

Geology, geochemistry and iron mineralization in the Qazikandi area, NW of Zanjan

Elham Hassasi¹, Ghasem Nabatian^{2*}, Maryam Honarmand³, Mohammad Ebrahimi⁴, Reza Keshavarzi⁵

1. MSc student, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran.

- 2. Associate professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran.
- 3. Assistant professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran.
- 4. Associate professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran.
- 5. Deputy of technical and planning, Sadr-e-Jahan Mines Development Company, Tehran, Iran.

Article info Abstract The Qazikandi iron ore mineralization is located in the 70 km northwest of Zanjan Article history Received: 20 February 2023 and belongs to the Central Iran Zone. The rock units in the study area include Accepted: 01 September 2023 Precambrian to Cenozoic formations as well as Cretaceous granite bodies. Iron iron mineralization, mineralization in the Qazikandi area has occurred in the form of lensoid and vein in magnesian skarn, the basal part of the Barout Formation with carbonate and shale composition. The main ore minerals consist of magnetite, primary hematite, pyrite, secondary hematite Central Iranian Zone. and goethite. The secondary minerals which formed through supergene process and evolved during weathering of magnetite and pyrite are secondary hematite, goethite and lepidocrocite. The alteration in the study mineralization includes chloritization, epidotization, silicic, sericitization and argillic. The current research suggests that the intrusion of plutonic body with granite to quartz-monzonite composition into the Barout Formation has led to the formation of iron mineralization in the area. Due to the intrusion of the plutonic body into the shale parts of the Barout Formation, the hornfels developed and anhydrous minerals such as phlogopite were formed. Following the mineralization in this area, magnetite and then small amounts of primary hematite were formed. The mentioned alteration products developed simultaneously with this stage of mineralization. It is noteworthy that the silicic veins and veinlets which formed after mineralization, have cut the primary phases of mineralization. The field and microscopic evidence suggest that the Qazikandi ore deposit is classified as the magnesian skarn iron ore deposit.

Introduction

Keywords:

Qazikandi,

Zanjan,

The Qazikandi Fe skarn mineralization is located in the 70 km northwest of Zanjan and along the Central Iran Zone. Different types of Fe mineralization in Iran were occurred during several metallogenic phases from Neoproterozoic- Early Cambrian to Cenozoic (e.g., Karimpour, 1989; Föster and Jafarzadeh,

1994; Daliran et al., 2007, 2010; Jami et al., 2007; Golmohammadi et al., 2014; Nabatian et al., 2015). These deposits are mainly located in the Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ), Alborz, Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA) and Central Iran Zone (CIZ). The Qazikandi iron deposit associated with the Inche-Rahbari, Khakriz, Arjin and the Bashkand iron skarn

*Corresponding author: Ghasem Nabatian; E-mail: gh.nabatian@znu.ac.ir How to cite this article: Hassasi, E., Nabatian, G., Honarmand, M., Ebrahimi, M., Keshavarzi, R., 2023. Geology, geochemistry and iron mineralization in the Qazikandi area, NW of Zanjan. Kharazmi Journal of Earth Sciences 9 (1), 62-94. http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.103782



deposits in the Zanjan district are located in the Soltaniyeh-Mahabad metallogenic belt. This metallogenic belt is mainly hosted by Pre-Cambrian to late Paleozoic sequences as well Cenozoic magmatism (Nabatian et al., 2015; 2017). The iron mineralization at this axis were hosted by Late Proterozoic to Late Cambrian to Permian formations such as Soltaniyeh, Barut, Mila and Ruteh, which intruded by the Cretaceous to Late Eocene granitoid rocks. The rock units in the Qazikandi area include Precambrian to Cenozoic formation as well as Cretaceous granite body in which the Barut Formation hosts for iron mineralization. Therefore, we present new field observation, mineralogy and whole rock geochemistry of ore deposit and granitic rocks in this area to better understand the origin of the magmatic rocks and the evolution of Qazikandi Fe skarn deposit in this part of CIZ.

Material and methods

Petrographic and mineralogical features of the Qazikandi iron deposit and its host rocks were determined by studying of 9 thin and 16 thin-polished sections in the Laboratory of the University of Zanjan. The major and trace element compositions of four granitic rock samples were determined by the Zarazma Company using X-ray fluorescence (XRF) and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) methods. respectively.

Results and discussion

The main rock units in the Qazikandi area include Cretaceous granite and Cambrian carbonates and shales of the Barut Formation. Based on this study, the Qazikandi iron mineralization occurred in form of lensoid and vein in the basal part of the Barut Formation. The iron mineralization in this deposit consists of stratabound, massive bodies, veins and veinlets, and breccias of magnetite \pm hematite with minor amounts of pyrite. Hematite, goethite and lepidocrocite are the major secondary minerals which formed during the supergene weathering processes. The main alteration zones in the Qazikandi iron deposit include chlorite-epidote, silicic, sericite and argillic.

It can be state that the intrusion of the Cretaceous granite to quartz-mozonite bodies produced a thin metamorphic aureole in the contact with the hosting carbonates and shales, resulting in the development of marble and hornfels. The hornfels zones are mainly dark green to olive green in color and consist mainly of phlogopite, epidote and chlorite. The iron mineralization is mainly associated with exoskarns. Following the iron mineralization, magnetite and then minor amounts of primary hematite and pyrite were formed. The mentioned alteration products developed simultaneously with this stage of mineralization. It is noteworthy that the silicic veins and veinlets which formed after mineralization, cut the primary phases of mineralization.

Based on geochemical studies, the intrusive body shows granite to quartz monzonite composition with calc-alkaline and metaluminous affinities. The investigated samples show relative enrichment in light rare earth elements (LREE) and the relative depletion in heavy rare earth elements (HREE). The granitic samples show negative anomaly of Nb, Ta and Ti in primitive mantle normalized spider diagrams and a weak negative anomaly in Eu. Geochemical data suggest that the tectono-magmatic setting of the investigated samples is an active continental margin and magmatic arc.

Conclusion

The Qazikandi skarn type Fe deposit occurred due to the intrusion of granitic body into the carbonates and shales of the Barut Formation.

The granitic body ranges in composition from granite to quartz-monzonite and show calc-alkaline, I-type and metaluminous characteristics as well as relative enrichment in LILE and LREE and depletion in HFSE and HREE.

Based on this study and comparing the characteristics of the Qazikandi deposit to those of skarn type iron deposits, it can be stated that the characteristics of this deposit are most similar to those of the magnesian type iron skarn deposits. The ore-forming fluids originated from the granitic intrusion led to the formation of calc-silicate minerals and magnetite in the limestone and shale units. It should be noted that the precipitation of magnetite occurred during retrograde skarn in the Qazikandi area.

References

Hassasi et al

- Daliran, F., Stosch, H.G., Williams, P., 2007. Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and apatitites of the Bafq district, central-east Iran. In: Stanely, C.J. (Ed.), Digging Deeper, Proceedings 9th Biennial SGA Meeting Dublin, Ireland, pp. 1501-1504.
 Daliran, F., Stosch, H.G., Williams, P., Jamli, H.,
- Dorri M.B., 2010. Early Cambrian Iron

Oxide-Apatite-REE (U) Deposits of the Bafq District, East-Central Iran. In: Corriveau, L., Mumin, H. (Eds.), Exploring for Iron oxide copper-gold deposits: Canada and Global analogues 20. Geological Association of Canada, Short Course Notes, pp. 143-155.

- Föster, H., Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in Central Iran-a highly mineralized Infracambrian volcanic field. Economic Geology 89. 1697-1721.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Mazaheri, S.A., 2014. Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. Ore Geol. Rev. 65, 545-563.
- Jami, M., Dunlop, A.C., Cohen D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. Economic Geology 102, 1111-1128.
- Karimpour, M.H., 1989. Applied Economic Geology, Javid Publication, Mashhad, Iran. 404 pp.
- Nabatian, Gh., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M., Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe-Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny. Australian Journal of Earth Sciences 62, 211-241.
- Nabatian, Gh., Li X-H., Honarmand, M., Melgarejo, J.C., 2017. Geology, mineralogy and evolution of iron skarn deposits in the Zanjan district, NW Iran: Constraints from U-Pb dating, Hf and O isotope analyses of zircons and stable isotope geochemistry. Ore Geology Reviews 84, 42-66.

CRedi	iT aut	horship	contri	bution	statement

Elham Hassasi	Writing - Original Draft
Ghasem Nabatian	Conceptualization, Writing - Review & Editing
Maryam Honarmand	Writing - Review & Editing
Mohammad Ebrahimi	Writing - Review & Editing
Reza Keshavarzi	Writing - Review & Editing



مقاله پژوهشی

دسترسی 👌 آزاد

مجله علوم زمين خوارزمي



زمین شناسی، ژئوشیمی و کانهزایی آهن در منطقه قاضی کندی، شمال غرب زنجان

الهام حساسى'، قاسم نباتيان'*، مريم هنرمند"، محمد ابراهيمي ، رضا كشاورزى •

۱. کارشناسی ارشد، گروه زمینشناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران ۲. دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۳. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

۴. دانشیار، گروه زمینشناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۵. معاون فنی و برنامهریزی، شرکت توسعه معادن صدر جهان، تهران، ایران

چکیدہ	اطلاعات مقاله
رخداد معدنی آهن قاضیکندی در فاصله ۷۰ کیلومتری شمالغرب زنجان و در پهنه ایران مرکزی واقع شده است.	تاريخچه مقاله
واحدهای سنگی موجود در ناحیه مورد مطالعه شامل سازندهای پرکامبرین تا سنوزوئیک و همچنین گرانیت تا کوارتز	دریافت: ۱۴۰۱/۱۲/۰۱
مونزونیت صورتی رنگ با سن کرتاسه هستند. کانهزایی آهن در کانسار قاضیکندی به صورت رگهای و عدسیشکل، در	پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۱۰
بخش قاعدهای سازند باروت که متشکل از سنگهای کربناتی و شیل است، تشکیل شده است. مهمترین کانیهای فلزی	واژه های کلیدی
موجود در محدوده شامل مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت میباشند. کانیهای ثانویه شامل هماتیت ثانویه، گوتیت و	کانەزایی آھن، اسکارن
لپيدوكروزيت هستند كه در اثر هوازدگي مگنتيت و پيريت به وجود آمدهاند. دگرسانيهاي موجود در اين كانسار شامل	منیزیمی، قاضیکندی،
دگرسانیهای کلریتی، اپیدوتی، سیلیسی، سریسیتی و آرژیلیک هستند. مطالعه حاضر بیانگر آن است که در اثر تزریق	زنجان، پهنه ايران
توده نفوذی با ترکیب گرانیتی تا کوارتز مونزونیتی به درون سازند باروت، کانهزایی آهن در این کانسار رخ داده است.	مرکزی.
همزمان با تزریق توده نفوذی، بخشهای شیلی سازند باروت، هورنفلسی شده به طوری که در این بخشها، کانیهای	
فلوگوپیت، کلریت و اپیدوت تشکیل گردیدهاند. همچنین بخشهای کربناته در اثر دگرگونی مجاورتی به مرمر تبدیل	
شدهاند. در ادامه فرایند کانهزایی در این کانسار، مگنتیت و بعد از آن هماتیت اولیه (به مقدار کم) تشکیل شده است.	
همراه با این مرحله از کانهزایی، دگرسانیهای کلریتی و اپیدوتی نیز انجام شدهاند. قابل ذکر است که رگه- رگچههای	
سیلیسی بعد از تشکیل کانهزایی، فازهای کانهزایی در مراحل اولیه را قطع و برشی کردهاند. براساس ردهبندی شیمیایی،	
نمونههای توده نفوذی دارای ماهیت کالکآلکالن و متالومین و عمدتاً در محدوده گرانیت تا کوارتز مونزونیت قرار	
میگیرند. در نمودارهای عنکبوتی، نمونههای توده نفوذی غنیشدگی نسبی از LREE نسبت به HREE را نشان	
میدهند. براساس مطالعات ژئوشیمیایی، محیط تکتونوماگمایی سنگهای گرانیتوئیدی مورد مطالعه، در حاشیه فعال	
قارهای و کمان ماگمایی قرار میگیرند. به طور کلی، براساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی میتوان اظهار داشت که	
کانسار آهن قاضیکندی در دسته کانسارهای آهن اسکارن منیزیمی (وجود فلوگوپیت، کلریت و اپیدوت) قرار دارد.	

sh.nabatian@znu.ac.ir الاربيان sh.nabatian@znu.ac.ir **استناد به این مقاله:** حساسی، ا،، نباتیان، ق.، هنرمند، م.، ابراهیمی، م.، کشاورزی، ر. (۱۴۰۲) زمینشناسی، ژئوشیمی و کانهزایی آهن در کانسار قاضی کندی، شمال غرب زنجان. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۹، شماره ۱، صفحه ۶۲ تا ۹۴ (\mathbf{i}) (cc) http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.103782



مقدمه

رخداد معدنی آهن قاضیکندی در فاصله ۷۰ کیلومتری شمالغرب زنجان و در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است. محدوده مورد مطالعه در ادامه ارتفاعات محور ابهر- سلطانيه - ماهنشان كه دارای روند شمالغرب – جنوب شرق بوده و حاوی رخنمونهای متعددی از کانهزایی آهن هستند، قرار می گیرد. اغلب این کانهزایی ها در سنگهای پرکامبرین و کامبرین به شکل گوتیت، هماتیت و مگنتیت هستند (Ghorbani, 2003). با توجه به اینکه تا به حال در کانسار آهن قاضی کندی، مطالعات علمی- پژوهشی دقیقی مبنی بر نوع کانهزایی، کانی-شناسی، ژئوشیمی و سنگهای میزبان آن و همچنین ارتباط آنها با همدیگر انجام نشده است، لذا در پژوهش حاضر سعی شده به بررسی ویژگیهای کانی شناسی، مطالعه ساخت و بافت ماده معدنی، دگرسانی، تعیین روابط پاراژنتیکی، ژئوشیمی توده نفوذی و ماده معدنی و چگونگی تشکیل کانهزایی در کانسار قاضی کندی پرداخته شود.

مواد و روشها

پس از مطالعه نقشهها و تصاویر ماهوارهای، پیمایش صحرایی جهت مطالعه واحدهای زمین-شناسی در منطقه و همچنین نمونهبرداری از واحدهای سنگی و رخنمون کانهزایی انجام گردید. در مرحله بعد تعداد ۹ مقطع نازک و ۱۴ مقطع نازک-صیقلی از نمونههای برداشت شده تهیه و مورد بررسیهای میکروسکوپی قرار گرفتند. همچنین

تعداد ۴ نمونه از توده نفوذی منطقه انتخاب و جهت انجام تجزیههای ژئوشیمیایی با استفاده از روشهای ICP-MS و XRF به آزمایشگاه زرآزما، تهران ارسال گردیدند.

زمینشناسی کانسار آهن قاضیکندی

بر اساس نقشه زمینشناسی چهارگوش ماهنشان (Lotfi, 2001)، واحدهای موجود در ناحیه مورد مطالعه شامل سازندهای پرکامبرین تا سنوزوئیک (سازند کهر به سن پرکامبرین، باروت و زاگون به سن کامبرین، درود و روته به سن پرمین، شمشک و لار به سن ژوراسیک، قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی مربوط به الیگوسن- میوسن و رسوبات عهد حاضر) به همراه گرانیت صورتی رنگ با سن احتمالی کرتاسه (Lotfi, 2001) هستند (شکل ۱).

مهمترین سازندهایی که در محدوده معدنی رخنمون دارند شامل سازندهای باروت، زاگون و روته هستند. سازند باروت در این منطقه با ترکیب شیل و دولومیت در جنوبغرب محدوده رخنمون دارد (شکل ۲- ۵). شیلهای این سازند در برخی بخشها تحت تاثیر نفوذ توده گرانیتوئیدی قرار گرفته و هورنفلسی تاثیر نفوذ توده گرانیتوئیدی قرار گرفته و هورنفلسی شدهاند. سازند زاگون حاوی شیل قرمز تا قهوهای روشن همراه با مقدار کمی ماسهسنگ بین لایهای روشن در مهراه با مقدار کمی ماسهسنگ بین توده گرانیتی و سازند روته گسترش دارد (شکل ۱). سازند زاگون به صورت ناپیوسته توسط سازند روته پوشیده شده است. در منطقه، گذر از کامبرین به پرمین را با کوارتز رأسی که بر روی لالون قرار گرفته، میتوان تشخیص



شکل ۱- نقشه زمینشناسی کانسار قاضی کندی با مقیاس ۱/۲۰۰۰.

Fig. 1. Geological map of the Qazikandi deposit, scale 1:20000.



شکل ۲- a) تصویر صحرایی از سازندهای باروت، زاگون و روته در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمالغرب). b) رخنمون صحرایی از سازندهای روته و زاگون در کانسار آهن قاضی کندی (دید به سمت شمالشرق).

Fig. 2. a) The field photograph of the Barut, Zagun and Ruteh Formations in the Qazikandi area (view to the northwest). b) Field outcrops from the Zagun and Ruteh Formations in the Qazikandi deposit (in Fig. 2b, the view is to the northeast and in Fig. 2c, the view is to the east).

واحد آذرین منطقه، توده گرانیتی با وسعتی در حدود ۴ کیلومترمربع است (شکل ۱). سازند باروت در این بخشها، به ویژه در بخش کربناته، با ضخامت-های متفاوت تشکیل شده است (شکل ۳– ۵، b). در برخی بخشها نیز، توده گرانیتی به شکل میکروسیل در بین لامینهها یا نوارهای شیل تزریق شده و باعث هورنفلسی شدن بخشهای میاور شده است (شکل ۳– ۳). در بخشهایی که هورنفلسی شده است، رگه-های غنی از کانیهای میکایی دیده میشود که در با کلریت و اپیدوت تشخیص داده شدند (شکل ۳– f). هورنفلسهای منطقه، سنگهای دگرگونی دانهریز بوده و سنگ منشأ آنها شیلهای سازند باروت هستند که بر اثر حرارت توده سخت شده و در مواردی به سنگهای سخت بسیار مقاوم و بادوامی تبدیل شدهاند. معمولاً توسط کانیهای کربناته جانشین شدهاند. در نمونههای دستی این سنگها، کانیهای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کوارتز به خوبی قابل مشاهدهاند. علیرغم همبری گسله توده با سازند باروت، در بخش-هایی از توده، قطعاتی از سازند باروت به داخل آن افتاده و اسکارنی شدهاند (شکل ۳- d) که حاکی از تأثیر مستقیم توده برروی این سازند است. قابل ذکر است که در برخی بخشها، رگه- رگچههایی از کانی-زایی مگنتیت در داخل توده نفوذی نیز دیده می شوند.

همانطور که ذکر گردید، سازند باروت در این منطقه دارای میانلایههایی از کربنات و شیل است که در برخی بخشها از جمله در مجاورت توده نفوذی، اسکارنی و هورنفلسی شده و ماده معدنی نیز



شکل ۳- ۵) تصویری از رخنمون صحرایی توده نفوذی گرانیتوئیدی در منطقه قاضیکندی. b) قطعهای از سازند باروت که در داخل توده نفوذی قرار گرفته و اسکارنی شده است (دید تصویر به سمت جنوبغرب است). c، b) تصاویری از بخشهای کانهزایی و شیلهای هورنفلسیشده سازند باروت در منطقه مورد مطالعه (دید در تصویر c به سمت جنوبشرق و در تصویر b به سمت جنوبغرب). e) تزریق میکروسیلهای گرانیتی (بخشهای صورتی رنگ) به درون بخشهای شیلی سازند باروت. f) تشکیل کانیهای میکایی در بخشهای هورنفلسی شده سازند باروت.

Fig. 3. a) Field photograph of the granitoid outcrops in the Qazikandi area. b) The Barut carbonate segment embedded in the intrusion and experienced skarnization (view to the SW). c, d) Field photographs from parts of the mineralization and hornfels in the Barut Formation of the study area (views to the SE and SW in the c and d pictures, respectively). e) Injection of granitic micro-sills (the pink parts) into the shale member of the Barut Formation. F) Formation of mica minerals in the hornfels parts of the Barut Formation.

موجود در این توده به شمار میآید. از بافتهای فرعی این واحد می توان به بافت کانسر تال (بلورهای نامنظم بدون فضاهای بینابینی که به هم چسبیدهاند) اشاره کرد (شکل ۴– c). بلورهای کوار تز عمدتاً بی شکل بوده و به صورت بلورهای ریز تا اندازههای نسبتاً درشت همراه با آلکالی فلدسپارها دیده میشود. مرز بلورهای کوارتز غالباً مضرس بوده و خاموشی موجی نشان می-دهند. همچنین به ندرت بلورهای پلاژیوکلاز سریسیتی و کلسیتی شده در این سنگها مشاهده مىشوند. قابل ذكر است كه كانى آلكالى فلدسپار موجود در این تودهها در حال تجزیه به کانیهای رسی است. از کانیهای فرعی موجود در تودههای نفوذی گرانیت و کوارتز مونزونیت می توان به بیوتیت دگرسان شده به کلریت، زیرکن، آپاتیت و کانیهای ایک اشاره کرد که مورد آخر، به صورت جانشینی و رگچهای در زمینه سنگ دیده می شود. لازم به ذکر است که رگچههای کانیهای ایک، سنگ میزبان گرانیتی را قطع و برشی کرده و قطعاتی از سنگ میزبان در این رگچهها مشاهده میشوند. یلاژیوکلاز (۴۵ درصد) با اندازه حدود ۰/۳ میلیمتر تا بیش از ۲ میلیمتر، آلکالی فلدسپار (۴۰ درصد) با اندازه کمتر از ۰/۵ تا ۳ میلیمتر و کوارتز (۱۰ درصد) با اندازه کمتر از ۱ میلیمتر هستند. بلورهای یلاژیوکلاز عمدتاً نیمهخودشکل و گاه خودشکل هستند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز ماکل پلیسنتتیک و بلورهای فلدسپار پتاسیم نیز بافت پرتیتی نشان میدهند (شکل ۴– b، a). نمونههای گرانیتی دارای کانیهای اصلی کوارتز (۲۵ درصد) با اندازه کمتر از ۱ میلیمتر، یلاژیوکلاز (۳۵ درصد) با اندازه حداکثر تا ۲ میلیمتر، آلکالی فلدسپار (۳۵ درصد) با اندازه کمتر از ۰/۵ تا ۳/۵ میلیمتر و کانیهای پراکنده ایک است (شکل k-۴). بافت اصلی سنگ دانه ای بوده و گاه در بخشهای حاشیه توده، بافت پورفیری با زمینه نسبتاً ریزبلور از کوارتز و آلکالی فلدسپار نیز مشاهده می گردد (شکل ۴– c، d). این بافت به صورت ریز (بلورهای ریز کوارتز و آلکالی فلدسپار) در اطراف بلورهای درشت کوارتز و آلکالی فلدسپار دیده میشود (شکل ۴- d). بافت گرانوفیری نیز از دیگر بافتهای



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از واحد کوارتز مونزونیت: a) بافت دانهای ناهمسان دانه (بلورهای کوارتز به صورت دانه ریزتر در تصویر قابل مشاهدهاند). d) بلور درشت پلاژیوکلاز سریسیتی شده در زمینهای دانهای از کانیهای کوارتز و فلدسپار. c) بافت دانهای و بافت کانسرتال بین بلورهای کوارتز در قسمت پایین تصویر و بافت گرانوفیری در سمت چپ آن دیده میشود. d) بافت پورفیری در گرانیت که درشت بلورهای کوارتز و آلکالی فلدسپار در زمینهای ریزبلور از کوارتز و آلکالی فلدسپار قرار دارند. علائم اختصاری کانیها برگرفته از ویتنی و اوانز (2010 Evans یا کوارتز ایکالی هستند. gz؛ کوارتز، Afs؛ آلکالی فلدسپار، PI؛ پلاژیوکلاز.

Fig. 4. Microphotographs from the quartz monzonite unit. a) Inequigranular texture (the quartz minerals are observed as fine grains). b) The large plagioclase with antiperthite texture and sericite alteration embedded in fine grains of quartz and feldspar background. c) The granular and concrete textures between quartz minerals in the lower part and left side of the photo, respectively. d) Porphyry texture in granite in which the large crystals of quartz and alkali feldspar are embedded in the fine grains of the same minerals. The mineral abbreviations are after Whiney and Evans (2010). Qz: quartz; Afs: alkali feldspar; Pl: plagioclase.

پلاژیوکلاز، کوارتز، کلریت، سریسیت و کانیهای اپک هستند. همانطور که در شکل (b ،a -۵) دیده میشود، دگرسانیهای سریسیتی و کلریتی در این سنگها غالب است. در برخی بخشها، کوارتز حفرات موجود

در سنگ را پر کرده است، همچنین رگه- رگچههای کربناتی نیز در برخی بخشها، سنگهای آذرآواری را قطع کردهاند (شکل ۵- a).



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از واحد توفی در منطقه مورد مطالعه. a) قطعه خردهسنگی در این واحد که رگچه کربنات آن را قطع کرده است. b) واحد توفی ریزبلور که دگرسانی کلریتی در آنها غالب است. علائم اختصاری کانیها بر گرفته از ویتنی و اوانز (Whitney) (Evans 2010 & هستند. Cb؛ کربنات، Chl: کلریت، RF؛ قطعات سنگی.

گوتیت و لپیدوکروزیت هستند. مهمترین بافتهایی که در نمونههای دستی این کانهزایی مشاهده میشوند شامل بافتهای رگه-رگچهای، تودهای و برشی هستند. کانهزایی آهن ضخامتی در حدود ۲ تا ۱۰ متر دارد که در برخی بخشها، در درون پهنههای اسکارنی که ضخامت آنها در حدود ۵۰ متر است، قرار دارد. شیب رگههای آهن عمدتاً حدود ۵۰ الی ۶۰ درجه است (۶– ۵، می).

کانهزایی بر اساس مشاهدات صحرایی، ماده معدنی در محدوده کانهزایی آهن قاضیکندی، اغلب به صورت رگه- رگچهای و گاه عدسی شکل در درون سنگهای کربناته و شیلی سازند باروت و نزدیک به توده نفوذی تشکیل شده است (شکل ۶- ۵، ۵). مهمترین کانههای موجود در محدوده معدنی قاضیکندی شامل مگنتیت، هماتیت اولیه، پیریت، هماتیت ثانویه،

Fig. 5. Microphotograph from the tuff unit in study area. a) Lithic fragment in tuff which cut by calcite veinlet. b) Fine grained tuff with dominant chlorite alteration. The mineral abbreviations are after Whiney and Evans (2010). Cb: carbonate; Chl: chlorite; RF: rock fragment.



شکل ۶- تصاویر صحرایی از سنگ میزبان و کانهزایی آهن در منطقه قاضیکندی. a) شیلهای هورنفلسی شده در منطقه قاضیکندی که در زیر ماده معدنی قرار دارند. b) رگه مگنتیتی که در داخل کربناتها تشکیل شده است. c) کانهزایی مگنتیت در داخل کربناتها که به صورت رگه- رگچهای تشکیل شده است (دید به سمت غرب).

Fig. 6. Field photographs from the host rock and Fe mineralization in the Qazikandi area. a) Hornfels in the Ghazikani area that underlie the orebody (view to the southwest). b) Magnetite vein that formed within the carbonate rocks. c) Mineralization within the carbonate rocks that occurred as vein and veinlet (view to the west).



شکل ۷- a) کربناتهای سازند باروت با میان لایه هایی از شیل که اسکارنی شدهاند (دید به سمت جنوب غرب). b) رگه کانهزایی در داخل بخش های کربناته (اگزواسکارن). d، c) تصاویری از پهنه های اندواسکارن در کانسار قاضی کندی (کانهزایی مگنتیت در درون توده نفوذی). Fig. 7. a) Carbonate part of the Barut Formation with interlayers of skarnized shale (view to the SW). b) Ore vein in the carbonate part (Exoskarn). c, d) Photos from the endoskarn zones of the Qazikandi deposit (magnetite mineralization in the intrusion)

کانەنگارى

عمدتاً شامل فلوگوپیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز و کلسیت میباشند. در ادامه خصوصیات میکروسکوپی کانهها و کانیهای باطله در این کانسار به تفصیل توضیح داده میشود.

مگنتيت

کانه اصلی در کانهزایی آهن قاضی کندی مگنتیت است و بیشترین حجم ماده معدنی را شامل می شود. این کانه در نمونه دستی از ریزبلور تا در شتبلور قابل مشاهده است. بلورهای مگنتیت اغلب به صورت نیمه-خودشکل یا بی شکل دیده می شوند که توسط رگه- جهت بررسی کانهها در کانسار مورد مطالعه، از مقاطع ناز ک – صیقلی و مقطع صیقلی استفاده گردید. کانیهای اولیه که حجم اصلی ماده معدنی را تشکیل میدهند، بهترتیب فراوانی شامل مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت هستند. کانیهای ثانویه که در اثر فرآیندهای سوپرژن و هوازدگی در این کانسار تشکیل شدهاند نیز شامل هماتیت ثانویه، گوتیت و لپیدوکروزیت هستند که در اثر هوازدگی مگنتیت و پیریت به وجود آمدهاند. کانیهای باطله این کانسار

رگچههای کوارتز و کلسیت (کربنات) برشی شده است. مهمترین بافتهایی که در زیر میکروسکوپ مشاهده میشوند شامل بافتهای رگه- رگچهای، تودهای (شکل ۸- a) و برشی (شکل ۸- b) هستند. در مواردی مگنتیت توسط رگچههای سیلیسی برشی

شده و قطعات ریز و درشت زاویهدار مگنتیت در کنار هم قرار گرفتهاند (شکل ۸- c م). در بعضی از نمونه-ها، مگنتیت توسط رگه- رگچههای پیریت و کربنات قطع شدهاند. در برخی نمونهها پدیده مارتیتی شدن مگنتیت نیز مشاهده میشود.



Fig. 8. Microphotographs of the magnetite ore mineral of the Qazikandi Fe deposit. a) Massive magnetite. b) Magnetite veinlet that altered to hematite in the outer parts. c, d) Quartz veinlet cutting and brecciating the magnetite (XPL and PPL microscopic photos, respectively). Qz: quartz; Hem: hematite; Mag: magnetite.

شکل a -۹) کانهزایی هماتیت اولیه با بافت تیغهای در زمینه سیلیسی. b) رگچه کربناته که ماده معدنی (بخشهای تیره رنگ) و کوارتز را قطع نموده است. تصویر a در نور عبوری XPL و تصویر b در نور انعکاسی PPL عکسبرداری شدهاند. علائم اختصاري كاني-ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney & Evans 2010)

هستند. Qz: كوارتز، Hem: هماتيت، Cb: كربنات.

Fig. 9. a) Primary hematite mineralization with blade texture in the silicified background. b) Carbonate veinlet cutting the ore (dark-colored sections) and quartz. The photos a and b are in PPL and XPL, respectively. Mineral abbreviations are from Whitney & Evans (2010). Qz: quartz; Hem: hematite; Cb: carbonate. بخشهایی از کانیهای اولیه پیریت باقی مانده و بافت

پيريت

پیریت یکی از کانههای موجود در محدوده کانهزایی قاضی کندی است که به دلیل دگرسانی و هوازدگی غالباً به گوتیت و لپیدوکروزیت تبدیل شده است (شکل ۱۰– b، a). این کانه در مقاطع میکروسکویی به صورت بی شکل تا نیمهخودشکل بوده و در ابعاد حداکثر یک میلیمتری قابل مشاهده است. بافتهای مهم قابل مشاهده در این کانه شامل بافتهای رگچهای، برشی، جانشینی و بازماندی هستند (شکل ۱۰ - b،a). کانی پیریت در نمونههای مطالعه شده اغلب به صورت رگچهای است. بافت برشی در نمونهها در اثر قطع شدن آنها توسط رگه-ر گچههای سیلیسی و کربناتی است که کانیهای قبل از خود همچون مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت را قطع و برشی کردهاند (شکل ۱۰ - d ،c). تبدیل پیریت به گوتیت و لپیدوکروزیت باعث تشکیل بافت جانشینی در کانهزایی شده است. داخل گوتیتها

گوتیت و لپیدوکروزیت

بازماندی را تشکیل دادهاند (شکل ۱۰ - ۵ b، a).

گوتیت یکی از کانیهای اکسیدی در این کانسار است که اغلب با لپيدوکروزيت همراه است. اين دو کانی بر اثر فرایندهای هوازدگی و سوپرژن پیریت تشكيل شدهاند. انحلال پيريت جهت تشكيل گوتيت به گونهای رخ میدهد که ابتدا کانی سولفیدی آهن-دار، اکسید شده و سپس سولفات فرو ایجاد می شود. سولفات فرو ایجاد شده از اکسید شدن پیریت به هیدروکسید فریک تبدیل و در ادامه گوتیت از هيدروكسيد فريك بهدست ميآيد. همانطور كه قبلاً ذکر شد، رگه و رگچههای پیریت مشاهده می شوند که مگنتیت را قطع کردهاند و سپس در اثر هوازدگی به گوتیت و لپیدوکروزیت تبدیل شدهاند (شکل ۱۰b ،a). همانطور که در این شکل مشاهده می شود، بقایایی از کانی پیریت در داخل گوتیت و



لپیدوکروزیت، باقی مانده و بافت بازماندی را تشکیل دادهاند. قابل ذکر است که جانشینی پیریت توسط این کانیها در برخی بخشها به گونهای است که کانی پیریت بطور کامل توسط این کانیها جانشین شده است.

هماتيت ثانويه

هماتیت ثانویه حاصل اکسیداسیون مگنتیتها در طی فرآیندهای هوازدگی و سوپرژن است. این جانشینی در برخی قسمتها بهطور کامل رخ داده و مگنتیت را بطور کامل به هماتیت تبدیل کرده است و در برخی قسمتها از حاشیههای بیرونی، شکستگیها و رخهای کانه مگنتیت به سمت درون بلور رخ داده است (شکل ۸– ۵). در برخی بخشها و

در اثر این فرایند، بقایایی از مگنتیت باقی مانده که در نتیجه آن، بافت بازماندی تشکیل شده است (شکل ۸- b).

کوار تز و کلسیت

کانیهای کوارتز و کلسیت از دیگر کانیهای مهم تشکیل شده در این کانسار هستند. همانطور که قبلاً نیز ذکر شده، کانی کوارتز بعد از کانهزایی اکسیدی و سولفیدی در این کانسار تشکیل شده و آنها را قطع و برشی کرده است. رگه- رگچههای کربناتی یا کلسیتی نیز در آخرین فاز کانهزایی، رگچههای کوارتزی و ماده معدنی را قطع کرده و موجب برشیشدن آنها شده است (شکل ۱۰ – ۵، d).



شکل ۱۰- a) گوتیت و لپیدوکروزیتهایی که در اثر فرایندهای سوپرژن و هوازدگی جانشین پیریت شدهاند. همانطور که در این شکل مشاهده می شود، بقایایی از کانی پیریت در داخل گوتیت باقی مانده و بافت بازماندی را تشکیل داده است. همچنین قطعاتی از مگنتیت در داخل رگچه پیریت گوتیتی شده مشاهده می شود. b) رگچه گوتیت که جانشین پیریت شده است و مگنتیت را قطع کرده است. c) هماتیت اولیه (تیغههای تیره رنگ) با بافت تیغهای که بوسیله رگچههای سیلیسی قطع شده است. b) رگچه کلسیتی که مگنتیت (بخشهای تیره رنگ) را قطع کرده است. علائم اختصاری کانی ها بر گرفته از ویتنی و اوانز (Whitney & Evans, 2010) هستند. Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Gth: گوتیت، Lpi: لپیدوکروزیت

Fig. 10. a) Goethite and lepidocrocites that replace the pyrite during weathering and supergene processes. As observed in this photo, the remnant of pyrite has left forming a relict texture. In addition, magnetite fragments that are seen in the goethite veinlet. b) The goethite veinlet cutting the magnetite and replacing the pyrite. c) Primary hematite (the dark blades) with blade texture which cut by the silicic veinlets. d) The calcite veinlet that cut the magnetite (dark parts). The mineral abbreviations are taken from Whitney & Evans (2010). Py: pyrite, Mag: magnetite, Gth: goethite, Lpi: lepidocrocite.

هالههای اسکارنی و دگرسانیها در کانسار آهن قاضیکندی

براساس پژوهش حاضر، سه مرحله اسکارنزایی (دگرگونی ایزوشیمیایی، متاسوماتیسم پیشرونده و پسرونده) را می توان در کانسار آهن قاضی کندی مشاهده کرد. پس از تشکیل واحدهای کربناته و شیلهای سازند باروت، در زمان کرتاسه، توده نفوذی گرانیتی تا کوارتز مونزونیتی به داخل این سنگها تزریق شده است. بعد از تزریق توده نفوذی در واحدهای مذکور، دگرگونی مجاورتی در سنگهای مجاور توده روی داده است. در این مرحله، واحدهای کربناته به مرمر و شیلها به هورنفلس تبدیل شدهاند. در طی این مرحله که تحت عنوان دگرگونی ایزوشیمیایی نامیده میشود، کانیهای دما بالا و بی-آب مانند اليوين، پيروكسن و كلسيت (مرمري شدن) می توانند تشکیل شوند. همانطور که در بخشهای قبلي توضيح داده شده است، كاني هاي اليوين و پیروکسن در پژوهش حاضر مشاهده نشد، ولی در طی آن، مرمری شدن و هورنفلسی شدن کربناتها و شیلها در این کانسار روی داده است.

پس از جایگیری توده نفوذی در واحدهای دربرگیرنده، توده مذکور شروع به سرد شدن نموده و سیالهای ماگمایی از آن جدا شده و از طریق درزهها و شکافها، وارد واحدهای رسوبی دگرگون شده گردیدهاند. سیالات کانهساز باعث تحرک و جابهجایی عناصر بین دو گرادیان متفاوت شیمیایی و حرارتی شده و واکنشهای را سبب می گردند که موجب تشکیل کانیها و کانهها می شوند. در این مرحله،

کانیهای سیلیکاته بی آب از جمله الیوین و پیروکسن در اثر اضافه شدن عناصر و اکسیدهایی از جمله Fe, SiO2 و Mg از ماگمای گرانیتوئیدی به داخل مرمرها، تشکیل شده و بخش اگزواسکارن را در این منطقه بوجود آورده است. همانطور که ذکر شد، کانیهای مذکور در مطالعه حاضر، در این کانسار مشاهده نشد. در طی این مرحله مگنتیت (به مقدار کم و در مراحل پایانی آن) تشکیل شده است. این مرحله، متاسوماتیسم پیشرونده را در این کانسار تشکیل داده

با سرد شدن سیستم اسکارنی و نفوذ آبهای جوی دما پایین به درون سیستم کانهزایی، در دماهای زیر ۴۲۰ درجه سانتی گراد و تغییرات فوگاسیته اکسیژن (fO₂) و فوگاسیته گوگرد (fS₂)، فازهای جدید و آبداری مانند مگنتیت، فلوگوپیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز و کلسیت تشکیل شدهاند. مهمترین تغییر شیمیایی سیال عبارت است از خنثی شدن (با افزایش pH) در اثر برخورد با کلسیت (مرمر) و تا حدودی کالکسیلیکاتهای اولیهی اسکارنی، که در این حالت کمپلکسهای کلریدی ناپایدار شده و محمولهی خود را به صورت کانسنگ اکسیدی و سولفیدی برجای گذاشتهاند. در این مرحله، کانیهای کالک سیلیکات تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارنزائی، توسط سیالات دما پایین دچار دگرسانی شده و مجموعه های کانی های فلو گوپیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و کانیهای رسی را ایجاد كرده است. قابل ذكر است كه حجم اصلى كانهزايي مگنتیت در این مرحله روی داده است. در طی مراحل

٨٠

پایانی این مرحله، به مقدار کم کانیهایی از جمله پهنههای اس هماتیت اولیه و رگچههای پیریت تشکیل شدهاند. تشکیل می کانیهای اپیدوت و کلریت نیز همراه با آنها، تشکیل سنگهای ه شدهاند. با توجه به شواهد به دست آمده و مطالعات که از اسکار انجام شده میتوان اظهار داشت که رگه- رگچههای شیمیایی و ک کربناتی و سیلیسی نیز همانطور که در بخشهای جهات به سن قبلی ذکر شد در مرحله تاخیری و بعد از کانهزایی گردند. پاراژنز سولفیدی تشکیل شدهاند. قابل ذکر است که رگه-رگچههای کربناتی آخرین فاز کانهزایی هستند که میتواند ناشی رگچههای سیلیسی و مجموعه کانهزایی را قطع از جمله پتاس کردهاند. این مرحله در کانسار آهن قاضیکندی، از توده نفوذی متاسوماتیسم پسرونده را تشکیل داده است.

> به طور کلی، اسکارنزایی در این کانسار در درون توده نفوذی (اندواسکارن) و سنگهای میزبان (اگزواسکارن) آن تشکیل شده است. بخش اندواسکارن دارای گسترش کم، ولی اگزواسکارن دارای گستردگی زیادی در منطقه است. بخش اگزواسکارن در مقیاسهای ماکروسکوپی، رخنمون صحرایی و نمونه دستی، دارای رنگ سبز هستند. این صحرایی و نمونه دستی، دارای رنگ سبز هستند. این بخشها است. براساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی، پهنه اگزواسکارن شامل زیرپهنههای فلوگوپیت، کلریت اپیدوت، مرمر و اسکارن کانهدار در این کانسار است.

> زیرپهنه غنی از فلوگوپیت عمدتاً از بلورهای ریز و درشت کانیهای میکایی که عمدتاً فلوگوپیت هستند، تشکیل شدهاند (۱۱– a). بافت بخشهای فلوگوپیتی دانهای و همساندانه میباشد. کانی فلوگوپیت در

پهنههای اسکارنی بهویژه اسکارنهای منیزیمدار تشکیل میشود. اسکارنهای منیزیمدار گروهی از سنگهای همبری متاسوماتیک حرارت بالا میباشند که از اسکارنهای معمولی آهکی از لحاظ ترکیب شیمیایی و کانیایی متفاوت بوده، بهطوری که از این جهات به سنگهای بازیک و اولترابازیک نزدیک می-گردند. پاراژنز آبدار نیز در راستای پاراژنزهای بیآب و حرارت بالا تولید فلوگوییت مینماید. وجود فلوگوییت

زمینشناسی، ژئوشیمی و کانهزایی آهن در ...

می تواند ناشی از کاهش ضریب اکتیویته عناصر آلکالن از جمله پتاسیم باشد، که به همراه سیلیس و آلومینیم از توده نفوذی لوکو گرانیت وارد پهنه اسکارنی شده و موجب واکنش و در نهایت تشکیل فلو گوپیت می شود.

با توجه به مطالعاتی که در کانسار قاضیکندی انجام شده است، از دگرسانیهای مهم محدوده میتوان به دگرسانی سیلیسی، کلریتی، اپیدوتی، کربناتی و آرژیلیک اشاره کرد که در ادامه به توضیح آن پرداخته شده است.

دگرسانیهای سیلیسی و کربناتی

دگرسانیهای سیلیسی و کربناتی در مراحل انتهایی کانهزایی در این کانسار تشکیل شدهاند و کانیهای مراحل قبلی را قطع کردهاند. در واقع این رگه- رگچهها از سیالات پایانی کانهزایی و در مراحل تاخیری در این کانسار تشکیل شدهاند. با توجه به این که رگههای کربناته، رگههای سیلیسی را قطع کردند، میتوان نتیجه گرفت رگههای کوارتزی قبل از رگه-رگچههای کربناتی در این کانسار تشکیل شدهاند. سیلیسی شدن و کربناتی شدن نیز در سنگهای منطقه بیشتر به صورت رگه- رگچه دیده میشوند و

نشاندهنده ورود سیلیس و کربنات توسط محلول-های گرمابی به درون شکستگیها و تهنشینی درون آنهاست (شکلهای ۸، ۹، ۹۰ – c، ۵).

دگرسانیهای اپیدوتی و کلریتی

اپیدوت همراه با کانههای آهن در بخشهای کانه-دار و همچنین در اطراف کانیهای بیوتیت تشکیل شده است. علاوه بر این در کانسار قاضی کندی اغلب بلورهای اپیدوت حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی-های اسکارنی موجود در این پهنه میباشند. دگرسانی های اسکارنی موجود در این پهنه میباشند. دگرسانی اپیدوتی با بافت رگچهای عمدتاً مگنتیتها را قطع کرده است (شکل ۱۱– d). همچنین تصاویری از دگرسانی کلریتی در کانسار قاضی کندی در شکل (۱۱– d، c، b) نشان داده شدهاند. دگرسانی کلریتی و اپیدوتی یکی از زیرپهنههای اسکارنی در این کانسار است که با گسترش زیاد در کانسار آهن قاضی کندی تشکیل شدهاند.

دگرسانی آرژیلیک

دگرسانی آرژیلیک در نمونههای گرانیتی و کوارتز مونزونیتی منطقه مشاهده می شود. در مواردی آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازهای موجود در سنگهای نفوذی مورد مطالعه توسط کانیهای رسی جانشین شدهاند و دگرسانی آرژیلیک را بوجود آوردهاند (شکل شدهاند و دگرسانی آرژیلیک را بوجود آوردهاند (شکل هم از گسترش زیادی در منطقه برخوردار نبوده و عمدتاً در اثر فرایندهای هوازدگی و سوپرژن در داخل توده نفوذی تشکیل شده است.

توالى پاراژنتيكى

یکی از مهمترین مباحثی که میتوان برای تعیین پاراژنز و توالی پاراژنتیکی از آن استفاده کرد، تشخیص دقیق ساخت و بافت ماده معدنی است. برای این منظور، در محدوده کانهزایی آهن قاضیکندی از تمامی مناطق کانهزایی و سنگ میزبان نمونههایی تهیه شد. این مطالعات نشان داد که ساخت و بافت ماده معدنی و باطله در کانهزایی آهن قاضیکندی اغلب از نوع رگه- رگچهای، برشی، تودهای، جانشینی و بازماندی است. بافت تودهای و رگه-رگچهای از بافتهای اولیه کانهزایی مگنتیت هستند، که همزمان با تشکیل کانسنگ به وجود آمدهاند. بافت برشی نیز با تشکیل کانسنگ به وجود آمدهاند. بافت برشی نیز در نتیجه تزریق سیالات سیلیسی و کربناتی در این

براساس مطالعات انجام شده، سه فاز کانهزایی اسکارن پیشرونده، اسکارن پسرونده و سوپرژن را می توان در این کانسار تشخیص داد. در مرحله اسکارنی پیشرونده کانهزایی، ماده معدنی متشکل از کانی مگنتیت است که کانی فلوگوپیت همراه با آن در بخشهای اسکارنی تشکیل شده است. در مرحله بعدی (مرحله اسکارن پسرونده) ابتدا هماتیت اولیه و سپس پیریت در این کانسار تشکیل شدهاند. ماده معدنی در طی این دو مرحله به صورتهای رگه-رگچهای، برشی و تودهای تشکیل شده است. در مراحل پایانی اسکارن پسرونده، رگچههای سیلیسی تشکیل شده و کانیهای مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت را قطع کردهاند. سپس رگچههای کربناته تمامی کانیهای تشکیل شده در مراحل ابتدایی این

دگرسانی و اسکارنی در این کانسار تشکیل شدهاند شامل فلوگوپیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز و کربنات هستند. در طی فاز آخر کانهزایی (مرحله سوپرژن و هوازدگی) کانیهای ثانویه از جمله هماتیت ثانویه، گوتیت و لپیدوکروزیت جانشین کانیهای مگنتیت و

پیریت شده و بافتهای جانشینی و بازماندی را بوجود آوردهاند. توالی پاراژنزی کانسار قاضیکندی در شکل ۱۲ ارائه شده است.



شکل ۱۱– a) تصویر میکروسکوپی از کانی فلوگوپیت در کانسار آهن قاضی کندی. b) تصویر نور دوبار پلاریزه عبوری از رگچههای اپیدوت که ماده معدنی را قطع کرده و همراه با کلریت تشکیل شده است. c) تصویر میکروسکوپی نور عبوری از دگرسانی کلریتی که همراه با اپیدوت دیده میشود. d) تصویر ۵۱ c که در نور یک بار پلاریزه گرفته شده است. e) آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازها به کانیهای رسی تجزیه و موجب تشکیل دگرسانی آرژیلیک شدهاند. f) بلور آلکالی فلدسپار به طول حدود ۳/۵ میلیمتر که آرژیلیتی شده است. علائم اختصاری کانیها برگرفته از ویتنی و اوانز (C10 کلاتی فلدسپار به طول حدود ۳/۵ میلیمتر که آرژیلیتی شده است. Afs: آلکالی فلدسپار، Pl؛ پلاژیوکلاز.

Fig. 11. a) XPL photomicrograph of phlogopite in the Qazikandi Fe deposit. b) XPL photos from the epidote veinlets that cut the ore body and formed along with chlorite. c) PPL photo from the chlorite alteration observed along with epidote. d) PPL microscopic picture from the c) photo. E) Alkali feldspar and plagioclase altered to clay minerals during argillic alteration. f) Alkali feldspar crystal 3.5 mm long showing argillic alteration. Mineral abbreviations are from Whitney & Evans (2010). Phl: phlogopite, Ep: epidote, Chl: chlorite, Afs: alkali feldspar, Pl: plagioclase.

Mineralogy		Stages					
		Prograde skarn	Retrograde skarn	Supergene and weathering			
	Magnetite						
	Oligist						
	Pyrite						
	Quartz						
als	Calcite			•			
Ainer	Phlogopite						
2	Chlorite-			-			
	Epidote						
	Lepidocrocite						
	Hematite						
	Goethite						
	Vein-Veinlet			•			
Textures	Brecciated			•			
	Massive						
	Disseminate						
	Replacement						
	Relict						

شكل ۱۲- توالى پاراژنزى كانسار آهن قاضىكندى. Fig. 12. Paragenetic sequence of the Qazikandi Fe deposit.

سنگهای نفوذی کانسار قاضی کندی با استفاده از نمودارهای ردهبندی شیمیایی دلاروش و همکاران (De la Roche et al., 1980) مورد بررسی قرار گرفت. طبق بررسی انجام شده و شواهد مطالعات میکروسکوپی سنگهای نفوذی منطقه عمدتاً در محدوده کوارتز مونزونیت و کوارتز سینیت قرار گرفتند (شکل ۱۳– ۵). نمونههای مورد مطالعه، دارای سری ماگمایی کالکآلکالن و سرشت متاآلومین هستند (شکل ۱۳– ۵).

بررسیهای ژئوشیمیایی جهت مطالعه روند پراکندگی، توزیع و تغییرات عناصر اصلی و فرعی در ماده معدنی و سنگ میزبان کانسار آهن قاضیکندی، مطالعات ژئوشیمیایی بر روی ۴ نمونه سنگ میزبان انجام شد که نتایج آنها در جدول (۱) ارائه شده است. برای این منظور، در این بخش، ژئوشیمی سنگ میزبان مورد بررسی قرار گرفت.



شکل ۱۳- نمودارهای ردهبندی شیمیایی نمونههای توده نفوذی مورد مطالعه. a) نمودار دلاروش و همکاران (De la Roche et al.,) Peccerillo and Taylor,) موقعیت نمونههای توده نفوذی مورد مطالعه بر روی نمودار تعیین سری ماگمایی پکسریلو و تیلور (Shand, 1943). c) موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1943).

Fig. 13. Chemical classification diagrams for the studied intrusive rocks. a) De la Roche et al. (1980). b) Plotting of plutonic samples on the Peccerillo and Taylor (1976) diagram. c) Plotting of studied samples on the A/NK vs. A/CNK diagram (Shand, 1943).

حساسی و همکاران

کمیاب و کمیاب خاکی (برحسب ppm) در	اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر	سنگ کل اکسیدهای ا	جدول ۱- آنالیز ژئوشیمی
		ىبار آهن قاضى كندى.	واحدهاي سنگي آذرين كاني

from the ma	igmatic sam	ples in the	Qazikandi	deposit.	,	,			··· /
Element	GH-01	GH-22	GH-25	GH-27	Element	GH-01	GH-22	GH-25	GH-27
Granite				-		0	Granite		
SiO ₂	65.38	68.61	68.06	69.73	Eu	1.72	3.05	2.46	2.15
TiO_2	0.46	0.5	0.51	0.46	Gd	6.51	8.84	6.52	7.9
Al_2O_3	14.56	14.99	15.7	15.35	Hf	3.49	3.75	3.06	3.45
Fe_2O_3	2.62	1.81	1.88	1.82	In	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
MnO	0.05	< 0.05	0.06	< 0.05	La	48	80	51	65
MgO	1.02	0.14	0.17	0.08	Li	13	4	2	4
CaO	3.07	2.25	1.49	1.24	Ni	5	<1	<1	2
Na ₂ O	7.31	7.74	7.95	8.16	Pb	<1	<1	1	14
K_2O	1.06	1.76	2.02	1.44	Pr	15.23	22.17	15.41	19.8
P_2O_5	0.13	0.17	0.11	0.15	Rb	27	38	36	27
SO_3	0.57	0.1	0.4	0.35	Sb	0.7	0.9	0.7	1
Total	96.23	98.07	98.35	98.78	Sc	10	15.8	25.9	12.8
Ag	0.3	0.3	0.4	0.5	Se	6.78	1.03	4.63	< 0.5
As	13	5.8	16	9.8	Sm	10.23	13.97	10.61	12.87
Ba	137	422	423	174	Sn	6.3	6.5	6.2	5.2
Be	1.3	1	1.5	1.4	Sr	102.5	72.9	72.8	74.1
Bi	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	Та	1.47	0.9	2.38	2.66
Cd	0.6	0.1	0.7	0.3	Tb	1.21	1.66	1.19	1.5
Ce	128	189	133	163	Te	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Co	1.6	<1	<1	10.7	Th	13.01	14.07	17.92	16.54
Cr	23	32	30	42	Ti	3146	3341	3315	3147
Cs	1.4	< 0.5	0.6	< 0.5	T1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Cu	20	11	11	19	Tm	0.37	0.42	0.36	0.3
Dy	5.28	7.07	5.07	5.56	U	1.6	2	2.3	1.8
Er	2.96	3.46	2.77	2.72	V	24	5	6	6
Lu	0.4	0.51	0.42	0.36	W	1.4	<1	<1	<1

Table 1. Whole-rock geochemical analysis of major oxides (wt. %) and trace and rare earth elements (ppm) from the magmatic samples in the Qazikandi deposit.

و عناصر X، Ba، Sr، Ba، Zr، Ta، Nb، P، Sr، Ba و Ti و Ti نومالی منفی نشان میدهند. جدایش آپاتیت در مراحل اولیه تفریق ماگما باعث ایجاد آنومالی منفی P در این سنگها میشود. با توجه به اینکه عناصر K، dR و Ba جزء عناصر متحرک بوده و از طرفی نمونههای توده نفوذی نیز دگرسانی نسبی دارند، بنابراین آنومالی منفی مشاهده شده در این عناصر میتواند مربوط به در شکل ۱۴– a، نمودارهای عنکبوتی برای سنگهای نفوذی که نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شدهاند، نمایش داده شدهاند. چنانچه مشاهده می گردد، در نمودارهای عنکبوتی نمونههای توده نفوذی غنی-شدگی نسبی از LREE و تهی شدگی نسبی از Th, La, Ce را نشان می دهند. عناصر Th, La, Ce آنومالی مثبت

24.2

2.2

4

80

19.4

2.1

18

59

18.8

1.6

8

79

Mn

Mo

Nb

Nd

272

39.7

62

1

211

< 0.1

35.6

84.1

344

57.1

59.6

2

68

1

55.6

76.4

Y

Yb

Zn

Zr

19.3

2

18

84

کاهش آنها در طی فرآیند دگرسانی در توده باشد. آنومالی منفی Zr نیز مربوط به تفریق کانی زیرکن از ماگمای مادر در طی تحولات ماگمایی است. علاوه بر این، آنومالی مثبت Th و بطور کلی، غنی شدگی از LILE همراه با تهی شدگی از Ti ، Ti و Nb از ویژگی-های بارز پوسته قارهای و یا زون های فرورانش ذکر Patchett and Barth et al., 2000) شده است (Chase, 2003) شده است (Chase) که می تواند نشانهای از منشأ پوسته ای ماگمای کوار تز مونزونیتی و یا آلودگی منشأ گوشته ای این ماگما با سیالات حاصل از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی باشد.

الگوهای عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای سنگهای نفوذی که نسبت به کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شدهاند، در شکل b - ۱۴ نمایش داده شده است. همان طور که در این شکل مشاهده می گردد، در الگوی عناصر کمیاب خاکی نمونههای توده نفوذی یک سیر نزولی دیده میشود. این الگوها نسبتاً هموار بوده و دارای غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) با یک ناهنجاری ضعیف منفی از Eu هستند. ناهنجاری منفی Eu میتواند به دليل جدايش پلاژيوكلاز در طى فرآيند تفريق (Wilson, 1989) و یا باقی ماندن این کانی در تفاله حاصل ذوب سنگ منشأ مذاب باشد. غنی شدگی LREE نسبت به HREE می تواند ناشی از درجه پايين ذوب بخشي (Wilson, 1989)، فراواني LREE در سنگ منشاء (Wilson, 1989; Rollinson,) 1993)، وجود مقداري گارنت باقيمانده در سنگ منشأ

(Zhou, 2012) و آلودگی ماگما توسط مواد پوستهای (Srivastava and Singh, 2004) باشد. بالا بودن مقدار LREE نسبت به HREE یکی از ویژگیهای بارز سنگهای کمان آتشفشانی مناطق فرورانش حاشیه فعال قاره است (Wilson, 1989).

براساس نيوبري (Newberry, 1990)، مينرت و همكاران (Meinert et al., 1990) و مينرت (Meinert, 1992; 1995) تودەھاى نفوذى نقش بسیار مهمی را در تشکیل کانسارهای اسکارن دارند. این پژوهشها بیانگر آن است که تودههای نفوذی براساس ترکیب شیمیایی خود، سبب تشکیل کانه-زایی و اسکارنزاییهای خاص میشوند. برپایه مطالعات مينرت (Meinert, 1995)، تودەھاي نفوذي همراه با کانسارهای اسکارن اکثراً ماهیت کالکآلکالن دارند، اگرچه در همراهی با برخی از این کانسارها، تودههایی با سرشت تولئیتی و آلکالن نیز حضور دارند. اما کانهزایی خاصی همراه آنها دیده نمیشود. همانطور که در شکل a -۱۵ مشاهده می شود نمونه-های مورد مطالعه از تودههای نفوذی موجود در منطقه قاضی کندی، در محدوده کانسارهای اسکارن آهن قرار می گیرند. بررسیهای انجام شده درباره توزیع برخی از عناصر کمیاب بیانگر ارتباط آشکاری بین تودههای نفوذی و کانسارهای اسکارن وجود دارد. به عنوان مثال، عنصر Rb از لحاظ ویژگیهای ژئوشیمیایی و بار یونی شباهت زیادی را با عنصر K دارد. به همین خاطر، این دو عنصر می توانند جانشین همدیگر در کانیهایی از جمله میکا و آلکالیفلدسپار شوند (Meinert et al., 2005). از طرفی، عنصر Sc⁺³

آهن، مس، طلا و روی در این موقعیتهای تکتونیکی تشکیل می شوند. اما کانسار های اسکارن قلع، تنگستن و اکثر کانسارهای مولیبدن در موقعیتهای تکتونیکی درون قارهای تشکیل میشوند. برای درک بهتر همراهی تودههای نفوذی همراه با انواع کانسارهای اسکارن، از روشهای دیگری نیز می توان استفاده کرد. به عنوان مثال، تغییرات عناصر کمیاب لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ از جمله K, Rb و Sr که نسبت به عناصر شدت ميدان بالا (از جمله Zr, Nb, P و Ti)، تحرک بالایی دارند، استفاده کرد (Meinert et al., 2005). مقدار میانگین عنصر Zr در تودههای نفوذی همراه با كانسارهاى اسكارن تغيير قابل توجهى نداشته و تقریباً در یک محدوده خاص قرار می گیرند (Meinert et al., 2005). تودەھاى نفوذى ھمراه با کانسارهای اسکارن W, Mo و به ویژه Sn مقادیر چشمگیری از نسبت Rb/Sr در طی فرایند تفریق بلوری نسبت به کانسارهای اسکارن Fe, Au, Cu و Zn از خود نشان میدهند (شکل ۱۵- d از خود نشان میدهند (شکل ۱۵- d et al., 2005). بنابراین از این ویژگی میتوان در تشخیص انواع کانسارهای اسکارن استفاده کرد. همانطور که در شکل d - ۱۵ مشاهده می شود، کانسار موردمطالعه، مقدار Rb/Sr پایین تری دارند و در نزدیک محدوده کانسارهای اسکارن آهن و طلا قرار دارند.

چون یک عنصر سازگار است در مراحل ابتدایی تبلور مذاب، وارد کانی پیروکسن می شود. بر همین اساس مى توان اظهار داشت كه با ييشرفت رود تبلور مذاب، مقدار Sc کم ولی مقدار Rb افزایش پیدا می کند. در شکل b-1۵، ارتباط بین تودههای نفوذی و کانسارهای اسکارن نشان داده شده است. همانطور که در این شکل مشاهده می شود، یک روند خطی از تودههای نفوذی که موجب تشکیل کانسارهای اسکارن آهن شدهاند (این تودهها به طور میانگین مقدار بیشتری تا حدود ۱۷ پیپیام عنصر Sc را دارند) تا تودههای نفوذی که باعث تشکیل اسکارن-های Au, Cu, Zn, Mo, W و Sn شدهاند، وجود دارد (این تودهها به طور میانگین مقدار کمتری حدود ۳۹ یے یے ام عنصر Rb دارند) (Meinert et al., 2005). همانطور که در این شکل مشاهده می شود نمونههای مورد مطالعه در محدوده کانسارهای اسکارن آهن قرار دارند. همچنین براساس شکل ۱۵– c، نمونههای مربوط به توده نفوذی قاضی کندی در بین محدوده کانسارهای اسکارن آهن و مس قرار میگیرند. همانطور که در این شکل مشاهده می شود اکثر توده-های موثر در کانهزایی کانسارهای اسکارن در موقعیتهای تکتونیکی قوسهای ماگمایی نسبت به ریفتهای درون قارهای تشکیل می شوند (Meinert et al., 2005). براساس این شکل، کانسارهای اسکارن



شکل ۱۴– ۵) الگوی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای نمونههای توده نفوذی. b) الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای نمونههای توده نفوذی. Fig. 14. a) Primitive mantle (McDonough & Sun, 1995) normalized pattern for host granitoid rocks. b)

Chondrite (Boynton, 1984) normalized pattern for host granitoid.



شکل 1۵– a) نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) برای نمودههای مورد مطالعه و موقعیت کانسارهای اسکارن آهن (Meinert, 1995). d) نمودار Rb در مقابل Sc تودههای نفوذی همراه با انواع کانسارهای اسکارن. c) نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک موقعیت تکتونیکی و تودههای نفوذی همراه با انواع کانسارهای اسکارن. d) نمودار Rb/Sr در مقابل Zr تودههای نفوذی همراه با انواع کانسارهای اسکارن. منبع شکلهای b, c و d مینرت (Meinert, 1995) است.

Fig. 15. a) Plot of investigated samples on A/NK vs. A/CNK diagram (Shand, 1943) and plot of Fe skarn deposits on it (Meinert, 1995). b) Rb vs. Sc correlation diagram for plutonic rocks associated with the main skarn deposit types. c) Tectonic setting trace element discrimination diagram for syn-collision (syn-Col), volcanic-arc (VA), within-plate (WP), and oceanic-ridge (OR) plutonic rocks associated with the main skarn deposit types. d) Rb/Sr vs. Zr correlation diagram for plutonic rocks associated with the main skarn deposit types. Figures 15b, c and d are from Meinert (1995).

پتروژنز گرانیتوئید قاضی کندی برای تشخیص نوع توده گرانیتوئیدی منطقه از نمودار دلاروش و همکاران (,.De la Roche et al استفاده شده است (شکل ۱۳– ۵). برخلاف Ta+Yb نیز نمونههای توده نفوذی مورد مطالعه به ترتیب در محدوده I-type و VGA قرار می گیرند (شکل 6/ - 18 (. OTG و (Fractionated felsic granites) (Unfractionated M- I- and S- type granites) پیشنهاد می کند (شکل 19 - 18). همچنین در kb و K₂O در برابر Na₂O در برابر



شکل ۱۶– a) موقعیت قرار گرفتن نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار والن و همکاران (Whalen et al., 1987). b) موقعیت قرار گرفتن نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک گرانیتهای تیپ S از I ((Chappell and White (2001)). c) نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک موقعیت تکتونیکی (Pearce et al., 1984) که در محدوده VAG قرار میگیرند.

Fig. 16. a) Plot of Qazikandi granitoid samples on Whalen (1987) diagram. b) Plot of granitoid samples on I-S granite discrimination diagram (Chappell and White (2001)). c) Investigated samples on tectonic discrimination diagram (Pearce et al., 1984) plotted in the VAG area.

تیپ کانهزایی و الگوی تشکیل کانسار آهن قاضی کندی

سنگهای دولومیتی سازند باروت بوده و نوع کانهزایی اسکارن منیزیمدار است. همچنین براساس مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و روابط پاراژنتیکی مشخص گردید تشکیل کانسار آهن قاضیکندی، در طی مراحل اسکارنزایی پیشرونده، پسرونده و سوپرژن روی داده است، که میتوان مراحل آنرا بهصورت زیر خلاصه کرد.

در زمان کرتاسه پایانی و همزمان با تنشهای تکتونیکی، توده گرانیتوئیدی در منطقه مورد مطالعه تزریق شده و در نتیجه آن، هاله دگرگونی مجاورتی در کربناتها و شیلها تشکیل شده است (اسکارن پیشرونده). در این مرحله واحدهای کربناتی سازند باروت به مرمر و واحدهای شیلی آن به هورنفلس تبدیل شدهاند. در ادامه و در اثر سرد شدن توده، سیالات ماگمائی از طریق درزهها و گسلها بهداخل واحدهای مربوطه وارد شده و منجر به کانهزایی بهویژه اسکارن در این واحدها شدهاند (اسکارن پسرونده) (شکل ۱۷– a). در طی اسکارن پسرونده، اگزواسکارن و اندواسکارن نیز در این کانسار تشکیل شدهاند. قابل ذکر است که در طی این مرحله، کانیهای ماده معدنی متشکل از مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت به همراه کانی های اسکارنی از جمله فلوگوپیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز و کلسیت تشکیل شدهاند (شکل ۱۷b). البته قابل ذكر است كه بخشى از كانهزايي مگنتیت به همراه کانی فلوگوپیت در طی مراحل یایانی اسکارن پیشرونده نیز تشکیل شدهاند.

بعد از کانهزایی آهن در این منطقه، کانسار مورد مطالعه در اثر فرایندهای تکتونیکی بالا آمده و تحت

تاثیر فرایندهای سوپرژن و هوازدگی قرا گرفته است که در نتیجه آن، کانیهای ثانویه از جمله هماتیت ثانویه، گوتیت و لپیدوکروزیت جانشین کانیهای مگنتیت و پیریت شده و بافتهای جانشینی و بازماندی را بوجود آوردهاند. در شکل ۱۷مراحل مختلف مدل تشکیل کانسار بهترتیب بر اساس توضیحات فوق ارائه شده است.

نتيجهگيرى

کانهزایی آهن در رخداد معدنی آهن قاضیکندی به صورت عدسی شکل و رگهای، در بخش قاعدهای سازند باروت و با مرز گسله بر روی سازند کهر تشکیل شده است. مهمترین کانههای مورد مطالعه شامل مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت، هستند. کانیهای ثانویه که در اثر فرآیند سوپرژن تشکیل شدهاند شامل هماتیت ثانویه، گوتیت و لپیدوکروزیت هستند که در اثر هوازدگی مگنتیت و پیریت بوجود آمدهاند. کانه-زایی آهن قاضی کندی عمدتاً در مجاورت با توده نفوذی در این منطقه رخ داده است. شواهد صحرایی، بافتی، کانیشناسی و ژئوشیمیایی در این کانسار حاکی از تأثیر توده نفوذی بر سنگهای مجاور (هورنفلسی شدن) و ایجاد کانهزایی آهن نوع اسکارن منیزیمی میباشند. ویژگیهای زمین شناسی و کانه-زایی در کانسار آهن قاضیکندی شباهت زیادی با سایر کانسارهای اسکارنی آهن در زنجان نظیر اسکارن آهن اینچهرهبری و ارجین دارد. به همین خاطر، تعميم شواهد بدست آمده از اين پژوهش به مناطق مشابه در این منطقه و همچنین استان زنجان می تواند



شکل ۱۷- تصویر شماتیک از مراحل تشکیل کانهزایی در کانسار آهن قاضیکندی. a) تهنشینی سازندهای شمشک و لار بر روی واحدهای قدیمی. b) تزریق ماگمای گرانیتوئیدی و تشکیل دگرگونی مجاورتی و کانهزایی آهن در زمان کرتاسه. c) نیمرخ زمینشناسی از وضعیت امروزی منطقه.

Fig. 17. Schematic picture showing the stages of mineralization in the Qazikandi Fe deposit. a) Deposition of the Shemshak and Lar formations on the old units. b) Injection of granitoid magma, formation of thermal metamorphism and Fe mineralization during Cretaceous. c) Cross section from recent form of the study area.

References

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the earth element: meteorite studies, In: Henderson, R. (Ed), Rare Earth Element geochemistry. Developments in geochemistry, v. 2. Elsevier, Amsterdam.

- Craig, J.R., Vaughan, D.L., 1994. Ore Microscopy and Ore Petrography, John Wiley and Sons, 440 p.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types. 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences 48, 489-499.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-12]

- Ghorbani, M., 2003. The economic geology of Iran, mineral deposits and natural resources. Springer Geology, doi:10.1007/978-94-007-5625-0, 569 p. Dordrecht.
- Lotfi, M., 2001. Geological map of the Mahneshan, scale: 1:100000. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada 19, 145-162.
- Meinert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits: chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization, In: Thompson, J.F.H. (Ed.), Magmas, Fluids and Ore Deposits. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 23, pp. 400-418.
- Meinert, L.D., Brooks, J.W., Myers, G.L., 1990. Whole rock geochemistry and contrast among skarn-types, In Meinert, L.D. (ed.), Skarn deposits in Nevada, Great Basin Symposium, Geology and ore deposits of the Great Basin, Geological Society of Nevada, fieldtrip 2, Guide book, pp. 179-192.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits, Economic Geology 100th Ann, 299-336.
- Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology, London, New York: Longman, 266p.
- Newberry, R.J., Burns, L.E., Swanson, S.E., Smith, T.E., 1990. Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks Circle area, interior Alaska, In Stein, H.J. and Hannah, J.L. (eds.), Ore-bearing granite systems: Petrogenesis and mineralizing processes. Geological Society of America, Special Paper, pp. 121-142.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the Tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4), 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contribution to Mineralogy and Petrology 58(1), 63-81.
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, Berlin, Germany, 1250 p.
- Rollinson, H.G., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation. Longman Group UK Limited, London, 384 p.

- Seedorf, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. Economic Geology 100th Ann, https://doi.org/10.5382/AV100.10
- Shand, S.J., 1943. The Eruptive Rocks. Hafner Publishing Company, New York, John Wiley and sons, 444 p.
- Srivastava, R.K., Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dikes from the central Indian craton evidence for mantle metasomatism. Journal of Asian Earth Sciences 23, 373-389.
- Sun, S.S., 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.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., 1987. Chappell, B.W., A-type granites: geochemical characteristics, distribution and petrogenesis. Contribution to Mineralogy and Petrology 95, 407–419.
- Whitney, D.L. Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95, 185-187.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd, 466 p.
- Zhou, L., Mab, C., She, Z., 2012. An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous Atype granite intrusion in the East Qinling Orogen, Central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints. Geoscience Frontiers 3(5), 635-646.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-12]