\text{NiCO}_3$. *Journal of Geology*, The Journal of Geology, 73(6): 817–829. <https://doi.org/10.1086/627122>
- Heyl, A.V. and Boizon, C.N., 1962. Oxidized zinc deposits of the United States, part 1. General geology, U.S. Geology Survey, 1135-A, 52 pp. Retrieved January 16, 2025 from <https://pubs.usgs.gov/bul/1135a/report.pdf>
- Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R. and Carman C.E., 2003. Classification, genesis, and exploration guides for Nonsulfide Zinc deposits. *Economic Geology*, 98(4): 685–714. <http://dx.doi.org/10.2113/98.4.685>
- Jazi, M.A., Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2016. Crystallography, mineralogy and geochemistry of galena in Nakhlak lead mine (Esfahan). *Iran Journal of Crystallography and Mineralogy*, 24(1): 3–18. (in Persian with English abstract) Retrieved January 16, 2025 from <http://dorl.net/dor/20.1001.1.17263689.1395.24.1.1.3>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Alaminia, Z., Esmaeili Sevieri A. and Stern C.R., 2019. New hypothesis on time and thermal gradient of subducted slab with emphasis on dolomitic and shale host rocks in formation of Pb-Zn deposits of Irankuh-Ahangaran belt. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 677–706. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.76528>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Esmaeili Sevieri, A., Shabani, S., Allaz, J.M. and Stern, C.R., 2017. Geology, mineralization, mineral chemistry, and ore fluid conditions of Irankuh Pb-Zn mining district, south of Isfahan. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 267–294. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v9i2.64930>
- Kulp, J.L., Kent, P. and Kerr, P.F., 1951. Thermal study of the Ca-Mg-Fe carbonate minerals. *American Mineralogist*, 36(9–10): 643–670. Retrieved January 16, 2025 from <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:109863578>
- Luke, G., Nigel, J., Cook, C., Ciobanu, L. and Benjamin, P.W., 2015. Trace and minor elements in galena: A reconnaissance LA-ICP-MS study. *American Mineralogist*, 100(2–3): 548–569. <http://dx.doi.org/10.2138/am-2015-4862>
- Mandarino, J.A. and Back, M.E., 2004. Fleischer's Glossary of Mineral Species 2004. *The Canadian Mineralogist*, 43(4): 1436–1437. <http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.43.4.1436>
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates Part 1: Recent Sedimentary Carbonate*. Springer-Verlag, Berlin, 375 pp.
- Mondillo, N., Boni, M., Balassone, G. and Grist, B., 2011. In search of the lost zinc: a lesson from the Jabali (Yemen) nonsulfide zinc deposit. *Journal of Geochemical Exploration*, 108(3): 209–219. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.02.010>
- Mondillo, N., Boni, M., Balassone, G. and Villa, I., 2014. The Yanque Prospect (Peru): From Polymetallic Zn-Pb Mineralization to a Nonsulfide Deposit. *Economic Geology*, 109(6): 1735–1763. <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.6.1735>
- Mondillo, N., Wilkinson, J., Boni, M., Weiss, D. and Mathur, M., 2018. A global assessment of Zn isotope fractionation in secondary Zn minerals from sulfide and non-sulfide ore deposits and model for fractionation control. *Chemical Geology*, 500: 182–193. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.09.033>
- Monecke, T., Kohler, S., Kleeberg, R., Herzing, P.K. and Gemmell, J.B., 2001. Quantitative phase-analysis by the Rietveld method using X-ray powder-diffraction data: Application to the study of alteration halos associated with volcanic-rock-hosted massive sulfide deposits. *The Canadian Mineralogist*, 39(6): 1617–1633. <http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.39.6.1617>
- Motavali, K., Behzadi, M. and Yazdi, M., 2019. Geochemical evolution in Nodusahn Zn-Pb hydrothermal deposit with an emphasis on ore mineralogy and sulfide analysis. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 27(1): 95–108. (in Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.29252/ijcm.27.1.95>
- Newton, T., 2013. *Geochemistry of the Timberville Zn-Pb District, Rockingham County, VA*. Ph.D. thesis, University of Maryland, Maryland, USA, 137 pp.
- Paradis, S., Keevil, H., Simandl, G. and Raudsepp, M., 2015. Carbonate-hosted non sulphide Zn-Pb

- Mineralization of southern British Columbia, Canada. *Mineralium Deposita*, 50(8): 923–951. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-014-0565-9>
- Peernajmodin, H., Rastad, E. and Rajabi, A., 2018. Ore structural, textural, mineralogical and fluid inclusions studies of the Kouh-Kolangeh Zn-Pb-Ba deposit, Malayer- Isfahan metallogenic belt, South Arak, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 27(107): 287–303. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.63856>
- Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103(1–3): 249–272. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90019-E](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90019-E)
- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonate, Western Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 10: 114–123. <https://doi.org/10.1007/BF03175247>
- Reichert, J. and Borg, G., 2008. Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted nonsulphide zinc deposits. *Ore Geology Reviews*, 33(2): 117–133. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.02.006>
- Rosenberg, E., 1967. Subsolidus relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$, between 350 and 550°C. *American Mineralogist*, 52: 787–796. Retrieved January 16, 2025 from http://www.minsocam.org/ammin/AM52/AM52_787.pdf
- Siiivola, J. and Schmid, R., 2007. List of Mineral Abbreviations: Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. (Electronic Source). Retrieved January 16, 2025 from [https://recordcenter.sgc.gov.co/B23/662_19MemExPl_373_Las_Acacias/Documento/pdf/Anexo1_InveRecoBib/Siiivola%20y%20Schmid%20\(2007\).%20List%20of%20mineral%20abbreviations.pdf](https://recordcenter.sgc.gov.co/B23/662_19MemExPl_373_Las_Acacias/Documento/pdf/Anexo1_InveRecoBib/Siiivola%20y%20Schmid%20(2007).%20List%20of%20mineral%20abbreviations.pdf)
- Slezak, P.R., Olivo, G.R., Oliveira, G.D. and Dardenne, M.A., 2014. Geology, mineralogy, and geochemistry of the Vazante Northern Extension zinc silicate deposit, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 56: 234–257. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.06.014>
- Soheili, M., Jafarian, M.B. and Abdollahi, M.R., 1992. Geological map of Aligudarz Scale 1:100000. Geological Society of Iran.
- Thiele, O., Alavi, M. and Assefi, R., 1967. Geological map of Golpaygan Scale 1:250000. Geological Society of Iran.
- Vandeginste, V., John, C.M. and Manning, Ch., 2013. Interplay between depositional facies, diagenesis and early fracture in the Early Cretaceous Habshan Formation, Jebel Madar, Oman. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 489–503. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.006>
- Vaziri, S.H., Fursich, F.T. and Kohansalghadimvand, N., 2012. Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Sadr unit in the Nakhlak area, Central Iran. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(2): 384–397. Retrieved January 16, 2025 from https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742012000200007
- Yang, Q., Liu, W., Zhang, J., Wang, J. and Zhang, X., 2019. Formation of Pb Zn deposits in the SichuanYunnan Guizhou triangle linked to the Youjiang foreland basin: Evidence from Rb Sr age and in situsulfur isotope analysis of the Mapping Pb Zn deposit in northeastern Yunnan Province, Southeast China. *Ore Geology Reviews*, 107: 780–800. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.03.022>
- Zabinski, W., 1980. Zincian dolomite: the present state of knowledge. *Mineralogia Polonica*, 11: 19–32. Retrieved January 16, 2025 from <http://www.mineralogia.pl/dokumenty/111.pdf>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2025.1063



Dogan copper deposit (south of Shahroud): copper-molybdenum porphyry mineralization in the Toroud-Chah Shirin magmatic arc

Mohadeseh Eskandari¹ , Maryam Sheibi^{2*} , Fardin Mousivand³ , Bernd Lehmann⁴

¹ Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

² Associate professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

³ Associate professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

⁴ Professor, Department of Geology, Institute of Mineralogy and Mineral Resources, Technical University of Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, German

ARTICLE INFO

Article History

Received: 13 January 2023
Revised: 13 February 2025
Accepted: 15 February 2025

Keywords

Copper and Molybdenum
Potassic alteration
Geochemistry
Fluid inclusion
Porphyry system
Dogan
Toroud- Chah Shirin

*Corresponding author

Maryam Sheibi
✉ sheibi@shahroodut.ac.ir

ABSTRACT

The Dogan copper-molybdenum deposit is located in the northern Central Iranian magmatic arc, south of Shahrood. Mineralization in this area is caused by the injection of a microdioritic subvolcanic intrusion into Eocene volcanic rocks. Mineralization occurs frequently as veins, veinlets, and disseminated ores and is mineralogically composed of primary minerals like pyrite, chalcopyrite, bornite, and molybdenite as well as secondary minerals like chalcocite, iron oxides and hydroxides, and malachite. The alteration zoning in the Dogan deposit is circular and concentric and changes from potassic in the central part to phyllic alteration and then propylitic alteration in the margins. Some parts of argillic alteration are observed in the upper and surface parts of the phyllic zone. The fluids producing potassic alteration were rich in liquid and a small amount of steam (L + V), had a high temperature (398 to 513°C), and a high salinity (50 wt% NaCl), according to fluid inclusions studies. These fluids were most likely magmatic in origin and were responsible for the formation of the V1 and V2 veins. The activity of meteoric fluids containing liquid vapor phases (V + L) with lower temperature (210 to 360°C) and salinity less than 10 wt % NaCl causes phyllic alteration (V3 veins). In terms of geochemistry, the studied igneous samples are adakitic in nature and are located in the domain of calc-alkaline magmas of the active continental margin. The presence of potassic alteration in surface and deep cores, the high salinity and temperature of hydrothermal fluids, the type of mineralization (disseminated and vein-veinlet), the high potential of copper and molybdenum, and the zonation of existing alterations are all indicative of a porphyry system. The Dogan mining area is similar to copper-molybdenum porphyry deposits in terms of tectonic environment of formation, host rock type, texture and structure, mineralogy, and alteration zonation.

How to cite this article

Eskandari, M., Sheibi, M., Mousivand, F. and Lehmann, B., 2025. Dogan copper deposit (south of Shahroud): copper-molybdenum porphyry mineralization in the Toroud-Chah Shirin magmatic arc. *Journal of Economic Geology*, 17(1): 105–128. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1063>



©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

One of the ore-bearing magmatic arcs in the northern structural zone of Central Iran is the Toroud-Chah-Shirin magmatic arc (TCMA) (Fig. 1A). It hosts a significant volume of Eocene volcanic and pyroclastic rocks and equivalent subvolcanic and intrusive bodies. According to the distribution of mineralized systems in the aforementioned magmatic arc, the majority of the ore deposits under investigation are epithermal (see, for instance, [Sheibi and Mousivand, 2018](#); [Mehrabi and Ghasemi Siani, 2012](#); [Tale Fazel et al., 2019](#)). This study has shown the geological proof of a typical Cu-Mo porphyry ore deposit at Dogan, which is 130 km southeast of Shahrood (in the province of Semnan) and 18 km north of the village of Toroud.

Materials and methods

Precise microscopic investigations of mineralogy, texture, and mineralogrophy were made on 10 thin and 27 thin-polished sections. In the Vancouver (ACME) laboratory in Canada and the TU Clausthal laboratory (IELF) in Germany, whole rock geochemistry of microdioritic samples with the least alteration was examined by XRF, ICP-OES and ICP-MS methods. Fluid inclusion thermometry is measured using the Linkham MDSG600 heating/freezing stage at the economic geology laboratory of the Shahrood University of Technology. At the Clausthal Laboratory (IELF) in Germany, the Linkham MDSG600 heating/freezing stage and the XRD methods have been used to identify some very fine fluid inclusion analyses and clay minerals, respectively.

Results

A subvolcanic intrusion was introduced into Eocene volcanic rocks, resulting in the development of the Dogan Cu-Mo deposit. The microdiorites have a distinct LREE/HREE fractionation and are enriched in large ion lithophile elements (LILE) and depleted in high field-strength elements (HFSE). In addition, the Nb and Ti negative anomalies indicate a magmatic arc signature. However, they differ from typical volcanic arc magmas geochemically due to having $\text{SiO}_2 \geq 40$ wt.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 10$ wt.%, $1 < \text{MgO} < 5$ wt.%, $\text{Sr} \geq 200$ and $\text{Y} > 18$ ppm, along with the

depletion of HREE have adakitic affinities. Based on field and laboratory studies, potassic alteration, propylitic, phyllic, argillic alterations have been detected in the Dogan deposit. Potassic alteration is located in the central part of the system and varies from abundant potassium feldspar veins in the superficial parts to microdiorite containing abundant hydrothermal biotites and potassium feldspar in boreholes. For the samples that have undergone potassic alteration, the fluid inclusion homogenization temperature is greater than 590°C and is similar to values found in other porphyry deposits. This alteration also led to the formation of two known mineralized veins, namely V_1 : quartz + potassium feldspar + biotite + pyrite + magnetite + chalcopyrite, and V_2 : potassium feldspar + anhydrite/gypsum + pyrite + molybdenite + chalcopyrite. Sericitic (phyllic) alteration in Dogan is frequently restricted to the fractures where quartz, sericite, and pyrite have been produced as a result of hydrolysis of the potassic- altered rocks.

In phyllic altered rocks, the majority of third type veins (V_3) containing quartz and trace amounts of pyrite + chalcopyrite $\pm$ bornite have been observed. Like many copper and copper-molybdenum porphyry systems (for example: Lepanto Far Southeast deposit in [Hedenquist et al., 1998](#)), advanced argillic alteration is observed exactly in the upper part of the Dogan deposit. Significant amounts of Na, Ca, and Mg are removed from the structure of pre-existing minerals during this process due to the low pH ([Clark et al., 2003](#)). Propylitic alteration is found at the periphery, from the surface to medium depths, and close to phyllic and argillic alteration in the Dogan deposit.

Discussion

The microdioritic intrusion has formed at an active continental margin with an adakitic nature. The hypogene sulfide mineralization occurs mainly as disseminated chalcopyrite and pyrite, typically in the matrix or associated stockworks containing potassium feldspar-gypsum/anhydrite, especially in the rocks affected by potassic and phyllic processes. The fluids producing potassic alteration are rich in liquid and less vapor (LV); they have high temperatures (398 to 513°C) and high salinity (more than 50 wt% NaCl). These fluids have a magmatic origin and are considered to be the cause of mineralized veins. Phyllic alteration is caused by the

activity of fluids containing vapor and liquid phases at lower temperatures (210 to 360°C) and less than 10 wt% NaCl salinity.

The low temperature homogenization of the fluid inclusions in phyllic altered rocks (210°C) indicates that the thermal gradients have decreased and the meteoric fluids have flowed. In the next stage with decreasing temperature, the addition of significant amounts of meteoric fluids causes Na-Mg-Ca metasomatism and a mineral assemblage of propylitic alteration, *i.e.*, epidote, chlorite and calcite. The subvolcanic nature of the host rocks (microdiorite) and their formation in the magmatic arc, the presence of potassic alteration evidence in

surface and drilled cores, the salinity and high temperature of hydrothermal fluids, the type of mineralization (disseminate and vein-veinlet), the high potential of copper and molybdenum, and zonation of existing alterations all indicate the occurrence of a porphyry system. Geologists should be motivated by the supplied information to look for undiscovered porphyry systems in the Toroud-Chah-Shirin and other Iranian magmatic arcs.

Acknowledgments

We sincerely thank Tavan Energy Resources Development Company for providing access to the boreholes and support on the field.



مس دوگان (جنوب شاهرود): کانه‌زایی مس - مولیبدن پورفیری در کمان ماگمایی تروود - چاه شیرین

محدثه اسکندری^۱، مریم شبی^{۲*}، فردین موسیوند^۳، برند لهما^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۴ استاد، دانشکده کانی‌شناسی و منابع معدنی، دانشگاه صنعتی کلاوستهال، کلاوستهال - زلفلد، آلمان

اطلاعات مقاله

چکیده

کانسار مس - مولیبدن دوگان در جنوب شاهرود و در کمربند ماگمایی شمال ایران مرکزی واقع شده است. در این منطقه، توده‌ای نیمه عمیق با ترکیب میکرودیوریتی به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تزریق و موجب کانه‌زایی شده است. کانه‌زایی به صورت رگه - رگچه‌ای و دانه پراکنده بوده و از لحاظ کانی‌شناسی، کانسنگ از کانی‌های اولیه پیریت، کالکوپریت، بورنیت، مولیبدنیت و کانی‌های ثانویه مانند کالکوسیت، اکسید - هیدروکسیدهای آهن و مالاکیت تشکیل شده است. پهنه‌بندی دگرسانی در کانسار دوگان به صورت حلقوی و هم‌مرکز بوده و از پتاسیک در بخش مرکزی تا دگرسانی فلیک و سپس دگرسانی پروپلیتی در حواشی سامانه تغییر می‌کند. دگرسانی آرژلیک در بخش‌های بالایی و سطحی پهنه فلیک مشاهده می‌شود. بر اساس بررسی میان‌بارهای سیال، سیالات مولد دگرسانی پتاسیک غنی از مایع و مقدار اندکی بخار ($L+V$) بوده؛ درجه حرارت بالا (۳۹۸ تا ۵۱۳ درجه سانتی‌گراد) و شوری زیاد (بیش از ۵۰ درصد وزنی $NaCl$) دارند. احتمالاً این سیالات دارای منشأ ماگمایی بوده و عامل ایجاد رگه‌های V_1 و V_2 بوده‌اند. دگرسانی فلیک (رگه‌های V_3) بر اثر فعالیت سیالات اغلب جوی حاوی فازهای بخار + مایع ($V+L$) با درجه حرارت کمتر (۲۱۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد) و شوری کمتر از ۱۰ درصد وزنی $NaCl$ ایجاد شده است. از نظر زمین‌شیمی، نمونه‌های آذرین مورد بررسی در قلمرو ماگماهای کالک‌آلکان حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند و ماهیت آداکتی دارند. ماهیت نیمه عمیق سنگ‌های میزبان (میکرودیوریت) و تشکیل آنها در کمان ماگمایی، حضور دگرسانی پتاسیک در بررسی‌های سطحی و عمقی، شوری و دمای بالای سیالات گرمایی، نوع رخداد کانه‌زایی (پراکنده و رگه - رگچه‌ای)، پتانسیل بالای مس و مولیبدن و پهنه‌بندی دگرسانی‌های موجود همگی بیانگر رخداد یک سامانه پورفیری است. به طور کلی، محدوده معدنی دوگان از نظر محیط زمین‌ساختی تشکیل، جنس سنگ میزبان، بافت و ساخت، کانی‌شناسی و پهنه‌بندی دگرسانی شباهت‌های زیادی با کانسارهای مس - مولیبدن پورفیری نشان می‌دهد.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۰/۲۳

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۱۱/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۲۷

واژه‌های کلیدی

کانه‌زایی مس و مولیبدن

دگرسانی پتاسیک

زمین‌شیمی

میان‌بار سیال

سامانه پورفیری

دوگان

تروود - چاه شیرین

نویسنده مسئول

مریم شبی

sheibi@shahroodut.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

اسکندری، محدثه؛ شبی، مریم؛ موسیوند، فردین و لهما، برند، ۱۴۰۴. مس دوگان (جنوب شاهرود): کانه‌زایی مس - مولیبدن پورفیری در کمان ماگمایی تروود - چاه شیرین. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۱): ۱۰۵-۱۲۸. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1063>

مقدمه

کمان ماگمایی تروود-چاه شیرین جزئی از کمان ماگمایی کانه‌دار شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی است که حاوی حجم قابل توجهی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن است. تعداد زیادی توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق در داخل این مجموعه آذرین مستقر شده‌اند (شکل ۱-۱). توزیع سامانه‌های کانه‌زایی در این کمان ماگمایی به ویژه در کانسارهای چاه موسی، چشمه حافظ، گندی و ... نشان می‌دهد که اغلب ذخایر بررسی شده از نوع اپی ترمال هستند (Mehrabi and Ghasemi Siani, 2012; Sheibi and Mousivand, 2018; Tale Fazel et al., 2019). کانسار مس - مولیدن دوگان با موقعیت جغرافیایی $55^{\circ} 12'$ تا $54^{\circ} 56' 39''$ عرض شمالی در 130 کیلومتری جنوب شرق شاهرود (شرق استان سمنان)، 18 کیلومتری شمال روستای تروود و 12 کیلومتری شمال شرق کانسار مس چاه موسی قرار دارد (شکل ۱-۲). مهم‌ترین راه دسترسی از طریق جاده اصلی شاهرود- تروود است. این محدوده معدنی تاکنون از دیدگاه سنگ‌شناسی و به ویژه زمین‌شناسی اقتصادی مورد بررسی قرار نگرفته است و تنها داده زمین‌شناسی موجود به برداشت‌های ساختاری محدود می‌شود (Tadayon and Katal, 2020). بر اساس یافته‌های پژوهش اخیر، اغلب گسل‌ها دارای امتداد شرقی- غربی تا شمال شرقی - جنوب غربی بوده و پهنه‌ای گسلی با سازوکار امتداد لغز راست گرد در منطقه شناسایی شده است. در این پژوهش، شواهد واضحی از یک سامانه پورفیری تیپیک در کانسار مس - مولیدن دوگان واقع در انتهای شمال شرقی کمان ماگمایی تروود- چاه شیرین ارائه می‌شود. امید است نتایج به دست آمده از این پژوهش به اکتشاف ذخایری مشابه در کمربند ماگمایی شمال ایران مرکزی منجر شود. در این راستا ویژگی‌های صحرایی، کانی‌شناسی، کانه‌نگاری، زمین‌شیمی و داده‌های میان‌بار سیال از نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حفاری در این محدوده معدنی با دقت مورد بررسی

قرار گرفته است.

روش مطالعه

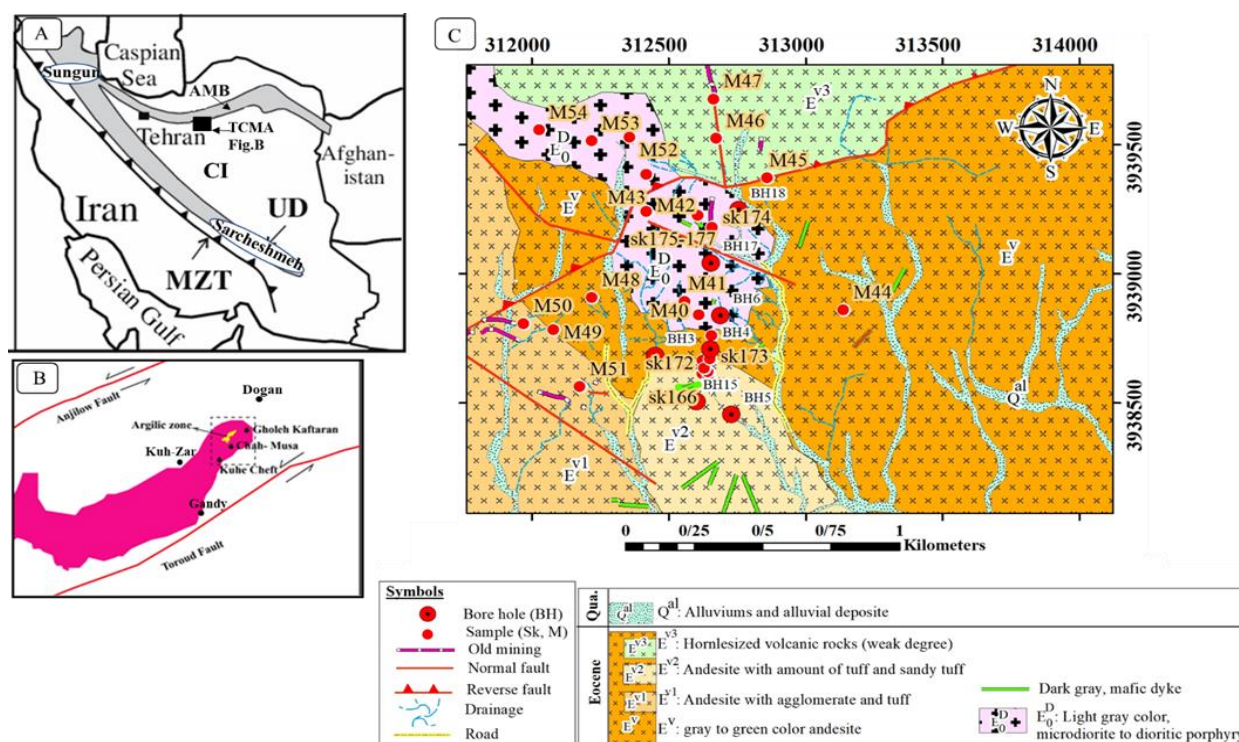
پس از بررسی تصویرهای ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی و بررسی مقاله‌ها و گزارش‌های موجود، عملیات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و کانسنگی (رخمون‌ها و مغزه‌های حفاری) جهت بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی، کانه‌نگاری، بافت و ساخت و ترسیم توالی هم‌یافتی کانی‌ها انجام شد. در این راستا تعداد 30 نمونه از انواع سنگ‌های آذرین و بخش‌های کانه‌دار سطحی و تعداد 22 نمونه از گمانه‌های منتخب برداشت شد. در محدوده معدنی دوگان تعداد 7 گمانه و 3 ترانشه اکتشافی حفاری شده است؛ ولی در این پژوهش به دلیل برخی محدودیت‌ها، تنها 3 گمانه (BH.4, BH.17, BH.18) بررسی شده است. موقعیت نمونه‌های مختلف برداشت شده و گمانه‌ها در شکل‌های ۱ و ۲ آورده شده است. تعداد 10 مقطع نازک میکروسکوپی و 27 مقطع نازک- صیقلی تهیه و از نظر کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری بررسی شدند. تعدادی از نمونه‌های سنگی با کمترین دگرسانی انتخاب و در آزمایشگاه اکی و نکوور کشور کانادا و آزمایشگاه آی ال اف دانشگاه صنعتی کلاوستال کشور آلمان به روش‌های ICP-OES, XRF و ICP-MS از نظر عناصر اصلی و کمیاب تجزیه شدند. دقت تجزیه و تحلیل، بر اساس تجزیه‌های مکرر، برای عناصر اصلی 1% $\pm$ است؛ در حالی که بیشتر عناصر کمیاب دارای عدم قطعیت 0.5% $\pm$ هستند. به منظور انجام بررسی‌های ریزدماسنجی سیالات کانه‌دار، تعداد 5 مقطع دوبرصیقل از رگه‌های کوارتزی سطحی (3 نمونه) و ژپس و انیدریت عمقی (2 نمونه از گمانه BH17 با مترژهای 280 و 330 متر) تهیه و بررسی شده است. دما و شوری میان‌بارهای سیال در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه صنعتی شاهرود با استفاده از دستگاه Linkam MDSG600 و همچنین تعدادی نیز در دانشگاه صنعتی کلاوستال آلمان با

1978) و ۱:۱۰۰۰۰۰ خورس (در دست تهیه) است که اغلب سنگ‌های آذرآواری-آتشفشانی ائوسن و توده‌های نیمه عمیق ائوسن-الیگوسن را شامل می‌شود. توالی آذرآواری-آتشفشانی طیفی از انواع توف، برش و آگلومرا با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و سیلتستون، کنگلومرا با قطعه‌های آهکی و سیلیسی را در بر می‌گیرد (Houshmandzadeh et al., 1978). عمده واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در محدوده مس دوگان شامل گدازه‌های آندزیتی سبز تا خاکستری تیره و توف‌های آذرآواری ائوسن و توده‌ای نیمه عمیق با ترکیب میکرودیوریت هستند (شکل ۱- C) که توصیف آنها به صورت زیر است:

استفاده از صفحه گرم‌کننده و منجمدکننده Linkam THSMG- 600 نصب‌شده روی میکروسکوپ پلاریزان Leitz با دقت اندازه‌گیری در دماهای زیر ۳۰ درجه سانتی‌گراد ± 0.2 و در دمای بالای ۳۰ درجه سانتی‌گراد ± 2 درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است. کانی‌های رسی در آزمایشگاه (موسسه تحقیقات مخزن) کلاوستال کشور آلمان به روش XRD شناسایی شده‌اند. در این روش ۵ گرم پودر نمونه به همراه ۱ گرم پارافین مخلوط شده است.

زمین‌شناسی

محدوده معدنی دوگان بخشی از قسمت شمال‌شرقی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود (Houshmandzadeh et al., ۲۰۲۰) است.



شکل ۱. A: موقعیت محدوده معدنی دوگان در نقشه زون‌های ساختمانی ایران، B: موقعیت کمان ماگمایی ترود-چاه شیرین و کانسارهای دوگان و چاه‌موسی و C: نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از کانسار مس دوگان. داده‌های ساختمانی از تدین و کتال (Tadayon and Katal, 2020) اقتباس شده است. موقعیت نمونه‌های برداشت‌شده و گمانه‌های حفاری نشان‌داده شده است.

Fig. 1. A: The location of the Dogan ore deposit in the structural zone map of Iran, B: Location of the Toroud-Chah Shirin magmatic arc and the Dogan and Chah-Musa deposits, and C: A geological map prepared from the Dogan copper deposit. Structural data are adapted from Tadayon and Katal (2020). The locations of the collected samples and drilling holes are shown.

آندزیت پورفیری ائوسن زیرین تا میانی (E^V): توالی ضخیمی از توف داسیتی، گدازه‌های پیروکسن آندزیت، توف آندزیتی - داسیتی که توسط هوشمندزاده و همکاران (Houshmandzadeh et al., 1978) به عنوان واحد برش آتشفشانی زیرین نام‌گذاری شده‌اند، در این منطقه گسترش وسیعی دارند. سنگ‌های آتشفشانی ترکیبی از آندزیت، آندزی بازالت، تراکی آندزیت و داسیت به سن اوایل تا اواسط ائوسن را شامل می‌شود.

توده میکرودیوریتی (E^D): در محدوده معدنی دوگان، در کنار گسل‌های شرقی - غربی، گسل‌های شمال شرقی - جنوب غربی با سازوکار غالب معکوس رخنمون دارند که سبب بالا آمدن توده‌های نفوذی از عمق به سطح در فرادیواره‌های خود شده‌اند (Tadayon and Katal, 2020). بر اساس شواهد صحرایی توده‌ای نیمه عمیق به درون سنگ‌های آتشفشانی - آذرآواری ائوسن جایگزین شده است که میزبان اصلی کانه‌زایی است. به همین دلیل بیشتر گمانه‌های موجود در این واحد حفاری شده‌اند. این سنگ‌ها در صحرا دارای ساخت دانه‌ای ریز بوده و از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده‌اند. همچنین در زیر میکروسکوپ دارای بافت‌های پورفیری تا میکروگرانولار و ترکیب میکرودیوریتی تا دیوریت هستند. بر مبنای بررسی‌های دقیق کانی‌شناسی، ابعاد و نسبت درشت‌بلور به زمینه از نمونه‌های سطحی به گمانه‌های عمیق‌تر افزایش می‌یابد.

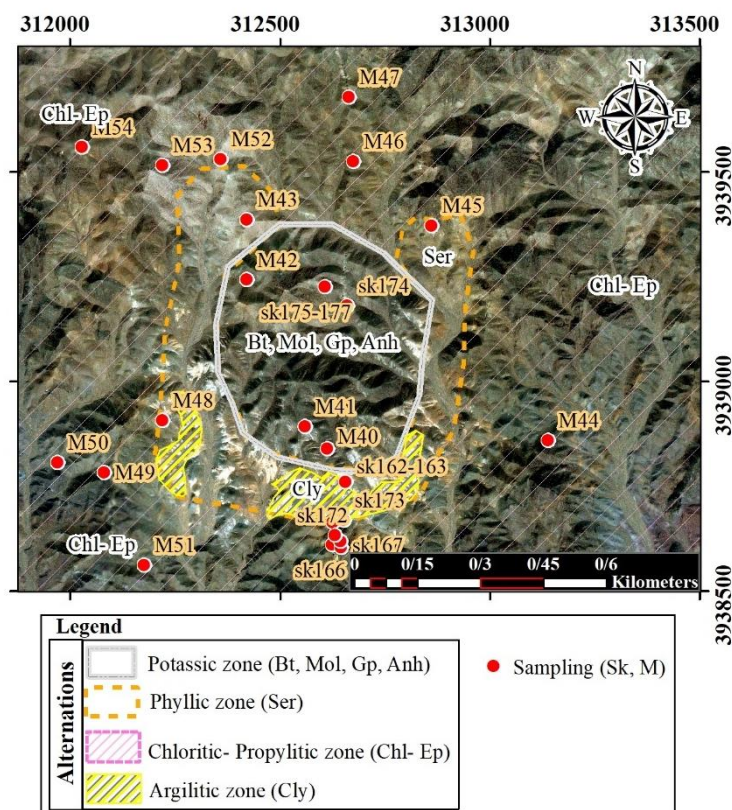
دگرسانی و کانه‌زایی

بر اساس بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی، انواع دگرسانی‌های پتاسیک (Anh, Gp, Mol و Bt)، پروپیلیتی (Chl-Ep)، فلیک (Ser) و آرژیلیک (Cly) در محدوده معدنی دوگان شناسایی شده است. به طور کلی، در این کانسار پهنه‌بندی هم‌مرکز واضحی مشاهده می‌شود؛ به طوری که از مرکز به سمت اطراف دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و سپس پروپیلیتی گسترش دارند (شکل ۲). رگه‌های اکسید آهن ثانویه و سیلیس نیز

به صورت تأخیری در واحدهای آتشفشانی - نیمه عمیق پراکنده شده‌اند. دگرسانی‌ها در مجاورت رگه‌ها و مسیرهای عبور سیالات گرمابی شدت می‌یابد. دگرسانی‌های پتاسیک و فلیک اغلب به واحد میکرودیوریتی محدود شده؛ اما دگرسانی‌های پروپیلیتی و آرژیلیک در توده نیمه عمیق و سنگ‌های آتشفشانی اطراف نیز گسترده شده‌اند (شکل ۲). در ادامه برخی از مهم‌ترین شواهد هر کدام از دگرسانی‌ها آورده شده است.

در محدوده معدنی دوگان دگرسانی پتاسیک در سطح زمین در قالب رگه‌های فلدسپار پتاسیم فراوان (شکل ۳-A و B) و در گمانه‌های عمقی متعدد با حضور کانی‌های شاخص بیوتیت ثانویه و فلدسپار پتاسیم در میکرودیوریت مشاهده می‌شود (شکل ۳-C). در نمونه‌های میکرودیوریتی برداشت شده از گمانه‌های عمیق‌تر، دو نسل بیوتیت شامل انواع ورقه‌ای - ماگمایی به شدت کلریتی شده و بیوتیت‌های ریز گرمابی - ثانویه حضور دارند (شکل ۳-D). از دیگر شواهد بارز این دگرسانی می‌توان به رگه‌های حاوی فلدسپار پتاسیم، انیدریت و ژیس اشاره کرد (شکل ۳-E و F). در اغلب این نمونه‌ها، کله‌های منیتیت، پیریت، کالکوپریت و مولیدینیت به فراوانی مشاهده شده‌اند (شکل ۳-G و H).

نمونه‌های متأثر از دگرسانی پروپیلیتی که در صحرا با رنگ سبز و در زیر میکروسکوپ با کانی‌های شاخص اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز شناسایی می‌شوند، در سنگ‌های آتشفشانی (برای مثال آگلومرا، شکل ۳-I) و حواشی واحد میکرودیوریتی حضور دارند. این نوع دگرسانی در گمانه‌های BH.4 و BH.17 در نمونه‌های نزدیک به سطح و به طور ویژه‌ای در گمانه شماره BH.18 از سطح تا عمق ۷۱ متری گسترش دارد. در اغلب مقاطع بررسی شده، آثار این دگرسانی (کلریت و کلسیت) بر روی سنگ‌های دارای کانی‌های شاخص دگرسانی پتاسیک (فلدسپار پتاسیم و ژیس) برنقش شده است (شکل ۳-J). کانه‌های پیریت، کالکوسیت، بورنیت و کوولیت (ثانویه) در سنگ‌های حاصل از این دگرسانی حضور دارند (شکل ۳-K).

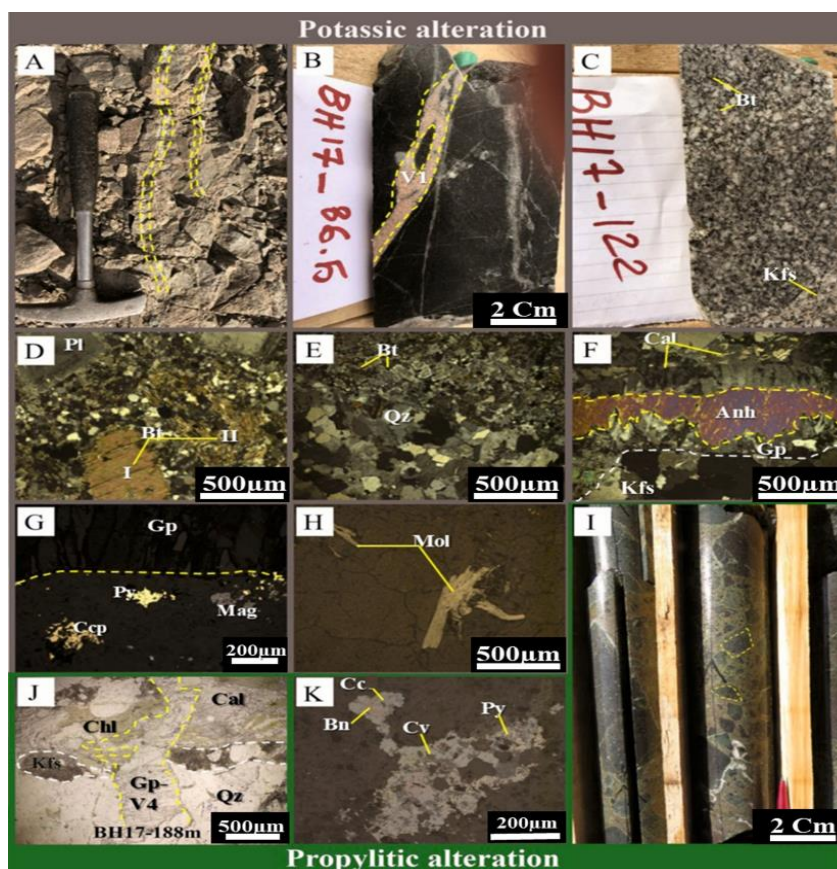


شکل ۲. تصویری از موقعیت دگرسانی‌های رخنمون‌یافته در کانسار مس-مولیبدن دوگان به همراه شماره ایستگاه‌هایی که نمونه‌های سنگی مورد نیاز برای بررسی‌های میکروسکوپی، زمین‌شیمی و ریزدماسنجی برداشت شده‌اند، نشان داده شده است. علائم اختصاری از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است: Bt: بیوتیت، Mol: مولیبدن، Gp: ژپس، Anh: انیدریت، Ep: اپیدوت، Chl: کلریت، Ser: سریسیت، Cly: کانی‌های رسی).

Fig. 2. The alteration zonation in the Dogan copper-molybdenum deposit. The labeled numbers represent the stations where the required hand specimens were collected for microscopic, geochemical, and microthermometric analyses. Abbreviations after Warr (2021) (Bt: Biotite, Mol: Molybdenite, Gp: Gypsum, Anh: Anhydrite, Ep: Epidote, Chl: Chlorite, Ser: Sericite, Cly: Clay minerals).

اکسید آهن سوپرژن را نشان می‌دهد. در این دگرسانی تقریباً تمام سیلیکات‌های سنگ‌ساز با سریسیت و کوارتز جایگزین شده است (شکل ۴-B). در اغلب مقاطع بررسی شده، آثار دگرسانی فیلیک بر روی دگرسانی‌های پتاسیک قبلی برنقش شده است؛ به گونه‌ای که اغلب فلدسپارها به سریسیت و بیوتیت‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند. در شکل ۴-C شواهدی از برنقش شدن دگرسانی فیلیک (کوارتز-سریسیت) بر روی رگه ژپسی حاصل از دگرسانی پتاسیک نشان داده شده است.

دگرسانی فیلیک در سطح زمین در اطراف دگرسانی پتاسیک به صورت پهنه U شکل (نعل اسبی) گسترش زیادی دارد و دارای ریخت‌شناسی نرم است (شکل ۲). در مغزه‌های حفاری نیز شواهدی از این دگرسانی به ویژه در میکرودیوریت‌ها و به مقدار کمتر در آندزیت‌های میزبان به صورت محدود و با عرض چند میلی‌متر در اطراف گسل‌ها و شکستگی‌های موجود مشاهده می‌شود. در سنگ‌های دارای شکستگی‌های بیشتر، این دگرسانی شدت می‌یابد. شکل ۴-A تصویری از گسترش دگرسانی فیلیک در میکرودیوریت برشی شده همراه با کانه‌زایی سولفید مس و



شکل ۳. مهم‌ترین شواهد صحرایی و میکروسکوپی از دگرسانی‌های پتاسیک و فلیک در کانسار دوگان. A و B: نمایی نزدیک از رگه‌های فلدسپار پتاسیم در صحرا و گمانه‌ها، C: واحد میکرودیوریتی متأثر از دگرسانی پتاسیک حاوی فلدسپار پتاسیم و بیوتیت‌های فراوان ماگمایی، D: تصویر میکروسکوپی از بیوتیت ورقه‌ای ماگمایی در کنار بیوتیت ثانویه در نور عبوری (BH17-267)، E: تصویر میکروسکوپی از رگه فلدسپار پتاسیم در واحد میکرودیوریت (BH17-88)، F: تصویر میکروسکوپی رگه حاصل از دگرسانی پتاسیک، در این رگه به ترتیب از حاشیه به مرکز فلدسپار پتاسیم، ژپس، انیدریت و مقدار کمی کلسیت حضور دارند (BH17-188)، G و H: تصویرهای میکروسکوپی از کانه‌های منیتیت، پیریت، کالکوپیریت و مولیبدنیت در نور انعکاسی، I: آگلومرا متأثر از دگرسانی پروپلیتی، J: برنقش کانی‌های کلریت و کلسیت (دگرسانی پروپلیتی) بر روی کانی‌های شاخص دگرسانی پتاسیک (فلدسپار پتاسیم و ژپس) و K: کانه‌های پیریت، کالکوسیت، بورنیت و کوولیت (ثانویه). علائم اختصاری از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (Bt: بیوتیت، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوآرتز، Gp: ژپس، Anh: انیدریت، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Ccp: کالکوپیریت، Py: پیریت، Mag: منیتیت، Mol: مولیبدن، Cc: کالکوسیت، Bn: بورنیت و Cv: کوولیت).

Fig. 3. Field and microscopic evidences from potassic and phyllic alterations in the Dogan deposit. A and B: Close views of K-feldspar veins in the outcrop and boreholes, respectively, C: Microdiorite affected by potassic alteration containing abundant K-feldspar and magmatic biotites, D: Photomicrograph of magmatic biotite adjacent to the secondary ones in XPL (BH17-267), E: Photomicrograph of K-feldspar vein in microdiorite (BH17-88), F: Photomicrograph of a vein resulting from potassic alteration in which K-feldspar, gypsum, anhydrite, and some calcite are present from margin to center (BH17-188), G and H: Photomicrographs of magnetite, pyrite, chalcopyrite and molybdenite in reflected light, I: Brecciate agglomerate affected by propylitic alteration, J: Overprinting of chlorite and calcite (propylitic alteration) on potassic alteration (K-feldspar and gypsum), and K: Pyrite, chalcocite, bornite, and covellite minerals (secondary). Abbreviations after Warr (2021) (Bt: Biotite, Kfs: K-feldspar, Pl: Plagioclase, Qz: Quartz, Gp: Gypsum, Anh: Anhydrite, Cal: Calcite, Chl: Chlorite, Ccp: Chalcopyrite, Py: Pyrite, Mag: Magnetite, Mol: Molybdenite, Cc: Chalcocite, Bn: Bornite, Cv: Covellite).

ضخیمی همراه با شواهدی از دگرسانی پتاسیک در سنگ حضور دارند (شکل ۵-E). در این نوع رگه‌ها، کانی‌های سولفیدی فراوان همانند پیریت، کالکوپیریت و به ویژه مولیدنیت حضور دارند (شکل ۵-F و G). مولیدنیت به صورت پولکی و ورقه‌های خمیده همراه با پیریت، منیتیت و کالکوپیریت در گمانه BH17 از عمق ۱۶۰ تا ۲۵۰ متری حضور داشته و در مقایسه با پیریت و کالکوپیریت یک کانی تأخیری است.

رگه‌های گروه ۳ (V3): این رگه‌ها در مقایسه با دو گروه قبلی تأخیری‌تر بوده و بیشتر در بخش‌های متأثر از دگرسانی فلیک و یا حتی آرژیلیک متمرکز شده‌اند (شکل ۵-H). در بسیاری از گمانه‌های بررسی شده، این نوع از رگه‌ها به طور چیره از کوارتز و فازهای سولفیدی نظیر پیریت $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ بورنیت تشکیل شده‌اند (شکل ۵-I).

رگه‌های گروه ۴ (V4): این رگه‌ها در مقایسه با سایر انواع بیان‌شده، بسیار باریک بوده، فقط از کلسیت و کوارتز تشکیل شده است و بدون کانه‌زایی هستند (شکل ۵-J، K، L و M). از آنجایی که رگه‌های اخیر رگه‌های مراحل قبلی را قطع کرده‌اند و در همه پهنه‌های دگرسان‌شده گسترش دارند، به رگه‌های تأخیری معروف بوده و احتمالاً به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی بعدی تشکیل شده‌اند. در شکل ۵-L و M، رگه‌های V1 و V2 توسط رگه‌های تأخیری ژپس و کوارتز (V3) قطع شده‌اند.

کانی‌شناسی و توالی همبرزادی

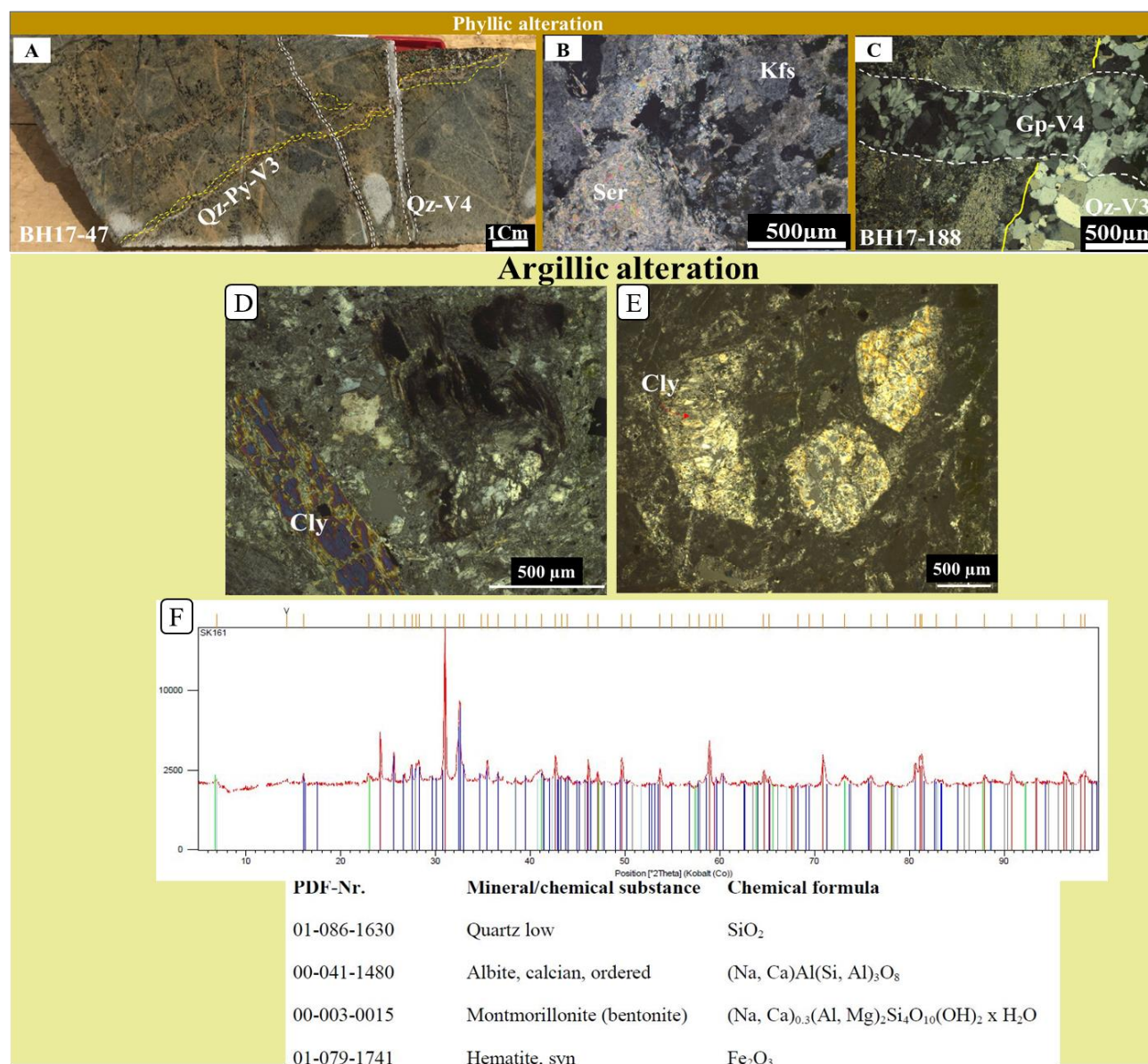
کانی‌زایی در کانسار دوگان در عمق (بیش از ۱۰۰ متر)، به صورت اکسیدها و سولفیدهای هیوژن و در نزدیک سطح و بخش‌های سطحی و سوپرژن به صورت اکسید-هیدروکسید و سولفیدهای ثانویه قابل مشاهده است. کانی اکسیدی در بخش هیوژن شامل منیتیت بوده که اغلب در رگه-رگه‌ها و یا افشان در سنگ‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک و به مقدار کمتر در پهنه دگرسانی فلیک رخ داده است.

دگرسانی آرژیلیک به صورت بخش‌های محدود در داخل پهنه دگرسانی فلیک در محدوده مورد بررسی به وضوح قابل مشاهده است که بر روی پهنه فلیک برنقش شده است (شکل ۲-B). دگرسانی آرژیلیک که با رنگ زرد-سفید شناسایی می‌شود، فقط در بخش‌های سطحی کانسار به خصوص در نزدیکی مرز دگرسانی‌های فلیک و پروپیلیتی گسترش دارد (شکل‌های ۲ و ۴). بر اساس بررسی‌های ساختاری انجام‌شده در محدوده معدنی دوگان (Tadayon and Katal, 2020)، پهنه دگرسانی آرژیلیکی در واقع بخشی از یک زون گسلی در بخش جنوبی دوگان است که به شدت متأثر از فعالیت گسل‌هایی با امتدادهای مختلف است. در این بخش، قطعه‌های گسلی با امتدادهای شمال غرب-جنوب شرق تا شمالی-جنوبی در قسمت‌های جنوب و شمال پهنه دگرسانی آرژیلیک شناسایی شده‌اند. در مشاهدات میکروسکوپی و نتایج پراش پرتو ایکس نمونه‌های برداشت شده از بخش‌های عمیق‌تر این پهنه، کانی‌های رسی (از قبیل مونت موریلونیت)، هماتیت و لیمونیت شناسایی شده‌اند (شکل ۴-D، E و F).

بر مبنای رده‌بندی سلیتو (Sillitoe, 2010) و بررسی‌های دقیق انجام‌شده در محدوده معدنی دوگان، چهار نوع رگه بر حسب رخداد پیدایش شناسایی شده است (جدول ۱):

رگه‌های گروه ۱ (V1): این نوع رگه‌ها که درون توده میکرودیوریت و به ویژه در سنگ‌های متأثر از دگرسانی پتاسیک بیشترین گسترش را دارند، از مجموعه کانی‌های فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و کوارتز تشکیل شده‌اند (شکل ۵-A و B). مهم‌ترین کانه‌های موجود در این نوع رگه‌ها شامل منیتیت (شکل ۵-C) و به مقدار کمتر پیریت است. بر اساس هم‌یافت کانیایی این نوع رگه‌ها در دمای بالاتری تشکیل شده‌اند (Sillitoe, 2010).

رگه‌های گروه ۲ (V2): در گمانه‌های بررسی شده، رگه‌های نوع ۲ مشابه رگه‌های گروه ۱ در میکرودیوریت‌های متأثر از دگرسانی پتاسیک مشاهده می‌شوند (شکل ۵-D). در بسیاری از این رگه‌ها، انیدریت که در دماهای بالا پایدار است، به صورت رگه‌های



شکل ۴. شواهدی از دگرسانی‌های فلیک و آرژیلیک در کانسار دوگان. A: تصویری از توسعه دگرسانی فلیک در میکرودیوریت برشی شده همراه با سولفید مس و اکسید آهن سوپرژن، B: تصویر میکروسکوپی از گسترش سریسیت بر روی بلورهای پلاژیوکلاز، C: برنقش شدن کانی‌های کوارتز-سریسیت (دگرسانی فلیک) بر روی سنگ‌های متأثر از دگرسانی پتاسیک (رگه ژپس). رگه کوارتزی دارای کانه‌زایی پیریت است، D و E: تصویرهای میکروسکوپی از کانی‌های رسی در بخش دگرسانی آرژیلیک و F: نتایج پراش پرتو ایکس نمونه شماره Sk-161 متأثر از دگرسانی آرژیلیک. علائم اختصاری از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (Kfs: پتاسیم فلدسپار، Gp: ژپس، Ser: سریسیت، Qz: کوارتز، Cly: کانی رسی و Py: پیریت).

Fig. 4. Field and microscopic evidences from phyllic and argillic alterations in the Dogan deposit. A: Development of phyllic alteration in brecciate microdiorite associated with supergene copper sulfide and iron oxides, B: Photomicrograph of sericitization of plagioclases, C: A gypsum vein resulting from potassic alteration overprinted by phyllic alteration (quartz-sericite). The quartz vein contains pyrite mineralization, D and E: Photomicrograph of clay minerals the argillic zone, and F: X-ray diffraction results of SK161 affected by argillic alteration. Abbreviations after Warr (2021) (Kfs: K-feldspar, Gp: Gypsum, Ser: Sericite, Qz: Quartz, Cly: Clay minerals and Py: Pyrite).

جدول ۱. انواع رگه‌های موجود در کانسار دوگان

Table 1. A variety of vein types in the Dogan deposit

Group	Minerals	Alteration	Other
First group (V ₁)	Orthoclase+anhydrite/gypsum+pyrite±chalcopyrite±magnetite	Potassic	With Cu mineralization
Second group (V ₂)	Quartz±K-feldspare+pyrite+molybdenite±chalcopyrite±magnetite	Potassic	With Cu-Mo mineralization
Third group (V ₃)	Quartz+pyrite+chalcopyrite+bornite	Phyllic	With Cu mineralization
Fourth group (V ₄)	Quartz±gypsum±calcite	-	None mineralization and produced by tectonic activity

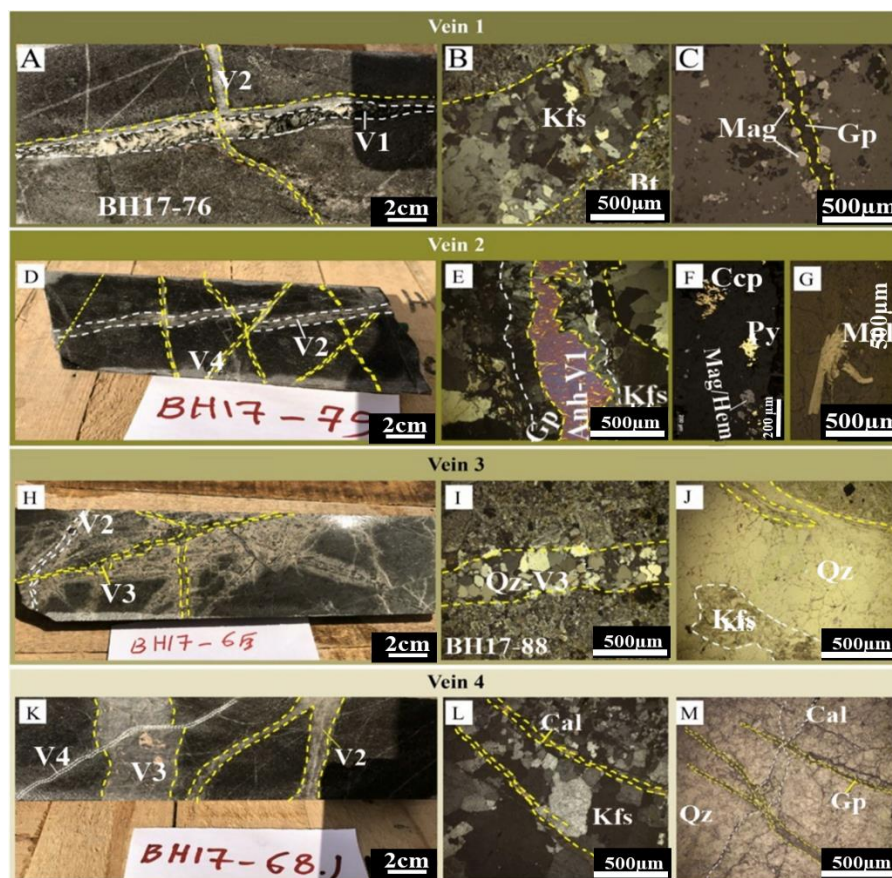
1983) اغلب نمونه‌های آذرین مورد بررسی در قلمرو ماگماهای کالک آلکالن حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۱). در نمودار Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Yb برگرفته از وینچستر و فلوئید (Winchester and Floyd, 1977) که برای کمک به طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین دگرسان‌شده طراحی شده است، اغلب نمونه‌های مورد بررسی در محدوده دیوریت قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۲). در شکل ۷ داده‌های زمین‌شیمی توده نیمه عمیق دوگان با توده نیمه عمیق چاه‌موسی که میزبان کانه‌زایی اپی‌ترمال با سولفید پایین است (Sheibi and Mousivand, 2018) مقایسه شده است.

برای بررسی میزان تغییر و تحولات ماگمای مولد نسبت به ماگمای اولیه، همچنین منشأ و نزدیکی ژنتیکی آنها از نمودارهای چند عنصری عادی‌سازی شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و کندریت (Boynton, 1984) استفاده شده است (شکل ۷-۳ و ۷-۴). در نمودار عادی‌سازی شده نسبت به گوشته اولیه، نمونه‌های مورد بحث الگوی شاخص ماگماهای زون‌های فروران‌ش را دارند (Wilson, 1989)؛ به گونه‌ای که از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILE= Cs, Rb, Ba, Th, U, Pb) غنی‌شدگی و از Nb و Ti تهی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهند. در نمودار عادی‌سازی نسبت به کندریت، این توده آذرین نسبت La/Yb بالا (۴۰-۷۰) داشته و از عناصر نادر خاکی سنگین به شدت تهی شده‌اند.

همچنین کالکوپریت و مقادیر زیادی مولیبدنیت در داخل رگه‌های فلدسپار پتاسیم-ژیس / انیدریت و در زمینه سنگ با دگرسانی‌های پتاسیک و فلیک دیده می‌شوند. یک زون اکسیدی و سوپرژن متشکل از کانسنگ‌های اکسیدشده از عمق ۲۰ تا ۸۰ متری از سطح زمین گسترش یافته و اغلب متشکل از هماتیت، لیمونیت و گوتیت، مالاکیت، کوولیت و کالکوسیت است. در شکل ۶، توالی همبرزادی کانسار دوگان بر اساس بررسی‌های دقیق میکروسکوپی و مستندات ارائه‌شده در شکل‌های ۳، ۴ و ۵ ارائه شده است.

زمین‌شیمی

بعد از دریافت نتایج تجزیه زمین‌شیمی، تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرار به روش‌های معمول در سنگ‌شناسی اعمال شده است. نتایج تجزیه زمین‌شیمی سنگ کل این نمونه‌ها در جدول ۲ ارائه شده است. با توجه به اینکه در بررسی‌های میکروسکوپی، اغلب نمونه‌های سنگی برداشت‌شده از توده نیمه عمیق دوگان متأثر از فعالیت سیالات گرمایی بوده و احتمال تحرک عناصر در آنها محتمل است، برای نام‌گذاری این سنگ‌ها از نمودارهایی استفاده شده است که در آن مرز بین ترکیب‌های سنگی بر مبنای ویژگی‌های عناصر کمیاب نام‌تحرک تعریف شده است. در نمودار عناصر کمیاب و نام‌تحرک Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, ۱۹۹۴)، دوره ۱۷، شماره ۱



شکل ۵. مشخصات نمونه دستی و میکروسکوپی از انواع رگه و رگچه‌های شناسایی شده در کانسار دوگان. A: نمایی نزدیک از V_1 حاوی فلدسپار پتاسیم و بیوتیت ثانویه، B: تصویر میکروسکوپی از رگه V_1 متشکل از فلدسپار پتاسیم و کوارتز، C: بلورهای منیتیت در رگه فلدسپار پتاسیم در نور انعکاسی، D: نمایی نزدیک از رگه انیدریت کانه‌دار (V_2) که توسط رگه‌های تأخیری تر (V_4) قطع شده است، E: تصویر میکروسکوپی از رگه V_2 حاوی فلدسپار پتاسیم و انیدریت، F و G: تصویرهای میکروسکوپی از رگه‌های فلدسپار پتاسیمی حاوی منیتیت، کالکوپیریت، پیریت و مولیبدنیت، H: رگه‌های V_3 در اطراف رگه‌های V_1 به شدت دگرسان‌شده؛ بقایای فلدسپار پتاسیم در این رگه‌ها مشاهده می‌شود، I: تصویر میکروسکوپی از رگه کوارتزی حاوی کالکوپیریت، پیریت و منیتیت، L: تصویر میکروسکوپی از رگه‌های کوارتز، K: رگه کلسیتی تأخیری V_4 که رگه‌های انیدریت قبلی را قطع کرده است. L: تصویر رگه‌های کوارتزی بدون کانه در نور عبوری. M: رگه کلسیتی تأخیری، رگه‌های ژپس و کوارتزی قبلی را قطع نموده است. علائم اختصاری از وار (Warr, 2021) اقتباس شده است (Bt: بیوتیت، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Qtz: کوارتز، Gp: ژپس، Cal: کلسیت، Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Hem: منیتیت، Mag: هماتیت و Mol: مولیبدنیت).

Fig. 5. The hand specimens and photomicrographs of the identified vein types in Dogan. A: Closed view of V_1 containing K-feldspar and secondary biotite, B: Photomicrograph of V_1 consisting of K-feldspar and quartz, C: Photomicrograph of magnetite at V_1 in reflected light, D: Closed view of the mineralized anhydrite vein (V_2) which is subsequently cut by later veins (V_4), E: Photomicrograph of V_2 vein containing K-feldspar and anhydrite, F and G: Photomicrographs of K-feldspar veins containing magnetite, chalcopryrite, pyrite and molybdenite, respectively, H: V_3 vein is developed around strongly modified V_1 ; the remnant K-feldspars can be seen in these veins, I: Photomicrograph of a quartz vein containing chalcopryrite, pyrite and magnetite, J: Photomicrograph of quartz veins without mineralization, K: Late calcite veins (V_4) cut the previous veins, L: Photomicrograph of quartz veins without ore in transmitted light M: Late calcite veins (V_4) cut the gypsum and quartz veins. Abbreviations after Warr (2021) (Bt: Biotite, Kfs: K-feldspar, Qtz: Quartz, Gp: Gypsum, Cal: Calcite, Py: Pyrite, Mag: Magnetite, Hem: Hematite, Mol: Molybdenite).

Stages Minerals	Hydrothermal Stages					Tectonic	Weathering and supergene
	Stage 1 (V1) (Potassic)	Stage 2 (V2) (Potassic)	Stage 3 (Propylitic)	Stage 4 (V3) (Phyllic)	Stage 5 (Argillic)	Stage 6 (V4)	
Magnetite	◆	◆					
Pyrite	◆	◆	◆	◆			
Chalcopyrite	◆	◆		◆			
Molybdenite		◆					
Bornite				◆			
Hematite							◆
Malachite							◆
Chalcocite							◆
Covellite							◆
Quartz	◆	◆		◆		◆	
K-Feldspar	◆	◆					
Biotite	◆						
Sericite				◆			
Chlorite			◆				
Epidote			◆				
Calcite			◆			◆	
Clay minerals					◆		◆
Anhydrite	◆	◆					
Gypsum	◆	◆				◆	◆

شکل ۶. توالی همبرزادی کانی‌ها در کانسار دوگان

Fig. 6. Paragenetic sequence of minerals of the Dogan deposit

میان‌بار سیال

میان‌بارهای سیال فروانی در رگه‌های متعدد موجود در کانسار دوگان حضور دارند. بیشتر بررسی‌های میکروترمومتری در این پژوهش بر روی میان‌بارهای سیال موجود در رگه‌های V_1 ، V_2 و V_3 و بر روی کوارتز، ژپس و انیدریت انجام شده است. تعدادی از میان‌بارهای کوچک‌تر (قطر ۱ تا ۳ میلی‌متر) از نظر میکروترمومتری قابل اندازه‌گیری نبوده‌اند (جدول ۳).

به طور کلی، از تعداد ۵۷ میان‌بار سیال بررسی شده می‌توان آنها را بر اساس فراوانی، ماهیت و نسبت فازها به سه گروه طبقه‌بندی کرد (شکل ۸): میان‌بارهای سیال نوع I (دوفازی $L+V$) که شامل فازهای مایع + بخار و از نظر حجمی غالب با مایع است. این میان‌بارها با قطر ۲ تا ۳ میلی‌متر در همه رگه‌های کوارتز کانه‌دار و در زمینه سنگ رایج هستند. حباب‌های بخار موجود از نظر اندازه

در نمودار Nb در برابر Y (Pearce et al., 1984) که به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی و نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) به منظور تعیین منشأ احتمالی تشکیل ماگمای کالک‌آلکالن سازنده سنگ‌های مورد بررسی استفاده شده است، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی و به ویژه در قلمرو آداکیت‌ها (Martin, 1999) واقع شده‌اند (شکل ۷-E و F).

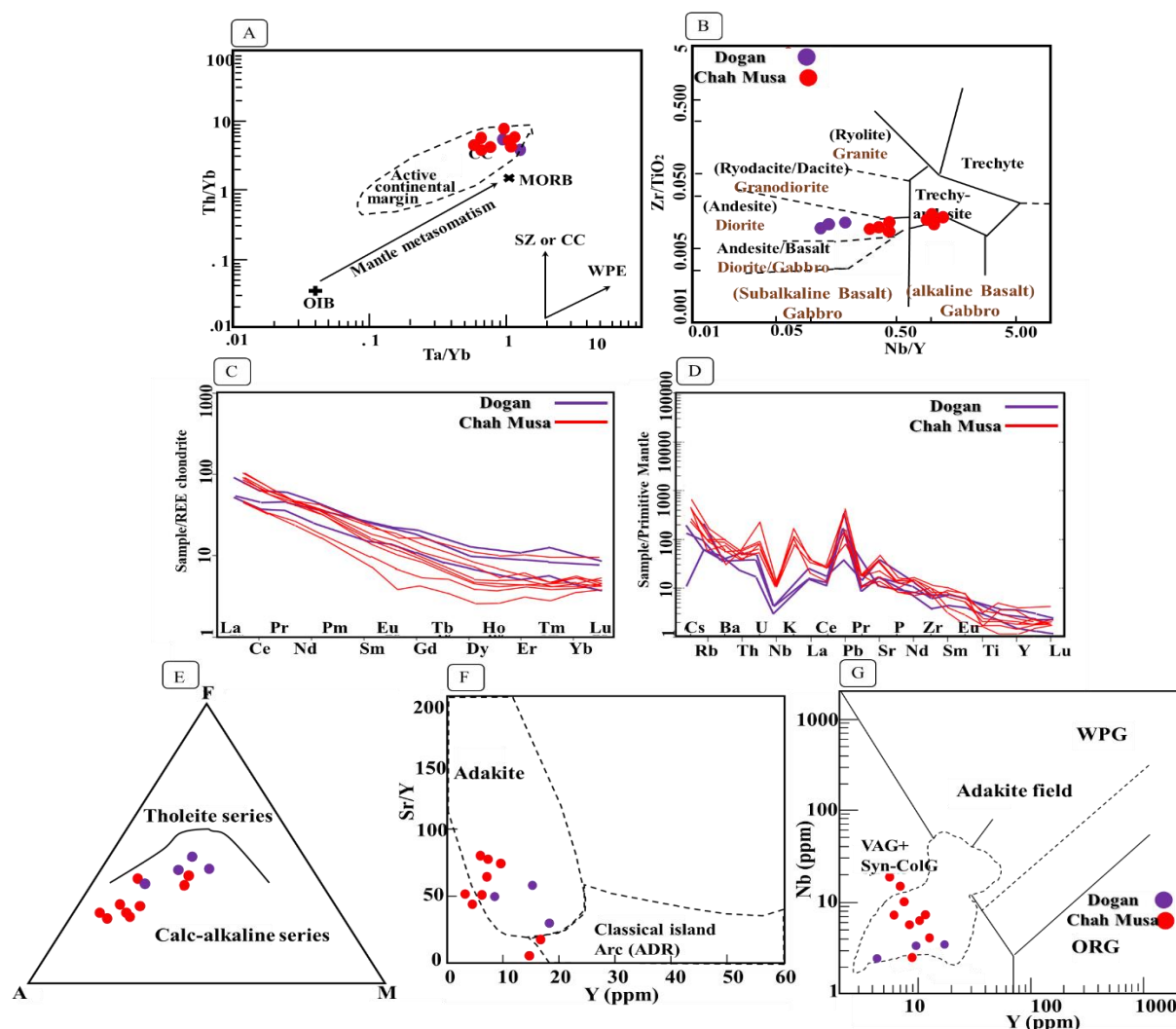
در نمودار Sr/Y در مقابل Y (شکل ۷-G) نیز نمونه‌های مورد بررسی، در قلمرو آداکیت‌ها قرار می‌گیرند. بنابراین ویژگی‌های زمین‌شیمی نظیر $\text{SiO}_2 \geq 40 \text{ wt.}\%$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 10 \text{ wt.}\%$ ، $1 < \text{MgO} < 5 \text{ wt.}\%$ و $\text{Sr} \geq 200$ و $\text{Y} < 18 \text{ ppm}$ ، همراه با تهی‌شدگی از HREE (Martin, 1999)، ماهیت آداکیتی این سنگ‌ها را تأیید می‌کند.

متغیر بوده و کمتر از ۲۵ درصد از حجم میان‌بار را تشکیل می‌دهند. میان‌بارها را تشکیل می‌دهند. این میان‌بارها به ندرت با حرارت با حرارت دادن، اجزاء به مایع تبدیل می‌شوند. میان‌بارهای سیال نوع II (دو فاز V+L) که حاوی فازهای بخار+مایع بوده و حباب‌های بخار با ابعاد متغیر بیش از ۷۰ درصد حجمی این غنی از بخار (V) که اغلب به صورت تجمعی در زمینه و به صورت همزیست با میان‌بارهای دو فاز دیده می‌شوند.

جدول ۲. زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین منطقه دوگان. اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (wt.%) و مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) گزارش شده است.

Table 2. Geochemical analyses data of the of the Dogan deposit. The oxides of the major elements are reported as wt.% and trace and REEs in ppm.

No.	BH4-120	BH17-188	BH17-249	BH18-62
Long.	312654	312655	312655	312757
Lat.	3938709	3939043	3939043	3939249
Rb	61.1	42.2	41.6	138
Cs	1.1	<0.1	1.6	-
Sr	415.6	404.1	881.5	273
Ba	279	347	294	337
Y	18.9	8.1	14.4	-
La	12.1	11.7	19.1	-
Zr	77.7	50	95	92
Ce	26.1	21.3	35.5	-
Th	3.4	2.2	4.6	-
Nb	3.6	2.6	3.7	-
Ta	0.4	1.5	1	-
Pr	3.41	2.7	4.52	-
Nd	16.4	11.1	20.2	-
U	0.9	0.4	1.1	-
Sm	3.65	2.19	3.76	-
Eu	1.18	0.77	1.19	-
Gd	3.91	2.17	3.57	-
Tb	0.54	0.29	0.45	-
Dy	3.18	1.8	2.54	-
Er	1.86	0.89	1.48	-
Tm	0.27	0.13	0.19	-
Yb	1.69	0.74	1.32	-
Lu	0.22	0.1	0.2	-
SiO ₂	47.87	51.87	56.08	39.54
TiO ₂	0.69	0.31	0.59	0.64
Al ₂ O ₃	16.78	10.7	18.57	19.91
MgO	5.01	1.35	3.2	4.2
Na ₂ O	2.42	1.99	4.31	1.57
K ₂ O	2.51	2.37	1.71	4.33
LOI	0.18	0.54	0.35	8.529



شکل ۷. ویژگی‌های زمین‌شیمی توده نیمه عمیق میکرودیوریتی در کانسار دوگان در مقایسه با توده نیمه عمیق چاه‌موسی (Sheibi and Mousivand, 2018). A: نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y برگرفته از وینچستر و فلوید (Winchester and Floyd, 1977) برای تعیین ترکیب سنگ‌شناسی، B: نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983) برای تعیین سری ماگمایی؛ مقادیر N-MORB و OIB از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) و پوسته قاره‌ای (CC) از رادنیک و ژائو (Rudnick and Gao, 2003)، C و D: نمودار عناصر نادر خاکی و کمیاب که به ترتیب نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) عادی‌سازی شده‌اند، E: نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی (Irvine and Baragar, 1971)، F: نمودار Sr/Y در برابر Y (Martin, 1999) و G: نمودار Nb در برابر Y برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین (Pearce et al., 1984)

Fig. 7. Geochemistry of subvolcanic microdiorite intrusion of the Dogan deposit and the Chah-Musa subvolcanic intrusion (Sheibi and Mousivand, 2018). A: Zr/TiO_2 versus Nb/Y diagram from Winchester and Floyd (1977) to determine the lithological composition, B: Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 1983) to determine the magmatic series; N-MORB and OIB values from Sun and McDonough (1989) and continental crust (CC) from Rudnick and Gao (2003), C and D: Chondrite normalized REE pattern (Boynton, 1984) and Primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (Sun and McDonough, 1989), E: AFM diagram to determine the Magmatic Series (Irvine and Baragar, 1971), F: Sr/Y versus Y plot (Martin, 1999), and G: Nb versus Y plot to determine tectonic setting of the igneous rocks (Pearce et al., 1984)

جدول ۳. داده‌های ریزدماسنجی مجموعه‌های سیال درگیر در کانسار دوگان. N معرف تعداد میان‌بارهای سیال اندازه‌گیری شده است. شوری سیال بر اساس بودنار (Bodnar, 1993) محاسبه شده است.

Table 3. Microthermometric Data for 57 fluid inclusions in the Dogan deposit. N represents the number of measured fluid inclusions. Fluid salinity was calculated based on Bodnar (1993).

Sample code	Host Mineral	Alteration type	FI type	FIA	Type	N	Vapour liquid ratio	T _{mice} (°C)	Salinity (Wt% NaCl)	TH(°C)
BH17-12	Quartz	propylitic	Primary	FIA-1	L+V	3	20	-17.22 to -12.20	2.95 to 16.50	185.20 to 241.87
				FIA-2	L+V	4	30	-2.83 to -9.32	4.64 to 13.17	195.62 to 222.81
				FIA-3	L+V	2	25	-1.85 to -4.91	3.25 to 7.74	195.24 to 200.23
				FIA-4	V+L	4	80	-1.55 to -11.73	2.52 to 15.67	198.74 to 250.12
BH17-9.60	Quartz ± Pyrite	propylitic - phyllic	Primary	FIA-1	V+L	8	20	-1.57 to -13.16	2.54 to 16.98	169.20 to 360.16
				FIA-2	V+L	3	10	-4.82 to -7.98	7.52 to 11.5	225.38 to 350.74
				FIA-3	V+L	1	30	-3.77	6.30	222.10
BH17-47	Quartz	propylitic	Primary	FIA-1	L+V	5	10	-3.14 to -13.54	4.97 to 17.39	195.30 to 231.10
				FIA-2	L+V	2	20	-2.26 to -4.20	3.70 to 6.44	221.05 to 225.72
				FIA-3	L+V	2	30	-2.87 to -5.69	4.65 to 8.62	225.06 to 226
BH17-280	Gypsum/Anhydrite ± Quartz ± Pyrite ± Chalcopyrite	potassic	Primary	FIA-1	L+V	7	20	-3.56 to -16.34	43.75 to 58.60	350.41 to 484.22
				FIA-2	L+V	3	30	-10.81 to -15.32	47.91 to 55.95	299.15 to 438.97
				FIA-3	V+L	2	60	-7.47 to -9.63	15.73 to 53.76	204.53 to 450.80
BH17-330	Gypsum/Anhydrite	potassic	Primary	FIA-1	L+V	2	10	-12.35 to -12.90	57.82 to 59.40	450.32 to 480.42
				FIA-2	L+V	6	20	-10.62 to -13.53	50.67 to 59.4	485.15 to 580.29
				FIA-3	L+V	2	30	-9.97 to -10.48	58.35 to 58.55	502.36 to 562.47

فرایندهای اصلی مؤثر در ته‌نشست مواد معدنی از سیال کانه‌ساز، شامل فرایندهای جوشش و رقیق‌شدگی بوده (شکل ۸-۸ E) است. با توجه به وجود دو گروه اصلی سیالات درگیر شامل گروه با دما و شوری بالا و گروه با دما و شوری پایین (شکل ۸-۸ E)، احتمالاً فرایند اختلاط آب‌های ماگمایی با شوری و دمای بالا با آب‌های جوی با شوری و دمای پایین نقش مؤثری در نهشت عناصر از سیال داشته است.

بحث

الف) محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین

غنی‌شدگی سنگ‌های آذرین میزبان از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون مانند (Ba و K، Sr) و آنومالی‌های منفی Nb و Ti، نشان‌دهنده شکل‌گیری این سنگ‌ها در یک محیط فرورانش است. این سنگ‌ها بر پایه نسبت‌های Y/Sr و Yb/La دارای گرایش آداکتی الگوهای عناصر نادر خاکی به شدت تفریق‌یافته است و فاقد بی‌هنجاری Eu مشخص هستند. بر اساس جان و همکاران (John et al., 2010)، توده‌های نیمه‌عمیق کانه‌دار سامانه‌های پورفیری در مقایسه با سایر توده‌های نفوذی بدون کانه، الگوی عناصر نادر خاکی تفریق‌یافته‌تری دارند. به علاوه، نمونه‌های مورد بحث آنومالی منفی یا مثبت اندکی از Eu نشان می‌دهند (شکل ۷-۷ C و D). نبود یک ناهنجاری Eu منفی ممکن است بیانگر شرایط ماگمایی با اکسایش بالا باشد (Lang and Titley, 1998; Richards et al., 2001) که با فراوانی منیتیت در این سنگ‌ها سازگار است. در واقع به دلیل فوگاسیته بالای اکسیژن، این عنصر بیشتر به صورت Eu^{+3} و کمتر به صورت Eu^{+2} در ماگما حضور دارد. بنابراین به مقدار کمتری جایگزین پلاژیوکلاز می‌شود. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی میزبان کانسار دوگان با ویژگی‌های میزبان کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری (Sun et al., 2015) سازگار است.

ب) الگوی تشکیل: دگرسانی و تحولات سیال کانه‌ساز

ماهیت نیمه عمیق سنگ‌های میزبان (میکرودیوریت) و تشکیل آنها

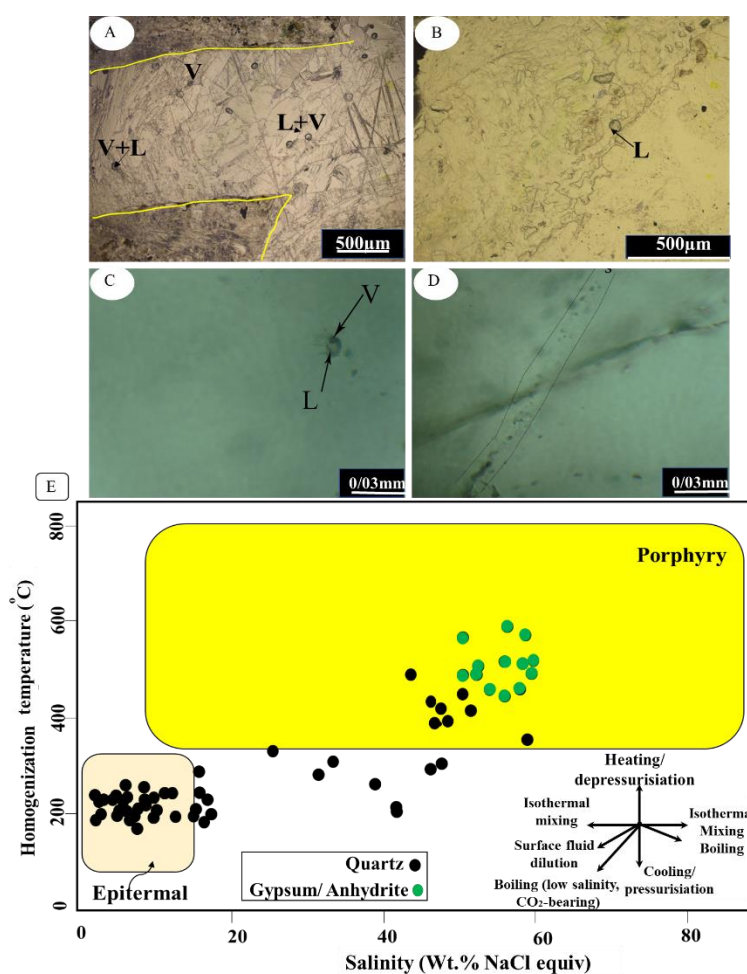
اغلب میان‌بارهای سیال بررسی شده دوکی و دارای انتهای گرد هستند. در مجموع، میان‌بارهای سیال نوع V و LV غنی از مایع فراوان‌ترند (شکل ۸-۸ A، B و C). میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع و یا غنی از گاز نیز اغلب به صورت منفرد حضور دارند. میان‌بارهای سیال LV در همه رگه‌ها یافت می‌شوند؛ اما در رگه‌های کوارتز کم عمق مناطق دارای دگرسانی فلیک و پروپیلیتی شایع‌تر هستند. همچنین به وضوح در امتداد سطوح شکستگی قرار داشته و منشأ ثانویه دارند (شکل ۸-۸ D).

بررسی‌های ریزدماسنجی بر روی ۵ نمونه کوارتز، ژپیس و انیدریت از رگه‌ها و بلورهای برداشت‌شده از نمونه‌های سطحی تر (BH17-9.60, 12, 47) و عمقی‌تر (BH17-280, 330) انجام شده است (جدول ۳). نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که دمای همگن‌شدن سه نمونه برداشت‌شده از بخش‌های سطحی‌تر گمانه BH17 (اعماق ۹/۶، ۱۲ و ۴۷ متر)، ۲۱۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد است. به علاوه، این نمونه‌ها دمای ذوب یخ (T_{mice}) ۵/۴۲ تا ۶/۶۴- درجه سانتی‌گراد و شوری ۸ تا ۹/۵۱ درصد وزنی معادل نمک طعام دارند (جدول ۳).

دمای همگن‌شدن نمونه‌های عمقی (گمانه BH17 اعماق ۲۸۰ و ۳۳۰ متر) بین ۳۹۸ تا ۵۱۳ درجه سانتی‌گراد متغیر است. همچنین دمای ذوب یخ (T_{mice}) از ۴۹ تا ۵۳/۲۶ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری آنها از ۴۷/۴۹ تا ۵۶/۱ درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند. در نمودار دمای همگن‌سازی در مقابل شوری میان‌بارهای سیال (Wilkinson, 2001)، نمونه‌های نزدیک‌تر به سطح کانسار مس دوگان در قلمرو دما و شوری پایین‌تر (کانسارهای اپی‌ترمال) و دو نمونه متعلق به اعماق بیشتر در قلمرو دما و شوری بالا (سامانه‌های پورفیری) قرار گرفته‌اند (شکل ۸-۸ E). طیف وسیع تغییرات دما و شوری میان‌بارهای سیال، همزیستی میان‌بارهای سیال غنی از گاز (V)، غنی از مایع (L+V) و مایع (L) (Ronacher et al., 2000) به همراه همگن‌شدن برخی از سیالات به بخار در دمای بالا، از مهم‌ترین شواهد رخداد جوشش در سیالات گرمایی این منطقه است. بررسی نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که

شواهد همگی بیانگر رخداد یک سامانه پورفیری است. به طور کلی، محدوده معدنی دوگان از نظر محیط زمین‌ساختی تشکیل، جنس سنگ میزبان، بافت و ساخت، کانی‌شناسی و پهنه‌بندی دگرسانی شباهت‌های زیادی با کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری نشان می‌دهد.

در کمان ماگمایی، حضور دگرسانی پتاسیک در بررسی‌های سطحی و عمقی، شوری و دمای بالای سیالات گرمایی، نوع رخداد کانه‌زایی (پراکنده و رگه-رگچه‌ای)، پتانسیل بالای مس و مولیبدن و پهنه‌بندی دگرسانی‌های موجود (پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتی) در کانسار دوگان مشاهده شده است. این



شکل ۸. A-D: تصاویر میکروسکوپی از انواع میان‌بارهای سیال بررسی شده در کانی‌های کوارتز، ژپس و انیدریت. **A:** میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع (L+V) و غنی از گاز (V+L) در رگه ژپس، **B:** میان‌بارهای تک‌فازی مایع (L) در رگه انیدریت، **C:** میان‌بار دوفازی غنی از مایع به صورت انفرادی و اولیه در کانی کوارتز، **D:** میان‌بارهای سیال ثانویه در زمینه کوارتز، **E:** نمودار دمای همگن‌سازی در مقابل شوری میان‌بارهای سیال در کانسار دوگان

Fig. 8. A-D) Microscopic images of different fluid inclusions studied in quartz, gypsum, and anhydrite minerals; A: Liquid-rich (L+V) and gas-rich (V+L) two-phase fluid inclusions in the gypsum vein, B: Liquid single-phase inclusions (L) in the anhydrite vein, C: Individual and primary fluid-rich two-phase inclusions in the quartz, and D: Secondary fluid inclusions in the quartz; E) Graph of homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions in the Dogan deposit

دگرسانی سریستی (۲۱۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی گراد) در کانسار مورد بررسی بیانگر پایین آمدن گرادیان‌های حرارتی و هجوم سیالات جوی است. اغلب رگه‌های نوع سوم (V_3) حاوی کوارتز و مقادیر کمی پیریت + کالکوپریت + بورنیت در نمونه‌های با دگرسانی فیلیک هستند.

با عملکرد فرایند هیدرولیز شدیدتر، دگرسانی آرژیلیک متوسط و در نهایت آرژیلیک پیشرفته ایجاد می‌شود. وجود مقادیر قابل توجهی کائولینیت، مونتموریونیت یا کانی‌های رسی که به طور عمده جایگزین پلاژیوکلاز می‌شوند، ویژگی دگرسانی آرژیلیک متوسط است (Moyle, 1990). همانند بسیاری از سامانه‌های مس و مس - مولیدن پورفیری (برای مثال کانسار لپانتو فار جنوب شرقی در هدنکوئیست (Hedenquist et al., 1998))، در کانسار دوگان نیز دگرسانی آرژیلیک پیشرفته به طور دقیق در بخش بالایی سامانه و بر روی دگرسانی‌های پتاسیک و سریستی مشاهده می‌شود؛ هر چند که رخنمون امروزی پهنه دگرسانی آرژیلیک مرتبط با فعالیت گسل‌هایی با امتدادهای مختلف در این منطقه است. در این دگرسانی، به دلیل pH پایین، مقادیر قابل توجهی از Na، Ca و Mg از ساختار کانی‌های از قبل موجود حذف می‌شود (Clark et al., 2003). کانی‌های شاخص دگرسانی پروپیلیتی آلایت، اپیدوت، کلریت $\pm$ زئولیت، اسمکتیت، پرهنیت، پومپله‌ایت، اکتینولیت، کلسیت و دولومیت هستند. این مجموعه تا حد زیادی با کانی‌های مشخصه دگرگونی رخساره شیست سبز مطابقت داشته و ایزوشیمیایی است (Clark et al., 2003). پهنه‌های دگرسانی پروپیلیتی در اطراف توده‌های نفوذی معمولاً بسیار وسیع بوده و تا چندین کیلومتر گسترش دارند. در بیشتر موارد دارای منطقه‌بندی هستند؛ در بخش داخلی به شدت کلریتی و اپیدوتی شده‌اند؛ به تدریج شیمی کلریت تغییر کرده و آثار دگرسانی، دگرگونی و دیاژنتیکی بیشتر می‌شود. دگرسانی پروپیلیتی دوگان در حاشیه سامانه و از بخش‌های سطحی تا اعماق متوسط و در مجاورت دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلیک گسترده شده است.

دگرسانی پتاسیک که به دلیل متاسوماتیسم پتاسیم حادث می‌شود، با حضور کانی‌های شاخص فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، انیدریت و کانه‌های منیتیت و به مقدار کمتر سولفیدهای مس و مولیدن شناسایی می‌شود. این مجموعه کانیایی از نظر زمانی هم‌زمان با استقرار توده نیمه عمیق، در دمای بالا (۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد) و به ازای fO_2 و S بالا تشکیل می‌شوند (Gustafson and Hunt, 1975; Dilles and Einaudi, 1992; Clark et al., 2003). دگرسانی پتاسیک در دماهای بالاتر و به ازای نسبت بالاتر K^+ / H^+ تشکیل می‌شود (Guilbert and Park, 1986). دگرسانی پتاسیک در دوگان در بخش مرکزی سامانه واقع شده است و از رگه‌های فلدسپار پتاسیم فراوان در بخش‌های سطحی تا میکرودیوریت حاوی بیوتیت‌های گرمابی و فلدسپار پتاسیم فراوان در گمانه‌های عمقی متعدد تغییر می‌کند. داده‌های ژئوترمومتری میان‌بارهای سیال در نمونه‌های دگرسانی پتاسیک، دمای همگن شدن فاز بخار و نمک را بیشتر از ۵۹۰ درجه سانتی گراد نشان داده است که با مقادیر به دست آمده از دیگر نهشته‌های پورفیری مطابقت دارند. مجموعه رگه‌های کانه‌زای شناسایی شده V_1 (کوارتز + فلدسپار پتاسیم + بیوتیت + منیتیت)، و V_2 (فلدسپار پتاسیم + انیدریت / ژپس + پیریت + مولیدنیت $\pm$ کالکوپریت) نیز در طی این دگرسانی تشکیل شده‌اند. حضور منیتیت و انیدریت فراوان در این رگه‌ها، بیانگر محیط اکسیدان در زمان تشکیل این کانی‌هاست (Rowins, 2000).

دگرسانی سریستی (فیلیک) معمولاً از هیدرولیز (متاسوماتیسم H^+) در حواشی سامانه به سرعت سرد شده و به ویژه در امتداد شکستگی‌ها حادث می‌شود. فلدسپارهای پتاسیک و پلاژیوکلاز هر دو به سریست $\pm$ کائولینیت تبدیل شده و پیریت فراوانی تشکیل می‌شود (Clark et al., 2003). این دگرسانی که در دوگان اغلب به شکستگی‌ها و گسل‌ها محدود شده است، کانی‌های شاخص دگرسانی پتاسیک مرحله قبل را هیدرولیز و آنها را به مجموعه کوارتز، سریست و پیریت تبدیل کرده است. دمای پایین همگن شدن فاز بخار و نمک میان‌بارهای سیال سنگ‌های متأثر از

پ) مقایسه کانسار دوگان با برخی کانسارهای پورفیری ایران و جهان

ویژگی‌های کانسار مس-مولیبدن دوگان با کانسارهای بزرگ مس-مولیبدن پورفیری ایران و جهان مقایسه شده است (جدول ۴). این مقایسه بیانگر آن است که ویژگی‌های کانی‌سازی کانسار

جدول ۴. مقایسه کانسار دوگان با کانسارهای بزرگ مس-مولیبدن پورفیری ایران و جهان

Table 4. Comparison of Dogan deposit with the major porphyry Cu-Mo deposits of Iran and the world

	Dogan	Songoun	Sarcheshmeh	Escondida, Los Pelambres (Chile)
Tectonic setting	Magmatic arc	Magmatic arc	Magmatic arc	Magmatic arc
Host intrusion	Diorite-Microdiorite	Quartz monzodiorite-Granodiorite	Trachyandesite-Granodiorite	Diorite-Dacite
Wall rock alteration	Potassic-Phylic-Prophylic-Argilic	Potassic-Phylic-Silicification	Potassic-Phylic-Silicification	Potassic-Phylic-Prophylic-Argilic
Ore textures	Stockwork	Stockwork	Stockwork	Stockwork
Comodities	Cu+Mo	Cu+Mo+Au+Ag	Cu+Mo+Au+Ag	Cu+Mo
Ore grade	-	Cu=0.75%, Mo=0.01%	Cu=0.6%, Mo=0.02%, Au=0.27 gr/t, Ag= 3.9 g/t	Cu= 95 Mt, Mo=1.4 Mt
Structural zone	North Central Iran	Urumieh- Dokhtar	Urumieh- Dokhtar	-
References	Present study	Zarasvandi et al., 2005; Calagari, 1997	Zarasvandi et al., 2005; Waterman and Hamilton., 1975; Aghazadeh et al., 2015	Perelló et al., 2012; Richards et al., 2001

نتیجه‌گیری

توده نیمه عمیق و میکرودیوریتی دوگان به داخل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن تزریق و موجب رخداد کانه‌زایی مس-مولیبدن شده است. سنگ‌های آتشفشانی شامل انواع توف، برش و آگلومرا با میان‌لایه‌هایی از ماسه سنگ و سیلتستون، کنگلومرا هستند. به نظر می‌رسد که سنگ‌های آذرین مورد بحث به دلیل عملکرد گسل‌های معکوس موازی با پهنه گسلی تروود دچار برخاستگی شده و در سطح زمین رخنمون دارند. کانه‌زایی به

صورت رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده بوده و از نظر کانی‌شناسی، کانسنسنگ از کانی‌های اولیه پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و مولیبدنیت و کانی‌های ثانویه کالکوسیت، اکسید-هیدروکسیدهای آهن و مالاکیت تشکیل شده است. دگرسانی در کانسار دوگان به صورت هم‌مرکز بوده و از پتاسیک در بخش مرکزی تا دگرسانی فلیک و سپس دگرسانی وسیع پروپلیتی در حواشی سامانه تغییر می‌کند. البته شواهدی از دگرسانی آرژیلیک گسترده متأثر از عملکرد گسل‌های فعال در بخش‌های بالایی و سطحی سامانه

مولیبدن پورفیری نشان می‌دهد.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

از مسئولان محترم مجموعه معدنی دوگان و شرکت توسعه منابع انرژی به دلیل مساعدت در انجام عملیات صحرایی و دسترسی به گمانه‌ها قدردانی می‌شود.

مشاهده می‌شود. ماهیت نیمه عمیق سنگ‌های میزبان (میکرودیوریت) و تشکیل آنها در کمان ماگمایی، حضور دگرسانی پتاسیک در بررسی‌های سطحی و عمقی، شوری و دمای بالای سیالات گرمایی، نوع رخداد کانه‌زایی (پراکنده و رگه-رگچه‌ای)، پتانسیل بالای مس و مولیبدن و پهنه‌بندی دگرسانی‌های موجود همگی بیانگر رخداد یک سامانه پورفیری است. به طور کلی، محدوده معدنی دوگان از نظر محیط زمین‌ساختی تشکیل، جنس سنگ میزبان، بافت و ساخت، کانی‌شناسی و پهنه‌بندی دگرسانی شباهت‌های زیادی با کانسارهای مس-

1. Toroud- Chah Shirin Magmatic Arc (TCMA)
2. Applied Conservation Macro Ecology (ACME)
3. Institut für Endlagerforschung (IELF)
4. X-Ray Diffraction
5. Heavy rare earth elements (HREE)
6. Large ion lithophile elements (LILE)
7. Lepanto Far Southeast

References

- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70: 385–406.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- 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)
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorites studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Calagari, A.A., 1997. Geochemical, stable isotope, noble gas and fluid inclusion studies of mineralization and alteration at Sungun porphyry copper deposit, East Azarbaijan, Iran: Implications for genesis. Ph.D. Thesis, the University of Manchester, Manchester, England, 550 pp. Retrieved April 26, 2023 from <https://www.proquest.com/openview/c4af0175edfcd6c68aa05f548baef45>
- Clark, D.A., Geuna, S. and Schmidt, P.W., 2003. Predictive magnetic exploration models for porphyry, epithermal and iron oxide copper-gold deposits: Implications for exploration. *AMIRA Exploration and Mining Report 1073R*, 398 pp.
- Dilles, J.H. and Einaudi, M.T., 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada; a 6-km vertical reconstruction. *Economic Geology*, 87(8): 1963–2001.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.8.1963>
- Guilbert, J.M. and Park, C.F., 1986. *The Geology of Ore Deposits*. Freeman, New York, 650 pp.
- Gustafson, L.B. and Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70(5): 857–912.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857>
- Hedenquist, J.W., 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>
- Houshmandzadeh, A.R., Alavi Naini, M. and Haghipour, A.A., 1978. Evolution of geological phenomenon in Torud area. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 5H, 136 pp. (in Persian)
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548.
<https://doi.org/10.1139/e71-055>
- John, D.A., Ayuso, R.A., Barton, M.D., Blakely, R.J., Bodnar, R.J., Dilles, J.H. and Vikre, P.G., 2010. Porphyry copper deposit model. Chapter B of Mineral deposit models for resource assessment. US Geological Survey, Reston, VA, Scientific Investigations Report 2010-5070-B, 169 pp. <https://doi.org/10.3133/sir20105070B>
- Lang, J.R. and Titley, S.R., 1998. Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 93(2): 138–170.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.93.2.138>
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411–429.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0)
- Mehrabi, B. and Ghasemi Siani, M., 2012. Intermediate sulfidation epithermal Pb-Zn-Cu ($\pm$ Ag-Au) mineralization at Cheshmeh Hafez deposit, Semnan province, Iran. *Journal of the Geological Society of India*, 80(4): 563–578.
<https://doi.org/10.1007/s12594-012-0177-x>
- Moyle, A.J., 1990. Ladolam gold deposit, Lihir island. In: F.E. Hughes (Editor), *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*. Melbourne, Australian Institute of Mining and Metallurgy, pp. 1793–1805.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, pp. 230–249. Retrieved Jun 04, 2017 from <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8626>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Perelló, J., Sillitoe, R.H., Mpodozis, C., Brockway, H. and Posso, H., 2012. Geologic setting and evolution of the porphyry copper-molybdenum

- and copper-gold deposits at Los Pelambres, central Chile. In: J.F. Hedenquist, M. Harris and F. Camus (Editors), *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*. Geo Science world, Tysons Galleria, 79–104. Retrieved January 01, 2012 from <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/books/book/1385/chapter-abstract/107046729/Geologic-Setting-and-Evolution-of-the-Porphyry?redirectedFrom=fulltext>
- Richards, J.P., Boyce, A.J. and Pringle, M.S., 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96(2): 271–305. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.2.271>
- 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>
- Rowins, S.M., 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. *Geology*, 28(6): 491–494. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<491:RPCDAN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<491:RPCDAN>2.0.CO;2)
- Rudnick, R.L. and Gao, S. 2003. Composition of the Continental Crust. In: H.D. Holland and K.K. Turekian, (Editors), *Treatise on Geochemistry*, V. 3, The Crust, Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64. <http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- Sheibi, M. and Mousivand, F., 2018. Petrology, geochemistry and magnetic susceptibility of Chah-Musa pluton- host of Cu mineralization- (NW Toroud, South Shahrood) with special reference to the mineralization. Middle East Mines & Mineral Industries Development Holding Company of Iran, Tehran, unpublished Report 1, 200 pp. (in Persian)
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- 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(1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sun, W., Huang, R., Li, H., Hu, Y., Zhang, C., Sun, S., Zhang, L., Ding, X., Li, C., Zartman, R.E. and Ling, M., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, 65(part 1): 97–131. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.004>
- Tadayon, M. and Rashid Katal, R.K., 2020. Structural analysis of the Dogan copper mine area, north Toroud fault zone (Central Iran). *Journal of Tectonics*, 4(13): 87–111. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22077/jt.2021.1603>
- Tale Fazel, E., Mehrabi, B. and GhasemiSiani, M., 2019. Epithermal systems of the Torud–Chah Shirin district, northern Iran: Ore-fluid evolution and geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, 109: 253–275. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.014>
- Warr, L.N., 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3): 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Waterman, G. C. and Hamilton, R.L., 1975. The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 70(3): 568–576. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.3.568>
- 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)
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466 pp. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Review*, 47(6): 620–646. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620>



RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2025.1126



Fracture Analysis of the Changarzeh Pb-Ag Deposit in the Malayer-Isfahan Metallogenic Belt, Northeastern Isfahan

Seyedeh Zahra Hajiloo¹ , Reza Alipoor^{2*} , Ahmad Hosseinkhani³ ¹ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Basic Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran³ Ph.D., Sormak mining company, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 29 September 2024
Revised: 24 February 2025
Accepted: 11 March 2025

Keywords

Fault
Fractal
Left-Lateral Strike-Slip
Mineralization
Isfahan
Sanandaj-Sirjan

*Corresponding author

Reza Alipoor
✉ r.alipoor@basu.ac.ir

ABSTRACT

The Changarzeh Pb-Ag deposit is located in the southeastern part of the Malayer-Isfahan metallogenic belt, approximately 75 km northeast of Isfahan city. The host rock of this deposit consists of Middle Triassic dolostones, and mineralization occurs in two forms: hypogene sulfide and supergene non-sulfide. This study aims to investigate the fault system of the Changarzeh deposit using fractal analysis and field surveys. So, surface and subsurface field measurements were conducted along exploration and extraction tunnels. The results indicate that the Changarzeh fault divides the study area into two zones: Abanbar and Takhtchal, and it represents the most significant structure affecting the overall deformation of the region. The northwest-southeast trending faults control the mineralization within the Changarzeh deposit and are generally intersected by northeast-southwest trending faults. Fractal analysis of the faults reveals that an increase in fault density corresponds with a higher Pb ore grade. The left-lateral strike-slip motion of the Changarzeh fault has led to the formation of secondary fractures, including R, X, and T fractures, and also bending along the fault trace has led to the formation of duplex structures.

How to cite this article

Hajiloo, S.Z., Alipoor, R. and Hosseinkhani, A., 2025. Fracture Analysis of the Changarzeh Pb-Ag Deposit in the Malayer-Isfahan Metallogenic Belt, Northeastern Isfahan. *Journal of Economic Geology*, 17(1): 129–151. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1126>



©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 Malayer-Isfahan metallogenic belt is one of the most important Pb-Zn (Ag) mineralization zones in Iran, trending northwest-southeast and located within the Sanandaj-Sirjan structural zone (Karimpour and Sadeghi, 2018; Rajabi et al., 2012). Most of these deposits are formed in siltstones and carbonate rocks from the Lower to Upper Cretaceous, as well as sandstones and shales of Jurassic age. The tectonic setting for the formation of sediment-hosted Pb-Zn deposits in the Malayer-Isfahan metallogenic belt was a back-arc extensional basin between the Central Iran and Sanandaj-Sirjan zones during the Early Cretaceous (Niroomand et al., 2019). The oblique convergence between the Arabian and Eurasian plates, which led to the closure of the Neo-Tethys Ocean, resulted in significant shortening, ductile and brittle deformation, accompanied by the formation of deep basement faults within an extensional setting (Mohajjel and Fergusson, 2014). These faults were later reactivated during subsequent compressional phases, forming imbricate thrust systems and duplex structures, leading to further deformation (Agard et al., 2005). The Changarzeh deposit is structurally located in the central part of the Zagros orogen and within the Sanandaj-Sirjan zone. The Triassic rock units are the most prevalent in the Changarzeh deposit area, primarily consisting of the yellow and brown dolomites of the Shotori Formation and the calcareous shale-siltstone of the Nayband Formation. Olive and gray shales of the Early Jurassic Shemshak Formation overlie the Triassic sequences. Geographically, the Changarzeh Pb-Ag deposit is located in the southeastern part of the Malayer-Isfahan metallogenic belt, approximately 75 kilometers northeast of Isfahan city and about 26 kilometers southeast of Natanz city. Therefore, in this study, the fault and fracture system of the Changarzeh deposit has been investigated through fractal analysis and field surveys.

Materials and methods

In this study, to accurately investigate the fractures of the Changarzeh Pb-Ag deposit, fault maps of the mining area were initially prepared using existing geological maps and Google Earth satellite images. Subsequently, fractal analysis was conducted using

the box-counting method (Log-Log), where the study area was divided into smaller boxes, and the fractal dimension was calculated for each box. The results of the fractal dimension calculations for the faults and their density were then compared with Pb grade data from exploratory trenches. Additionally, field surveys were carried out in multiple stages to examine the geometry and kinematics of the faults. In this context, the mine tunnels and the trenches significantly contributed to identifying faults geometry.

Result

Fractal analysis results indicate that the highest frequency of fault trends in the study area is observed for the NW-SE (N30W to N35W) and NE-SW (N25 to N30E and N70E to N75E) trends. The plotted diagrams for the fractal dimensions of the faults in six boxes of the study area indicate that F and E boxes have the highest fractal dimensions. Comparing the fractal dimensions and the distribution of Pb content across different sections of the study area reveals that zones F, E, and D, which have the highest fractal dimensions for the faults, also exhibit high Pb percent grades. In fact, the southern half of the study area shows the highest Pb percent, while the northern half, which has the lowest fractal dimensions for the faults, displays lower Pb percent grades. The most important fault structure influencing the Changarzeh deposit is the Changarzeh fault with NE-SW trend. This fault divides the study area into the Abanbar and Takhtchal zones. The attitude of the Changarzeh fault is N30E/75SE and a 30° rake angle, exhibiting a left-lateral strike-slip movement.

Discussion

The most important mineralized faults in the Abanbar zone have a trend ranging from N10W to N65W and exhibit a steep dip of 70 to 80 degrees toward the NE. In this zone, some faults also have the same trend but with a gentler dip of approximately 40 to 65 degrees toward the SW and do not exhibit mineralization. In the Takhtchal zone, the faults with a NW-SE trend are the primary structures controlling mineralization. These faults generally have a strike between N70W and N80W and, similar to the Abanbar zone, exhibit a dip toward the NE. It seems that in both zones, the NW-SE trending faults are the primary structures

controlling mineralization, and these have been displaced by NE-SW trending faults. Additionally, the NW-SE trending joints have been displaced by joints with a NE-SW trend. The fault system in the study area is generally related to secondary or lateral fractures of the main strike-slip Changarzeh fault, which exhibits a left-lateral shear mechanism. In the study area, most of the NW-SE trending faults are R-type fractures related to the Changarzeh fault zone, which likely formed during the final phase of the deformation of this fault. X-type fractures related to the Changarzeh fault zone have also formed, leading to main structural complexities. Additionally, T-type

fractures have developed in some parts of the study area. Also, along the Changarzeh main fault, duplex structures have formed in the T2 dolostone unit. These compressional structures developed at the bend of the main resulted from the left-lateral shear movement.

Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge the support from Sormak Mining Company for their assistance with field studies. They also extend their sincere thanks to the editor and reviewers of the journal *Economic Geology* for their valuable contributions.



تحلیل شکستگی‌های کانسار سرب و نقره چنگرزه در کمربند فلززایی ملایر- اصفهان، شمال شرق اصفهان

سیده زهرا حاجیلو^۱، رضا علی‌پور^{۲*}، احمد حسینخانی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۳ دکتری، شرکت معادن سرمک، تهران، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
کانسار سرب و نقره چنگرزه در بخش جنوب شرقی کمربند فلززایی ملایر- اصفهان و در فاصله ۷۵ کیلومتری شمال شرقی شهر اصفهان قرار گرفته است. سنگ میزبان این کانسار دولستون‌های با سن تریاس میانی است و کانه‌زایی به دو صورت درون‌زاد سولفیدی و برون‌زاد غیرسولفیدی تشکیل شده است. هدف از این پژوهش، بررسی سامانه گسل‌های کانسار چنگرزه با استفاده از تحلیل‌های فرکتالی و برداشت‌های صحرایی است. برای این منظور برداشت‌های صحرایی به صورت سطحی و زیرسطحی در راستای تونل‌های اکتشافی و استخراجی انجام شده است. نتایج نشان می‌دهد که گسل چنگرزه منطقه مورد بررسی را به دو پهنه آب‌انبار و تخت‌چال تقسیم می‌کند و مهم‌ترین ساختار تأثیرگذار بر دگرشکلی کلی منطقه است. گسل‌های با راستای شمال غربی- جنوب شرقی کنترل‌کننده کانی‌سازی در کانسار چنگرزه هستند و اغلب به وسیله گسل‌های با روند شمال شرقی- جنوب غربی قطع شده‌اند. نتایج حاصل از تحلیل‌های فرکتالی گسل‌ها نشان می‌دهد که با افزایش تراکم گسل‌ها، درصد عیار ماده معدنی سرب نیز بیشتر می‌شود. حرکت راستالغز چپ‌گرد گسل چنگرزه باعث تشکیل شکستگی‌های ثانویه R ، X و T و همچنین خمش در راستای این گسل باعث تشکیل ساختارهای دوپلکسی شده است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۰۸ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۱۲/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۲۱
	واژه‌های کلیدی گسل فرکتال راستالغز چپ‌گرد کانه‌زایی اصفهان سندج- سیرجان
	نویسنده مسئول رضا علی‌پور r.alipoor@basu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

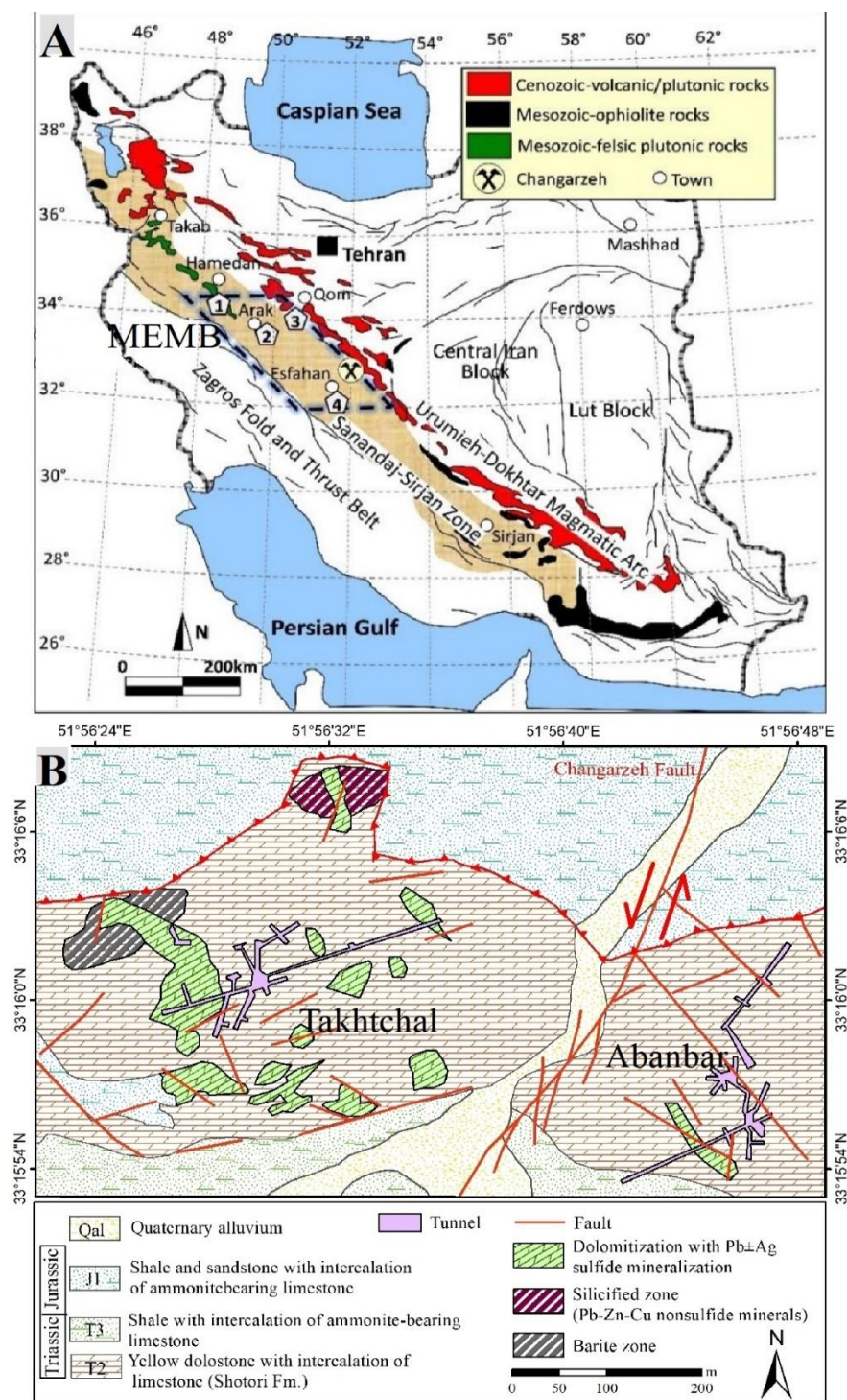
حاجیلو، سیده زهرا؛ علی‌پور، رضا و حسینخانی، احمد، ۱۴۰۴. تحلیل شکستگی‌های کانسار سرب و نقره چنگرزه در کمربند فلززایی ملایر- اصفهان، شمال شرق اصفهان. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۱): ۱۲۹-۱۵۱. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1126>

مقدمه

کمر بند فلز زایی ملایر- اصفهان یکی از مهم‌ترین گستره‌های معدنی سرب و روی (نقره) ایران است که با راستای شمال غربی- جنوب شرقی و در پهنه سندانج- سیرجان قرار دارد (Rajabi et al., 2012; Karimpour and Sadeghi, 2018; Niroomand et al., 2019; Maanijou et al., 2020). این کمر بند دارای کانسارهای متعدد سرب و روی با میزبان کربناته است که درون پهنه‌های گسلی و شکستگی‌های ناشی از آن تجمع پیدا کرده‌اند (Ehya et al., 2010). بیشتر این کانسارها در سیلتستون‌ها و سنگ‌های کربناته کرتاسه زیرین تا بالایی و ماسه‌سنگ و شیل‌های به سن ژوراسیک تشکیل شده‌اند (Rajabi et al., 2012). کانسارهای ایرانکوه، عمارت، راونج و آهنگران از مهم‌ترین کانسارهای سرب و روی کمر بند فلز زایی ملایر- اصفهان هستند (Ghazban et al., 1994; Ehya et al., 2010; Meshkani et al., 2011) (شکل ۱). ماهیت بیشتر این کانسارها نسبت به سنگ دربرگیرنده به صورت چینه کران تا چینه‌سان است (Momenzadeh et al., 1979). محیط زمین‌ساختی برای تشکیل کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی در کمر بند فلز زایی ملایر- اصفهان یک حوضه کششی پشت کمانی بین پهنه‌های ایران مرکزی و سندانج- سیرجان در زمان کرتاسه زیرین بوده است (Niroomand et al., 2019). در واقع هم‌گرایی مایل بین صفحه‌های عربی و اوراسیا که باعث بسته‌شدن اقیانوس نتوتیس شد، باعث کوتاه‌شدگی زیاد و تشکیل گسل‌های راندگی و مورب لغز شده است (Mohajjel and Fergusson, 2014). این گسل‌ها سپس در فازهای بعدی و فشارشی به صورت سامانه راندگی‌های فلسی و ساختارهای دوپلکسی باعث دگرشکلی شده‌اند (Agard et al., 2005).

کانسار سرب و نقره چنگرزه در بخش جنوب شرقی کمر بند فلز زایی ملایر- اصفهان و در فاصله ۷۵ کیلومتری شمال شرقی شهر اصفهان و حدود ۲۶ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان نظنر واقع شده است. این کانسار از معادن نسبتاً قدیمی استان اصفهان است که در سال‌های دور در آن به صورت زیرزمینی عملیات

اکتشافی- استخراجی در حجم وسیعی انجام شده است. همچنین ذخیره قطعی این کانسار حدود ۲۵۰ هزار تن و استخراج سالیانه حدود ۱۵۰۰ تن با عیار ۱۰/۸ درصد سرب، ۱/۹۹ درصد روی و ۶۹ گرم در تن نقره است. در یک نگاه کلی منطقه مورد بررسی در زمان تریاس، تحت کشش بوده و در فازهای بعدی زمین‌ساختی، گسل‌های راندگی و فازهای جدیدتر گسل‌های راستالغز کنترل‌کننده جریان سیال گرمایی بوده است و در راستای آن گسل‌ها و شکستگی‌ها، کانی‌سازی به صورت رگه‌ای شکل گرفته است (Shavvakhi et al., 2023). این کانی‌سازی در نهشته‌های آهکی تریاس جای‌گیری کرده است. در واقع، با گذشت زمان این محیط کششی تحت تأثیر فازهای کوه‌زایی بعدی و به ویژه فازهای کوه‌زایی کرتاسه میانی و بالایی مثل فاز کوه‌زایی لارامید تحت فشارش قرار گرفته است. بنابراین در پیرامون کانسار چنگرزه و مناطق اطراف، گسل‌های معکوس کنترل‌کننده کانی‌سازی و دگرشکلی بوده و گسل‌های راستالغز متأخر در توزیع مجدد کانی‌سازی نقش اساسی داشته‌اند (Shavvakhi et al., 2023). همچنین شواهد دما و شوری میان‌بار سیال نشان‌دهنده کانی‌سازی سولفیدی توسط شورابه‌های حوضه‌ای است که با آب‌های جوی رقیق شده‌اند و گسل‌های عمقی نقش مهمی در اختلاط آب‌های رقیق جوی و شورابه‌های درون حوضه‌ای غنی از فلز داشته‌اند (Tale Fazel et al., 2020). با این حال، بررسی‌های جدیدتر نشان می‌دهند به دلیل اینکه کانی‌سازی به صورت رگه‌های پرکننده گسل‌های قطع‌کننده نهشته‌های تریاس است، ابتدا واحدهای تریاس نهشته شده‌اند و بعد از آن دچار گسلش و راندگی شده و بعد از آن مایع‌های حاوی کاتیون‌های فلزی شکستگی‌ها را پر کرده و رگه معدنی تشکیل شده است که نشان‌دهنده سن کانی‌سازی جوان‌تر از ژوراسیک است (Shavvakhi et al., 2023). همچنین تشکیل کانسارهای باریت-فلوریت پیرامون منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده کشش در کرتاسه زیرین، فشارش پس از کرتاسه تا الیگوسن، کشش در دوره الیگومیوسن، و در نهایت فشارش در میوسن و دوره‌های جوان‌تر است (Alaminia et al., 2021).



شکل ۱. A: نقشه زمین شناسی ساده شده ایران و موقعیت کانسار چنگرزه در کمربند فلززایی ملایر- اصفهان (Tale Fazel, 2023) و B: نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی (Zahedi and Rahmati, 2003)

Fig. 1. A: Simplified geological map of Iran and the location of the Changarzeh deposit within the Malayer-Isfahan metallogenic belt (Tale Fazel, 2023), and B: Geological map of the study area (Zahedi and Rahmati, 2003)

کانی‌سازی در این کانسار در راستای گسل‌های امتدادلغز با مؤلفه نرمال که قطع‌کننده گسل‌های راندگی قدیمی هستند، تشکیل شده است (Shavvakhi et al., 2023) و قطعه گسلی زفره مهم‌ترین ساختار گسلی کنترل‌کننده روندهای ساختاری در منطقه مورد بررسی است (Safaei et al., 2008; Tadayon et al., 2022). در واقع سامانه گسل‌های راستالغز جوان و متأخر ناشی از عملکرد قطعه گسلی زفره در توزیع مجدد کانی‌سازی سرب و نقره، در کانسار چنگرزه نقشی مهم داشته و شناسایی روندهای اصلی و ترکم این گسل‌ها در شناسایی مناطق مستعد کانی‌سازی مهم است. همچنین با توجه به اینکه این کانسار قدیمی است، از دیرباز عملیات اکتشافی و استخراجی در تونل‌های حفر شده در حال انجام بوده است. سامانه گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه مورد بررسی و به ویژه در تونل‌ها باعث پیچیدگی‌های ساختاری از جمله تغییر روند، ناپدیدشدن ناگهانی رگه‌ها و ... کانی‌سازی سرب و نقره شده است. با توجه به نزدیک بودن کانی‌سازی و همچنین عمق تونل‌ها به سطح زمین، شناسایی ویژگی‌های ساختاری از جمله روند و شیب عمومی، تراکم و ... گسل‌های سطحی می‌تواند به ساختارهای مؤثر در کانی‌سازی در عمق کمک کند. بنابراین، در این پژوهش سامانه گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در کانسار چنگرزه با استفاده از تحلیل‌های فرکتالی و برداشت‌های صحرایی مورد بررسی قرار گرفته است.

جایگاه ساختاری و زمین‌شناسی عمومی

معادن چنگرزه از نظر جایگاه ساختاری در بخش میانی کوه‌زاد زاگرس و در پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است. مهم‌ترین ساختار گسلی که کنترل‌کننده روندهای ساختاری پیرامون منطقه مورد بررسی است، قطعه گسلی زفره است که قطعه جنوبی گسل قم-زفره است (Safaei et al., 2008; Tadayon et al., 2022). گسل قم-زفره یک پهنه تغییر شکل درون صفحه‌ای مهم در بخش مرکزی ایران در نظر گرفته می‌شود که حدود ۲۲۰ کیلومتر طول دارد (Beygi et al., 2016). گسل‌های راندگی در بخش

جنوب شرقی گسل زفره دگرشکلی‌هایی را در واحدهای پرمین-تریاس تا قبل از کرتاسه زیرین ایجاد کرده است که این گسل‌های راندگی و گسل‌های امتدادلغز با مؤلفه نرمال بعدی کنترل‌کننده منشأ و توزیع دوباره بخش عمده‌ای از ذخایر سرب و روی در این بخش از پهنه ایران مرکزی شده‌اند (Shavvakhi et al., 2023). تشکیل کانسارهای باریت-فلوریت در مرکز ایران و پیرامون منطقه مورد بررسی، در طی دوره‌های متناوب زمین‌ساختی شکل گرفته است و شامل کشش در کرتاسه زیرین، فشارش پس از کرتاسه تا الیگوسن، کشش در دوره الیگومیوسن، و در نهایت فشارش در میوسن و دوره‌های جوان‌تر است (Alaminia et al., 2021). واحدهای سنگی با سن تریاس اغلب شامل دولومیت‌های زرد و قهوه‌ای سازند شتری و آهک‌های شیلی-سیلانی سازند نایند رخمون زیادی در منطقه مورد بررسی دارند (شکل ۱). شیل‌های زیتونی و خاکستری با سن ژوراسیک پیشین بر روی توالی‌های تریاس قرار گرفته است. در واقع، با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی موجود (نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰) (Zahedi and Rahmati, 2003) و برداشت‌های صحرایی، واحد دولستون زردرنگ (T2) با ضخامت ۶۱۰ متری با میان لایه‌های آهکی روشن با سن تریاس میانی (سازند شتری) مهم‌ترین افق میزبان کانی‌سازی سولفیدی و غیرسولفیدی در منطقه چنگرزه است (Zahedi and Rahmati, 2003; Tale Fazel et al., 2020). این واحد سنگی در طی فاز کوه‌زایی سیمین پیشین در پرموتریاس و هم‌زمان با بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس در ایران مرکزی به صورت ناپیوسته بر روی ماسه‌سنگ قرمز بوکسیتی و شیل‌های تریاس زیرین نهشته شده است (Tale Fazel, 2023).

روش مطالعه

در محدوده معدن سرب و نقره چنگرزه و در طی سالیان گذشته فعالیت‌های اکتشافی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰، حفر ترانشه، گمانه‌های حفاری همراه با مغزه‌گیری، تونل‌های اکتشافی و استخراجی است. در این پژوهش، برای

بررسی دقیق ویژگی‌های شکستگی‌های منطقه مورد بررسی، نقشه گسل‌ها با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی موجود و همچنین تصویرهای ماهواره‌ای گوگل ارث تهیه شده است. سپس با استفاده از تحلیل‌های فرکتالی به روش مربع شمار یا (Log-Log)، منطقه مورد بررسی به مربع‌های کوچک‌تر تقسیم و بعد فرکتال برای هر مربع محاسبه شده است. در تحلیل‌های فرکتالی، نقشه گسل‌ها به عنوان نقشه پایه مورد استفاده قرار گرفته و با شمارش مربع‌های حاوی گسل و همچنین طول ضلع مربع‌ها، نمودار مربوطه ترسیم و بهترین خط رگرسیون ترسیم شده بعد فرکتال را نشان می‌دهد.

سپس نتایج به دست آمده از محاسبه بعد فرکتال گسل‌ها و بررسی چگالی آنها با اطلاعات عیار سرب حاصل از ترانسه‌های اکتشافی مقایسه شده است. با مشخص شدن مناطق با تراکم شکستگی بالا و عیار سرب بالا، ویژگی‌های ساختاری گسل‌های این مناطق در مطالعات صحرایی مورد بررسی قرار گرفته است. در واقع برداشت‌های صحرایی برای بررسی هندسه و کینماتیک گسل‌ها در چندین مرحله انجام شده است. در این راستا تونل‌های معدن و همچنین ترانسه‌های حفر شده به شناسایی سطوح گسلی کمک زیادی کرده است.

نتایج

تجزیه بعد فرکتال گسل‌ها

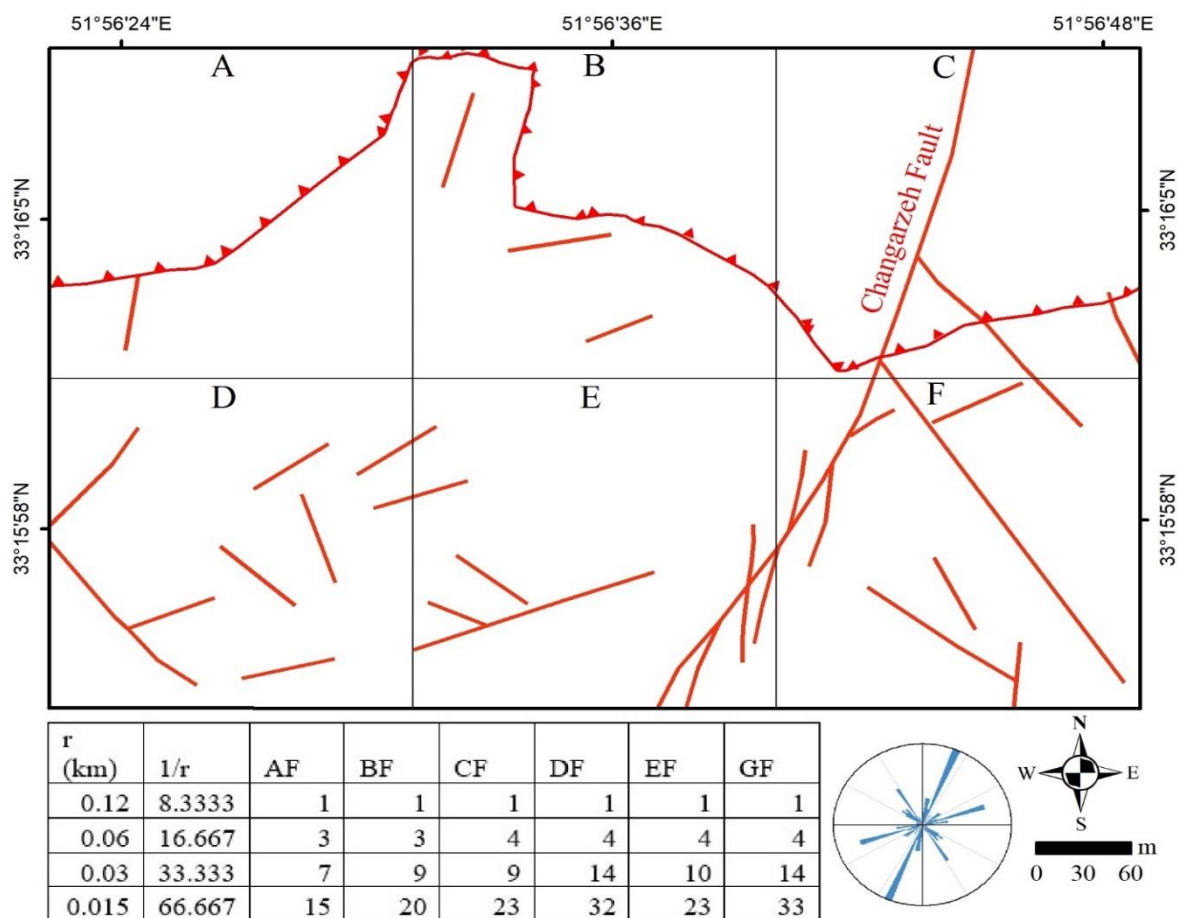
کاربرد مدل‌های فرکتالی در بیان کیفیت و توصیف پدیده‌های زمین‌شناسی کاربرد فراوانی داشته و یکی از موارد استفاده از هندسه فرکتالی در زمین‌شناسی درک تغییرات یک کمیت مستقل به واسطه بررسی ویژگی‌های قابل سنجش مانند شکل آبراهه‌ها، گسل‌ها و خطواره‌ها به عنوان متغیر وابسته است (Shahriari and Khatib, 1998). در این پژوهش، روشی که برای محاسبه بعد فرکتال گسل‌ها به کار رفته، روش Log-Log است (Mandelbrot, 1983) که در این روش تعداد چهارگوش‌های مربعی (N) که خود تابعی از r و بعد فرکتال d هستند، با استفاده از فرمول $N(r) = K(1/r)^d$ به دست می‌آید. با رسم کردن نمودار

لاگ (r)N در برابر لاگ (1/r) بهترین خط رگرسیون ترسیم شده و از ترسیم این لاگ خط مستقیم با شیب d حاصل می‌شود که این بعد فرکتال نیز نامیده می‌شود. به طور کلی، تفسیرهای زمین‌ساختی و روش‌های فرکتالی در بررسی‌های متعددی برای بررسی ارتباط بین گسل‌ها و کانه‌زایی مورد استفاده قرار گرفته است (Alipoor et al., 2020; Amiri and Shahrokhi, 2023). در این پژوهش برای یافتن بعد فرکتالی گسل‌های معدن چنگرزه، منطقه مورد بررسی به شش مربع کوچک‌تر تقسیم شد تا میزان تراکم گسل در هر قسمت به صورت جداگانه بررسی شود. معیار تقسیم‌بندی به مربع‌های مختلف با توجه به اندازه مناطق مورد بررسی متفاوت است و معمولاً مربع‌ها طوری انتخاب می‌شوند که کل منطقه مورد نظر را در بر گرفته و کمتر یا بیشتر نشود. بنابراین با توجه به اندازه منطقه مورد بررسی برای محاسبه بعد فرکتال گسل‌ها، منطقه مورد بررسی به شش پهنه A تا F تقسیم شده است (شکل ۲).

به طور کلی، با توجه به داده‌های آماری به دست آمده از نمودار گل سرخی، بیشترین فراوانی روند گسل‌های منطقه مورد بررسی، روند شمال شرقی- جنوب غربی (N25E تا N20E و N70E تا N75E) است و روند شمال غربی- جنوب شرقی (N30W تا N35W) نیز در رتبه بعدی فراوانی زیادی دارد (شکل ۲). مبنای بررسی فرکتال محاسبه ابعاد فرکتالی برای مؤلفه‌های هندسی بوده که به این منظور با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، تصویرهای ماهواره‌ای (گوگل ارث) و مشاهدات صحرایی گسل‌های منطقه مورد بررسی استخراج شده است. سپس برای هر شش مربع بعد فرکتالی محاسبه شده است (DA تا DF). به این منظور ابعاد مربع‌ها (r) و تعداد مربع‌هایی که حاوی گسل هستند (N) محاسبه و با ترسیم نمودار تعداد مربع‌های حاوی گسل بر معکوس اضلاع مربع بعد فرکتال گسل‌ها در بخش‌های مختلف منطقه مورد بررسی محاسبه شده است. نمودارهای ترسیم شده برای ابعاد فرکتالی گسل‌ها در بخش‌های مختلف منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد که مربع‌های F و D دارای بیشینه ابعاد فرکتالی است (شکل ۳).

زیاد سامانه گسلی است. مقادیر بالای بعد فرکتالی برای مربع‌های F و E و D به ترتیب برابر با $1/6941$ و $1/4893$ و $1/6807$ است و کمترین مقدار بعد فرکتالی مربوط به مربع A و مقدار $1/2943$ است (شکل ۳).

وجود اختلاف بعد فرکتالی در مربعات مربع‌های، نشان‌دهنده فراوانی کمتر گسلش آن بخش‌ها با یکدیگر است. مقدار کم بعد فرکتالی نشان‌دهنده این خواهد بود که گستره سطحی سامانه گسل محدود بوده و مقدار زیاد بعد فرکتالی نشان‌دهنده گستره سطحی



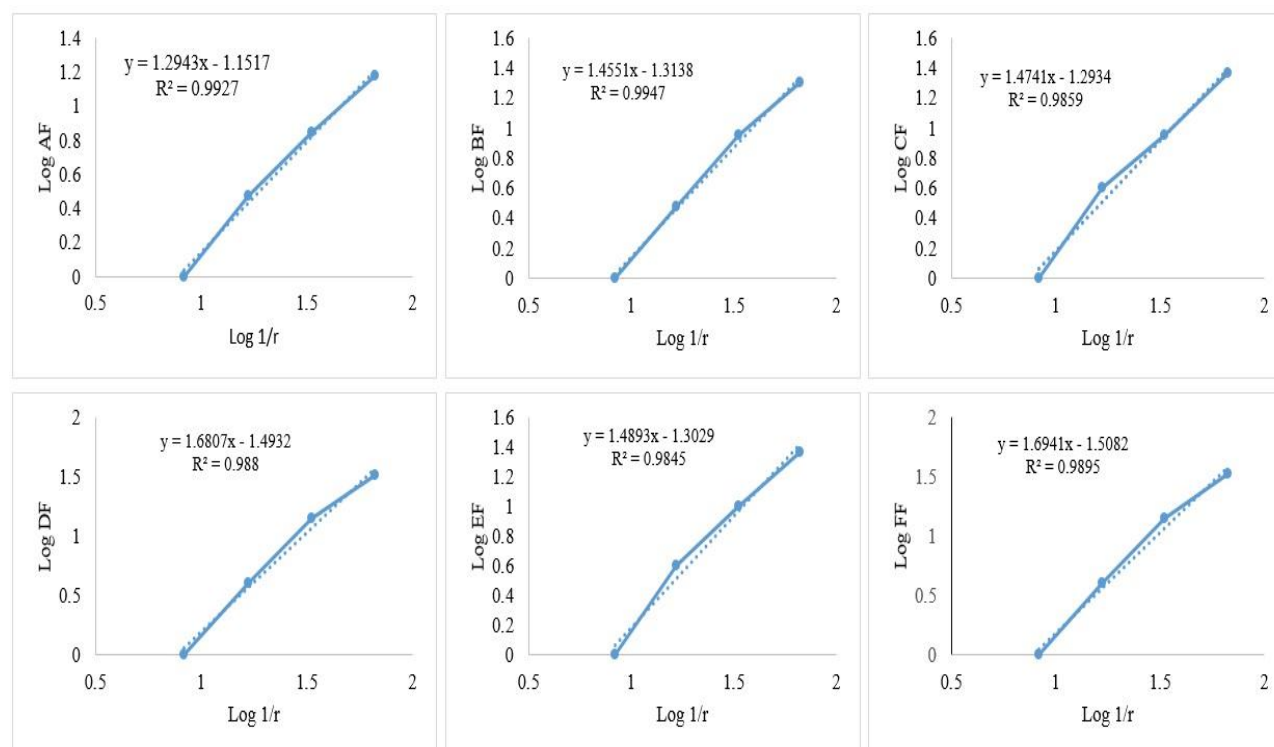
شکل ۲. نقشه شبکه‌بندی گسل‌های کانسار چنگرزه به شش مربع به همراه نمودار گل سرخی گسل‌ها

Fig. 2. The fault network map of Changarzeh deposit divided into six boxes, with the fault rose diagram

روش درونیابی ترسیم‌شده است که پراکندگی این عنصر را در قسمت‌های مختلف منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد. به منظور بررسی ارتباط بین ابعاد فرکتالی گسل‌ها با توزیع پراکندگی عنصر سرب در منطقه مورد بررسی، نقشه گسل‌ها با نقشه توزیع پراکندگی عنصر سرب هم‌پوشانی شده است (شکل ۴).

ارتباط بین فراوانی عنصر سرب و بعد فرکتالی گسل‌ها

برای بررسی فراوانی عنصر سرب در منطقه مورد بررسی، تعداد ۴۳ نمونه سنگی از ترائشه‌ها و رخنمون‌های سطحی برداشت شده است (جدول ۱). سپس مقدار درصد وزنی عنصر سرب با تجزیه‌های دستگاهی شیمیایی محاسبه و نقشه کلی عیار سرب با استفاده از



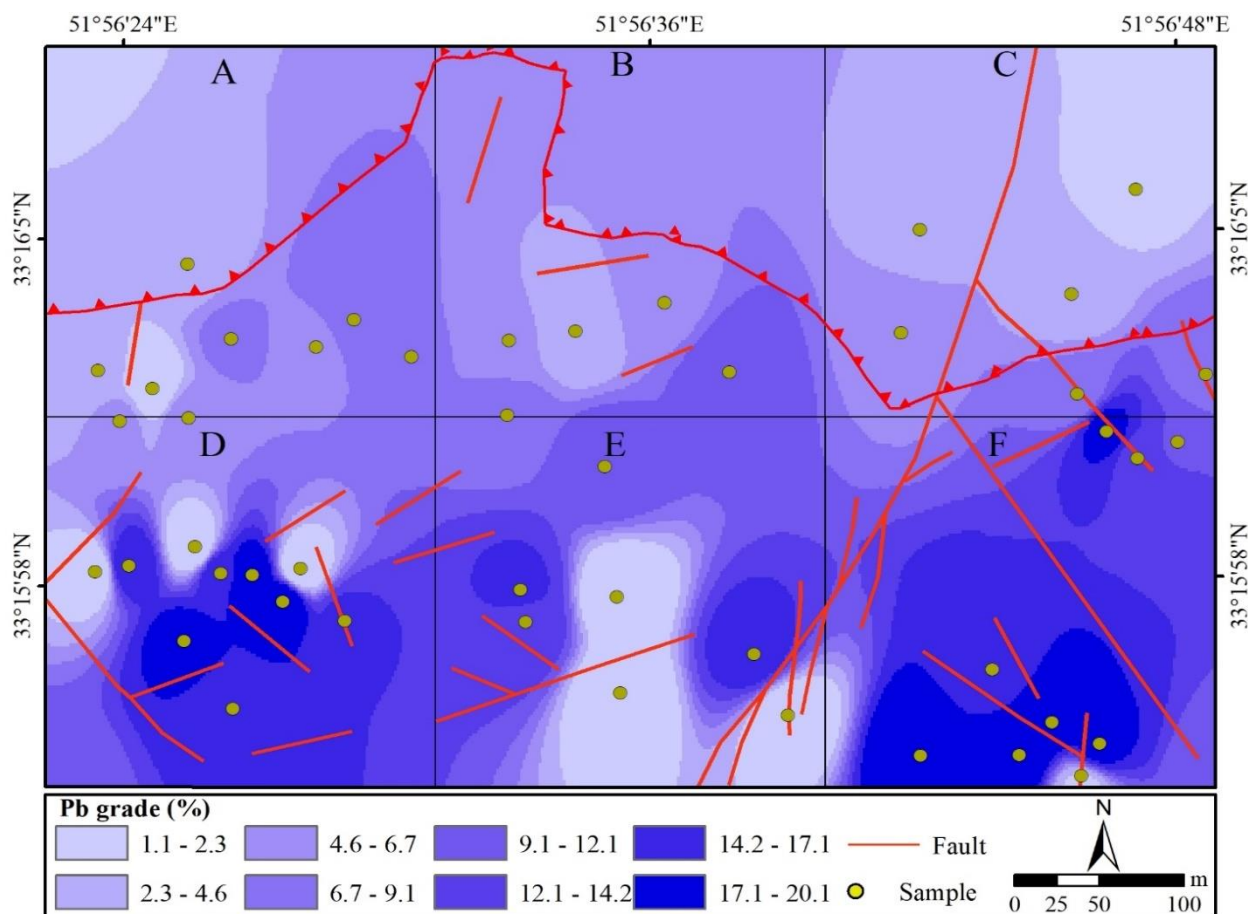
شکل ۳. نمودار لگاریتمی گسل‌های شش مربع A تا F در کانسار چنگرزه

Fig. 3. Logarithmic chart of faults in the six boxes (A to F) within the Changarzeh deposit

جدول ۱. مقادیر غلظت سرب در ۴۳ نمونه از ترانشه‌های کانسار چنگرزه

Table 1. Pb Concentration in 43 samples from trenches in Changarzeh deposit

Sample No.	Pb (%)	Sample No.	Pb (%)	Sample No.	Pb (%)	Sample No.	Pb (%)
Ch-Ab-21	20.12	Ch-Ab-34	3.85	Ch-Tkh-9	1.10	Ch-Tkh-20	3.21
Ch-Ab-22	20.41	Ch-Ab-35	2.46	Ch-Tkh-10	17.02	Ch-Tkh-32	6.45
Ch-Ab-23	2.84	Ch-Ab-45	1.10	Ch-Tkh-11	16.41	Ch-Tkh-33	4.25
Ch-Ab-24	18.02	Ch-Tkh-1	8.25	Ch-Tkh-12	1.16	Ch-Tkh-36	6.82
Ch-Ab-25	19.68	Ch-Tkh-2	7.08	Ch-Tkh-13	1.45	Ch-Tkh-37	11.19
Ch-Ab-26	16.37	Ch-Tkh-3	9.45	Ch-Tkh-14	20.03	Ch-Tkh-38	5.39
Ch-Ab-27	7.65	Ch-Tkh-4	6.74	Ch-Tkh-15	19.32	Ch-Tkh-39	7.45
Ch-Ab-28	18.21	Ch-Tkh-5	15.32	Ch-Tkh-16	18.62	Ch-Tkh-40	3.35
Ch-Ab-29	14.51	Ch-Tkh-6	14.62	Ch-Tkh-17	6.74	Ch-Tkh-41	11.12
Ch-Ab-30	12.32	Ch-Tkh-7	15.52	Ch-Tkh-18	5.12	Ch-Tkh-42	1.17
Ch-Ab-31	8.06	Ch-Tkh-8	17.15	Ch-Tkh-19	1.18	Ch-Tkh-43	1.87



شکل ۴. نقشه پراکندگی عیار عنصر سرب و گسل‌ها در شش مربع کانسار چنگرزه

Fig. 4. Pb Distribution map with faults in the six boxes of the Changarzeh deposit

پراکندگی سطحی عنصر سرب است. در واقع سامانه گسل‌های قدیمی که به علت فازهای زمین‌ساختی بعدی دچار فعالیت دوباره شده، کنترل‌کننده کانی‌سازی بوده و هم‌اکنون نزدیک به سطح زمین قرار گرفته‌اند. این موضوع باعث شده است که بین فراوانی سطحی گسل‌ها و پراکندگی سطحی عنصر سرب تطابق خوبی برقرار باشد. نکته مهم در مورد ارتباط مستقیم بین فراوانی گسل‌ها در مربع‌های جنوبی و توزیع پراکندگی سطحی عنصر سرب این است که طبق نقشه درون‌یابی درصد عنصر سرب، در بخش‌هایی از منطقه مورد بررسی با درصد سرب بالا منطبق بر گسل‌ها و در بخش‌هایی نیز منطبق نیستند. این موضوع به این دلیل است که

با مقایسه ابعاد فرکتالی و توزیع پراکندگی عنصر سرب در بخش‌های مختلف منطقه مورد بررسی مشاهده می‌شود که در پهنه‌های D و E، F که دارای بیشترین ابعاد فرکتالی مربوط به گسل‌هاست، میزان عیار سرب نیز مقادیر بالایی را نشان می‌دهد. در واقع نیمه جنوبی منطقه مورد بررسی بیشترین فراوانی درصد عنصر سرب را دارد و در پهنه‌های نیمه شمالی که دارای کمترین مقادیر ابعاد فرکتالی گسل است، عیار سرب مقادیر پایینی را نشان می‌دهند. در واقع در بخش‌هایی از منطقه که ابعاد فرکتالی گسل‌ها بالاست، مقادیر عیار عنصر سرب نیز بالاست و این موضوع نشان‌دهنده ارتباطی مستقیم بین تراکم گسل‌های منطقه با توزیع

سیمای سطحی منطقه مورد بررسی در گذر زمان و به علت عملیات‌های معدن‌کاری از جمله دیوهای باطله، راه‌سازی و ... دچار تغییر شده و شناسایی رخنمون سطحی گسل‌ها میسر نباشد. بنابراین ممکن است برخی گسل‌های کوچک یا ادامه گسل‌های ترسیم‌شده کنونی، در منطقه مورد بررسی وجود داشته باشند.

بررسی‌های صحرایی

برای بررسی ویژگی‌های هندسی و کینماتیک گسل‌ها در بررسی‌های صحرایی به صورت برداشت سطحی و زیرسطحی (برداشت صفحه‌های گسلی در تونل‌های اکتشافی و استخراجی معدن) استفاده شده است. ساختار گسلی اصلی تأثیرگذار در معدن چنگرزه، گسل چنگرزه با راستای شمال‌شرقی - جنوب‌غربی است (شکل ۱). در این پهنه گسلی، گسل‌های معکوس به صورت ساختارهای دوپلکس تشکیل شده‌اند و اغلب به سمت جنوب‌غربی شیب دارند (شکل ۵-۵A). این گسل در بخش شرقی منطقه مورد بررسی رخنمون داشته و باعث دگرریختی واحدهای تریاس شده است (شکل ۵-۵B). با توجه به پوشیده‌بودن بیشتر بخش‌های منطقه و همچنین نبود تونل بر روی پهنه گسلی چنگرزه، شناسایی سازوکار این گسل اصلی به سختی قابل تشخیص است. با این حال، در دو محل رخنمونی از صفحه گسلی قابل تشخیص است که این گسل با مشخصات N30E/75SE و زاویه ریک ۳۵ درجه شمالی دارد. ویژگی‌های صفحه گسلی از جمله ریک بردار لغزش و همچنین زبری و نرمی سطح گسلش نشان‌دهنده عملکرد راستالغز چپ‌گرد گسل است (شکل ۵-۵C). همچنین صفحه گسلی دیگری از گسل اصلی چنگرزه با مشخصات N34E/80SE قابل تشخیص است که به علت فرسایش، نشانه‌های صفحه گسلی از بین رفته است؛ اما در هر دو صفحه گسلی شاخصه زبری و نرمی صفحه گسلی نشان‌دهنده حرکت چپ‌گرد گسل است (شکل ۵-۵D). گسل چنگرزه با راستای شمال‌شرقی - جنوب‌غربی منطقه مورد بررسی را به دو پهنه شرقی و غربی با نام‌های آب‌انبار و تخت‌چال تقسیم کرده است (شکل ۱).

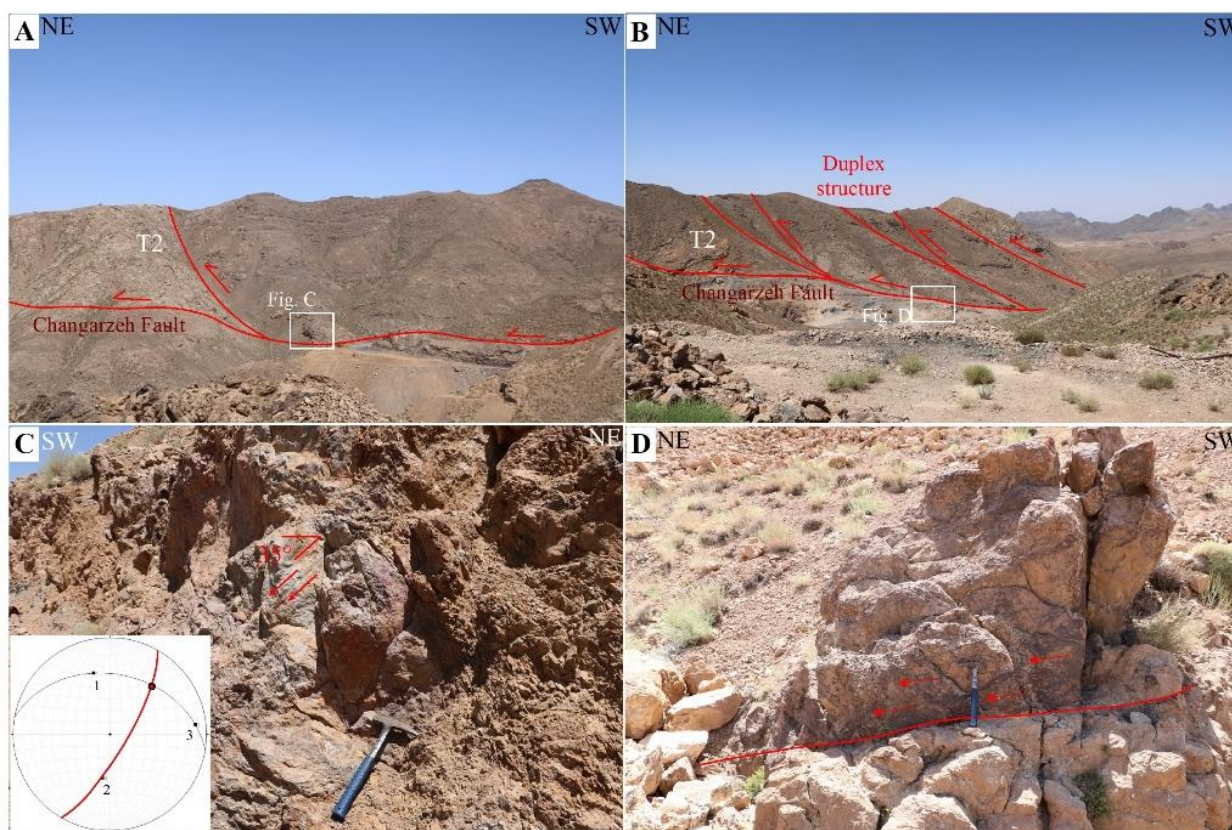
پهنه آب‌انبار در بخش شرقی منطقه مورد بررسی قرار دارد و عمده تونل‌های حفرشده در این پهنه در واحد دولستون T2 حفرشده است. در بخش‌هایی از این پهنه کانی‌سازی سولفیدی سرب و نقره قابل مشاهده است که گسل‌ها نقش مهمی در کنترل کانی‌سازی و تأثیرهای بعدی داشته‌اند. با توجه به پوشیده‌بودن بیشتر بخش‌های پهنه آب‌انبار و مشخص نبودن اثرات سطحی گسل‌ها، تونل‌های اکتشافی و استخراجی کمک زیادی به شناسایی گسل‌ها کرده است. در واحد دولستون T2 یک پهنه گسلی با مشخصات N30W/70NE و در راستای تونل باعث دگرریختی شده و کانی‌سازی باریت و گالن در راستای آن تشکیل شده است (شکل ۶-۵A). همچنین پهنه گسلی دیگری با مشخصات N15W/80NE در این پهنه قابل مشاهده است که در راستای این گسل نیز کانی‌سازی باریت و گالن در شکستگی تشکیل شده است (شکل ۶-۵B). این دسته از گسل‌ها با راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شیب به سمت شمال‌شرقی در پهنه آب‌انبار اغلب باعث کانی‌سازی شده‌اند. البته در این پهنه سامانه گسلی دیگری با راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شیب به سمت جنوب‌غربی قابل مشاهده است که با کانی‌سازی همراه نیستند. با توجه به این که سطح این گسل‌ها با کانی‌سازی آغشته نشده است، اغلب نشانه‌های صفحه گسلی قابل مشاهده و سازوکار آنها قابل تشخیص است. در واحد دولستون T2 یک صفحه گسلی با مشخصات N40W/65SW و زاویه ریک ۷۰ درجه شمالی مشاهده می‌شود که شواهد زبری و نرمی صفحه گسلش و مقدار ریک بردار لغزش نشان‌دهنده سازوکار معکوس با مؤلفه راستالغز چپ‌گرد است (شکل ۶-۵C). در بخش‌های دیگر پهنه آب‌انبار نیز گسل‌های با راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و بدون کانی‌سازی باعث راندگی واحد شیلی J1 بر روی واحد آهکی T3 شده است (شکل ۶-۵D).

علاوه بر شواهد گسلش در پهنه آب‌انبار که در بالا اشاره شد، صفحه‌های گسلی دیگری با راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی در تونل‌ها و رخنمون‌های سطحی باعث دگرریختی شده‌اند. در واحد

ریک ۶۰ درجه جنوبی و عملکرد معکوس (با توجه به زبری و نرمی صفحه گسل) همراه با کانی‌سازی در صفحه گسل نشان‌دهنده اهمیت این نوع گسلهاست (شکل ۷-۷C). در رخنمون‌های سطحی پهنه آب‌انبار نیز این نوع گسل‌ها در بخش‌هایی محدود از منطقه مورد بررسی قابل مشاهده است. رخنمون‌های سطحی یک پهنه گسلی به مشخصات N30W/70NE و زاویه ریک ۸۰ درجه جنوبی مشاهده می‌شود که شواهد کینماتیکی صفحه گسل از جمله مقدار زاویه ریک بردار لغزش و جهت زبری و نرمی صفحه گسل نشان‌دهنده سازوکار معکوس گسل است (شکل ۷-۷D).

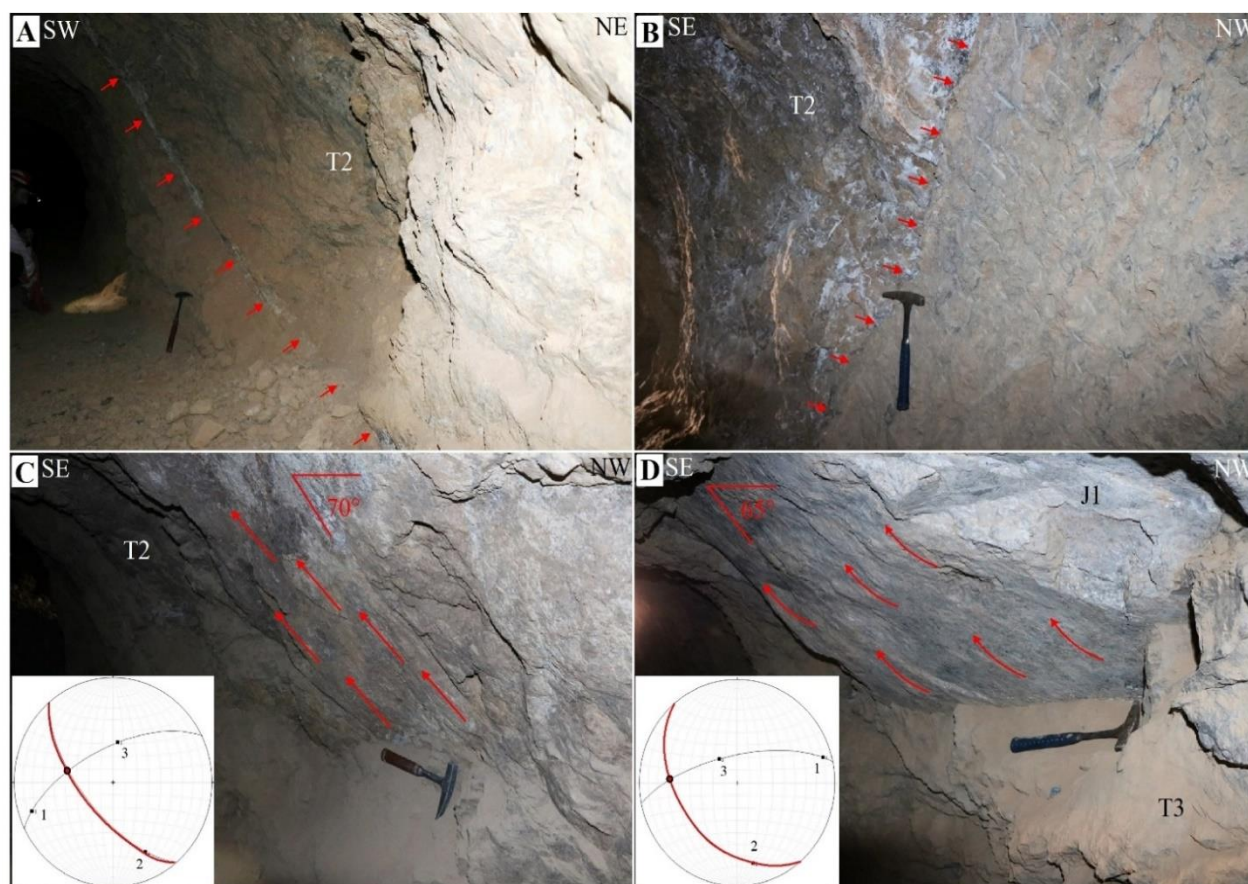
دولستون T2 یک پهنه گسلی با فابریک SC نشان‌دهنده عملکرد معکوس گسل است که بدون کانی‌سازی و دارای مشخصات N10W/75NE است (شکل ۷-۷A). گسل‌های معکوس در بخش‌هایی از معدن باعث راندگی واحد دولستون T2 بر روی واحد شیلی J1 شده است. رخنمون‌هایی از این راندگی با مشخصات N20W/60SW در تونل‌های اکتشافی معدن قابل مشاهده است (شکل ۷-۷B).

چنان‌که بیان شد، در پهنه آب‌انبار بیشتر گسل‌های با راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شیب شمال‌شرقی همراه با کانی‌سازی هستند. یک پهنه گسلی با مشخصات N50W/80NE و زاویه



شکل ۵. A: رخنمون گسل چپ‌گرد چنگرزه به همراه ساختارهای دوپلکس، B: رخنمون پهنه گسلی چنگرزه، C: صفحه گسل چنگرزه با زاویه ریک ۳۵ درجه و استریونت صفحه گسل و D: رخنمون صفحه گسلی چنگرزه در واحد دولستون T2

Fig. 5. A: Outcrop of the left-lateral Changarzeh fault with duplex structures, B: The outcrop of the Changarzeh fault zone, C: The Changarzeh fault plane with a 35° rake angle and fault plane stereonet, and D: Outcrop of the Changarzeh fault plane in the T2 dolostone unit



شکل ۶. A: پهنه گسلی با مشخصات N30W/70NE و تشکیل کانی‌سازی در راستای گسل در کانسار چنگرزه، B: پهنه گسلی با مشخصات N15W/80NE و همراه با کانی‌سازی در پهنه آب‌انبار، C: صفحه گسلی با مشخصات N40W/65SW و زاویه ریک ۷۰ درجه با سازوکار معکوس و استریونت صفحه گسل و D: صفحه گسلی با زاویه ریک ۶۵ درجه و سازوکار معکوس همراه با استریونت صفحه گسلی در پهنه آب‌انبار

Fig. 6. A: Fault zone with N30W/70NE attitude and mineralization along the fault in the Changarzeh deposit, B: Fault zone with N15W/80NE attitude with mineralization in the Abanbar zone, C: Fault plane with N40W/65SW attitude and a 70° rake angle, displaying reverse faulting mechanism and fault plane stereonet, and D: Fault plane with a 65° rake angle and reverse faulting mechanism with fault plane stereonet in the Abanbar zone

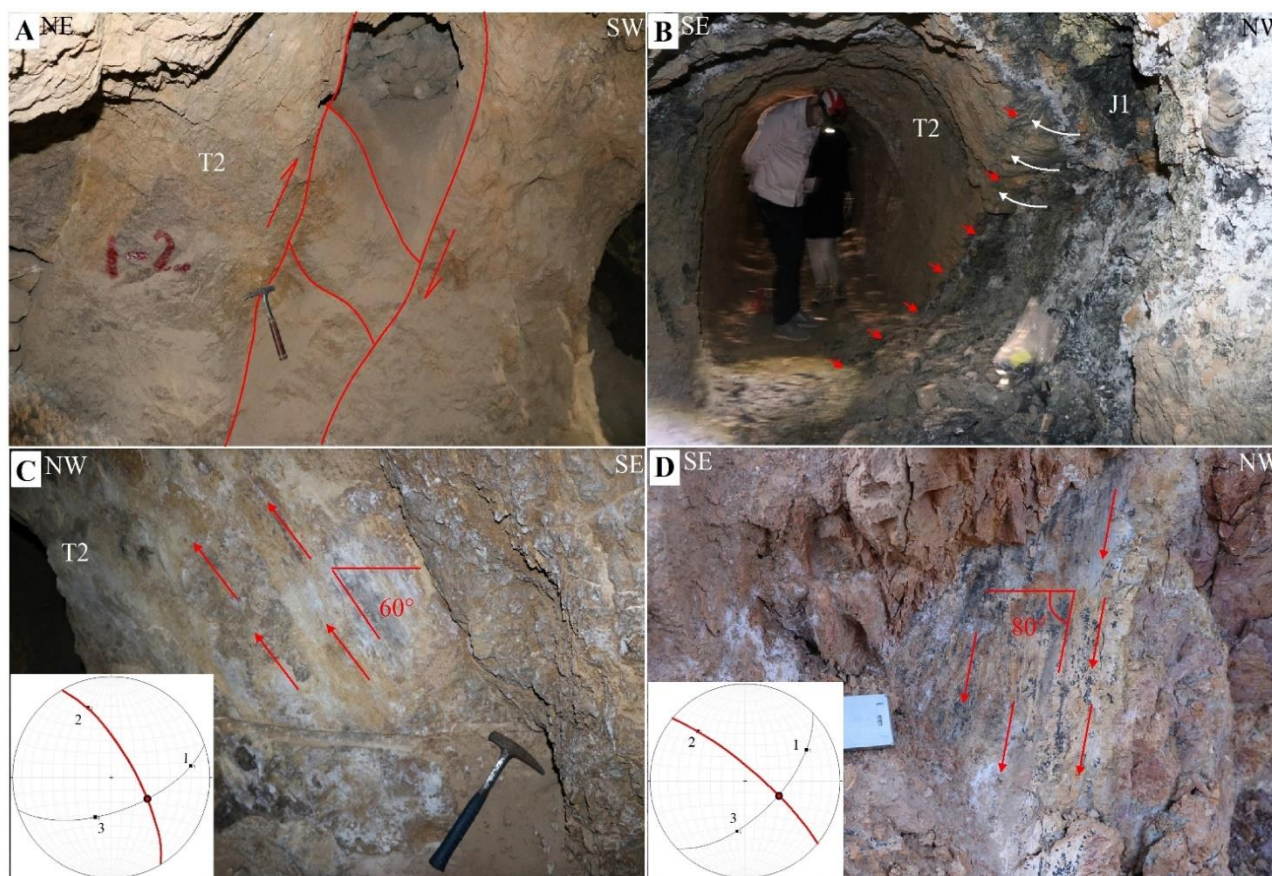
سمت شمال‌شرقی و با توجه به شواهد کینماتیکی صفحه گسلش از جمله مقدار و جهت زاویه ریک بردار لغزش و جهت زبری و نرمی صفحه گسل دارای سازوکار راستالغز چپ‌گرد با مؤلفه معکوس است. همچنین گسل‌های راستالغز دیگری با زاویه ریک کمتر نیز در پهنه تخت‌چال رخمون دارند که در برخی موارد همراه با کانی‌سازی هستند. یک پهنه گسلی با مشخصات N70W/80NE دارای زاویه ریک ۱۰ درجه جنوبی است (شکل

در پهنه تخت‌چال که در شرق منطقه مورد بررسی قرار دارد نیز بیشتر گسل‌ها روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی داشته و شیب آنها نیز به سمت شمال‌شرقی است. رخمون گسل‌ها در این پهنه بیشتر در رخمون‌های سطحی قابل مشاهده است و اغلب دارای سازوکار راستالغز هستند. در مرز بین واحد‌های تریاس T2 و T3 یک صفحه گسلی با مشخصات N65W/85NE و زاویه ریک ۳۵ درجه جنوبی رخمون دارد (شکل ۸-A). این گسل با شیب به

(B-۸)

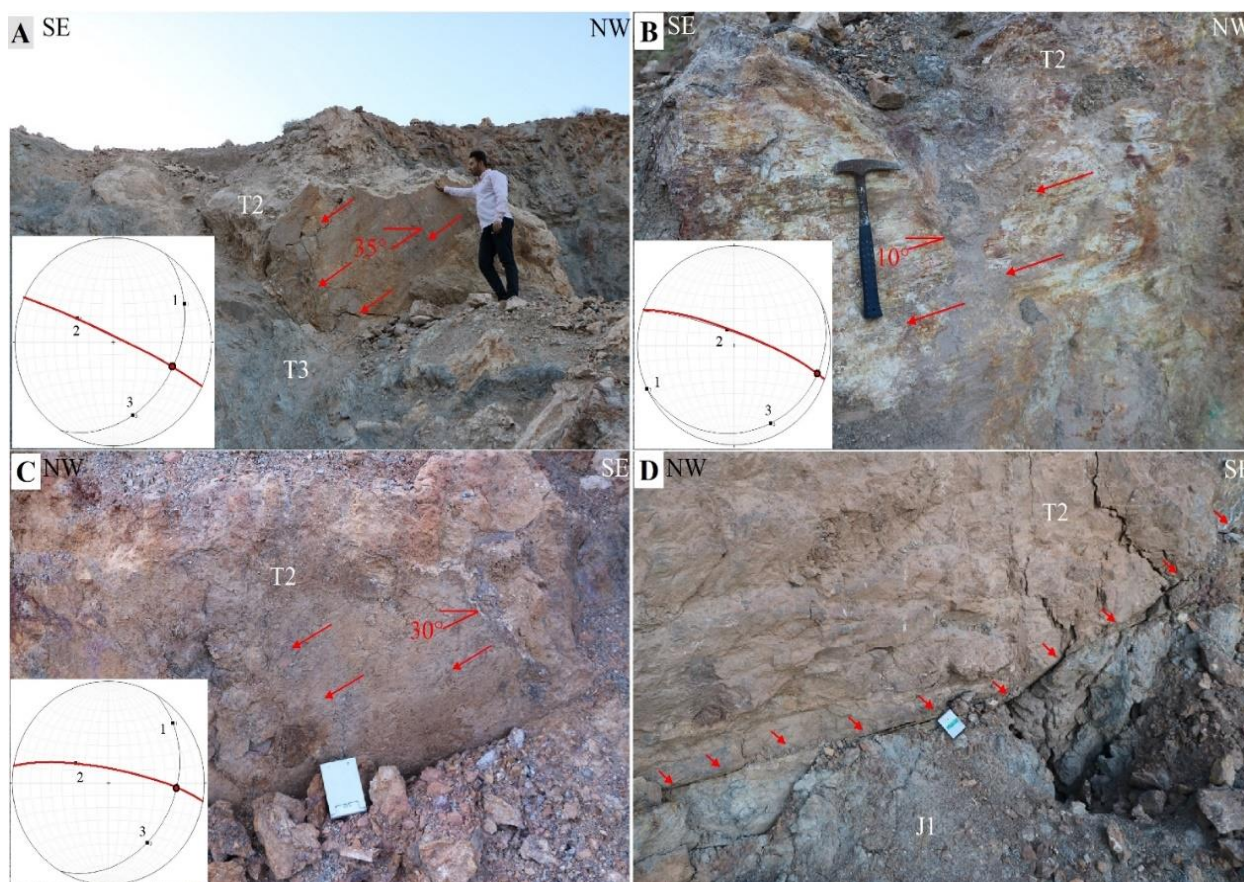
ریک ۳۰ درجه جنوبی و بدون کانی‌سازی باعث دگرریختی در منطقه مورد بررسی شده است (شکل ۸-۸). البته در بخش‌هایی از این پهنه نیز مشخصات صفحه گسلی قابل برداشت نیست و فقط اثر گسل در رخنمون‌های سطحی قابل مشاهده است. یک پهنه گسلی با مشخصات N74W/50NE باعث راندگی واحد دولستون T2 بر روی شیل‌های واحد J1 شده است (شکل ۸-۸-۸).

مشابه شواهد کینماتیکی گسل قبلی، سازوکار این گسل نیز راستالغز چپ‌گرد با مؤلفه معکوس است و در سطح گسل سیلیکات‌های کربنات مس تشکیل شده است. به طور کلی، بیشتر صفحه‌های گسلی مشاهده شده در پهنه تخت‌چال در واحد دولستون T2 رخنمون داشته و دارای سازوکار راستالغز چپ‌گرد هستند. یک گسل دیگر با مشخصات N80W/78NE و با زاویه



شکل ۷. A: فابریک SC نشان‌دهنده پهنه گسلی با سازوکار معکوس و بدون کانی‌سازی در کانسار چنگرزه، B: رانده شدن واحد دولستون T2 بر روی شیل‌های ژوراسیک به علت عملکرد گسل راندگی با مشخصات N20W/60SW، C: پهنه گسلی با مشخصات N50W/80NE و زاویه ریک ۶۰ درجه همراه با کانی‌سازی در صفحه گسل و D: گسل با مشخصات N30W/70NE و زاویه ریک ۸۰ درجه و سازوکار معکوس

Fig. 7. A: SC fabric represents a fault zone with a reverse mechanism and no mineralization in the Changarzeh deposit, B: The thrusting of the T2 dolostone unit over Jurassic shales due to the activity of a thrust fault with N20W/60SW attitude, C: A fault zone with N50W/80NE attitude and a 60° rake angle, accompanied by mineralization along the fault plane, and D: A fault with N30W/70NE attitude and 80° rake angle, exhibiting a reverse mechanism



شکل ۸. A: صفحه گسلی با مشخصات N65W/85NE و سازوکار راستالغز چپ گرد در پهنه تخت چال، B: پهنه گسلی با مشخصات N70W/80NE دارای زاویه ریک ۱۰ درجه و سازوکار راستالغز چپ گرد. در سطح گسل سیلیکات‌های کربنات مس تشکیل شده است، C: گسل با مشخصات N80W/78NE و با زاویه ریک ۳۰ درجه و بدون کانی‌سازی در پهنه تخت چال و D: راندگی واحد دولستون T2 بر روی شیل‌های واحد J1 به علت عملکرد پهنه گسلی با مشخصات N74W/50NE

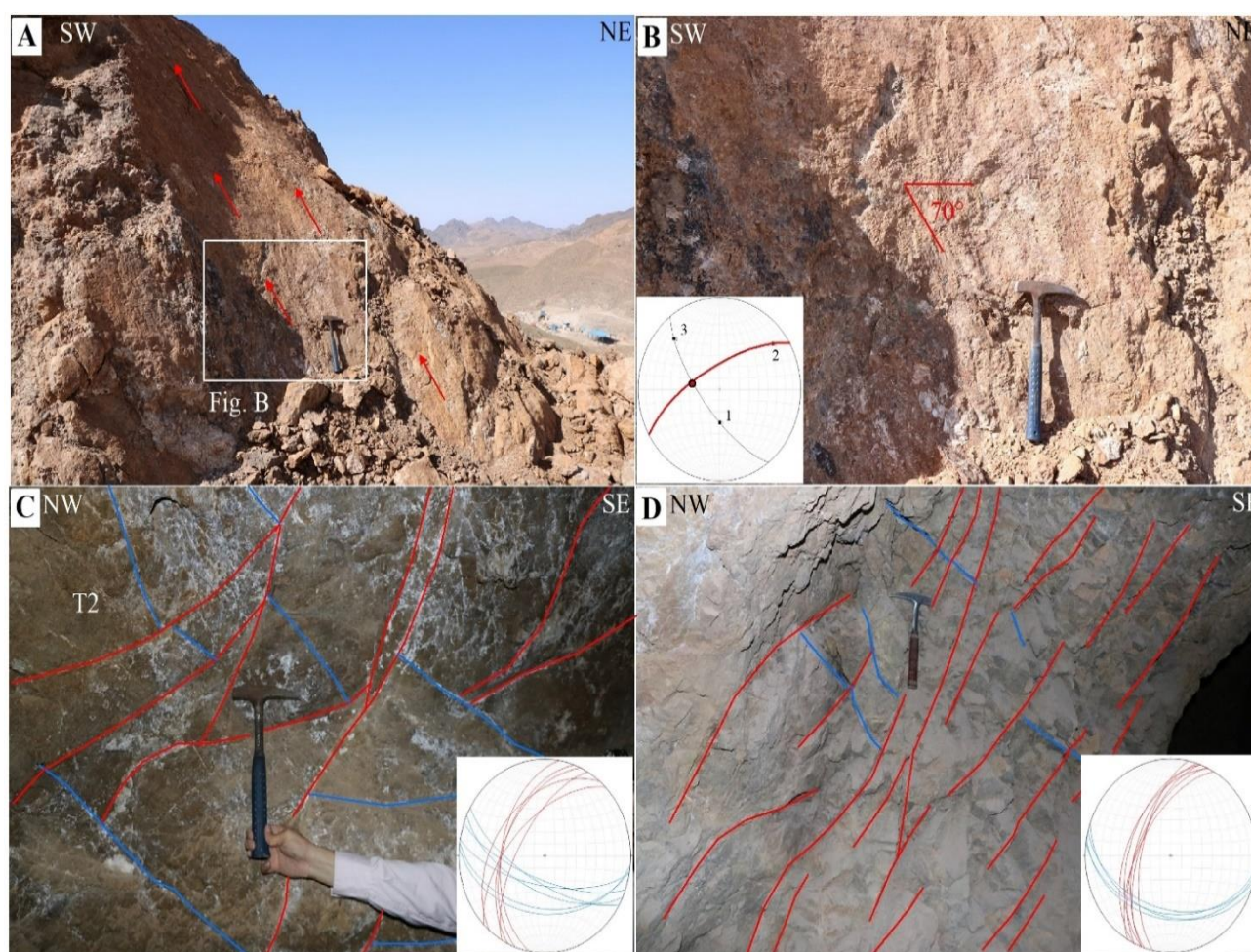
Fig. 8. A: Fault plane with N65W/85NE attitude and a left-lateral strike-slip mechanism in the Takhtchal zone, B: Fault zone with N70W/80NE attitude, with a 10° rake angle and a left-lateral strike-slip mechanism. Cu carbonate silicates have formed on the fault surface, C: Fault with N80W/78NE attitude and a 30° rake angle, with no mineralization in the Takhtchal zone, and D: Thrusting of the T2 dolostone unit over the J1 shale unit due to the activity of a fault zone with N74W/50NE attitude

بررسی شده و از معدود گسل‌های کششی در منطقه مورد بررسی است. علاوه بر گسل‌های با سازوکار مشخص در پهنه تخت چال، سامانه درزه‌های با روندهای متفاوت نیز در این پهنه رخمون دارند. در تونل‌های اکتشافی معدن در این پهنه دو دسته سامانه درزه با روندهای شمال غربی- جنوب شرقی و شمال شرقی- جنوب غربی قابل مشاهده است که درزه‌های دسته اول باعث

علاوه بر گسل‌های با راستای شمال غربی- جنوب شرقی، در پهنه تخت چال برخی گسل‌ها دارای راستای شمال شرقی- جنوب غربی هستند. یک پهنه گسلی با مشخصات N60E/70NW و زاویه ریک ۷۰ درجه در واحد دولستون T2 رخمون دارد (شکل ۹-A و B). جهت حرکت زبری و نرمی صفحه گسلش نشان می‌دهد که این گسل با سازوکار نرمال باعث دگرریختی در منطقه مورد

باریت تشکیل شده است. برای بررسی بیشتر این سامانه درزه‌ها در یک بخش دیگر از پهنه تخت‌چال، سامانه درزه‌های با راستای شمال‌شرقی - جنوب‌غربی اندازه‌گیری شد که اغلب بدون کانی‌سازی هستند. یک دسته درزه با راستای بین $N10E$ تا $N30E$ و شیب بین 48° تا 60° درجه به سمت شمال‌غربی و بدون کانی‌سازی رخنمون دارد (شکل ۹-D). این دسته درزه، باعث جابه‌جایی دیگر درزه‌ها با راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی شده‌اند.

جابه‌جایی درزه‌های دسته دوم شده‌اند (شکل ۹-C). این موضوع به معنی به طور نسبی جوان‌تر بودن دسته گسل‌های شمال‌شرقی است. راستای درزه‌های دسته اول اغلب بین $N10E$ تا $N45E$ و شیب بین 42° تا 65° درجه به سمت شمال‌غربی است. روند درزه‌های دسته دوم نیز $N60W$ تا $N85W$ و شیب بین 40° تا 70° درجه به سمت جنوب‌غربی است. به صورت محدود در راستای برخی از درزه‌های با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی کانی‌سازی گالن و



شکل ۹. A: رخنمون گسل با راستای شمال‌شرقی - جنوب‌غربی در واحد دولستون T2، B: نمای نزدیک گسل با زاویه ریک 70° درجه، C: دو سامانه درزه با روندهای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شمال‌شرقی - جنوب‌غربی در پهنه تخت‌چال و D: دسته درزه با راستای بین $N10E$ تا $N30E$ و شیب بین 48° تا 60° درجه به سمت شمال‌غربی و بدون کانی‌سازی

Fig. 9. A: Fault outcrop with a NE-SW trend in the T2 dolostone unit, B: Close-up view of the fault with a 70° rake angle, C: Two fracture systems with NW-SE and NE-SW trends in the Takhtchal zone, and D: Fracture set oriented between $N10E$ and $N30E$ and dip between 48° and 60° toward the NW, and lacking mineralization

بحث

در یک نگاه کلی سامانه گسل‌های قدیمی و عمیق نقشی مهم در کانی‌سازی سرب و نقره در کانسار چنگرزه به عهده داشته است. عملکرد فازهای زمین‌ساختی فشارشی ناشی از هم‌گرایی صفحه‌های اوراسیا و عربی و بسته‌شده اقیانوس نئوتیس، باعث شده است که کانی‌سازی هم اکنون نزدیک به سطح زمین قرار گیرد. نکته مهم این است که گسل‌های کنترل‌کننده کانی‌سازی در فازهای بعدی زمین‌ساختی دچار فعالیت دوباره شده و با تغییر عملکرد باعث توزیع مجدد کانی‌سازی شده‌اند. بنابراین با توجه به اینکه شکستگی‌های قدیمی دوباره فعال شده و کنترل‌کننده کانی‌سازی بوده و هم اکنون در نزدیک سطح زمین قرار گرفته است، شناسایی روندهای اصلی این سامانه شکستگی‌ها و مناطق با تراکم شکستگی بالا کمک شایانی به اکتشافات آتی معدن چنگرزه می‌کند. بنابراین گسل‌ها نقش بسیار مهمی در کنترل کانه‌زایی سرب و نقره در معدن چنگرزه به عهده داشته است. چنان‌که بیان‌شد، کانسار سرب و نقره چنگرزه با میزبان دولستون تریاس میانی دارای کانه‌زایی سولفیدی و غیرسولفیدی است. گسل اصلی چنگرزه که مهم‌ترین ساختار تأثیرگذار بر دگرریختی کلی در منطقه مورد بررسی است و دو پهنه آب‌انبار در شرق و تخت‌چال در غرب را از یکدیگر تفکیک می‌کند. در پهنه آب‌انبار مهم‌ترین گسل‌ها که کانی‌سازی در راستای آنها تشکیل شده است، روندی بین $N10W$ تا $N65W$ هستند و معمولاً با شیب زیاد و بین 70° تا 80° درجه به سمت شمال‌شرقی رخنمون دارند. در این پهنه برخی گسل‌ها نیز با همان روند قبلی ولی با شیب کمتر و حدود 40° تا 65° درجه به سمت جنوب‌غربی و بدون کانی‌سازی رخنمون دارند. در پهنه تخت‌چال نیز گسل‌های با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی مهم‌ترین ساختارهای کنترل‌کننده کانی‌سازی هستند. راستای این گسل‌ها اغلب بین $N70W$ تا $N80W$ است و مشابه پهنه آب‌انبار به سمت شمال‌شرقی شیب دارند. شیب این گسل‌ها بین 50° تا 85° درجه است و در دسته گسل‌های پرشیب قرار می‌گیرند. علاوه بر این، گسل‌های با روند شمال‌شرقی- جنوب

غربی نیز در پهنه تخت‌چال با شیب به سمت شمال‌شرقی نیز رخنمون دارند. به نظر می‌رسد که در هر دو پهنه گسل‌های با راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی مهم‌ترین گسل‌های کنترل‌کننده کانی‌سازی هستند که به وسیله گسل‌های با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی جابه‌جا شده‌اند. این موضوع را سامانه درزه‌های برداشت شده در تونل‌های اکتشافی معدن تأیید می‌کند؛ به طوری که اغلب درزه‌های با راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی به وسیله درزه‌های با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی جابه‌جا شده‌اند. در واقع سامانه شکستگی‌های با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی جوان‌تر بوده و اغلب جابه‌جا کننده رگه‌های حاوی ماده معدنی هستند. علاوه بر راستا و شیب سامانه شکستگی‌های منطقه مورد بررسی، نتایج تحلیل‌های فرکتالی نیز نشان می‌دهد که بین تراکم و فراوانی گسل‌ها با عیار ماده معدنی سرب ارتباطی مستقیم وجود دارد.

سامانه گسل‌های منطقه مورد بررسی اغلب به شکستگی‌های ثانویه یا جانبی گسل اصلی راستالغز چنگرزه با سازوکار چپ‌گرد مربوط می‌شود که در واکنش به تنش‌های برشی شکل می‌گیرند. این شکستگی‌ها هر کدام زاویه و نوع خاصی از حرکت را نسبت به گسل اصلی دارند. شکستگی‌های نوع R، متداول‌ترین نوع شکستگی‌های فرعی در گسل‌های امتدادلغز هستند و با زاویه‌ای نسبتاً کوچک (10° تا 20° درجه) نسبت به گسل اصلی امتدادلغز شکل می‌گیرند. جهت حرکت این شکستگی‌ها موافق با حرکت گسل اصلی است و به عنوان پیش‌زمینه حرکت گسل اصلی شکل می‌گیرند و می‌توانند نشان‌دهنده توزیع تنش در منطقه گسل باشند (Fossen, 2010).

شکستگی‌های R' یا شکستگی‌های آنتی‌تیک و مخالف با شکستگی‌های R هستند و با زاویه‌ای حدود 60° تا 80° درجه نسبت به گسل اصلی شکل می‌گیرند و جهت حرکت آنها بر خلاف جهت حرکت گسل اصلی است. شکستگی‌های R' به عنوان نتیجه واکنش به تنش‌های متقابل شکل می‌گیرند و اغلب در مناطقی که مقاومت سنگ بیشتر است، دیده می‌شوند (Fossen, 2010).

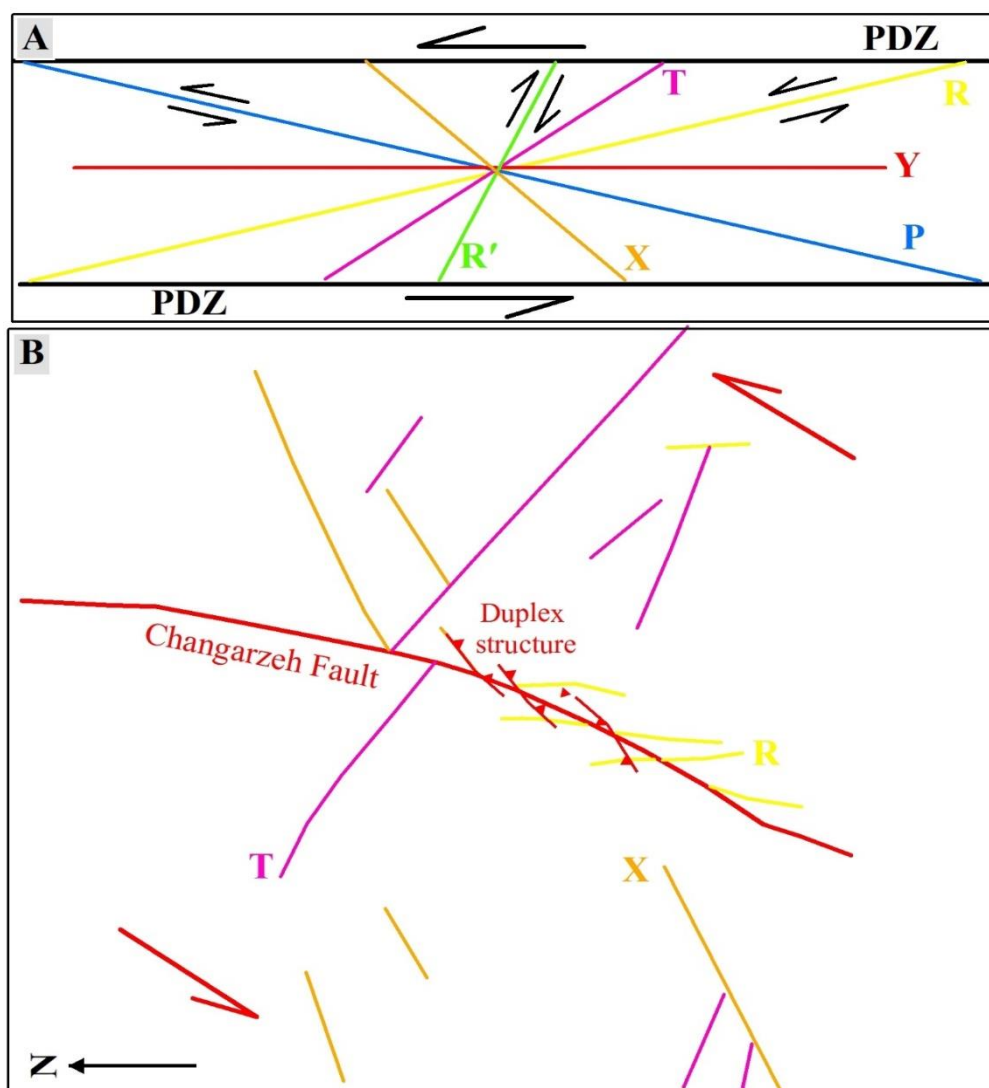
شکستگی‌های P در زاویه‌ای حدود ۲۰ تا ۳۰ درجه نسبت به گسل اصلی؛ اما در جهت مخالف شکستگی‌های R شکل می‌گیرند و به طور کلی شکستگی‌های موازی با گسل اصلی هستند که نقش مهمی در انتقال حرکت و تغییر تنش در طول زمان دارند. شکستگی‌های X به عنوان شکستگی‌های انتقالی عمل می‌کنند و به صورت مورب و با زاویه‌های زیاد نسبت به گسل اصلی ظاهر می‌شوند و معمولاً برای پیوند دادن بخش‌های مختلف گسل‌های دیگر با هم ایجاد می‌شوند. شکستگی‌های X نشان‌دهنده تلاش برای انتقال تنش از یک بخش گسل به بخش‌های دیگر هستند و می‌توانند به تشکیل پیچیدگی‌های ساختاری بیشتر در سامانه‌های امتدادلغز منجر شوند. کستگی‌های T یا شکستگی‌های کششی، تحت تأثیر تنش‌های کششی عمود بر گسل اصلی ایجاد می‌شوند و معمولاً در نواحی که تنش‌های کششی غالب هستند، شکل می‌گیرند (Fossen, 2010).

در منطقه مورد بررسی بیشتر گسل‌های با راستای شمال غربی- جنوب شرقی از نوع شکستگی‌های نوع R مربوط به پهنه گسلی چنگرزه هستند که احتمالاً در فاز نهایی دگرشکلی این گسل تشکیل شده‌اند. شکستگی‌های نوع X مربوط به پهنه گسلی اصلی نیز در منطقه مورد بررسی تشکیل شده که باعث پیچیدگی‌های ساختاری زیادی شده‌اند. همچنین در قسمت‌هایی از پهنه گسلی اصلی شکستگی‌های نوع T تشکیل شده است (شکل ۱۰- A). همچنین همان‌طور که در شکل ۶ نشان داده شده است، در برخی قسمت‌ها و در راستای پهنه گسلی اصلی چنگرزه، گسل‌های معکوس و همچنین ساختارهای دوپلکس تشکیل شده‌اند. دوپلکس‌ها به عنوان یکی از مهم‌ترین و پیچیده‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی شناخته می‌شوند و اغلب زمانی شکل می‌گیرند که مجموعه‌ای از گسل‌های معکوس ثانویه در یک محیط فشاری ایجاد شوند و به صورت مجموعه‌ای از بلوک‌های محدود بین گسل‌های بالا و پایین حرکت کنند (Twiss and Moores, 2007). با گذشت زمان و افزایش تنش، ممکن است تعداد

گسل‌های داخلی در یک دوپلکس افزایش یابد و باعث تشکیل ساختارهای چندلایه‌ای و پیچیده‌تر شود. این ساختارها معمولاً در حاشیه‌های هم‌گرای صفحه‌های زمین‌ساختی یا در سامانه‌های کوه‌زایی یافت می‌شوند. در گسل‌های امتدادلغز، ساختارهای دوپلکس به عنوان یکی از ویژگی‌های مهم در مکانیک گسل‌ها در نواحی خمیدگی یا کمانش شناخته می‌شوند (Twiss and Moores, 2007). با توجه به نوع خمش گسل راستالغز ممکن است ساختارهای فشارشی یا کششی در منطقه خمش تشکیل شود که دوپلکس‌ها در خم‌های فشارشی گسل‌های امتدادلغز تشکیل می‌شوند. این ساختارها شامل مجموعه‌ای از صفحه‌های گسلی فشاری هستند که به صورت موازی یا نیمه موازی با یکدیگر قرار گرفته و بلوک‌های سنگی بین آنها فشرده می‌شوند (Twiss and Moores, 2007).

به طور کلی، گسل‌های راندگی کنترل‌کننده منشأ و توزیع مجدد بخش عمده‌ای از ذخایر سرب و روی در این بخش از ایران مرکزی بوده و سامانه گسل‌های راستالغز بعدی و جوان در پهنه گسلی زفره، کانی‌سازی و گسل‌های راندگی را تحت تأثیر قرار داده و در توزیع مجدد آنها نقش داشته‌اند (Shavvakhi et al., 2023). با توجه به اینکه ساختارهای کنونی منطقه مورد بررسی در رابطه با عملکرد گسل‌های راستالغز است و شکستگی‌های مرتبط با این پهنه‌های گسلی در توزیع مجدد کانی‌سازی و همچنین جابه‌جایی رگه‌های حاوی ماده معدنی نقش دارند، مدل ساختاری منطقه مورد بررسی ترسیم شده است (شکل ۱۰- B).

همان‌طور که در نقشه زمین‌شناسی شکل ۱ و همچنین شواهد صحرائی شکل ۶ نشان داده شده است، در راستای گسل اصلی چنگرزه، ساختارهای دوپلکسی در واحد دولستون T2 تشکیل شده است. در واقع این ساختارهای فشارشی در محل خمش گسل اصلی و با توجه به حرکت چپ‌گرد تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰- B).



شکل ۱۰. A: شکستگی‌های مرتبط با پهنه گسلی راستالغز چپ گرد (Fossen, 2010). علائم اختصاری شکستگی‌ها در متن اشاره شده است. PDZ (Principal Displacement Zone) پهنه جابه‌جایی اصلی را نشان می‌دهد و B: تشکیل شکستگی‌های ثانویه مرتبط با پهنه گسلی چنگرزه در کانسار چنگرزه. رنگ‌ها شکستگی‌های مختلف را نشان می‌دهند.

Fig. 10. A: Fractures related to the left-lateral strike-slip fault zone (Fossen, 2010). Abbreviations for fractures are mentioned in the text. PDZ (Principal Displacement Zone) indicates the main displacement zone, and B: Formation of secondary fractures related to the Changarzeh fault zone in the Changarzeh deposit. Colors represent different types of fractures.

نتیجه‌گیری

میانی دارای کانه‌زایی سولفیدی و غیرسولفیدی بوده که مهم‌ترین ساختار مؤثر بر دگرشکلی کلی منطقه یک گسل راستالغز چپ گرد به نام گسل چنگرزه است. این گسل منطقه مورد بررسی

شکستگی‌ها نقش مهمی در تشکیل و تکوین کانسار سرب و نقره چنگرزه داشته‌اند. این کانسار با سنگ میزبان دولستون تریاس

جنوب شرقی در هر دو پهنه کنترل کننده کانی سازی هستند که به وسیله گسل های با روند شمال شرقی- جنوب غربی جابه جا شده اند.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

از حمایت های شرکت معادن سرمک برای همکاری در بازدیدهای صحرایی و انجام برخی تجزیه های دستگاہی قدردانی می شود. نویسندگان همچنین از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین شناسی اقتصادی کمال تشکر و قدردانی را دارند.

را به دو پهنه آب انبار در شرق و تخت چال در غرب تقسیم می کند. گسل چنگرزه در راستای خود دچار خمش شده و با توجه به حرکت چپ گرد آن در بخش میانی گسل ساختارهای فشارشی از جمله دوپلکس ها تشکیل شده است. در پهنه آب انبار راستای عمومی گسل ها بین N10W تا N65W و شیب بین ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال شرقی است. در پهنه تخت چال راستای گسل ها اغلب بین N70W تا N80W است و شیب بین ۵۰ تا ۸۵ به سمت شمال شرقی شیب است. در این پهنه گسل های با روند شمال شرقی- جنوب غربی نیز رخنمون دارند. تحلیل های فرکتالی گسل ها نشان دهنده ارتباط مستقیم بین تراکم و فراوانی گسل ها با عیار ماده معدنی سرب است. گسل های با راستای شمال غربی-

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros, Iran: Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401–419.
<https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Alaminia, Z., Tadayan, M., Griffith, E.M., Solé, J. and Corfu, F., 2021. Tectonic-controlled sediment-hosted fluorite-barite deposits of the central Alpine-Himalayan segment, Komsheche, NE Isfahan, Central Iran. *Chemical Geology*, 566: 120084.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120084>
- Alipoor, R., Tale Fazel, E. and Farhani Moghadam, M., 2020. The role of right-lateral shear zone and folding-related fractures in development of Zarshuran gold deposit, Takht-e-Soleyman complex, northern Takab. *Journal of Economic Geology*, 12(2): 131–155. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v12i2.75702>
- Amiri, B. and Shahrokhi, S.V., 2023. Ore control factors of zinc and lead mineralization in the Tangedozdan area (NE Fereydounshahr-Isfahan Province). *Journal of Economic Geology*, 15(1): 27–51. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.2023.79745.1058>
- Beygi, S., Nadimi, A. and Safaei, H., 2016. Tectonic history of seismogenic fault structures in Central Iran. *Journal of Geosciences*, 61(2): 127–144.
<https://doi.org/10.3190/jgeosci.212>
- Ehya, F., Lotfi, M. and Rasa, I., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn–Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2): 186–194.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.08.007>
- Fossen, H., 2010. *Structural geology*. Cambridge University Press, 463 pp.
- Ghazban, F., McNutt, R.H. and Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn–Pb–Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran. *Economic Geology*, 89(6): 1262–1278.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1262>
- Karimpour, M.H. and Sadeghi, M., 2018. Dehydration of hot oceanic slab at depth 30–50 km: Key to formation of Irankuh-Emarat PbZn MVT belt, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 194: 88–103.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.106455>
- Maanijou, M., Tale Fazel, E., Hayati, S., Mohseni, H. and Vafaei, M., 2020. Geology, fluid inclusions, C–O–S–Pb isotopes and genesis of the Ahangara Pb–Ag (Zn) deposit, Malayer-Esfahan Metallogenic Province, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 195: 104339.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104339>
- Mandelbrot, B.B., 1983. *The fractal geometry of nature* (Updated and Augmented Edition). Freeman, New York, 468 pp.
- Meshkani, S.A., Mehrabi, B., Yaghubpur, A. and Alghalandis, Y.F., 2011. The application of geochemical pattern recognition to regional prospecting: A case study of the Sanandaj-Sirjan metallogenic zone, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 108(3): 183–195.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.01.006>
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3): 263–287.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>
- Momenzadeh, M., Shafghi, S., Rastad, E. and Amstutz, G.S., 1979. The Ahangaran lead-silver deposit, SE-Malayer, west Central Iran. *Mineralium Deposita*, 14: 323–341.
<https://doi.org/10.1007/BF00206363>
- Niroomand, S., Haghi, A., Rajabi, A., Tabbakh Shabani, A.A. and Song, U.C., 2019. Geology, isotope geochemistry, and fluid inclusion investigation of the Robat Zn–Pb–Ba deposit, Malayer-Esfahan metallogenic belt, southwestern Iran. *Ore Geology Reviews*, 112: 103040.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103040>
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: Geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*, 54(14): 1649–1672.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2012.659110>
- Safaei, H., Taheri, A. and Vaziri-Moghaddam, H., 2008. Structural analysis and evolution of the Kashan (Qom-Zefreh) fault, Central Iran. *Journal of Applied Sciences*, 8(8): 1426–1434.
<https://doi.org/10.3923/jas.2008.1426.1434>

- Shahriari, S. and Kharib., 1998. Fractal Analysis of the Nehbandan Fault System. *Quarterly Journal of Earth Sciences*, 6(23–24): 22–39. (in Persian with English abstract) Retrieved from <https://sid.ir/paper/433996/fa>
- Shavvakhi, F., Madanipour, S., Tadayin, M., Rastad, E. and Kupaei, M.J., 2023. Structural evolution of the southern Natanz region and its role in the distribution and concentration of Pb-Zn mineralization. *Iranian Journal of Geology*, 16(64): 103–118. (in Persian with English abstract) Retrieved from <http://geology.saminattech.ir/fa/Article/41438>
- Tadayon, M., Rashid, H., Salehi, M.A. and Aslani, A., 2022. Post-Cretaceous structural reconstruction of the west Central Iranian micro-plate: Insights from structural and magnetic fabrics (AMS) constraints. *Journal of Structural Geology*, 160: 104601. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104601>
- Tale Fazel, E., 2023. Geochemistry, mineralogy, and development constraints of the Changarzeh non-sulfide ore, southern Natanz: Implications on tracing of carbonate rock-hosted supergene Pb-Zn deposits. *Iranian Journal of Chemistry and Chemical Engineering*, 31(4): 709–720. (in Persian with English abstract) Retrieved from <http://ijcm.ir/article-1-1839-fa.html>
- Tale Fazel, E., Mokhtari Nezhad, E. and Hossein Khani, A., 2020. Genesis of the Changarzeh deposit (southern Natanz) in middle Triassic sedimentary sequence: A typical example of Pb±Ag Mississippi valley type deposit at Malayer-Esfahan metallogenic belt. *Applied Sedimentology*, 8(16): 139–159. <https://doi.org/10.22084/psj.2020.22711.1256>
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 2007. *Structural geology*. W.H. Freeman and Company, New York, 736 pp.
- Zahedi, M. and Rahmati, M., 2003. Geological map of Tarq, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.

- 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** مراجعه شود).
- 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 انتهایی مقاله با نیم سانتی‌متر فروروفتگی (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)

برگزارکننده (برگزارکنندگان)، 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

Constraining Ore-Forming Processes Using Magnetite-Titanomagnetite Chemistry: A Case Study of the Mamuniyeh Cu Mineralization System, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc	1
Mohammad Goudarzi, Hassan Zamanian, Urs Klötzli, David Lentz, Matee Ullah	
Mineralogy, micromorphology and distribution pattern of major and trace elements in the Mn-nodules of Nasirabad manganese occurrence, Neyriz, Fars Province	33
Mohsen Rezaei, Inana Sadrinejad, Alireza Zarasvandi	
Metallogeny of Manto-type copper deposits in the northwest and west of Bardaskan, Razavi Khorasan with a special view in Nasim, Mes-e-Sorkh and Zarmehr mines	53
Ali Sheykhi, Mohammad Hassan Karimpour, Ali Asghar Sepahi, Behnam Rahimi	
Geochemistry and Mineralogy of Zincian Dolomite in the Tangedozdan area (Fereydounshahr- West of Isfahan Province)	81
Seyed Vahid Shahrokhi	
Dogan copper deposit (south of Shahroud): copper-molybdenum porphyry mineralization in the Toroud-Chah Shirin magmatic arc	105
Mohadeseh Eskandari, Maryam Sheibi, Fardin Mousivand, Bernd Lehmann	
Fracture Analysis of the Changarzeh Pb-Ag Deposit in the Malayer-Isfahan Metallogenic Belt, Northeastern Isfahan	151
Seydeh Zahra Hajiloo, Reza Alipoor, Ahmad Hosseinkhani	

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 اجتماعی 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. 1, 2025, Serial No. 44

CONTENTS

Constraining Ore-Forming Processes Using Magnetite-Titanomagnetite Chemistry: A Case Study of the Mamuniyeh Cu Mineralization System, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc	1
Mohammad Goudarzi, Hassan Zamanian, Urs Klötzli, David Lentz, Matee Ullah	
PMineralogy, micromorphology and distribution pattern of major and trace elements in the Mn-nodules of Nasirabad manganese occurrence, Neyriz, Fars Province	33
Mohsen Rezaei, Inana Sadrinejad, Alireza Zarasvandi	
Metallogeny of Manto-type copper deposits in the northwest and west of Bardaskan, Razavi Khorasan with a special view in Nasim, Mes-e-Sorkh and Zarmehr mines	53
Ali Sheykhi, Mohammad Hassan Karimpour, Ali Asghar Sepahi, Behnam Rahimi	
Geochemistry and Mineralogy of Zincian Dolomite in the Tangedozdan area (Fereydounshahr- West of Isfahan Province)	81
Seyed Vahid Shahrokhi	
Dogan copper deposit (south of Shahroud): copper-molybdenum porphyry mineralization in the Toroud-Chah Shirin magmatic arc	105
Mohadeseh Eskandari, Maryam Sheibi, Fardin Mousivand, Bernd Lehmann	
Fracture Analysis of the Changarzeh Pb-Ag Deposit in the Malayer-Isfahan Metallogenic Belt, Northeastern Isfahan	151
Seyedeh Zahra Hajiloo, Reza Alipoor, Ahmad Hosseinkhani	