

Original Research Paper

Stable isotope (S-H-O) studies on Astamal deposit: Indication to mineralized fluid resources, NW Iran

Shohreh Hassanpour^{1*} and Susan Ebrahimi²¹ Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran² Department of Mineral Exploration, Faculty of Mining Engineering, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 December 10

Accepted: 2023 May 07

Available online: 2023 September 23

Keywords:

Skarn

Metasomatic alteration

Isotope of sulfur

Oxygen and hydrogen

Astmal

ABSTRACT

Astmal deposit is located in the northwest of Iran and is structurally located in the Arasbaran Magmatic zone. Skarn mineralization related to the Eocene-Oligocene granodiorite rocks which have been permeated to the Upper Cretaceous rocks. Mineralization has formed in the exoskarn zone, and the metasomatic process has started immediately after the penetration of the granodiorite into the limestone. Significant amounts of Si, Mg, and Fe elements lead to the development of anhydrous calc-silicate minerals with medium to coarse grains, and also significant amounts of Cu, Fe elements along with volatile substances such as CO₂, H₂S are added to the skarn system. As a result, hydrated calcsilicates (epidote, tremolite, and actinolite), sulfides (pyrite and chalcopyrite), oxides (magnetite and hematite) and carbonates (calcite) have been replaced anhydrous calcsilicates. The results of δ³⁴S isotope analysis on pyrite and chalcopyrite ores are in the range of -1.8 to +6.1 ‰, which indicates the magmatic source of sulfide. Also, the results of δ¹⁸O and δD isotope data on magnetite, sericite and epidote minerals, which are in the range of -56 to -73 ‰ for hydrogen and -0.5 to +6.8 ‰ for oxygen, indicate a mixture of magmatic fluids associated to the small amounts of meteoric fluids.

1. Introduction

The Astmal sulfide-bearing calcic skarn located to the northern part of Siahroud sheet, and NW Iran, is formed into impure limestones. The present contribution focuses principally on skarn fluid sources with studying on stable isotopes in metasomatic alteration and mineralization during prograde and retrograde stages of skarn forming processes. Several studies have examined the deposit in the past decade, and


most authors believed Astmal is a typical skarn-type deposit based on geo-chronological, isotopic, and mineralogical studies that mainly focused on the Arasbaran magmatic belt. Alteration took place in three progressive, intermediate and regressive stages, and magnetite entered the skarn complex at the end of the first stage and copper sulfide in the middle stage. The prograde-stage skarn, consisting dominantly of

* Corresponding author: Shohreh Hassanpour; E-mail: hassanpour@pnu.ac.ir

Citation:

Hassanpour, Sh., and Ebrahimi, S., 2023. Stable Isotope (S-H-O) studies on Astamal Deposit: Indication to Mineralized Fluid Resources, NW Iran. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(3), 129, 201-218. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.375717.2041>

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2023 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2023.375717.2041

 dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.3.9.0



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

garnet, pyroxene, is associated in time and space with the granitic intrusive rocks. The petrography, major, and trace element compositions have been contributed in this research. However, due to a lack of systematic stable isotope studies, it is actually rarely known in regarding to the origin and evolution of ore-forming fluids. The main focus of the paper is placed on the source and evolution of the fluids in the Astmal Cu skarn deposit. This is obtained through newly acquired oxygen, hydrogen and sulfur isotope analyses of quartz, garnet, epidote, chlorite, and sulfur isotopes on sulfide minerals.

2. Research Methodology

Field work included geological studies, delineating approximately the skarn and marble contact, and sampling along exoskarn zone from the Qaradagh granitoid rock to the Cretaceous Limestones. Nine oxygen, hydrogen and sulfur bearing samples (Magnetite, epidote, sericite, and pyrite and chalcopyrite minerals) have been selected and sent for Queen University laboratory for stable isotope analyses. Five samples are studied for fluid inclusion in Karaj Laboratory.

3. Results

In order to determine of the sulfur source in the Astmal area, 5 sulphide minerals including 3 chalcopyrite and 2 pyrite related to the middle stage were collected and analyzed. The results of sulfur isotope analysis of pyrite are in the range of -1.8 to +1.6 ‰ and for chalcopyrite mineral in the range of +0.6 to +4.4 ‰. Considering the values of $\delta^{34}\text{S}$ in ores are not completely in equilibrium with the fluid, the analysis values of sulfur in each sample have been calculated in the condition of equilibrium with the constituent fluid. Since these minerals are formed in the middle stage of skarn and the thermal range in this stage is 400 to 500 °C; therefore, liquid sulfur values were calculated in this range. The values of $\Delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ of chalcopyrite mineral for temperatures of 400 to 500 °C are between 0.5 to 4.3 ‰ and for pyrite mineral in the range of 5.4 to 2.7 ‰. (Li and Liu, 2006; Ohmoto and Rye, 1971). The $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides derived from mantle vary in the range of -7 to +7 ‰ (Ohmoto, 1986; Hoefs, 2005), considering that the $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite and chalcopyrite in the Astmal samples range from -1.8 to +1.6 ‰. On the basis of the isotopic results, the origin of sulfur can be attributed to the magmatic origin.

Four samples of oxygen isotope analysis were performed

on magnetite, sericite and epidote minerals. The results of these analyzes are reported based on the average ocean water standard. The values of oxygen $\delta^{18}\text{O}$ for magnetite mineral is -0.5‰, epidote is +1.5‰, and for sericite mineral is +3.4 and +6.8 ‰. The $\delta^{18}\text{O}$ values of oxygen derived from the mantle vary from -4 to +14 ‰ (Ohmoto, 1986; Hoefs, 2005), since the $\delta^{18}\text{O}$ values of magnetite, epidote and sericite Astmal range occur from -0.5 to +6.8 ‰, the origin of oxygen can be attributed to the magmatic origin. The values of oxygen analysis in each sample are calculated in the condition of equilibrium with the forming fluid, and because these minerals are formed in the middle and receding stage of skarn, the calculated temperature for magnetite is 400 and for epidote is 300 °C. The values of $\Delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ for the mineral epidote are 4.3 ‰ and magnetite 7.7‰. These values were calculated according to the $\delta^{18}\text{O}$ isotopic separation factor of Zheng, 1993 and Cole et al., 2004. The results of δD analysis for epidote and sericite minerals are in the range of -56 to -73 ‰.

4. Discussion

Field observations and mineralogical studies, the structure and texture of minerals show that Astmal mineralization was formed by the injection of Oligocene granodiorite intrusive into the Upper Cretaceous volcanic-sedimentary rocks. These intrusive rocks are type I and ACG granodiorites and belong to active continental margins (Baghban-Asgharinejad, 2012). Simultaneously with the placement of this mass, a large volume of solution entered the host rock and caused metasomatism, alteration and mineralization of skarn-calcic type. Alteration took place in three progressive, intermediate and regressive stages, and magnetite entered the skarn complex at the end of the first stage and copper sulfide in the middle stage. With the beginning of the emplacement of the intrusive mass at a temperature of about 600 °C, the progressive metasomatic alteration began and significant amounts of Fe, Mg and Si elements entered the system and the exoskarn zone was formed. The formation of wollastonite and cordierite minerals in marble and hornfels indicates a temperature of about 550 °C for the progressive metasomatic stage. In the middle stage, when the temperature is around 450 °C, elements of iron, copper, sulfur, etc. enter the system along with volatile substances and form epidote, tremolite-actinolite, magnetite, pyrite and chalcopyrite minerals. Sulfur (pyrite and chalcopyrite) and oxygen (magnetite and epidote) isotope

studies at this stage show that the mineral-forming fluid is derived from magma. Astamal isotopic values indicating a magmatic origin are similar to known deposits in the world (e.g., Meinert et al., 2005; Frikken and Cooke, 2005; Cooke et al., 2011).

5. Conclusion

As observed minerals of the progressive stage and epidote mineral in the middle stage of Astamal mineralization,

the oxygen isotope values are similar to the skarns of different regions in the world. High amounts of oxygen isotope in the middle stage in epidote can be caused by digestion of crustal rocks by magma. The amounts of hydrogen isotopes are limited and are related to hydrous minerals of the middle and retrograde stage in the Astamal skarn, so the analysis of minerals is limited to epidote and sericite and they show changes of -56 to -73 ‰, which mainly indicate the origin of magmatic fluids.

مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار (S-H-O) جهت تعیین منشا سیالات کانی‌ساز، در کانسار آستمال، شمال‌باختر ایران

شهره حسن‌پور^{۱*} و سوسن ابراهیمی^۲^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران^۲ گروه اکتشاف معدن، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده

کانسار آستمال در شمال‌باختر ایران واقع شده و از لحاظ ساختاری در زون ماگمایی ارسباران قرار دارد. کانی‌سازی در این اسکارن، در اثر نفوذ توده گرانودیوریتی ائوسن-الیگوسن به داخل سنگ‌های کربناتی کرتاسه بالایی رخ داده است. کانی‌سازی در پهنه برون اسکارن قابل مشاهده است و فرایند متاسوماتیک، پس از نفوذ توده گرانودیوریتی و دگرگون شدن آن، به درون سنگ آهک‌ها آغاز شده است. مقادیر قابل توجهی از عناصر Si, Mg, Fe منجر به توسعه کانی‌های کالک سیلیکاته بی‌آب با ابعاد متوسط تا درشت‌دانه شده و همچنین مقادیر قابل توجهی از عنصر Fe و Cu همراه با مواد فرار مانند CO₂ و H₂S به سیستم اسکارنی اضافه شده است. در نتیجه این فرایند، کالک‌سیلیکات‌های آبدار (اپیدوت، ترمولیت، اکتینولیت)، سولفیدها (پیریت و کالکوپیریت)، اکسیدها (مگنتیت، هماتیت) و کربنات‌ها (کلسیت) جایگزین کالک‌سیلیکات‌های بدون آب شده‌اند. نتایج داده‌های ایزوتوپ گوگرد ($\delta^{34}\text{S}$) بر روی کانه‌های پیریت و کالکوپیریت در دامنه ۱/۸ - تا ۶/۱ + پرمیل قرار گرفته است که نشان‌دهنده منبع ماگمایی برای سولفید موجود در سیال است. نتایج داده‌های ایزوتوپ‌های $\delta^{18}\text{O}$ و δD بر روی کانی‌های مگنتیت، سریسیت و اپیدوت از ۵۶ - تا ۷۳ - پرمیل برای هیدروژن و ۰/۵ - تا ۶/۸ + پرمیل برای اکسیژن متغیر است که گویای آمیختگی سیالات ماگمایی با مقادیر ناچیزی از سیالات جوی است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۹/۱۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۲/۱۷

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

اسکارن

دگرسانی متاسوماتیک

ایزوتوپ گوگرد

اکسیژن و هیدروژن

آستمال

۱- پیش‌نوشتار

مس همراه با مقادیر بالایی از آهن و مقادیر کمی سرب و روی است که توسط معدنچیان کهن شناسایی و مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. در دو دهه گذشته، مطالعات زمین‌شناسی بسیار خوبی توسط شرکت ملی صنایع مس ایران و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در شمال‌باختر ایران انجام گرفته است که منجر به کشف ذخایر اسکارنی در مناطق اطراف شیور و قره‌داغ، از جمله مزرعه، انجرد، پهناور و آستمال شده است (شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۶). اغلب مطالعات انجام شده بر روی ذخایر اسکارن شمال‌باختر بر روی کانی‌شناسی، دگرسانی‌های متاسوماتیک و مطالعات بر روی بافت و منطقه‌بندی زون‌های معدنی متمرکز شده‌اند (حسین‌زاده، ۱۳۷۸؛ سیه‌چشم، ۱۳۸۱؛ Hassanpour, 2013؛ Hassanpour and Rajabpour, 2019؛ مختاری، ۱۳۹۰؛ باغبان‌اصغری‌نژاد، ۱۳۹۱). در این پژوهش افزون بر مطالعات زمین‌شناسی و کانی‌شناسی که بر روی ذخیره اسکارن آستمال صورت گرفت، برای اولین بار مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار $\delta^{18}\text{O}$ ، $\delta^2\text{D}$

ذخایر اسکارن حاوی منابع مهم W، Mo، Fe، Cu و ... است که مرتبط با نفوذ توده‌های پلوتونیک به درون سنگ‌های کربناتی است و در بیشتر موارد با نواحی فرورانش (حواشی قاره‌ای و اقیانوس به اقیانوس) مرتبط است. بیشتر ذخایر اسکارن ارتباط مکانی نزدیکی با جایگیری توده‌های نفوذی در داخل سنگ‌های کربناتی دارند (Meinert et al., 2005)، بنابراین مطالعات کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ میزبان همراه با مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار بر روی کانی‌های سولفیدی و کانی‌های حاوی اکسیژن و هیدروژن (اپیدوت، سریسیت و آلونیت) که مرتبط با ماده معدنی هستند، می‌تواند اطلاعات مهمی از ویژگی‌های سیالات سازنده کانسار ارائه دهد. کانسار مس آستمال بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اهر و ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه‌رود است که در شمال‌باختر شهرستان اهر و استان آذربایجان شرقی قرار گرفته است و از نظر زمین‌شناسی در پهنه ماگمایی البرز-آذربایجان قرار دارد (شکل ۱). شواهد فعالیت‌های معدنکاری کهن در منطقه آستمال، حاکی از وجود کانی‌سازی

* نویسنده مسئول: شهره حسن‌پور؛ E-mail: hassanpour@pnu.ac.ir

ماخذنگاری:

حسن‌پور، ش. و ابراهیمی، س. ۱۴۰۲، مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار (S-H-O) جهت تعیین منشا سیالات کانی‌ساز، در اسکارن آستمال، شمال‌باختر ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳ (۳)، ۱۲۹، ۲۰۱-۲۱۸. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.375717.2041>

doi: 10.22071/gsj.2023.375717.2041

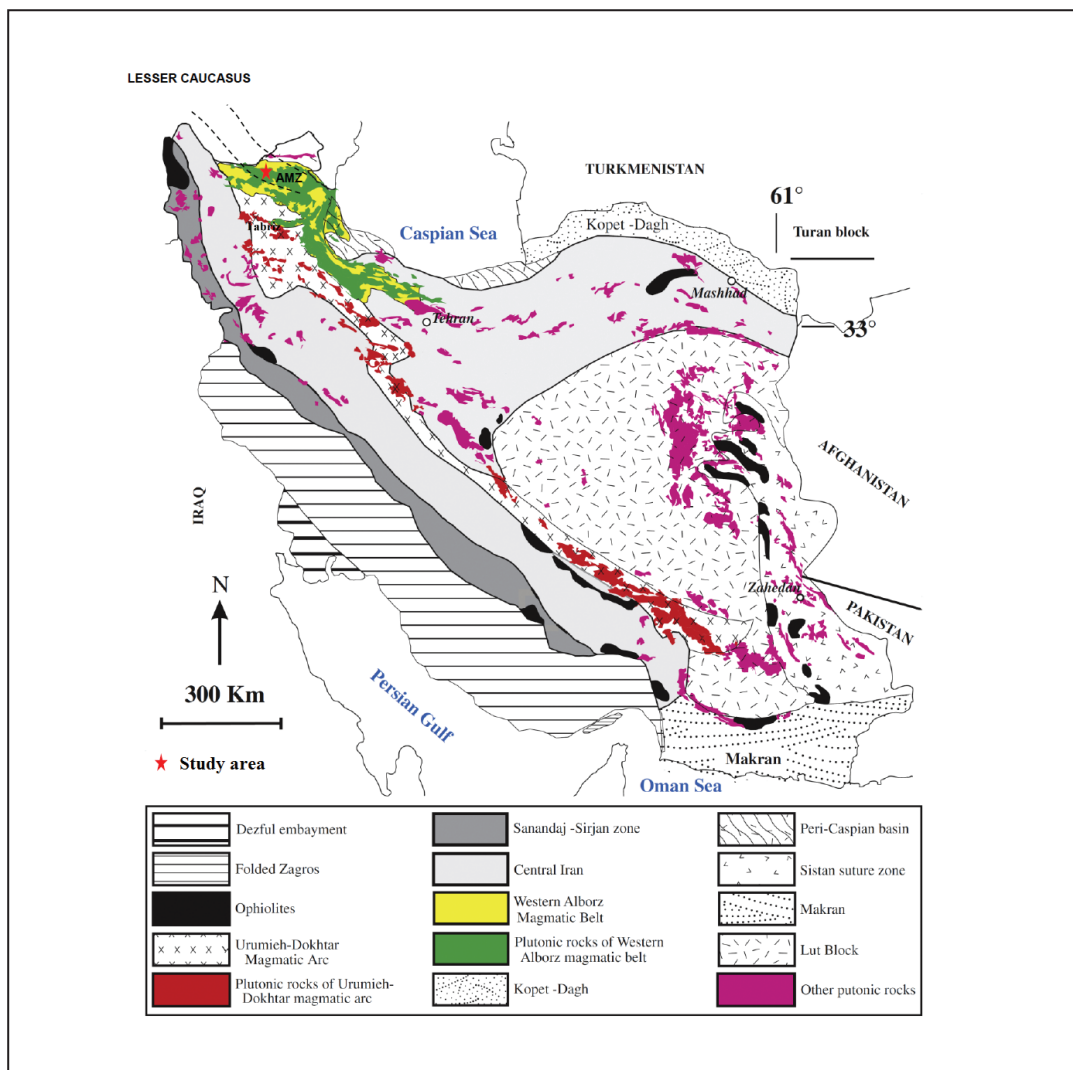
doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.3.9.0

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

به درک و شناخت بهتر فعالیت ماگماتیسم سنوزویک در شمال‌باختر ایران کمک شایانی بنماید.

$\delta^{34}\text{S}$ مورد بحث و بررسی قرار گرفت. نتیجه این پژوهش در تعیین ماهیت سیالات تشکیل‌دهنده ماگمای مولد کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه، موثر بوده و می‌تواند



شکل ۱- نقشه ساختاری ایران (نباوی، ۱۳۵۵) و موقعیت قرارگیری کانسار اسکارن آستمال.

Figure 1. Structural geological map of Iran (Nabavi, 1976) and the Astamal location on it.

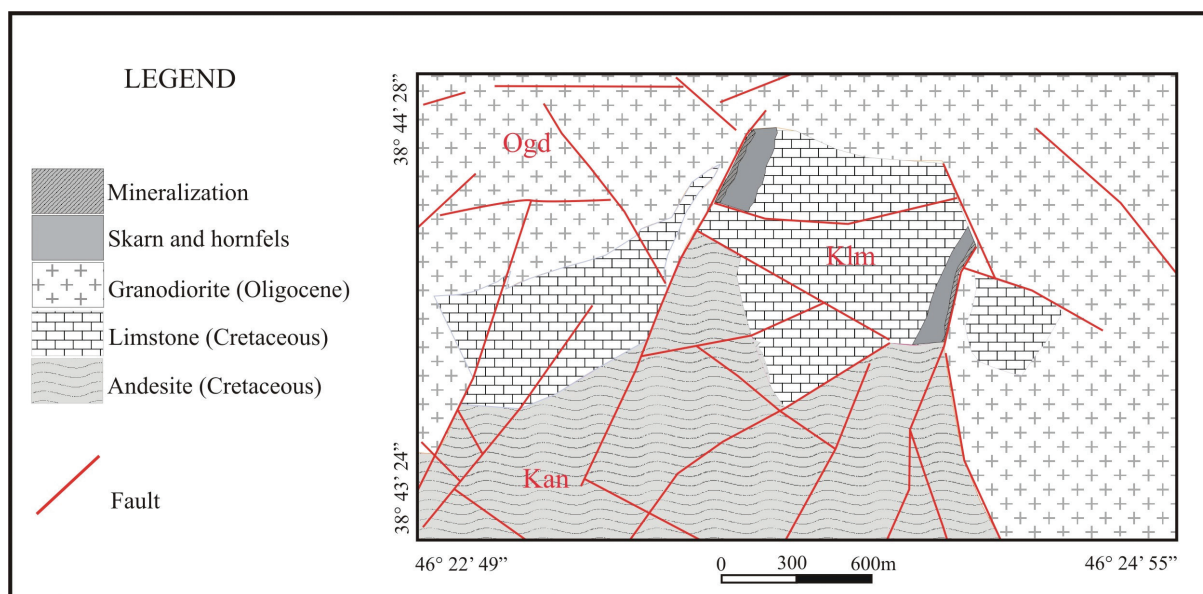
۲- جایگاه زمین‌ساختی کانی‌سازی آستمال

است (باغبان‌اصغری‌نژاد، ۱۳۹۱). باتولیت قره‌داغ با ترکیب گرانودیوریتی به داخل مجموعه آتشفشانی- رسوبی نفوذ کرده و نواحی وسیعی از سنگ‌های کرتاسه بالایی را متحمل دگرگونی مجاورتی و دگرسانی کرده است. آستمال یکی از چند کانسار اسکارنی در منطقه است که در اثر نفوذ این توده گرانیتیویدی تشکیل شده است (باغبان‌اصغری‌نژاد، ۱۳۹۱؛ حسن‌پور، ۱۳۸۹) (شکل ۲). با توجه به شواهد صحرایی و بررسی رخنمون‌های سطحی، پهنه درون اسکارن در نواحی سطحی منطقه دیده نشده است (نبود کانی‌های شاخص اسکارن مانند پیروکسن، گارنت و ... در توده نفوذی). بنابراین بررسی کانی‌سازی مزبور فقط در پهنه برون‌اسکارن این کانسار صورت گرفته است. تراکم گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در منطقه زیاد است و به نظر می‌رسد مجرای عبور خوبی برای سیالات کانی‌ساز بوده‌اند (شکل ۲). پهنه برون‌اسکارن حاوی کانی‌های کالک سیلیکاته غیرآب‌دار (گارنت و پیروکسن‌ها) و آب‌دار (اکتینولیت، ترمولیت و اپیدوت) و کانی‌های کوارتز، سولفیدها و کربنات‌ها

بیشتر ذخایر اسکارنی مس همراه با توده‌های نفوذی پورفیری و کالک‌آلکانل نوع I یافت می‌شوند، که در محل تماس آنها با واحدهای کربناتی تشکیل شده‌اند (Einaudi et al., 1981). در منطقه آستمال، توده نفوذی گرانودیوریت متعلق به اتوسن- الیگوسن، به درون واحدهای آتشفشانی و رسوبی کرتاسه بالایی نفوذ کرده و کانی‌سازی اسکارنی مس را ایجاد کرده است. این توده نفوذی از نوع گرانودیوریت‌های نوع I و ACG بوده و متعلق به حواشی فعال قاره‌ای است (باغبان‌اصغری‌نژاد، ۱۳۹۱). در نقشه زمین‌شناسی اهر واحدهای آتشفشانی- رسوبی کرتاسه با روند خاوری- باختری به شکل طولی گسترش دارند و در نواحی که مورد نفوذ توده‌های ماگمایی قرار گرفته‌اند، مستعد تشکیل کانی‌سازی‌های اسکارن هستند. واحد کرتاسه عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده است ولی در اواخر کرتاسه، سنگ‌های رسوبی شامل فلیش، ماسه‌سنگ، شیل، مارن و کنگلومرا نیز تشکیل شده که توسط لایه ستر کربناتی پوشیده شده

داده شده است. دگرسانی‌ها و کانه‌زایی در این منطقه، عمدتاً در مناطقی که تراکم شکستگی‌ها در سنگ‌های کربناته بالا بوده توسعه یافته‌اند.

هستند که عمدتاً در طول دوره‌های فعالیت توده نفوذی در این کانسار تشکیل شده‌اند. دو نوع دگرسانی پیش‌رونده و پس‌رونده در کانی‌سازی آستمال تشخیص



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه آستمال (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ آستمال، شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۶).

Figure 2. Geological map of the Astamal area in scale 1:20000 (modified after NICICO, 2007)

۴- بحث

۴-۱- سنگ‌نگاری منطقه آستمال

واحد آتشفشانی کراتاسه بالایی (Kan): این واحد از گدازه‌های آتشفشانی کراتاسه بالایی با ترکیب غالب آندزیتی و در برخی بخش‌ها با ترکیب داسیتی تشکیل شده است که به دلیل نفوذ توده باتولیت قره‌داغ متحمل دگرسانی پروپلیتیک، آرژیلیک و سیلیسی شده است. این واحد در بخش جنوب محدود شده مورد مطالعه گسترش یافته و دارای ریخت‌شناسی ملایمی است. مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد، بافت سنگ پورفیری و مگاپورفیری بوده و از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده است. غالب فنوکریست‌های سنگ را پلاژیوکلاز با ابعاد تا ۲ میلی‌متر تشکیل داده است که تحت‌تأثیر دگرسانی‌های منطقه قرار گرفته و به رس، سرسیست، کلسیت و کلریت تجزیه شده است. هورنبلند نیز به صورت درشت‌بلورهای سبز رنگ دیده می‌شود که بر اثر دگرسانی به کلریت و اپیدوت تجزیه شده است. کانی‌های فرومنیزین با فراوانی کمتر با رنگ قهوه‌ای که به کلریت و اپیدوت تجزیه شده است (شکل ۳-۳).

واحد کربنات کراتاسه بالایی (Klm): واحد آتشفشانی موجود در منطقه، توسط رسوبات کراتاسه بالایی پوشیده شده است. این واحد رسوبی ترکیبی از ماسه‌سنگ، شیل، مارن، کنگلومرا و سنگ‌آهک است که در مجاورت توده نفوذی قره‌داغ متحمل دگرگونی مجاورتی شده است. در نتیجه این فرایندها، هورنفلس، مرمر و کانی‌سازی اسکارن در واحد آهکی به وجود آمده است که میزان اصلی کانی‌سازی مس در منطقه آستمال است.

واحد کربناتی با امتداد خاوری-باختری در بخش میانی منطقه مورد مطالعه گسترش یافته است و اغلب به رنگ سفید و خاکستری است. لایه‌های رسی به صورت لایه‌های نازک تا متوسط در بین آهک‌ها قرار گرفته‌اند. در مطالعات میکروسکوپی، این سنگ‌ها بافت میکریتی نشان داده و عمدتاً از میکریت کربناتی تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۳). این واحد، در محل تماس با توده نفوذی، به شدت تبلور دوباره یافته و به مرمر تبدیل شده است.

۳- روش پژوهش

در این نوشتار، مطالعات صحرایی و پیمایش‌های زمین‌شناسی سیستماتیک بر روی توده نفوذی گرانودیوریتی و سنگ‌های کربناتی مرمری شده و مناطق کانی‌سازی واقع در بین آنها انجام گرفت. به منظور مطالعات کانی‌شناسی و دگرسانی‌های متاسوماتیک، بیش از ۴۰ نمونه مقطع نازک و صیقلی تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان نور عبوری و انعکاسی مدل الیمپوس مطالعه شد. جهت تعیین ماهیت سیال تشکیل دهنده ماگمای مولد کانی‌سازی، ۱۰ نمونه جهت آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار O, H, S آنالیز شد. این نمونه‌ها پس از خرد شدن در اندازه ۲۰ مش، شستشو و خشک شدن؛ در زیر بینه‌کولر کانی‌های موردنظر، جداسازی (توسط تعدادی از کارشناسان در سازمان زمین‌شناسی کشور) و به آزمایشگاه کوئینز کانادا برای انجام مطالعات ایزوتوپی اکسیژن، هیدروژن و گوگرد ارسال شد.

تعداد ۵ مقطع دوبر صیقل نیز جهت مطالعه میانبارهای سیال، به مرکز تحقیقات و فرآوری کرج (وابسته به سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران)، ارسال شد. ابتدا مطالعات میکروسکوپی سیالات در گیر بر روی نمونه‌های دوبر صیقل صورت پذیرفت. اندازه‌گیری متغیرهای دمایی در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به کمک استیج (Stage: THMS600) گرم‌کننده و منجمدکننده با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ Zeiss نصب است صورت گرفت، دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. همچنین این دستگاه مجهز به دو کنترل گر، گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP)، مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (جهت خنک کردن دستگاه در دمای بالا) است.

جهت کالیبراسیون دستگاه از استانداردهای زیر استفاده شد:

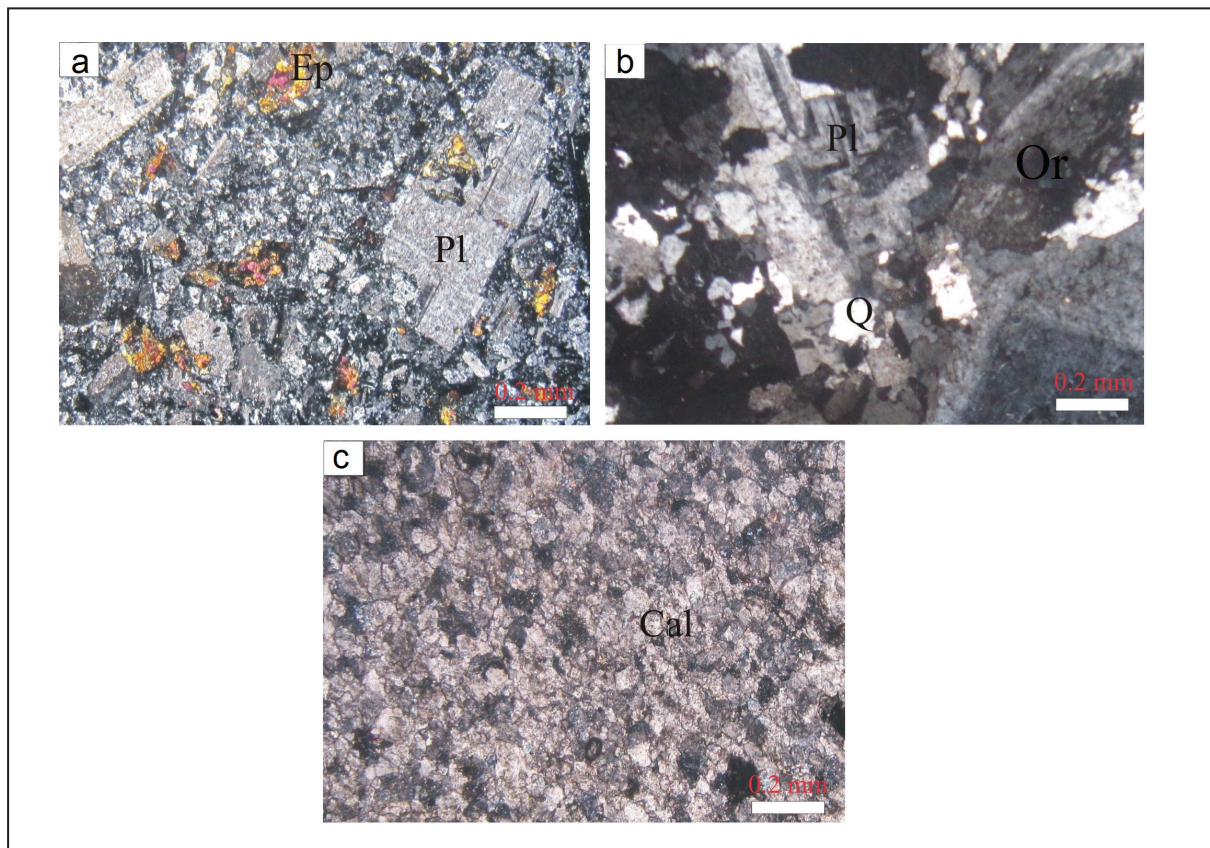
کالیبراسیون دستگاه با تلورانس: Heating: ± 0.6 , Freezing: ± 0.2

Heating: Sodium nitrate, melting point: $+308^{\circ}\text{C}$

Freezing: n-Hexane, melting point: -94.3°C

شکل دار تا نیمه‌شکل دار با ماکل پلی سنتتیک است که در متن سنگ دیده می‌شود و در مواردی بر اثر دگرسانی به سریست تجزیه شده است. آلکالی فلدسپارها از نوع ارتوز بوده که به سریست تجزیه شده‌اند. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد در متن سنگ دیده می‌شود (شکل ۳- C). هورنبلند با رنگ سبز کانی چیره تیره سنگ است که در مواردی به کلریت و اپیدوت تجزیه شده است. بیوتیت با فراوانی کمتر و با رنگ قهوه‌ای در متن سنگ دیده می‌شود که گاه به کلریت تجزیه شده است.

توده گرانودیوریتی الیگوسن (Ogd): بیشترین گسترش توده گرانودیوریتی اتوسن- الیگوسن در بخش‌های شمالی و خاوری منطقه دیده می‌شود. این توده که بخش قابل توجهی از توده باتولیت قره‌داغ است، عامل اصلی کانی‌سازی است و همچنین چندین مرحله دگرسانی گرمایی فراگیر در این کانسار نیز توسط این توده ایجاد شده است. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد، ترکیب این توده گرانودیوریت با بافت گرانولار بوده و از کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول تشکیل شده است. پلاژیوکلاز، کانی اصلی سنگ به صورت بلورهای



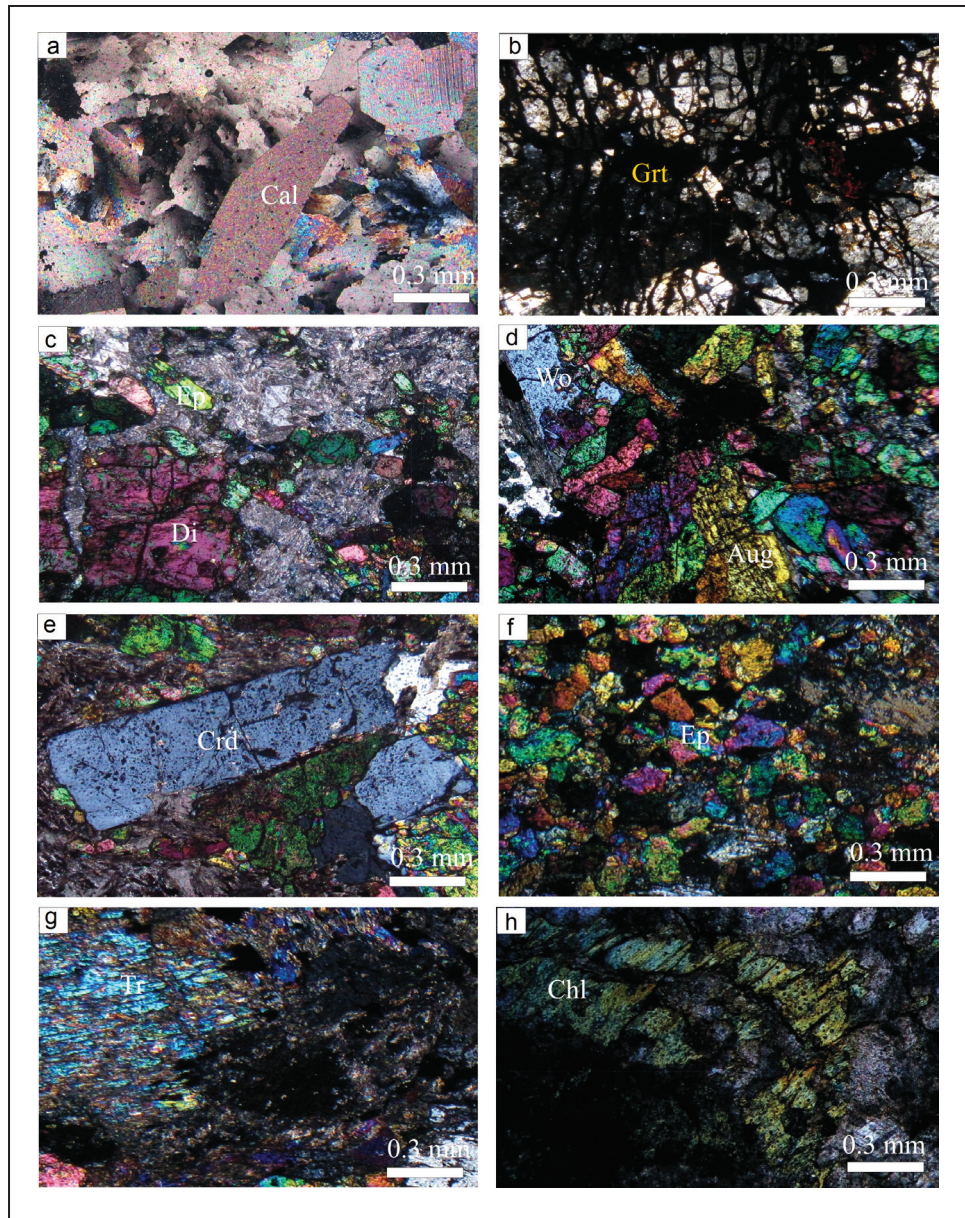
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های منطقه آستمال، (a) آندزیت کرتاسه حاوی پلاژیوکلاز و هورنبلند که به اپیدوت تجزیه شده است؛ (b) گرانودیوریت اتوسن- الیگوسن حاوی پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز؛ (c) واحد آهکی کرتاسه حاوی بلورهای ریز کلسیت، گرانودیوریت اتوسن- الیگوسن حاوی پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز. حروف اختصاری از (Whitney and Evans, 2010) (Ep=Epidote, Pl=Plagioclase, Cal=Calcite, Q=quartz, Or= Orthoclase)

Figure 3. Microscopic images of the Astamal rock units; a) Andesite Cretaceous unit comprised of plagioclase and hornblende that altered to the epidote; b) Eocene-Oligocene granodiorite included of plagioclase, orthoclase and quartz. Abbreviations from (Whitney and Evans, 2010). (Ep=Epidote, Pl=Plagioclase, Cal=Calcite, Q=quartz, Or= Orthoclase)

۲-۴- واحدهای اسکارنی

کالک سیلیکاته بی‌آب (گارنت و پیروکسن) نیز در این زون گسترش دارند. ماده معدنی به صورت پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت و همانیت تشکیل شده است و ملاکیت و آزوریت به صورت لایه‌های نازک در سطح تشکیل شده است (شکل ۴). بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی، فرایندهای اسکارنی شدن در این کانسار را می‌توان به سه مرحله پیشرونده، مرحله میانی و مرحله پسرونده تقسیم‌بندی کرد.

فعل و انفعالاتی که در کانی‌سازی اسکارن ایجاد می‌شود به ویژگی‌های سنگ‌های دگرسان شده، ترکیب محلول‌های گرمایی و رژیم کلی دما و فشار حاکم بر آنها بستگی دارد (Titley, 1973; Guilbert and Lowell, 1974). کانی‌سازی اسکارن منطقه آستمال در محل تماس توده گرانودیوریتی با کربنات‌های ناخالص در ناحیه برون‌اسکارن تشکیل شده است و عمدتاً با حضور اپیدوت، ترمولیت- اکتینولیت، کلریت و کلسیت مشخص می‌شود. کانی‌های

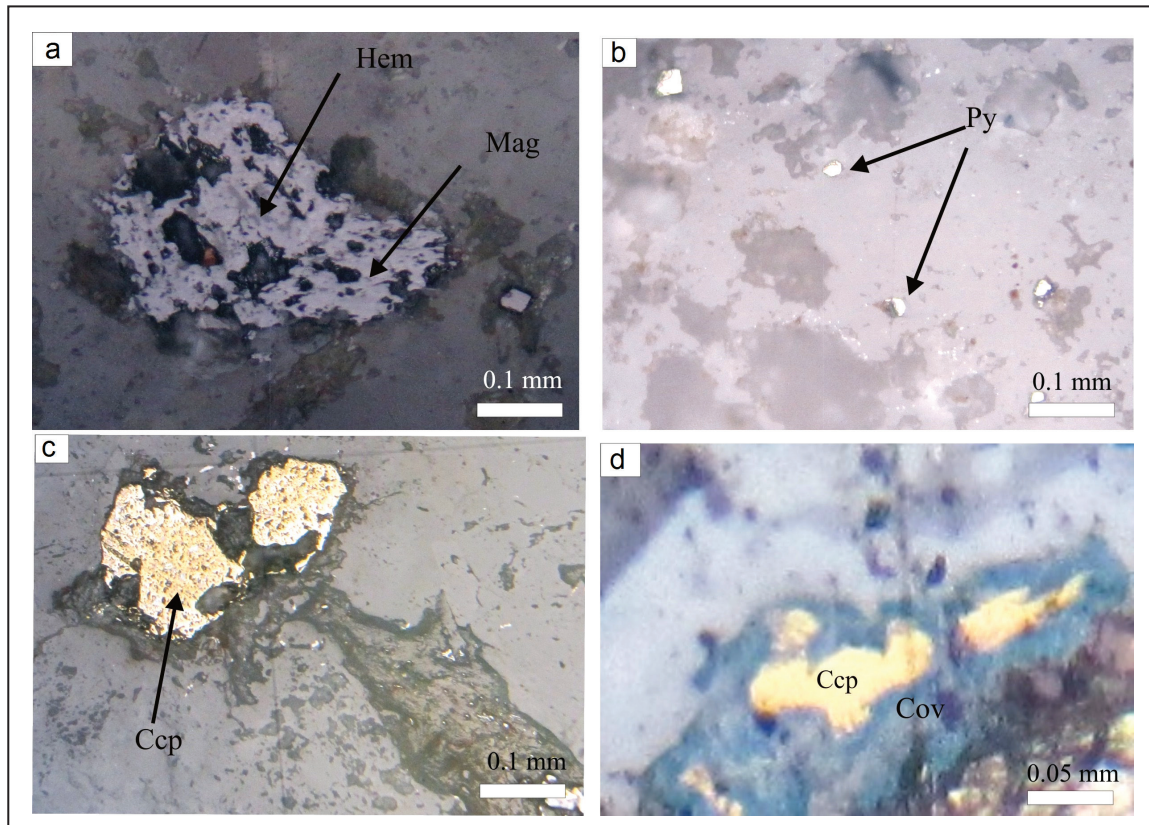


شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های زون برون اسکارنی آستمال، (a) بلورهای درشت کلسیت حاصل تبلور مجدد کلسیت‌های ریز بلور؛ (b) تجمع کانی‌های گارنت؛ (c) دیوپسید همراه با کربنات و اپیدوت؛ (d) بلور صفحه‌ای ولاستونیت همراه با اوژیت و کربنات؛ (e) بلور شکل دار کوردیریت همراه با اپیدوت و کربنات؛ (f) تجمعی از بلورهای اپیدوت؛ (g) بلور رشته‌ای ترمولیت که به شدت در حال تجزیه به سریسیت و کربنات است؛ (h) رگچه پر شده با کلریت و کربنات.

Figure 5. Microscopic images of the Astamal exoskarn; a) recrystallization of fine grain calcites; b) Garnet aggregates; c) Diopside with carbonate and epidote minerals; d) Wollastonite sheets in associated to augite and carbonate minerals; e) Cordierite crystals with carbonate and epidote minerals; f) Epidote minerals aggregate; g) Tremolite crystals which altered to sericite and carbonate minerals; h) A veinlet that filled by chlorite and carbonate minerals. (Cal=Calcite, Grt=Garnet, Di=Diopside, WO=Wollastonite, Aug=Augite, Crd=Cordierite, Ep=Epidote, Tr=Tremolite, Chl=Chlorite), Abbreviations from (Whitney and Evans, 2010).

(Deer et al., 1992). دماهای به‌دست آمده در این مرحله برای آستمال، ۱۸۰ تا ۲۴۰ درجه سانتی‌گراد است (مطالعات حاضر و باغبان‌اصغری‌نژاد، ۱۳۹۱). با توجه به ترکیب کانی‌شناسی در این مرحله، و دمای پایین تشکیل کانی‌ها، در معدن سونگون هم سیالات مسئول کانی‌سازی دارای دمای کمتر از ۳۰۰ °C برآورد شده است (Calagari, 1997).

در این مرحله، کالک‌سیلیکات‌های آبدار و بی‌آب (که در طول مرحله میانی توسعه یافته‌اند) در دماهای پایین‌تر به مجموعه‌های دانه ریز کلسیت، کانی‌های رسی، کلریت، سریسیت و هماتیت در طول شکستگی‌ها و درزه‌ها تبدیل شده‌اند (شکل ۵-H، جدول ۱). کلریت و کلسیت همچنین امکان دارد به وسیله فرایندهای کربناتی شدن از اپیدوت و ترمولیت- اکتینولیت تشکیل شده باشند (فرمول ۳)



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از ماده معدنی منطقه آستمال، (a) کانی مگنتیت که در حال تبدیل شدن به هماتیت است؛ (b) بلورهای ریز و پراکنده پیریت؛ (c) بلورهای درشت کالکوپیریت در داخل شکستگی‌ها؛ (d) کالکوپیریت که در حال تبدیل شدن به کوولیت است. (Mag=Magnetite, Py=Pyrite, Ccp=Chalcopyrite, Cov= Covellite).

Figure 6. Microscopic images of the ores in the Astamal; a) Magnetite is converting to the hematite; b) Fine grains of the pyrites; c) Coarse grains of chalcopyrites in the fractures; d) Chalcopyrite is converting to covellites. (Mag=Magnetite, Py=Pyrite, Ccp=Chalcopyrite, Cov= Covellite), Abbreviations from (Whitney and Evans, 2010).

جدول ۲- توالی پاراژنزی کانی‌های سیلیکاتی، اکسیدی، کربناتی و سولفیدی در اسکارن آستمال.

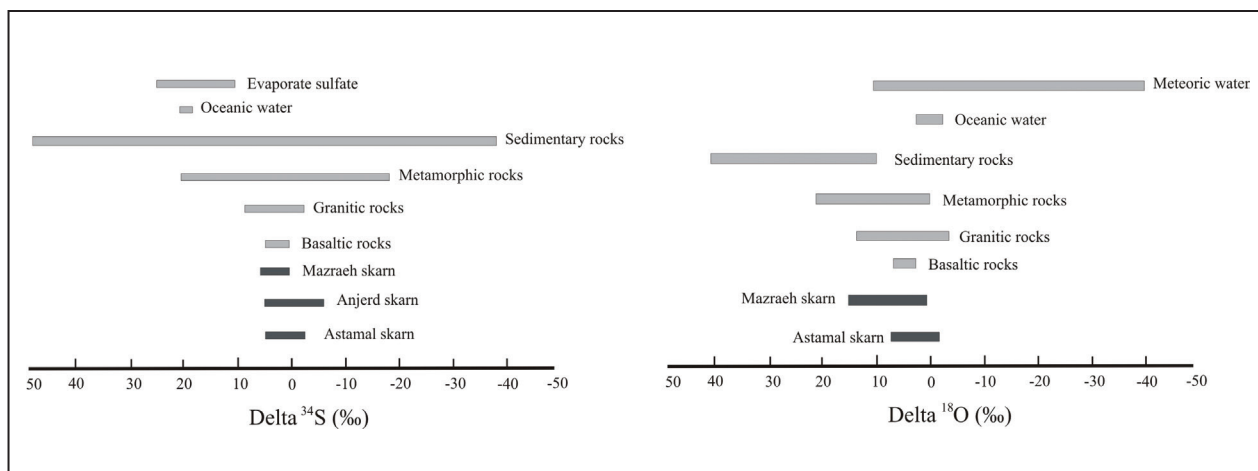
Table 2. Paragenesis of the silicates, oxides, carbonates and sulfides minerals in the Astamal skarn.

Minerals	Prograde Stage	Middle Stage (Early retrograde)	Late Stage (Late retrograde)	Supergene
Garnet				
Diopside				
Wollastonite				
Cordierite				
Magnetite				
Pyrite				
Chalcopyrite				
Covellite				
Actinolite				
Tremolite				
Epidote				
Chlorite				
Quartz				
Calcite				
Sericite				
Hematite				
Malachite				
Azurite				
Goethite				

۵-۱- ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن

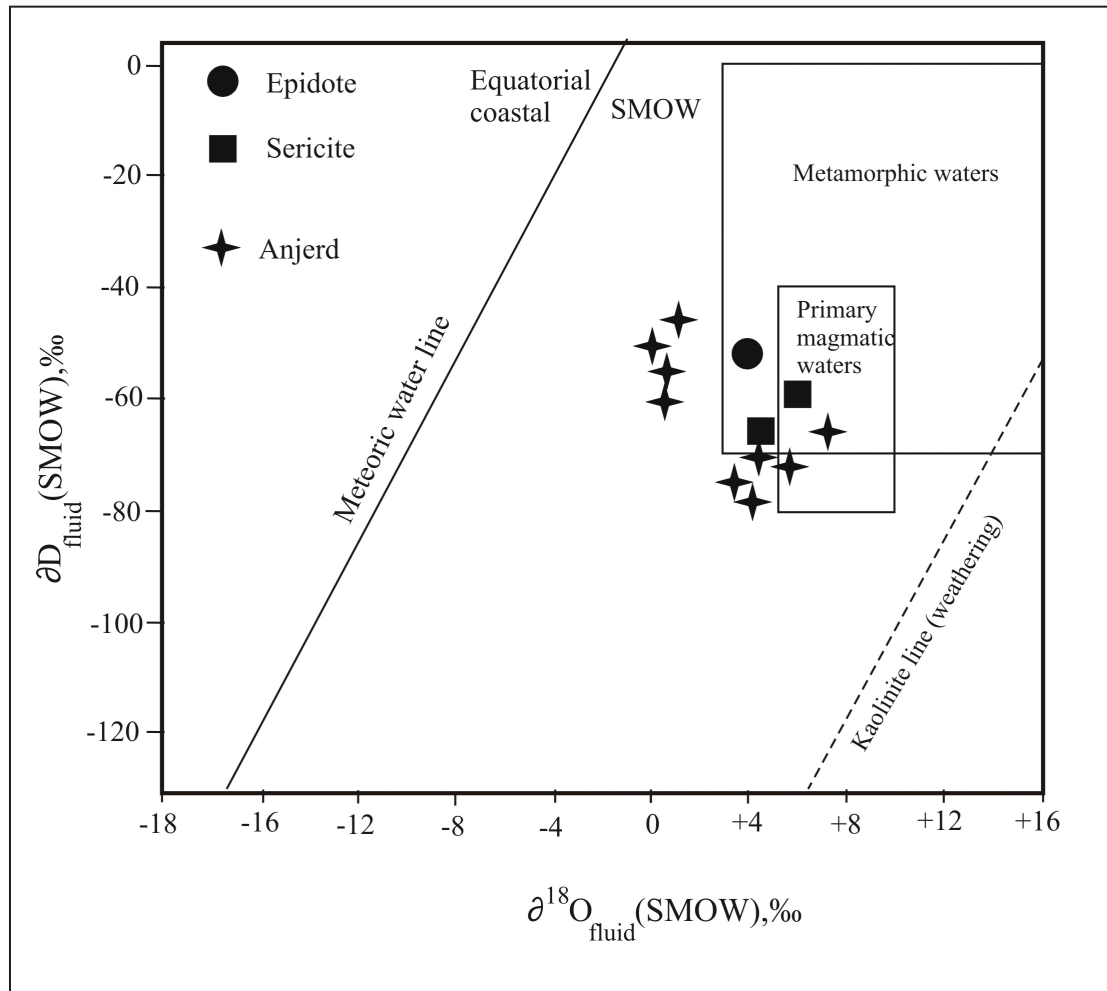
برای کانی‌آپیدوت ۴/۳ و برای مگنتیت ۷/۷ پرمیل واقع شده است. این مقادیر بر حسب عامل تفکیک ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ ژنگ (Zheng, 1993) و کوله و همکاران (Cole et al., 2004) محاسبه شده است. نتایج آنالیز δD در کانسار آستمال، برای کانی‌های آپیدوت و سریسیت در دامنه ۵۶- تا ۷۳- پرمیل واقع شده‌اند. این مقادیر نشان می‌دهد، δD در محدوده آب‌های ماگمایی و آب‌های دگرگونی واقع شده است (شکل ۷). از مهمترین کانسارهای اسکارن مس در شمال‌باختر ایران، می‌توان به کانسارهای مس سونگون، مزرعه، گودال، انجرد و آستمال اشاره کرد. مقایسه کانی‌شناسی این ذخایر نشان می‌دهد کانی‌سازی اسکارن آستمال فاقد پهنه برون‌اسکارن حداقل در بررسی‌های سطحی می‌باشد در حالی که کانسارهای مزرعه، سونگون و انجرد دارای پهنه برون‌اسکارنی می‌باشد (Calagari, 1997; Hassanspour and Rajabpour, 2019). همچنین نتایج داده‌های ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ در کانسارهای انجرد، آستمال و مزرعه نشان‌دهنده منشأ ماگمایی گوگرد در این ذخایر است (شکل ۷). از طرفی مقایسه مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ نشان می‌دهد در کانسار مزرعه نقش آب‌های جوی نسبت به آستمال بیشتر بوده و اختلاط بیشتری بین سیالات ماگمایی و جوی صورت گرفته است (شکل ۸). مقایسه نتایج δD در کانسار آستمال و انجرد نشان می‌دهد، کانسار آستمال نسبت به انجرد از سیالات ماگمایی غنی‌تری بهره‌مند بوده است (شکل ۸).

از آنجا که ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن از تشکیل‌دهنده‌های اصلی سیالات در مطالعات زمین‌شناسی به‌شمار می‌روند، در بیشتر کانسارها از نسبت‌های ایزوتوپی این عناصر در تعیین منشأ سیالات گرمایی استفاده می‌کنند. به‌منظور شناخت ماهیت سیال کانه‌ساز و همچنین بررسی احتمال آمیختگی آب‌های جوی با آب‌های ماگمایی در منطقه آستمال، تعداد ۴ نمونه آنالیز ایزوتوپی اکسیژن بر روی کانی‌های مگنتیت، سریسیت و آپیدوت انجام گرفت و تعداد چهار نمونه آنالیز ایزوتوپی هیدروژن بر روی کانی‌های آپیدوت و سریسیت انجام گرفته که نتایج آنها در جدول ۳ ارائه شده است. نتایج حاصل از این آنالیزها بر اساس استاندارد میانگین آب اقیانوس گزارش شده است. مقدار اکسیژن $\delta^{18}\text{O}$ کانی مگنتیت ۰/۵-، آپیدوت ۵/۱+ و برای کانی سریسیت ۴/۳+ و ۶/۸+ پرمیل است. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ اکسیژن مشتق شده از گوشته در دامنه ۴- تا ۱۴+ پرمیل متغیر است (Ohmoto, 1986; Hoefs, 2005). از آنجا که مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ کانی‌های مگنتیت، آپیدوت و سریسیت آستمال در محدوده ۰/۵- تا ۶/۸+ واقع شده است، می‌توان منشأ اکسیژن را به خاستگاه ماگمایی نسبت داد. مقادیر آنالیز اکسیژن در هر نمونه در شرایط تعادل با سیال تشکیل‌دهنده، مورد محاسبه قرار می‌گیرد و چون این کانی‌ها در مرحله میانی و پس‌رونده اسکارن تشکیل شده‌اند، دمای مورد محاسبه برای مگنتیت ۴۰۰ و برای آپیدوت ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. مقادیر $\Delta^{18}\text{OH}_2\text{O}$



شکل ۷- دامنه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ و $\delta^{18}\text{O}$ برای مخزن‌های مهم گوگرد و اکسیژن (Hoefs, 2005) در اسکارن آستمال در مقایسه با ذخایر اسکارنی مزرعه و انجرد در شمال‌باختر ایران از حسن‌پور و رجب‌پور (Hassanspour and Rajabpour, 2019; 2023).

Figure 7. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$ variations for sulfur and oxygene (Hofez, 2005) in contrast to the Mazraeh and Anjerd skarns in NW Iran (data from Hassanspour and Rajabpour, 2019; 2023).



شکل ۸- دامنه مقادیر (δD و δ¹⁸O) ایزوتوپ‌های هیدروژن و اکسیژن (Taylor and ONeil, 1977) برای نمونه‌های اسکارن آستمال در مقایسه با داده‌های منتشر شده از کانسار اسکارنی انجرد از حسن‌پور و رجب‌پور (Hassanpour and Rajabpour, 2019)

Figure 8. δ¹⁸O and δD variations for hydrogen and oxygen (Taylor and ONeil, 1977) in contrast to the Anjerd skarn in NW Iran (data from Hassanpour and Rajabpour, 2019).

جدول ۳- داده‌های ایزوتوپی گوگرد، اکسیژن و هیدروژن در اسکارن آستمال.

Table 3. δD, δ¹⁸O, δ³⁴S isotopic data from the Astamal skarn.

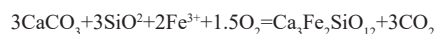
Sample No.	Mineral	Values of δ ³⁴ S(CDT)	Values of δ ¹⁸ O (VSMOW)	Values of δD (VSMOW)
A51A	Chalcopyrite	1.3		
A1	Chalcopyrite	0.6		
A91	Chalcopyrite	4.4		
A8	Pyrite	6.1		
A41	Pyrite	-1.8		
A42	Epidote		5.1	-56
A52A	Sericite		6.8	-63
A3	Sericite		4.3	-73
A92	Magnetite		-0.5	

۶- شرایط فیزیکوشیمیایی اسکارن آستمال

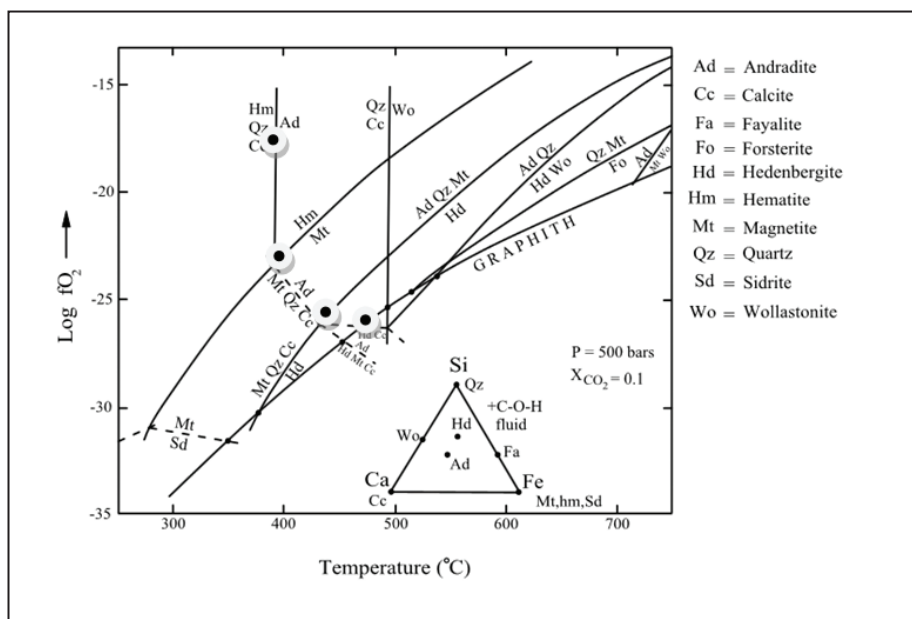
حضور بافت‌های تداخلی و نبود وجود مرز کانی‌های جانشینی بین گارنت‌ها و پیروکسن‌ها نشان می‌دهد که آنها به‌طور همزمان در دما و فوگاسیته اکسیژن و گوگرد به ترتیب در محدوده ۵۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و $fO_2 = 10^{-18}$ تا 10^{-25} با مجموعه کالک‌سیلیکات‌ها در تعادل نبوده (شکل ۸) و احتمالاً دگرسانی پسرونده در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد و در فوگاسیته اکسیژن 10^{-25} تا 10^{-18} شروع شده است (باغبان‌اصغری‌نژاد، ۱۳۹۱) (شکل ۹). بنابراین گارنت‌ها به اپیدوت، کوارتز، پیریت و کانی‌های کربناته تبدیل شده‌اند. در این حالت، سیالات متاسوماتیزه با مجموعه تازه تشکیل شده، در حال تعادل بوده و احتمالاً XCO_2 برابر با ۰/۱ بوده است (Slaughter et al., 1975). در مرحله میانی کانسار به تدریج از کالک‌سیلیکات‌ها تهی شده و در دمای زیر ۴۳۰ درجه احتمالاً حالت سولفیداسیون قوی در سیستم حاکم بوده است ($fS_2 > 10^{-6}$) و سولفیدهای پیریت و کالکوپیریت در این مرحله تشکیل شده‌اند. در این مرحله همچنین کالک‌سیلیکات‌ها توانسته‌اند به کوارتز، کلسیت و پیریت تبدیل شوند (شکل ۱۰). با کاهش حالت سولفیداسیون ($fS_2 < 10^{-6}$) سیالات توانسته‌اند باعث تشکیل مجموعه‌ای از کانی‌های کوارتز، کلسیت و کلریت بشوند (شکل ۱۱). از آنجا که پیریت با کوارتز و کلسیت در مجموعه حضور دارند، حضور کم دما در مرحله میانی، می‌تواند گویای این مطلب باشد که سیالات متاسوماتیزه موجود احتمالاً دمایی کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد داشته است (شکل ۱۱). با گسترش کانی‌های دما پایین مثل کلریت و کانی‌های رسی، در همراهی با تجمعات ریز هماتیت ثانویه و کلسیت، می‌توان پیشنهاد داد که سیالات متاسوماتیزه تاخیری حالت اکسیده‌تری داشته و شرایط هیدرولیز بیشتری در محیط حاکم بوده است. در حقیقت، در دماهای نسبتاً کم، حرکت چرخشی آب‌های زیرزمینی با منشأ جوی یا سیالات ماگماتیکی گوگرددار آمیخته شده‌اند (Calagari, 1997) که این حالت نتیجتاً باعث حالت اکسیداسیون گوگرد و افزایش pH شده است.

متغیرهای گوناگون فیزیکوشیمیایی مانند فشار، دما، Eh، pH و محتوای گازی (XCO_2 و S_2 ، fO_2) در گسترش محلول‌های گرمایی در فرایندهای مختلف اسکارنی تأثیر دارند، که در مواردی چون پارازنز کانی‌ها، روابط بافتی و محدوده پایداری محتوای کالک‌سیلیکات‌ها این اثرات حائز اهمیت است. نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد محلول‌های کانه‌دار اغلب از منشأ ماگمایی هستند. ایزوتوپ سولفور که بر روی ۵ نمونه (پیریت و کالکوپیریت) از منطقه آستمال صورت گرفته است و مقادیر آن در دامنه ۱/۸- تا ۶/۱+ پرمیل متغیر است حاکی از منشأ ماگمایی سولفورها بوده که توسط سیالات با منشأ ماگمایی به داخل مجموعه اسکارنی نفوذ کرده‌اند (e.g., Ohmoto and Rye, 1979; Faur and Mensing, 2005). مطالعات نشان داده است که XCO_2 در محلول‌های گرمایی در سیستم‌های اسکارنی کلسیک عمدتاً پایین بوده (کمتر از ۰/۱) که در طی اسکارنی شدن مصرف می‌شود (Huang, 1976; Taylor and O'Neil, 1977; Einaudi, 1982).

در طی فرایندهای اولیه، این اسکارن در مرحله پیشرونده، با نفوذ توده آذرین با دمای بالای ۵۸۰ درجه به داخل شکستگی‌ها، گسل‌ها و شکاف‌های ریز سنگ میزبان تشکیل شده است. در این سیستم، محلول‌های حاوی آهن، سیلیسیم و منیزیم در شرایط نسبتاً اکسیده، باعث کربن‌زدایی و گسترش کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب غنی از آهن می‌شوند. اینودی (Einoudi, 1982) واکنش‌های شیمیایی زیر را برای این فرایند پیشنهاد داده است:

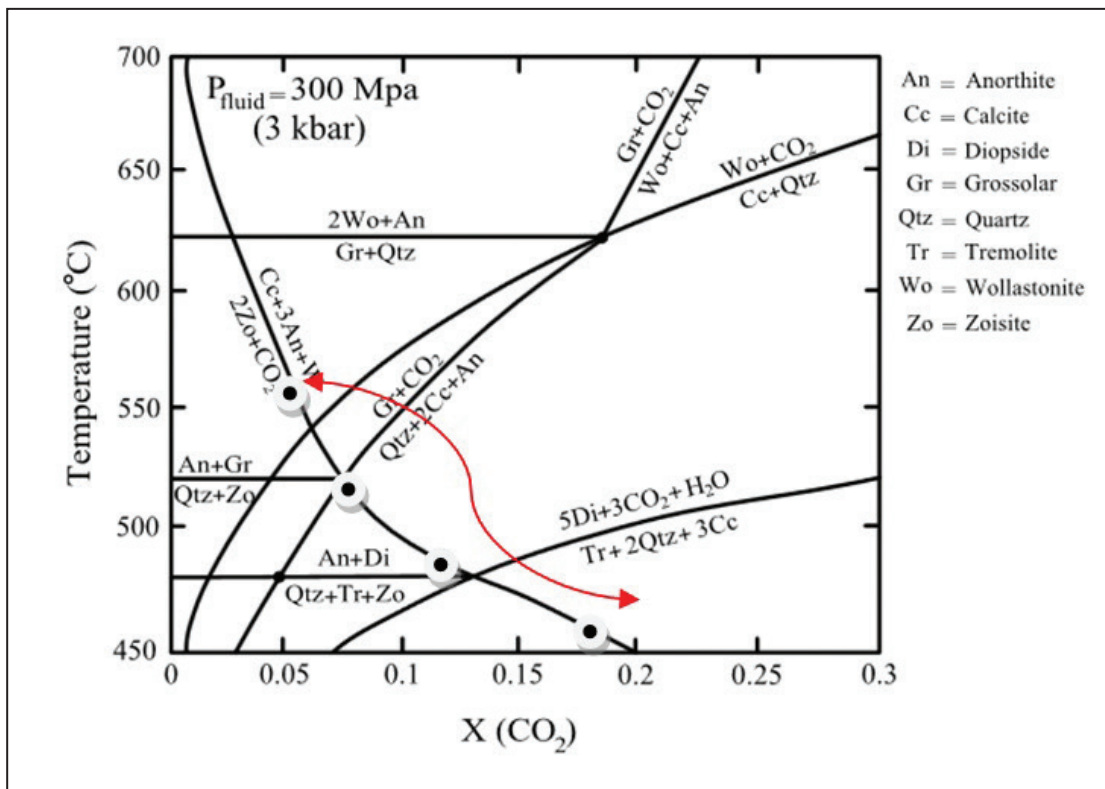


گارنت کلسیت
گارنت تشکیل شده با محلول‌ها به حالت تعادل قرار دارد و اغلب از نوع آندرایت، گروسولر و آلماندن است که مقدار آن بین ۵۰٪ - است. با توجه به حضور ولاستونیت در مجموعه کالک‌سیلیکات‌های آستمال، دمای تشکیل این مرحله از تحول کانسار در محدوده بالای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد.



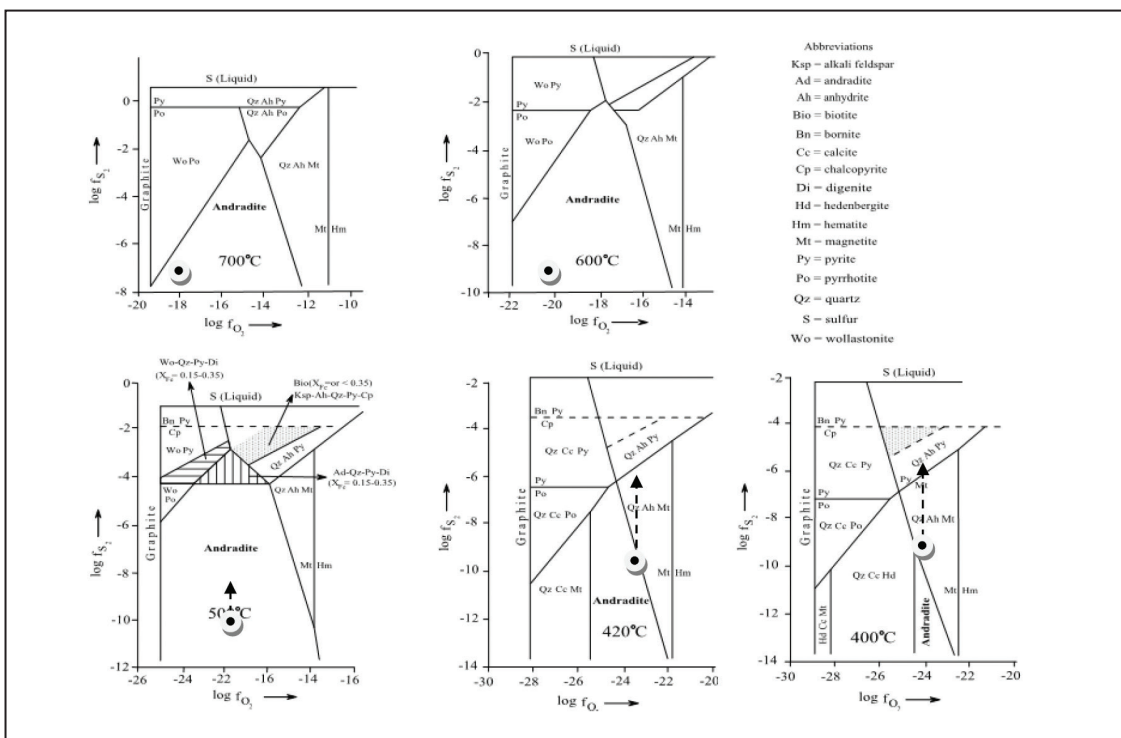
شکل ۹- نمودار $LogfO_2$ -T نشان‌دهنده محدوده پایداری کالک‌سیلیکات‌های اسکارنی (Einaudi, 1982)، موقعیت آستمال بر روی شکل با نقاط سیاه مشخص است.

Figure 9. A $LogfO_2$ -T diagram shows skarn calc silicates stability (Einaudi, 1982), Astamal locations are shown by black spots.



شکل ۱۰- نمودار XCO₂-T در فشار سیال ۳۰۰ مگاپاسکال برای سیستم Si-Al-Mg-Ca-C-O-H (Perkins et al., 1986)، موقعیت آستمال بر روی شکل با نقاط سیاه مشخص است.

Figure 10. A XCO₂-T diagram in 300 Mpas. pressure for Si-Al-Mg-Ca-C-O-H system (Perkins et al., 1986), Astamal locations are shown by blackn spots.



شکل ۱۱- نمودار Log fS₂- Log fO₂ برای ترکیب کلی آندرادیت در محدوده حرارتی ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد (Einaudi, 1982) و باغبان اصغری‌نژاد، (۱۳۹۱). موقعیت آستمال بر روی شکل‌ها مشخص است.

Figure 11. Log fS₂- Log fO₂ diagrams, for andradite composition in 400–700-degree temperatures from (Einaudi, 1982; Baghban-Asgharinejhad, 2012), Astamal locations are shown by black spots.

۷- نتیجه‌گیری

کشور می‌باشند. در مرحله متاسوماتیک پسروده که حرارت کاهش یافته است، کانی‌های بی‌آب مرحله اول و آب‌دار مرحله دوم به کانی‌های کلسیت، کلریت، کوارتز، سریست و رس تبدیل شده‌اند. مقدار ایزوتوپ اکسیژن سریست همچنان مقادیر ماگمایی را نشان می‌دهد که حاکی از فعالیت سیالات ماگمایی در این مرحله است، هرچند که احتمالاً سیالات جوی نیز، نقش جزئی در این مرحله داشته‌اند. با توجه به مقدار $\delta^{18}\text{O}$ سیال در حال تعادل با کانی‌های یادشده، که از طریق معادلات تفکیک ایزوتوپی میان آب و کانی‌ها به‌دست آمده، می‌توان عنوان کرد که سیال موثر در کانه‌زایی در آستمال، عمدتاً سیال نوع ماگمایی با مخلوط‌شدگی ضعیف با آب‌های جوی بوده است.

با بررسی کانی‌های موجود در مرحله پیشرونده و همین‌طور کانی‌های آیدوت در مرحله میانی در کانی‌سازی آستمال، مشخص می‌شود که مقادیر ایزوتوپ اکسیژن این کانسار با اسکارن‌های شمال‌باختر ایران مشابهت دارد که ممکن است. مقادیر بالای ایزوتوپ اکسیژن در مرحله میانی در آیدوت ناشی از هضم سنگ‌های پوسته‌ای توسط ماگما باشد. اما در مورد مقادیر ایزوتوپ‌های هیدروژن، تغییرات محدود بوده و آنالیزها به کانی‌های آبدار مراحل میانی و پسروده در اسکارن آستمال مرتبط می‌باشد، بنابراین آنالیز کانی‌ها محدود به آیدوت و سریست بوده و تغییرات ۵۶- تا ۷۳- پرمیل را نشان می‌دهند که عمدتاً حاکی از منشأ سیالات ماگمایی و یا مرتبط با سیالات دگرگونی است.

مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی، ساخت و بافت کانی‌ها نشان می‌دهد، کانی‌سازی آستمال در اثر تزریق توده نفوذی گرانودیوریتی ائوسن- الیگوسن به داخل سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی تشکیل شده است. بعد از جایگیری این توده، حجم زیادی محلول وارد سنگ میزبان شده و موجب متاسوماتیزم، دگرسانی و کانی‌سازی از نوع اسکارن کلسیک شده است. دگرسانی در سه مرحله پیشرونده، میانی و پسروده صورت گرفته و مگنتیت در انتهای مرحله اول و سولفید مس در مرحله میانی وارد مجموعه اسکارنی شده‌اند. با شروع جایگیری توده نفوذی در محدوده دمایی ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، دگرسانی متاسوماتیک پیشرونده آغاز شده و مقادیر قابل توجهی از عناصر Fe, Mg, Si وارد سیستم شده و زون برون‌اسکارن تشکیل شده است. تشکیل کانی‌های ولاستونیت و کوردیریت در مرمر و هورنفلس دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای مرحله متاسوماتیک پیشرونده مشخص می‌نماید. در مرحله میانی که دما در محدوده ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد است عناصر آهن، مس، گوگرد، و... همراه با مواد فرار وارد سیستم شده و کانی‌های آیدوت، ترمولیت- اکینولیت، مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت را تشکیل می‌دهند. مطالعات ایزوتوپ گوگرد (پیریت و کالکوپیریت) و اکسیژن (مگنتیت و آیدوت) در این مرحله نشان می‌دهد که سیال تشکیل‌دهنده کانی‌ها از ماگما مشتق شده است. مقادیر ایزوتوپی آستمال که حاکی از منشأ ماگمایی است، مشابه با کانسارهای شناخته شده در شمال باختر

کتاب‌نگاری

- باغبان‌اصغری‌نژاد، س.، ۱۳۹۱، بررسی ژنز، کانی‌شناسی و ژئوشیمی اسکارن آهن- مس آستمال، شمال شرق خاروانا، آذربایجان شرقی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۸۵ ص.
- حسن‌پور، ش.، ۱۳۸۹، متالورژی و کانه‌زایی مس- طلا در زون ارسباران، شمال غرب ایران، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۳۱ ص.
- حسین‌زاده، ق.، ۱۳۷۸، بررسی کانسار مس تیب اسکارن انجرد، شمال غرب اهر، آذربایجان شرقی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۸۸ ص.
- سبه‌چشم، ک.، ۱۳۸۱، مطالعه کانی‌شناسی، دگرسانی و تحولات متاسوماتیکی ذخیره اسکارن پهناور (شرق سیه‌رود)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۳۹ ص.
- شرکت ملی مس ایران، ۱۳۸۶، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ آستمال، تهران، ایران.
- مختاری، م.ع.ا.، ۱۳۹۰، شناسایی و تعیین کانی‌سازی آهن آستمال (شمال شرق خاروانا)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۶ ص. گزارش داخلی منتشر نشده.
- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵، نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران، از زمان زمین‌شناسی کشور، ایران.

References

- Baghban-Asgharinejhad, S., 2012. *Genesis, Mineralogy and geochemistry of the Astamal Iron skarn, NE of Kharvana, Eastern Azarbaijan province, Iran, M.Sc. Dissertation, Tabriz University, Tabriz, 202p. (In Persian)*
- Calagari, A. A., 1997. Geochemical, stable isotope, noble gas, and fluid inclusion studies of mineralization and alteration at Sungun porphyry copper deposit, East Azarbaijan, Iran: Implication for genesis, Unpublished Ph.D. Thesis, Manchester University, Manchester, 537 p.
- Calagari, A.A., and Hosseinzadeh, Gh. 2006. The mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Astmal-Chay river, East-Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, pp. 423–438. 10.1016/j.jseas.2005.11.009.
- Cole, D.R., Horita J., Eniamin. V., Polyakov, V.B., Valley, J.W., Spicuzza, M.J., and Coffey, D.W., 2004. An experimental and theoretical determination of oxygen isotope fractionation, An experimental and theoretical determination of oxygen isotope fractionation in the in the system magnetite-H₂O from 300 to 800 °C. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 68(17):3569–3585. 10.1016/j.gca.2004.02.017.
- Cooke, D.R., Deyell, C.L., Waters, P.J., Gonzales, R.I., and Zaw, K., 2011. Evidence for magmatic-hydrothermal fluids and ore-forming processes in epithermal and porphyry deposits of the Baguio district, Philippines: *Economic Geology*, 106(8): 1399–1424. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.8.1399>.

- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Second (ed) Longman Scientific and Technical, London.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D., and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. *Economic Geology 75th Anniversary*, 317–391.
- Einaudi, M.T., 1982. General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons Southwestern North America". In: Titley SR (ed) *Advances in the geology of porphyry copper deposits*. The University of Arizona Press, Southwestern North America, 53(3): 185–209. <https://azgs.arizona.edu/azgeobib/general-features-and-origin-skarns-associated-porphyry-copper-plutons-southwestern-north>.
- Faure, G., and Mensing, A., 2005. *Principles of isotope geology*. 2th Edition, John Wily and Sons, New York, 460 pp.
- Frikken, P.H., and Cooke, D.R., 2005. Mineralogical and Isotopic Zonation in the Sur-Sur Tourmaline Breccia, Río Blanco-Los Bronces Cu-Mo Deposit, Chile: Implications for Ore Genesis, *Economic Geology*, 100(5): 935–961. DOI: 10.2113/100.5.935.
- Guilbert, J.M., and Lowell, J.D., 1974. Variations in zoning patterns in porphyry copper deposits, *Canadian Institute Minim Metall Bull* 67(1):99–109.
- Hassanpour, S., 2010. *Metallogeny of Cu-Au mineralization in the Arasbaran Zone, NW Iran, Ph.D. dissertation, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 331p. (In Persian)*
- Hassanpour, S., and S, Rajabpour, 2023. Physicochemical evolution mechanisms in a skarn system: insight from the Mazraeh Cu deposit, NW Iran, under review.
- Hassanpour, S., and Rajabpour, S., 2019. The Kighal Porphyry Cu–Mo Deposit, NW Iran: Insights into Origin and Evolution of the Mineralizing Fluids, *Russian Geology and Geophysics*, Vol. 60, No. 10, pp. 1141–1162. <https://doi.org/10.15372/RGG2019115>.
- Hassanpour, S., 2013. The alteration, mineralogy and geochronology (SHRIMP U-Pb and 40Ar/39Ar) of copper-bearing Anjerd skarn, north of the Shayvar Mountain, NW Iran. *International Journal of Earth Science*, 102(3):687–699. <http://dx.doi.org/10.2113/100.5.935>.
- Hoefs, J., 2005. *Stable isotope geochemistry*, 6th ed.: Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, pp285.
- Hosseinzadeh, Gh., 1999. *Study of Anjerd skarn type deposit, NW Iran, East Azarbaijan, M.Sc. Dissertation, Tabriz University, Tabriz, 188p. (In Persian)*
- Hosseinzadeh, M.R., and Calagari, A.A., 2006. The mineralogy of copper-porphyry skarn to the east of the Sungun-Chay river, east Azarbaijan, Iran, *Journal of Asian Earth Science*, v. 28, 423-428, <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2005.11.009>.
- Huang, C., 1976. An isotopic and petrologic study of the contact metamorphism and metasomatic related to copper deposit at Ely. Nevada. Unpublished Ph. D. dissertation, Pensiylania State University, 178 p.
- Li, Y.B., and Liu, J.M., 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochemica of Casmochemica Acta*, 70(6): 1789-1795, 10.1016/j.gca.2005.12.015.
- Meinert, L.D., 1992. Skarn and skarn deposits", *Geoscience Canada*, 19(4):145–162. DOI: 10.12789/gv.19i4.3773.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits". *Economic Geology*, One Hundredth Anniversary, pp. 1905–2005.
- Meinert, L.D., Hedenquist, J.W., and Satoh, H., 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids: *Economic Geology*, 98(2): 147–156. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.147>.
- Mokhtari, M.A.A., 2011. *Study and indication of the Astamal mineralization (NE Kharvana), Geological survey of Iran 26p, unpublished interior report. (In Persian)*
- Nabavi, M., 1976. *Structural map of the Iran, Geological Survey of Iran. (In Persian)*
- NICICO, 2007. *Geological map of the Astamal (1:20000), Tehran, Iran. (In Persian)*
- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16(2): 491-559. DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01103-7.
- Ohmoto, H., and Rye, R. O., 1979. Isotope of sulfur and carbon, in Barnes, H. L. Ed., *Geochemistry of Hydrothermal deposits*, John Wiley & Sons, pp. 509-567.
- 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 Geoscience*, (12): 749–755. 10.1016/0098-3004(86)90028-2.
- Rose, A. W., and Burt, D.M., 1979. Hydrothermal alteration, In Barnes H.L. (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd edn, John Wiley and Sons, New York, pp. 235.

- Siahcheshm, K., 2002, *Study of mineralogy, alteration and metasomatic evolutions of the Pahnavar skarn deposit (East Siahroud), M.Sc. Dissertation, Tabriz University, Tabriz, 139p. (In Persian)*
- Slaughter, J., Kerrick, D.M., and Wall, W.J., 1975. Experimental and thermodynamic study of equilibrain system $\text{CaOMgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$, American journal of science, 275, 143-162. DOI: <https://doi.org/10.2475/ajs.275.2.143>.
- Taylor, B.E., and ONeil, J.R., 1977. Stable isotope studies of metamorphic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks Osgood Mountains, Nevada. Contribution to Mineralogy and Petrology 63, 1-49. <https://doi.org/10.1007/BF00371674>.
- Titley, S.R., 1973. Pyrometasomatism-an alteration type, Economic Geology, 68(12):1326-1328. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.68.8.1326>.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185-187. DOI:10.2138/am.2010.3371.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. Geochimca Cosmochimca Acta, 57(5): 1079-1091. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90042-U](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90042-U).