

**Research Article****Geothermometry of skarn zones in the Khosrow Abad iron deposit, Northeast of Sonqor**Hamed Ebrahimi Fard<sup>1</sup>, Behzad Mehrabi<sup>1\*</sup>, Majid Ghasemi Siani<sup>1</sup>

1- Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Theran, Iran

**Keywords:** Sonqor series, Khosrow Abad iron skarn, Geothermometry, Skarn zones**1- Introduction**

Estimating physicochemical conditions and ore formation temperature is a critical issue in economic geology, usually measured by fluid inclusion microthermometry and mineral geochemistry. In this study, geothermometry methods applied to skarn silicate minerals were used, and the results were verified by fluid inclusions studies performed on the late-stage calcite and calcite twinning deformation. Different calibrations have been proposed by various researchers on geothermometry of garnet-clinopyroxene pair and calcic amphiboles (actinolite) in igneous and metamorphic rocks (Ellis and Green, 1979; Ganguly, 1979; Saxena, 1979; Powell, 1985; Krogh, 2000; Sugawara, 2000; Leake et al., 2004; Putrika et al., 2007; Putrika, 2016; Masotta et al., 2013). Since Khosrow Abad skarn contains minerals such as garnet, clinopyroxene, calcic amphibole (actinolite) and chlorite, they are used to estimate the temperature of skarnification in the region.

**2- Material and methods**

Five samples from the endoskarn zone (quartzmonzonitic body) and 60 samples from the exoskarn zone (skarnified meta basaltic andesite) were collected during two fieldwork campaigns. Optical microscopic studies were performed on 59 thin-polish, thin and polish sections at the Kharazmi University of Tehran using a Zeiss research microscope. Two thin polished sections of these samples (one section from the endoskarn zone and one section from the exoskarn zone) were selected for electron microprobe analysis (EPMA) and five garnet points, five pyroxene points (exoskarn zone), 12 feldspar points (endoskarn zone), seven secondary amphibole points (endoskarn and exoskarn zone) and nine chlorite points (from exoskarn zone) were analyzed in the mineralogy department of Iran Mineral Processing Research Center using CAMECA SX 100 with 20 kV; 20 nA and a beam diameter of one to five microns conditions. The detection limits of analysis for all elements are better than 0.01 percent.

**3- Results and discussion**

The quartz monzonitic body's formation temperature was determined based on the plagioclase-alkaline feldspar thermometer (two feldspars), which indicates a pressure range of less than four kbar at a formation temperature of 507 to 805 °C. The temperatures obtained for the advanced garnet-pyroxene skarn zone at pressures of 1 to 4 kbar, which are reasonable pressures for the contact metamorphism formation of the skarn zones, were around 301 to 567°C. The temperature obtained for the retrograde skarn zone is 216 to 332 °C, based on the calcic amphiboles' geothermometry. Actinolite formation at temperatures above 280 to 300 °C indicates metasomatism associated with the intrusive body (Thompson and Thompson, 1996). The temperature of chlorites in the region is in the temperature range of 129 to 315 °C. Deformation temperature in the shear zone of the Khosrow Abad deposit is estimated as 170 to 300°C. Microthermometry of fluid inclusion in the skarn's retrograde stage was measured as 127 to 142 °C with an average salinity of 3.55 to 17.79 wt. % NaCl equivalent in calcite veins. Microthermometry data reasonably match with calcite twinning during the skarnification event in the region.

**4- Conclusion**

Following the Khosrow Abad quartz monzonitic body's intrusion at the boundary of the meta basaltic andesite and carbonate rocks, limestones have been recrystallized and converted to marble due to contact metamorphism.

---

\* Corresponding author: mehrabi@khu.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2021.34687.2155

Received 2020-08-18

Accepted 2021-03-03

Meta basaltic andesite associated with some carbonate rocks has been affected by metasomatism due to the hydrothermal fluids causing skarnification (exoskarn) and iron mineralization. The quartz monzonitic intrusion provides heat and part of hydrothermal fluids, has also undergone metasomatism and endoskarn zone were developed within the intrusion. Anhydrous calcareous silicates include garnet and clinopyroxene, occurred in the retrograde stages of skarn formation. During the subsequent stages, as a result of hydrothermal fluids interactions, hydrous calcareous silicates such as epidote and actinolite (in skarnified meta basaltic andesite unit) and magnesian minerals such as chlorite, serpentine and talc (in Skarnified dolomite limestone unit) were formed. Khosrow Abad skarn deposit is formed due to contact metamorphism and its resulting hydrothermal metasomatism. In this study, based on geothermometry of silicate minerals, temperature evolution of the skarn zones was evaluated, indicating that temperature of the prograde and retrograde stages are 567 to 301 °C and 332 to 216 °C correspondently while the emplacement temperature of the Khosrow Abad quartz monzonitic intrusion estimated as 805 to 507 °C. Microthermometry and thermometry of calcite twinning from the marble unit show a temperature range of 142 to 127 °C and 300 to 170 °C, correspondently consistent with the results of mineral chemistry geothermometry.

### References

- Ellis, D.J., Green, D.H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71(1), 13–22.
- Ganguly, J., 1979. Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43(7), 1021–1029.
- Krogh, R., 2000. The garnet–clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>–Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology* 18(2), 211–219.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N. and Whittaker, E.J.W., 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89, 883–887.
- Masotta M., Mollo S., Freda C., Gaeta M., Moore G., 2013. Clinopyroxene–liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 1545–1561.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology* 3(3), 231–243.
- Putirka, K.D., 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist* 101(4), 841–858.
- Putirka, K.D., Perfit, M., Ryerson, F.J., Jackson, M.G., 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology* 241, 177–206.
- Saxena, S.K., 1979. Garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70(3), 229–235.
- Sugawara, T., 2000. Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid. *Journal of Geophysical Research* 105, 8457–8472.
- Thompson, A.J.B., Thompson, J.F.H., 1996. *Atlas of alteration: A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*, Alpine Press Limited, Vancouver, British Columbia, 119 p.

### HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Ebrahimi Fard, H., Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., 2022. Geothermometry of skarn zones in the Khosrow Abad iron deposit, Northeast of Sonqor. *Adv. Appl. Geol.* 12(1), 90-111.  
 DOI: 10.22055/AAG.2021.34687.2155  
 url: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_16800.html](https://aag.scu.ac.ir/article_16800.html)

## زمین‌دماسنجی پهنه‌های اسکارنی در کانسار آهن خسروآباد، شمال خاور سنقر

حامد ابراهیمی فرد

گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

بهزاد مهربانی\*

گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

مجید قاسمی سیانی

گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۵/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۱۳

\*mehrabian@khu.ac.ir

### چکیده

کانسار اسکارن آهن خسروآباد در شمال باختری پهنه زمین‌ساختی سنندج - سیرجان و در بخشی از زون فلززایی آهن باختر ایران (سری سنقر) قرار دارد. واحدهای زمین‌شناسی آن شامل متاندزیت‌بازالتی اسکارنی شده، سنگ‌آهک متبلور و توده نفوذی کوارتزموزنویتی است. مهم‌ترین کانی‌های پهنه‌های اسکارنی پیشرونده و پسرونده شامل گارنت، کلینوپیروکسن، اپیدوت، آلبیت، اکتینولیت، کلریت، دولومیت، کلسیت، کوارتز، سرپانتین و تالک هستند. زمین‌دماسنجی تشکیل اسکارن براساس کانی‌های سیلیکاته اسکارنی و انطباق آن‌ها با نتایج حاصل از مطالعات میانبراهای سیال و نیز تغییر شکل ماکل کلسیت، انجام شد. دمای بدست آمده از زمین‌دماسنجی دو فلدسپار در توده کوارتزموزنویتی، در محدوده دمایی ۵۰۷ تا ۸۰۵ درجه سانتی‌گراد است. زمین‌دماسنجی زوج کانی گارنت - کلینوپیروکسن، دماهای ۳۰۱ تا ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد را برای پهنه اسکارن پیشرونده نشان داد. برپایه زمین‌دماسنجی کلریت و آمفیبول در پهنه پسرونده به ترتیب دماهای تشکیل ۱۲۹ تا ۳۱۵ و ۲۱۶ تا ۳۳۲ درجه سانتی‌گراد بدست آمد. نتایج زمین‌دماسنجی پهنه‌های اسکارنی پسرونده با میکروترموتری میانبراهای سیال در کانی کلسیت (۱۲۷ تا ۱۴۲ درجه سانتی‌گراد) و دماسنجی تغییرشکل ماکل‌های کلسیت (۱۷۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) همخوانی دارد. آندرایت در دمای بیش از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، حتی در شرایط سولفیداسیون بالای محیط نیز پایدار است. در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته نسبتاً بالای گوگرد (بیش از ۶-۱۰)، آندرایت به مجموعه کلسیت، کوارتز و پیریت دگرسان می‌شود. با کاهش  $fS_2$  (حدود ۶-۱۰)، چنین سیالاتی مجموعه مگنتیت را تشکیل می‌دهند. بنابراین، سیالات متاسوماتیسم‌کننده پسرونده در کانسار اسکارن آهن خسروآباد، دارای فوگاسیته گوگرد ۶/۵-۱۰ و دمای بیش از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد داشته‌اند.

**کلمات کلیدی:** زمین‌دماسنجی، پهنه‌های اسکارنی، اسکارن آهن خسروآباد، سری سنقر، پهنه سنندج - سیرجان

### مقدمه

سازی اسکارن توسط Motevalli (۲۰۰۵)، Samadi و همکاران

(۲۰۱۴) و Ebrahimi Fard (۲۰۲۰) انجام شده است.

تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی و دمای تشکیل کانسارها در زمین‌شناسی اقتصادی اهمیت زیادی دارد که از مطالعات میانبراهای سیال و شیمی کانی‌های تشکیل دهنده کانسنگ قابل اندازه‌گیری است. کانسار اسکارن خسروآباد دارای کانی‌هایی مانند گارنت، کلینوپیروکسن، آمفیبول کلسیک (اکتینولیت) و کلریت است، که از آنها برای اندازه‌گیری دمای اسکارن‌زایی در منطقه استفاده شد. در این پژوهش از روش‌های زمین‌دماسنجی کانی‌های سیلیکاته اسکارنی استفاده شد و نتایج آن با مطالعات میانبراهای سیال انجام شده بر روی کلسیت و نیز تغییر شکل ماکل کلسیت مورد ارزیابی قرار گرفت.

تاکنون کالیبراسیون‌هایی توسط محققین مختلف به منظور زمین‌دماسنجی زوج کانی گارنت - کلینوپیروکسن و آمفیبول‌های کلسیمی (اکتینولیت) موجود در سنگ‌های آذرین و پهنه‌های دگرگونی معرفی

کانسار اسکارن آهن خسروآباد به همراه دیگر کانسارها و اثرهای معدنی پیرامون آن، از جمله تکیه بالا، گلالی، هزارخانی بالا و چرمه بالا بخشی از زون فلززایی آهن باختر کشور (سری سنقر) را تشکیل می‌دهد (Ghorbani ۲۰۰۷)، که در شمال باختری پهنه سنندج - سیرجان و در شمال خاوری شهرستان سنقر واقع شده‌اند (شکل a1 و b). در شمال‌خاوری شهر سنقر، توده‌های نفوذی نیمه عمیق اسیدی به درون واحدهای سنگی ژوراسیک بالایی، شامل سنگ‌های آتشفشانی متا-اندزیت‌بازالتی و اسلیت‌های آهکی (کالک شیل) نفوذ کرده و باعث اسکارن‌زایی و کانه‌زایی آهن در این سنگ‌ها شده است (شکل b1). برپایه گزارش Pichab Kansar Consulting Engineers (۲۰۱۷)، کانسار آهن خسروآباد حدود ۲۷۰۰۰۰ تن ذخیره قطعی با عیار ۵۲ درصد آهن دارد. پیش از این، پژوهش‌هایی پیرامون ارتباط ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی توده نفوذی خسروآباد با کانی-

منطقه خسروآباد توده‌ای تا عدسی، رگه - رگچه‌ای و شکافه پُرکن، دانه پراکنده، بُرشی و دانه‌ای (گرانولار)، است.

دگرگونی، ماگماتیسم و متاسوماتیسم در سری سنقر فعال بوده و تأثیر بسزایی در سرنوشت زمین‌شناسی منطقه دارند (Mohajjel, 1997). تجزیه و تحلیل فابریک سنگ‌های دگرگونی در شناخت مکانیسم تشکیل کمربندهای کوهزایی و ارتباط آن با زمین‌ساخت صفحه‌ای مؤثر است (Twiss and Moores, 1992). بر اساس بررسی‌های انجام شده با توجه به تقسیم‌بندی پهنه سنندج- سیرجان، محدوده مورد مطالعه در زیرپهنه فرعی با دگرشکلی‌های پیچیده جای دارد (Mohajjel, 1997). از ویژگی‌های این منطقه، دگرگونی و تکتونیک شدید حاکم بر آن است که با شکستگی‌های بزرگ و راندگی متعدد همراه بوده که موجب بروز پیچیدگی‌های ساختاری در آن شده است.

جایگزینی توده‌های نفوذی به همراه عملکرد تکتونیکی شرایط مناسبی را برای متاسوماتیسم (اسکارن‌زایی، کانه‌زایی، دگرسانی و نظایر آن) فراهم کرده است. ساختارهای تکتونیکی به‌عنوان کنترل‌کننده‌های اصلی کانه‌زایی در چنین مناطقی محسوب می‌شوند. براساس مطالعات پتروفابریکی انجام شده توسط Ebrahimi Fard (۲۰۲۰)، دو تیپ کانه‌زایی شکنا و شکل‌پذیر در کانسار آهن خسروآباد قابل شناسایی است. بیشترین تمرکز کانه‌زایی مگنتیت در پهنه بُرشی شکنا شامل ریزشکستگی‌ها، رگه‌ها و رگچه‌های موجود در واحد متاآندزیت‌بازالتی اسکارنی شده است. نتایج این بررسی نشان داد که تنش‌های تکتونیکی در کانسار اسکارن آهن خسروآباد در تغییرات عیاری و گسترش کانه‌زایی نقش کلیدی داشته است (Ebrahimi Fard, 2020).

سنگ‌های میزبان اصلی در برگرفته کانسار خسروآباد شامل واحد متاآندزیت‌بازالتی (بخشی از مجموعه آتشفشانی-رسوبی سری سنقر) و به مقدار کمتر سنگ‌های کربناته است که طی نفوذ توده کوارتزومونزونیتی، سیالات گرمایی آهن‌دار در محل کنتاکت واحد متاآندزیت‌بازالتی با واحد کربناته تزریق شده و اسکارن خسروآباد تشکیل شده است (شکل ۲، ۳ و ۴). این واحدهای سبز رنگ اغلب به وسیله رسوبات عهد حاضر پوشیده شده است. در این بخش آثاری از متاسوماتیسم منیزیمی (سرپانتینی و تالکی شدن) به رنگ سفید تا سبز نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳b). در بخش باختری کانسار آهن خسروآباد و در محل کنتاکت سنگ‌آهک با توده نفوذی کوارتزومونزونیتی، هاله دگرگونی مجاورتی از نوع اسکارن کالک‌سیلیکات هورنفلس رخ داده و سنگ‌های کربناتی منطقه اغلب به اسکارن و مرمر دگرگون شده‌اند (شکل ۳e).

### مواد و روش‌ها

در بازدیدهای انجام شده از منطقه طی دو مرحله، تعداد ۵ نمونه از پهنه درون‌اسکارن (توده کوارتزومونزونیتی) و تعداد ۶۰ نمونه از پهنه برون‌اسکارن (متاآندزیت‌بازالتی اسکارنی شده)، برداشت شد. مطالعات میکروسکوپی نوری بر روی تعداد ۵۹ مقاطع نازک صیقلی، نازک و

شده است (Ellis and Green, 1979; Ganguly, 1979; Saxena, 1979; Powell, 1985; Pattison and Newton, 1989; Berman et al., 1995; Ganguly et al., 1996; Krogh, 2000; Sugawara, 2000; Leake et al., 1997, 2004; Helmy et al., 2004; Putrika et al., 2007; Putrika, 2008, 2016; Nakamura, 2009; Rido and Renzulli, 2012; Masotta et al., 2013).

به دلیل وجود کانی‌سازی اسکارنی و نیز تنوع پهنه‌های دگرسانی و دگرگونی در منطقه مورد مطالعه، شناخت شرایط تشکیل کانی‌های شاخص اسکارنی برای پیشبرد فعالیت‌های اکتشافی آهن در سری آتشفشانی-رسوبی سنقر، اهمیت زیادی دارد. پژوهش‌های مشابهی برای تعیین دما به روش‌های زمین‌دماسنجی کانی‌های اسکارنی در سایر مناطق ایران و دنیا انجام شده است (Stipska and Powell, 2005; Amiri et al., 2016; Ghorbani et al., 2016; Zamanian et al., 2017; Li et al., 2016; Fazlnia, 2014, 2017; Zanganeh Ghasemabadi et al., 2017; Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020).

### جایگاه زمین‌شناسی

منطقه خسروآباد در شمال باختری پهنه سنندج - سیرجان و شمال خاوری شهرستان سنقر قرار دارد (Mohajjel, 1997). کانسار خسروآباد جزئی از سری آتشفشانی-رسوبی سنقر بوده که با روند شمال باختری و جنوب خاوری در جنوب ناحیه قروه قرار گرفته است (شکل ۱ a و b). ماگماتیسم سری سنقر بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی جنوب قروه (شمال خاوری سنقر) با طیف وسیعی از توده‌های دیوریتی، دیوریت-گابرویی، کوارتزومونزونیتی، کوارتزومونزودیوریتی تا مونزونیتی، سینیتی و گرانیتی تشکیل شده است (Eshraghi et al., 1996) (شکل ۱b).

سنگ‌های خروجی عمدتاً آندزیت‌بازالتی در مناطق شمال باختری (منطقه کرمانشاه) برونزد دارند. به گونه‌ای که تمام مناطق واقع در شمال، شمال خاوری و خاور سنقر تا پهنه اسدآباد و همچنین تپه‌های واقع در شمال و باختر کنگاور از مجموعه سنگ‌های کم دگرگون شده، آهک‌ها، گدازه‌ها و شیست تشکیل شده است (شکل ۱b). ماده معدنی در خسروآباد، به‌صورت اولیه (دانه پراکنده و توده‌ای) در دو بخش (A) و (B) رخمون دارد (شکل‌های ۲، ۳ و ۴b). کانه‌زایی اسکارنی در بخش (A)، در شمال محدوده معدنی و در محل همبری توده نفوذی کوارتزومونزونیتی با واحدهای آهکی با واحد متاآندزیت‌بازالتی و عمدتاً به صورت عدسی‌هایی درون واحد کربناته تشکیل شده است. بزرگترین رخنمون ماده معدنی در خسروآباد در شمال خاوری منطقه و مربوط به بخش (B) است. ماده معدنی در این بخش به صورت رخنمون‌های پرعیاری از لایه‌ها و عدسی‌های چین‌خورده و نامنظم کانسنگ مگنتیتی، درون واحد متاآندزیت‌بازالتی مشاهده می‌شود. کانسنگ رخنمون یافته در این بخش، لایه‌ای و عدسی‌شکل است. زون معدنی در این بخش‌ها حدود ۵۰ متر طول، ۳۰ متر پهنای و در حدود ۰/۶ تا ۰/۵ متر ضخامت دارد (Motevalli, 2005). مهمترین ساخت و بافت‌های کانه‌زایی در

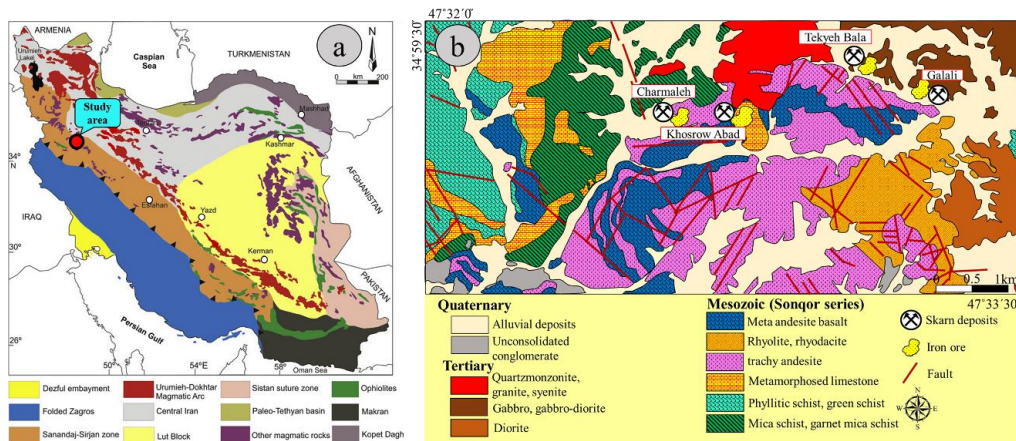


## نتایج

### پتروگرافی و کانی‌شناسی

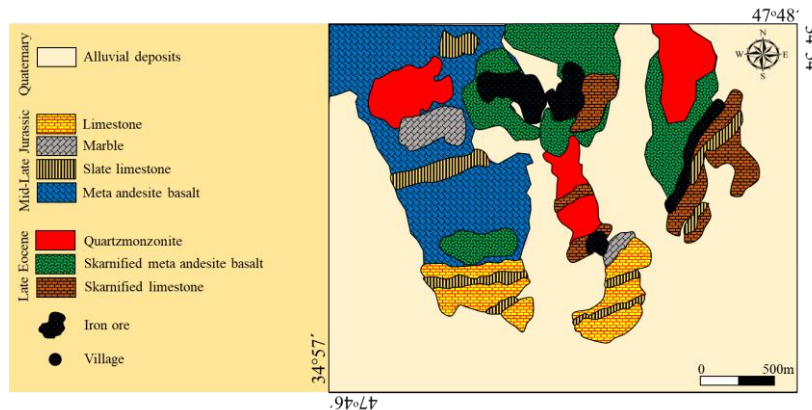
پهنه‌های اسکارنی به صورت درون‌اسکارن و برون‌اسکارن در کانسار خسروآباد گسترش دارند. کانی‌های کالک‌سیلیکات همراه با کانی‌های اکسیدی و سولفیدی تشکیل‌دهنده پهنه‌های اسکارنی در کانسار خسروآباد هستند. پهنه درون‌اسکارن از نظر گسترش نسبت به پهنه برون‌اسکارن محدودتر بوده و در داخل توده نفوذی کوارتزومونزونیتی تشکیل شده است (شکل ۴a). کانی‌های مگنتیت، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکان، کوارتز، اکتینولیت، اپیدوت و کلریت کانی‌های تشکیل‌دهنده پهنه درون‌اسکارن هستند. بخش عمده اسکارن‌زایی در کانسار خسروآباد شامل پهنه برون‌اسکارن است که در محل مرز واحد متاندزیت‌بازالتی با سنگ‌آهک و در همبری توده نفوذی کوارتز-مونزونیتی اتفاق افتاده است (شکل ۴).

صیقلی در دانشگاه خوارزمی تهران به کمک میکروسکوپ تحقیقاتی زایس انجام شد. تعداد ۲ مقطع نازک صیقلی از این نمونه‌ها (یک مقطع از پهنه درون‌اسکارن و یک مقطع از پهنه برون‌اسکارن)، برای انجام تجزیه به روش ریزپرداز الکترونی (EPMA) انتخاب و در آنها تعداد ۵ نقطه از گارنت و ۵ نقطه از پیروکسن (پهنه برون‌اسکارن)، ۱۲ نقطه از فلدسپار (پهنه درون‌اسکارن)، ۷ نقطه از آمفیبول ثانویه (پهنه درون-اسکارن و برون‌اسکارن) و ۹ نقطه از کلریت از پهنه برون‌اسکارن، در بخش کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به وسیله دستگاه مدل CAMECA SX 100 و با شرایط ۲۰ کیلوولت؛ ۲۰ نانومپر و قطر پرتو یک تا پنج میکرون، تجزیه نقطه‌ای شدند. حدود آشکارسازی تجزیه‌ها برای تمام عناصر بهتر از ۰/۰۱ درصد است.



شکل ۱- (a) جایگاه زمین‌ساختی پهنه ساختاری سنندج - سیرجان و موقعیت منطقه مورد مطالعه (با تغییرات از Stocklin and Nabavi, 1973) و (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه براساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سنقر (Eshraghi, 1996). موقعیت کانسارهای آهن اسکارن واقع در سری سنقر نشان داده شده است.

Fig. 1. (a) Tectonic position of Sanandaj-Sirjan structural zone and location of the study area (with changes from Stocklin and Nabavi, 1973), (b) Simplified geological map of study area based on Sonqor 1:100000 (Eshraghi, 1996). Location of the iron skarn deposits in the Sonqor series is marked on the map.

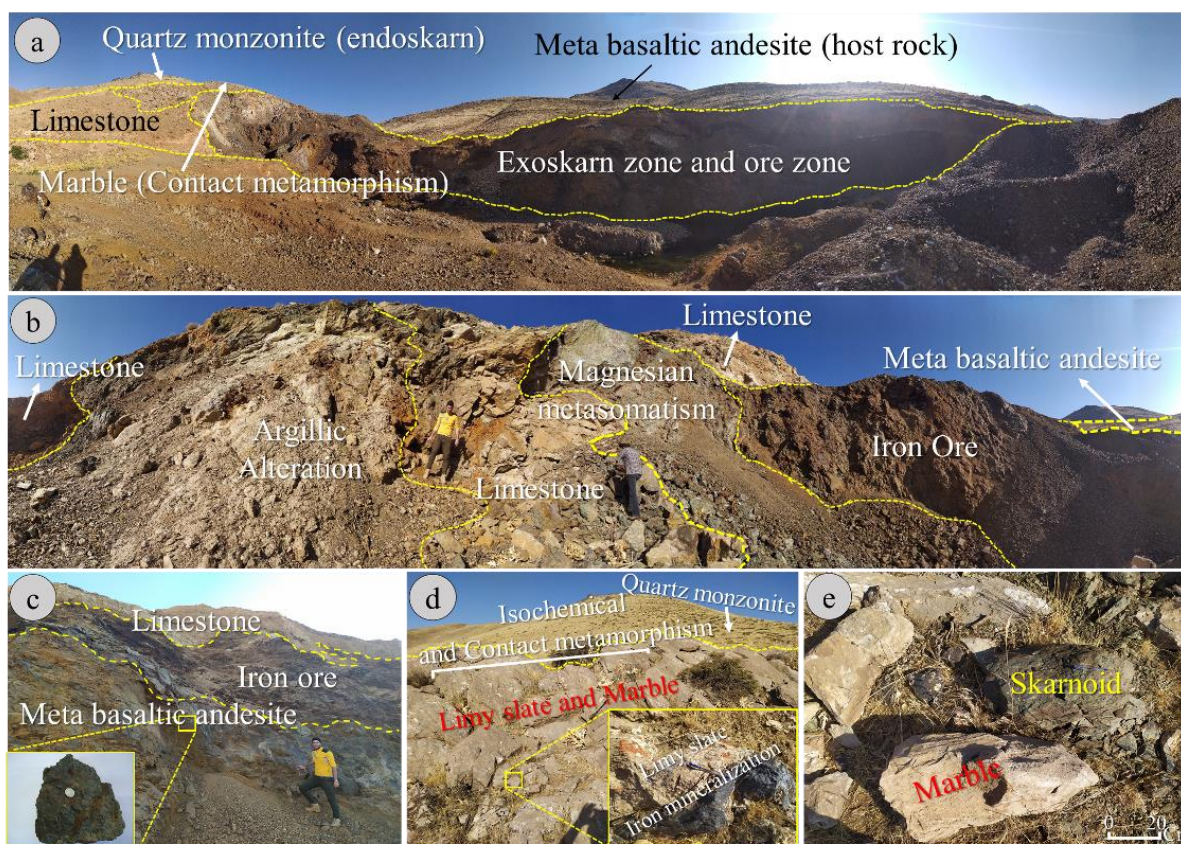


شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده ۱:۵۰۰۰ منطقه معدنی خسروآباد (اقتباس همراه با تغییرات از Motevalli et al., 2006).

Fig. 2. Simplified geological map of KhosrowAbad deposit at 1: 5000 scale (adapted with changes from Motevalli et al., 2006).

حضور ریز بلورهای کلینوپیروکسن به صورت آمیخته در میان بلورهای اکتینولیت و کلسیت این جانمایی را تأیید می‌کند. مرحلهٔ پسرودهٔ اسکارنی در فاصلهٔ دورتر نسبت به تودهٔ نفوذی کوارتز مونزونیتی تشکیل شده و از پهنهٔ آلبیت - اکتینولیت اسکارن و اپیدوت - کلریت اسکارن تشکیل شده است. وجود چنین پهنه‌بندی را می‌توان به کاهش گرادیان حرارتی از بخش داخلی هالهٔ مجاورتی به سمت بخش خارجی نسبت داد. زیرپهنهٔ آلبیت-اکتینولیت اسکارن در کنسار خسروآباد گسترش زیادی دارد و غالباً به رنگ‌های سفید تا سبز در مرز واحد متاندزیت‌بازالتی و تودهٔ نفوذی تشکیل شده است. مطالعات صحرایی حاکی از آن است که این زیرپهنه با وسعت زیاد (حداقل تا ۲ متر تا چند ده متر)، بصورت رگه‌ای در اطراف رگهٔ معدنی گسترش دارد (شکل ۳b).

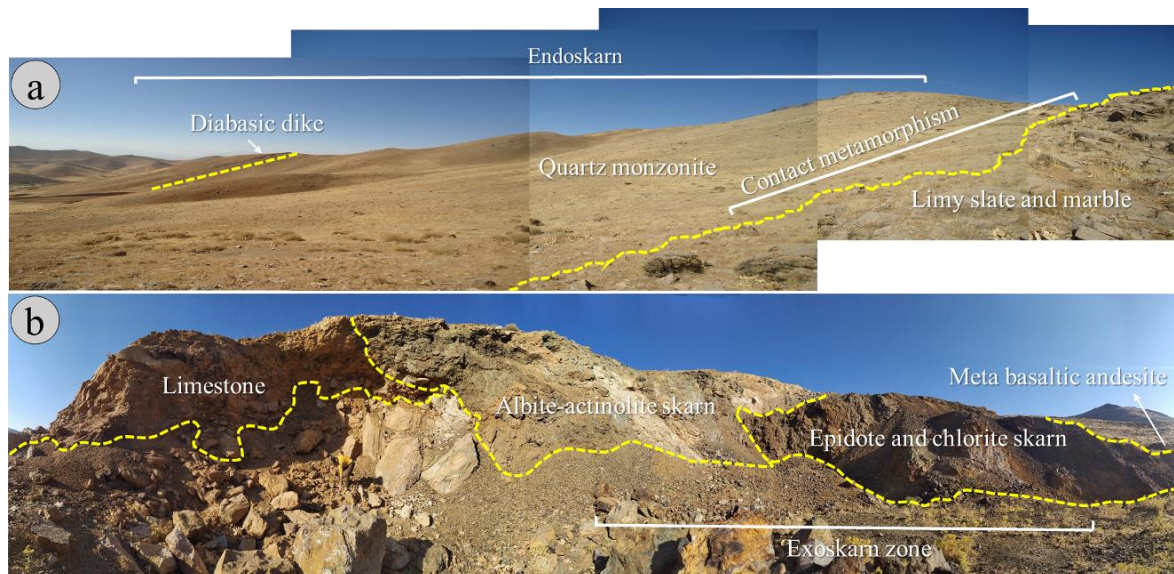
اسکارن‌زایی در پهنهٔ برون‌اسکارن شامل گارنت، پیروکسن، مگنتیت، پیریت، اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و هیدروکسیدهای آهن مانند هماتیت، گوتیت و لیمونیت است. بخش برون‌اسکارن، پهنه-بندی مشخصی را نشان می‌دهد. پهنهٔ اسکارنی پیشرونده از زیرپهنهٔ گارنت-کلینوپیروکسن اسکارن تشکیل شده که به صورت محدود در بخش شمال‌باختری کنسار خسروآباد رخمون دارد. در این زیرپهنه، گارنت به صورت خودشکل و منطقه‌بندی مشخص در داخل بلورهای کلسیت مشاهده می‌شود (شکل ۳a). گارنت در طی دگرسانی پسروده به اپیدوت، کلسیت و مگنتیت تبدیل شده است. کلینوپیروکسن به میزان ناچیز در بخش‌های اسکارنی شدهٔ واحد متاندزیت‌بازالتی مشاهده می‌شود. این کانی در مراحل پسرودهٔ اسکارن‌زایی همراه با کاهش دما و افزایش فوگاسیتهٔ سیال گرمایی به بلورهای اکتینولیت تبدیل شده است.



شکل ۳- تصاویر صحرایی از واحدهای رخمون یافته در منطقهٔ خسروآباد، (a) موقعیت پهنهٔ برون‌اسکارن تشکیل شده در واحد متاندزیت‌بازالتی، دید به سمت شمال‌باختری، (b) کنسار آهن که در کنتاکت سنگ‌آهک و متاندزیت‌بازالت تشکیل شده است، (c) رخداد کانه‌زایی آهن در امتداد شکستگی‌های موجود در مرز واحد متاندزیت‌بازالتی با واحد کربناته، (d) ایجاد دگرگونی مجاورتی در حد رخسارهٔ هورنبلند-هورنفلس همراه با نهشته شدن مگنتیت در تماس تودهٔ نفوذی با واحد آهکی، دید به سمت باختر و (e) دگرگونی ایزوشیمیایی (مرمر و اسکارن‌نوئید) فاقد کانی‌سازی آهن.

Fig. 3. Land view of outcrop in the Khosrow Abad district, (a) Location of exoskarn zone formed in the meta basaltic andesite, view to the northwest, (b) Khosrow Abad iron ore formed at the limestone and meta basaltic andesite contact, (c) Occurrences of iron mineralization along the fractures at the boundary of meta basaltic andesite with carbonate rock, (d) Hornblende-hornfels contact metamorphism associated with the magnetite at the contact of intrusive body and limestone, view to the west and (e) Barren isochemical metamorphism (marble and skarnoid).





شکل ۴- تصاویر صحرایی از پهنه‌های اسکارنی؛ (a) رخنمون پهنه درون اسکارن داخل توده نفوذی کوارتز مونزونیتی، دید به سمت باختر و (b) پهنه آلبیت - اکتینولیت اسکارن و اپیدوت - کلریت اسکارن در مرز واحد متاندزیت بازالتی، واحد کربناتی و توده نفوذی کوارتز مونزونیتی، دید به سمت شمال باختری.

Fig. 4. Field images of skarn zones; (a) Outcrop of the endoskarn zone within the quartz monzonite intrusion, view to the west and (b) Albite-actinolite and epidote-chlorite skarns at the contact of the meta basaltic andesite, carbonate and quartz monzonite, view to the northwest.

بلوری، پلاژیوکلازها را فرا گرفته است. کلریت حاصل دگرسانی ثانویه (تأخیری) کانی‌های فرومنیزین اولیه و پسروده سنگ مانند بیوتیت، دیوپسید، هورنبلند و اکتینولیت است و اغلب به صورت رشته‌هایی در اطراف کانه‌های مگنتیت قرار دارد. نفوذ این سیالات یک فابریک جهت-یافته را در زمینه‌ی سنگ تشکیل می‌دهد.

مرحله پسروده تأخیری با کانی‌های کلریت، کلسیت، کانی‌های گروه سرپانتین و تالک معرفی می‌شود. سرپانتینی و تالکی شدن در اسکارن‌های آهن نمود بیشتری دارد و حضور آن‌ها نشانه اسکارن منیزیمی و سنگ میزبان دولومیتی در منطقه است. برپایه Lee و Shin (۲۰۰۳)، تالک در اسکارن‌های منیزیمی، حاصل دگرسانی کانی‌های فرومنیزین است. در خسروآباد نیز اغلب در جاهایی تالک دیده می‌شود که سیلیکات‌های فرومنیزین بدون آب، ابتدا دگرسان شده و سپس کانی-های حاصل از دگرسانی آنها به تالک تبدیل شده‌اند. توالی پاراژنتیک اسکارن خسروآباد در جدول ۱، ارایه شده است.

### زمین‌دماسنجی

#### زمین‌دماسنجی پلاژیوکلاز - فلدسپار قلیایی

برای تعیین دمای تشکیل پهنه درون اسکارن کانسار خسروآباد، از زمین‌دماسنجی پلاژیوکلاز - فلدسپار قلیایی (دو فلدسپار) استفاده شد (جدول ۲). دمای تشکیل توده کوارتز مونزونیتی، براساس زمین‌دماسنج پیشنهادی Elkins و Grove (۱۹۹۰) تعیین شد، که نشانگر گستره فشار کمتر از ۴ کیلوبار دمای تشکیل ۵۰۷ تا ۸۰۵ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۲).

زیرپهنه آلبیت - اکتینولیت اسکارن اغلب به علت اضافه شدن سدیم و کلسیم از طریق محلول‌های ماگمایی-گرمایی شور مشتق شده از ماگمای فلسیک تا حد واسط به سنگ ایجاد می‌شود (Pollard, 2001, 2006; Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Groves et al., 2010; Zhang et al., 2013). در طی این فرآیند، بلورهای آنورتیت به اپیدوت و کلسیت تبدیل شده اما آلبیت پایدار باقی می‌ماند. در فضاهای خالی موجود در شکستگی‌های پلاژیوکلازهای آلبیتی، کلریت و اپیدوت تشکیل شده است (شکل b و c). در این پهنه کالینوپیروکسن (نوع دیوپسید) به صورت باقی‌مانده‌هایی از کانی‌های مرحله دگرسانی پیشرونده مشاهده می‌شود.

زیرپهنه اپیدوت - کلریت اسکارن در صحرا و در سنگ‌های میزبان آهکی و متاندزیت‌بازالتی با رنگ‌های سبز روشن، چمنی و زیتونی مشخص می‌شود. این زیر پهنه در خسروآباد بیشتر درون بخش‌های شیبستوز سنگ‌های متاندزیت‌بازالتی (دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیبستوز) و همچنین در همبری توده کوارتز مونزونیتی بصورت پراکنده و رگه-رگه‌ای درون شکستگی‌های کانسنگ (بخش اسکارنی)، گسترش دارد (شکل d و e). این همراهی به دلیل رشد همزمان کلریت و مگنتیت در طی مرحله پسروده اسکارن‌زایی همزمان با نفوذ سیالات کانه‌زا در میان درز و شکستگی‌های ایجاد شده توسط فشارهای دینامیکی جهت‌دار است. اپیدوت طی دگرسانی اپیدوتی جانشین بلورهای پلاژیوکلاز و گارنت واقع در سنگ‌های متاندزیت‌بازالتی پهنه برون اسکارن شده است.

وجود این زیرپهنه نشان‌دهنده اکتیویته بالای کلسیم و آهن فریک ( $Fe^{3+}$ ) است. در برخی نمونه‌های اسکارنی اپیدوت به صورت تجمعات

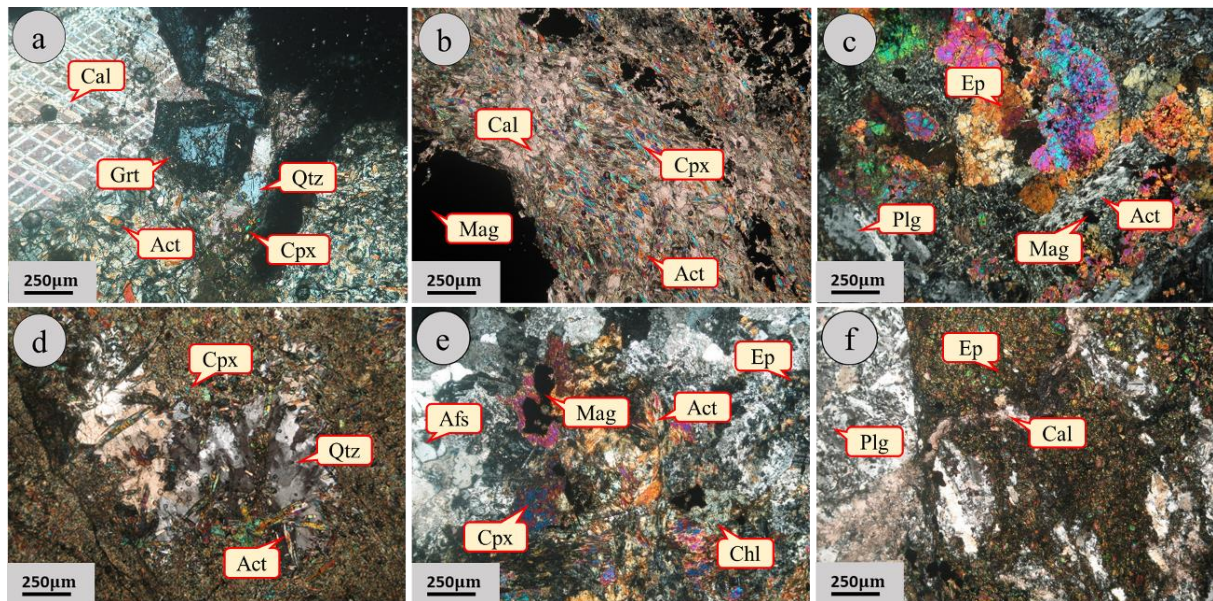
**زمین‌دماسنجی گارنت - کلینوپیروکسن**

در این بررسی از دماسنجی‌های پیشنهادی توسط Green و Ellis (۱۹۷۹)، Powell (۱۹۸۵)، Ganguly (۱۹۷۹)، و Ganguly (۱۹۷۹) و همکاران (۱۹۹۶) و Nakamura (۲۰۰۹) استفاده شد (جدول ۳) که نتایج قابل قبولی دارند. با توجه به (جدول ۳) دماهای بدست آمده برای پهنه پیشرونده گارنت-پیروکسن اسکارن در فشارهای ۱ تا ۴ کیلو بار، که

فشارهای منطقی برای دگرگونی مجاورتی عامل تشکیل پهنه‌های اسکارنی هستند، حدود ۳۰۱ تا ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد بدست آمد.

**زمین‌دماسنجی اکتینولیت**

دمای بدست آمده برای پهنه اسکارن پسروده، براساس زمین-دماسنجی آمفیبول‌های کلسیمی ارائه شده توسط Putirka (۲۰۱۶) و Gerya و همکاران (۱۹۹۷)، ۲۱۶ تا ۳۳۲ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۴).



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های سیلیکاتی آبدار و بدون آب در اسکارن خسروآباد (نور XPL)، (a) بلورهای خودشکل و دارای منطقه‌بندی گارنت به صورت ادخال در کلسیت، (b) ریز بلورهای کلینوپیروکسن به صورت آمیخته و جهت‌یافته در میان بلورهای اکتینولیت و کلسیت، (c) کانی‌های آل‌بیت، اکتینولیت و اپیدوت در پهنه اسکارن پسروده، (d-e) وجود ادخال‌هایی از تیغه‌های اکتینولیت به همراه کلینوپیروکسن؛ بلورهای اکتینولیت از تبدیل دگرسانی دیوپسید تشکیل شده‌اند و (f) رگچه‌های اپیدوت و کلریت در پهنه اسکارن پسروده. نام اختصاری کانی‌ها: گارنت (Grt)، کلینوپیروکسن (Cpx)، کوارتز (Qtz)، کلریت (Chl)، اکتینولیت (Act)، اپیدوت (Ep)، پلاژیوکلاز (Plg)، کلسیت (Cal)، مگنتیت (Mag) (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 5. Photomicrograph of hydrous and anhydrous silicate minerals of the Khosrow Abad skarn (XPL light), (a) Euhedral and zoned garnet inclusions in the calcite, (b) Presence of clinopyroxene microcrystals in association and oriented between actinolite and calcite crystals, (c) Albite, actinolite and epidote minerals in the retrograde skarn zone, (d, e) Presence of tabular actinolite associated with clinopyroxene. Actinolite formed by diopside alteration, (f) Epidote and chlorite veinlets in the retrograde skarn zone. Abbreviations: Garnet (Grt), Clinopyroxene (Cpx), Quartz (Qtz), Chlorite (Chl), Actinolite (Act), Epidote (Ep), Plagioclase (Plg), Calcite (Cal) (Whitney and Evans, 2010).

$$2) T = 106 [Al^{IV} + 0.7 Fe/(Fe+Mg)] + 18$$

(Kranidiotis and McLean, 1987)  $T=140^{\circ}C$

$$3) TX_{97-Al^{IV}}(^{\circ}C) = 160.99 * [Al^{IV}_{28} - 1.33 * [0.31 - Fe/(Fe+Mg)]] - 61.92 \text{ if } Fe/(Fe+Mg) < 0.31$$

$$4) TX_{97-Al^{IV}}(^{\circ}C) = 160.99 * [Al^{IV}_{28} - 1.33 * [Fe/(Fe+Mg) - 0.31]] - 61.92 \text{ if } Fe/(Fe+Mg) > 0.31$$

Karimpour and Khin, 2000, Cathelineau, 1988)

$$5) T = -61.9229 + 321.9773 (Al^{IV}) \quad T=300^{\circ}C$$

دمای ۱۴۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد برای تشکیل کلینوکلاز در کانسار خسروآباد بدست آمد.

**زمین‌دماسنجی کلریت**

نتایج تجزیه نقطه‌ای کلریت از دو دماسنجی ارائه‌شده توسط MacLean و Kranidiotis و Neiva و Chathelina (۱۹۸۵) و (۱۹۸۷)، در گستره تشکیل کلینوکلاز موجود در واحد متاندزیت‌بازالتی اسکارنی‌شده در کانسار مورد مطالعه براساس روابط زیر محاسبه شد:

$$1) T = 106.2 Al^{IV} + 17.5 \quad (Cathelineau and Nieva, 1985) \quad T=140^{\circ}C$$



گارت‌هایی با مقدار منیزیم بالا و کلینوپیکروکسن‌های فقیر از سدیم و آلومینیوم کاربرد دارد.

زمین‌دماسنجی پیشنهادی توسط Berman و همکاران (۱۹۹۵) برای کلینوپیکروکسن‌های با مقدار بسیار کم Al استفاده می‌شود. استفاده از این زمین‌دماسنجی برای کانسار خسروآباد، دماهای کمتری را نشان می‌دهد (۲۰۰ تا ۳۹۰ درجه سانتی‌گراد)، زیرا مقدار آلومینیوم در کلینوپیکروکسن‌های مورد بررسی تا ۳/۹۳ درصد می‌رسد. از زمین‌دماسنجی پیشنهادی توسط Nakamura و همکاران (۲۰۰۴) و Hirajima و Nakamura (۲۰۰۵) برای سنگ‌های گرانولیت و آمفیبولیت استفاده می‌شود که مقدار XGrS آن برابر با ۰/۲ باشد، در حالی که این مقدار در نمونه‌های مورد بررسی بیش از ۰/۲ (تقریباً ۰/۶ تا ۰/۷) است. بنابراین، این زمین‌دماسنجی نیز داده‌های غیرقابل قبولی را ارائه می‌دهد.

با توجه به مقدار بالای کلسیم در اسکارن، باید از زمین‌دماسنجی‌هایی استفاده شود که در مقادیر بالای کلسیم نیز دماهای منطقی‌تری را به دست می‌دهند. بر این اساس، زمین‌دماسنجی پیشنهادی توسط Ellis و Green (۱۹۷۹)، Ganguly (۱۹۷۹)، Powell (۱۹۸۵)، Krogh (۲۰۰۰) و همکاران (۱۹۹۶) که برای سنگ‌های اکلوتیتی با مقدار گارت با کلسیم بالا (گروسولار بیشتر) استفاده شده است، داده‌های قابل قبول‌تری را ارائه می‌دهد. دماسنجی‌های پیشنهادی توسط Krogh (۲۰۰۰) و Powell (۱۹۸۵) برای نمونه‌های مورد بررسی، احتمالاً به دلیل وجود مقادیر آلومینیوم بالاتر در کلینوپیکروکسن‌ها، دماهای کمتری را نشان می‌دهد.

quartzmonsonitic intrusive body using Mg / (Mg + Fe + Mn) values of amphibole and clinopyroxone minerals (Anderson, 1996).

جدول ۱- توالی پاراژنتیک در اسکارن خسروآباد.

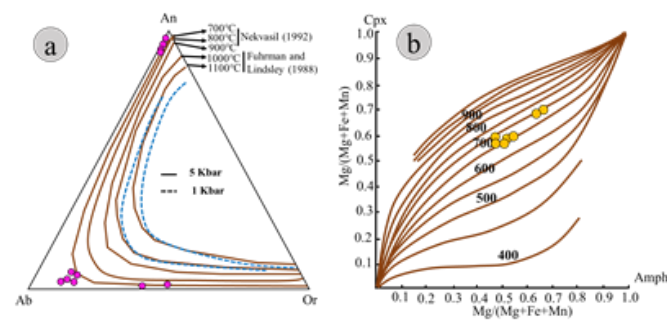
Table 1. Paragenetic sequence in KhosrowAbad skarn.

	Time	Precipitated with meta andesite basalt	Regional metamorphism	Contact metamorphism	Skarnification and mineralization			Supergene (Weathering)
					Prograde	Early Retrograde	Late Retrograde	
Silicates	Garnet							
	Diopside							
	Augite							
	Actinolite							
	Epidote							
	Chlorite							
	Quartz							
	Albite							
	Talc							
	Serpentine							
Sulfides	Pyrite	Py1				Py2-Py3		
	Chalcopyrite							
Oxides	Magnetite	Mag1				Mag2-Mag3		
	Hematite							
Carbonate	Goethite							
	Limonite							
	Calcite							

زمین‌دماسنجی فلدسپارها براساس نمودار Ab-An-Or ارائه شده توسط Nekvasil (۱۹۹۲) و Furhrman and Lindsley (۱۹۸۸) نشان می‌دهد که دمای تبلور آن‌ها حدود ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۶a). Anderson (۱۹۹۶)، روش دیگری را بر مبنای ضریب توزیع آهن و منیزیم در دو کانی آمفیبول و کلینوپیکروکسن ارائه کرده است. بر این اساس، توده کوارتزمونزونیتی خسروآباد در دمای ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد، متبلور شده است (شکل ۶b). بنابراین با توجه به مطابقت محدوده دمایی بدست آمده از این روش‌ها (۵۰۷ تا ۸۰۵ درجه سانتی‌گراد) با دماهای حاصل از روش پیشنهادی Elkins و Grove (۱۹۹۰)، تشکیل متاسوماتیسم و درون‌اسکارن همزمان با جایگزینی توده نفوذی کوارتزمونزونیتی بوده است.

زمین‌دماسنجی بر پایه زوج کانی گارت-کلینوپیکروکسن بر اساس تبادل Fe-Mg بین گارت و کلینوپیکروکسن است که در آن ضریب انتشار (Kd) بین گارت و کلینوپیکروکسن تابعی از دماست. روش‌های زمین‌دماسنجی مختلفی در منابع علمی پیشنهاد شده است (Ellis and Green, 1979; Powell, 1985; Ganguly, 1979; Ganguly et al., 1996; Nakamura, 2009).

از آنجا که، اساس بیشتر زمین‌دماسنجی‌ها مقدار  $Fe^{2+}$  بوده و در نمونه‌های گارت مورد بررسی مقدار  $Fe^{3+}$  بالاست، بیشتر آن‌ها به ویژه روش پیشنهادی Krogh-Ravna (۲۰۰۰) و Sexena (۱۹۷۹) قابل استفاده نیستند، چراکه دمای کمتری را نشان می‌دهند. زمین‌دماسنجی پیشنهادی توسط Ferry (۱۹۹۴) نیز برای سنگ‌های اولترامافیک با



شکل ۶- (a) زمین‌دماسنجی فلدسپارها در نمودار مثلثی Ab-An-Or (Furhrman and Lindsley, 1988; Nekvasil, 1992) و (b) ارزیابی دمای تشکیل توده کوارتزمونزونیتی خسروآباد با استفاده از مقادیر  $Mg/(Mg+Fe+Mn)$  مربوط به کانی‌های آمفیبول و کلینوپیکروکسن (Anderson, 1996).

Fig. 6. (a) Geothermometry of feldspars in the Ab-An-Or triangular diagram (Furhrman and Lindsley, 1988; Nekvasil, 1992) and (b) Assessing the formation temperature of KhosrowAbad.

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در پهنه درون اسکارن خسروآباد (فرمول ساختاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن ساخته شده است). حدود آشکارسازی تجزیه‌ها برای تمام عناصر بهتر از ۰/۰۱ درصد است.

Table 2. Electron microprobe analysis (EPMA) of plagioclase and alkaline feldspar of the KhosrowAbad endoskarn zone (structural formula based on 8 oxygen atoms). The detection limits of analysis for all elements are better than 0.01 percent.

Point No	Afs (1)	Afs (2)	Plg (3)	Plg (4)	Afs (5)	Plg (6)	Plg (7)	Afs (8)	Plg (9)	Plg (10)	Plg (11)	Plg (12)	
SiO <sub>2</sub>	64.26	64.66	67.73	66.63	62.93	66.44	66.01	63.84	62.54	58.58	60.85	66.81	
TiO <sub>2</sub>	b.d	0.02	b.d	b.d	0.02	b.d	0.04	b.d	0.03	b.d	0.02	b.d	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.28	16.97	20.38	19.41	18.26	19.79	20.63	17.49	19.94	24.47	22.22	21.00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.05	0.10	0.06	0.07	0.11	0.97	0.09	0.15	0.31	0.28	0.19	
MnO	b.d	b.d	b.d	0.01	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	
MgO	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	0.02	0.02	0.04	
CaO	b.d	b.d	1.34	0.85	0.03	1.30	3.51	0.01	6.99	7.63	8.49	1.28	
Na <sub>2</sub> O	0.97	0.46	10.49	11.62	0.43	10.65	9.62	0.33	8.99	7.55	6.25	10.30	
K <sub>2</sub> O	17.10	15.92	0.16	0.10	17.15	0.08	0.08	16.96	0.22	0.38	0.42	0.37	
<b>Total</b>	<b>99.66</b>	<b>98.08</b>	<b>100.20</b>	<b>98.68</b>	<b>98.89</b>	<b>98.37</b>	<b>100.85</b>	<b>98.72</b>	<b>98.83</b>	<b>99.02</b>	<b>98.57</b>	<b>99.99</b>	
Si	3.006	3.042	2.956	2.963	2.968	2.952	2.889	3.007	2.827	2.655	2.754	2.927	
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	
Al	0.953	0.941	1.048	1.017	1.015	1.046	1.064	0.971	1.062	1.307	1.185	1.084	
Fe <sup>3+</sup>	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.004	0.032	0.003	0.005	0.011	0.010	0.006	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.000	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	
Ca	0.000	0.000	0.063	0.041	0.002	0.062	0.165	0.001	0.339	0.371	0.412	0.060	
Na	0.088	0.420	0.888	1.002	0.039	0.917	0.816	0.030	0.788	0.663	0.548	0.875	
K	1.020	0.955	0.009	0.006	1.032	0.005	0.004	1.019	0.013	0.022	0.024	0.021	
XAn	0.009	0.009	0.000	0.000	0.009	0.000	0.001	0.008	0.035	0.018	0.017	0.014	
XAb	0.079	0.042	0.925	0.956	0.037	0.932	0.828	0.029	0.622	0.628	0.557	0.915	
XOr	0.921	0.958	0.009	0.005	0.962	0.005	0.005	0.971	0.011	0.021	0.025	0.022	
<b>Pressure (Kbar)</b>	<b>Temperature (°C) base on Elkins and Grove (1990)</b>												
<b>1</b>	507		588		714		787		657		587		534
<b>2</b>	510		591		719		793		657		577		534
<b>3</b>	512		595		724		799		666		580		534
<b>4</b>	515		598		729		805		670		580		534

b.d: below detection limit.

جدول ۳- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های گارنت و کلینوپیکروکسن و دماهای بدست آمده بر حسب درجه سانتیگراد در فشارهای یک تا ۴ کیلو بار (فرمول ساختاری گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن و کلینوپیکروکسن بر اساس ۶ اتم اکسیژن). حدود آشکارسازی تجزیه‌ها برای تمام عناصر بهتر از ۰/۱ درصد است.

Table 3. Electron microprobe analysis (EPMA) of garnet and clinopyroxene minerals and temperatures (°C) at pressures of 1 to 4 kilobars (structural formula of garnet based on 12 oxygen atoms and clinopyroxene based on 6 oxygen atoms). The detection limits of analysis for all elements are better than 0.01 percent.

Point No.	Garnet					Clinopyroxene				
SiO <sub>2</sub>	36.90	36.10	36.26	35.81	36.48	53.74	50.37	49.36	49.39	48.07
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.56	0.68	0.89	0.67	0.01	0.16	0.10	0.03	b.d
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.00	5.12	5.63	5.81	5.27	0.54	3.93	0.56	0.24	0.52
FeO	21.11	21.47	20.87	21.33	20.36	16.40	19.56	16.01	15.81	16.16
MnO	0.73	0.63	0.63	0.79	0.58	0.23	0.17	0.49	0.73	0.57
MgO	b.d	0.02	0.02	0.02	0.01	13.66	13.50	8.46	8.00	8.42
CaO	34.87	34.33	34.92	34.54	35.20	13.78	12.53	23.04	24.75	24.72
Na <sub>2</sub> O	0.06	b.d	b.d	b.d	b.d	0.10	0.61	0.61	0.65	0.66
<b>Total</b>	<b>100.38</b>	<b>98.23</b>	<b>99.01</b>	<b>99.19</b>	<b>98.57</b>	<b>98.46</b>	<b>100.83</b>	<b>98.63</b>	<b>99.60</b>	<b>99.12</b>
<b>Si</b>	3.137	3.152	3.131	3.096	3.159	2.073	1.971	1.929	1.914	1.866
<b>Ti</b>	0.045	0.036	0.044	0.057	0.043	0.000	0.005	0.003	0.001	0.000
<b>Al</b>	0.601	0.527	0.573	0.592	0.538	0.025	0.181	0.026	0.011	0.024
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	1.215	1.283	1.250	1.253	1.258	0.164	0.073	0.158	0.209	0.297
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.286	0.284	0.256	0.288	0.216	0.693	0.713	0.366	0.303	0.228
<b>Mn</b>	0.052	0.046	0.046	0.057	0.042	0.008	0.006	0.016	0.024	0.019
<b>Mg</b>	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.786	0.612	0.493	0.462	0.487
<b>Ca</b>	3.177	3.212	3.231	3.200	3.267	0.570	0.525	0.964	1.027	1.028
<b>Na</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.046	0.046	0.049	0.050
<b>Andradite/ Johannsenite</b>	<b>66.89</b>	<b>70.88</b>	<b>68.57</b>	<b>67.91</b>	<b>70.04</b>	<b>0.23</b>	<b>0.90</b>	<b>0.70</b>	<b>1.33</b>	<b>0.39</b>
<b>Grossular/ Diopside</b>	<b>31.17</b>	<b>27.30</b>	<b>29.64</b>	<b>29.90</b>	<b>28.32</b>	<b>71.69</b>	<b>66.32</b>	<b>72.88</b>	<b>73.08</b>	<b>73.89</b>
<b>Pyrope/ Hedenbergite</b>	<b>0.00</b>	<b>0.09</b>	<b>0.09</b>	<b>0.09</b>	<b>0.04</b>	<b>28.08</b>	<b>32.78</b>	<b>26.42</b>	<b>25.59</b>	<b>25.72</b>
<b>Almandine</b>	<b>0.00</b>	<b>0.00</b>	<b>0.00</b>	<b>0.00</b>	<b>0.00</b>	-	-	-	-	-
<b>Spessartine</b>	<b>1.92</b>	<b>1.71</b>	<b>1.68</b>	<b>2.09</b>	<b>1.57</b>	-	-	-	-	-
<b>Uvarovite</b>	<b>0.00</b>	<b>0.00</b>	<b>0.00</b>	<b>0.00</b>	<b>0.00</b>	-	-	-	-	-
<b>XFe</b>	0.293	0.298	0.290	0.296	0.283	0.196	0.222	0.004	0.029	0.025
<b>XMg</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.563	0.421	0.499	0.507	0.540
<b>XCa</b>	0.621	0.612	0.622	0.615	0.627	0.570	0.525	0.964	1.027	1.028
<b>Pressure(Kbar)</b>		<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>				
<b>Kd</b>		6.61	3.03	9.32	6.27	2.07				
<b>Ellis and Green (1979)</b>	1	473	538	491	562	461				
	2	475	526	493	564	463				
	3	476	541	495	566	464				
	4	478	543	496	567	466				
<b>Powell (1985)</b>	1	460	525	478	549	448				
	2	461	526	480	551	449				
	3	463	528	481	553	450				
	4	464	530	483	554	452				
<b>Ganguly (1979)</b>	1	429	487	444	507	416				
	2	430	488	446	509	418				
	3	432	490	447	511	419				
	4	433	491	449	512	421				
<b>Ganguly et al. (1996)</b>	1	404	457	418	476	393				
	2	407	459	420	478	395				
	3	409	461	423	480	397				
	4	411	463	425	482	399				
<b>Nakamura (2009)</b>	1	306	373	330	386	301				
	2	309	376	333	389	303				
	3	312	379	337	393	305				
	4	315	383	340	396	306				

b.d: below the detection limit.



جدول ۴- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی اکتینولیت (فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن) در کانسار اسکارن خسروآباد. حدود آشکارسازی تجزیه‌ها برای تمام عناصر بهتر از ۰/۰۱ درصد است.

Table 4. Electron microprobe analysis (EPMA) of actinolite mineral (structural formula based on 23 oxygen atoms) in Khosrow Abad skarn deposit. The detection limits of analysis for all elements are better than 0.01 percent.

b.d:

Point No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	52.84	52.98	53.55	48.02	53.20	51.72	52.17
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.07	0.06	0.55	0.05	0.02	b.d
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.59	1.41	1.85	5.54	2.38	1.86	0.92
FeO	17.51	17.51	13.75	13.46	16.08	21.10	21.35
MnO	0.26	0.21	0.22	0.14	0.22	0.49	0.47
MgO	12.48	12.69	14.84	15.06	15.11	9.36	10.05
CaO	13.71	13.63	13.64	13.03	13.19	12.92	13.02
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.26	0.26	1.54	0.40	0.60	0.48
K <sub>2</sub> O	0.14	0.08	0.44	0.78	0.10	0.13	0.08
H <sub>2</sub> O*	2.05	2.05	2.08	2.05	2.13	2.00	2.00
<b>Total</b>	<b>98.87</b>	<b>98.84</b>	<b>98.61</b>	<b>98.12</b>	<b>100.73</b>	<b>98.20</b>	<b>98.54</b>
Si	7.735	7.751	7.726	7.031	7.501	7.761	7.808
Ti	0.009	0.008	0.007	0.061	0.005	0.002	0.000
Al	0.265	0.243	0.274	0.956	0.395	0.239	0.162
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.190	0.480	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	2.144	2.142	1.659	1.458	1.416	2.648	2.672
Mn	0.032	0.026	0.027	0.017	0.026	0.062	0.060
Mg	2.724	2.768	3.192	3.287	3.176	2.094	2.242
Ca	2.150	2.137	2.108	2.044	1.993	2.077	2.088
Na	0.074	0.074	0.050	0.437	0.109	0.175	0.139
K	0.026	0.015	0.081	0.146	0.018	0.025	0.015
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
<b>Putirka, 2016</b>	<b>268</b>	<b>244</b>	<b>208</b>	<b>309</b>	<b>332</b>	<b>216</b>	<b>277</b>

below the detection limit.

TiO<sub>2</sub> (۰/۰۰۶) هستند. همچنین، بلورهای پیروکسن حاوی اکسیدهای TiO<sub>2</sub> (از ۰/۰۰ تا ۰/۰۱۶)، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (از ۰/۲۴ تا ۳/۹۳)، MgO (از ۸/۰۰ تا ۱۳/۶۶)، MnO (از ۰/۱۷ تا ۰/۷۳)، FeO (از ۱۵/۸۱ تا ۱۹/۵۶)، Na<sub>2</sub>O و SiO<sub>2</sub> (از ۴۸/۳۹ تا ۵۳/۷۴)، CaO (از ۱۲/۵۳ تا ۲۴/۷۵) و (از ۰/۱۰ تا ۰/۰۶) است (جدول ۲). براین اساس، گارنت‌هایی با ترکیب محلول جامد آندرادایت - گروسولار (از Ad<sub>67</sub>-Gr<sub>33</sub> تا Ad<sub>72</sub>-Gr<sub>28</sub>) از اختلاط سیالات ماگمایی - گرمایی تشکیل شده‌اند. از ترکیب اعضای نهایی گارنت و پیروکسن می‌توان به عنوان یک شاخص برای تعیین نوع کانی‌سازی در اسکارن استفاده کرد (Meinert, 1992). مطابق نمودارهای (شکل b و c)، دامنه ترکیب گارنت و پیروکسن اسکارن خسروآباد به ترتیب، (از Ad<sub>67</sub>-Gr<sub>33</sub> تا Ad<sub>72</sub>-Gr<sub>28</sub>) و (از Di<sub>74</sub>-Hd<sub>26</sub> تا Di<sub>67</sub>-Hd<sub>33</sub>) است و در محدوده کانسارهای آهن اسکارنی قرار می‌گیرد. در این پژوهش برای تخمین شرایط فیزیکی و شیمیایی فرآیندهای اسکارن‌زایی در اسکارن خسروآباد، از نمودارهایی مانند XCO<sub>2</sub> در مقابل دما، Log fO<sub>2</sub> در مقابل دما، Log fS<sub>2</sub> در مقابل Log fO<sub>2</sub> و فشار در برابر دما استفاده شد (Sweeney, 1980; Einaudi, 1982a; Meinert, 1995) (شکل ۷).

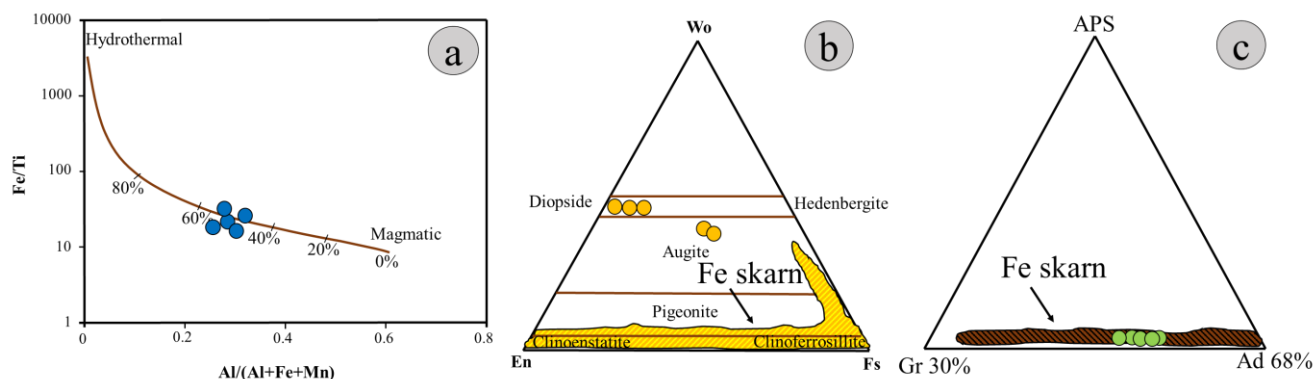
داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای با ریزپردازش الکترونی نشان داد که ترکیب گارنت‌های خسروآباد (از Ad<sub>67</sub>-Gr<sub>33</sub> تا Ad<sub>72</sub>-Gr<sub>28</sub>) متغیر است (جدول ۲). Heimann و همکاران (۲۰۰۹) معتقدند که ترکیب گارنت شاخصی برای تشخیص منبع سیالات در طی فرآیندهای اسکارن‌زایی است و بر این اساس نمودار Fe/Ti در مقابل Al/(Al+Fe+Mn) را برای شناخت منبع سیال پیشنهاد کردند. براساس این نمودار، بیشتر گارنت‌های اسکارن خسروآباد از اختلاط سیالات ماگمایی-گرمایی (۴۰ تا ۶۰ درصد سیال ماگمایی) تشکیل می‌شوند (شکل a۷).

علاوه بر این، Clenchenko and Valley (۲۰۰۳) معتقدند که گارنت‌هایی با نسبت Fe<sup>3+</sup>/Al زیاد، مقادیر <sup>18</sup>O بالایی دارند، در حالی که گارنت‌هایی با نسبت Fe<sup>3+</sup>/Al کم، مقادیر <sup>18</sup>O پایینی دارند. براساس نتایج حاصل از تجزیه ریز پرداز الکترونی پهنه اسکارن پیش‌رونده، در بلورهای گارنت مقادیر اکسیدهای TiO<sub>2</sub> (از ۰/۶۸ تا ۰/۸۹)، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (از ۵/۱۲ تا ۶/۰۰)، MgO (از ۰/۰۰ تا ۰/۰۲)، MnO (از ۰/۵۸ تا ۰/۷۹)، FeO (از ۲۰/۳۶ تا ۲۱/۴۷)، SiO<sub>2</sub> (از ۳۵/۸۱ تا ۳۶/۹۰)، CaO (از ۳۴/۳۳ تا ۳۵/۲۰) و Na<sub>2</sub>O (از ۰/۰۰ تا ۰/۰۰) هستند.

جدول ۵- نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی کلریت در کانسار اسکارن خسروآباد (فرمول ساختاری براساس ۱۲/۵ اتم اکسیژن محاسبه شده است). حدود آشکارسازی تجزیه‌ها برای تمام عناصر بهتر از ۰/۰۱ درصد است.

Table. 5. Electron microprobe analysis (EPMA) of chlorite mineral in KhosrowAbad skarn deposit (structural formula is calculated based on 12.5 oxygen atoms). The detection limits of analysis for all elements are better than 0.01 percent.

Point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	28.18	28.10	28.70	28.13	28.03	28.15	27.49	27.77	27.57
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.09	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.06	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.37	19.01	19.04	19.43	20.36	19.94	20.44	20.14	20.25
FeO	9.68	7.55	7.58	7.84	6.36	6.37	6.48	6.49	6.15
MnO	0/04	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.05	0.08
MgO	30.83	32.49	31.52	32.09	32.46	32.55	32.57	32.34	32.34
CaO	0.06	0.06	0.22	0.07	0.07	0.00	0.05	0.18	0.06
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.08	0.12	0.06	0.05	0.04	0.08	0.03	0.03
K <sub>2</sub> O	b.d	0.01	0.03	b.d	b.d	0.02	0.01	b.d	b.d
H <sub>2</sub> O*	12.31	11.30	11.63	12.03	12.11	11.56	11.74	11.85	12.07
<b>Total</b>	<b>99.55</b>	<b>98.70</b>	<b>98.87</b>	<b>99.68</b>	<b>99.52</b>	<b>98.69</b>	<b>98.92</b>	<b>98.91</b>	<b>98.58</b>
Si	3.15	2.95	2.99	2.77	2.82	2.84	2.84	2.81	2.80
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.60	1.91	1.84	2.26	2.33	2.29	2.32	2.31	2.34
Fe <sup>3+</sup>	0.08	0.05	0.05	0.05	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02
Fe <sup>2+</sup>	0.48	0.21	0.22	0.23	0.10	0.11	0.11	0.11	0.09
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	4.65	4.90	4.89	4.72	4.70	4.72	4.68	4.71	4.73
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T <sup>°C</sup>									
Lanari et al. (2014)	152	178	129	315	233	212	212	245	259



شکل ۷- (a) نسبت سیالات ماگمایی و گرمایی در تشکیل اسکارن خسروآباد براساس نمودار  $Fe/Ti$  در مقابل  $Al/(Al+Fe+Mn)$  (Heimann et al., 2009) و (b-c) نمودارهای مثلثی برای تعیین نوع گارنت - پیروکسن و نیز محدوده کانسارهای آهن اسکارنی نشان داده شده است (Meinert, 1992).

Fig. 7. (a) Ratio of magmatic and hydrothermal fluids involved in formation of the KhosrowAbad skarn based on the  $Fe/Ti$  vs.  $Al/(Al + Fe + Mn)$  diagram (Heimann et al., 2009) and (b-c) Triangular diagrams for determining type of garnet-pyroxene as well as the type of garnet-pyroxene in the Fe skarn deposit (Meinert. 1992).

بر پایه پژوهش Einaudi (۱۹۸۲)، تشکیل کالکسیلیکات‌های اولیه اسکارنی در مراحل اولیه متاسوماتیسم در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد شروع شده و به دنبال کاهش حرارت در محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد دگرسانی پسروده آغاز و کانی‌های اولیه به فازهای جوانتر تبدیل شده‌اند (شکل ۸a). وجود سری محلول جامد آندرادیت-گروسولار نشان‌دهنده تشکیل اسکارن در شرایط اکسیدان است (Einaudi, 1982a, 1982b). در محیط‌های اکسیدان، پیروکسن‌های غنی از منیزیم مانند دیوپسید و گارنت‌های غنی از آندرادیت به عنوان کالکسیلیکات‌های بدون آب اصلی تشکیل می‌شوند و هیدرژیت و گروسولار در اسکارن‌های احیایی کانی اصلی هستند (Kwak, 1994; Meinert, 1992).

در اسکارن خسروآباد رخداد کلینوپیروکسن نوع اوژیت و گارنت غنی از گروسولار، شرایط احیایی را در مراحل اولیه اسکارن پسروده نشان می‌دهد. با تغییر شرایط از احیایی به اکسایشی گارنت نوع آندرادیت بیشتر شده است. همچنین نسبت کم فراوانی گارنت به کلینوپیروکسن در اسکارن خسروآباد، نشان‌دهنده پسرودی شرایط اکسایشی در سنگ‌های دیواره کانسار است (Kwak, 1994). این پسرودی در نهایت منجر به افزایش فوگاسیته اکسیژن، ناپایدار شدن و نهشت کانسنگ شده است. محدوده پایداری آندرادیت کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد است، به گونه‌ای که در محدوده دمای ۴۲۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و  $fO_2$  برابر  $10^{-25}$  تا  $10^{-15}$  پایدار است (Einaudi, 1982a).

همچنین براساس Harris و Einaudi (۱۹۸۲)، آندرادیت در محیط‌های اسکارنی معمولاً از دمای ۳۰۰ تا ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد و  $XCO_2$  برابر ۰/۱ تا ۰/۶ پایدار است. به اعتقاد Ernst (۱۹۷۶)، بیشترین دما در دگرگونی‌های مجاورتی و تشکیل اسکارن‌های مربوط به آن از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد کمتر است (شکل ۸a). همچنین برخی از پژوهشگران مانند Einaudi و همکاران (۱۹۸۱) و Barnes (۱۹۷۹)، دماهای بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای تشکیل اسکارن‌ها پیشنهاد می‌کنند. از طرفی، بررسی‌های تجربی نشان می‌دهد که دمای تشکیل برای گروسولار و پیروکسن در گستره ۲۲۵ و ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد است (Smirnov, 1976). با توجه به (شکل ۸b)، آندرادیت در دماهای بیشتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته بالای اکسیژن، به مجموعه مگنتیت و ولاستونیت و با کاهش دما (کمتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فوگاسیته اکسیژن (بیش از  $10^{-21}$ ) به مجموعه کلسیت - کوارتز - هماتیت تبدیل می‌شود (Einaudi, 1982a) (شکل ۸a).

برای تعیین محدوده پایداری کلینوپیروکسن (دیوپسید) از دیاگرام T- $XCO_2$  استفاده شده است (شکل ۸c). دمای پایداری کانی‌ها با افزایش مقدار  $XCO_2$  کاهش می‌یابد. محدوده پایداری دیوپسید در حرارت بالا و در محدوده گسترده‌ای از  $XCO_2$  قرار دارد که با کاهش دما به مجموعه ترمولیت، کلسیت و کوارتز دگرسان می‌شود (شکل ۸a و b). تعادل‌های فازی کانی‌های موجود در اسکارن‌ها در شرایط دما و فشارهای گوناگون توسط Bowman (۱۹۹۸) ارائه شده است (شکل ۸d). تشکیل ولاستونیت در اسکارن، نشان‌دهنده شرایط دمایی بالا و یا

مقادیر کم  $XCO_2$  است (Einaudi, 1982a). عدم تشکیل ولاستونیت در اسکارن خسروآباد نشان‌دهنده این است که کلسیم موجود برای تشکیل گروسولار مصرف شده است. با توجه به عدم تشکیل ولاستونیت و نیز تشکیل گارنت گرانیتی (آندرادیت - گروسولار) در حرارت بیش از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد، می‌توان نتیجه گرفت که اسکارن پسروده در دمای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد (۴۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد)،  $fO_2$  ( $10^{-26}$  -  $10^{-23}$ )، فشار سیال ۵۰۰ بار تا ۲/۵ کیلو بار و  $XCO_2=0.1$  تشکیل شده است (شکل ۸a و c).

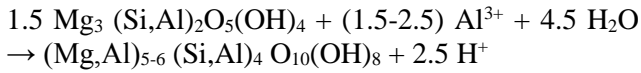
نفوذ سیالات ماگمایی در سنگ میزبان آهنی خسروآباد با ایجاد متاسوماتیسم و تشکیل مجموعه سیلیکات‌های کلسیمی بی‌آب تا دمای حدود ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد در تعادل است و سپس دگرسانی پسروده در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد آغاز شده است (شکل ۸e). با کاهش دما و افزایش  $fO_2$ ، گارنت به مجموعه‌های اپیدوت، کوارتز، پیریت و کربنات، و کلینوپیروکسن به ترمولیت-کتینولیت، کوارتز، پیریت و کلسیت دگرسان می‌شوند. در این مرحله، سیالات با مجموعه‌های تازه شکل‌یافته با  $XCO_2$  در تعادل است (Harris and Einaudi, 1982a).

آندرادیت در دمای بیش از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، حتی در شرایط سولفیداسیون بالای محیط نیز پایدار است (Einaudi, 1982a). با این حال، در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، سیالات با فوگاسیته نسبتاً بالای گوگرد (بیش از  $10^{-6}$ ) در تعادل هستند. این محدوده دمای شروع دگرسانی آندرادیت به مجموعه کلسیت، کوارتز و پایداری پیریت است (شکل ۸e). با کاهش  $fS_2$  (حدود  $10^{-6}$ )، چنین سیالاتی مجموعه مگنتیت را تشکیل می‌دهند (شکل ۸f). بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که سیالات متاسوماتیسم‌کننده پسروده در کانسار اسکارن آهن خسروآباد، دارای فوگاسیته گوگرد حدود  $10^{-6}$  و دمای بیش از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد هستند (شکل ۸d و e). توسعه کانی‌های گرمایی درجه حرارت پایین مانند کلریت، کانی‌های رسی، هماتیت و کلسیت پس از کانی‌های اولیه نشان دهنده این است که سیالات متاسوماتیک تأخیری (زیر مرحله پسروده تأخیری) احتمالاً تحت شرایط اکسیداسیون بالا رخ داده است. در حقیقت، در دماهای نسبتاً کم (کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد)، سیالات جوی موجود در سیستم اسکارنی باعث کاهش pH و افزایش فعالیت سولفات می‌شوند (Enaudi and Burt, 1982).

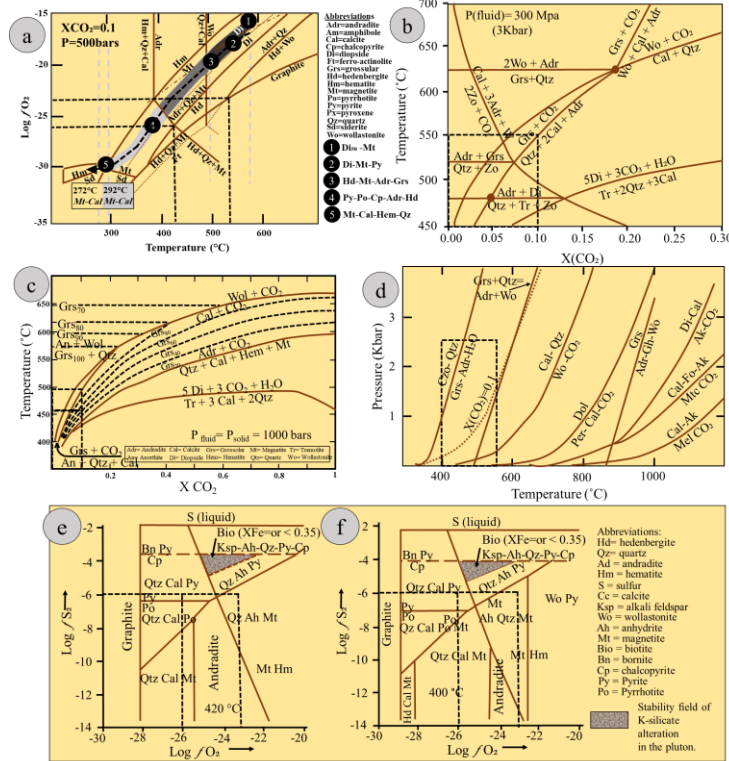
در پهنه پسروده، کانی‌های کالکسیلیکات‌آبدار با کاهش دمای اسکارن‌ها تشکیل می‌شوند. بر پایه پژوهش Chawdhury و Lentz (۲۰۱۱)، مجموعه کانی‌های آبدار در دمای کمتر از ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد و  $XCO_2$  (برابر ۰/۰۵) در فشار سیال ۳ کیلو بار از دگرسانی کانی‌های بدون آب اولیه به وجود می‌آیند. کلریت و آمفیبول‌های نوع کلسیمی (اکتینولیت) زمین‌دماسنج‌های مناسبی برای پهنه‌های پسروده کانسارهای اسکارن هستند. آمفیبول‌های پهنه پسروده اسکارن خسروآباد نیز از نوع کلسیمی (اکتینولیت) بوده که به تغییرات دما و فشار حساس‌اند و به عنوان زمین‌دماسنج به کار می‌روند (Schulz et al., 1995; Zenk and Schulz, 2004). تشکیل اکتینولیت در



بیانگر تبدیل کانی‌های فرومنیزین به کلریت باشد که در مقاطع میکروسکوپی نیز قابل تشخیص است. با توجه به همراهی کلینوکلر با سرپانتین و تالک و دمای محاسبه شده برای کلینوکلر، این کانی در طی واکنش زیر تشکیل شده است (Wang et al., 2009):



دماهای بیش از ۲۸۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، بیانگر متاسوماتیسم مرتبط با توده‌های نفوذی است (Thompson and Thompson, 1996). کلینوکلر در دمای بیش از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و  $\text{XCO}_2$  بیش از ۰/۵، پایدار است (Ulmer and Trommsdorff, 1999). علت پایین بودن دمای کانی کلینوکلر کانسار خسروآباد (۱۴۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد)، ثانویه بودن این کانی است. این دگرسانی می‌تواند



شکل ۸- (a) نمودار اصلاح شده  $T\text{-Log}f\text{O}_2$  که محدوده پایداری کانی‌های کالک‌سیلیکاته اسکارنی، اکسیدها، سولفیدها و کانی‌های کربناته را نشان می‌دهد، پیشنهادی Einaudi (۱۹۸۲) که از Oyman (۲۰۱۰)، اقتباس شده است، (b) نمودار دما در برابر  $\text{XCO}_2$  در فشار سیال ۳ کیلوبار برای سیستم  $\text{Si-Al-Mg-Ca-C-O-H}$  پیشنهادی Perkins et al. (۱۹۸۶)، اقتباس از Sweeney (۱۹۸۰)، گارنت کلسیم-آلومینیوم‌دار خالص (گروسولار)،  $\text{Gr}_{100}$ ، آندرادیت خالص (گروسولار)،  $\text{Adr}$ ، گارنت کلسیم-آهن‌دار (آندرادیت)، و  $\text{Gr}_{20}\text{-Gr}_{80}$  محلول جامد آندرادیت-گروسولار است، (d) نمودار دما-فشار در سیستم‌های اسکارنی که در آن تنوعی از تعادل‌های فازی پایدار در شرایط دما و فشارهای مختلف نشان داده شده است (Nakamura and Hirajima, 2005)، (e, f) نمودارهای دو متغیره  $\text{Log}f\text{S}_2$  در مقابل  $\text{Log}f\text{O}_2$  برای میدان پایداری آندرادیت بین ۴۲۰ و ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد در  $\text{XCO}_2=0.1$ ؛ تعادل سیلیکات کلسیم و بیوتیت بر اساس Liou (۱۹۷۴)، Gustafson (۱۹۷۴) و Taylor and Liou (۱۹۷۸) و تعادل  $\text{Cu-Fe-S-O-C-H}$  براساس Scott and Barnes (۱۹۷۱)، و Helgeson (۱۹۶۹).

Fig. 8. Modified  $T\text{-Log}f\text{O}_2$  diagram showing the stability range of calc-silicate skarn minerals, oxides, sulfides and carbonate minerals, proposed by Einaudi (1982), adapted from Oyman (2010), (b)  $\text{XCO}_2$  vs. temperature diagram at 3 kbar fluid pressure for the  $\text{Si-Al-Mg-Ca-C-O-H}$  system proposed by Perkins et al. (1986), adapted from Lentz and Chowdhury (2011), (c)  $T\text{-XCO}_2$  diagram in  $P_{\text{fluid}} = 1000$  bar (adapted from Sweeney, 1980).  $\text{Gr}_{100}$  is pure  $\text{Ca-Al}$  garnet (grossular),  $\text{Adr}$  is pure  $\text{Ca-Fe}$  garnet (andradite), and  $\text{Gr}_{20}\text{-Gr}_{80}$  is andradite-grossular solid solution, (d) Temperature-pressure diagram in skarn systems in which a variety of stable faces equilibria under different temperature and pressure conditions is shown (Nakamura and Hirajima, 2005), (e, f) bivariate diagrams of  $\text{Log}f\text{S}_2$  vs.  $\text{Log}f\text{O}_2$  for andradite stability field between 420 and 400 °C at  $\text{XCO}_2 = 0.1$ ; calc silicate and biotite equilibria are based on Liou (1974), Gustafson (1974), and Taylor and Liou (1978);  $\text{Cu-Fe-S-O-C-H}$  equilibria are based on Scott and Barnes (1971), and Helgeson (1969).

اثر افزایش دما در شرایط شکل پذیر در برخی از کانی‌ها مانند پلاژیوکلاز، کلسیت و فلدسپار تشکیل می‌شوند.

به علت قرارگیری قسمتی از سنگ میزبان کربناته در زون برشی موجود در منطقه، می‌توان آثار دگرریختی (دگرشکلی) مرتبط با این زون را در بلورهای کلسیت به خوبی مشاهده کرد. Groshong و همکاران (۱۹۸۴)، یک سری تغییر را در ریخت‌شناسی ماکل‌های کلسیت همراه با افزایش دمای دگرشکلی شناسایی کردند. رابطه بین ضخامت ماکل‌های کلسیت در سنگ آهک‌هایی که به طور طبیعی دگرشکل شده‌اند، مورد بررسی قرار گرفته است (Ferril et al., 1991; Evans and Dunne, 1991). پایداری این روابط و استفاده آسان از آن باعث شده است که از ماکل‌های دگرریختی کلسیت به عنوان یک ژئوترموتر مناسب استفاده شود. در شکل ۹، تأثیر دما در دگرشکلی به وسیله ماکل‌های کلسیت نشان داده شده است (Burkhard, 1993). بلورهای کلسیت در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده از سنگ‌آهک دگرگون شده (مرمر) اسکارن خسروآباد (شکل ۹)، رخداد ماکل‌های نوع (۱) و (۲) را نشان می‌دهند. به عبارت دیگر می‌توان گفت که ماکل‌های کلسیت در این مقاطع به صورت تیغه‌های نازک تا ضخیم دیده می‌شوند (شکل ۱۰). با توجه به این ماکل‌ها می‌توان دمای حاکم در زمان دگرشکلی را تخمین زد (Burkhard, 1993; Yassaghi et al., 2010).

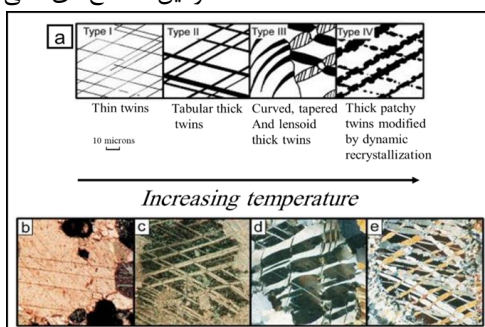
همانطور که گفته شد و در شکل ۹ نیز مشخص است، با افزایش دما ضخامت ماکل‌های کلسیت افزایش می‌یابد. با توجه به مطالب عنوان شده می‌توان دمای دگرشکلی در پهنه برشی کانسار خسروآباد را بین ۱۷۰ تا حدود ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زد. دمای بدست آمده برای بخشی از مرحله پسرونده اسکارنی از طریق مطالعات میکروترموتری رگچه‌های کلسیتی موجود در واحد متاندزیت‌بازالتی اسکارنی شده، در حدود ۱۲۷ تا ۱۴۲ درجه سانتی‌گراد و شوری متوسط ۳/۵۵ تا ۱۷/۷۹ wt.% NaCl تعیین شد (Ebrahimi Fard, 2020). با استفاده از این محدوده دمایی تا حدودی می‌توان همزمانی رخداد دگرشکلی در ماکل‌های کلسیت را با رویداد اسکارن‌زایی در منطقه تطبیق داد. کاهش دماهای بدست آمده از پهنه اسکارن پسرونده به سوی پسرونده هم در مطالعات دماسنجی براساس تغییرشکل ماکل‌های کانی کلسیت و هم در زمین‌دماسنج‌های کانی‌های سیلیکاتی مشهود است.

یک زمین‌دماسنج دیگر نیز توسط Lanari و همکاران (۲۰۱۴) ارائه شده است که برای دماسنجی کلریت در محیط‌های غنی از آلومینیوم مورد استفاده قرار می‌گیرد. براساس این زمین‌دماسنج، دمای کلریت‌های منطقه در گستره دمایی ۱۲۹ تا ۳۱۵ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد، که تقریباً معادل دماهای بدست آمده از روش‌های پیشنهادی MacLean و Kranidiotis و Neiva و Chathelina (۱۹۸۵) است (جدول ۵).

برای زمین‌دماسنجی کانی کلریت تاکنون معادلات متفاوتی توسط پژوهشگران مختلف مانند De Caritat و همکاران (۱۹۹۳)، Xie و همکاران (۱۹۹۷)، Hillier و Velde (۱۹۹۱)، Zang و Fyfe (۱۹۹۵)، Cathelineau (۱۹۸۸)، Nieva و Cathelineau (۱۹۸۵) El-Sharkawy (۲۰۰۰)، ارائه شده است. تغییرات ترکیب بدون موازنه شیمیایی کلریت اطلاعات بسیار مفیدی در مورد شرایط فیزیکوشیمیایی دمای تشکیل فراهم می‌کند (Inoue et al., 2009). کلریت گستره وسیعی از تغییرات ترکیب با سه جانیشینی اصلی را نشان می‌دهد ( $Fe^{2+} \rightarrow Mg$ )، چرماک ( $Si(Mg, Fe^{2+}) \rightarrow Al^{IV}Al^{VI}$ ) و دوسه هشت‌وجهی ( $3(Mg+Fe^{2+}) \rightarrow 2Al^{IV}$ ) که فضای خالی هشت‌وجهی است، که حساس به شرایط فشار-دما، و همچنین ترکیب کلی و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی محیط هستند (Inoue et al., 2009; Bourdelle et al., 2013).

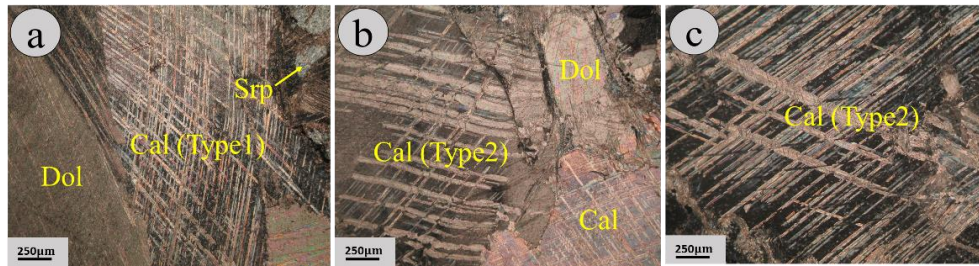
#### تکامل سامانه اسکارنی در منطقه مورد مطالعه

تعیین دمای مرحله پسرونده اسکارنی در اسکارن خسروآباد براساس بررسی میانبارهای سیال، به دلیل محدود بودن کانی‌های اسکارنی مناسب مانند گارنت و پیروکسن امکانپذیر نیست. هدف از این پژوهش، بررسی دمای تشکیل پهنه‌های اسکارنی بر اساس زمین‌دما-سنجی کانی‌های سیلیکاتی و نیز تا حدودی استفاده از تغییر شکل ماکل‌های کلسیت است. در یک بلور خاص، تغییرشکل توسط عوامل متعددی انجام می‌گیرد که در میان این عوامل، دما و آهنگ واتنش از مهم‌ترین عوامل هستند (Passcheir and Trow, 2005). همچنین برپایه Passcheir و Trow (۲۰۰۵)، کانی‌ها در دماهای پایین و آهنگ‌های واتنش بالا دچار شکستگی و در دماهای بالا و آهنگ‌های واتنش پایین دچار تغییر شکل خمیری می‌شوند. این ریزساختارها در



شکل ۹- تصویر شماتیک از تأثیر دما در دگرشکلی ماکل‌های کلسیت (Burkhard, 1993).

Fig. 9. Schematic image showing temperature effect on calcite deformation and twinning (Burkhard, 1993).



شکل ۱۰- ماکل‌های نوع (۱) و (۲) در نمونه‌های کلسیت موجود در پهنه برشی و اسکارنی کانسار خسروآباد (تصاویر در نور عبوری XPL)، (a) ماکل‌های نوع (۱) کلسیت در پهنه برشی از سنگ آهک دگرگون شده (مرمر) و (b-c) ماکل‌های نوع (۱) و (۲) کلسیت حاصل از دگرسانی کربناتی موجود در پهنه اسکارنی.

Fig. 10. Twining of type (1) and (2) in the calcite samples in the shear and skarn zones of Khosrow Abad deposit (image in XPL), (a) type (1) twinning in shear zone calcite of metamorphic limestone (marble), and (b-c) type (1) and (2) twinning in calcite as a result of carbonate alteration in the skarn zone.

نتیجه گرمای حاصل از توده کوارتز-موزونیتی، منجر به فروشت آهن از متاندزیت‌بازالتی و نهشته شدن آن در مرز واحد متاندزیت‌بازالتی با واحد کربناتی و نیز باعث ایجاد دگرسانی گسترده اکتینولیتی و اپیدوتی در این سنگ‌های آتشفشانی است. زمین‌دماسنجی‌های کلریت (کلینوکلر) و آمفیبول کلسیمی (اکتینولیت) در پهنه پسروده به ترتیب دماهای ۱۲۹ تا ۳۱۵ درجه سانتی‌گراد و ۲۱۶ تا ۳۳۲ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد.

### نتیجه‌گیری

در پی نفوذ توده کوارتز-موزونیتی خسروآباد در مرز واحد متاندزیت‌بازالتی با واحد کربناته، سنگ‌های آهکی در اثر دگرگونی مجاورتی به مرمر تبدیل شده‌اند. در واحد آهکی نیز تحت تأثیر عملکرد سیالات ماگمایی متاسوماتیسم‌کننده، اسکارن‌زایی رخ داده است. سنگ‌های متاندزیت‌بازالتی نیز به همراه بخشی از سنگ‌های کربناته، تحت تأثیر متاسوماتیسم حاصل از نفوذ سیالات گرمایی قرار گرفته و در آن اسکارن‌زایی (برون‌اسکارن) و کانه‌زایی اتفاق افتاده است. توده کوارتز-موزونیتی که تأمین‌کننده حرارت و بخشی از سیال‌های گرمایی بوده، خود نیز دچار متاسوماتیسم شده و پهنه درون‌اسکارن منطقه را تشکیل داده است.

اسکارن‌زایی در کانسار اسکارن خسروآباد شامل پهنه‌های اسکارنی درون‌اسکارن (توده کوارتز-موزونیتی)، برون‌اسکارن و کانسنگ آهن مگنتیتی است. کالک‌سیلیکات‌های بدون آب شامل گارنت و کلینوپیروکسن هستند که در مراحل پیشرونده اسکارن تشکیل شده‌اند. طی مراحل بعدی در نتیجه عملکرد سیال‌های گرمایی، کالک‌سیلیکات‌های آبدار پسروده اسکارنی از قبیل اپیدوت و اکتینولیت (در واحد متاندزیت‌بازالتی اسکارنی شده) و کانی‌های منیزیم‌دار مربوط به مراحل تأخیری اسکارن‌زایی مانند کلریت، سرپانتین و تالک (در واحد آهک دولومیتی اسکارنی شده) تشکیل شده‌اند.

عامل تشکیل کانسار اسکارن خسروآباد در همبری توده نفوذی، دگرگونی مجاورتی و متاسوماتیسم گرمایی ناشی از آن است. در این پژوهش، دمای تشکیل پهنه‌های اسکارنی در پهنه پسروده (۳۰۱ تا

در شکل ۱۱، تشکیل پهنه‌های اسکارنی و مراحل تکامل آن در منطقه خسروآباد بر اساس Meinert (۱۹۹۲)، Burt و Einaudi (۱۹۸۲) و دماهای بدست‌آمده از دماسنجی کانی‌های اسکارنی، در یک تصویر صحرایی به صورت یک مدل کانی‌سازی ارائه شده است. فرآیند اسکارن‌زایی در اسکارن خسروآباد شامل چند مرحله است که در هر مرحله دمای تشکیل بر اساس زمین‌دماسنجی کانی‌های سیلیکاته محاسبه شده است.

مرحله اول، شامل نفوذ توده کوارتز-موزونیتی در سنگ‌های میزبان کربناتی و ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های اطراف است که اثر گرمایی ناشی از آن سبب دگرگونی و متاسوماتیسم سنگ میزبان و سرانجام تشکیل مرم‌های کلسیتی و کالک‌سیلیکات - هورنفلس شده است. دمای تشکیل پهنه درون‌اسکارن (توده کوارتز-موزونیتی) بر اساس زمین‌دماسنجی پلاژیوکلاز - فلدسپار قلیایی (دو فلدسپار) حدود ۵۰۷ تا ۸۰۵ درجه سانتی‌گراد برآورد شد. مرحله دوم شامل تشکیل پهنه برون-اسکارن در منطقه خسروآباد است که با شروع تبلور ماگما و آزاد شدن سیالات ماگمایی آغاز شده و کانی‌های فاز پیشرونده اسکارنی از جمله گارنت، کلینوپیروکسن و کانی‌های کالک‌سیلیکات آبدار تشکیل شده‌اند. زمین‌دماسنج گارنت - کلینوپیروکسن تشکیل مرحله پیشرونده در دماهای ۳۰۱ تا ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. تشکیل کالک-سیلیکات‌های اولیه اسکارنی، در مراحل اولیه متاسوماتیسم در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد شروع شده و به دنبال کاهش حرارت در محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد دگرسانی پسروده آغاز و کانی‌های اولیه به فازهای جوانتر تبدیل شده‌اند (شکل ۱۱).

از آنجا که ولاستونیت در پهنه‌های اسکارنی درون‌اسکارن و پیشرونده تشکیل نشده است، می‌توان گفت که دمای تشکیل اسکارن کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد است (Bowman, 1998a). ولاستونیت زمانی تشکیل می‌شود که دمای محیط بالا (بالتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد) باشد و یا  $XCO_2$  محیط کم باشد. این دو مرحله از اسکارن‌زایی، بیشتر به جایگیری توده نفوذی و ایجاد همبری و متاسوماتیسم تحت تأثیر سیالات ماگمایی می‌انجامد. مرحله سوم یا مرحله پسروده اسکارنی که شامل به گردش درآمدن آب‌های جوی در



دماسنجی تغییرشکل ماکل‌های کلسیت واحد مرمر (۱۷۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و اسکارنی (۱۲۷ تا ۱۴۲ درجه سانتی‌گراد) تا حدودی با نتایج حاصل از مطالعات زمین‌دماسنجی پهنه پسروده اسکارنی همخوانی دارد.

۵۶۷ درجه سانتی‌گراد) و پسروده (۲۱۶ تا ۳۳۲ درجه سانتی‌گراد) و همچنین دمای جایگزینی توده کوارتز مونزونیتی (۵۰۷ تا ۸۰۵ درجه سانتی‌گراد) خسروآباد، برپایه زمین‌دماسنجی کانی‌های سیلیکاتی بدست آمد. در این بررسی نتایج بدست آمده از بررسی‌های میکروترمومتری و



شکل ۱۱- موقعیت پهنه‌های اسکارنی پیرامون توده کوارتز - مونزونیتی همراه با کانی‌شناسی غالب در هر پهنه و دماهای بدست آمده براساس زمین‌دماسنجی کانی‌های اسکارنی و مطالعه دمای تغییرشکل ماکل کلسیت، دید تصویر به سمت شمال باختری.

Fig. 11. Location of the skarn zones around the quartz-monzonitic body with the dominant mineralogy in each zone and obtained temperatures based on the geothermometry of skarn minerals and calcite twinning deformation, view to the northwest.

## منابع

- Amiri, M., Khalaji, A. A., Tahmasbi, Z., Sahamieh, R. Z., Zamanian, H., 2016. Geothermobarometry of amphiboles in intermediate to basic rocks from the Almogholagh pluton in western Iran. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 111, 337–350.
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transaction of the Royal Society of Edinburg. Earth Sciences* 87, 125–138.
- Barnes, H.L., 1979. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2<sup>nd</sup> ed. John Wiley and Sons 798 p.
- Berman, R.G., Aranovich, L.Y., Pattison, D.R.M., 1995. Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119(1), 30–42.
- Bowman, J.R., 1998. Basic aspects and applications of phase equilibria in the analysis of metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si skarns. *Mineralized intrusion-related skarn systems*. Mineralogical Association of Canada Short Course 26, 1–49.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O., 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165(4), 723–735.
- Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural geology* 15(3–5), 351–368.
- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91(3), 235–244.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23(4), 471–485.
- Chowdhury, S., Lentz, D.R., 2011. Mineralogical and geochemical characteristics of scheelite-bearing skarns, and genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the associated granitoid pluton at Sargipali, Sundergarh District, Eastern India. *Journal of Geochemical Exploration* 108(1), 39–61.
- Clechenko, C., Valley, J.W., 2003. Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro wollastonite skarn, Adirondack Mts., New York: a record of shallow hydrothermal and processes preserved in a granulite facies terrain. *Journal Metamorphic Geology* 21, 771–784.
- De Caritat, P., Hutcheon, I.A.N., Walshe, J.L., 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals* 41(2), 219–239.
- Ebrahimi Fard, H., 2020. Mineral chemistry and geochemistry of skarn zones in the KhosrowAbad iron deposit, NE Sonqor. MSc thesis, University of Kharazmi, Tehran, Iran.
- Eshraghi, S. A., Jafarian, M.B., Eghlimi, B., 1996. Explanatory text of Sonqor. Geological Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.

- Elkins, L.T., Grove, T.L., 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist* 75(5-6), 544-559.
- Ellis, D.J., Green, D.H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71(1), 13-22.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D., Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. *Economic Geology* 75, 317-391.
- Einaudi, M.T., Burt, D.M., 1982. Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77(4), 745-754.
- Einaudi, M. T., 1982a. Description of skarn associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. In Titley, S.R., ed., *Advances in Geology of the porphyry copper Deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press 139-184.
- Einaudi, M. T., 1982b. General features and origin of skarn associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. In Titley, S. R., ed., *Advances in Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press, 185-210.
- Ernst, W.G., 1976. *Petrologic phase equilibria*. W. H. Freeman, San Francisco 333p.
- El-Sharkawy, M.F., 2000. Talc mineralization of ultramafic affinity in the Eastern Desert of Egypt. *Mineralium Deposita* 35(4), 346-363.
- Evans, M.A., Dunne, W.M., 1991. Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet, central Appalachians, USA. *Journal of Structural Geology* 13(1), 21-35.
- Fazlnia, A., Jamei, S., Jafari, A., 2014. Penetrative conditions and tectonomagmatic setting of the Takht granitic batholith, Sirjan. *Iranian Journal of Petrology* 5(17), 2228-5210.
- Fazlnia, A.N., 2017. Geochemistry and tectonomagmatic setting of the Kharaju gabbroic intrusions (South Azarshahr, East Azerbaijan province). *Iranian Journal of Petrology* 28, 127-144.
- Ferrill, D.A., 1991. Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. *Journal of Structural Geology* 13(6), 667-675.
- Ferry, J.M., 1994. Role of fluid flow in the contact metamorphism of siliceous dolomitic limestones. *American Mineralogist* 79(7-8), 719-736.
- Fuhrman, M.L., Lindsley, D.H., 1988. Ternary feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist* 73, 201-215.
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi B., 2020. Geothermometry of Dardvay anomaly skarn zones (Sangan mining area). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 28(1), 125-140 (in Persian).
- Ganguly, J., 1979. Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43(7), 1021-1029.
- Ganguly, J., Cheng, W., Tirone, M., 1996. Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126(1-2), 137-151.
- Gerya, T. V., Perchuk, L. L., Triboulet, C., Audren, C., Sez'Ko, A. I., 1997. Petrology of the Tumanshet zonal metamorphic complex, eastern Sayan. *Petrology* 5(6), 503-533.
- Ghorbani, M., 2007. *Economic Geology of Mineral Deposits and Natural Resources of Iran*, 1st edition, Arian Zamin Publishers, p. 492.
- Ghorbani, H., Moazzen, M., Saki, A., 2016. Investigations on mineral chemistry and PT estimation for formation of diopside, garnet and coexisting minerals in the calc-silicate hornfels from the Alvand metamorphic aureole, Hamadan, West of Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 26 (101), 139-146.
- Groshong Jr, R.H., Pfiffner, O.A., Pringle, L. R., 1984. Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. *Journal of Structural Geology* 6(1-2), 5-18.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., Hitzman, M.W., 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology* 105, 641-654.
- Gustafson, W.I., 1974. The stability of andradite, hedenbergite, and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H. *Journal of Petrology* 15, 455-496.
- Harris, N.B., Einaudi, M.T., 1982. Skarn deposits in the Yerington District, Nevada; metasomatic skarn evolution near Ludwig. *Economic Geology* 77(4), 877-898.

- Heimann, A., Spry, P.G., Teale, G.S., Conor, C.H.H., Leyh, W.R., 2009. Geochemistry of garnet-rich rocks in the Southern Curnamona province, Australia and their genetic relationship to Broken Hill-type PbZn-Ag mineralization geology. *Economic Geology* 104, 687–712.
- Helgeson, H.C., 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Sciences* 267(7), 729–804.
- Helmy, H.M., Ahmed, A.F., El Mahallawi, M.M., Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences* 38(3), 255–268.
- Hillier, S.T., Velde, B., 1991. Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clay Minerals* 26(2), 149–168.
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., Vieillard, P., 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays and Clay Minerals* 57(3), 371–382.
- Karimpour, M.H., Khin, Z., 2000. Geochemistry and physicochemical condition of Qaleh-Zari Cu AgAu ore bearing solution based on chlorite composition. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 8(1), 3–22.
- Kwak, T.A., 1994. Hydrothermal alteration in carbonate-replacement deposits. *Geol. Assoc. Canada, Short Course Notes* 11, 381–402.
- Kranidiotis, P., MacLean, W.H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82(7), 1898–1911.
- Krogh, R., 2000. The garnet–clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>–Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology* 18(2), 211–219.
- Lanari, P., Rolland, Y., Schwartz, S., Vidal, O., Guillot, S., Tricart, P., Dumont, T., 2014. P–T–t estimation of deformation in low-grade quartz-feldspar-bearing rocks using thermodynamic modelling and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating techniques: example of the Plan-de-Phasy shear zone unit (Briançonnais Zone, Western Alps). *Terra Nova* 26(2), 130–138.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals Names. *American Mineralogist* 82, 1019–1037.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N. and Whittaker, E.J.W., 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89, 883–887.
- Liou, J.G., 1974. Stability relations of andradite-quartz in the system CaFe-Si-O-H. *American Mineralogist* 59, 1016–1025.
- Li, W.Y., Teng, F.Z., Xiao, Y., Gu, H.O., Zha, X.P., Huang, J., 2016. Empirical calibration of the clinopyroxene–garnet magnesium isotope geothermometer and implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 171(7), 61.
- Masotta M., Mollo S., Freda C., Gaeta M., Moore G., 2013. Clinopyroxene–liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 1545–1561.
- Meinert, L. D., 1992. Skarn and skarn deposits. *Geosciences of Canada* 19(4), 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 JFH (ed) *Magmas, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 23, 400–418.
- Motevalli, K., 2005. Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Khosrowabad and Tekye Bala Iron Deposits in Northeastern Sonqor. MSc thesis, University of Tarbiat Modarres, Tehran, Iran.
- Motavalli, K., Ghaderi, M., Rashid Nejad, N., 2006. Mineralogy, Structure and texture and genesis of Khosrow Abad iron deposit Northeastern of Kermanshah. *Journal of Earth Sciences* 60(15), 10 p.
- Mohajjel, M., 1997. Structure and tectonic evolution of Paleozoic - mesozoic rocks, Sanandaj - Sirjan Zone (Western Iran). Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia (Unpublished).
- Nakamura, D., 2009. A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set. *Journal of Metamorphic Geology* 27(7), 495–508.

- Nakamura, D., Svojtka, M., Naemura, K., Hirajima, T., 2004. Very high-pressure (> 4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nové Dvory, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology* 22(6), 593–603.
- Nakamura, D., Hirajima, T., 2005. Experimental evaluation of garnet–clinopyroxene geothermometry as applied to eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150(6), 581–588.
- Nekvasil, H., 1992. Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas. *American Mineralogist* 77, 592–604.
- Oyman, T., 2010. Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe–Cu skarn deposit in Ayvalik, (Balıkesir), Turkey. *Ore Geology Reviews* 37(3–4), 175–201.
- Pattison, D.R.M., Newton, R.C., 1989. Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101(1), 87–103.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg 371p.
- Perkins, E. H., Brown, T.H., Berman, R.G., 1986. PT-system, TX-system, PX-system: Three programs which calculate pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computers and Geosciences* 12(6), 749–755.
- Pichab Kansar Consulting Engineers, 2017. Final report of the detailed exploration operation project in Khosrowabad Sonqor Iron Deposit 129 p.
- Pollard, P.J., 2001. Sodic (–calcic) alteration in Fe-oxide–Cu–Au districts: an origin via unmixing of magmatic H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl±CaCl<sub>2</sub>–KCl fluids. *Mineralium Deposita* 36(1), 93–100.
- Pollard, P.J., 2006. An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper–gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita* 41, 179–187.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology* 3(3), 231–243.
- Putirka, K.D., Perfit, M., Ryerson, F.J., Jackson, M.G., 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology* 241, 177–206.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 61–120.
- Putirka, K.D., 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist* 101(4), 841–858.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, 877–895.
- Samadi, S., Rasa, I., Maanijou, M., 2014. Application of electron microprobe datas in determining Khosrow Abad iron deposit type, Sonqor. *Iranian Journal of Researches in Earth Sciences* 5(18), 63–74.
- Saxena, S.K., 1979. Garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70(3), 229–235.
- Sweeney, M.L., 1980. Geochemistry of garnets from the North Ore shoots, Bingham district, Utah. Unpublished MSc Thesis, University of Utah, 154 pp.
- Scott, S.D., Barnes, H.L., 1971. Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Economic Geology* 66(4), 653–669.
- Schulz, B., Triboulet, C., Audren, C., 1995. Microstructures and mineral chemistry in amphibolites from the Western Tauern Window (Eastern Alps), and PT deformation paths of the Alpine greenschist-amphibolite facies metamorphism. *Mineralogical Magazine* 59(397), 641–659.
- Shin, D., Lee, I., 2003. Carbonate-hosted talc deposits in the contact aureole of an igneous intrusion (Hwanggangri mineralized zone, South Korea): geochemistry, phase relationships, and stable isotope studies. *Ore Geology Reviews* 22(1–2), 17–39.
- Sillitoe, R.H., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita* 38(7), 787–812.
- Smirnov, V.I., 1976. Skarn deposits, in geology of mineral deposits. MIR publication, Moscow, 156–188.
- Štípská, P., Powell, R., 2005. Constraining the P–T path of a MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet-clinopyroxene thermometry: an example from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology* 23(8), 725–743.
- Stocklin, J., Nabavi, M. H., 1973. Tectonic map of Iran, Geological Survey of Iran.



- Sugawara, T., 2000. Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid. *Journal of Geophysical Research* 105, 8457–8472.
- Taylor, B.E., Liou, J.G., 1978. The low-temperature stability of andradite in COH fluids. *American Mineralogist* 63(3–4), 378–393.
- Thompson, A.J.B., Thompson, J.F.H., 1996. *Atlas of alteration: A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*, Alpine Press Limited, Vancouver, British Columbia, 119 p.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 1992. *Structural geology*. Freeman and Company, New York, 532p.
- Ulmer, P., Trommsdorff, V., 1999. Phase relations of hydrous mantle subducting to 300 km. Pp. 259–281 in: *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd* (Y. Fei, C.M. Bertka and B.O. Mysen, editors). Special Publication 6, the Geochemical Society, Missouri, USA.
- Wang, X., Zeng, Z., Chen, J., 2009. Serpentinization of peridotites from the southern Mariana forearc. *Progress in Natural Science* 19(10), 1287–1295.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95(1), 185–187.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontbote, L., DeHaller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S., Marschik, R., 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin. *Economic Geology* 100, 371–405.
- Xie, X., Byerly, G.R., Ferrell Jr, R.E., 1997. Iib trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126(3), 275–291.
- Yassaghi, A., Nemati, M., Kamali, M. R., 2010. Application of quartz and calcite microstructures and fluid inclusions on estimation of deformation condition and origin of the Zagros orogeny thrust sheets in the Bakhtyari area. *Iranian Society of Crystalligraphy and Mineralogy* 18(2), 181–194.
- Zamanian, H., Sameti, M., Pazoki, A., Barani, N., Ahmadnejad, F., 2017. Thermobarometry in the Sarvian Fe-skarn deposit (Central Iran) based on garnet–pyroxene chemistry and fluid inclusion studies. *Arabian Journal of Geosciences* 10(3), 54–71.
- Zanganeh Ghasemabadi, M., Boomeri, M., Biabangard, H., 2017. Investigation of skarn formation using petrographic, mineral chemistry and fluid inclusion data, south west of Khaf, (southeast of Razavi Khorasan Province). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 25 (1), 35–48.
- Zang, W., Fyfe, W.S., 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita* 30(1), 30–38.
- Zenk, M., Schulz, B., 2004. Zoned Ca-amphiboles and related PT evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland. *Mineralogical Magazine* 68(5), 769–786.
- Zhang, H.F., Zhu, R.X., Santosh, M., Ying, J.F., Su, B.X., Hu, Y., 2013. Episodic widespread magma underplating beneath the North China Craton in the Phanerozoic: implications for craton destruction. *Gondwana Research* 23, 95–107.



©2022 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.