



Mineralography, paragenesis sequence, and sulfur isotopic composition of Baba-Ali and Galali iron ore deposits from the Sanandaj-Sirjan zone, northwest Iran

Majid Shirmohammadi ¹ , Ali Asghar Sepahi ^{2*} , Mohammad Maanijou ³ , Ashraf Torkian ⁴ , Mir Mohammad Miri ⁵ , Mahsa Tahmasebi ⁶

¹ Ph.D., Exploitation Geology Division, National Iranian South Oilfields Company, Ahwaz, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran; Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

⁴ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

⁵ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Chamran University of Ahwaz, Ahwaz, Iran

⁶ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 20 December 2023
 Revised: 08 March 2024
 Accepted: 10 March 2024

Keywords

Iron deposit
 Sulfur isotope
 Paragenesis
 Skarn
 Sanandaj-Sirjan

*Corresponding author

Ali Asghar Sepahi
 ✉ sepahi@basu.ac.ir

ABSTRACT

The northern part of the Sanandaj-Sirjan zone hosts important iron deposits formed during the Mesozoic magmatism. The Baba-Ali and Galali ore deposits occurred on the border of Hamedan, Kermanshah, and Kurdistan provinces. Ores in these deposits include magnetite together with pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, and hematite. The petrographic studies show at least two generations of magnetite and one generation of pyrite in the Baba-Ali, and one generation of magnetite and pyrite in the Galali ore deposits. The supergene processes replaced the magnetite with hematite, goethite, and limonite in the surface parts of the deposits. Field and mineralographic evidence show that the studied ore deposits are of skarn type. The $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite from the Baba-Ali and Galali deposits range from +6.8 to +13.3‰ and +6.1 to +7.3‰ respectively, and calculated $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ of the mineralizing fluid range from +7.8 to +14.3 ‰ and +7.1 to +8.3‰, respectively. The $\delta^{34}\text{S}$ values of the Baba-Ali and Galali ore deposits are higher than the magmatic source values for the skarn deposits. Therefore, these positive values indicate the incorporation of sulfur from both magma and host/wall rocks. The igneous bodies of the studied area are mainly composed of mafic to felsic intrusive rocks, which formed as a result of magmatism resulting from the subduction of the Neo-Tethys oceanic crust beneath the Central Iran Microcontinent (CIM) during the Late Jurassic-Early Cretaceous time. Due to the emplacement of dioritic magmas within the carbonate rocks of the region, iron mineralization (magnetite) of the skarn type has occurred with the metamorphism of the host rocks.

How to cite this article

Shirmohammadi, M., Sepahi, A.A., Maanijou, M., Torkian, A., Miri, M.M. and Tahmasebi, M., 2024. Mineralography, paragenesis sequence, and sulfur isotopic composition of Baba-Ali and Galali iron ore deposits from the Sanandaj-Sirjan zone, northwest Iran. *Journal of Economic Geology*, 16(1): 1–24. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.85829.1098>



©2024 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 Sanandaj-Sirjanzone in western Iran contains many iron ore deposits. The Baba-Ali, Galali, Tekyeh-Bala, Chenar, and Khosrow-Abad iron ore deposits are located in the NW Hamedan and SE Songhor provinces (Fig. 1). In the present study mineralogy, paragenetic sequence, and field relation of the Baba-Ali and Galali ore deposits are compared and investigated to identify the type of mineralization system. Subsequently, sulfur isotope data for the Baba-Ali and Galali ore deposits are presented and compared to understand the source of sulfur and their probable genetic relationship.

Materials and methods

Forty-five thin, thin-polished, and polished sections from the ore deposits were studied. Six pyrite samples from the Baba-Ali and six pyrite samples from the Galali iron ore deposits were analyzed for their sulfur isotope contents using an isotope ratio mass spectrometer (IRMS, IsoPrime100) at Tsukuba University, Japan. The CDT (Canyon Diablo Troilite) standard sample was used to measure sulfur isotopes.

Results

Petrography

The Baba-Ali iron ore deposit is mainly composed of magnetite (two generations). The first-generation magnetite is formed massively and the second-generation is formed as vein. Pyrite is the most abundant sulfide mineral in the Baba-Ali ore deposit which is formed in one generation. Pyrite crystals are often anhedral to subhedral in shape and are usually formed together with magnetite. In some samples, large crystals of pyrite show evidence of crushing resembling the cataclastic fabric. Other sulfide minerals such as pyrrhotite and chalcopyrite are present as anhedral crystals and sometimes have magnetite patches. The mineralogy of the Galali ore deposit is similar to the Baba-Ali ore deposit. Magnetite as the main ore mineral occurs in one generation including massively anhedral crystals. There is also one generation of pyrite which mainly includes euhedral and large crystals (up to 2 cm in diameter). Goethite, limonite, and hematite have been formed as a result of supergene processes.

Discussion

Paragenetic sequence

The paragenetic sequences of the studied ore deposits are similar (Fig. 8). Field, mineralographic, and paragenetic similarities of the studied ore deposits may indicate their probably similar genesis. The difference is because of the size of the ore deposits; the Baba Ali is the largest one and has the most diverse mineral assemblage.

Sulfur isotopes

The $\delta^{34}\text{S}$ values of the pyrite from the Baba-Ali and Galali iron ore deposits are presented in Table 2. Except for two samples (BS-304, BS-303), the $\delta^{34}\text{S}$ values have a limited range and are similar. The $\delta^{34}\text{S}$ values of the Baba-Ali and Galali ore deposits range from +6.8 to +13.3‰, and +6.1 to +7.3‰, respectively. According to Ohmoto and Rye (1979), the main composition of sulfur in ore-forming fluids is often in the form of H_2S . Therefore, to measure the $\Delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ of the fluid in equilibrium with the pyrite, the formula proposed by Ohmoto and Rye (1979) was used. The calculated $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ values of the ore-forming fluid ($T=375\text{ }^\circ\text{C}$) in the studied deposits (Baba-Ali and Galali) range from +7.8 to +14.3‰ and +7.1 to +8.3‰, respectively. The $T=375\text{ }^\circ\text{C}$ is considered based on the average temperature values of the Baba-Ali formation (Zamanian et al., 2007; Sarjoughian et al., 2020). In the same way, similar temperature conditions ($T=375\text{ }^\circ\text{C}$) have been assumed for the Galali ore deposit.

The sulfur isotopic values compared to the isotopic ranges in the geological systems (Rollinson, 1993) are shown in Fig. 9. Based on the petrographic evidence and the paragenesis sequence, the pyrites formed in the retrograde stage and at a $T<400\text{ }^\circ\text{C}$. In such conditions, sulfur should exist as H_2S which is also reported from the Korkora-1 skarn deposit of the Shahrak region (Sepahi et al., 2020). The positive $\delta^{34}\text{S}$ values indicate the contribution of sulfur from a source richer in $\delta^{34}\text{S}$ than the magmatic origin. This feature has been reported in many skarn deposits (Ishihara et al., 2002; Peng et al., 2016; Zhang et al., 2017). Mixing of meteoric waters with ore-forming fluids can change the physico-chemical conditions of the fluids. However, this process can affect the formation of ore deposits and their accompanying sulfides. Therefore, it can be concluded that the main source of sulfur in the Baba-Ali and Galali ore deposits was possibly from magma that later

increased due to the interaction with sedimentary and metamorphic host/wall rocks.

Conclusions

1. the Baba-Ali iron ore deposit is comprised of two magnetite and one pyrite generation. The Galali ore deposit contains one generation of magnetite and pyrite. Supergene processes have formed hematite, limonite, and goethite.
2. The enriched $\delta^{34}\text{S}$ values in the Baba-Ali and Galaliore deposits indicate that the main source of sulfur was from magma. However, interaction with

the host (or wall) carbonate or metasedimentary rocks and probably meteoric waters caused the enrichment compared to a purely magmatic origin.

3. The studied iron ore deposits are of skarn type probably formed by a series of processes including injection of dioritic magma, interaction with the host rocks, change of physicochemical condition of ore-forming fluids, and mixing of the fluids with meteoric waters. Nevertheless, more isotopic data (i.e., Oxygen isotope) are required for confirmation of these issues.



بررسی کانه‌نگاری، توالی هم‌یافتی و ایزوتوپ‌های گوگرد در کانسارهای آهن باباعلی و گلالی در زون سنندج- سیرجان، شمال غرب ایران

مجید شیرمحمدی^۱، علی اصغر سپاهی^{۲*}، محمد معانی جو^۳، اشرف ترکیان^۴، میرمحمد میری^۵، مهسا طهماسبی^۶

^۱ دکتری، زمین‌شناسی گسترشی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران؛ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

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

^۴ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۵ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۶ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان میزبان کانسارهای آهن مهمی است که طی ماگماتیسم مزوزوئیک شکل گرفته‌اند. کانسارهای آهن باباعلی و گلالی در مرز استان‌های همدان، کردستان و کرمانشاه تشکیل شده‌اند. ماده معدنی در این کانسارها شامل مگنتیت به همراه پیریت، پیرویت، کالکوپیریت و هماتیت است. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که دست کم دو نسل مگنتیت و یک نسل پیریت در کانسار باباعلی و یک نسل مگنتیت و پیریت در کانسار گلالی تشکیل شده است. فرایندهای سوپرژن سبب جانشینی مگنتیت با هماتیت، گوتیت و لیمونیت در بخش‌های سطحی کانسارها شده‌اند. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ پیریت در کانسارهای باباعلی و گلالی به ترتیب از $+6/8$ تا $+13/3$ و $+6/1$ تا $+7/3$ در هزار تغییر می‌کند و مقادیر $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ سیال کانه‌ساز بین $+7/8$ تا $+14/3$ و $+7/1$ تا $+8/3$ در هزار محاسبه شده است. شواهد صحرایی و کانه‌نگاری نشان می‌دهند که کانسارهای مورد بررسی از نوع اسکارن هستند. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانسارهای باباعلی و گلالی بیشتر از مقادیر مربوط به منشأ ماگمایی برای کانسارهای اسکارنی است. بنابراین، این مقادیر غنی شده مشارکت گوگرد هم از ماگما و هم سنگ‌های میزبان/ دربرگیرنده را نشان می‌دهند. توده‌های آذرین منطقه مورد بررسی اغلب متشکل از سنگ‌های نفوذی مافیک تا فلسیک هستند که در نتیجه ماگماتیسم حاصل از فورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی (CIM) در زمان ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین تشکیل شده‌اند. در اثر جای‌گیری ماگماهای دیوریتی در سنگ‌های کربناته منطقه، کانی‌زایی آهن (مگنتیت) از نوع اسکارن همراه با دگرگونی سنگ‌های میزبان صورت گرفته است.	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۹/۲۹</p> <p>تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۱۲/۱۸</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۲۰</p> <p>واژه‌های کلیدی</p> <p>کانسار آهن</p> <p>ایزوتوپ گوگرد</p> <p>هم‌یافت</p> <p>اسکارن</p> <p>سنندج- سیرجان</p> <p>نویسنده مسئول</p> <p>علی اصغر سپاهی</p> <p>sepahi@basu.ac.ir ✉</p>

استناد به این مقاله

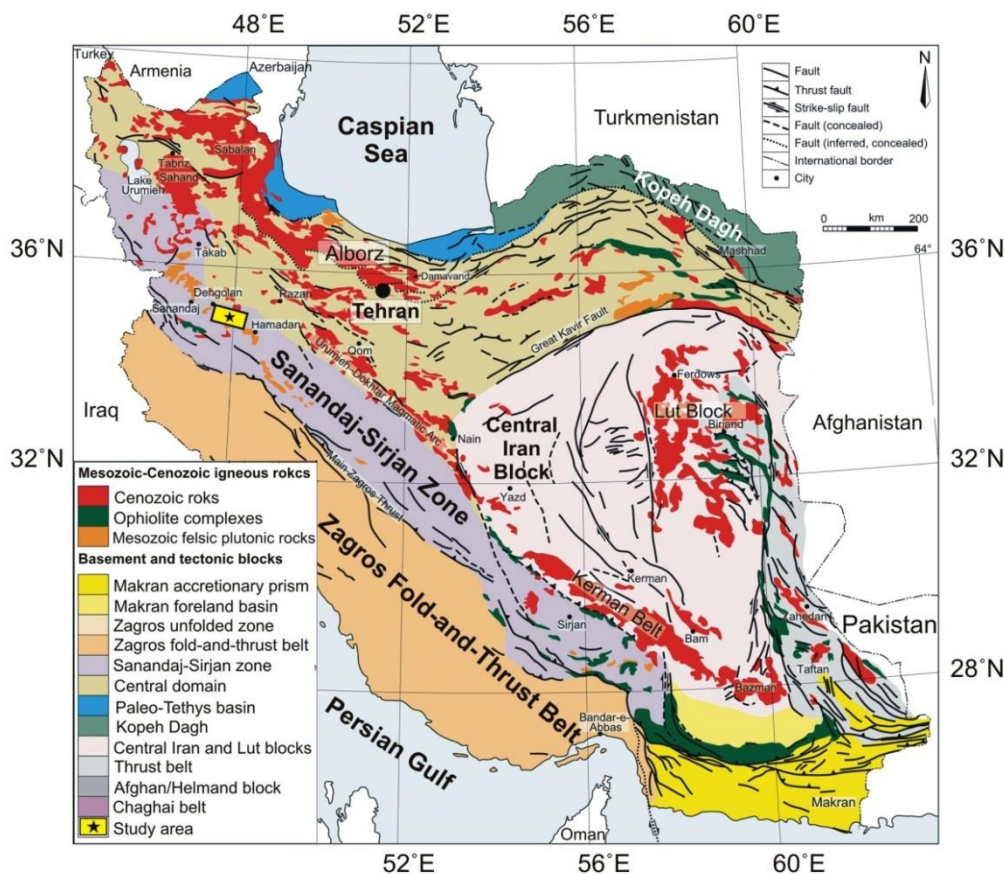
شیرمحمدی، مجید؛ سپاهی، علی اصغر؛ معانی جو، محمد؛ ترکیان، اشرف و میری، میرمحمد و طهماسبی، مهسا، ۱۴۰۳. بررسی کانه‌نگاری، توالی هم‌یافتی و ایزوتوپ‌های گوگرد در کانسارهای آهن باباعلی و گلالی در زون سنندج- سیرجان، شمال غرب ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۱): ۱-۲۴.

مقدمه

(Einaudi and Burt, 1982). از نظر سامانه کانیایی، این کانسارها را می‌توان بر اساس فلزات همراه آنها به انواع مختلفی از قبیل اسکارن‌های آهن، طلا، تنگستن و ... تقسیم‌بندی کرد. بزرگ‌ترین نهشته‌های اسکارن، اسکارن‌های آهن هستند (Meinert et al., 2005).

نقشه تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌شناسی ایران (Richards et al., 2012) در شکل ۱ نشان داده شده است. چنان‌که مشاهده می‌شود، منطقه مورد بررسی از لحاظ موقعیت ساختاری-زمین‌شناسی در زون سندج-سیرجان واقع شده است.

اسکارن‌ها سنگ‌هایی اغلب متشکل از کانی‌های کالک-سیلیکاته هستند که در نتیجه جایگزینی لیتولوژی‌های کربناته در طی فرایندهای دگرگونی ناحیه‌ای یا توسط فرایندهای متاسوماتیک مرتبط با توده‌های نفوذی تشکیل می‌شوند. اسکارن‌ها در بیشتر محیط‌های زمین‌ساختی تشکیل می‌شوند که در آنها ماگماتیسیم وجود داشته و لیتولوژی‌های کربناته گسترش یافته باشد (Pirajno, 2009). اسکارن‌ها با توجه به مجموعه کانی‌های کالک-سیلیکاته آنها به دو گروه کلسیک و منیزین تقسیم‌بندی می‌شوند

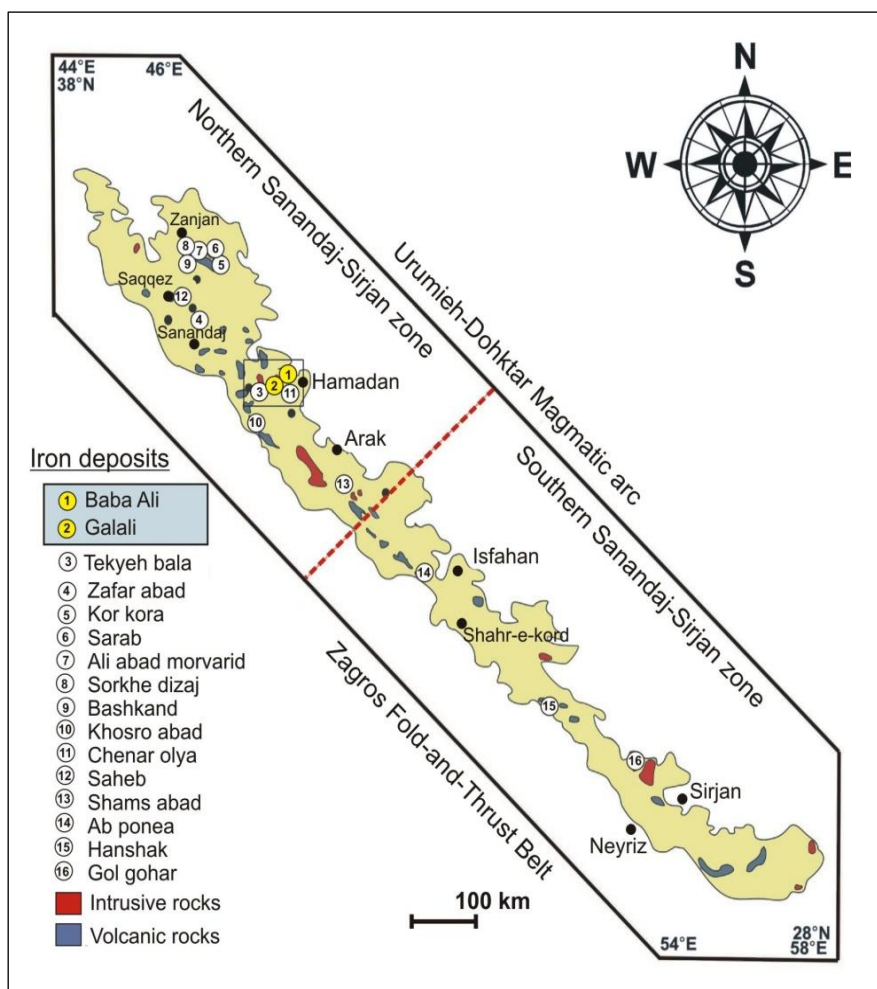


شکل ۱. نقشه پهنه‌های زمین‌شناسی و تقسیمات زمین‌ساختی فلات ایران با تغییرات از ریچاردز و همکاران (Richards et al., 2012) و موقعیت منطقه مورد بررسی (باباعلی و گلالی) در زون سندج-سیرجان

Fig. 1. Map of geological zones and tectonic subdivisions of the Iranian Plateau (modified after Richards et al., 2012) and location of the studied area (Baba-Ali and Galali) in the Sanandaj-Sirjan zone

است که مربوط به سامانه‌های نفوذی-آتشفشانی منطقه است (Barati, 2001; Tavakoli, 2004). نقشه مربوط به پراکندگی کانسارهای آهن در زون سنندج-سیرجان، با تغییرات از سرجویان و همکاران (Sarjoughian et al., 2020) در شکل ۲ نشان داده شده است. در منطقه شمال غرب همدان و سنقر، چندین کانسار آهن وجود دارند که از مهم‌ترین آنها می‌توان به معادن آهن باباعلی، گلالی، تکیه بالا، چنار و خسرو آباد اشاره کرد (شکل ۲).

زون سنندج-سیرجان علاوه بر ویژگی‌های زمین‌شناسی، از نظر ویژگی‌های فلزایی نیز بسیار حائز اهمیت است و می‌توان آن را به سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم کرد که بخش شمالی آن شامل نهشته‌های آهن در منطقه همه کسی (همدان)، سنقر و ظفرآباد (دیواندره) و همچنین کانسارهای طلا در منطقه قروه و سقز است (Ghorbani, 2013). زون سنندج-سیرجان در گستره ملایر-اصفهان به عنوان منطقه آهن‌دار در ایران شناخته شده و دارای چندین ذخیره عدسی تا صفحه‌ای شکل بزرگ آهن‌دار



شکل ۲. نقشه پراکندگی کانسارهای آهن در زون سنندج-سیرجان با تغییرات از سرجویان و همکاران (Sarjoughian et al., 2020). موقعیت کانسارهای مورد بررسی (باباعلی و گلالی) بر روی نقشه با کادر مستطیلی مشخص شده است.

Fig. 2. Distribution map of iron ore deposits in the Sanandaj-Sirjan zone (modified after Sarjoughian et al., 2020). Location of the studied ore deposits (Baba-Ali and Galali) is marked by a rectangular box.

اکسایش - کاهش عبور داده و در نهایت گاز SO_2 تولید شده توسط دستگاه طیف‌سنج جرمی مدل IRMS-IsoPrime100 با دقت ± 0.04 تا ± 0.11 در هزار مورد آنالیز قرار گرفت.

موقعیت زمین‌شناسی کانسارهای آهن مورد بررسی کانسار آهن باباعلی

کانسار آهن باباعلی در مجاورت توده نفوذی آلموقلاق در فاصله ۱۵ کیلومتری غرب شهر همدان قرار گرفته است. نقشه زمین‌شناسی منطقه آلموقلاق (باباعلی) و گلالی به ترتیب در شکل ۳-A و B نشان‌داده شده است. به طور کلی، سنگ‌های منطقه باباعلی را می‌توان به دو بخش شامل بخش آتشفشانی - رسوبی (سری سنقر) و بخش نفوذی تقسیم کرد. به طور کلی، سری سنقر یک توالی آتشفشانی - رسوبی به سن تریاس - ژوراسیک شامل سنگ‌های آهکی دگرگون‌شده با تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی و توف‌های آندزیتی دگرگون‌شده است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه شامل مرمرهای دولومیتی تا کلسیتی و سنگ‌های دگرگونی رخساره شپست سبز هستند (Sarjoughian et al., 2020). سنگ‌های نفوذی نیز شامل دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، کوآرتز سینیت و سینوگرانیت هستند. رخنمون‌های ماده معدنی در کانسار باباعلی شامل توده‌های مگنتیتی و گاهی رگه‌ای هستند که اغلب در درون سنگ‌های آهکی، آتشفشانی - رسوبی و متادیوریتی تشکیل شده‌اند. این رخنمون‌ها را می‌توان به سه بخش شامل رخنمون مرکزی، رخنمون جنوب‌غربی و رخنمون شمالی تقسیم کرد (Zamanian and Radmard, 2016). رخنمون مرکزی، همان توده اصلی ماده معدنی است که با طول حدود ۲۵۰ متر و عرض حدود ۵۰ متر و امتداد $N20^\circ E$ رخداد دارد. رخنمون‌های شمالی شامل چندین عدسی از ماده معدنی است که در شمال بخش مرکزی قرار گرفته‌اند و طول آنها بیشینه حدود ۴۰ متر و عرض آنها بین ۱۵ تا ۲۰ متر است. مگنتیت، ماده معدنی اصلی در کانسار آهن باباعلی است که در برخی قسمت‌ها با مقادیر جزئی هماتیت همراه است. مگنتیت‌های رگه‌ای موجود در

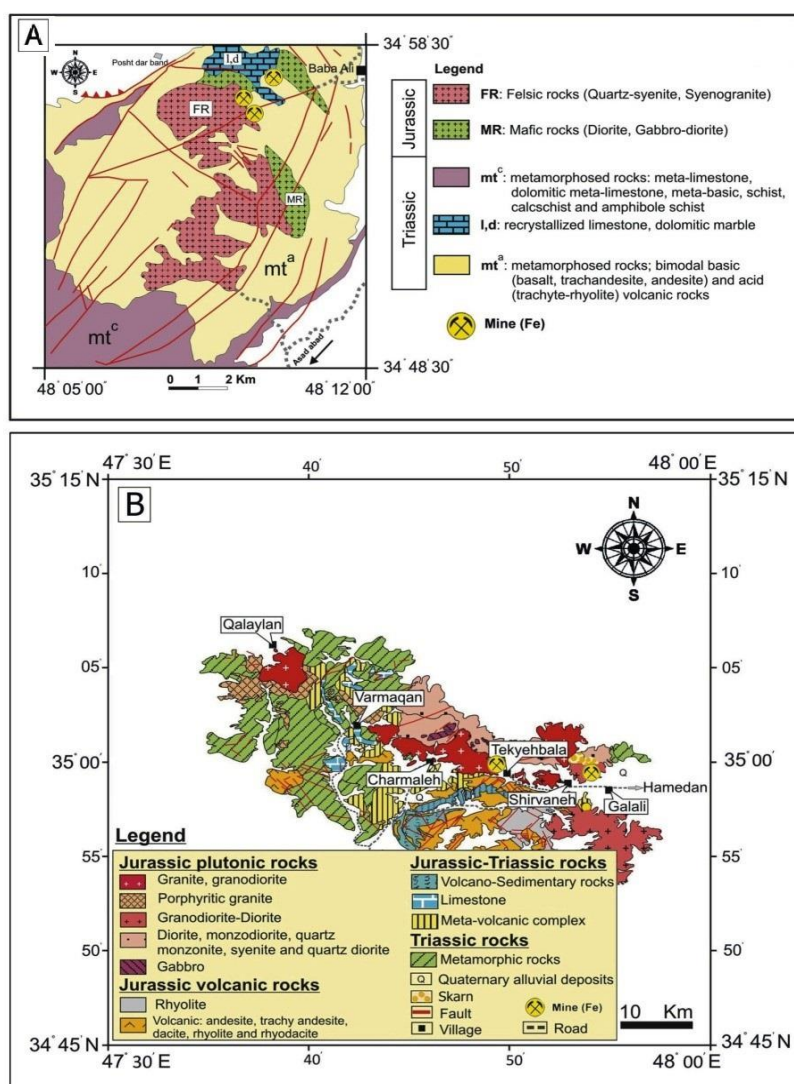
تاکنون بررسی‌های متعددی بر روی کانسارهای منطقه انجام شده است که در آنها ویژگی‌های کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، پتروژنز و همچنین ارتباط کانسار با سنگ‌های میزبان مورد بررسی قرار گرفته است (Mücke and Younessi, 1994; Barati, 2012; Zamanian and Asadollahi, 2013; Sarjoughian et al., 2020). در این پژوهش کانسارهای آهن باباعلی و گلالی از دیدگاه کانه‌نگاری و توالی هم‌یافتی مورد بررسی قرار گرفته و با یکدیگر مقایسه شده‌اند و بر اساس شواهد صحرایی و کانه‌نگاری نوع سامانه کانه‌زایی در این کانسارها مشخص شده است. همچنین، برای بررسی منشأ کانه‌زایی (به ویژه کانی‌های سولفیدی)، ایزوتوپ‌های گوگرد در پیریت در کانسارهای باباعلی و گلالی نیز مورد آنالیز قرار گرفته است.

روش پژوهش

نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف کانسار شامل سنگ میزبان، ماده معدنی و باطله، توده نفوذی و دیگر سنگ‌های موجود انجام شد. سپس برای انجام بررسی‌های میکروسکوپی و کانه‌نگاری تعداد ۴۵ مقطع نازک، نازک صیقلی و صیقلی از نمونه‌های برداشت‌شده، تهیه و در نهایت بررسی سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری نمونه‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان و بازتابی - عبوری انجام شد. برای انجام آنالیز ایزوتوپی گوگرد، تعداد ۶ نمونه پیریت از کانسار آهن باباعلی و تعداد ۶ نمونه پیریت از کانسار آهن گلالی انتخاب شد. در مرحله اول، نمونه‌های حاوی پیریت توسط دستگاه آسیاب مکانیکی خرد شده و سپس با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی مورد بررسی قرار گرفتند و از میان آنها نمونه‌های با خلوص بالا انتخاب شدند. نمونه‌های انتخاب‌شده به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه تسوکوبا در کشور ژاپن ارسال شدند. در آزمایشگاه مقدار معینی از نمونه‌ها را با مقادیر مشخصی از اکسید تنگستن مخلوط کرده و سپس این ترکیب در دمای ۱۸۰۰ درجه سانتی‌گراد در ستون احتراق سوزانده شده است. برای تولید گاز SO_2 خالص، گازهای حاصل از احتراق را با استفاده از گاز هلیوم از ستون‌های

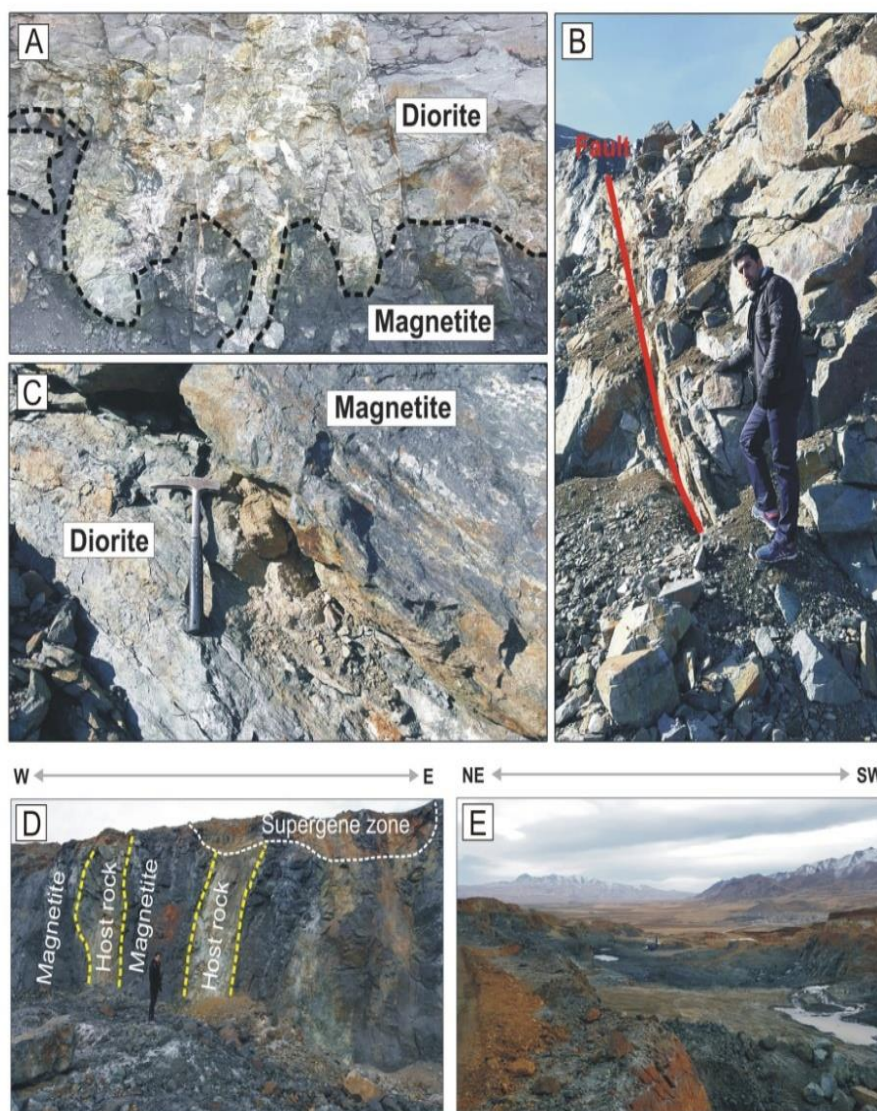
(B). سنگ‌های دیوریتی اغلب تحت تأثیر دگرسانی شدید قرار گرفته‌اند، به طوری که در برخی از نمونه‌ها بافت اولیه سنگ تقریباً از بین رفته است (شکل ۴-۳). تصویرهای شکل ۴-۳ D و E مربوط به کانسار گلالی هستند که توضیح آن در بخش مربوطه ارائه شده است.

سنگ‌های دیوریتی نیز از نظر اقتصادی حائز اهمیت هستند. دگرسانی‌های کلریتی و اپیدوتی در سنگ‌های میزبان قابل مشاهده‌اند (شکل ۴-۳ A). در بخش مرکزی کانسار باباعلی، شواهدی از سطح گسلی با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی وجود دارد که در دو طرف این سطح گسلی، خردشدگی در سنگ‌های دیوریتی و همچنین ماده معدنی (مگنتیت) دیده می‌شود (شکل ۴-۳).



شکل ۳. A: نقشه زمین‌شناسی توده نفوذی آلموقلاق (کانسار باباعلی) با تغییرات از اشرافی و محمودی (Eshraghi and Mahmoudi, 2003) و B: نقشه زمین‌شناسی کانسار گلالی با تغییرات از اشرافی و همکاران (Eshraghi et al., 1996)

Fig. 3. A: geological map of the Almoghlagh (Baba-Ali ore deposit) intrusive body (after Eshraghi and Mahmoudi, 2003), and B: geological map of the Galali ore deposits, modified after Eshraghi et al., 1996



شکل ۴. A: دگرسانی کلریتی و اپیدوتی (سبز رنگ) به همراه آثار سیلیسی شدن (سفید رنگ) در سنگ‌های متادیوریتی کانسار باباعلی، B: اثر سطح گسل با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی در کانسار باباعلی که سنگ میزبان (متاسدیمتری) را قطع کرده است و در اطراف آن خردشدگی سنگ میزبان و ماده معدنی مشاهده می‌شود، C: برون‌زد ماده معدنی و سنگ‌های دیوریتی به شدت دگرسان‌شده در کانسار آهن باباعلی؛ سنگ‌های دیوریتی کاملاً دگرسان شده‌اند و بافت اولیه آنها از بین رفته است، D و E: رخنمون ماده معدنی (مگنتیت) همراه با سنگ‌های میزبان (رسوبی - آتشفشانی و متادیوریتی) در کانسار آهن گلالی، در بخش‌های سطحی کانسار در اثر فرایندهای سوپرژن، لیمونیت و گوئیت تشکیل شده است.

Fig. 4. A: epidotic & chloritic alteration (green), and silicification (white) in the host dioritic rocks of the Babab-Ali ore deposit, B: trace of the fault surface with a northeast-southwest trend in the Baba Ali deposit which has cut the host rock (metasedimentary), and around it, the crushing of the host rock and ore body is observed, C: outcrop of the ore body adjacent to highly altered dioritic rocks of the Baba-Ali ore deposit; the dioritic rocks have been completely altered and their original texture has been lost, D and E: outcrop of the ore body (magnetite) in the host rocks (volcano-sedimentary and metadiorite) of the Galali ore deposit; in the surface parts of the ore deposit, limonite and goethite are formed as a result of supergene processes.

کانسار آهن گلالی

میزبان و سنگ‌های دیوریتی تشکیل شده است که همان مگنتیت نسل دوم است (شکل ۵-۳). در برخی از نمونه‌ها شواهدی از بافت مارتیتی (جانیشینی مگنتیت توسط هماتیت) نیز دیده می‌شود. پیریت مهم‌ترین کانی سولفیدی در کانسار آهن باباعلی است که به طور کلی در یک نسل مشاهده می‌شود و شامل بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار است که معمولاً همراه با مگنتیت توده‌ای نسل یک تشکیل شده است (شکل ۵-۴). پیریت در کانسار باباعلی اغلب درشت‌بلور است و در برخی از نمونه‌ها خردشدگی (شکستگی) شبیه بافت کاتاکلاستی مشاهده می‌شود (شکل ۵-۵). از دیگر کانی‌های سولفیدی در این کانسار می‌توان به پیروتیت و کالکوپیریت اشاره کرد که به صورت بی‌شکل و در اندازه‌های مختلف (ریز تا درشت) دیده می‌شوند (شکل ۵-۶). کانی‌های باطله شامل گارنت، کلینوپروکسن، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، فلوگوپیت، بیوتیت، کلسیت و کوارتز به شکل‌های مختلف از قبیل رگه‌ای، تجمع‌های کانیاپی و بلورهای منفرد تشکیل شده‌اند (شکل ۵-۷، G، H و I).

کانسار آهن گلالی

به‌طور کلی، ترکیب کانی‌شناسی کانسار گلالی مشابه کانسار باباعلی است. مگنتیت به عنوان کانه اصلی اغلب دارای بافت توده‌ای و به صورت ریزبلور در سنگ میزبان (سنگ آهک و متادیوریت) همراه با دیگر کانی‌ها تشکیل شده است. بر اساس بررسی‌های کانه‌نگاری، در کانسار آهن گلالی تنها یک نسل از کانی مگنتیت را می‌توان مشاهده کرد که شامل مگنتیت ریزبلور با بافت توده‌ای و بلورهای بی‌شکل است (شکل ۶-۱ و ۶-۲). کانی هماتیت تنها در بخش‌های سطحی کانسار و به مقدار کم وجود دارد که در اثر فرایندهای جانیشینی در زون اکسیدان و تحت تأثیر سیالات جوی (فرایندهای سوپرژن) تشکیل شده است که گاهی همراه با گوتیت و لیمونیت است. هماتیت در برخی از مقاطع میکروسکوپی به صورت بلورهای بسیار ریز در حاشیه بلورهای مگنتیت شکل گرفته است (شکل ۶-۳). پیریت فراوان‌ترین کانی

کانسار آهن گلالی در فاصله حدود ۶۰ کیلومتری شمال غربی شهر همدان و در نزدیکی روستای گلالی قرار گرفته است. نقشه زمین‌شناسی منطقه قروه شامل توده‌های نفوذی گلالی، تکیه بالا، چرمه، ورمقان و قلائی‌لان در شکل ۳-۳ نشان داده شده است. چنان‌که مشاهده می‌شود، واحدهای سنگی موجود در منطقه گلالی به طور کلی شامل سنگ‌های نفوذی، آتشفشانی-رسوبی، دگرگونی و نهشته‌های ترشیری هستند (شکل ۳-۳). سنگ‌های نفوذی شامل طیف وسیعی از سنگ‌ها از قبیل گرانیت، مونزونیت، مونزودیوریت، دیوریت و گابرو هستند. برخی از سنگ‌های گرانیتی منطقه جنوب قروه (آلموقلاق-دهگلان) از جمله گرانیت‌های توده‌های نفوذی آلموقلاق، گلالی و تکیه بالا، چرمه و ورمقان شواهد زمین‌شیمیایی گرانیت‌های نوع A را نشان می‌دهند و در کانسارهای مورد بررسی (باباعلی و گلالی) نیز رخنمون یافته‌اند (Shirmohammadi et al., 2023). ماده معدنی (مگنتیت) در کانسار گلالی اغلب به صورت توده‌ها یا لایه‌هایی با عیار بالا در میان سنگ‌های میزبان آهکی، رسوبی-آتشفشانی و دیوریتی قرار گرفته است (شکل ۲-۲ و ۲-۳).

کانه‌نگاری

کانسار آهن باباعلی

ماده معدنی در کانسار آهن باباعلی اغلب شامل مگنتیت است که همراه با کانی‌های سولفیدی (پیریت و پیروتیت) و باطله تشکیل شده است. مگنتیت در کانسار آهن باباعلی دست‌کم در دو نسل وجود دارد. نسل اول شامل مگنتیت توده‌ای است که ریزبلور بوده و همراه با کانی‌های سولفیدی از قبیل پیریت و پیروتیت تشکیل شده است (شکل ۵-۵). در برخی از نمونه‌ها، مگنتیت‌های نسل اول دچار تبلور مجدد شده و بلورهای درشت‌تری را به وجود آورده‌اند که تا حدودی بافتی شبیه بافت موزائیکی را نشان می‌دهند (شکل ۵-۶). علاوه بر مگنتیت توده‌ای، مگنتیت به صورت رگه‌ای و ریزبلور نیز در شکستگی‌های موجود در سنگ آهک

بررسی ایزوتوپ‌های گوگرد

ایزوتوپ‌های گوگرد کاربرد وسیعی در بررسی‌های زمین‌شناسی، زیست‌شناسی و زیست‌محیطی دارند. گوگرد دارای چهار ایزوتوپ ^{32}S ، ^{33}S ، ^{34}S و ^{36}S است که میانگین فراوانی آنها به ترتیب برابر ۹۵/۰۲ درصد، ۰/۷۵ درصد، ۴/۲۱ درصد و ۰/۰۱۷ است (Allègre, 2008; Sharp, 2017). برای بررسی‌های ایزوتوپی گوگرد نسبت ^{34}S به ^{32}S با طیف‌سنج جرمی تعیین می‌شود. برای تبدیل این نسبت به مقادیر نسبی از نسبت مقدار گوگرد ۳۴ به ۳۲ در شهاب‌سنگ Canyon Diablo Troilite با عنوان استاندارد CDT استفاده می‌شود. مقدار ایزوتوپ گوگرد بر حسب واحد دلتا ($\delta^{34}\text{S}$) را می‌توان با استفاده از معادله زیر محاسبه کرد (Seal, 2006):

رابطه ۱:

$$\delta^{34}\text{S} = \left[\frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{Sample}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{Standard}}} - 1 \right] \times 10^3$$

نتایج آنالیز ایزوتوپ گوگرد در کانی پیریت مربوط به کانسارهای آهن باباعلی و گلالی در جدول ۲ ارائه شده است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ اندازه‌گیری شده برای پیریت در کانسار باباعلی بین ۶/۸+ تا ۱۳/۳+ در هزار و در کانسار گلالی بین ۶/۱+ تا ۷/۳+ در هزار است (جدول ۲).

مقدار میانگین $\delta^{34}\text{S}$ پیریت در کانسارهای باباعلی و گلالی به ترتیب برابر ۹/۸+ و ۶/۷+ در هزار است. به عقیده اوموتو و ری (Ohmoto and Rye, 1979)، ترکیب اصلی گوگرد در سیالات کانه‌ساز در محیط‌های احیایی اغلب به صورت H_2S است. لذا، برای اندازه‌گیری $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ سیال در حال تعادل با کانی پیریت از فرمول پیشنهادی اوموتو و ری (Ohmoto and Rye, 1979) استفاده شده است.

رابطه ۲:

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = 1000 \ln \alpha_{\text{Py-H}_2\text{S}}$$

رابطه ۳:

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} + 0.4(1000000/T^2)$$

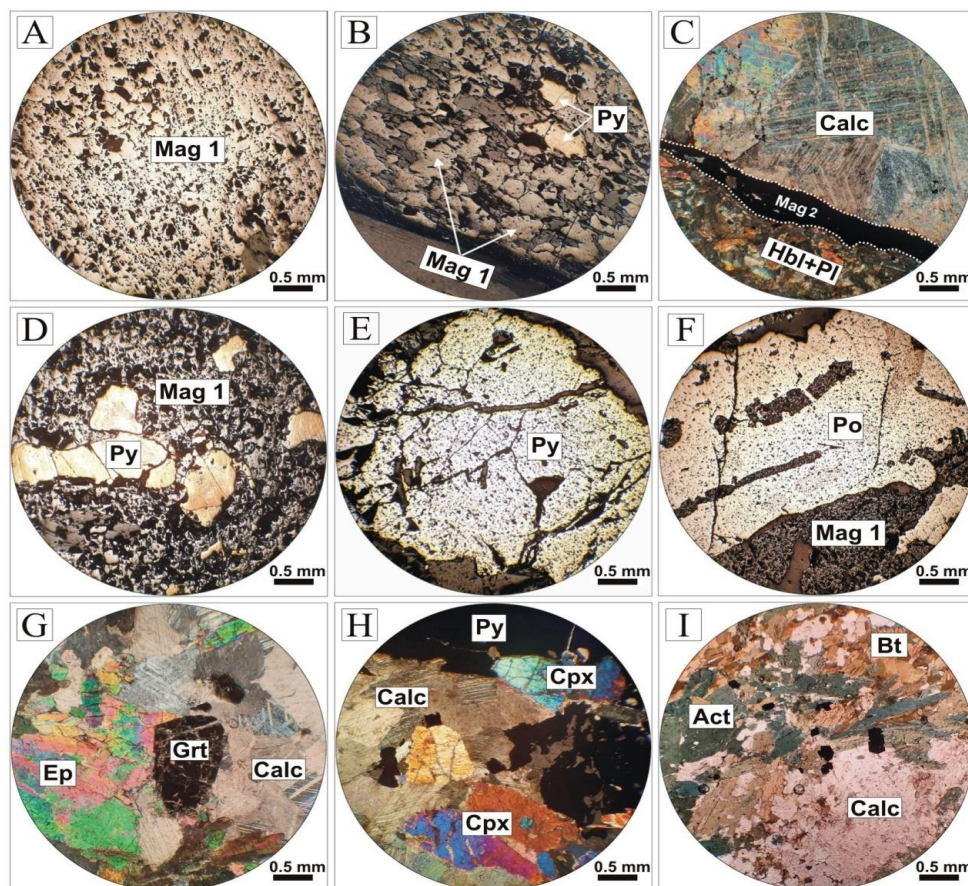
در رابطه بالا، دما (T) بر حسب درجه کلون است.

سولفیدی در کانسار گلالی است که همانند مگنتیت در یک نسل مشاهده می‌شود. بلورهای پیریت اغلب شکل دار و با اندازه ۰/۱ میلی‌متر تا چندین میلی‌متر هستند که همراه با کانی‌های باطله از قبیل کلسیت تشکیل شده‌اند. (شکل ۶-D و E). پیروتیت نیز به صورت بلورهای بی‌شکل و بسیار درشت مشاهده می‌شود. اندازه برخی از پیروتیت‌ها تا حد سانتی‌متر هم می‌رسد و گاهی حاوی قطعه‌ها یا تکه‌های کوچکی از مگنتیت و کلسیت هستند (شکل ۶-F). گارنت، پیروکسن، فلوگوپیت، بیوتیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز کانی‌های باطله هستند (شکل ۶-G، H، I).

بحث

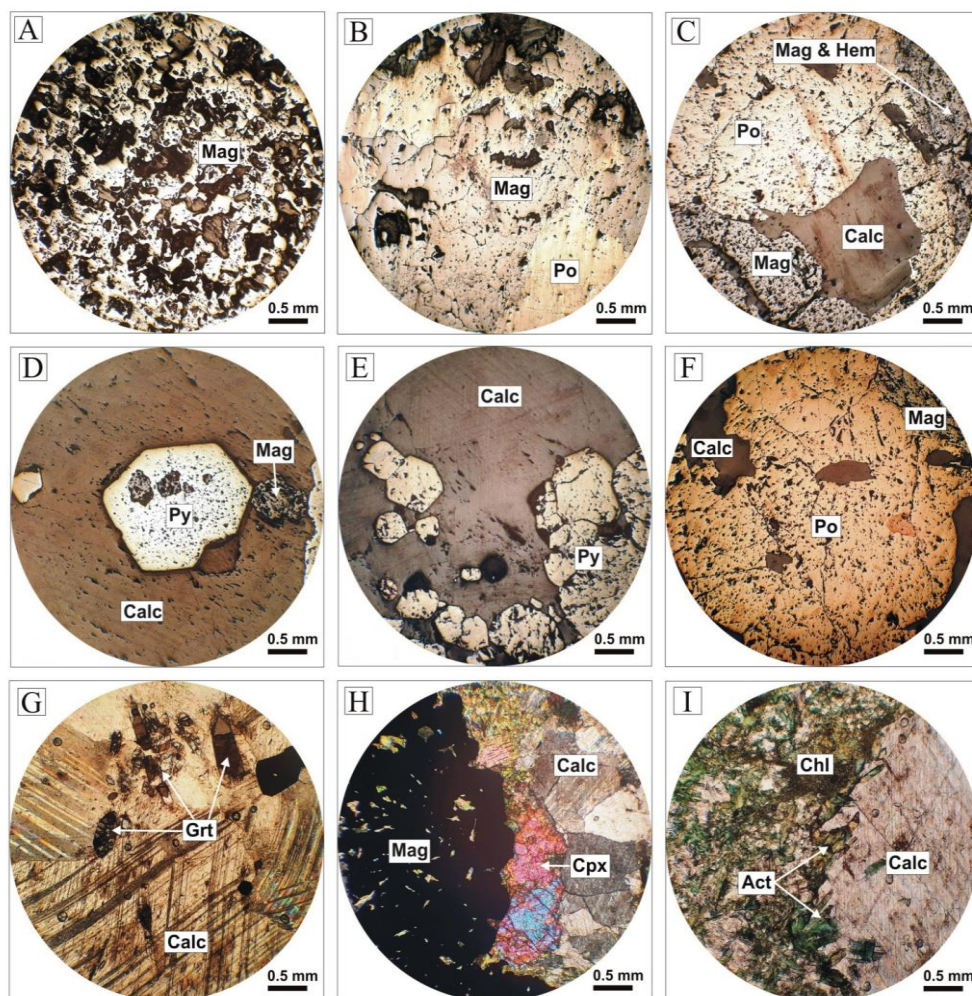
توالی هم‌یافتی

ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی کانسارهای مورد بررسی تا حدود زیادی مشابه هم بوده و ویژگی‌های نسبتاً یکسانی دارند. بر اساس بررسی‌های صحرایی و رخداد کانی‌های سیلیکات همراه مانند گارنت، پیروکسن، اپیدوت و اکتینولیت می‌توان نتیجه گرفت که سامانه کانه‌زایی در کانسارهای آهن باباعلی و گلالی مشابه هم و از نوع کانه‌زایی اسکارن است. بر این اساس، در بررسی توالی هم‌یافتی، برای تشکیل آنها سه مرحله کلی شامل مرحله پیش‌رونده، پس‌رونده و سوپرژن در نظر گرفته شده است. کانی‌های گارنت و کلینوپروکسن که در قسمت‌های قبلی بیان شده است، در واقع کانی‌های اسکارن و مربوط به دگرگونی مجاورتی هستند. مرحله پیش‌رونده که در شکل توالی هم‌یافتی ارائه شده مشتمل بر دگرگونی مجاورتی و متاسوماتیسم است. توالی هم‌یافتی مربوط به کانسارهای مورد بررسی در شکل ۷ نشان داده شده است. تشابه توالی هم‌یافتی در کانسارهای مورد بررسی می‌تواند (احتمالاً) نشان‌دهنده منشأ مشابه آنها باشد که همان کانه‌زایی از نوع اسکارن است. در جدول ۱ ویژگی‌های کانسارهای باباعلی و گلالی با کانسارهای آهن ایران و همچنین یک کانسار اسکارن در کشور چین مقایسه شده است.



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی نمونه‌های کانسار باباعلی، A: مگنتیت نسل اول به صورت توده‌ای تشکیل شده است (نور بازتابی، PPL)، B: در نتیجه تبلور مجدد مگنتیت‌های نسل اول بافتی شبیه به بافت موزائیکی ایجاد شده است (نور بازتابی، PPL)، C: مگنتیت نسل دوم به صورت رگه‌ای همراه با کلسیت در سنگ میزبان دیوریتی دگرسان شده متشکل از هورنبلند و پلاژیوکلاز (نور عبوری، XPL)، D: کانی پیریت همراه با مگنتیت نسل اول (نور بازتابی، PPL)، E: بلور درشت پیریت دچار خردشدگی شدید شده و بافتی شبیه بافت کاتاکلاستی را نشان می‌دهد (نور بازتابی، PPL)، F: پیروتیت همراه با مگنتیت نسل اول (نور بازتابی، PPL)، G: کانی‌های باطله شامل گارنت، اپیدوت و کلسیت در کانسار آهن باباعلی (نور عبوری، XPL)، H: کلینوپیروکسن همراه با کلسیت و پیریت (نور عبوری، XPL) و I: دسته‌های کانی اکتینولیت و بیوتیت همراه با کلسیت در کانسار باباعلی (نور عبوری، XPL). علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Calc: کلسیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Grt: گارنت، Hbl: هورنبلند، Mag: مگنتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Po: پیروتیت، Py: پیریت).

Fig. 5. Microscopic photographs of the samples from the Baba-Ali ore deposit, A: the first-generation magnetite is present in a massive form (reflected light, PPL), B: due to the recrystallization of the first-generation magnetite a texture similar to mosaic (texture) has been occurred (reflected light, PPL), C: the Second-generation magnetite as a vein along with calcite in an altered diorite host rock consisting of hornblende and plagioclase (transmitted light, XPL), D: pyrite along with the first-generation magnetite (reflected light, PPL), E: a large crystal of pyrite has been severely crushed and shows a texture similar to a cataclastic texture (reflected light, PPL), F: pyrrhotite along with the first-generation magnetite (reflected light, PPL), G: gangue minerals including garnet, epidote and calcite in the Baba-Ali iron ore deposit (transmitted light, XPL), H: clinopyroxene along with calcite and pyrite (transmitted light, XPL), and I: Mineral aggregates of actinolite and biotite along with calcite in the Baba-Ali ore deposit (transmitted light, XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: Actinolite, Bt: Biotite, Ep: Epidote, Calc: Calcite, Cpx: Clinopyroxene, Grt: Garnet, Hbl: Hornblende, Mag: Magnetite, Pl: Plagioclase, Po: Pyrrhotite, Py: Pyrite).

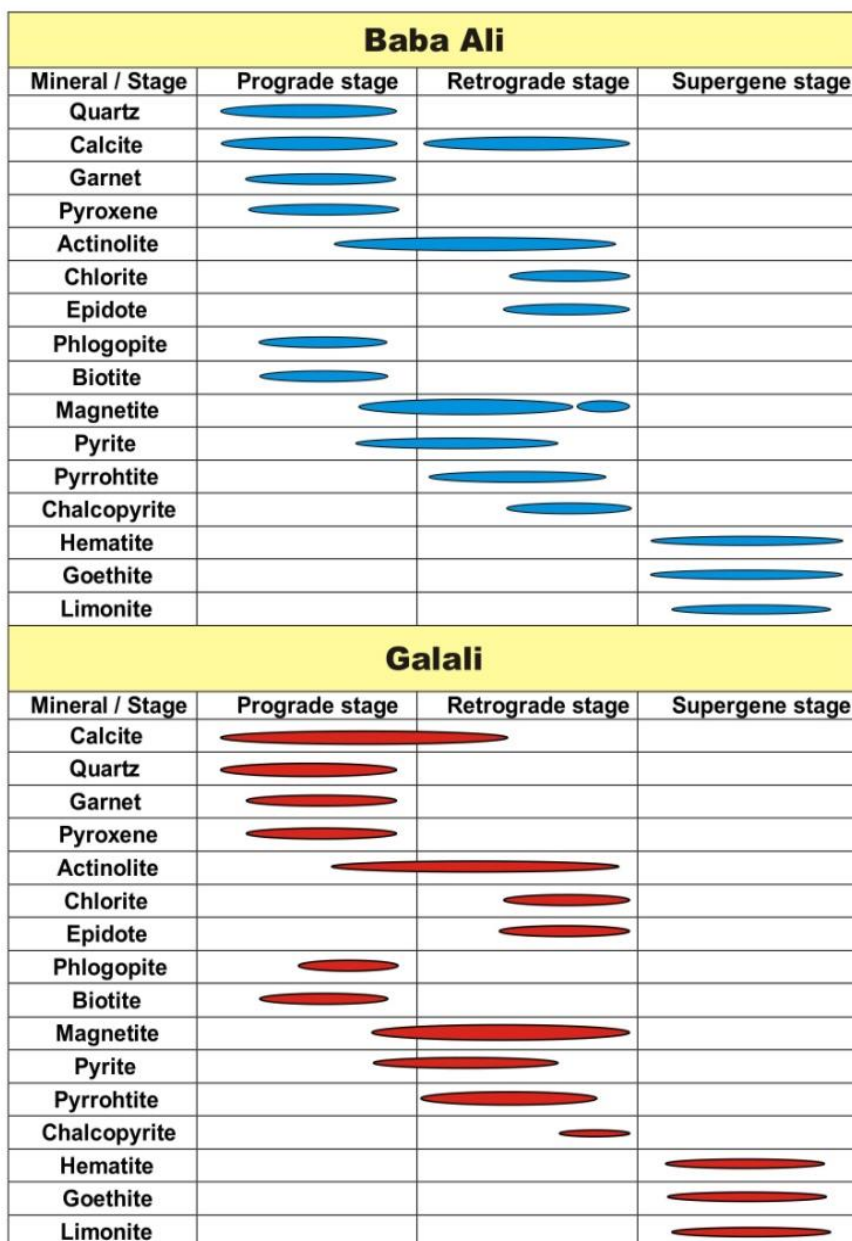


شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی (نور بازتابی و عبوری) نمونه‌های کانسار آهن گلالی، A: مگنتیت اغلب به صورت توده‌ای و ریزبلور در یک نسل تشکیل شده است (نور بازتابی، PPL)، B: مگنتیت توده‌ای و پیرویت در کانسار گلالی (نور بازتابی، PPL)، C: در برخی از نمونه‌ها در اثر فرایندهای جانشینی، هماتیت ریزبلور در حاشیه بلورهای مگنتیت تشکیل شده است (نور بازتابی، PPL)، D و E: پیریت در کانسار گلالی اغلب به صورت بلورهای شکل‌دار (گاهی حاوی قطعه‌هایی از مگنتیت) در زمینه‌ای متشکل از کانی کلسیت تشکیل شده است (نور بازتابی، PPL)، F: کانی پیرویت درشت‌بلور که حاوی قطعه‌هایی از مگنتیت و کلسیت است (نور بازتابی، PPL)، G، H و I: کانی‌های باطله در کانسار آهن گلالی شامل گارنت، کلینوپیروکسن، اکتینولیت، کلریت، کلسیت و ... هستند (نور عبوری، XPL). علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Calc: کلسیت، Chl: کلریت، Cpx: کلینوپیروکسن، Grt: گارنت، Hem: هماتیت، Mag: مگنتیت، Po: پیرویت، Py: پیریت).

Fig. 6. Microscopic photographs (reflected & transmitted light) from the Galali iron ore deposit, A: magnetite is mainly formed as massive microcrystals in one generation (reflected light, PPL), B: massive magnetite and pyrrhotite in the Galali ore deposit (reflected light, PPL), C: in some samples, as a result of substitution processes, microcrystalline hematite is formed on the margin of magnetite. D and E: Pyrite in the Galali ore deposit is formed as euhedral crystals (sometimes containing patches of magnetite) in a groundmass of calcite (reflected light, PPL), F: large-crystal pyrrhotite that contains patches of magnetite and calcite (reflected light, PPL), G, H, and I: gangue minerals in the Galali iron ore deposit include garnet, clinopyroxene, actinolite, chlorite, calcite, etc. Abbreviations after [Whitney and Evans \(2010\)](#) (Act: Actinolite, Calc: Calcite, Chl: Chlorite, Cpx: Clinopyroxene, Grt: Garnet, Hem: Hematite, Mag: Magnetite, Po: Pyrrhotite, Py: Pyrite).

(Zamanian et al., 2007; Sarjoughian et al., 2020) است. بر اساس روابط تعادل کانی‌ها در کانسار گلالی می‌توان از دمای $T=375^{\circ}\text{C}$ استفاده کرد؛ لذا در **جدول ۱**، دما برای کانسار آهن گلالی مشابه کانسار باباعلی در نظر گرفته شده است.

بر اساس این رابطه مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ سیال کانه‌ساز در کانسار باباعلی بین $+7/8$ تا $+14/3$ در هزار و در کانسار گلالی بین $+7/1$ تا $+8/3$ در هزار محاسبه شده است (**جدول ۲**). مقدار دما (375°C درجه سانتی‌گراد) بر اساس مقادیر میانگین دمای تشکیل کانسار باباعلی



شکل ۷. مقایسه توالی هم‌یافتی در کانسارهای آهن باباعلی و گلالی

Fig. 7. Comparison of paragenetic sequence in the Baba-Ali and Galali iron deposits

جدول ۱. مقایسه ویژگی‌های کانسارهای آهن باباعلی و گلالی با کانسارهای آهن اسکارن ایران و چین

Table 1. Characteristics of the Baba-Ali and Galali iron ore deposits compared to skarn iron ores from Iran and China

ore deposit	Mengku	Gol-Gohar	Sangan	Baba-Ali	Galali
geographic location	NW China	SW Sirjan	SE Mashhad	NW Hamedan	NW Hamedan
structural zone	Xinjiang Altai	Sanandaj- Sirjan	Eastern Iran	Sanandaj-Sirjan	Sanandaj-Sirjan
mineralization age	Early Devonian	Paleozoic	Eocene- Oligomiocene	Late Jurassic	Late Jurassic
host rock	carbonate and volcanic rocks	gneiss, schist, and amphibolite	limestone, dolomite, and volcanic rocks	carbonate and volcano- sedimentary rocks	carbonate and volcano- sedimentary rocks
ore body geometry	massive	layered and massive	lense, scattered, vein, and streak	massive and vein	massive and vein
paragenesis	Mag, Py, Ccp, Po, Qz, Amp, Grt, Ep, Calc, Ab, Ap, Chl	Mag, Po, Py, Ccp, Act, Phl, Fo	Mag, Hem, Py, Ccp, Amp, Grt	Mag, Hem, Gth, Lm, Py, Po, Ccp, Grt, Cpx, Act, Phl, Bt, Ep, Chl, Calc, Qz	Mag, Hem, Gth, Lm, Py, Po, Ccp, Grt, Cpx, Act, Phl, Bt Ep, Chl, Calc, Qz
alteration	propylitic	propylitic and silicic	propylitic, argillic, and sericitic	propylitic and silicic	propylitic and silicic
intrusive body	granite and tonalite	granite and granodiorite	diorite, granite, and syenogranite	diorite, quartzsyenite, and syenogranite	diorite, monzonite, and granite
reference	Lingang et al., 2010	Mirzaei et al., 2018	Sepidar et al., 2017	this study	this study

Abbreviations after Whitney and Evans (2010). Ab: Albite, Act: Actinolite, Amp: Amphibole, Ap: Apatite, Bt: Biotite, Calc: Calcite, Ccp: Chalcopryrite, Chl: Chlorite, Cpx: Clinopyroxene, Di: Diopside, Ep: Epidote, Fo: Forsterite, Grt: Garnet, Gth: Goethite, Hem: Hematite, Lm: Limonite, Mag: Magnetite, Po: Pyrrhotite, Phl: Phlogopite, Qz: Quartz

جدول ۲. مقادیر ایزوتوپ گوگرد کانی پیریت در کانسارهای آهن باباعلی و گالالی

Table 2. Sulfur isotope values of pyrite in the Baba-Ali and Galali iron ore deposits

Sample no.	Ore Deposit	Mineral	S (wt.%)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	T °C	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ (‰) *
BS-304	Baba Ali	Pyrite	51.8	12.0	375	13.0
BS-303	Baba Ali	Pyrite	52.5	13.3	375	14.3
BS-162	Baba Ali	Pyrite	52.0	6.8	375	7.8
BS-321	Baba Ali	Pyrite	43.6	9.5	375	10.5
BS-302	Baba Ali	Pyrite	41.2	8.6	375	9.6
BS-318	Baba Ali	Pyrite	39.3	8.3	375	9.3
GS-090	Galali	Pyrite	30.4	6.3	375	7.3
GS-161	Galali	Pyrite	50.5	6.4	375	7.4
GS-164	Galali	Pyrite	52.1	7.0	375	8.0
GS-400	Galali	Pyrite	48.0	6.1	375	7.1
GS-126	Galali	Pyrite	52.3	7.2	375	8.2
GS-082	Galali	Pyrite	48.6	7.3	375	8.3

* The values of $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ of the ore-forming fluid in equilibrium with pyrite is calculated from the relation $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} + 0.4(1000000/T^2)$.

منشأ گوگرد

نمونه‌های اولیه و فرایندهای احیایی باعث ایجاد نمونه‌های تهی شده از ^{34}S می‌شوند (Seal, 2006). بر این اساس، در شرایط اکسایش ترکیب اصلی و غالب گوگرد به صورت SO_4^{2-} یا SO_2 و در حالت احیایی به صورت H_2S خواهد بود که مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ حالت اکسایش بسیار بیشتر از حالت احیایی است.

بر اساس مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ می‌توان منشأهای مختلفی را برای گوگرد در سامانه‌های زمین‌شناسی مشخص کرد.

الف) منشأ ماگمایی: مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ حدود صفر برای گوگرد در کانی‌های سولفیدی توسط اسپرو و پوئیگ (Spiro and Puig, 2006) مشخص شده است.

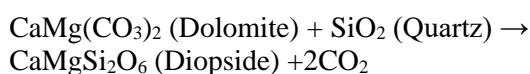
بررسی‌های مختلف نشان داده‌اند که ایزوتوپ‌های گوگرد می‌توانند اطلاعات و شواهد مهمی را در خصوص منشأ گوگرد در سامانه‌های گرمابی نشان دهند. بنابراین، مقدار ^{34}S در کانی‌های سولفیدی به ترکیب ایزوتوپی گوگرد در سامانه و همچنین شرایط محیط تشکیل آنها بستگی دارد. فرایندهای زمین‌شیمیایی از قبیل اکسایش - احیا در سامانه‌های زمین‌شناسی به شدت سبب تفریق ایزوتوپ‌های گوگرد از مقادیر اولیه زمین می‌شوند؛ به طوری که فرایندهای اکسایش سبب ایجاد نمونه‌های غنی از ^{34}S نسبت به

مورد بررسی نشان می‌دهد که علاوه بر منشأ ماگمایی گوگرد، عواملی از قبیل منشأها و یا سازوکارهای دیگری نیز در تشکیل آنها نقش داشته‌اند. مقادیر مثبت $\delta^{34}\text{S}$ در کانسارهای باباعلی و گلالی، علاوه بر منشأ ماگمایی (سنگ‌های دربرگیرنده و میزبان شامل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و دگرگونی)، مشارکت گوگرد از یک منشأ غنی از $\delta^{34}\text{S}$ را نشان می‌دهند. این ویژگی در بسیاری از کانسارهای اسکارنی گزارش شده است (Ishihara et al., 2002; Peng et al., 2016; Zhang et al., 2017).

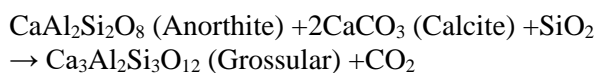
سازوکار نهشته‌شدن ماده معدنی

در اینجا، تعدادی از واکنش‌هایی که در کانه‌زایی اسکارنی آهن رخ می‌دهد را مورد بررسی قرار می‌دهیم. به عنوان مثال از واکنش‌هایی که در سنگ‌های کربناته رخ داده است و تشکیل اسکارنی می‌دهد، می‌توان چنین نوشت:

رابطه ۴:

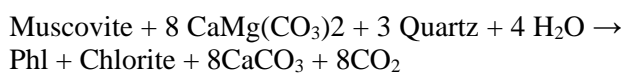


رابطه ۵:



واکنش تشکیل فلوگوپیت (Phl) در اسکارنی منیزیمی به صورت زیر است:

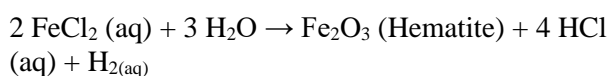
رابطه ۶:



زاریکوو (Zharikov, 1970) معتقد است که فلوگوپیت می‌تواند به صورت یک کانی اسکارنی در اسکارنی‌های منیزیمی و در اسکارنی‌های مرحله ماگمایی ظاهر شود.

همچنین بعضی از واکنش‌هایی که به کانه‌زایی آهن منجر می‌شود عبارتند از:

رابطه ۷:



(1988) به عنوان شاخصی برای منشأ ماگمایی گوگرد در نظر گرفته شده است. البته، پژوهشگران مقادیر مختلفی از $\delta^{34}\text{S}$ را به عنوان شاخص منشأ ماگمایی برای گوگرد در نظر گرفته‌اند.

(ب) منشأ آب دریا: به عقیده ریس و همکاران (Rees et al., 1978)، در صورتی که مقدار $\delta^{34}\text{S}$ حدود +۲۰ در هزار باشد، گوگرد از آب دریا حاصل شده است.

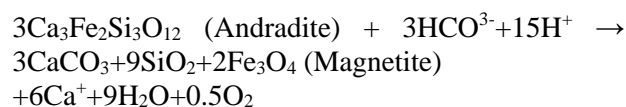
(پ) منشأ ترکیبی: در صورتی که مقدار $\delta^{34}\text{S}$ بین +۵ تا +۱۵ در هزار باشد، منشأ گوگرد احتمالاً از سنگ‌های دربرگیرنده یا ترکیبی از حالت الف و ب است (Rollinson, 1993).

چنان که گفته شد، مقادیر مختلفی از $\delta^{34}\text{S}$ به عنوان شاخص منشأ ماگمایی برای گوگرد در نظر گرفته شده است. به عنوان مثال، اوموتو (Ohmoto, 1986) پیشنهاد کرده است که مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای سنگ‌های آذرین به صورت معمول بین -۵ تا +۷ در هزار تغییر می‌کند. همچنین مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ حدود ± 3 در هزار برای گوگرد با منشأ گوشته ای توسط چاوسیدون و لوران (Chaussidon and Lorand, 1990) پیشنهاد شده است.

سیالات ماگمایی- گرمابی در دماهای بالا و اعماق کم تشکیل می‌شوند و مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سولفیدهای آنها بین -۳ تا +۱ در هزار و مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در سولفات‌های آنها از +۸ تا +۱۵ در هزار تغییر می‌کند که این مقادیر نشان‌دهنده منشأ ماگمایی گوگرد در این کانسارهاست (Rye, 2005; Hofes, 2009).

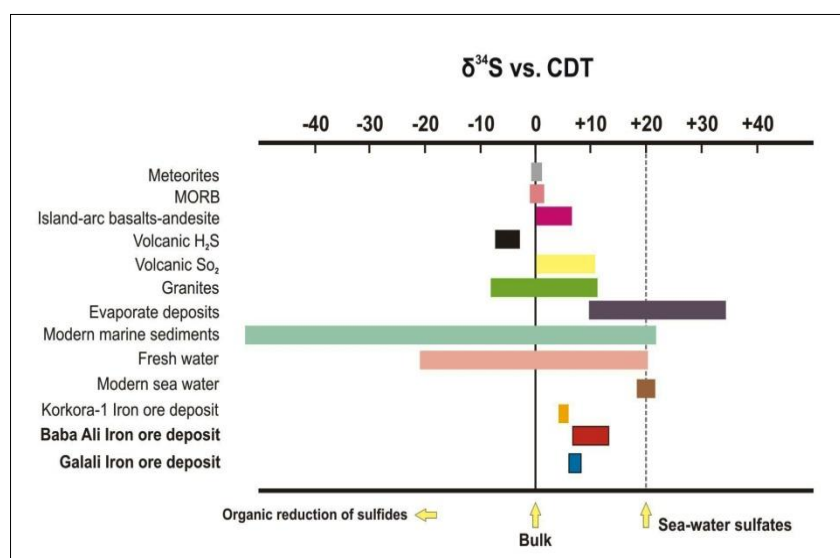
ترکیب ایزوتوپی گوگرد در کانسارهای آهن باباعلی و گلالی در مقایسه با محدوده‌های ایزوتوپی گوگرد در سامانه‌های زمین‌شناسی (Rollinson, 1993) در شکل ۸ نشان داده شده است. بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و همچنین توالی هم‌یافتی در کانسارهای باباعلی و گلالی، کانی پیریت در مرحله پس‌رونده و در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است. بنابراین، در چنین شرایطی گوگرد باید به صورت ترکیب H_2S وجود داشته باشد تا ترکیب سولفات. چنین حالتی در خصوص پیریت‌های کانسار اسکارنی کورکورا-۱ منطقه شهرک نیز مشاهده می‌شود (Sepahi et al., 2020). دامنه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ پیریت در کانسارهای

رابطه ۸:



مقادیر غنی شده $\delta^{34}\text{S}$ در کانسارهای باباعلی و گلالی نشان می‌دهد که علاوه بر منشأ ماگمایی، سنگ‌های دیواره یا در برگیرنده نیز احتمالاً یک منشأ برای گوگرد بوده‌اند. لذا در طی مراحل نفوذ و جای‌گیری توده‌های نفوذی کانه‌دار و جریان‌های همرفتی سیالات ماگمایی- گرمابی، گوگرد از سنگ‌های

آتشفشانی- رسوبی و دگرگونی میزبان خارج شده و در نهایت وارد سامانه اسکارنی می‌شود (Ishihara et al., 2002). همچنین برهم‌کنش ماگما با سنگ‌های کربناته سبب افزایش pH سیالات کانه‌ساز و در نهایت ته‌نشست گوگرد به صورت ترکیب‌های سولفیدی می‌شود (Martinez and Motto, 2000). این فرایند در برخی از پژوهش‌های علمی با عنوان اختلاط گوگرد آذرین و رسوبی در نظر گرفته شده است (Ripley, 1981; Pearson et al., 1988).



شکل ۸. مقایسه ترکیب ایزوتوپی گوگرد کانی پیریت در کانسارهای آهن باباعلی و گلالی در سامانه‌های زمین‌شناسی (Rollinson, 1993). مقادیر ایزوتوپی مربوط به کانسار کورکورا-۱ (کانسار آهن شهرک) برگرفته از سپاهی و همکاران (Sepahi et al., 2020) است. نمونه‌های کانسارهای باباعلی و گلالی غنی‌شدگی بیشتری نسبت به منشأ ماگمایی نشان می‌دهند.

Fig. 8. Comparison of sulfur isotope contents of pyrite from the Baba-Ali and Galali in geological systems (Rollinson, 1993). The isotopic values of the Korkora-1 deposit (the Shahrak iron deposit) are from Sepahi et al. (2020). The Baba-Ali and Galali ore deposit samples show more enrichment than the magmatic sources.

فرایندهایی از قبیل اختلاط سیالات کانه‌ساز با آب‌های جوی و یا انحلال ترکیب‌های گوگردی سنگ‌های آذرین از قبل تشکیل شده نیز به عنوان عاملی برای افزایش مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ محسوب می‌شوند. اختلاط آب‌های جوی با سیالات کانه‌ساز سبب تغییر شرایط

ترمودینامیکی سیالات می‌شود که این موضوع سبب کاهش درجه حرارت و افزایش pH سیال کانه‌ساز و در نهایت ته‌نشست ماده معدنی و ترکیب‌های سولفیدی همراه آنها می‌شود. لذا، در خصوص کانسارهای مورد بررسی می‌توان گفت که منشأ اصلی

ترمودینامیکی سیالات می‌شود که این موضوع سبب کاهش درجه حرارت و افزایش pH سیال کانه‌ساز و در نهایت ته‌نشست ماده معدنی و ترکیب‌های سولفیدی همراه آنها می‌شود. لذا، در خصوص کانسارهای مورد بررسی می‌توان گفت که منشأ اصلی

سنگ‌های واکنشی از قبیل سنگ‌های رسوبی کربناته وجود دارد. مدل شماتیک کانی‌سازی اسکارن در کانسار آهن باباعلی در شکل ۹ نشان داده شده است.

توده آلموقلاق در زمان ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین (148-143 Ma) به درون واحدهای لیتولوژیکی منطقه شامل سنگ‌های سری سنقر نفوذ کرده است (Jamshidibadr et al., 2018). سنگ‌های نفوذی توده آلموقلاق اغلب شامل دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، سینیت و گرانیت هستند. در نتیجه تزریق ماگمای دیوریتی به درون سنگ‌های دربرگیرنده از قبیل سنگ‌های آهکی منطقه، دگرگونی شیمیایی و دگرسانی اتفاق افتاده و در نتیجه آن سنگ‌های آهکی دگرگون شده و مرمر تشکیل شده است. پس از این مرحله، فرایند اصلی اسکارن‌زایی اتفاق افتاده است که به ترتیب شامل مرحله اسکارن پیش‌رونده، اسکارن پس‌رونده و مرحله سوپرژن است. عوامل زمین‌ساختی نظیر گسل‌ها احتمالاً نقشی مهم در فرایندهای مرحله سوپرژن داشته‌اند؛ به طوری که این عوامل ساختاری موجب می‌شوند حجم زیادی از سیالات جوی کم‌دما از طریق شکستگی‌ها وارد سامانه کانه‌زایی شده و یک پوش سنگ اکسیدی / هیدروکسیدی در منطقه ایجاد شود.

در مرحله پیش‌رونده، در نتیجه واکنش سیالات گرمابی با سنگ‌های میزبان، کانی‌های سیلیکاته بدون آب شامل گارنت و پیروکسن تشکیل شده‌اند. سپس در مرحله اسکارن پس‌رونده ضمن تغییر در شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات گرمابی رخ داده است که به تشکیل کانی‌هایی از قبیل مگنتیت و کانی‌های سولفیدی شده منجر است.

در ادامه مراحل رخداد اسکارن (مرحله پس‌رونده)، کانی‌های از قبل تشکیل شده تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته و دستخوش تغییر و حتی تخریب شده‌اند. همچنین کانی‌هایی از قبیل اپیدوت، کلریت، اکتینولیت و کالکوپیریت در این مرحله شکل گرفته‌اند. در مرحله نهایی (سوپرژن) مجموعه کانسار اسکارنی باباعلی تحت تأثیر فرایندهای اکسایش قرار گرفته است. این فرایند اغلب

گوگرد ماگما بوده است که در ادامه با پیشرفت مراحل اسکارنی شدن، احتمالاً عوامل دیگری نظیر برهم‌کنش با سنگ‌های میزبان یا دیواره و همچنین آب‌های جوی سبب افزایش مقادیر ایزوتوپ‌های گوگرد و غنی‌شدگی آنها شده است. در این پژوهش، داده‌های ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن تهیه نشده است؛ اما از داده‌های رستمی پایدار و عادل پور (Rostami Paydar and Adelpour, 2023) این نکته را می‌توان استنتاج کرد. بر اساس بررسی ایشان منشأ آب‌ها بیشتر دگرگونی است. بنابراین، با جمع‌بندی موارد ذکر شده می‌توان گفت که منشأ گوگرد در کانسارهای باباعلی و گلالی می‌تواند از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی و دگرگونی میزبان بوده باشد که سبب ایجاد مقادیر مثبت تر (بیشتر) برای مقادیر ایزوتوپی گوگرد شده یا اینکه از ماگمای اکسیدان تأمین شده باشد که گوگرد در آن به صورت SO_4^{2-} بوده است. با توجه به اینکه شواهدی از حضور گوگرد در سنگ‌های میزبان مشاهده نشده است؛ لذا مورد دوم دارای احتمال بیشتری است.

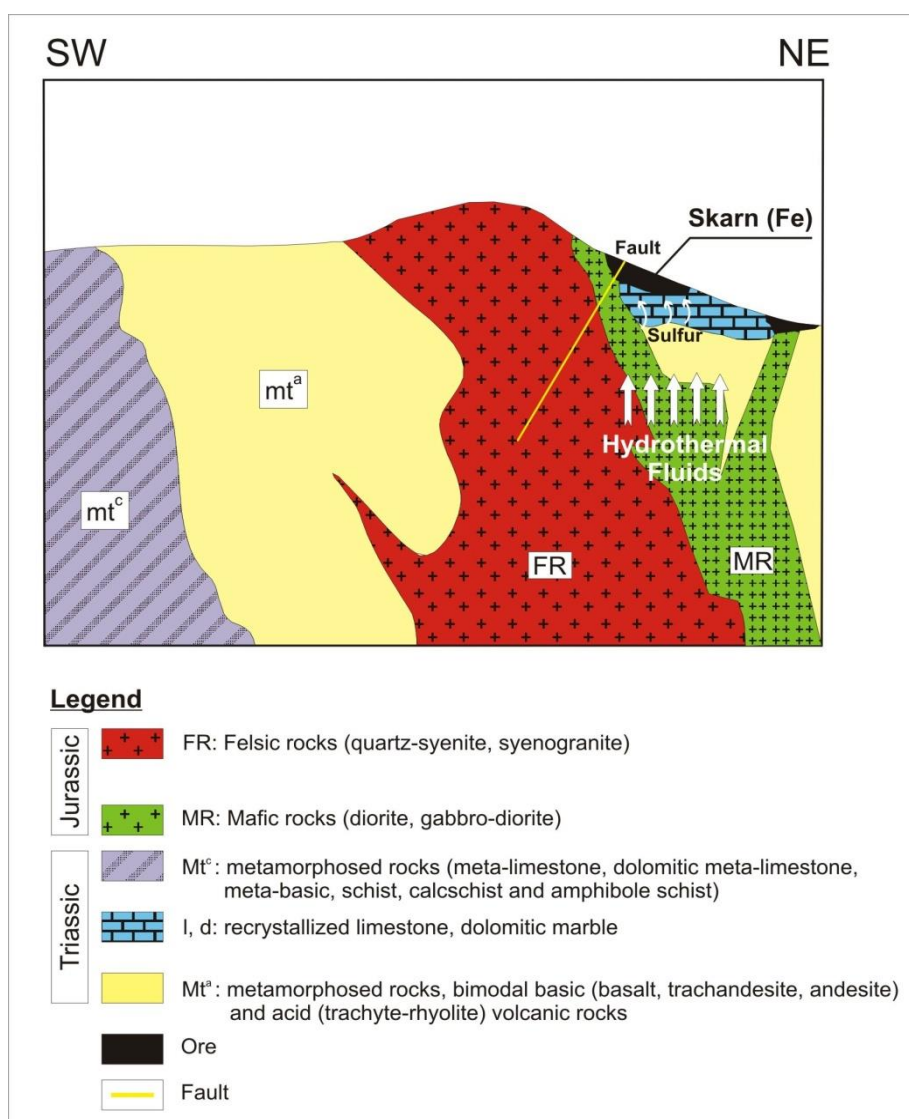
مدل کانه‌زایی

موکه و یونسسی (Mücke and Younessi, 1994) پیشنهاد کرده‌اند که نهشته‌های کانسار باباعلی در درون سنگ‌های دیوریتی، از نوع کانسارهای نوع کایرونا هستند. دلایلی که می‌توان در تأیید اسکارنی بودن این کانسارها ارائه کرد عبارتند از ارتباط نزدیک توده معدنی آهن با توده‌های نفوذی، حضور گسترده کانی‌های اسکارن نظیر گارنت، پیروکسن، فلوگوپیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت و همچنین ترکیب شیمیایی مگنتیت که توسط سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2020) گزارش شده است. کانسار آهن باباعلی از نوع اسکارن منیزی است؛ بنابراین، تشکیل این کانسار را می‌توان در ارتباط با نفوذ و جای‌گیری توده نفوذی آلموقلاق به درون واحدهای سنگی کربناته منطقه در نظر گرفت. مدل‌های مختلفی برای کانه‌زایی اسکارن بر اساس انتقال حجم زیادی از سیالات کانه‌ساز و وجود

کانسار، ویژگی‌های زمین‌شناسی آنها نیز تقریباً یکسان است؛ به طوری که ترکیب توده‌های نفوذی و همچنین سنگ‌های میزبان مشابه هم است. لذا، بر اساس این شواهد می‌توان برای کانسار آهن گلالی نیز یک مدل کانه‌زایی مشابه کانسار باباعلی در نظر گرفت. در این مدل، در نتیجه جای‌گیری ماگمای دیوریتی در دورن سنگ‌های میزبان رسوبی و آتشفشانی-رسوبی دگرگون‌شده، کانه‌زایی آهن از نوع اسکارن رخ داده است.

در بخش‌های سطحی کانسار اتفاق افتاده و با تشکیل کانی‌هایی از قبیل هماتیت و اکسی هیدروکسیدهای آهن نظیر گوتیت و لیمونیت همراه بوده است.

در کانسار آهن گلالی، شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که ماگمای دیوریتی سازنده سنگ‌های نفوذی منطقه عامل کانه‌زایی بوده و همانند کانسار باباعلی ماهیت سامانه کانه‌زایی از نوع اسکارنی است. با توجه به فاصله کم میان این دو



شکل ۹. مدل شماتیک کانی‌سازی اسکارن در کانسار باباعلی (بدون رعایت مقیاس)

Fig. 9. Schematic model representing skarn mineralization in the Baba-Ali ore deposit (no scale)

نتیجه‌گیری

بر اساس بررسی‌های صورت گرفته در این پژوهش، موارد زیر نتیجه‌گیری می‌شود:

۱) کانسنگ آهن باباعلی دارای دو نسل مگنتیت و یک نسل پیریت به همراه پیروتیت و کالکوپیریت است. کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، فلوگوپیت، بیوتیت، کلسیت و کوارتز به عنوان باطله در آن حضور دارند.

۲) کانسنگ آهن گلالی در بردارنده یک نسل مگنتیت و یک نسل پیریت است. هماتیت به مقدار کم در بخش‌های سطحی کانسار و در نتیجه فرایندهای سوپرژن تشکیل شده است. پیروتیت به صورت بلورهای بی‌شکل و درشت دیگر کانی سولفیدی است. گارنت، پیروکسن، فلوگوپیت، بیوتیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز کانی‌های باطله هستند.

۳) شواهد صحرایی و کانه‌نگاری نشان می‌دهند که کانه‌زایی آهن در کانسارهای باباعلی و گلالی از نوع اسکارن بوده و توالی

هم‌یافتی آنها مشابه هم است و توده‌های نفوذی (دیوریتی) در هر دو کانسار عامل اسکارن بوده‌اند.

۴) مقادیر ایزوتوپ $\delta^{34}\text{S}$ در کانسارهای باباعلی و گلالی نشان می‌دهد که منشأ اصلی گوگرد در سیالات سازنده آنها، ماگمای دیوریتی بوده است که برهم‌کنش با سنگ‌های میزبان یا دیواره (آهکی و آتشفشانی-رسوبی) سبب غنی‌شدگی آنها شده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از دانشگاه بوعلی سینا همدان به دلیل حمایت‌های مالی سپاسگزاری می‌نمایند.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

References

- Allègre, C.J., 2008. *Isotope geology*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom. 512 pp.
- Barati, M., 2001. Study of the Hamehkasi iron deposit genesis, Hamedan. The 5th Symposium of Geological Society of Iran, Tehran University, Tehran, Iran. Retrieved August 28, 2001 from <https://civilica.com/doc/14990>
- Barati, M., 2012. Mineralogical, geochemistry and sulfur isotopes studies in the Galali orebody, western Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 20(2): 215-228. Retrieved Jun 20, 2012 from <https://sid.ir/paper/4128/en>
- Chaussidon, M. and Lorand, J.P., 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariège (North-Eastern Pyrenees, France): An ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(10): 2835–2846. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90018-G](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90018-G)
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction; terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77(4): 745–754. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.4.745>
- Eshraghi, S.A., Jafarian, M.B. and Eghlimi, B., 1996. Geological Map of Songhor, scale 1:100000. Geology Survey of Iran, Tehran.
- Eshraghi, S. and Mahmoudi, M., 2003. Geological map of the Tuyserkan area, scale 1:100000, Geology Survey of Iran, Tehran.
- Ghorbani, M., 2013. *The Economic Geology of Iran*. Springer Netherlands, 1st Edition, 572 pp.
- Hofes, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 6th Edition, 286 pp.
- Ishihara, S., Kajiwara, Y. and Jin, M.S., 2002. Possible carbonate origin of ore sulfur from Geumseong Mo deposit, South Korea. *Resource Geology*, 52(3): 279–282. <https://dx.doi.org/10.1111/j.1751-3928.2002.tb00138.x>
- Jamshidibadr, M., Collins A.S., Salomao G.N. and Costa, M., 2018. U-Pb zircon ages, geochemistry and tectonic setting of felsic and mafic intrusive rocks of Almogholagh complex, NW Iran. *Periodico di Mineralogia*, 87(1): 21–53. <https://dx.doi.org/10.2451/2018PM761>
- Lingang, X., Jingwen, M., Fuquan, Y., Hening, D. And Jianmin, Zh., 2010. Geology, geochemistry and age constraints on the Mengku skarn iron deposit in Xinjiang Altai, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(5): 423–440. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.005>
- Martinez, C.E. and Motto, H.L., 2000. Solubility of lead, zinc and copper added to mineral soils. *Environmental Pollution*, 107(1): 153–158. [https://dx.doi.org/10.1016/S0269-7491\(99\)00111-6](https://dx.doi.org/10.1016/S0269-7491(99)00111-6)
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), 100th Anniversary Volume, *Economic Geology*, Society of Economic Geologists, Inc. Littleton, Colorado, pp. 299–336. <https://doi.org/10.5382/AV100.11>
- Mirzaei, R., Ahmadi, A., Mirnejad, H., Gao, J.F., Nakashima, K. And Boomeri, M., 2018. Two-tired magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-Gohar iron ore deposit of SE Iran: in-situ LA-ICP-MS analyses. *Ore Geology Reviews*, 102: 639–653. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.09.025>
- Mücke, A. And Younessi, R., 1994. Magnetite-apatite deposits (Kiruna-type) along the Sanandaj-Sirjan zone and in the Bafq area, Iran, associated with ultramafic and calcalkaline rocks and carbonatites. *Mineralogy and Petrology*, 50: 219–244. <https://dx.doi.org/10.1007/BF01164607>
- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Review in Mineralogy*, 16(1): 491–559. Retrieved March 03 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/rimg/article/16/1/491/87194>
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulphur and carbon, in Barnes, H. L. Ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edition, John Wiley and Sons, Inc., New York, p. 509–567. Retrieved March 03 from <https://azgs.arizona.edu/azgeobib/isotopes-sulphur-and-carbon-barnes-hl-ed-geochemistry-hydrothermal-ore-deposits-second>
- Pearson, M.F., Clark, K.F., Porter, E.W. and Gonzalez, S.O., 1988. Mineralogy, fluid characteristics, and silver distribution at Real de Angeles, Zacatecas. *Economic Geology*, 83(8): 1737–1759. <https://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.83.8.1737>
- Peng, H.J., Mao, J.W., Hou, L., Shu, Q.H., Zhang, C.Q., Liu, H. and Zhou, Y.M., 2016. Stable

- isotope and fluid inclusion constraints on the source and evolution of ore fluids in the Hongniu-Hongshan Cu Skarn Deposit, Yunnan Province, China. *Economic Geology*, 111(6): 1369–1396. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.6.1369>
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science+Business Media B.V., Australia, 1273 pp.
- Rees, C.E., Jenkins, W.J. and Monster, J., 1978. The sulphur isotopic composition of ocean water sulphate. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 42(4): 377–381. [https://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90268-5](https://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(78)90268-5)
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Ripley, E.M., 1981. Sulfur isotopic studies of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, 76(3): 610–620. <https://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.76.3.610>
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York, 352 pp.
- Rostami Paydar, G. and Adelpour, M., 2023. Fluid inclusion and stable isotope study of the Baba-Ali and Galali deposits, northwest of Hamedan: Metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of mineralization in northwest of the Sanandaj-Sirjan zone. *Researches in Earth Sciences*, 14(2): 104–120 (in Persian). <https://doi.org/10.48308/esrj.2023.101329>
- Rye, R.O., 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical Geology*, 215(1–4): 5–36. <https://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.034>
- Sarjoughian, F., Habibi, I., Lentz, D.R., Azizi, H. and Esna-Ashari, A., 2020. Magnetite compositions from the Baba Ali iron deposits in the Sanandaj-Sirjan zone, western Iran: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 126: 103728. <https://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103728>
- Seal, R.R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 61(1): 633–677. <https://dx.doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12>
- Sepahi, A.A., Ghoreishvandi, H., Maanijou, M., Maruoka, T. and Vahidpour, H., 2020. Geochemical description and sulfur isotope data for Shahrak intrusive body and related Fe-mineralization (east Takab), northwest Iran. *Island Arc*, 29(1): e12367. <https://dx.doi.org/10.1111/iar.12367>
- Sepidar, F., Mirnejad, H. and Li, J.W., 2017. Mineral and stable isotope compositions, phase equilibria and ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology from the iron skarn deposit in Sangan, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 91: 660–681. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.08.029>
- Sharp, Z., 2017. *Principles of Stable Isotope Geochemistry*, 2nd Edition, Prentice Hall, 416 pp.
- Shirmohammadi, M., Sepahi, A.A., Santos, J.F., Maanijou, M., Torkian, A. and Vahidpour, H., 2023. Geochemistry and Sr–Nd isotopic characteristics of ferroan-magnesian metaluminous granites of the NW Sanandaj–Sirjan zone, Iran: granite formation in a compressional–extensional setting during Late Jurassic time. *Geological Magazine*, 160(6): 1065–1089. <https://doi.org/10.1017/S0016756823000146>
- Spiro, B. and Puig, A., 1988. The source of sulfur 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)
- Tavakoli, H., 2004. *Mineralogy, Geochemistry and Source of Iron Deposits NW of Hamedan*. M.Sc. Thesis, Tarbiat Modarres University, Iran, 156 pp. (in Persian)
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zamanian, H. and Asadollahi, B., 2013. Geochemistry and ore potential of the Almooughlagh batholith, western Iran. *Geologos*, 19(3): 229–242. <https://doi.org/10.2478/logos-2013-0014>

- Zamanian, H. and Radmard, K., 2016. Geochemistry of rare earth elements in the Baba Ali magnetite skarn deposit, western Iran—a key to determine conditions of mineralization. *Geologos*, 22(1): 33–47. <https://doi.org/10.1515/logos-2016-0003>
- Zamanian, H., Yousefi Yeganeh, B. And Alavi, S.A., 2007. Mineralogical and geochemical skarn zoning across the Baba Ali deposit and its economic geology applications, Western Iran. *Geosciences*, 16(62): 203–194. Sid. <https://Sid.Ir/Paper/401433/En>
- Zhang, Y., Shao, Y.J., Wu, C.D. and Chen, H.Y., 2017. LA-ICP-MS trace element geochemistry of garnet: constraints on hydrothermal fluid evolution and genesis of the Xinqiao Cu-S-Fe-Au deposit, eastern China. *Ore Geology Reviews*, 86: 426–439. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.03.005>
- Zharikov, V.A., 1970. Skarns (Part I). *International Geology Review*, 12(5): 541–559. <https://doi.org/10.1080/00206817009475262>