



Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of the Qovaq Fe deposit (SW Dandy, Zanjan Province)

Mir Ali Asghar Mokhtari^{*1}, Hossein Kouhestani², Hemayat Jamali³ and Nasrin Mohamadbeigi⁴

1, 2- Assoc. Prof., Dept. of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

3- Assoc. Prof., Dept. of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

4- M.Sc. Dept. of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

ARTICLE INFO

ABSTRACT

Article type:

Original Research

Article history:

Received: 2024 August 28

Accepted: 2024 December 4

Keywords:

Fe skarn
Takab
Takhte- Soleyman
Qovaq
Dandy
Zanjan

Qovaq Fe deposit located in 120 km southwest of Zanjan within the Urumieh-Dokhtar magmatic belt near the Takab-Takht-e-Soleyman subzone (Sanandaj-Sirjan Zone). This area composed of Oligo-Miocene volcano-sedimentary succession including intermediate to acidic tuffs interbedded by andesite-basaltic andesite, shale, tuffaceous shale, calcareous tuff and limestone, which are intruded by Qovaq intrusion (Miocene? age) that caused contact metamorphic aureole and Fe mineralization. The Qovaq intrusion composed of gabbro, pyroxene quartz monzodiorite, granodiorite and porphyritic granite with calc-alkaline to high-K calc-alkaline nature. This intrusion is classified as I-type metaluminous granitoids and was formed in an active continental margin. Contact metamorphic aureole composed of pyroxene hornfels, epidote pyroxene hornfels, epidote hornfels, calc silicate hornfels, epidote-bearing marble, marble and ore-bearing subzones. Magnetite and pyrite are the major ore minerals in the Qovaq deposit and accompanied with minor chalcopyrite and hematite. Ore minerals show massive, banded, disseminated, vein-veinlets and replacement textures. Petrographical studies of contact metamorphic subzones of the Qovaq Fe deposit demonstrate that this deposit can be classified as calcic skarn and was formed in three stages including isocheimal, prograde and retrograde stages. Textural evidences of contact metamorphic rocks are indicative to contemporaneous formation of garnet and clinopyroxene in 430-550 °C and $fO_2=10^{-18}$ - 10^{-22} .

DOI: <https://doi.org/10.22084/NFAG.2024.29815.1631>

Corresponding author: Mir Ali Asghar Mokhtari, E-mail: amokhtari@znu.ac.ir

Cite this article: Mir Ali Asghar Mokhtari, Hossein Kouhestani, Hemayat Jamali and Nasrin Mohamadbeigi (2026). Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of the Qovaq Fe deposit (SW Dandy, Zanjan Province), New Findings of Applied Geology, Vol. 20, No. 39, pp. 18-44.



Journal of New Findings of Applied Geology by Bu-Ali Sina University Press is licensed under CC BY-NC 4.0

Web Site: <https://nfag.basu.ac.ir> E-mail: nfag@basu.ac.ir

Extended Abstract

Introduction

Fe skarns are one of the important Fe deposits which are exploited in the world. The calcic Fe skarns are formed in orogenic settings related to subduction specially in island arcs (Meinert, 1992). Zanjan province is the one of susceptible area for F skarn mineralization. Some of the most important Fe skarn deposits in Zanjan province include Arjin, Qozaldareh, Alamkandi and Qozlou (Mogaddasi et al., 2009; Bsharati et al., 2010; Mokhtari et al., 2019 and Nouri et al., 2021). Qovaq Fe deposit is one of the Fe skarn deposits in Zanjan province which is located in 120 km SW of Zanjan and 20 km S-SW of Dandy. Exploration studies led to introducing 100 kt proved reserve with grade of 42% Fe_t and 14% FeO (Moinvaziri, 2013; Padashi, 2014). In this paper, we are going to investigate the geology, mineralogy, geochemistry and genesis of the Qovaq Fe deposit. The result of this research can be useful for exploration and recognition of skarn Fe mineralization in similar areas.

Material and Methods

This research can be divided into two parts including field and laboratory studies. Field studies include recognition of different rock units along with sampling for laboratory studies. During field work and preparing geological map in 1:5000 scale, more than 70 samples were selected for petrographic and analytical studies. 15 thin sections and 39 polished-thin sections were used for petrographical and mineralogical studies. For geochemical studies, 8 samples from intrusions and 6 samples from different part of contact metamorphic sub-zones were analyzed by XRF and ICP-MS methods at Zarazma laboratory, Tehran, Iran.

Results and Discussions

Based on field surveying for preparing geological map in 1:5000 scale, studied area composed of Oligo-Miocene volcano-sedimentary rocks which are intruded by granitoid intrusion. Based on petrographic studies, the Qovaq intrusive rocks composed of porphyritic granite, granodiorite, pyroxene quartz monzodiorite and gabbro. Porphyritic granites demonstrate porphyry, felsophyry and glomerophyry textures composed of quartz, K-feldspar, plagioclase, hornblende

and biotite phenocrysts within the fine-grained quartz-feldspatic background. Granodiorites with micro-granular to porphyritic texture composed of plagioclase, quartz, K-feldspar and hornblende. Pyroxene quartz monzodiorites indicate micro-granular to porphyritic texture and composed of plagioclase, clinopyroxene, K-feldspar and quartz. Gabbros have granular, porphyroidic and ophitic textures composed of plagioclase and actinolitized clinopyroxene.

Microscopic studies reveal that the skarn zone at Qovaq composed of pyroxene hornfels, epidote pyroxene hornfels, epidote skarn, calc-silicate hornfels, epidote-bearing marble, marble and ore-bearing hornfels sub-zones. Pyroxene hornfels composed of mainly clinopyroxene along with some epidote, calcite, quartz, albite, chlorite, opaque minerals and rarely garnet. Epidote pyroxene hornfels composed of mainly epidote and clinopyroxene along with some actinolite, quartz, albite, titanite and opaque minerals. Epidote hornfels composed of mainly epidote along with minor clinopyroxene, actinolite, quartz, albite, chlorite and opaque minerals. Calc-silicate hornfels composed of epidote, actinolite, quartz, albite, chlorite and opaque minerals. Epidote-bearing marbles composed of mainly calcite along with minor epidote and opaque minerals and sub ordinary actinolite and quartz.

The Qovq intrusions demonstrate calc-alkaline to high-K calc-alkaline affinity and can be classified as metaluminous I-type granitoids. Primitive mantle-normalized (McDonough and Sun, 1995) trace elements patterns for Qovaq intrusion indicate LILE and LREE enrichment along with negative HFSE anomalies and positive Pb anomaly. Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns for these rocks demonstrate LREE enrichment (LREE/HREE high ratio) and negative Eu anomaly. Based on tectonic setting discrimination diagrams, the Qovqa intrusion was formed in active continental margin.

Fe mineralization in the Qovaq area was formed and laminated and lenticular shape within the Oligo-Miocene volcano-sedimentary rocks. Fe mineralization has E-W trend with dipping to the north. Based on mineralization outcrops along with geophysical data and bore holes, Fe

mineralization c has 300m length and up to 65m width. Fe mineralization present as magnetite bounds (up to 50 cm width) along with sulfide mineralization (mainly pyrite) with laminated, disseminated and vein-veinlet form. Field evidences demonstrate that magnetite mineralization was formed in stratigraphic and layering lines of volcano-sedimentary host rock, and a selective mode is seen in the formation of magnetite and sulfide bands, so that magnetite bounds are related to calcareous tuffs and tuffaceous limestones and sulfide bound are related with tuffaceous shale and shales.

Microscopic studies reveal that magnetite and pyrite are the main ore minerals along with some chalcopryrite and hematite. Epidote, clinopyroxene, garnet, chlorite, actinolite, calcite and quartz present as gangue minerals. Hematite, goethite. Chalcocite and covellite were formed by supergene processes. Based on the field and microscopic studies, Qovaq Fe deposit has massive, banded, disseminated, vein-veinlets and replacement textures. Based on mineralogical and textural studies, hornfelsic and skarnization processes in the Qovaq Fe deposit can be dividing into 3 stages including: (1) isocheimal metamorphic stage, (2) prograde metasomatic stage and (3) retrograde metasomatic stage.

Based on contact metamorphic aureole and skarn mineralogy, the T vs. $\log fO_2$ diagram used to determination the possible physico-chemical conditions. According to this diagram and considering mineralogical and textural evidences, garnet and clinopyroxene were formed simultaneously in 430-550°C and fO_2 equal 10^{-18} to 10^{-22} . In temperatures less than 430°C and increasing fO_2 , garnet and clinopyroxene replaced by epidote + quartz + calcite and actinolite + quartz + calcite, respectively. In temperatures less than 430°C, fluids in equilibrium with granitic intrusion and with relatively high sulfidation ($fS_2 > 10^{-6}$), was not in equilibrium with andradite. Therefore, andradite replaced by quartz + calcite + pyrite. With reducing fS_2 ($< 10^{-6}$), andradite replaced by quartz + calcite

+ magnetite. During the early retrograde stage, magnetite and pyrite was formed along with quartz and calcite. Mineralogical studies indicate that pyrite was formed after magnetite. In this regard, it seems that metasomatic fluids probably had $fS_2 \approx 10^{-6.5}$ and less than 430°C temperature in the beginning of retrograde stage. Presence of hematite lamella within the magnetite demonstrates that fO_2 probably was about 10^{-22} in beginning of retrograde stage.

Conclusion

The Qovaq Fe deposit was formed as result of granitoid intrusion within the Oligo-Miocene volcano- sedimentary rocks. The granitoid intrusion has calc- alkaline to high-K calc-alkaline nature and classified as metaluminous I-type granitoids. Evidences from field investigations, structures and textures, host rock type, geochemistry and pangenetic minerals indicate that the Qovaq Fe deposit can be classified as calcic skarn. Skarnification processes in the Qovaq Fe deposit happened in two prograde and retrograde stages and formation of magnetite mineralization has been associated with the stage of retrograde metamorphism. Mineralogical and textural studies indicate that prograde stage occurred in the temperature range of 430-550°C and $fO_2 = 10^{-18}$ - 10^{-22} . Geological and mineralogical characteristic in the Qovaq deposit has more similarities to other Fe skarn deposits in Zanjan province e.g. Alamkandi, Arjin, Qozaldareh, Bashkand, Qozlou, Incheh Rahbari and Khakriz deposits. In this base, generalization of the obtained evidences from this study to similar areas in Zanjan province can be widely used in the identification and exploration of Fe skarn deposits.



زمین‌شناسی، کانه‌نگاری، زمین‌شیمی و ژنز کانسار آهن قواق (جنوب‌باختر دندی، استان زنجان)

میرعلی‌اصغر مختاری^{۱*}، حسین کوهستانی^۲، حمایت جمالی^۳ و نسرين محمدبیگی^۴

۱- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۴- دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی تاریخچه مقاله: تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۶/۷ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۹/۱۴ کلیدواژه‌ها: اسکارن آهن تکاب-تخت سلیمان قواق دندی زنجان	کانسار آهن قواق در ۱۲۰ کیلومتری جنوب‌باختر زنجان واقع شده و بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در مجاورت با زیرپهنه تکاب-تخت سلیمان (پهنه سندج-سیرجان)، قرار دارد. این منطقه متشکل از توالی آتشفشانی-رسوبی الیگومیوسن شامل توف‌های حدواسط تا اسیدی با میان‌لایه‌های گدازه‌های آندزیتی-آندزیت بازالتی، شیل، شیل توفی، توف آهکی و سنگ‌آهک بوده و به‌وسیله توده نفوذی قواق (به سن میوسن؟) مورد نفوذ قرار گرفته است؛ به‌طوری که هاله دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی آهن در آن ایجاد شده‌اند. توده نفوذی قواق از گابرو، پیروکسن کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت پورفیری تشکیل شده و دارای ماهیت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا بوده و متعلق به گرانیتوئیدهای متآلومینوس نوع I است که در محیط حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است. هاله دگرگونی مجاورتی از زیرپهنه‌های پیروکسن هورنفلس، اپیدوت پیروکسن هورنفلس، اپیدوت هورنفلس، کالک‌سیلیکات هورنفلس، مرمر اپیدوت‌دار، مرمر و پهنه کانه‌دار است. مگنتیت و پیریت کانه اصلی کانسار بوده و با مقداری کالکوپیریت و گاه هماتیت همراهی می‌شود. ساخت و بافت کانسنگ از نوع توده‌ای، نواری، دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای و جانشینی است. مطالعات سنگ‌شناختی زیرپهنه‌های دگرگونی مجاورتی موجود در کانسار آهن قواق نشان می‌دهد که این کانسار در زمره کانسارهای اسکارن کلسیمی قرار داشته و در طی سه مرحله دگرگونی ایزوشیمیایی، متاسوماتیک پیش‌رونده و متاسوماتیک پس‌رونده تشکیل شده است. شواهد بافتی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی بیانگر تشکیل هم‌زمان گارنت و کلینوپیروکسن در محدوده دمایی ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و در فوگاسیته اکسیژن بین ۱۰^{-۲۲} تا ۱۰^{-۱۸} است.

DOI: <https://doi.org/10.22084/NFAG.2024.29815.1631>

* نویسنده مسئول: میرعلی‌اصغر مختاری، amokhtari@znu.ac.ir

استناد: میرعلی‌اصغر مختاری، حسین کوهستانی، حمایت جمالی و نسرين محمدبیگی (۱۴۰۵). زمین‌شناسی، کانه‌نگاری، زمین‌شیمی و ژنز کانسار آهن قواق (جنوب‌باختر دندی، استان زنجان)، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۲۰، شماره ۳۹، صفحه ۱۸ تا ۴۴.

این نشریه علمی رایگان است و حق مالکیت فکری خود را براساس لایسنس کپی‌رایت‌کامنز (CC BY-NC 4.0) به نویسندگان واگذار کرده است.



آدرس وبسایت نشریه: <https://nfag.basu.ac.ir> ایمیل نشریه: nfag@basu.ac.ir

پیشگفتار

اسکارن‌های آهن یکی از انواع مهم کانسارهای آهن شناخته شده در جهان هستند. اسکارن‌های آهن کلسیک در مناطق کوهزایی مرتبط با فرورانش، به‌ویژه در جزایر قوسی فراوان تشکیل می‌شوند (اینائودی و همکاران، ۱۹۸۲؛ مینرت، ۱۹۹۲) و اغلب با توده‌های نفوذی غنی از آهن که داخل سنگ‌های آهکی و سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند، همراه هستند (مینرت، ۱۹۹۲). ذخایر متعدد آهن اسکارنی در پهنه‌های ارومیه- دختر و سندرچ- سیرجان شناسایی شده است. استان زنجان نیز به دلیل قرارگیری در محل تلاقی پهنه‌های سندرچ- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر (پهنه ایران مرکزی) دربرگیرنده کانه‌زایی‌های آهن اسکارنی متعدد می‌باشد (شکل ۱) که برخی از آن‌ها در سال‌های اخیر مورد اکتشاف و مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند. از مهم‌ترین ذخایر آهن اسکارنی استان زنجان می‌توان به کانسارهای آهن ارجین (بشارتی و همکاران، ۲۰۱۰)، گوزل‌دره (مقدسی و همکاران، ۲۰۰۹)، باشکند (شهبازی و همکاران، ۲۰۱۵)، علم‌کندی (نوری و همکاران، ۲۰۲۱)، خاکریز (فخرشفا، ۲۰۱۶)، اینچه‌رهبی (حمیدوند، ۲۰۱۶) و قوزلو (مختاری و همکاران، ۲۰۱۹؛ شفائی‌پور و همکاران، ۲۰۲۰) اشاره کرد. کانسار آهن شهرک واقع در استان کردستان (هم‌جوار با استان زنجان) با ذخیره‌ای حدود ۱۰۸ میلیون تن (حسینی و همکاران، ۲۰۱۷) نیز از نوع اسکارنی گزارش شده است (معانی‌جو و سالمی، ۲۰۱۴). کانسارهای اسکارنی متعددی نیز در استان همدان و داخل پهنه سندرچ- سیرجان تشکیل شده است که از جمله آن‌ها می‌توان به کانسارهای آهن گلالی و باباعلی اشاره نمود (شیرمحمدی و همکاران، ۱۴۰۳). عمده کانسارهای اسکارن آهن یادشده، در سال‌های اخیر در قالب پایان‌نامه‌های دانشگاهی و گاه طرح‌های پژوهشی مطالعه شده و اطلاعات ارزشمندی در رابطه با زمین‌شناسی و کانی‌سازی آن‌ها وجود دارد (مانند: معانی‌جو و سالمی، ۲۰۱۴؛ شهبازی و همکاران، ۲۰۱۵؛ نباتیان و همکاران، ۲۰۱۷؛ مقدسی و همکاران، ۲۰۱۹؛ مختاری و همکاران، ۲۰۱۹؛ شفائی‌پور و همکاران، ۲۰۲۰؛ نوری و همکاران، ۲۰۲۱؛ شیرمحمدی و همکاران، ۲۰۲۴). کانسار آهن قواق یکی از کانسارهای اسکارنی آهن در استان زنجان می‌باشد که در فاصله حدود ۱۲۰ کیلومتری جنوب‌باختر زنجان و ۲۰ کیلومتری جنوب- جنوب‌باختر شهر دندی و در

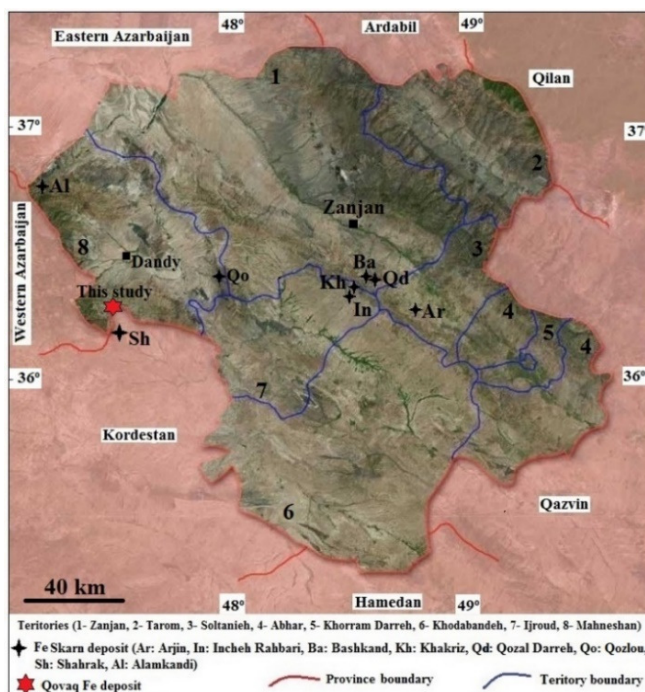
مجاورت با کانسار اسکارن آهن شهرک واقع شده است (شکل ۱). مطالعات اکتشافی انجام شده بر روی این کانه‌زایی منجر به معرفی ذخیره قطعی ۰۰۰،۱۰۰ تن با عیار Fe حدود ۴۲ درصد و FeO حدود ۱۴ درصد شده است (معین‌وزیری، ۲۰۱۳؛ پاداشی، ۲۰۱۴). با وجود مطالعات اکتشافی یادشده، تاکنون مطالعه علمی دقیقی بر روی کانسار آهن قواق انجام نشده است. در پژوهش حاضر، زمین‌شناسی، کانه‌نگاری، زمین‌شیمی و ژنز کانه‌زایی آهن قواق بررسی شده است. نتایج این پژوهش می‌تواند برای اکتشاف و شناسایی کانی‌سازی‌های آهن اسکارنی در مناطق مشابه مفید واقع شود.

مواد و روش‌ها

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل شناسایی واحدهای سنگی منطقه و رخنمون‌های کانه‌زایی و نمونه‌گیری از آن‌ها برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. در این راستا، علاوه بر انجام مطالعات صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۵۰۰۰، بیش از ۷۰ نمونه از واحدهای سنگی مختلف برداشت شد. از این بین، تعداد ۱۵ مقطع نازک و ۳۹ مقطع نازک- صیقلی به‌منظور مطالعات سنگ‌شناختی و کانه‌نگاری تهیه شد. سپس به‌منظور انجام مطالعات زمین‌شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، تعداد ۸ نمونه از توده‌های نفوذی و ۶ نمونه از بخش‌های مختلف زیرپهنه‌های دگرگونی مجاورتی انتخاب و به روش‌های دستگاهی XRF و ICP-MS در شرکت زراژما مورد تجزیه قرار گرفت. برای این منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش خردایش شده و سپس توسط آسیاب تنگستن کاربید به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش پودر شدند. پس از پودر کردن هر نمونه، ماسه‌های کوارتزی آسیاب شد تا میزان آلودگی به حداقل برسد. سپس، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال و تجزیه شد. مقدار LOI نمونه‌ها با نگهداری پودر سنگ‌ها در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲ ساعت به‌دست آمد. به‌منظور تجزیه به روش XRF برای عناصر اصلی، قرصی از نمونه‌های پودر شده تهیه شد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به‌وسیله دستگاه ICP-MS، حدود

تفسیر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی با بهره‌گیری از نتایج به‌دست آمده و با استفاده از نمودارهای زمین‌شیمیایی مرتبط انجام شد.

۰/۲ گرم از هر نمونه در ترکیب لیتیم متابرات/تترابرات ذوب و سپس در اسید نیتریک حل گردید. میزان دقت برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بین ۳ تا ۵ درصد بوده است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی کانسار آهن قواق و دیگر ذخایر اسکارن آهن در استان زنجان بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث (با اندکی تغییرات از شفائی‌پور و همکاران، ۲۰۲۰).

Fig. 1. Google earth satellite image showing geographical location of the Qovag Fe deposit and other Fe skarn deposits of Zanzan province (Modified after Shafaiepour et al., 2020).

زمین‌شناسی

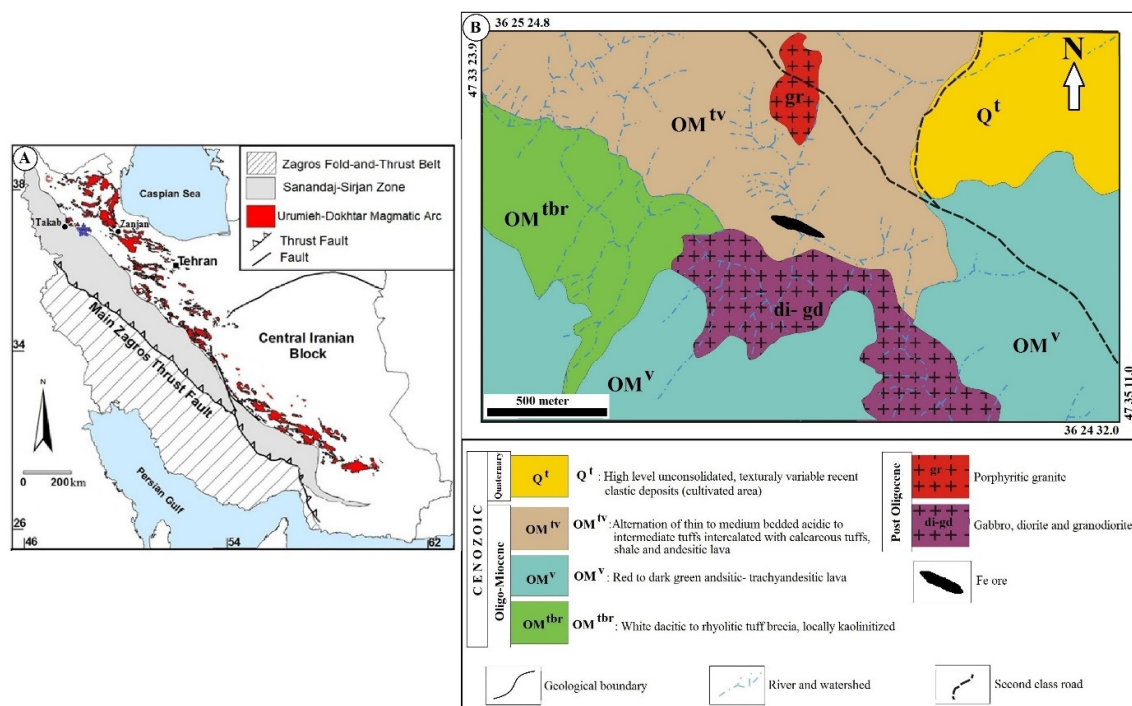
در تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی- رسوبی ایران، محدوده مورد مطالعه بخشی از کمان ماگمایی ارومیه- دختر را در محل تلاقی پهنه‌های ساختمانی ایران مرکزی (علوی، ۱۹۹۴) و سنندج- سیرجان (زیرپهنه تکاب- تخت سلیمان؛ اشتوکلین، ۱۹۶۸) تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۱). به بیان دیگر، می‌توان گفت که واحدهای زمین‌شناسی تشکیل‌دهنده منطقه مورد مطالعه بیشتر با واحدهای زمین‌شناسی ایران مرکزی (واحدهای آتشفشانی- رسوبی الیگومیوسن) تناسب نشان می‌دهند. منطقه مورد مطالعه بخش کوچکی از ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قجور (یاسوند) (فنودی و سیاره، ۲۰۰۰) را در بخش‌های شمال‌باختری آن به خود اختصاص داده است.

براساس پیمایش‌های صحرایی انجام شده، در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ کانسار آهن قواق،

واحدهای سنگی موجود در این منطقه شامل مجموعه سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی مربوط به الیگومیوسن همراه با توده نفوذی گرانودیوریتی- گابرویی و آپوفیز گرانیت پورفیری (به سن میوسن؟) هستند (شکل ۲-۲). در بخش‌های باختری منطقه مورد مطالعه و در حاشیه رودخانه قوزیجاق، رخنمونی از واحدهای آذرآوری اسیدی (واحد OM^{lbr}) وجود دارد که با رخنمون صخره‌ای و خشن متمایز هستند. این سنگ‌ها از نوع لیتیک توف و توف پرش با ماهیت ریولیتی تا داسیتی بوده و گاه ایگنمبریت نیز در میان آن‌ها مشاهده می‌شود. در برخی نقاط، میان‌لایه‌های شیلی و شیل آهکی نیز در این توالی وجود دارد. در نتیجه نفوذ توده گابرویی- گرانودیوریتی به درون این توالی آتشفشانی- رسوبی و در نتیجه عملکرد سیالات گرمایی مشتق شده از آن‌ها، بخش‌هایی از توالی آتشفشانی- رسوبی میزبان متحمل دگرسانی آرژیلی شده است. همچنین، در

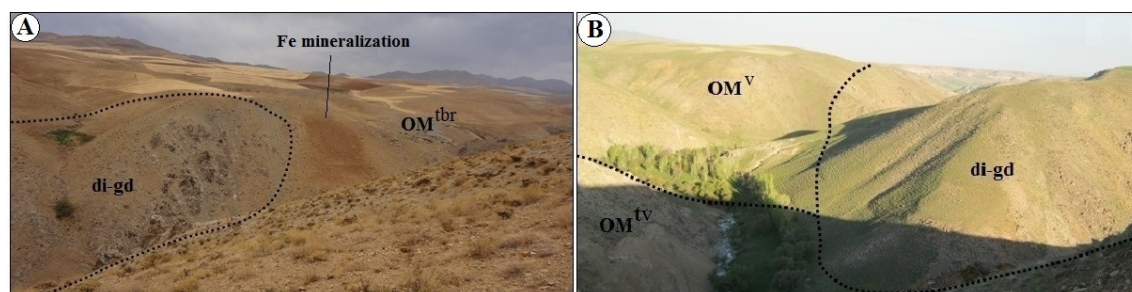
مجاورت با توده نفوذی گرانودیوریتی - گابرویی و در نتیجه نفوذ آن به داخل این گدازه‌ها، این سنگ‌ها متحمل شکستگی زیاد شده و در نتیجه عملکرد سیالات گرمایی، دگرسانی آذرلی در امتداد شکستگی‌ها توسعه یافته است. گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی عمدتاً توسط رسوبات کواترنری پوشیده شده و به‌عنوان زمین‌های کشاورزی مورد استفاده قرار می‌گیرند. رخنمون گدازه‌های مزبور را می‌توان در بُرش آبراهه‌ها مشاهده کرد.

مناطق که میان‌لایه‌های شیلی و شیل آهکی در مجاورت با توده گابرویی-گرانودیوریتی قرار گرفته‌اند، آثاری از دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی آهن مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱). بخش‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه دربرگیرنده رخنمون‌های نسبتاً گسترده‌ای از گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی (واحد OM^v) است (شکل ۳-۱). این سنگ‌ها، در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سبز تیره و مایل به قرمز بوده و دارای بافت پورفیری هستند. در



شکل ۲. A: موقعیت کانسار آهن قواق (ستاره آبی رنگ) در پهنه‌های زمین‌ساختی - رسوبی ایران (علوی، ۱۹۹۴). B: نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ کانسار آهن قواق.

Fig. 2. A: Location of the Qovaq Fe deposit (blue star) on the Iranian geo-structural zones (Alavi, 1994). B: Geological map of the Qovaq Fe deposit, scale 1:5000.

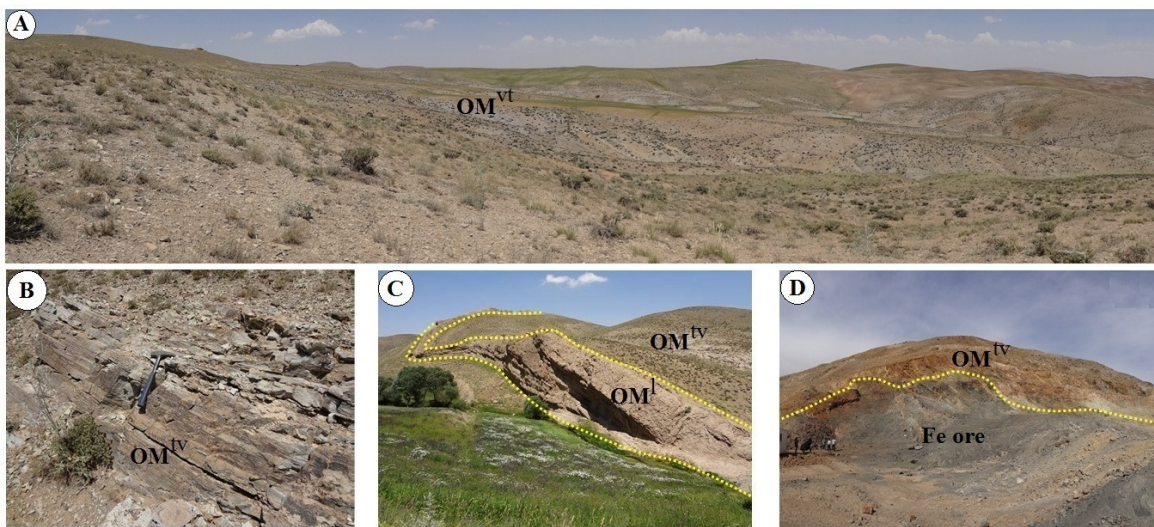


شکل ۳. A: نمایی از واحد OM^{tbr} در حاشیه شمال‌باختری توده دیوریتی - گرانودیوریتی و تشکیل کانه‌زایی آهن (دید به سمت شمال‌باختر). B: نمایی از واحدهای OM^v و OM^{tv} در مجاورت با توده دیوریتی - گرانودیوریتی (دید به سمت جنوب‌خاور).

Fig. 3. A: A view of the OM^{tbr} unit in the northwestern margin of diorite-granodiorite intrusion and formation of Fe mineralization, looking northwest. B: A view of the OM^v and OM^{tv} units in contact with diorite-granodiorite intrusion, looking southeast.

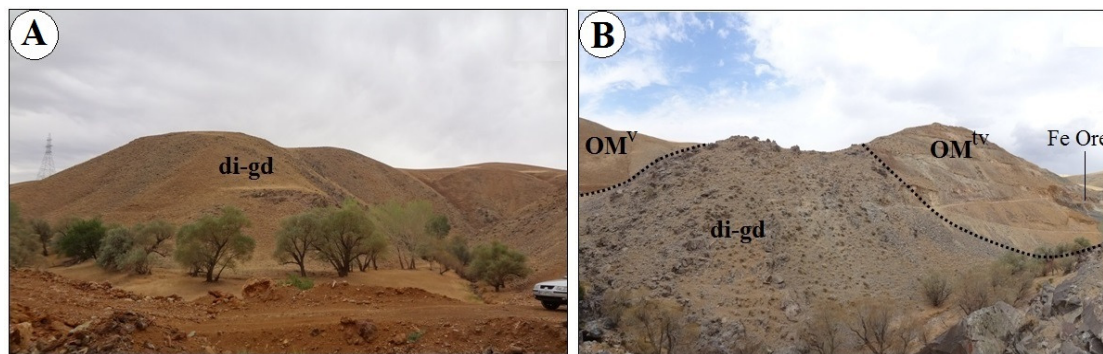
ترکیب گرانیتوئیدی قابل مشاهده است (شکل ۵-۵A). مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد این توده دارای ترکیب سنگ‌شناسی مختلفی بوده و بخش‌های حاشیه‌ای آن دارای رنگ تیره‌تر و بافت دانه‌ریزتر هستند. براساس مطالعات سنگ‌شناسی، این توده متشکل از گابرو، دیوریت، کوآرتز دیوریت و گرانودیوریت است. این توده به داخل مجموعه آتشفشانی- رسوبی الیگومیوسن (واحدهای OM^{tr} ، OM^v و OM^{iv}) نفوذ کرده است. در نتیجه این تزریق، هاله دگرگونی مجاورتی در برخی نقاط و در داخل واحدهای سنگ‌شناسی مستعد تشکیل شده که گاه با کانه‌زایی آهن همراه است (شکل ۵-۵B). دگرسانی آرژیلی و سریستی در داخل واحدهای گدازه‌ای و توف‌های اسیدی قابل مشاهده است. در بخش شمالی منطقه مورد مطالعه و شمال کانه‌زایی آهن قواق، رخنمونی از یک آپوفیز گرانیت پورفیری در حاشیه جاده روستای شهرک مشاهده می‌شود (شکل ۶-۵A). این توده به داخل بخش‌های توف اسیدی واحد OM^{iv} نفوذ کرده است (شکل ۶-۵B) و سبب دگرسانی آرژیلی و سریستی توف‌های میزبان شده است. آپوفیز گرانیت پورفیری در مقیاس رخنمون و نمونه دستی دارای بافت پورفیری متشکل از درشت‌بلورهای آمفیبول و فلدسپار در زمینه دانه‌ریز می‌باشد (شکل ۶-۵B).

واحد OM^{tr} مهم‌ترین واحد سنگی و میزبان کانه‌زایی آهن منطقه مورد مطالعه است. این واحد متشکل از توالی توف‌های حدواسط تا اسیدی به رنگ خاکستری روشن با میان‌لایه‌های گدازه‌های آندزیتی-آندزیت بازالتی، شیل، شیل توفی، توف آهکی و سنگ آهک می‌باشد (شکل ۴-۴A). بخش‌های توفی این واحد سنگی شامل تناوبی از لایه‌های نازک لیتیک توف و کریستال توف با ترکیب اسیدی- حدواسط و گاه ایگنیمبریت به رنگ روشن است (شکل ۴-۵B) که روند عمومی آن‌ها شمال‌خاور- جنوب‌باختر با شیب به سمت جنوب‌خاور ($N15E/45SE$) می‌باشد. در حاشیه شمال‌باختری منطقه مورد مطالعه، رخنمونی از واحد آهکی غنی از فسیل وجود دارد که برش اصلی آن در مسیر جاده روستای شهرک مشاهده می‌شود (شکل ۴-۴C). ضخامت این واحد حدود ۴۰ متر بوده و با راستای تقریبی شمالی- جنوبی و شیب به سمت خاور در طول بیش از یک کیلومتر قابل پیگیری است. توده‌های گابرویی- گرانودیوریتی و گرانیت پورفیری به داخل این واحد سنگی نفوذ کرده و ضمن ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی، سبب کانه‌زایی آهن شده است (شکل ۴-۴D). در بخش‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه و در امتداد رودخانه قوزجاق، رخنمون نسبتاً بزرگی از توده نفوذی با



شکل ۴. A: نمایی از واحد OM^{iv} در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت خاور). B: نمایی نزدیک از توف‌های اسیدی نازک‌لایه در واحد OM^{iv} . C: نمایی از میان‌لایه آهکی در واحد OM^{iv} در بخش شمال‌باختری منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال‌خاور). D: نمایی از کانه‌زایی آهن قواق در محل تماس توده نفوذی دیوریتی- گرانودیوریتی با واحد OM^{iv} (دید به سمت شمال‌باختر).

Fig. 4. A: A view of the OM^{iv} unit in the study area, looking to the east. B: A close view of the thin-bedded acidic tuffs within the OM^{iv} unit. C: A view of the limestone intercalation within the OM^{iv} unit in the northwestern part of the study area, looking northeast. D: A view of the Qovaq Fe mineralization in contact of the diorite-granodiorite intrusion and OM^{iv} unit, looking northwest.



شکل ۵. A: نمایی از توده دیوریتی-گرانودیوریتی در جنوب کانسار آهن قواق (دید به سمت جنوب‌باختر). B: نمایی از نفوذ دیوریت-گرانودیوریت به داخل واحدهای OM^{iv} و OM^v (دید به سمت شمال‌باختر).

Fig. 5. A: A view of the diorite-granodiorite intrusion in south of the Qovaq Fe deposit, looking southwest. B: A view of the diorite-granodiorite intrusion intruded within the OM^{iv} and OM^v units, looking northwest.



شکل ۶. A: نمایی از آپوفیز گرانیت پورفیری تزریق شده به داخل واحد OM^{iv} در شمال کانسار آهن قواق (دید به سمت شمال‌خاور). B: نمایی نزدیک از گرانیت پورفیری در مقیاس نمونه دستی.

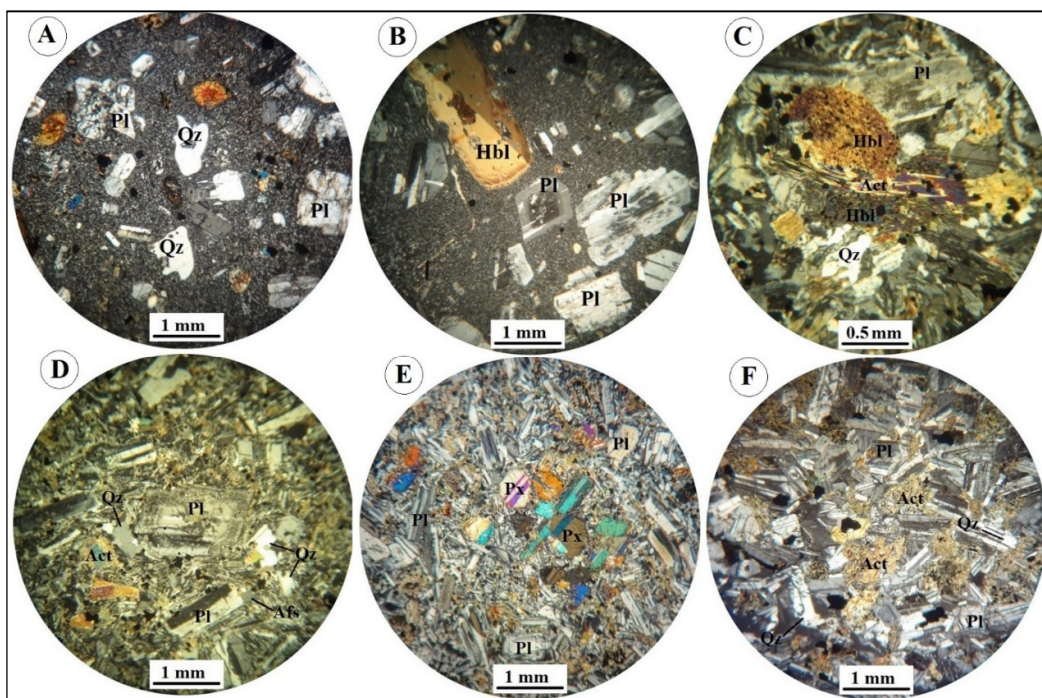
Fig. 6. A: A view of apophysis of the porphyritic granite intruded within the OM^{iv} unit at north of the Qovaq Fe deposit, looking northeast. B: A close view of the porphyritic granite in hand specimen.

سنگ‌شناسی

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، سنگ‌های منطقه به دو گروه سنگ‌های آذرین نفوذی و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی تقسیم می‌شوند. سنگ‌های آذرین نفوذی شامل گرانیت پورفیری، گرانودیوریت، پیروکسن کوارتز مونزودیوریت و گابرو و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل پیروکسن هورنفلس، اپیدوت پیروکسن هورنفلس، اپیدوت هورنفلس، کالک‌سیلیکات هورنفلس، مرمر اپیدوت‌دار، مرمر و هورنفلس کانه‌دار هستند.

گرانیت‌ها دارای بافت‌های پورفیری، فلسوفیری و گلوپورپورفیری بوده و متشکل از درشت‌بلورهای کوارتز، آلکالی‌فلدسپار (ارتوز)، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت در یک زمینه دانه‌ریز کوارتز-فلدسپاتی هستند (شکل ۷-A). کوارتز به‌صورت بلورهای درشت (ابعاد تا ۱/۵ میلی‌متر) بی‌شکل تا گردشده و گاه با حاشیه خلیجی قابل مشاهده

است. پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد تا ۳ میلی‌متر حضور داشته و با درجات ضعیفی به کانی‌های اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند. برخی پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی و گاه بافت غربالی هستند (شکل ۷-B). با توجه به زاویه خاموشی، پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز-آندزین هستند. هورنبلند دیگر درشت‌بلور موجود در گرانیت‌ها است که به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده شده و طول برخی از بلورهای آن تا ۳/۵ میلی‌متر نیز می‌رسد. هورنبلندها با درجات متغیری به اکتینولیت و کلریت دگرسان شده‌اند. آلکالی‌فلدسپارها (ارتوز) عمدتاً به‌صورت بلورهای گردشده تا نیمه‌شکل‌دار مشاهده شده و ابعاد آنها معمولاً کمتر از ۱ میلی‌متر است. بلورهای ورقه‌ای بیوتیت، با فراوانی کم، در متن سنگ پراکنده بوده و ابعاد آنها تا ۳ میلی‌متر می‌رسد.



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از توده‌های نفوذی منطقه قواق. A: بافت پورفیری در گرانیت پورفیری. B: پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی همراه با هورنبلند در گرانیت پورفیری. C: بافت میکروگرانولار متشکل از پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز در گرانودیوریت. D: بلورهای درشت پلاژیوکلاز با بافت غربالی و منطقه‌بندی همراه با کوارتز و پیروکسن‌های اکتینولیتی‌شده در پیروکسن کوارتز مونزودیوریت. E: بافت میکروگرانولار متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیکروکسن در گابرو. F: پیروکسن‌های اکتینولیتی‌شده همراه با بلورهای پلاژیوکلاز و بلورهای کوچک کوارتز در گابرو. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Act: اکتینولیت، Afs: آلکالی فلدسپار، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Qz: کوارتز)

Fig. 7. Photomicrographs (transmitted light, XPL) of intrusions in the Qovaq area. A: Porphyritic texture in porphyritic granite. B: Zoned plagioclase along with hornblende in porphyritic granite. C: Micro-granular texture composed of plagioclase, hornblende and quartz in granodiorite. D: Coarse-grained zoned plagioclase crystals with sieve texture along with quartz and actinolitized pyroxenes in pyroxene quartz monzodiorite. E: Micro-granular texture composed of plagioclase and clinopyroxene in gabbro. F: Actinolitized pyroxenes along with plagioclase and fine-grained quartz in gabbro. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010). (Act: actinolite, Afs: alkali feldspar, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Px: pyroxene, Qz: quartz).

دیگر کانی‌ها حضور دارند. پیروکسن کوارتز مونزودیوریت‌ها دارای بافت‌های میکروگرانولار تا پورفیریوئیدی بوده و کانی‌های اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیکروکسن، کوارتز و آلکالی فلدسپار هستند (شکل ۷-D). پلاژیوکلاز کانی غالب سنگ، با فراوانی حدود ۵۰ درصد بوده و به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور دارد. پلاژیوکلازها عمدتاً ریزبلور هستند، اما ابعاد بلورهای درشت آن‌ها تا ۲/۵ میلی‌متر نیز می‌رسد. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز به صورت ضعیف به کانی‌های رسی، سربست، کلریت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، منطقه‌بندی و گاه بافت غربالی نشان می‌دهند. با توجه به زاویه خاموشی، پلاژیوکلازها عمدتاً از نوع آندزین هستند. کلینوپیکروکسن دیگر کانی غالب این

گرانودیوریت‌ها دارای بافت میکروگرانولار تا پورفیری بوده و متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و آلکالی فلدسپار هستند (شکل ۷-C). پلاژیوکلاز، با فراوانی حدود ۴۵ درصد، به صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور داشته و ابعاد آن‌ها تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. با توجه به زاویه خاموشی، پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز و آندزین هستند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی نشان می‌دهند. هورنبلند دیگر کانی غالب سنگ، با فراوانی حدود ۳۰ درصد است. بخش عمده هورنبلندها به اکتینولیت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. ابعاد بلورهای هورنبلند تا ۳ میلی‌متر می‌رسد. کوارتز و آلکالی فلدسپار به ترتیب با فراوانی حدود ۱۵ درصد و ۱۰ درصد و به صورت بلورهای کوچک بی‌شکل در فضای بین

هورنفلس‌ها دارای بافت گرانولاستیک بوده و عمدتاً از کانی‌های کلینوپیروکسن و اپیدوت همراه با کانی‌های اکتینولیت، آلبیت، کوارتز، اسفن و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند (شکل ۸-B). بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن فراوان‌ترین کانی این سنگ‌ها بوده و فراوانی آنها حدود ۵۵ درصد است. کلینوپیروکسن‌ها با درجات متغیری به اکتینولیت دگرسان شده‌اند. اپیدوت (با فراوانی حدود ۳۵ درصد) به صورت بلورهای کوچک شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد ۰/۵-۱ میلی‌متر در فضای بین کلینوپیروکسن‌ها مشاهده می‌شود. در برخی نقاط، اپیدوت‌ها حالت رگچه‌ای با بلورهای درشت‌تر نشان می‌دهند. کوارتز و آلبیت در فضای بین دیگر کانی‌ها پراکنده هستند. کانی‌های کدر به صورت دانه‌پراکنده با فراوانی حدود ۵ درصد در سنگ حضور دارند. در برخی از نمونه‌ها، بلورهای شکل‌دار اسفن نیز مشاهده می‌شود. کانی غالب در اپیدوت هورنفلس‌ها اپیدوت است که با اندکی کلینوپیروکسن، کوارتز، آلبیت، کلریت، اکتینولیت و کانی‌های کدر همراهی می‌شود (شکل ۸-C). در برخی از نمونه‌ها، پلاژیوکلازهای مربوط به سنگ اولیه با ماکل نواری قابل مشاهده هستند (شکل ۸-D) که بیانگر ماهیت آذرین سنگ اولیه است. اپیدوت‌ها معمولاً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ابعاد آن‌ها تا ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. کلریت در فضای بین اپیدوت‌ها قابل مشاهده است. در برخی از نمونه‌ها، لامینه‌های غنی از اپیدوت در تناوب با باندهای غنی از کلینوپیروکسن قابل مشاهده است. کوارتز و آلبیت در فضای بین دیگر کانی‌ها، به‌ویژه اپیدوت‌ها پراکنده هستند. کلسیت به صورت رگچه‌ای این سنگ‌ها را قطع کرده است. در برخی نقاط، کانی‌های کدر به صورت دانه‌پراکنده و یا باندهای متناوب با باندهای غنی از اپیدوت در سنگ دیده می‌شوند. کالک‌سیلیکات هورنفلس‌ها دارای بافت گرانولاستیک بوده و متشکل از کانی‌های اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز، آلبیت و کانی‌های کدر هستند. این سنگ‌ها عمدتاً لایه‌بندی ظریف متشکل از باندهای غنی از اکتینولیت، غنی از کلریت و غنی از کوارتز-فلدسپات را نشان می‌دهند (شکل ۸-E). کلریت‌ها و اکتینولیت‌ها به صورت تجمعات عدسی شکل یا لامینه‌ای حضور دارند. اکتینولیت به صورت بلورهای رشته‌ای با ابعاد کمتر از ۰/۳ میلی‌متر در سنگ دیده می‌شود.

سنگ‌ها، است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فراوانی حدود ۳۰ درصد حضور دارد. این کانی با درجات مختلفی به اکتینولیت دگرسان شده است. ابعاد بلورهای کلینوپیروکسن به ۲ میلی‌متر می‌رسد. کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به صورت بلورهای بی‌شکل کوچک در فضای بین دیگر کانی‌ها مشاهده می‌شوند. فراوانی کوارتز حدود ۱۰ درصد بوده و فراوانی آلکالی‌فلدسپار کمتر از ۱۰ درصد است. گابروها دارای بافت‌های گرانولار، پورفیروئیدی، افیتیک و ساب‌افیتیک بوده و متشکل از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن‌های اکتینولیتی‌شده هستند (شکل ۷-E). پلاژیوکلاز با فراوانی حدود ۵۵ درصد کانی عمده این سنگ‌ها است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور دارد. ابعاد بلورهای درشت پلاژیوکلاز تا ۲/۵ میلی‌متر می‌رسد. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی بوده و برخی دیگر منطقه‌بندی نشان می‌دهند. با توجه به زاویه خاموشی، به نظر می‌رسد این کانی‌ها از نوع لابرادوریت باشند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز با درجات ضعیفی به سریسیست دگرسان شده‌اند. کلینوپیروکسن دیگر کانی عمده سنگ با فراوانی حدود ۴۵ درصد است که به شدت به اکتینولیت و بعضاً به کانی‌های کدر و کلریت دگرسان شده است (شکل ۷-E و ۷-F). بقایایی از کلینوپیروکسن در داخل برخی اکتینولیت‌ها قابل مشاهده است. ابعاد بلورهای کلینوپیروکسن اکتینولیتی‌شده تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. بلورهای ریز کوارتز با فراوانی ۱-۲ درصد در بین دیگر کانی‌ها حضور دارند (شکل ۷-F). پیروکسن هورنفلس‌ها دارای بافت گرانولاستیک بوده و متشکل از کلینوپیروکسن، اپیدوت، کلسیت، کوارتز، آلبیت و کلریت همراه با کانی‌های کدر هستند. کلینوپیروکسن به صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شود (شکل ۸-A) و در نتیجه دگرگونی پس‌رونده، به اکتینولیت و کلریت دگرسان شده است. کلینوپیروکسن‌ها عمدتاً به حالت لامینه‌ای در تناوب با لامینه‌های غنی از اپیدوت دیده می‌شوند. در برخی از نمونه‌ها، بقایایی از بلورهای گارنت ایزوتروپ قابل مشاهده است. کلسیت به صورت بلورهای درشت موجود در بین کلینوپیروکسن‌ها و اپیدوت‌ها و همچنین رگچه‌های کلسیتی تأخیری حضور دارد. کوارتز و آلبیت در فضای بین دیگر کانی‌ها قرار گرفته‌اند. کانی‌های کدر به صورت دانه‌پراکنده، توده‌ای، لامینه‌ای و رگچه‌ای حضور دارند. اپیدوت پیروکسن

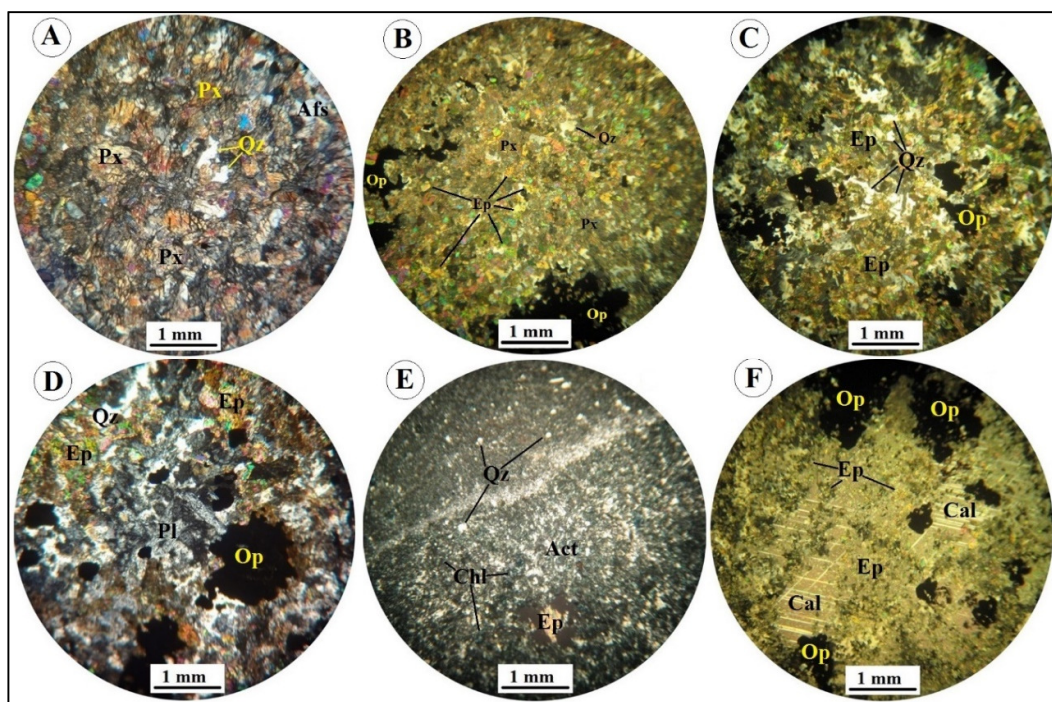
با فراوانی حدود ۲ درصد در بین بلورهای کلسیت حضور دارند. بلورهای شکل‌دار کانی‌های کدر با فراوانی حدود ۳ درصد حضور داشته و ابعاد آنها تا حدود ۲ میلی‌متر می‌رسد. نمونه‌های با محتوای بیشتر کلسیت (حدود ۹۵ درصد) و مقادیر جزئی اپیدوت، اکتینولیت و کوارتز، عملاً از نوع مرمر هستند که ابعاد بلورهای کلسیت در آنها تا حدود ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. ماکل‌های نواری در کلسیت‌ها فراوان هستند.

زمین‌شیمی توده‌های نفوذی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های برداشت شده از توده‌های نفوذی منطقه قواق در جدول ۱ آورده شده است.

کوارتز و آلبیت به‌صورت بلورهای بی‌شکل کوچک در بین کانی‌های دیگر و یا در باندهای غنی از کوارتز-فلدسپات متمرکز هستند. در برخی نقاط، اپیدوت به‌صورت دانه‌پراکنده دیده می‌شود. کانی‌های کدر به‌صورت دانه‌پراکنده و لامینه‌ای در این سنگ‌ها حضور دارند.

مرمرهای اپیدوت‌دار عمدتاً متشکل از بلورهای کلسیت با فراوانی حدود ۸۰ درصد و با بافت گرانوبلاستیک هستند (شکل ۸-F). بلورهای کلسیت حاوی ماکل‌های نواری مشخصی بوده و ابعاد آنها تا ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. بلورهای کوچک و شکل‌دار اپیدوت با فراوانی حدود ۲۰ درصد در فضای بین بلورهای کلسیت تشکیل شده‌اند. ابعاد بلورهای اپیدوت کمتر از ۰/۵ میلی‌متر است. بلورهای کوچک کوارتز



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از هاله‌های دگرگونی مجاورتی در منطقه قواق. A: بافت گرانوبلاستیک متشکل از بلورهای کلینوپیروکسن همراه با بلورهای کوچک کوارتز و آلکالی فلدسپار در پیروکسن هورنفلس. B: بافت گرانوبلاستیک متشکل از بلورهای کلینوپیروکسن اکتینولیتی‌شده همراه با اپیدوت و کوارتز در اپیدوت پیروکسن هورنفلس. C: بافت گرانوبلاستیک متشکل از بلورهای اپیدوت همراه با کوارتز و کانی کدر در اپیدوت هورنفلس. D: بلورهای پلاژیوکلاز مربوط به سنگ میزبان اولیه همراه با اپیدوت، کوارتز و کانی کدر در اپیدوت هورنفلس. E: باندهای غنی از کوارتز و غنی از اکتینولیت-کلریت در کالک‌سیلیکات هورنفلس. F: بلورهای کلسیت با ماکل نواری همراه با اپیدوت‌های ریزبلور و کانی‌های کدر در مرمرهای اپیدوت‌دار. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Act: اکتینولیت، Afs: آلکالی فلدسپار، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Op: کانی کدر، Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Qz: کوارتز)

Fig. 8. Photomicrographs (transmitted light, XPL) of contact metamorphic aureoles in the Qovaq area. A: Granoblastic texture composed of clinopyroxene along with fine-grained quartz and alkali feldspar in pyroxene hornfels. B: Granoblastic texture composed of actinolitized clinopyroxene along with epidote and quartz in epidote pyroxene hornfels. C: Granoblastic texture composed of epidote along with quartz and opaque minerals in epidote hornfels. D: Plagioclase crystals of primary host rock along with epidote, quartz and opaque minerals in epidote hornfels. E: Quartz-rich and actinolite-chlorite-rich laminations in calc-silicate hornfels. F: Calcite crystals along with fine-grained epidotes and opaque minerals in epidote-bearing marbles. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010). (Act: actinolite, Afs: alkali feldspar, Chl: chlorite, Ep: epidote, Op: opaque mineral, Pl: plagioclase, Px: pyroxene, Qz: quartz).

جدول ۱. داده‌های تجزیه شیمیایی برای نمونه‌های برداشت شده از توده‌های نفوذی در منطقه قواق. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

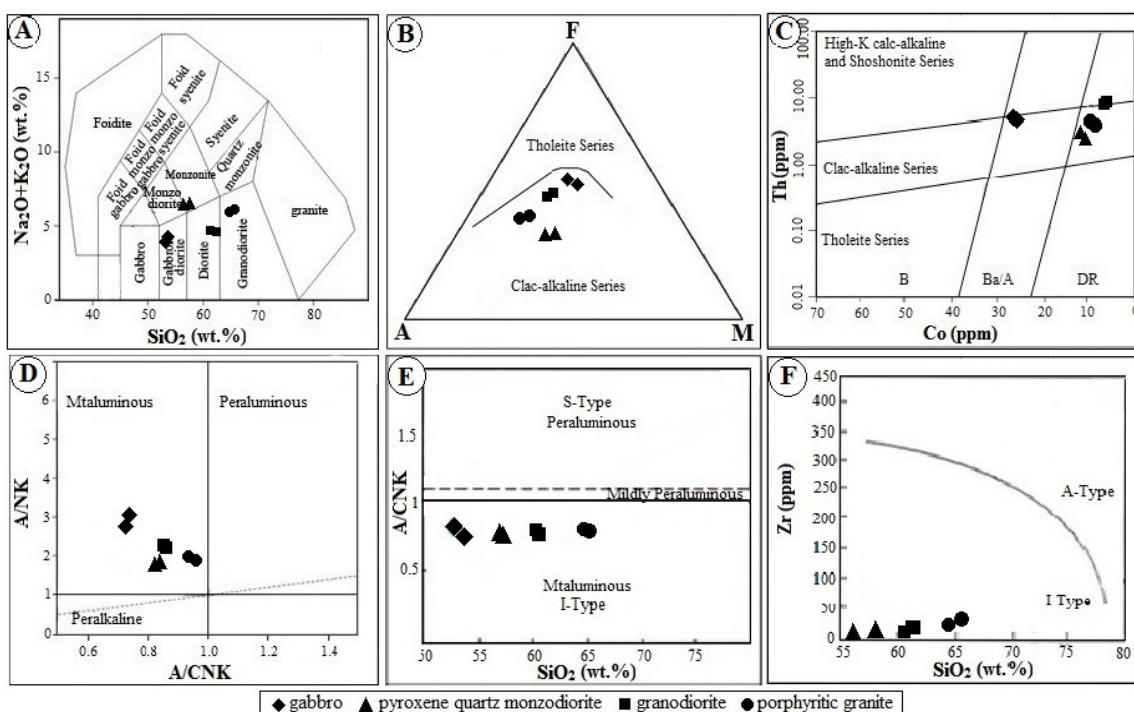
Table 1. Geochemical data for samples collected from the intrusions in the Qovaq area. Major elements are in wt.% and trace and rare earth elements in ppm.

	Q-45	Q48	Q-44	Q47	Q-46	Q-46	Q-30	Q-32
	gr	gr	gd	gd	Px-qmd	Px-qmd	gb	gb
SiO ₂	64.79	65.21	60.54	61.27	56.84	57.38	53.21	52.46
TiO ₂	0.54	0.65	0.80	0.75	0.83	0.81	0.92	0.91
Al ₂ O ₃	15.27	15.34	15.67	15.47	16.95	17.29	16.77	16.96
Fe ₂ O ₃	5.35	5.26	6.06	5.84	4.83	4.56	8.58	8.53
MnO	0.10	0.11	0.13	0.11	0.14	0.16	0.14	0.14
MgO	1.91	1.85	3.01	3.24	5.14	5.27	4.92	5.10
CaO	4.45	4.33	6.57	6.48	6.86	6.54	9.47	9.54
Na ₂ O	3.49	3.57	3.83	3.63	4.83	4.92	2.43	2.49
K ₂ O	2.01	2.26	0.71	0.86	1.03	0.93	1.50	1.41
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.11	0.13	0.13	0.11	0.21	0.23
LOI	1.95	1.27	2.41	2.12	2.24	2.48	1.61	2.06
Total	99.95	99.92	99.84	99.91	99.82	99.95	99.76	99.83
As	3.5	4.7	9.4	8.4	3.2	5.5	1.5	1.7
Ba	354	376	170	196	110.6	88.8	459	426
Be	1.1	1.0	1.1	1.1	1.1	1.2	1.1	1.0
Ce	33.8	34.2	23.1	24.6	28.65	27.54	33.8	30.9
Co	12.4	11.2	7.6	8.2	16.7	14.9	29.3	28.8
Cr	138	87	2	6	78	89	117	147
Cs	1.1	1.4	2.8	3.4	1.3	0.9	2.4	1.4
Cu	18.7	23.2	30.6	38.4	24.7	11.8	55.4	100.2
Dy	3.22	3.42	5.94	5.74	3.63	3.81	4.18	3.53
Er	1.82	1.96	3.38	3.11	2.12	2.23	2.42	2.03
Eu	0.76	0.72	0.92	0.87	0.63	0.68	0.96	0.85
Ga	15.8	16.2	16.5	16.3	16.8	17.3	17.1	17.0
Gd	2.92	2.87	4.61	4.72	2.67	2.49	3.62	3.06
Ge	0.54	0.57	0.59	0.57	0.56	0.58	0.56	0.56
Hf	0.50	0.54	0.33	0.46	0.62	0.58	2.59	0.74
Ho	0.61	0.67	1.14	1.08	0.72	0.75	0.81	0.68
La	19.6	20.3	11.1	12.3	13.6	12.43	17.7	15.6
Li	18.7	20.1	5.4	6.2	11.4	12.7	11.0	17.2
Lu	0.25	0.22	0.44	0.34	0.23	0.21	0.36	0.28
Nb	1.9	2.1	2.2	1.8	1.9	2.3	1.8	1.5
Nd	14.4	14.8	14.2	14.7	14.47	13.53	17.7	15.9
Ni	6	4	4	5	11	9	26	26
Pb	291	226	368	324	243	256	178	183
Pr	3.82	3.62	3.17	3.21	3.07	3.18	4.36	3.92
Rb	60.6	65.1	46.3	45.8	36.8	33.2	33.4	25.8
Sc	10	11	14	12	16	18	26	15
Sm	2.76	2.84	3.78	3.67	2.75	2.83	3.53	3.07
Sr	239	214	414	432	367	329	567	523
Ta	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04
Tb	0.54	0.49	0.95	0.84	0.54	0.59	0.68	0.59
Th	4.77	4.23	7.14	6.85	2.37	1.54	5.21	3.90
Tm	0.26	0.24	0.47	0.38	0.32	0.30	0.35	0.28
U	0.60	0.76	0.61	0.67	0.56	0.43	1.51	1.00
V	93	87	153	143	143	185	214	215
Y	17.5	19.1	31.4	28.6	22.3	20.4	20.0	16.3
Yb	1.62	1.54	2.85	2.24	1.72	1.65	2.19	1.76
Zn	98.8	101.5	562	487	146	181	112	75.4
Zr	16	24	8	14	12	15	88	24

gb: gabbro; Px-qmd: pyroxene quartz monzodiorite; gd: granodiorite; gr: granite; LOI: Loss of ignition

می‌گیرند (شکل ۹-۱). براساس نمودار A/CNK در مقابل A/NK (شاند، ۱۹۴۳) تمامی نمونه‌ها از نوع متآلومینوس هستند (شکل ۹-۲). برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع I و S از نمودار SiO_2 در مقابل A/CNK (چاپل و وایت، ۱۹۷۴) استفاده شد که براساس آن، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع I و متآلومینوس واقع شده‌اند (شکل ۹-۳). برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و A، از نمودار SiO_2 در مقابل Zr (کولینز و همکاران، ۱۹۸۰) استفاده شد. در این نمودار، تمامی نمونه‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع I واقع شده‌اند (شکل ۹-۴).

در نمودار SiO_2 در مقابل Na_2O+K_2O (میدلموست، ۱۹۹۴)، نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی منطقه قواق در محدوده گرانودیوریت، دیوریت، مونزودیوریت و گابرویدیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۹-۵). برای تعیین سری ماگمایی توده‌های نفوذی منطقه قواق و تفکیک سری تولیتی از کالک‌آلکان، از دیاگرام مثلی AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) استفاده شد. بر طبق این نمودار، تمامی نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان واقع می‌شوند (شکل ۹-۶). بر اساس نمودار عناصر کمیاب Co در مقابل Th (هاستی و همکاران، ۲۰۰۷)، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های برداشت شده از توده‌های نفوذی در منطقه قواق بر روی A: نمودار SiO_2 در مقابل Na_2O+K_2O (Middlemost, 1994), B: نمودار مثلی AFM (Irvine and Baragar, 1971), C: نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007), D: نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943), E: نمودار SiO_2 در مقابل A/CNK (Chappell and White, 1974) و F: نمودار SiO_2 در مقابل Zr (Collins et al., 1980).

Fig. 9. Location of samples collected from intrusions in the Qovaq area on the: A: SiO_2 vs. Na_2O+K_2O diagram (Middlemost, 1994), B: AFM triangular diagram (Irvine and Baragar, 1971), C: Co vs. Th diagram (Hastie et al., 2007), D: A/NK vs. A/CNK diagram (Shand, 1943), E: SiO_2 vs. A/CNK diagram (Chappell and White, 1974) and F: SiO_2 vs. Zr diagram (Collins et al., 1980).

مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۱۰-۱). ویژگی بارز این نمودار، غنی‌شدگی و بی‌هنجاری شاخص‌تر Pb است. غنی‌شدگی از LILE و LREE همراه با بی‌هنجاری منفی HFSE از ویژگی‌های بارز کمان‌های ماگمایی و ماگماتیسم

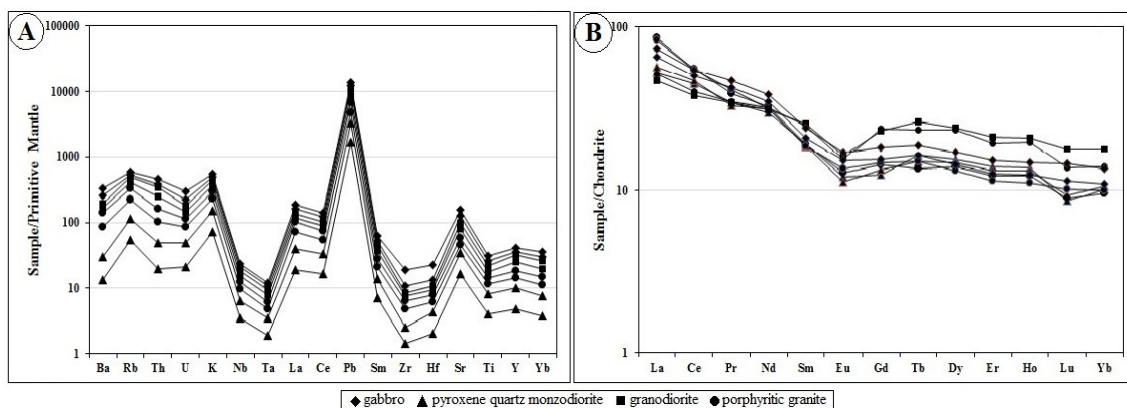
در نمودار عنکبوتی به‌نچار شده به‌گوشته اولیه (مک‌دوناف و سان، ۱۹۹۵)، بی‌هنجاری منفی مشخص در عناصر HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf و Ti) و غنی‌شدگی LILE (Th, U, Ba و Pb) و LREE (La و Ce) برای همه نمونه‌های

بخشی و پایین بودن عناصر کمیاب خاکی سنگین در ارتباط با حضور گارنت در ناحیه ذوب باشد (ویلسون، ۱۹۸۹؛ رایت و مک‌کوری، ۱۹۹۷؛ ژائو و ژو، ۲۰۰۷). بی‌هنجاری Eu اغلب به‌وسیله فلدسپات‌ها (به‌ویژه در ماگماهای فلسیک) کنترل می‌شوند زیرا Eu در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم سازگار است در حالی‌که سایر عناصر کمیاب خاکی سه ظرفیتی، ناسازگار هستند. بنابراین جداسدن فلدسپات‌ها چه به‌وسیله تفریق بلوری و چه به‌علت ذوب بخشی که در آن فلدسپات در تفرقه باقی می‌ماند، باعث پیدایش بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود. به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، اگر بی‌هنجاری منفی Eu همراه با بی‌هنجاری منفی Sr باشد، تفریق پلاژیوکلاز عامل به‌وجود آمدن بی‌هنجاری منفی Eu می‌باشد. با توجه به وجود بی‌هنجاری مثبت Sr در نمودارهای عنکبوتی، می‌توان نتیجه گرفت که تشکیل بی‌هنجاری منفی Eu به دلیل شکل‌گیری ماگمای اولیه در حوضه پایداری پلاژیوکلاز می‌باشد.

به‌طور کلی می‌توان گفت که ماگمای اولیه توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه در یک محیط فرورانشی و از یک گوشته متاسوماتیسم‌شده به‌وجود آمده است. از شواهد آرایش پوسته‌ای یا مشارکت پوسته و مواد پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌ها می‌توان به بی‌هنجاری مثبت Pb اشاره کرد.

مرتبط با فرورانش است (ویلسون، ۱۹۸۹؛ رولینسون، ۱۹۹۳؛ ریچاردز و همکاران، ۲۰۰۱؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۴). به اعتقاد کاستر و هارمز (۱۹۹۸)، غنی‌شدگی از LILE و LREE می‌تواند نشان‌دهنده نقش سیالات آزادشده از لیتوسفر فروزانده در غنی‌سازی این عناصر در گوه گوشته‌ای و سنگ منشأ ماگما باشد. علاوه بر این، غنی‌شدگی از عناصر LILE می‌تواند نتیجه درجات پایین ذوب بخشی از منشأ گوشته‌ای، تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش گوشته متاسوماتیسم‌شده، آلودگی به‌وسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های مورد نظر باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). بی‌هنجاری مثبت شاخص Pb در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان در ارتباط با متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فروزانده در نظر گرفت. وجود بی‌هنجاری مثبت Pb و بی‌هنجاری منفی Nb می‌تواند نشانه ماگماهای کمانی و ماگماهای متأثر از پوسته قاره‌ای باشد (هافمن، ۱۹۸۸).

در الگوی عناصر کمیاب خاکی به‌نچارشده به کندریت (مک‌دوناف و سان، ۱۹۹۵) همه نمونه‌های مورد مطالعه الگوی مشابهی را نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر ارتباط ژنتیکی آنها باشد (شکل ۱۰-B). نمونه‌های مورد مطالعه یک الگوی غنی از LREE نسبت به HREE را با نسبت متوسط تا بالای LREE/HREE و بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهند (شکل ۱۰-B). غنی‌شدگی بالای عناصر کمیاب خاکی سبک می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب



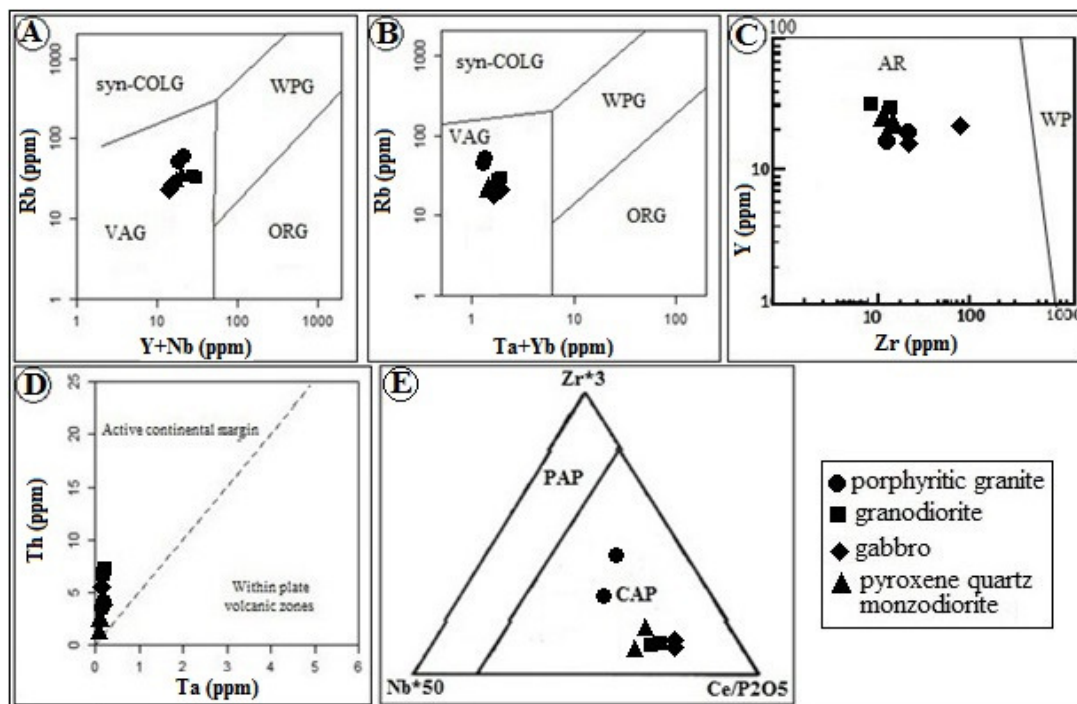
شکل ۱۰. A: الگوی عناصر کمیاب به‌نچارشده به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های برداشت‌شده از توده‌های نفوذی در منطقه قواق. B: الگوی عناصر کمیاب به‌نچارشده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های برداشت‌شده از توده‌های نفوذی در منطقه قواق.

Fig. 10. A: Primitive mantle-normalized (McDonough and Sun, 1995) rare elements pattern for samples collected from the intrusions in the Qovaq area. B: Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) rare earth elements pattern for samples collected from the intrusions in the Qovaq area.

محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی

نمودارهای Rb در مقابل Y+Nb و Rb در مقابل Ta+Yb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)، برای تمایز محیط‌های مختلف تشکیل گرانیتوئیدها ارائه شده است. براساس این نمودارها، تمامی نمونه‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای کمان ماگمایی واقع می‌شوند (شکل ۱۱-A و ۱۱-B). نمودار Zr در برابر Y (مولر و گروز، ۱۹۹۷) برای تفکیک گرانیتوئیدهای داخل صفحه‌ای از گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان ارائه شده است. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار در قلمرو گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان واقع می‌شوند (شکل ۱۱-C).

نمودارهای گورتن و شندل (۲۰۰۲)، براساس زمین‌شیمی عناصر کمیاب و برای تفکیک محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین ارائه شده‌اند. براساس نمودار Th در مقابل Ta (گورتن و شندل، ۲۰۰۲) نمونه‌های مورد مطالعه مرتبط با محیط کمان ماگمایی هستند (شکل ۱۱-D). در نمودار مثلثی ارائه‌شده توسط مولر و گروز (Zr^*3-Nb^*50-Ce/P_2O_5)؛ مولر و گروز، ۱۹۹۷) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل ۱۱-F).



شکل ۱۱. موقعیت نمونه‌های برداشت‌شده از توده‌های نفوذی در منطقه قواق بر روی A: نمودار Rb در مقابل Y+Nb (Pearce et al., 1984)، B: نمودار Rb در مقابل Ta+Yb (Pearce et al., 1984)، C: نمودار Zr در مقابل Y (Müller and Groves, 1997)، D: نمودار Ta در مقابل Th (Gorton and Schandl, 2002) و E: نمودار مثلثی Zr^*3-Nb^*50-Ce/P_2O_5 (Müller and Groves, 1997).

Fig. 11. Location of samples collected from intrusions in the Qovaq area on the A: Rb vs. Y+Nb diagram (Pearce et al., 1984), B: Rb vs. Ta+Yb diagram (Pearce et al., 1984), C: Zr vs. Y diagram (Müller and Groves, 1997), D: Ta vs. Th diagram (Gorton and Schandl, 2002) and E: Triangular Zr^*3-Nb^*50-Ce/P_2O_5 diagram (Müller and Groves, 1997).

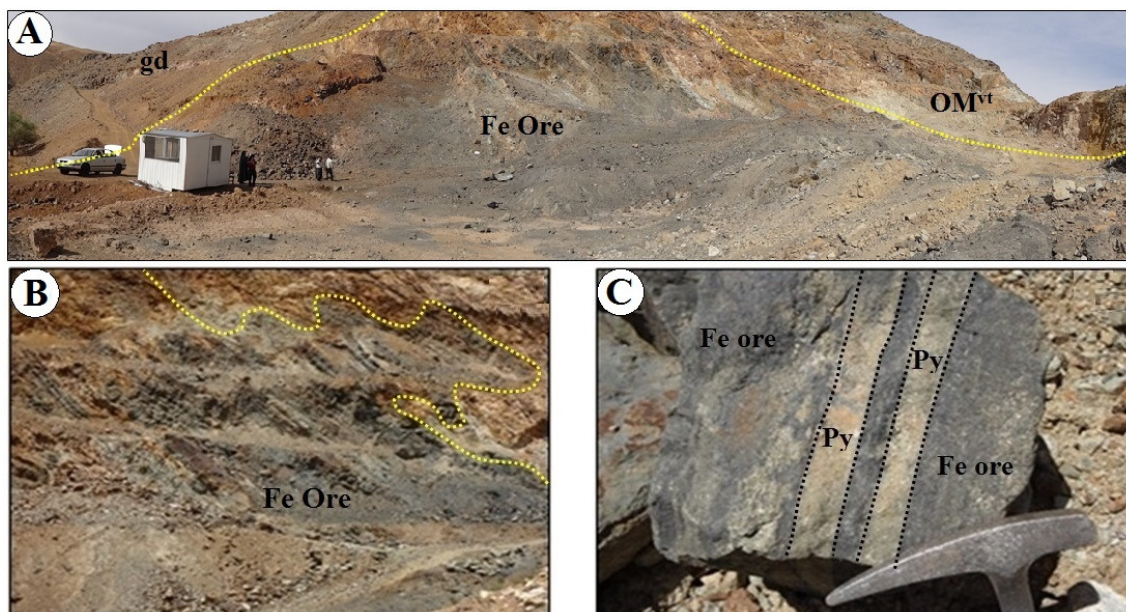
کانه‌زایی

کانه‌زایی آهن در منطقه قواق به صورت نواری و عدسی شکل داخل توالی آتشفشانی- رسوبی الیگومبوسن رخ داده است. در محل کانه‌زایی، تناوب لایه‌های آتشفشانی- رسوبی دارای راستای تقریبی خاوری- باختری با شیب به سمت شمال می‌باشد. در نتیجه نفوذ توده گرانیتوئیدی (مجموعه گابرو، پیروکسن کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت

پورفیری)، سنگ‌های مزبور متحمل دگرگونی مجاورتی شده و به هورنفلس و اسکارن تبدیل شده و کانه‌زایی آهن در داخل این مجموعه تشکیل شده است (شکل ۱۲-A). روند عمومی کانه‌زایی آهن به تبعیت از سنگ‌های میزبان اولیه، خاوری- باختری با شیب به سمت شمال می‌باشد (شکل ۱۲-B). با توجه به رخمون‌های موجود و همچنین نتایج مطالعات ژئوفیزیکی و مغزه‌های به‌دست آمده از

مگنتیت در راستای چینه‌بندی و لایه‌بندی واحدهای آتشفشانی-رسوبی میزبان رخ داده و یک حالت انتخابی در تشکیل باندهای مگنتیت و باندهای سولفیدی دیده می‌شود؛ به‌طوری‌که باندهای مگنتیتی در ارتباط با لایه‌های توف آهکی و آهک توفی و باندهای سولفیدی مرتبط با باندهای توف شیلی و شیل توفی هستند.

گمانه‌های حفر شده (معین‌وزیری، ۲۰۱۳؛ پاداشی، ۲۰۱۴)، گسترش طولی کان‌زایی آهن به بیش از ۳۰۰ متر با بیشینه پهنای حدود ۶۵ متر می‌رسد. کان‌زایی آهن به‌صورت باندهای مگنتیتی در ضخامت‌های مختلف (تا ۰/۵ متر) در همراهی با کانی‌سازی سولفیدی (عمدتاً پیریت) به‌صورت لایه-لامینه‌ای، دانه‌پراکنده و رگچه‌ای رخ داده است (شکل ۱۲-C). شواهد صحرایی نشان می‌دهد که کان‌زایی



شکل ۱۲. A: نمای کلی از کانسار آهن قواق در داخل توالی لایه‌های آتشفشانی-رسوبی (دید به سمت شمال‌باختر). توده گرانودیوریتی در بخش چپ تصویر مشاهده می‌شود. B: نمایی از باندهای کان‌زایی آهن (دید به سمت شمال‌باختر). C: نمایی نزدیک از تناوب باندهای کانی‌سازی سولفیدی (عمدتاً پیریت) و باندهای مگنتیتی.

Fig. 12. A: A view of the Qovaq Fe deposit within the volcano-sedimentary strata, looking northwest. Granodiorite intrusion can be seen at the left part of the photo. B: A view from the Fe mineralized bands, looking northwest. C: A close view of alternation of sulfide (mainly pyrite) and magnetite mineralized bands.

عمدتاً با بافت نواری (شکل ۱۲-C) و گاه دانه‌پراکنده (شکل ۱۳-B) قابل مشاهده است. پیریت مهم‌ترین کانی سولفیدی در کانسار آهن قواق است. این کانی با بافت نواری و تناوب با باندهای مگنتیت (شکل ۱۲-C) و با به‌صورت دانه‌پراکنده در متن مگنتیت (شکل ۱۳-C) مشاهده می‌شود. پیریت به‌صورت رگچه‌های تأخیری که مگنتیت و پیریت‌های لامینه‌ای و دانه‌پراکنده را قطع کرده‌اند (شکل ۱۳-D)، نیز در کانسار آهن قواق قابل مشاهده است. قطع شدن مگنتیت توسط رگچه‌های پیریت و همچنین حضور اذخالی‌هایی از مگنتیت داخل پیریت (شکل ۱۳-E) بیانگر تشکیل پیریت بعد از مگنتیت می‌باشد. در واحدهای توفی هورنفلسی‌شده، پیریت‌هایی مشاهده می‌شود که دو مرحله رشد را نشان

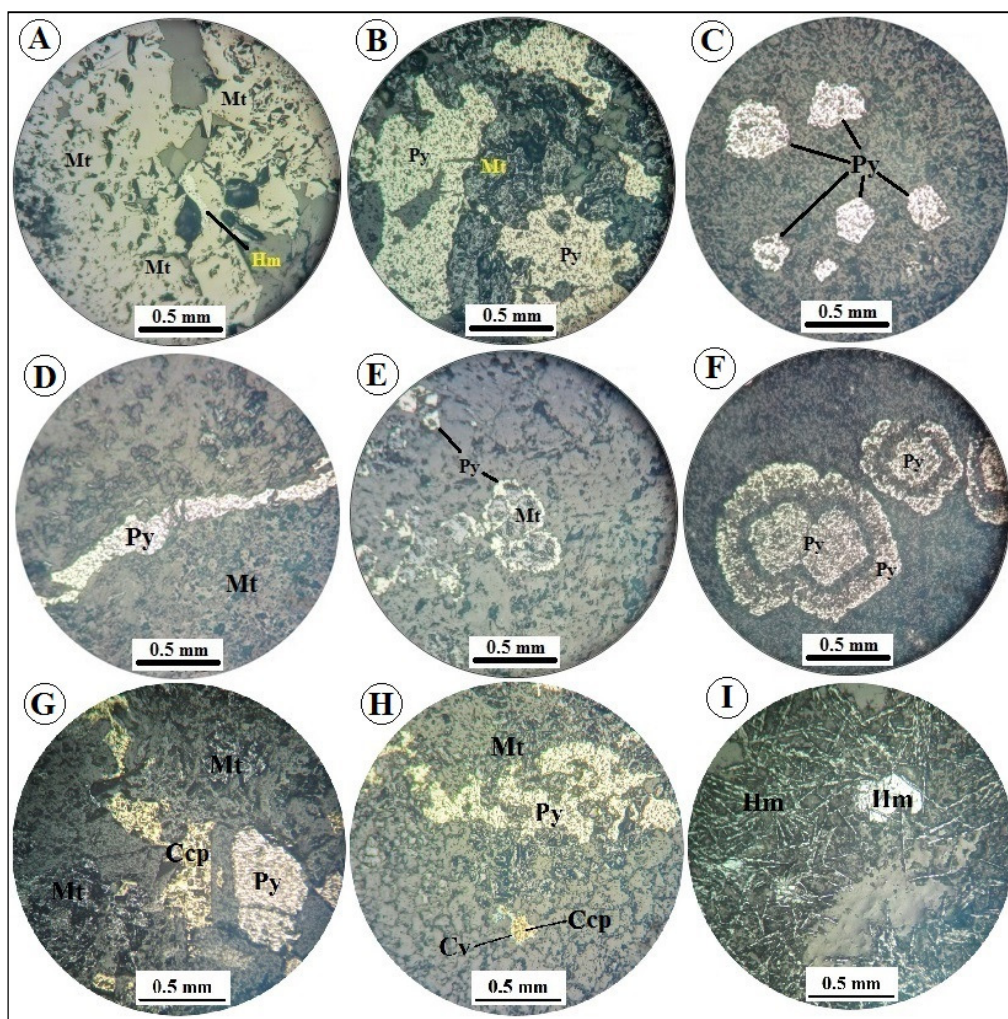
کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ

مگنتیت و پیریت همراه با مقدار کمی کالکوپیریت و هماتیت، کانی‌شناسی اصلی ماده معدنی در کانسار آهن قواق هستند. اپیدوت، کلینوپیروکسن، گارنت، کلریت و اکتینولیت همراه با کلسیت و کوارتز به‌عنوان کانی‌های باطله حضور دارند. هماتیت، گوتیت، کالکوسیت و کوولیت در اثر فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. ساخت و بافت مواد معدنی و باطله شامل توده‌ای، نواری، دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای و جان‌شینی است.

مگنتیت عمده‌تاً به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده شده و از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها مارتیتی شده و به هماتیت تبدیل شده است (شکل ۱۳-A). مگنتیت

(شکل ۱۳- H). هماتیت به صورت بلورهای تیغه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در همراهی با رگچه‌های تأخیری کوارتز-کلسیت، مجموعه کانه‌های مگنتیت و پیریت مراحل قبلی را قطع کرده است (شکل ۱۳- I). گوتیت حاصل فرایندهای برون‌زاد کانی‌های مگنتیت و پیریت می‌باشد که در امتداد شکستگی‌ها و مرزهای بلوری تشکیل شده است.

می‌دهند (شکل ۱۳- F). کالکوپیریت با فراوانی محدود، بیشتر به صورت بلورهای بی‌شکل در نمونه‌ها حضور دارد (شکل ۱۳- G). کالکوپیریت‌ها معمولاً به صورت رگچه‌ای و یا دانه‌پراکنده بوده و در برخی نقاط در حاشیه پیریت‌ها مشاهده می‌شوند. این موضوع بیانگر تشکیل کالکوپیریت بعد از پیریت می‌باشد. در نتیجه دگرسانی برون‌زاد، کالکوپیریت به کوولیت و کالکوسیت تبدیل شده است



شکل ۱۳. تصاویر میکروسکوپی (نور بازتابی) از کانه‌ها و بافت‌های موجود در کانسار آهن قواق. A: بلورهای مگنتیت که از حاشیه مارتیتی شده‌اند. B: پیریت‌های بی‌شکل دانه‌پراکنده در بین مگنتیت. C: پیریت‌های شکل‌دار دانه‌پراکنده در اپیدوت هورنفلس. D: رگچه پیریت قطع‌کننده مگنتیت‌ها. E: بلورهای مگنتیت با بافت دانه‌پراکنده که از اطراف توسط پیریت دربر گرفته شده‌اند. F: بلورهای پیریت با دو مرحله رشد داخل توف‌های هورنفلسی. G: کالکوپیریت‌های بی‌شکل همراه با پیریت در بین مگنتیت. H: بلور کالکوپیریت که از حاشیه به کوولیت دگرسان شده است. I: بلورهای تیغه‌ای هماتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Ccp: کالکوپیریت، Cv: کوولیت، Mt: مگنتیت، Py: پیریت)

Fig. 13. Photomicrographs (reflected light) from ore minerals and textures in the Qovaq Fe deposit. A: Magnetite which are martitized along margins. B: Anhedronal disseminated pyrites between magnetite. C: Euhedral disseminated pyrites within epidote hornfels. D: Pyrite veinlet crosscutting magnetite. E: Disseminated magnetite overgrowth by pyrite. F: Pyrite crystals with two growth stage in hornfelsic tuffs. G: Anhedronal chalcopyrites along with pyrite between magnetite. H: Chalcopyrite altered to covellite along margins. (i) Bladed hematite crystals. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010). (Ccp: chalcopyrite, Cv: covellite, Mt: magnetite, Py: pyrite)

مراحل اسکارن‌زایی

شواهد صحرایی و مطالعات سنگ‌شناختی و کانه‌نگاری زیرپهنه‌های متاسوماتیک (هورنفلسی-اسکارنی) و دگرگونی-متاسوماتیک در کانسار آهن قواق نشان می‌دهد که این کانسار را می‌توان در دسته کانسارهای اسکارن کلسیمی (اینائودی و بارت، ۱۹۸۲) قرار داد. مراحل اسکارن‌زایی در مجموع شامل دو مرحله اصلی دگرگونی ایزوشیمیایی و مرحله متاسوماتیک بوده و مرحله متاسوماتیک به دو زیرمرحله متاسوماتیک پیش‌رونده و پس‌رونده قابل تقسیم است (اینائودی و بارت، ۱۹۸۲؛ مینرت، ۱۹۹۲). مرحله متاسوماتیک پیش‌رونده با تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب و مرحله پس‌رونده یا تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاته آب‌دار مشخص می‌شوند (اینائودی و بارت، ۱۹۸۲؛ مینرت، ۱۹۹۲، مینرت و همکاران، ۱۹۹۵؛ مختاری و همکاران، ۲۰۱۹؛ قنبری و همکاران، ۲۰۲۳). بر همین اساس و با توجه به مطالعات کانی‌شناسی و ساخت و بافتی، فرایند هورنفلسی-اسکارنی‌شدن در منطقه قواق به سه مرحله اصلی زیر قابل تقسیم است.

الف- مرحله دگرگونی ایزوشیمیایی

معمولاً در اثر تزریق توده‌های آذرین به یک منطقه، ابتدا در نتیجه شار حرارتی، دگرگونی ایزوشیمیایی در سنگ‌های درون گیر به وجود می‌آید (مینرت، ۱۹۹۲). در منطقه قواق، نفوذ توده گرانیتوئیدی داخل توالی آتشفشانی-رسوبی الیگومیوسن منجر به دگرگونی مجاورتی واحدهای سنگی میزبان شده است. در نتیجه این امر، سنگ‌های کربناته به مرمر و لایه‌های رس‌دار به هورنفلس تبدیل شده‌اند. در زیرپهنه مرمر، واحدهای کربناته تبلور دوباره یافته و بلورهای کلسیت تشکیل شده‌اند. در این مرحله، مقدار محدودی گارنت و کلینوپیروکسن نیز تشکیل شده است. در این مرحله کانی‌های کدر (اکسیدی و یا سولفیدی) تشکیل نشده است.

ب- مرحله متاسوماتیک پیش‌رونده

بعد از جایگیری کامل توده گرانیتوئیدی و شروع انجماد، به تدریج سیال‌های موجود در ماگما به حد اشباع رسیده و به عنوان یک فاز سیال از آن جدا می‌شوند (مینرت، ۱۹۹۲). با پیشرفت تبلور، مقدار و حجم سیالات گرمایی آزادشده از توده نفوذی زیاد می‌شود. نفوذ و مهاجرت این سیالات به سنگ‌های دربرگیرنده، سبب تحرک و جابه‌جایی عناصر بین

دو گرا دیان متفاوت شیمیایی و حرارتی شده و واکنش‌های مناسب ایجاد می‌کند. دگرسانی متاسوماتیک دو جانبه، با واکنش‌های کربن‌زدایی همراه است. این فرایند معمولاً باعث افزایش تخلخل و توسعه شکستگی‌های موجود در سنگ میزبان می‌شود. این افزایش تخلخل همراه با شکستگی‌های حاصل از فشار جای‌گیری توده نفوذی و فشار سیالات حاصل از آن، سبب می‌شود تا در امتداد مرز همبری، معابری برای ورود سیالات به داخل سنگ‌های میزبان که در ابتدای جای‌گیری توده نفوذی، متحمل دگرگونی حرارتی و ایزوشیمیایی شده‌اند، ایجاد گردد. سیالات ماگمایی با دمای بالا (حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد) سبب متاسوماتیسم پیش‌رونده، به‌ویژه در نزدیک مرز همبری توده شده و سبب تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب غنی از منیزم، مانند پیروکسن در بخش بی‌آب نظیر گارنت و پیروکسن کلسیک تشکیل خواهد شد (مینرت و همکاران، ۲۰۰۵). در این مرحله، کانی‌های کالک‌سیلیکاته شامل مقدار کمی گارنت و عمدتاً از نوع کلینوپیروکسن در کانسار آهن قواق تشکیل شده است. کانی‌های کدر (مگنتیت) در انتهای این مرحله شروع به تشکیل کرده‌اند.

پ- مرحله متاسوماتیک پس‌رونده (دگرسانی)

براساس مطالعات کانی‌شناسی و بافتی، مرحله دگرگونی پس‌رونده به دو مرحله پیوسته قابل تفکیک است. مرحله متاسوماتیک پس‌رونده پیشین: طی این مرحله، در اثر ورود سیالات گرمایی دما بالا و فرایندهای هیدرولیز، کربن‌گیری، اکسیداسیونی و سولفیدزایی در امتداد شکستگی‌ها و ریزشکستگی‌های کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب، بخشی از کانی‌های مزبور توسط کانی‌های کالک‌سیلیکاته آب‌دار (اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت)، اکسیدها (مگنتیت) و سولفیدها (پیریت و کالکوپیریت) جانشین می‌شوند (مینرت، ۱۹۹۲). طی این مرحله، پیروکسن به ترمولیت-اکتینولیت دگرسان شده است. کانه‌زایی منطقه مورد مطالعه در این مرحله تشکیل شده است. به دلیل اکسیداسیون بالای سیالات گرمایی، ابتدا مگنتیت تشکیل می‌شود که شواهد حاصل از نتایج مطالعات سنگ‌شناختی و کانه‌نگاری این موضوع را تأیید می‌کند. کانی‌های سولفیدی (پیریت و مقادیر جزئی کالکوپیریت) عمدتاً به‌صورت پُرکننده فضای بین مگنتیت‌ها تشکیل شده‌اند. و رگچه‌های سولفیدی، مگنتیت‌ها را قطع کرده‌اند.

۲- وجود بلورهای گارنت در فضای بین بلورهای کلینوپیروکسن، بیانگر تبلور کلینوپیروکسن قبل و یا به‌صورت هم‌زمان با گارنت است. ۳- قطع شدن مگنتیت توسط رگچه‌های سولفیدی و وجود اذخال‌های مگنتیت داخل پیریت نشان می‌دهد تشکیل فاز سولفیدی بعد از فاز مگنتیت بوده است. لازم به ذکر است که تشکیل پیریت در دو فاز رخ داده و پیریت‌های فاز دوم به‌صورت رگه-رگچه‌ای پیریت‌های فاز اول که به‌صورت نواری و دانه‌پراکنده هستند، را قطع کرده است. ۴- کالکوپیریت معمولاً در اطراف پیریت تشکیل شده است که نشانگر تبلور آن بعد از پیریت می‌باشد. ۵- در نتیجه دگرسانی برون‌زاد، کالکوپیریت به کوولیت و کالکوسیت و پیریت به گوتیت دگرسان شده است. ۶- در برخی نقاط، رگه-رگچه‌های تأخیری کوارتز-کلسیت حاوی هماتیت تیغه‌ای مشاهده می‌شود. با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، توالی پاراژنزی کانی‌ها و کانه‌های موجود در کانسار آهن قواق در شکل ۱۴ نشان داده شده است.

زمین‌شیمی زیرپهنه‌های دگرگونی مجاورتی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های برداشت‌شده از زیرپهنه‌های دگرگونی مجاورتی در منطقه قواق در جدول ۲ آورده شده است.

در بخش‌های هورنفلسی، به دلیل ماهیت سنگ میزبان، پیریت به‌صورت لامینه‌ای و لایه‌ای در توالی با مگنتیت تشکیل شده است. کانی‌های رایج دگرسانی در این مرحله، اپیدوت و اکتینولیت می‌باشند که به نظر می‌رسد افزایش محلی اکسیژن نقش مهمی را در پیدایش آن‌ها داشته است (پرکینز و همکاران، ۱۹۸۶). حضور مگنتیت و پیریت به‌صورت پُرکننده فضای بین بلورهای پیروکسن بیانگر تشکیل پیروکسن قبل از تبلور مگنتیت و پیریت است.

مرحله متاسوماتیک پس‌رونده پسین: مجموعه کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب و آب‌دار تشکیل‌شده در مراحل قبلی، طی این مرحله توسط سیالات نسبتاً دما پایین، مجدداً دگرسان می‌شوند و مجموعه کانیایی بسیار ریزدانه متشکل از کانی‌های رسی، کلریت و کوارتز را تشکیل می‌دهند. در این مرحله، دمای سیالات پایین بوده و دگرسانی‌ها عموماً در امتداد شکستگی‌ها رخ داده است.

توالی پاراژنتیک

شواهد متعددی برای ترسیم توالی پاراژنتیک در کانسار آهن قواق مد نظر قرار گرفته است که مهم‌ترین آنها عبارتند از: ۱- حضور مگنتیت‌ها و پیریت‌های ریز داخل بلورهای کلینوپیروکسن در همراهی با کانی‌هایی مانند اکتینولیت و کلریت بیانگر تشکیل مگنتیت و پیریت بعد از کلینوپیروکسن و در مرحله دگرگونی پس‌رونده می‌باشد.

	Isochemical	Metasomatic alteration		Post mineralization	Supergene
		Prograde	Retrograde		
Clinopyroxene					
Garnet					
Magnetite					
Pyrite					
Chalcopyrite					
Epidote					
Actinolite					
Chlorite					
Quartz					
Calcite					
Clay minerals					
Goethite					
Hematite					
Covellite					
Chalcocite					

شکل ۱۴. توالی پاراژنتیک کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار آهن قواق.

Fig. 14. Paragenetic sequence of ore and gangue minerals in the Qovaq Fe deposit.

جدول ۲. داده‌های تجزیه شیمیایی برای نمونه‌های برداشت شده از زیربهنه‌های دگرگونی مجاورتی در کانسار آهن قواق. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

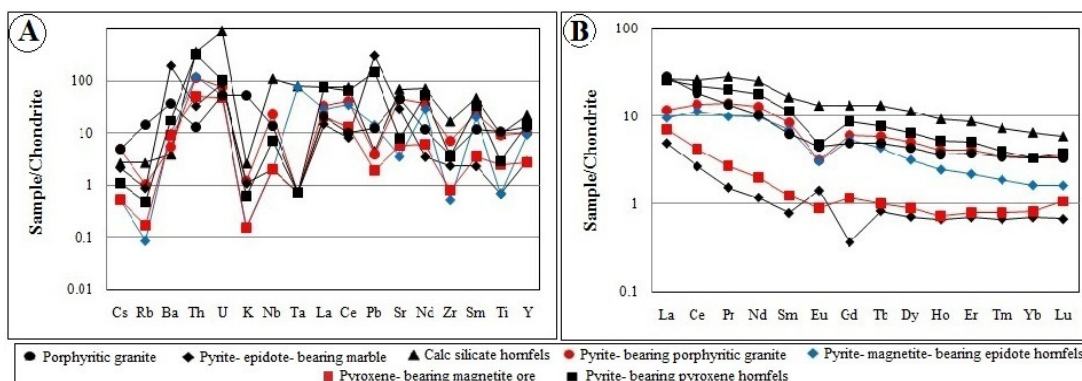
Table 2. Geochemical data for samples collected from the contact metamorphic subzones at the Qovaq area. Major elements are in wt.% and trace and rare earth elements in ppm.

Sample No	Q-35	Q-23	Q-40	Q-29	Q-42	Q-39
Name	Py- gr	Ca-Si horn	Py-Ep Mb	Py-Mt Ep horn	Px Mt ore	Py Px horn
SiO ₂	51.50	39.31	47.52	5.32	7.17	33.91
Al ₂ O ₃	15.00	18.10	1.67	0.72	1.10	1.88
CaO	12.98	10.52	20.54	3.75	3.01	8.49
Fe ₂ O ₃	3.92	16.26	6.75	68.81	82.50	26.26
K ₂ O	0.08	0.17	0.07	0.01	0.01	0.04
MgO	6.65	3.07	6.76	1.03	1.52	7.91
MnO	0.06	0.06	0.13	0.05	0.05	0.12
Na ₂ O	3.52	2.20	0.08	0.01	0.01	0.05
P ₂ O ₅	0.01	0.11	0.05	0.21	0.01	0.43
SO ₃	1.69	9.45	2.95	13.86	1.89	16.47
TiO ₂	0.66	0.71	0.05	0.05	0.18	0.22
LOI	3.95	0.03	13.40	5.82	2.40	3.26
Total	100.02	99.54	99.98	99.64	99.40	99.04
As	32.4	85.4	39.5	34.7	19.6	93.6
Ba	13.3	9.4	464	23.5	21.5	42.3
Be	1.3	1.2	2.5	0.7	0.4	4.6
Bi	0.7	3.7	0.5	2.2	0.1	5.9
Ce	24.9	46.8	4.87	20.6	7.74	39.8
Co	14.7	23.7	8.5	49.2	65.3	19.3
Cr	65	90	6	213	91	< 2
Cs	0.9	0.5	0.4	< 0.1	< 0.1	0.2
Cu	13.7	24.7	53.9	37.4	110.2	35.2
Dy	3.68	8.32	0.53	2.33	0.67	4.72
Er	1.97	4.17	0.34	1.05	0.39	2.42
Eu	0.53	2.20	0.24	0.51	0.15	0.81
Gd	3.62	7.86	0.22	3.19	0.71	5.21
Hf	0.92	1.84	0.18	0.05	0.09	0.43
Ho	0.67	1.49	0.11	0.40	0.12	0.86
La	8.09	18.2	3.44	6.71	4.96	18.1
Lu	0.26	0.43	0.05	0.12	0.08	0.28
Nb	5.6	27.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.7
Nd	17.5	33.9	1.62	13.2	2.77	24.6
Ni	12	8	21	30	58	125
Pb	9.7	11.0	738	34.5	4.8	370
Pr	3.84	7.66	0.43	2.74	0.75	5.67
Rb	2.4	6.2	2.0	0.2	0.4	1.1
Sb	2.1	13.2	9.2	1.3	1.3	5.6
Sc	9	11	2	3	3	2
Se	2.33	22.2	2.02	4.47	2.88	37.3
Sm	3.73	7.25	0.35	3.08	0.55	5.03
Sn	0.9	6.6	0.7	0.5	1.0	2.7
Sr	332	509	206	25.7	40.6	56.9
Ta	< 0.01	1.12	< 0.01	1.04	< 0.01	< 0.01
Tb	0.64	1.43	0.09	0.47	0.11	0.84
Th	3.36	10.6	0.93	3.43	1.43	9.58
Tm	0.26	0.54	< 0.05	0.14	0.06	0.30
U	0.60	7.42	0.69	0.42	0.38	0.84
V	88	68	14	173	526	441
Y	16.1	35.1	4.45	14.4	4.29	22.9
Yb	1.61	3.10	0.34	0.79	0.40	1.62
Zn	78.1	28.5	3400	44.5	30.8	2590
Zr	27	65	9	2	3	14

Py- gr: pyrite-bearing porphyritic granite; Ca-Si horn: calc-silicate hornfels; Py-Ep Mb: pyrite-epidote-bearing marble; Py-Mt Ep horn: pyrite-magnetite-bearing epidote hornfels; Px Mt ore: pyroxene-bearing magnetite ore; Py Px horn: pyrite-bearing pyroxene hornfels

پورفیری تهی‌شدگی نسبی بیشتری در عناصر La و Ce دارد (شکل ۱۵-B). این تهی‌شدگی را می‌توان به عملکرد سیالات گرمایی مرتبط دانست. نمونه‌های پیروکسن هورنفلس پیریت‌دار، اپیدوت هورنفلس مگنتیت-پیریت‌دار و کالک‌سیلیکات هورنفلس نیز الگوی مشابهی دارند (شکل ۱۵-B) با این تفاوت که نمونه اپیدوت هورنفلس دارای کمترین مقدار و نمونه کالک‌سیلیکات هورنفلس دارای بیشترین محتوای عناصر کمیاب خاکی هستند. همه نمونه‌ها، یک الگوی غنی از LREE با نسبت متوسط تا بالای LREE/HREE را همراه با بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهند (شکل ۱۵-B). نمونه کانسنگ مگنتیتی پیروکسن‌دار نیز تا حدودی الگوی مشابه با نمونه‌های هورنفلسی نشان می‌دهد با این تفاوت که محتوای عناصر کمیاب خاکی پایین‌تری دارد (شکل ۱۵-B). همچنین، HREE الگوی مسطحی دارند که بیانگر عدم تفکیک این عناصر و تمرکز آنها در فاز ویژه (احتمالاً پیروکسن) می‌باشد. نمونه مرمر اپیدوت‌دار نیز تقریباً چنین الگویی داشته و تفاوت آن بی‌هنجاری مثبت Eu همراه با بی‌هنجاری منفی Gd در این نمونه است (شکل ۱۵-B). بی‌هنجاری مثبت Eu را می‌توان با تمرکز بالای پیریت در این نمونه و شرایط احيائي محیط مرتبط دانست. بی‌هنجاری منفی Gd را نیز می‌توان به جابه‌جایی این عنصر توسط سیالات گرمایی و تجمع آن در کانی‌هایی نظیر پیروکسن و اکتینولیت در دیگر زیرپهنه‌های هورنفلسی مرتبط دانست.

در نمودار الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت، دو نمونه گرانیت پورفیری و گرانیت پورفیری پیریت‌دار در بخش عمده عناصر، الگوی مشابه داشته و تنها در LILE (شامل Rb و Ba) تهی‌شدگی مشخصی در نمونه گرانیت پورفیری پیریت‌دار دیده می‌شود (شکل ۱۵-A). این تهی‌شدگی را می‌توان در نتیجه عملکرد سیالات گرمایی و خروج این عناصر در نظر گرفت. نمونه‌های مربوط به زیرپهنه کانه‌دار و زیرپهنه هورنفلسی تقریباً الگوی مشابهی داشته و تفاوت‌های موجود در برخی عناصر را می‌توان به تفاوت در ترکیب کانی‌شناسی آنها مرتبط دانست. به‌طور کلی، در این نمونه‌ها بی‌هنجاری مثبت مشخصی در عناصر Ba، Th و U همراه با بی‌هنجاری منفی مشخص در K مشاهده می‌شود (شکل ۱۵-A). عنصر Nb تغییرات زیادی را نشان می‌دهد به‌طوری‌که در کانسنگ مگنتیتی پیروکسن‌دار، کمترین مقدار و در نمونه کالک‌سیلیکات هورنفلس بیشترین مقدار را دارد (شکل ۱۵-A). تمرکز بالای Nb در نمونه کالک‌سیلیکات هورنفلس را می‌توان با تمرکز این عنصر در شبکه اکتینولیت مرتبط دانست. عنصر Pb نیز رفتار متفاوتی در نمونه‌ها داشته و کمترین مقدار را در نمونه کانسنگ مگنتیتی پیروکسن‌دار و بیشترین مقدار را در نمونه مرمر اپیدوت‌دار نشان می‌دهد (شکل ۱۵-A). نمونه مرمر اپیدوت‌دار حاوی پیریت دانه‌پراکنده بوده و تمرکز بالای Pb در این احتمالاً با تمرکز پیریت مرتبط است. در نمودار الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت، دو نمونه گرانیت پورفیری و گرانیت پیریت‌دار الگوی مشابه دارند با این تفاوت که نمونه گرانیت



شکل ۱۵. A: الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های برداشت شده از زیرپهنه‌های دگرگونی مجاورتی در کانسار آهن قواق. B: الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های برداشت شده از زیرپهنه‌های دگرگونی مجاورتی در کانسار آهن قواق.

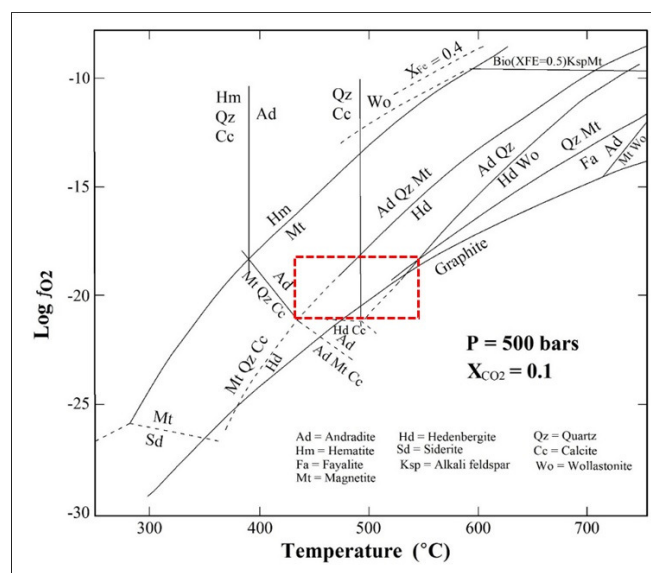
Fig. 15. A: Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) rare elements pattern for samples collected from the contact metamorphic subzones at the Qovaq Fe deposit. B: Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) rare earth elements pattern for samples collected from the contact metamorphic subzones at the Qovaq Fe deposit.

شرایط فیزیکوشیمیایی فرایندهای اسکارن‌زایی

با توجه به سیستم باز خروج و ورود سیالات، واکنش‌های دگرگونی در اسکارن‌ها بسیار متنوع است. براساس پاراژنزهای موجود در این سنگ‌ها، می‌توان واکنش‌های احتمالی را پیش‌بینی کرده و براساس آنها محدوده تقریبی فشار و دما را با استفاده از شبکه‌های سنگ‌شناسی بررسی کرد. فرایند اسکارن‌زایی متاسوماتیک بعد از مرحله ایزوشیمیایی، با هجوم و تراوش سیالات داغ از جانب توده‌های نفوذی به داخل شکستگی‌ها و ریزشکستگی‌های زیرپهنه مرمر و هورنفلسی آغاز شده است. این سیالات حاوی منیزیم، آهن و سیلیس با اکتیویته بالا و در شرایط اکسیدان بوده و سبب کربن‌زدایی و تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب (مانند گارنت و پیروکسن) شده‌اند.

از آنجائیکه تمامی کانی‌های موجود در هاله‌های اسکارنی منطقه مطالعاتی در سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H قرار می‌گیرند، از نمودار شکل ۱۶ برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی احتمالی تشکیل اسکارن آهن قواق استفاده شده است. این نمودار برای فشار ۵/۰ کیلو بار و $\text{XCO}_2=0.1$ توسط ایناودی (۱۹۸۲) طراحی شده است. براساس این نمودار، آندرادیت در دمای ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته اکسیژن 10^{-10} تا 10^{-12} پایدار است. آندرادیت در دمای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد توسط مجموعه

ولاستونیت + مگنتیت و در دمای بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و با حضور کوارتز توسط مجموعه هدربریت + ولاستونیت جایگزین می‌شود. عدم حضور ولاستونیت در هاله‌های دگرگونی منطقه قواق بیانگر آن است که گارنت در دماهای حداکثر ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد توسط محلول‌های متاسوماتیسم‌کننده متبلور شده است. همچنین، جانشینی آندرادیت توسط مجموعه مگنتیت + کلسیت + کوارتز، بیانگر دمای حداقل حدود ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد برای واکنش یادشده می‌باشد. فوگاسیته اکسیژن برای تشکیل گارنت در این شرایط بین 10^{-12} تا 10^{-18} است. وجود هم‌رشدی و مرز بلوری سالم بین گارنت‌ها و پیروکسن‌ها و عدم حضور بافت جانشینی در آنها می‌تواند دلیلی بر تشکیل هم‌زمان آنها در محدوده دمایی ۴۳۰ تا ۵۴۰ درجه سانتی‌گراد باشد. چنین سیالی که در تعادل با کانی‌های توده نفوذی بوده است، می‌تواند تا دماهای حدود ۴۶۰ درجه سانتی‌گراد با مجموعه کالک‌سیلیکاته بی‌آب تشکیل‌شده در مرحله پیش‌رونده در تعادل باشد (شکل ۱۶). در دمای کمتر از ۴۶۰ درجه سانتی‌گراد، سیالات در تعادل با توده نفوذی، دیگر با مجموعه کالک‌سیلیکاته بی‌آب در تعادل نبوده و احتمالاً در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد موجب دگرسانی شده‌اند (اینادی، ۱۹۸۲).



شکل ۱۶. نمودار $f\text{O}_2$ در مقابل درجه حرارت در فشار سیال ۵۰۰ بار و $\text{XCO}_2=0.1$ برای سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H (اینادی، ۱۹۸۲) محدوده دمایی تشکیل مجموعه گارنت + کلینوپیروکسن در هاله اسکارنی قواق بر روی تصویر با مستطیل قرمز مشخص شده است.

Fig. 16- $f\text{O}_2$ vs. T diagram in $P_{\text{fluid}}=500$ bar and $\text{XCO}_2=0.1$ for Ca-Fe-Si-C-O-H system (Einaudi, 1982). Temperature range for garnet + pyroxene formation in the Qovaq skarn aureole indicated as red rectangle on the diagram.

در نتیجه نفوذ توده گرانیتوئیدی به داخل توالی آتشفشانی-رسوبی منطقه صورت گرفته است. تشکیل هاله اسکارنی و هورنفلسی منطقه مورد مطالعه در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد شروع شده و با کاهش دمای توده و تغییر ترکیب سیالات منشأ گرفته از توده، در شرایط ایزوباریک بعد از اوج دمائی (قبل از تشکیل ولاستونیت) ادامه پیدا کرده است. پیروکسن فراوان‌ترین کانی هاله اسکارنی بوده که در دمای بین ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد به‌صورت فراگیر تشکیل شده است. با کاهش دمای سیالات گرمایی، اپیدوت و اکتینولیت از تجزیه گارنت و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند.

نتیجه‌گیری

کانسار آهن قواق در نتیجه نفوذ توده گرانیتوئیدی به داخل توالی آتشفشانی-رسوبی الیگومیوسن تشکیل شده است. توده گرانیتوئیدی قواق دارای ماهیت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا بوده و از نوع متآلومین و نوع I است. نتایج به‌دست آمده از مشاهدات صحرایی، ساخت و بافت، سنگ میزبان، پاراژنز و زمین‌شیمی کانسار آهن قواق حاکی از آن است که این کانه‌زایی از نوع اسکارن کلسیک می‌باشد. فرایند اسکارن‌زایی در کانسار آهن قواق در دو مرحله دگرگونی پیش‌رونده و پس‌رونده رخ داده و تشکیل کانه‌زایی مگنتیت با مرحله دگرگونی پس‌رونده همراه بوده است. مطالعات کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانی‌ها حاکی از این است که مرحله دگرگونی پیش‌رونده در محدوده دمایی ۵۵۰-۴۳۰ درجه سانتی‌گراد و $fO_2 = 10^{-18}$ تا 10^{-22} رخ داده است. ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی در این کانسار شباهت زیادی با دیگر کانسارهای اسکارنی آهن در منطقه زنجان نظیر اسکارن آهن خاکی‌ز-باغ‌کندی، قوزلو، علم‌کندی، ارجین، گوزل‌دره، باشکند و اینچه‌رهری دارد. از این رو، تعمیم خواهد به‌دست آمده از این مطالعات به مناطق مشابه در استان زنجان می‌تواند کاربرد فراوانی در شناسایی و اکتشاف کانسارهای اسکارنی آهن داشته باشد.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش و از سردبیر و داوران محترم مجله یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی به‌خاطر راهنمایی‌های علمی که منجر به غنای بیشتر مقاله گردید، تشکر می‌نمایند.

هیدرژیت در دماهای بالاتر و fO_2 پایین‌تر (نسبت به آندرادیت) تشکیل می‌شود. با کاهش دما و افزایش fO_2 ، گارنت‌ها به مجموعه اپیدوت + کوارتز + کلسیت و کلینوپیروکسن به مجموعه ترمولیت-اکتینولیت + کوارتز + مگنتیت + کلسیت تجزیه می‌شوند. با در نظر گرفتن اینکه $XCuO_2$ در محیط‌های اسکارنی عموماً ۰/۱ یا کمتر است (اینائودی، ۱۹۸۲)، براساس نمودار شکل ۱۶، دمای کمتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد برای دگرسانی پیروکسن قابل پیش‌بینی است. در جریان این مرحله، Ca^{2+} به‌طور پیوسته از کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب خارج و به‌صورت کانی‌های کربناته در محل تثبیت می‌شود.

به اعتقاد اینائودی (۱۹۸۲)، در دماهای بیشتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، حتی در حالت سولفیداسیون بالا، آندرادیت پایدار است (شکل ۱۷-A و ۱۷-B)، اما در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، سیال در تعادل با توده نفوذی و با حالت سولفیداسیون نسبتاً بالا ($S_2 > 10^{-6}$)، دیگر با آندرادیت در تعادل نبوده و آندرادیت به مجموعه کوارتز + کلسیت + پیریت تجزیه می‌شود (شکل ۱۷-C). با کاهش حالت سولفیداسیون ($S_2 < 10^{-6}$)، چنین سیالی می‌تواند مجموعه کوارتز + کلسیت + مگنتیت را تولید کند (شکل ۱۷-C). از آنجا که در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن پس‌رونده پیشین، هر دو کانی مگنتیت و پیریت به همراه کوارتز و کلسیت حضور دارند و تشکیل پیریت نیز بعد از مگنتیت رخ داده است، احتمالاً سیال متاسوماتیسم‌کننده، در این مرحله حداکثر دارای $S_2 = 10^{-6}$ و دمای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد بوده است (شکل ۱۷-C). حضور تیغه‌های هماتیت در داخل مگنتیت که یک بافت هم‌رشدی را نشان می‌دهند، می‌تواند نشانگر این باشد که fO_2 سیال در شروع دگرسانی پس‌رونده پیشین، احتمالاً در حدود 10^{-22} بوده است (شکل ۱۷-D). در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن پس‌رونده پیشین، فقط کانی مگنتیت همراه با اپیدوت حضور دارد و از نظر پاراژنتیکی پیریت بعد از مگنتیت تشکیل شده است، می‌توان گفت که احتمالاً سیال متاسوماتیسم‌کننده، در این مرحله دارای حداقل فوگاسیته گوگرد برابر $10^{-6/5}$ بوده است. با توجه به جانشینی مگنتیت توسط پیریت و کالکوپیریت می‌توان نتیجه گرفت که عنصر مس کمی دیرتر از آهن وارد سیستم اسکارنی شده است. با توجه به توضیحات ارائه‌شده می‌توان نتیجه گرفت که تشکیل هاله اسکارنی و هورنفلسی در منطقه مورد مطالعه

- Fig. 16- fO_2 vs. fS_2 diagrams for andradite stability in $T = 400\text{--}600^\circ\text{C}$ and $XCO_2=0.1$ (Einaudi, 1982) in the Qovaq skarn aureole.

- Mineralogist, 38(5): 1065–1073.
<https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>.
- Hamidvand, M. (2016) Mineralogy, geochemistry and genesis of Incheh Rahbari Fe deposit, south Zanjan. Unpublished M.Sc. Thesis. University of Zanjan, Zanjan, Iran, 127p. (in Persian with english abstract).
- Hastie, A. R., Ker, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341–2357.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>.
- Hosseini, F., Hemati Ahoiue, H. R. and Karimi, Gh. (2017) Evaluation of intelligent estimator performance in 3D modelling of Shahrak Fe deposit (Bijar). *Journal of Mineral Resources Engineering*, 2(3): 15–23. (in Persian)
<https://doi.org/10.30479/jmre.2017.1266>.
- Hofmann, A. W. (1988) Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(13): 297–314.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90132-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X).
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Kuster, D. and Harms, U. (1998) Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45(1–4): 177–195.
- Fonoudi, M. and Sayareh, A. (2000) Geological map of Gojur (Yasoukand), scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Maanijou, M. and Salemi, R. (2014) Mineralogy, chemistry of magnetite and genesis of Korkora-1 iron deposit, east of Takab, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 355–374. (in Persian with extended english abstract).
<https://doi.org/10.22067/econg.v6i2.22650>.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Meinert, L. D. (1992) Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19(4): 145–162.
<https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/3773>.
- Meinert, L. D., Dipple, G., and Nicolescu, S. (2005) World skarn deposits. In: J.W. Hedenquist, F.H. Thompson, R.J., Goldfarb, and J.P. Richard (Eds.), *Economic Geology, 100th Anniversary, The Economic Geology Publishing Company, Littleton, Colorado*, PP. 317–391.
<https://doi.org/10.5382/AV100.11>.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma and igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- Moghaddasi, S. J., Ebrahimi, M. and Mohammadi, F. (2009) Mineralogy, geochemistry and genesis of Gozaldarreh iron deposit, southeast Zanjan. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 33–55. (in Persian with extended English abstract).
<https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.60810>.
- Moinvaziri, H. (2013) Final exploration report of Qovaq Fe mineralization. Ministry of Industry, Mine and Trade, Kordestan Province, Zanjan, 78 pp. (in Persian).
- Mokhtari, M. A. A., Kouhestani, H. and Gholizadeh, K. (2019) Mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals of Qozlou Fe skarn deposit, Zanjan Province, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(658): 1–23.
<https://doi.org/10.1007/s12517-019-4814-1>.
- Müller, D. and Groves, D. I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer-Verlag, Switzerland, 242p.
- Nabatian, Gh., Li, X.H., Honarmand, M. and 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(8): 42–66.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.029>.
- Nouri, F., Mokhtari, M. A. A., Izadyar, J. and Kouhestani, H. (2021) Geochemistry and petrogenesis of the Alamkandi granitoid body and Fe skarn (west of Mahneshan, Zanjan province). *Journal of Economic Geology*, 13(3): 507–536. (in Persian with extended english abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i3.86285>.
- Padashi, S. M. (2014) Final exploration report of Qovaq Fe mineralization. Ministry of Industry, Mine and Trade, Zanjan Province, Zanjan, 68p. (in Persian).
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–125.
- Perkins, E. H., Brown, T. H. and Berman, R. G. (1986) PTX-SYSTEM: Three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computers and Geosciences*, 12(6): 749–755.
[https://doi.org/10.1016/0098-3004\(86\)90028-2](https://doi.org/10.1016/0098-3004(86)90028-2).
- Richards, J. P., Boyce, A. and Pringle, M. S. (2001) Geologic evolution of the Escondido area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96(2): 271–305.
- Rollinson, H. G. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation. Longman Group UK Limited, London, 352p.
- Shahbazi, S., Ghaderi, M. and Rashidnejhad Omran, N. (2015) Mineralization stages and iron source of Bashkand deposit based on mineralogy, structure, texture and geochemical evidence, southwest of Soltanieh. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24(95): 355–372. (in Persian with english abstract).
<https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42471>.

- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. Johan Wiley and Sons, New York, 350 pp.
- Shafaiepour, N., Mokhtari, M. A. A., Kouhestani, H. and Honarmand, M. (2020) Petrology and geochemistry of the Qozlou granitoid and related Fe skarn (west Zanjan). *Journal of Economic Geology*, 12(1): 47–76. (in Persian with extended english abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.v12i1.70568>.
- Shirmohammadi, M., Sepahi, A. A., Maanijou, M., Torkian, A., Miri, 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*, 13(3): 507–536. (in Persian with extended english abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.2024.85829.1098>.
- Stockiln, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petrological Geology*, 52(7): 1229–1258.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publication*, 42: 313–345.
- Wang, K. L., Chung, S. L., Oreilly, S. Y., Sun, S. S., Shinjo, R. and Chen, C. H. (2004) Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology*, 45(5): 975–1011.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrology*. Unwin Hyman, London, 466p.
- Wright, J. B. and McCurry, P. (1997) Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible Pan-African suture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(1): 90–96. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90149-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90149-2).
- Zhao, J. H. and Zhou, M. F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152: 27–47. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.09.002>.