



Influence of fluid infiltration on the carbon and oxygen isotopic compositions of calcite from Khoud copper skarn deposit, west of Yazd

Azam Zahedi ^{1*} , Mohammad Boomeri ² , Mohammad Ali Mackizadeh ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Gonabad, Gonabad, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 23 February 2023

Revised: 27 August 2023

Accepted: 30 August 2023

Keywords

Isotopic depletion
C and O Stable isotopes
Skarn
Khoud
Yazd

*Corresponding author

Azam Zahedi

✉ azam.zahedi@gonabad.ac.ir

ABSTRACT

The Khoud copper skarn ore deposit, located about 50 km northwest of the Taft City in Yazd province, is situated within the middle part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The geology of this ore deposit is dominated by upper triassic carbonate units that were intruded by an Oligo-Miocene granodiorite porphyry. Garnet and garnet-pyroxene skarn zones had replaced marble and limestone in the contact zone with the granodiorite porphyry. In this paper, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of calcites from limestone (sedimentary calcite), marble (metamorphic calcite), and skarn calcite have been reported and interpreted. The data shows that systematic depletion of ^{18}O and ^{13}C has occurred in the metamorphic and skarn calcites. The skarn calcites show the highest depletion compared to calcite in marble and limestone. Calculated models showed that this systematic isotopic depletion in the study calcites can be attributed to a magmatic fluid infiltration and fluid-induced decarbonation. Depletion in ^{18}O and ^{13}C of various calcite types of Khoud deposit can be explained by magmatic fluid ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}} = +9.0\text{‰}$) that reacted/interacted with unaltered carbonate rocks at temperatures of less than 400°C with $X_{(\text{CO}_2)}$ lower than 0.05 and W/R ratio of 25 to 50%.

How to cite this article

Zahedi, A., Boomeri, M. and Mackizadeh, M.A., 2023. Influence of fluid infiltration on the carbon and oxygen isotopic compositions of calcite from Khoud copper skarn deposit, west of Yazd. *Journal of Economic Geology*, 15(3): 125–145. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.81026.1069>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Khoud copper skarn deposit is located 50 km west of Yazd in the middle part of the Urmia Dokhtar magmatic belt. This magmatic belt is known for porphyry Cu, skarn Cu and epithermal Au ore deposits. The study area is dominated by Mesozoic marble and carbonate rocks that intruded a granodiorite porphyry and host skarn Cu mineralization. The mineralization occurs as massive sulfides such as chalcopyrite, bornite, pyrite and pyrrhotite replacement within marble and skarn. Supergene minerals occur as Cu carbonates and iron hydroxides. The sedimentary, metamorphic, metasomatic and Cu mineralization in the Khoud may be representative different fluids and indicate that the study area had experienced variable water-rock interaction. Shieh and Taylor (1969) made the first carbon and oxygen stable isotopes studies of skarn systems and showed that calcite in skarn zones (skarn calcite) was sharply depleted in ^{18}O and ^{13}C relative to calcites in marble (marble or metamorphic calcite) and limestone (sedimentary calcite). In the last few decades, the ^{18}O and ^{13}C data on the skarns and carbonates of metamorphic aureoles has been subject of many studies (for example, Shin and Lee, 2003; Boomeri et al., 2010; Orhan et al., 2011; Demir et al., 2017). The objective of this paper is to apply carbon and oxygen isotopic studies of carbonate minerals in the metamorphic-metasomatic aureole of the Khoud intrusions to understand nature of fluids and estimate water-rock ratio by mass balance calculation and modelling.

Method

Approximately 20 mg of powdered samples of granite rocks were reacted in F_2 gas, in a nickel tube at 500°C for twelve hours to produce O_2 gas. This gas was finally converted into carbon dioxide gas in a graphite furnace at a temperature of 700°C and was collected by a pump and a liquid nitrogen trap. Approximately 20 mg of powdered calcites was decomposed in pure phosphoric acid at 25°C and the released carbon dioxide gas was used for isotopic analysis. The released carbon dioxide gas was collected in a liquid nitrogen trap. Carbon dioxide gas was then separated from water vapor by replacing the dry ice-acetone trap. Carbon dioxide gas isotope measurements were performed using a

mass spectrometer using a Finnigan MAT 250 Mass Spectrometer of the Akita University.

Results and Discussion

Silicates

The $\delta^{18}\text{O}$ values of the granodiorite porphyry range from 11.3 to 12.8 ‰ (Table 2). These $\delta^{18}\text{O}$ values are higher than those of the I-type granitoids (e.g., Taylor and Sheppard, 1986; +8.0 to +10.0 ‰). The higher $\delta^{18}\text{O}$ values could indicate crustal contamination in magma or direct exchanges between granitic melt and metamorphic sedimentary rocks (Taylor and Sheppard, 1986). The alteration and weathering are another processes to change and increase $\delta^{18}\text{O}$ value of the granodiorite porphyry. Maximum homogenization temperature of fluid inclusions in garnets of the study area is 361°C which with pressure correction the maximum temperature of hydrothermal fluids is 400°C (Zahedi et al., 2014). Therefore, the $\delta^{18}\text{O}$ value of a fluid in equilibrium with the Khoud granodiorite porphyry can be calculated at temperature of 400°C (according to the fluid inclusion in garnet) and the oxygen isotopic fractionation factor of O'Neil and Taylor (1967) or $1000\text{Ln}_{\text{plagioclase}}(\text{An}=30\%)_{\text{water}} = 2.68(1000000/\text{T}^2) - 3.29$. For granite, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{whole rock-water}}$ is close to $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Plagioclase-water}}$ (Taylor, 1978). The $\delta^{18}\text{O}$ value calculated for this fluid ranges from 8.7 to 10.2 ‰ (Table 2), that is in the range of a magmatic water.

Carbonates

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of various calcite types from the Khoud deposit are shown in Table 3 and are drawn in Figure 5. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of limestone calcites vary from 23.6 to 24.7 ‰ and 2.2 to 2.4 ‰, respectively. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of marble calcites range from 15.5 to 19.0 ‰ and -0.7 to 0.0 ‰, respectively. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of skarn calcite changes from 12.2 to 13.4 ‰ and -2.9 to -0.4 ‰, respectively. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the sedimentary calcites are in range of normal marine sedimentary calcites, the marble calcites have the lower value, the skarn calcites are strongly depleted in $\delta^{18}\text{O}$ relative to limestone and marble calcites. The coupled ^{18}O - ^{13}C depletions are observed in many skarn systems involving carbonate (Shin and Lee, 2003; Taylor and O'Neil, 1977). The depletions have been made by batch and Rayleigh decarbonation and infiltration. In the skarn systems,

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ depletions by batch volatilization or decarbonation are low while $\delta^{13}\text{C}$ depletion by Rayleigh volatilization is high. The isotopic effects by Rayleigh volatilization are illustrated in Fig. 4. This illustration shows trends of Rayleigh volatilization. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of marble and skarn limestones shown in Fig. 4 shift around from Rayleigh decarbonation trends.

In fact, the large isotopic shifts in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of skarn calcites from Khoud deposit can be caused by infiltration processes. Significant infiltration fluids could also cause large $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ depletions in skarn calcites. There are models that can be used to express the nature and rate of isotopic change of carbonate host rocks as a function of progressive increase in water-rock ratio where temperature and $X_{(\text{CO}_2)}$ are known (Boomeri et al., 2010). These models are widely used to interpret changes in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values in carbonate rocks in metasomatic-metamorphic halos, for example by (Shin and Lee, 2003). The mass balance equations of closed and open systems from Taylor and O'Neil, 1977 and isotopic fractionation factors from Friedman and O'Neil, 1977 for calcite-water and calcite- CO_2 was used to

model the isotopic variation of carbonate rocks in Khoud deposit.

The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ variation curve diagrams shown in figure 5 are the result of interaction between the hydrothermal solutions ($\delta^{13}\text{C} = -8.0\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O} = +9.0\text{‰}$) and the fresh limestone ($\delta^{18}\text{O} = 25.0\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = 3\text{‰}$) at temperatures of 250° to 400° C in open systems with $X_{(\text{CO}_2)} = 0.02$ and water/rock ratio of 0 to 100 % for calcites. Therefore, the low $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ value of skarn calcite can be interpreted by infiltration of the magmatic water in the calcic skarn. The amount of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ depends on several factors such as initial isotopic composition of rock, fluid, temperature, water-rock ratio and $X_{(\text{CO}_2)}$. As Figure 5 shows the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ depletion could mainly be caused by magmatic fluids ($\delta^{18}\text{O} = 9.0\text{‰}$) that reacted/interacted with unaltered limestone rocks at temperatures of 400°C with $X_{(\text{CO}_2)} = 0.02$ and water/rock ratio of 20 to 50%.

Acknowledgments

The isotopic analysis of the samples was done using the laboratory equipment of Akita University, Japan. The authors sincerely thank and appreciate the cooperation of Prof. Ishiyama, from the Department of Geosciences, Akita University, Japan.



10.22067/ECONG.2023.81026.1069

مقاله پژوهشی

تأثیر تراوش سیال بر روی ترکیب ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در کلسیت‌های کانسار اسکارن مس خود، غرب یزد

اعظم زاهدی^{۱*}، محمد بومری^۲، محمدعلی مکی‌زاده^۳^۱ استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، مجتمع آموزش عالی گناباد، گناباد، ایران^۲ استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران^۳ دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

کانسار اسکارن مس خود، در فاصله ۵۰ کیلومتری شمال غرب شهر تفت، در استان یزد در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. زمین‌شناسی این کانسار عمدتاً شامل واحدهای کربناتی تریاس بالایی می‌باشد که مورد نفوذ یک گرانودیوریت پورفیری با سن الیگومیوسن قرار گرفته است. زون‌های اسکارنی شامل گارنت اسکارن و گارنت-پیروکسن اسکارن، جانشین مرمر و سنگ‌های آهکی در مجاورت با گرانودیوریت پورفیری شده‌اند. در این مقاله، مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ کلسیت‌ها از سنگ آهک (کلسیت رسوبی)، مرمر (کلسیت دگرگونی) و کلسیت اسکارنی گزارش و تفسیر شده است. داده‌ها نشان می‌دهد که تهی‌شدگی سیستماتیک ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در کلسیت‌های دگرگونی و اسکارنی رخ داده است. کلسیت‌های اسکارنی بالاترین میزان تهی‌شدگی را نسبت به کلسیت‌های کربناتی و مرمری نشان می‌دهند. مدل‌های محاسباتی نشان داد که این تهی‌شدگی سیستماتیک ایزوتوپی می‌تواند به تراوش سیال ماگمایی نسبت داده شود. تهی‌شدگی مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در انواع متفاوت کلسیت‌ها در کانسار خود توسط برهم‌کنش سیالات ماگمایی ($\delta^{18}\text{O} = +9.0\%$) با سنگ‌های کربناتی دگرسان‌نشده در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، $X(\text{CO}_2)$ کمتر از ۰/۰۵ و نسبت آب به سنگ (W/R) ۵۰-۲۰ قابل تفسیر است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۲/۰۴

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۶/۰۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۰۸

واژه‌های کلیدی

تهی‌شدگی ایزوتوپی

ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن

اسکارن

خود

یزد

نویسنده مسئول

اعظم زاهدی

azam.zahedi@gonabad.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

زاهدی، اعظم؛ بومری، محمد و مکی‌زاده، محمدعلی. ۱۴۰۲. تأثیر تراوش سیال بر روی ترکیب ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در کلسیت‌های کانسار اسکارن مس خود،

غرب یزد. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۳): ۱۴۵-۱۲۵. <https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.81026.1069>

مقدمه

پیشرونده و پسرورنده تشکیل شده‌اند چرخش سیالات در حجم زیاد به صورت تراوشی بوده و تهی‌شدگی ایزوتوپی شدیدتری در ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن رخ داده است درحالی‌که در مررها که فاقد اسکارن هستند چرخش محلول‌ها محدود بوده و انتقال عناصر به صورت انتشاری است و تهی‌شدگی ایزوتوپی اندکی رخ می‌دهد که می‌تواند ناشی از واکنش‌های کربن‌زدایی و آب‌زدایی در سیستم‌های بسته باشد (Valley, 1986; Bowman, 1998). ایزوتوپ‌های پایدار و به ویژه جفت ایزوتوپ کربن و اکسیژن ابزاری قوی برای بررسی نحوه جریان، منشأ، ردیابی و شارهای سیال و برهم‌کنش سیال و سنگ می‌باشد (Hoefs, 2009; Deng et al., 2009; Huang et al., 2010; Zhou et al., 2013). شیب تغییرات ایزوتوپی بیان‌گر و آشکارگر فرآیندهایی همچون انتشار، تبلور مجدد، تراوش، فرارزدایی، کربن‌زدایی، دگرسانی و جریان گرما می‌باشد (Valley, 1986; Bowman, 1998). هدف این پژوهش، بررسی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در کلسیت‌های رسوبی، دگرگونی، و اسکارنی می‌باشد. با استفاده از مقادیر این ایزوتوپ‌ها و محاسبات موازنه جرمی و مدل‌سازی، ارزیابی درستی از علت تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در محدوده کانسار خود بدست می‌آید.

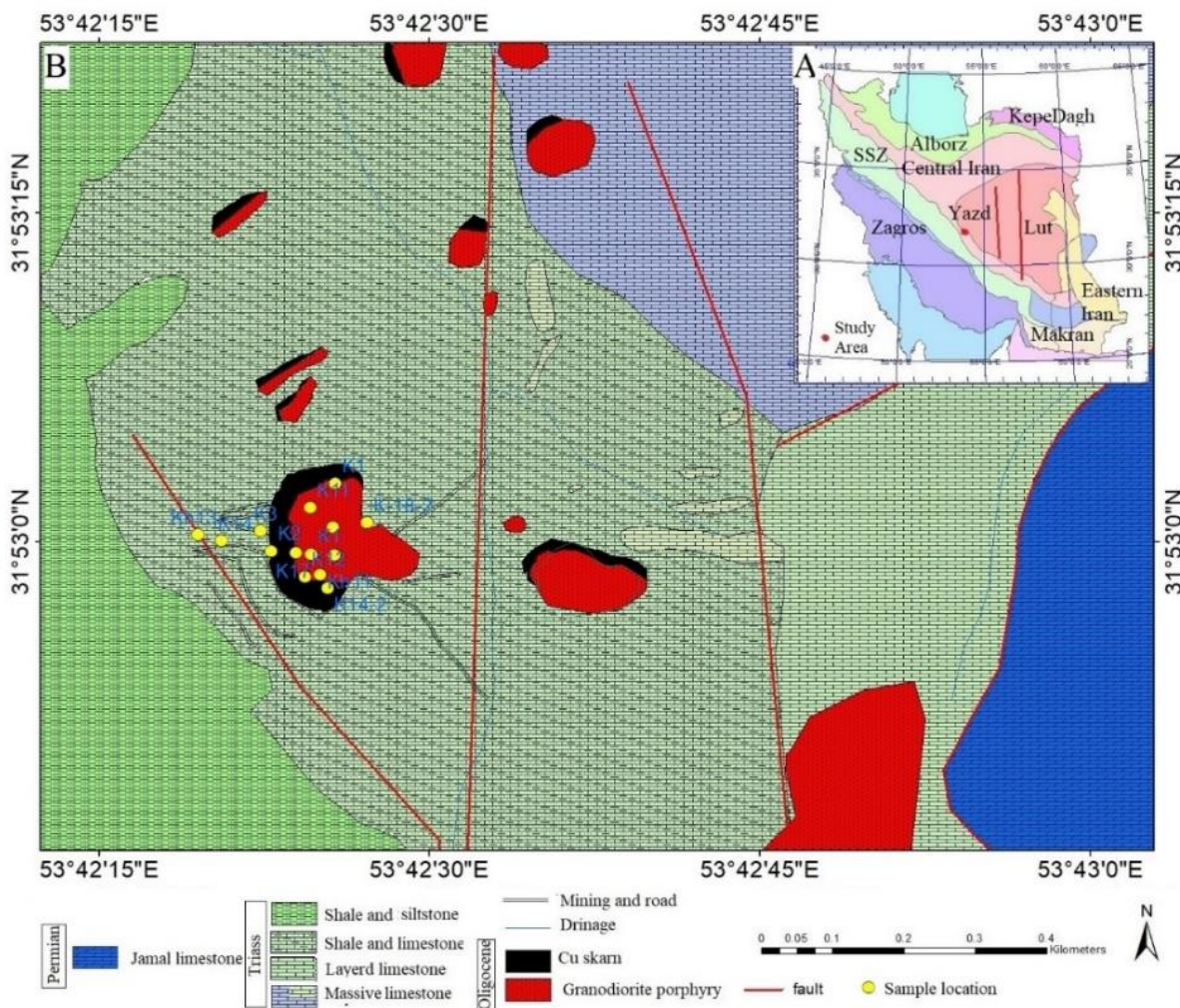
زمین‌شناسی

کانسار مس خود در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر نزدیک به پهنه ایران مرکزی و در بلوک یزد واقع شده است (شکل ۱-۱). سنگ‌های رسوبی در این بخش از نوار ماگمایی ارومیه- دختر شامل سازندهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک می‌باشد. سنگ‌های آذرین نیز به صورت نفوذی، نیمه‌نفوذی و خروجی در مراحل و سن‌های مختلفی تشکیل شده‌اند. کانسار مس خود در صفحه گسله نائین- دهشیر- بافت واقع است که سنگ‌های آذرین پالئوژن را از سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک جدا کرده است. زمین‌شناسی کانسار مس خود در در شکل ۱-B نشان داده شده است. واحدهای

کانسار اسکارن مس خود در فاصله ۶۵ کیلومتری غرب یزد در زون ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. این کمربند ماگمایی به دلیل کانسارهای مس پورفیری، مس اسکارنی، و طلای اپی ترمال مشهور است (Ghorbani, 2013; Boomeri et al., 2019a). در ناحیه تفت چندین کانسار مانند کانسارهای مس دره‌زرشک، نصرت‌آباد، چاه‌خطاب، ندوشن، علی‌آباد و خود وجود دارند که عمدتاً از نوع پورفیری و اسکارن هستند (Zahedi et al., 2014). زمین‌شناسی و خواستگاه کانسار مس خود موضوع مطالعات متعددی بوده است (Yazdi, 1992; Zahedi, 2014; Zahedi et al., 2014). این مطالعات نشان داده که کانسار مس خود از نوع اسکارن می‌باشد که توسط چرخش سیالات ماگمایی در سنگ‌های کربناتی مجاور سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق آتشفشانی حدواسط تشکیل شده است. در این کانسار که در یک هاله دگرگونی تشکیل شده، سنگ‌های کربناتی شامل سنگ‌آهک (کلسیت رسوبی)، مرمر (کلسیت دگرگونی) و کلسیت اسکارنی غالب هستند. هر کدام از این کلسیت‌ها نشان‌دهنده یک نوع سیال متفاوت می‌باشند. مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن یکی از قوی‌ترین ابزارها برای تشخیص نوع و حجم سیال و میزان برهم‌کنش آن بر سنگ‌ها میزبان در هاله‌های دگرگونی و سامانه‌های اسکارنی است (Valley, 1986) برای مثال اولین مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن در یک سامانه اسکارنی نشان داد که کلسیت در زون اسکارنی نسبت به کلسیت‌های رسوبی و دگرگونی به شدت تهی‌شدگی در مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ نشان می‌دهند (Shieh and Taylor, 1969). در دهه‌های گذشته، ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن انواع کربنات‌ها در سامانه‌های اسکارنی و هاله‌های دگرگونی موضوع مطالعات زیادی بوده است (Shin and Lee, 2003; Boomeri et al., 2010; Orhan et al., 2011; Demir et al., 2017). بررسی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در سیستم‌های اسکارنی و هاله‌های دگرگونی نشان داد در جایی که اسکارن‌های

تفت با سن کرتاسه پایینی هستند. سنگ‌های مذکور توسط واحدهای پورفیری نیمه‌عمیق با ترکیب گرانودیوریتی با سن الیگومیوسن (۳۱-۱۶ میلیون سال) قطع شده‌اند (Zarasvandi et al., 2005).

رسوبی کانسار مس خود و اطراف آن شامل سنگ آهک جمال با سن پرمین، دولومیت شتری با سن تریاس میانی، توالی شیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک سازند نایبند با سن تریاس بالایی، توالی شیل، ماسه‌سنگ و دولومیت سازند سنگستان و سنگ آهک سازند



شکل ۱. A: نقشه پهنه‌های ساختاری ایران و موقعیت منطقه خود با تغییراتی از اشتوکلین (Stöcklin, 1968); B: نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از کانسار خود بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرایی.

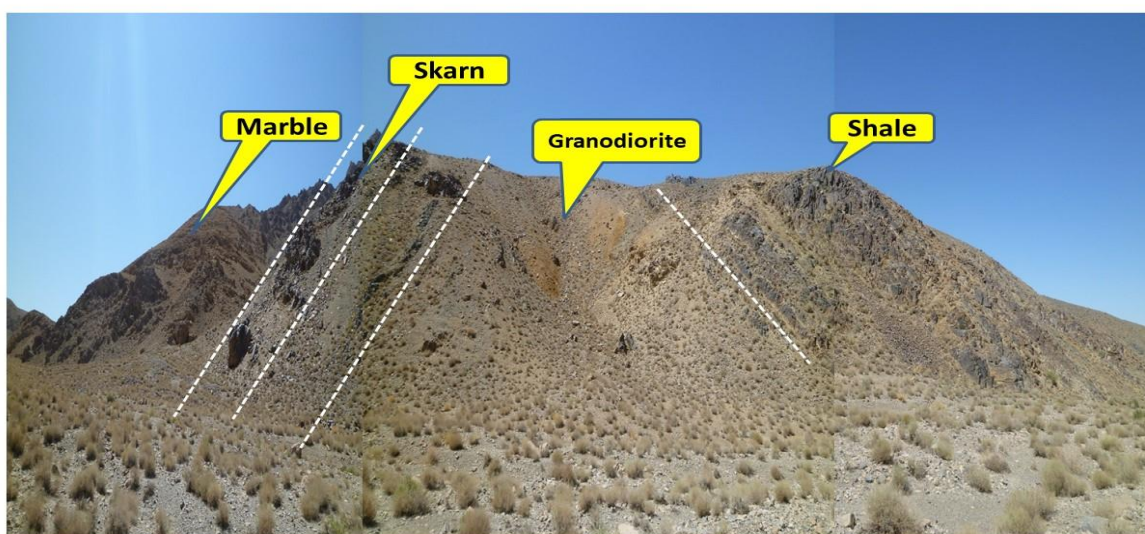
Fig 1. A: Regional map of Iran's structural zones and the location of the Khoud area, (modified from Stöcklin, 1968), B: A simplified local geological map of the Khoud area, based on satellite images and field study.

دگرگونی در اطراف توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق به صورت محلی یا ناپیوسته دیده می‌شود و بهترین مشخصه آن مرم‌های تشکیل شده در کانسار خود است. احتمالاً بخش عمده این هاله

نفوذ این واحدهای پورفیری نیمه‌عمیق در بین بخش‌های آهکی، شیلی و ماسه‌سنگی سازند نایبند منجر به رخداد مرم، اسکارن و کانی‌زایی شده‌است (شکل ۲). در منطقه خود یک هاله

شده، شواهد وجود اسکارن تا عمق ۲۰۰ متری مشاهده شده‌است و احتمالاً تا اعماق بیشتر نیز ادامه دارد. اسکارن‌زایی فراگیر نیست و بخش‌هایی از مرمر به اسکارن تبدیل شده‌اند و بخش‌هایی نیز فاقد کانی‌های اسکارنی هستند. در جبهه استخراجی معدن مس خود یک لنز اسکارنی دارای عرض ۲ تا ۵ متر بوده و طول آن به ۱۵۰ متر نیز می‌رسد.

دگرگونی در اعماق واقع شده‌است. در این هاله شیل‌ها تا حدی حالت تبلور مجدد یافته ولی لایه‌بندی در آن‌ها هنوز مشخص بوده و هورنفلسی نشده‌اند. هر جا رخنمون سنگ‌های نفوذی و نیمه‌عمیق در محدوده وجود دارد در مجاورت آن سنگ‌های آهکی به مرمر و اسکارن تبدیل شده‌اند. رخدادهای اسکارنی در کانسار خود به صورت عدسی‌شکل در مرمرهای مجاور برونزدهای نیمه‌عمیق رخ داده است. بر اساس حفاری‌های انجام



شکل ۲. نفوذ زبانه‌های گرانودیوریتی کانسار خود در سازند نایبند و تشکیل مرمر و اسکارن (دید بسمت شمال غرب)

Fig 2. Intrusion of granodiorite apophyse linked to the Khoud deposit into the Nayband Formation with formation of marble and skarn (view to the northwest)

کانی کدر در زمینه هستند. کانی‌های پیرویت و ایلمنیت به صورت پراکنده در سنگ‌های کربناتی کانسار خود وجود دارند (شکل ۳-۱) که نشان‌دهنده شرایط احیایی در محیط هستند. بافت عمده مرمرها موزاییکی است و شامل بلورهای درشت کلسیت می‌باشند که با ماکل‌های دگرشکلی مشخص می‌شوند (شکل ۳-۲). رخدادهای اسکارنی در کانسار خود به صورت لنز و یا جانشینی‌های توده‌ای در تماس بین مرمرها و توده نفوذی رخ داده است. در واقع تشکیل اسکارن، مهم‌ترین نوع دگرسانی در سنگ‌های کربناتی در منطقه خود است. اسکارن تشکیل شده

کانی‌شناسی

گرانیتوئید کانسار خود بر اساس ترکیب شیمیایی، کانی‌شناسی (عمدتاً پلاژیو کلاز و کوارتز) و بافت، عمدتاً یک گرانودیوریت پورفیری کالک‌آلکالن نوع I و متعلق به فرورانش حاشیه قاره می‌باشد (Zahedi, 2014). سنگ‌های رسوبی بیشتر شامل سنگ‌آهک، شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ می‌باشند. سنگ‌آهک‌ها دارای بافت میکرایتی و اسپارایت می‌باشند و شامل میکرایت، اسپارایت، و بیومیکرایت هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده آن شامل کلسیت، دولومیت، کوارتز، چرت و

در کانسار خود از نوع برون اسکارن است که به دو زون گارنت-پیروکسن اسکارن و گارنت اسکارن قابل تقسیم‌بندی است. زون گارنت-پیروکسن اسکارن از گارنت و کلینوپیروکسن، کلسیت، اکتینولیت، کلریت و اپیدوت و کانی‌های کدر و زون گارنت اسکارن بیشتر از گارنت و کلسیت تشکیل شده است. گارنت یکی از شاخص‌ترین و فراوان‌ترین کانی‌های سازنده زون‌های اسکارنی خود است که نسبت به کلینوپیروکسن‌ها از فراوانی بیشتری برخوردار است که می‌تواند به حالت اکسایش توده نفوذی و سنگ میزبان مرتبط باشد (Meinert, 1997). گارنت‌ها متوسط تا درشت‌بلور بوده و خودشکل هستند و بیش از ۵۰ درصد حجمی سنگ اسکارنی را تشکیل داده‌اند (شکل ۳-۳). گارنت‌ها در این زون ناهمسان‌گرد بوده و دارای منطقه‌بندی نوسانی و ماکل قطاعی هستند (شکل ۳-۴). منطقه‌بندی نوسانی در بلورهای گارنت، بیان‌گر عدم تعادل و تغییرات ترکیب فاز سیال در حین رشد کانی است (Ciobanu and Cook, 2004). گارنت‌ها به صورت بخشی به اکتینولیت و اکسیدهای آهن تبدیل شده است. دگرسانی گارنت‌ها به کلریت و اپیدوت و اکسیدهای آهن کاملاً آشکار است به طوری که در برخی گارنت‌ها تنها شکل دروغینی^۱ از گارنت باقی مانده است. دگرسانی گارنت‌ها بیشتر در مناطق برشی یا گسلی رخ داده است. تشکیل گارنت و دیگر کانی‌های اسکارنی بی‌آب مانند پیروکسن‌ها به اسکارن پیش‌رونده^۲ معروف است و تبدیل آن‌ها به کانی‌های آب‌داری نظیر فرواکتینولیت، کلریت و اپیدوت به اسکارن پس‌رونده^۳ نسبت داده می‌شود. گارنت‌های ناهمسان‌گرد توسط کالکوپیریت در حاشیه جانشین شده‌اند که نشان‌دهنده تاثیر سیالات گرمابی در شکل‌گیری کانسار در مرحله بعدی است. کلینوپیروکسن عمدتاً به صورت بلورهای ریز بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار به شکل ادخال در گارنت مشاهده شده است که نشان‌دهنده رشد همزمان این دو کانی یا تبلور زودتر کلینوپیروکسن است. کلینوپیروکسن‌ها به فرواکتینولیت، کلسیت و کوارتز دگرسان شده‌اند. کلسیت فراوان‌ترین کانی در

زمینه سنگ اسکارنی است و به صورت جانشینی، رگچه‌ای و بین‌بلوری مشاهده شده است. کلسیت در اثر خوردگی توسط کوارتز، بافت آتول^۴ را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده تاثیر دگرسانی پس‌رونده در منطقه است. کلسیت‌هایی که در بین کانی‌های اسکارنی و کانسنگ‌ها مشاهده شده است بعنوان کلسیت اسکارنی در نظر گرفته می‌شود (شکل ۳-۴). این کلسیت‌ها بعد از دگرسانی و انحلال گارنت تشکیل می‌شوند که مرتبط با کانی‌زایی مس در کانسار اسکارن مس خود می‌باشند.

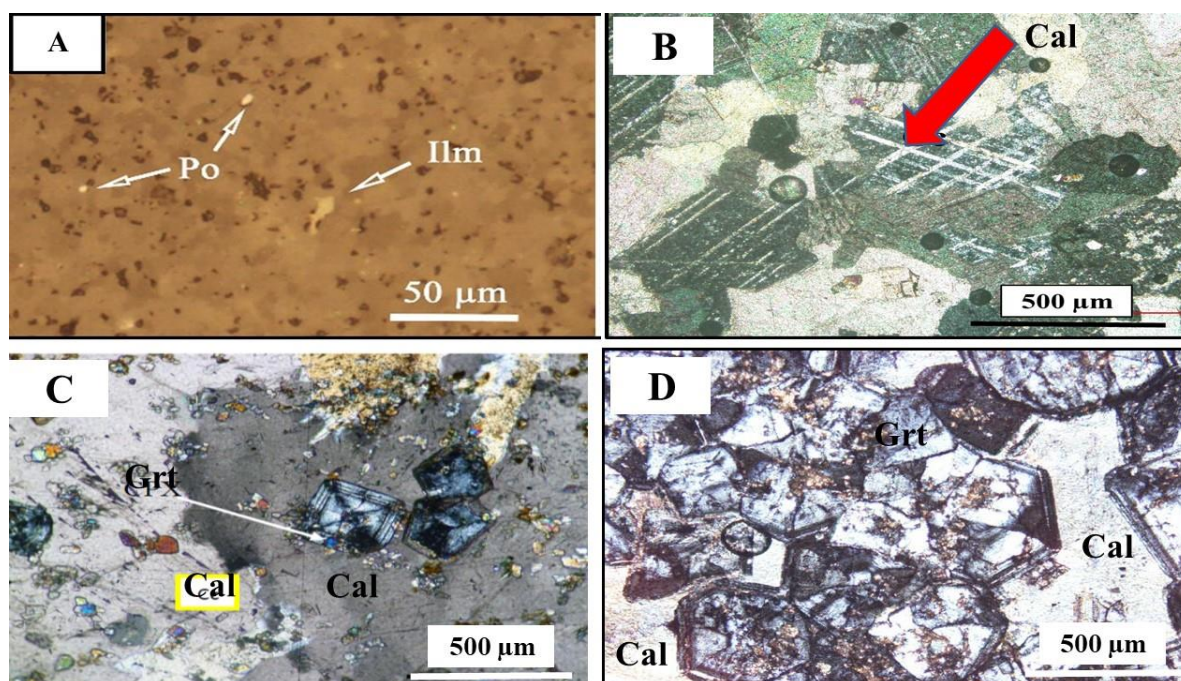
کانی‌زایی مس

کانه‌زایی مس در مجاورت سنگ‌های نیمه‌نفوذی با ترکیب گرانودیوریتی با بافت پورفیری و مرمر، جایی که کانی‌های اسکارنی مثل گارنت فراوان هستند، رخ داده است. کانه‌زایی مس در کانسار خود به دو صورت درون‌زاد و برون‌زاد در مرمرها و در اسکارن‌ها رخ داده است

(Zahedi, 2014). کانه‌زایی درون‌زاد شامل سولفیدهای مس و آهن مانند کالکوپیریت، بورنیت، پیریت و پیروتیت است که همراه با مگنتیت و اسفالریت در مرمر و اسکارن رخ داده است. سولفیدها در مرمر به صورت توده‌ای و پرعیار به شکل عدسی و جانشینی می‌باشند که با مقادیر اندک اسفالریت و پیروتیت همراهی می‌شوند. کانی‌زایی برون‌زاد شامل هیدرواکسیدهای آهن، کربنات‌های مس و سولفیدهایی همچون کوولیت می‌باشند. مالاکیت و آزوریت به صورت لکه و رگچه‌ای در بخش بالایی کانی‌زایی درون‌زاد مس مشاهده می‌شود. مراحل تشکیل و تکوین اسکارن و انواع کلسیت‌ها و کانی‌های همراه را می‌توان به سه مرحله اصلی تفکیک کرد که شامل مرحله دگرگونی، اسکارن پیش‌رونده و اسکارن پس‌رونده می‌شود. کلسیت‌های رسوبی قبل از این مراحل و در حوضه رسوبی تشکیل شده‌اند و متحمل دیاژنز گردیده‌اند. کلسیت‌های دگرگونی شامل کلسیت‌های هستند که بعد از نفوذ گرانودیوریت بر اثر فرآیندهای دگرگونی تشکیل شده‌اند.

کربناتی در تشکیل اسکارن‌های پیشرونده نقش مهمی دارند. در مرحله سوم سیالات جوی نیز به سیستم اضافه شده و باعث سرد شدن سیستم و اسکارن پسروده و نهایتاً کلسیت اسکارنی می‌شوند (Einaudi et al., 1981; Meinert et al., 2005).
توالی تشکیل اسکارن و کانی‌زایی در شکل ۴ نشان داده شده‌است.

کلسیت‌های اسکارنی بعد از جانشینی سولفیدها و دگرسانی گارنت‌ها توسط محلول‌های گرمایی تشکیل شده‌اند. به طور کلی در مرحله اول در سیستم‌های اسکارنی طی جایگیری ماگما و نفوذ آن در سنگ‌های رسوبی ابتدا یک هاله دگرگونی ایجاد می‌شود (مرحله دگرگونی و تشکیل مرمر و کلسیت دگرگونی). در مرحله دوم سیالات ماگمایی ضمن چرخش در سنگ‌های



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی در نور پلاریزه عبوری، متقاطع و انعکاسی (PPL, CPL, RL) از کانسار خود A: سنگ کربناتی از نوع میکرایت که کانی‌های تشکیل دهنده آن شامل کلسیت، دولومیت، کوارتز، چرت، پیروتیت و ایلمنیت هستند و کانی‌های پیروتیت و ایلمنیت به صورت پراکنده در سنگ‌های کربناتی کانسار اسکارن مس خود وجود دارند. B: وجود ماکل‌های دگرشکلی کلسیت در مرمرهای کانسار خود C: گارنت‌های درشت‌بلور که بیش از ۵۰ درصد سنگ اسکارنی را تشکیل داده است و منطقه‌بندی نوسانی و ماکل قطاعی در گارنت‌های ناهمسان‌گرد را نشان می‌دهند. D: کلسیت‌های اسکارنی که همراه با گارنت‌ها در زون گارنت پیروکسن اسکارن قابل مشاهده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌است (Cal: کلسیت، Grt: گارنت، Po: پیروتیت، Ilm: ایلمنیت).

Fig 3. Photomicrographs in transmitted plane polarized, crossed polarized light, and reflected light (PPL, CPL, RL) of the Khoud deposit. A: A micrite-type carbonate rock whose constituent minerals include calcite, dolomite, quartz, chert and pyrrhotite and ilmenite (RL). The pyrrhotite and ilmenite minerals are scattered in the carbonate rocks of the Khoud Cu skarn deposit. B: The presence of deformational calcite twinning in the marbles of its deposit (CPL). C: Coarse-crystalline garnets that make up more than 50% of skarn rock and show oscillatory zoning and sectoral twinning in anisotropic garnets (PPL). D: skarn calcites which can be seen together with garnets in the garnet-pyroxene skarn zone (CPL). Mineral abbreviations are adapted from Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Grt: garnet, Po: pyrrhotite, Ilm: ilmenite).

روش مطالعه

تعداد ۳ نمونه از سنگ‌های گرانیتوئیدی (گرانودیوریت پورفیری) کانسار خود مورد تجزیه ایزوتوپی اکسیژن قرار گرفتند. حدود ۲۰ میلی گرم از پودر هر نمونه با گاز F₂ در دمای ۵۰۰ درجه سانتی گراد در یک لوله نیکلی به مدت ۱۲ ساعت واکنش داده و گاز O₂ آزاد شده در این واکنش در یک کوره گرافیتی در دمای ۷۰۰ درجه سانتی گراد به گاز CO₂ تبدیل شده و توسط یک پمپ و مخزن نیتروژن مایع جمع‌آوری شد و سپس اندازه‌گیری‌های ایزوتوپی توسط طیف‌سنج جرمی Finnigan MAT 250 در دانشگاه آکیتای ژاپن انجام گردید و مقادیر δ¹⁸O در آن‌ها بر حسب SMOW محاسبه شد (جدول ۱). مقادیر ایزوتوپ‌های δ¹³C و δ¹⁸O برای ۱۱ نمونه کلسیت در

سنگ آهک (کلسیت رسوبی)، مرمرها (کلسیت دگرگونی) و کلسیت‌های همراه با گارنت (کلسیت اسکارنی) بر اساس فاصله از توده نفوذی تا سنگ‌های کربناتی دگرسان‌نشده در دانشگاه آکیتای ژاپن، تعیین شدند. بر اساس روش مک کرا (McCrea, 1950) ۲۰ میلی گرم از پودر هر نمونه دارای کلسیت به مدت یک ساعت در اسید فسفریک ۱۰۰٪ در دمای ۲۵ درجه سانتی گراد قرار داده شد. گاز CO₂ آزاد شده در یک مخزن نیتروژن مایع جمع‌آوری شد. سپس گاز CO₂ از بخار آب توسط یک مخزن یخ خشک - استون جدا گردید. اندازه‌گیری‌های ایزوتوپی گاز CO₂ جدا شده با استفاده از طیف‌سنج جرمی Finnigan MAT 250 انجام گرفت و مقادیر δ¹⁸O در آن‌ها بر حسب SMOW محاسبه شد (جدول ۲).

Stage	Prograde stage		Retrograde stage		Supergene stage
	Early	Late	Early	Late	
Substage					
Temperature	430-500°C	350-430°C	350°C	250°C	<150°C
Clinopyroxene	—————				
Garnet	And(34-74)	And(70-99)			
Actinolite			—————	
Quartz	—————				
Calcite		—————	—————	—————	
Epidote			—————	
Chlorite			—————	—————	
Magnetite	—————				
Pyrrhotite		—————	—————		
Pyrite			—————	—————	
Chalcopyrite			—————		
Sphalerite			—————		
Hematite				—————
Malachite					—————
Goethite					—————

شکل ۴. توالی پاراژنزی اسکارن مس خود بر اساس روابط پاراژنزی و مطالعات سیالات درگیر (Zahedi, 2014).

Fig 4. Paragenetic sequence of Khoud copper skarn, based on paragenetic relationships and studies of inclusion fluids (modified from Zahedi, 2014).

جدول ۱. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در سنگ‌های گرانیتوئیدی خود و سیال در حال تعادل با آن.**Table 1.** $\delta^{18}\text{O}$ values in the Khoud granitoid rocks and fluids in equilibrium with it.

Sample no.	Location (UTM)	Rock type	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}} \text{‰}$
M-18-3	756066.81 3530721.04	Granodiorite	11.3	8.7
K-18-2	756107.12 3530728.73	Granodiorite	12.8	10.2
K-13	756069.93 3530682.08	Granodiorite	12.5	9.9

جدول ۲. نتایج مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ کلسیت در سنگ آهک، مرمر و واحد اسکارنی در کانسار خود.**Table 2.** Results of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of calcite in limestone, marble, and skarn from the Khoud Cu skarn deposit.

Sample no.	Geographical location	Rock type	Minerals	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \text{‰}$
Kh-13	756069.93 3530682.08	limestone	calcite	2.4	23.6
K-11-1	756039.79 3530747.86	limestone	calcite	2.2	24.7
K-14	755934.49 3530698.95	marble	calcite	0.0	15.5
K-3	755980.82 3530713.96	marble	calcite	0.3	19.0
K-2	755994.34 3530686.14	marble	calcite	0.7	18.5
K-1	756042.11 3530682.86	skarn	calcite	-1.6	12.6
Kh-11	756053.31 3530654.79	skarn	calcite	-0.4	13.4
K-17	756023.77 3530683.89	skarn	calcite	-0.7	12.9
K-12-1	756035.43 3530651.19	skarn	calcite	-2.3	13.2
K-1-Sk	756068.24 3530782.87	skarn	calcite	-2.9	12.8
K-14-2	756063.15 3530636.17	skarn	calcite	-2.5	12.2

ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در توده‌های نیمه‌نفوذی

مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در گرانودیوریت پورفیری کانسار خود از ۱۱/۳ تا ۱۲/۸ در هزار تغییر می‌کند (جدول ۱) که نسبت به گرانیوئیدهای نوع I (Taylor and Sheppard, 1986) غنی‌شدگی نشان می‌دهد. مقادیر بالاتر $\delta^{18}\text{O}$ در گرانودیوریت پورفیری کانسار خود نسبت به گرانیوئیدهای تیپ I می‌تواند به تفریق بیشتر ماگما، آلاش پوسته‌ای ماگما یا برهم‌کنش مستقیم بین مذاب گرانیوئیتی و سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده نسبت داده شود (Taylor and Sheppard, 1986). همچنین فرآیندهای بعد از انجماد فرآیندهای دگرسانی، گرمایی یا آبگیری و هوازدگی دما پایین نیز می‌تواند منجر به مقادیر بالاتر $\delta^{18}\text{O}$ در گرانودیوریت پورفیری خود نسبت به گرانیوئیدهای تیپ I شده باشد (Ren et al., 2015, Boomeri et al., 2019a). با توجه به این که گرانودیوریت پورفیری خود تحت تاثیر دگرسانی واقع شده‌اند، محتمل‌ترین فرضیه برای علت غنی‌شدگی آنها از $\delta^{18}\text{O}$ ، برهم‌کنش و متعادل شدن با محلول‌های گرمایی است. از آنجا که به طور تجربی معادله ضریب تفریق ایزوتوپی فقط برای کانی‌ها ارائه می‌شود و برای سنگ‌ها این امکان وجود ندارد و با توجه به این که بخش غالب سنگ‌های آذرین حدواسط از پلاژیوکلاز تشکیل شده‌است، می‌توان سنگ‌های آذرین مورد مطالعه را مشابه با پلاژیوکلازی که ۳۰ درصد آنورتیت (آندزین) دارد فرض کرد و برای محاسبه آب گرمایی متعادل با آن از معادله ضریب تفریق ایزوتوپی چنین پلاژیوکلازی و دمای سیالات درگیر در گارنت (۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) استفاده کرد. با این فرضیات ترکیب ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ سیال ماگمایی در حال تعادل با گرانودیوریت پورفیری خود از رابطه زیر قابل محاسبه است (O'Neil and Taylor, 1967):

رابطه (۱)

$$1000 \ln \alpha_{\text{Anorthite(30\%)-water}} = (2.91 - 0.76\text{An}) \left(\frac{10^6}{T_2} \right) - (3.41 + 0.41\text{An})$$

که در آن An کسر مولی آنورتیت (0.3) است. از آنجا که فلدسپات فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده گرانیوئیدها است، بنابراین در گرانیوئیدها $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Plagioclase-water}}$ تقریباً برابر با $\Delta^{18}\text{O}_{\text{whole rock-water}}$ است (Taylor, 1978)، بنابراین رابطه بالا به صورت زیر بیان می‌شود (O'Neil and Taylor, 1967).

رابطه (۲)

$$1000 \ln \alpha_{\text{whole rock-water}} = (2.91 - 0.76\text{An}) \left(\frac{10^6}{T_2} \right) - (3.41 + 0.41\text{An})$$

با قرار دادن مقادیر آنورتیت در پلاژیوکلاز به میزان ۳۰ درصد رابطه ۲ به صورت زیر بازنویسی می‌شود:

رابطه (۳)

$$2.68 \left(\frac{10^6}{T_2} \right) - \delta^{18}\text{O}_{\text{Whole rock}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Water}} = 3.29$$

مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال گرمایی در حال تعادل با گرانودیوریت پورفیری خود می‌تواند در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد دمای واقعی به دام افتادن سیال در گارنت‌های خود، (Zahedi, 2014) توسط رابطه بالا محاسبه گردد. همان‌طور که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در سیال گرمایی در حال تعادل با گرانودیوریت پورفیری خود در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد از ۸/۷ تا ۱۰/۲ در هزار تغییر می‌یابد که مقادیر میانگین $\delta^{18}\text{O}$ سیال در حال تعادل با آن برابر ۹/۶ در هزار محاسبه گردید (جدول ۱) که این مقادیر با مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ یک آب ماگمایی (۵/۵ در هزار تا ۱۰ در هزار) مطابقت دارد (Taylor and O'Neil, 1977).

ترکیب ایزوتوپی در کربنات‌ها

مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در کلسیت‌های رسوبی، کلسیت‌های دگرگونی و کلسیت‌های اسکارنی خود در جدول ۲ و نمودار شکل ۵ ارائه شده‌است. همان‌گونه که در شکل ۵ مشاهده می‌شود مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ کلسیت‌های دگرگونی و

زیادی را نشان می‌دهند و حاکی از این است که عوامل دیگری در ایجاد آن‌ها نقش دارد. مطالعات افراد مختلف نشان داده است که کربن زدایی به تنهایی نمی‌تواند منجر به تهی‌شدگی‌های ایزوتوپ‌های پایدار سنگین در کلسیت‌های اسکارنی و مرمرها شود. مقادیر پایین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ کلسیت‌های اسکارنی نسبت به کلسیت‌های رسوبی نشان‌دهنده برهم‌کنش سنگ‌آهک دگرسان‌شده با یک سیال با مقادیر ایزوتوپی به مراتب کمتر می‌باشد. در واقع علاوه بر کربن-زدایی، تراوش سیال و برهم‌کنش متقابل سیال-سنگ نیز می‌تواند منجر به تهی‌شدگی منظم ایزوتوپی کربن و اکسیژن از مرمرها تا کلسیت‌های اسکارنی شود (Shin and Lee, 2003; Orhan et al., 2011; Buick and Cartwright, 2000).

تراوش یکی از عواملی است که نقش اصلی را در تهی‌شدگی مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ دارد، مخصوصاً مقادیر ایزوتوپی کلسیت اسکارنی توسط فرآیند تراوش قابل تفسیر است (Valley, 1986). وقتی یک سیال از یک سمت وارد سنگ نفوذپذیر می‌شود مثل جریان آب زیرزمینی در جهات مختلف حرکت می‌کند چنین جریانی تراوش آب یا سیال نامیده می‌شود که در سنگ‌های کانالیزه و نفوذپذیر امکان‌پذیر است. آثار و شواهد ایزوتوپی ناشی از برهم‌کنش سیال-سنگ، بسیار متفاوت از واکنش‌های کربن‌زدایی است. تغییر در حد ۵ تا ۱۰ در هزار دلیل استواری بر اهمیت رخداد برهم‌کنش سیال-سنگ نسبت به واکنش‌های کربن‌زدایی، در فرآیند متاسوماتیسم است. برهم‌کنش سیال-سنگ بر اثر تراوش با بررسی موازنه جرمی ایزوتوپ‌های پایدار بین آب و سنگ مدل‌سازی شده است (Valley, 1986). با استفاده از مدل‌های موجود می‌توان به ماهیت و مقادیر تغییرات ایزوتوپی در سنگ-های کربناتی میزان به صورت تابعی از نسبت سیال به سنگ، دما و $X(\text{CO}_2)$ پی برد (Taylor and O'Neil, 1977). معادلات تبادل جرمی زیر برای تغییرات ایزوتوپی در سنگ‌های کربناتی می‌زبان

کلسیت‌های اسکارنی نسبت به کلسیت‌های رسوبی و سنگ‌آهک‌های دریایی (Valley, 1986) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. درجه تهی‌شدگی در یک هاله دگرگونی و سامانه‌های اسکارنی به ترکیب ایزوتوپی اولیه سنگ کربناتی (سنگ‌آهک دگرسان‌نشده)، درجه حرارت دگرگونی و سیالات، اثرات کربن زدایی، و نوع و مقدار سیال بستگی دارد (Buick and Cartwright, 2000; Shin and Lee, 2003; Prokoph et al., 2008; Due et al, 2017). این فرآیندها برای انواع کلسیت‌ها در هاله دگرگونی و سامانه‌های اسکارنی باعث ایجاد روندهای هماهنگ یا همبسته در فضای $\delta^{13}\text{C}$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ می‌شود و به صورت نظری توسط پژوهشگران زیادی مدل‌سازی شده است (Valley, 1986; Zheng and Hoefs, 1993). یکی از عوامل مهم در تغییرات ایزوتوپی هاله‌های دگرگونی و تبدیل سنگ‌آهک به مرمر، میزان کربن‌زدایی است. برای بررسی میزان تاثیر کربن‌زدایی، روندهای کربن‌زدایی ناپیوسته و پیوسته بر اساس روش و فرضیات والی (Valley, 1986) در نمودار شکل ۵ ترسیم شده است. در کربن‌زدایی ناپیوسته، سیال قبل از خروج با سنگ متعادل می‌شود و سپس نسبت ایزوتوپی کاهش یا افزایش می‌یابد که بستگی به توزیع ترجیحی ایزوتوپ سبک و سنگین در سیال خواهد داشت. در کربن‌زدایی پیوسته اگرچه تبادل ایزوتوپی به طور پیوسته صورت می‌گیرد اما مقادیر بی‌نهایت کوچک سیال در هر مرحله، قبل از آن که با سنگ به تعادل رسد و قبل از کربن‌زدایی یا فرارشدن در مرحله بعد، از سنگ خارج می‌شود در واقع کربن‌زدایی در یک سامانه‌ای که بین ایزوتوپ‌های سنگ و سیال تعادلی وجود ندارد پیوسته تا بی‌نهایت ادامه پیدا می‌کند. اگر تغییرات ایزوتوپی در کانسار خود فقط توسط این دو فرآیند کربن‌زدایی صورت می‌گرفت آن‌گاه باید مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ اندازه‌گیری شده بر روی خطوط و منحنی‌های مدل‌سازی شده در شکل ۵ قرار گیرند در حالی که بر اساس نمودار شکل ۵ روند مقادیر ایزوتوپی کلسیت‌های مطالعه شده با روند منحنی‌های مدل‌سازی اختلاف

اسکارن خود طی برهم کنش سیال-سنگ در فرآیند تراوش سیالات بکار می‌رود (Taylor and O'Neil, 1977):

رابطه (۴)

$$w/r = (\delta^{18}O_{Rock}^f - \delta^{18}O_{Rock}^i) / (\delta^{18}O_{H_2O}^i - \delta^{18}O_{Rock}^f + \Delta)$$

که در آن Δ ضریب تفکیک ایزوتوپی اکسیژن بین کلسیت و آب است. i و f به ترتیب مقادیر اولیه و نهایی در سنگ کربناتی هستند به طوری که $\delta^{18}O_{Rock}^i$ و $\delta^{18}O_{Rock}^f$ به ترتیب مقادیر $\delta^{18}O$ در سنگ آهک دگرسان‌نشده (کلسیت رسوبی) و سنگ کربناتی دگرگون و دگرسان‌شده (کلسیت دگرگونی و کلسیت اسکارنی) هستند. مقدار $\delta^{18}O$ کلسیت رسوبی در کانسار خود برابر $23/6$ و $24/7$ در هزار است (جدول ۲). در محاسبات مقدار $\delta^{18}O$ کلسیت رسوبی دگرسان و دگرگون‌نشده ۲۵ در هزار فرض شده است. $\delta^{18}O_{H_2O}^i$ ترکیب ایزوتوپی سیال ماگمایی در حال تعادل با گرانیتوئید کانسار خود است که مقدار میانگین محاسبه شده آن با استفاده از رابطه ۳ برابر $9/6$ در هزار محاسبه گردید. سنگ در این فرمول سنگ آهک است و w/r نسبت جرم اتمی آب به سنگ است. ضریب تفکیک ایزوتوپی محاسبه شده (Δ) در رابطه ۴ به صورت زیر است (Friedman and O'Neil, 1977):

رابطه (۵)

$$\Delta_{\text{Calcite-water}} = 2.78 \left(\frac{10^6}{T^2} \right) - 2.89$$

که در آن T ، دماهای فرض شده در 250 تا 400 درجه سانتی‌گراد هستند. تبادل ایزوتوپی کربن مرتبط با مقادیر کربن در سیال به طریق مشابهی به صورت زیر است:

رابطه (۶)

$$X_{CO_2} \times w/r = (\delta^{13}C_{Rock}^f - \delta^{13}C_{Rock}^i) / (\delta^{13}C_{H_2O}^i - \delta^{13}C_{Rock}^f + \Delta)$$

که در آن Δ ضریب تفکیک ایزوتوپی کربن بین کلسیت و CO_2 است و $\delta^{13}C_{H_2O}^i$ مقادیر اولیه $\delta^{13}C$ در سیال ماگمایی است که برابر با -8 در هزار در نظر گرفته شده است. X_{CO_2} کسر مولی CO_2 در سیال است. با توجه به حضور گارنت‌های آندرادیتی تقریباً خالص در اسکارن خود مقدار X_{CO_2} برابر $0/2$ در نظر گرفته شده است. $\delta^{13}C_{Rock}^i$ و $\delta^{13}C_{Rock}^f$ به ترتیب مقادیر $\delta^{13}C$ در سنگ آهک دگرسان‌نشده اولیه و دگرسان‌شده نهایی است. مقدار میانگین $\delta^{13}C$ در سنگ آهک دگرسان‌نشده اولیه خود برابر $2/3$ در هزار است که در محاسبات ۳ فرض شده و $\delta^{13}C_{Rock}^f$ مقدار محاسبه شده توسط رابطه (۶) است. ضریب تفکیک ایزوتوپی محاسبه شده در رابطه (۶) به صورت زیر است (Friedman and O'Neil, 1977).

رابطه (۷)

$$\Delta_{\text{Calcite-CO}_2} = 2.988 \left(\frac{10^6}{T^2} \right) - 7.666 \left(\frac{1000}{T} \right) + 2.46$$

که در آن T دماهای فرض شده در 250 تا 400 درجه سانتی‌گراد هستند. معادلات ذکر شده در بالا برای سیستم‌های بسته کاربرد دارد که در آن همه سیالات به طور کامل در تعادل با سنگ هستند و تبادل ایزوتوپی مستقل از دما و نسبت سیال به سنگ است. تبادل ایزوتوپی سیالات با سنگ‌های اطراف می‌تواند در سیستم باز توسط معادله زیر تفسیر شود (Taylor and O'Neil, 1977).

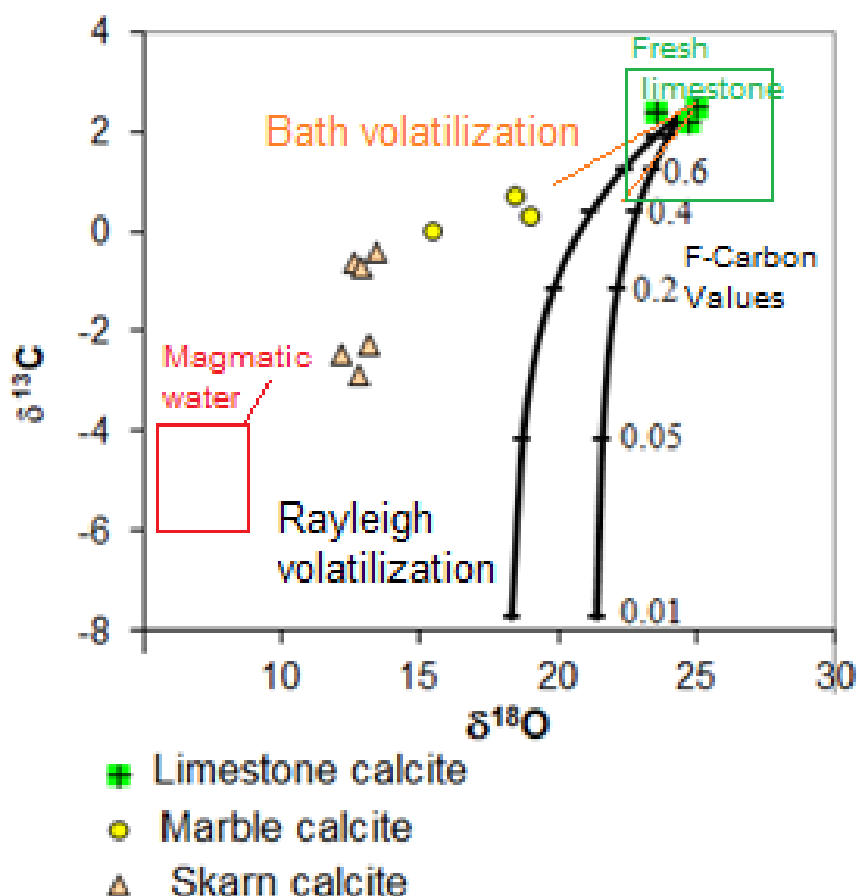
رابطه (۸)

$$w/r = \ln[(w/r)_{C-S} + 1]$$

که در آن $(w/r)_{C-S}$ مقدار بدست آمده از سیستم بسته است. در نتیجه معادلات محاسبه شده در بالا، منحنی‌های متغیر $\delta^{18}O$ - $\delta^{13}C$ برای کلسیت‌های کانسار خود در نتیجه برهم کنش متقابل بین سیالات گرمایی فرض شده و $\delta^{13}C = -8.0\%$ (و $\delta^{18}O = +9.0\%$) و سنگ‌های کربناتی دگرسان‌نشده $\delta^{18}O = +25.0\%$ و $\delta^{13}C = +3.0\%$ در دماهای 250 تا

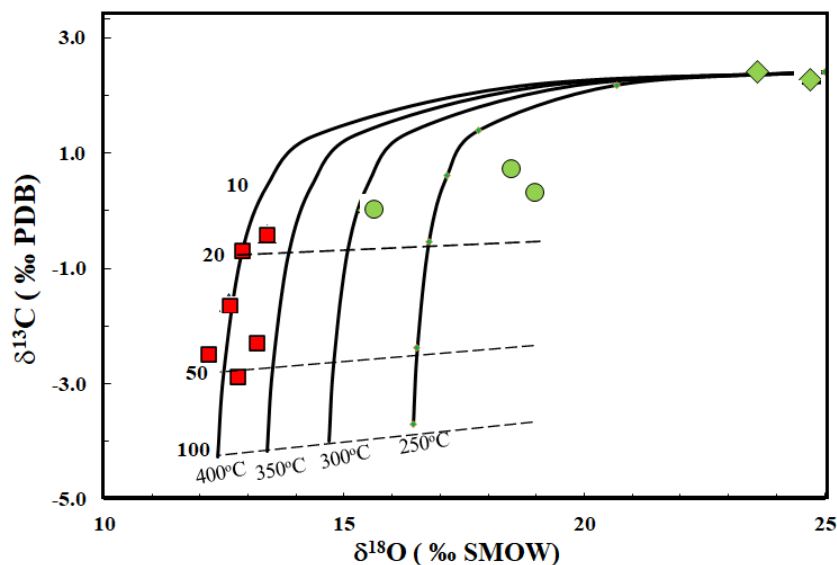
$\delta^{18}\text{O}$ مشاهده نمی‌شود، بنابراین شیب منحنی‌ها ثابت است درحالی‌که در نسبت‌های آب به سنگ بالاتر از ۵ مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ به سرعت کاهش می‌یابد درحالی‌که تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ چشمگیر نیست و شیب نمودار روند تقریباً ثابتی را نشان می‌دهد.

۴۰۰ درجه سانتی‌گراد در سیستم باز با $X(\text{CO}_2) = 0.02$ و نسبت آب به سنگ صفر تا صد درصد ترسیم شده‌اند (شکل ۶). همان‌طور که شیب منحنی‌ها در نمودار شکل ۶ نشان می‌دهد، در نسبت‌های آب به سنگ بالاتر از ۵ تغییر چشمگیری در مقدار



شکل ۵. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ برای کلسیت‌های رسوبی، دگرگونی و کلسیت‌های اسکارنی در کانسار خود. روندهای کربن‌زدایی با خطوط مستقیم قرمز (کربن‌زدایی ناپیوسته) و منحنی‌های پررنگ (کربن‌زدایی پیوسته) با فرض کربن‌زدایی معمول کالک‌سیلیکات‌ها بر اساس روش والی (Valley, 1986) ترسیم شدند. در این محاسبات ضریب تفریق دی‌اکسید کربن-سنگ در دماهای دگرگونی برای ایزوتوپ اکسیژن برابر 1.006 و برای کربن برابر 1.0022 درجه سانتی‌گراد در نظر گرفته شده‌است. مقادیر ایزوتوپی سنگ‌های آهنکی نرمال و آب‌های ماگمایی به ترتیب از والی (Valley, 1986) و تیلور و اونیل (Taylor and O'Neil, 1977) اقتباس شده‌است.

Fig 5. Plotted values of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ limestone, marble, and skarn calcites in the Khoud Cu skarn deposit. Volatilization trends shown as straight lines (batch volatilization) and solid black curve (Rayleigh volatilization) assuming normal calc-silicate decarbonation based on Valley (1986) method. Fractionation factors are appropriate for metamorphic temperatures; $\alpha^{13}\text{C}(\text{CO}_2\text{-rock}) = 1.0022$ and $\alpha^{18}\text{O}(\text{CO}_2\text{-rock}) = 1.006$ and 1.012. Isotopic values of normal limestones and magmatic waters are adapted from Valley (1986) and Taylor and O'Neil, 1977, respectively.



شکل ۶. منحنی‌های اختلاط ایزوتوپی که تغییرات مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن کلسیت‌های خود را در نتیجه برهم‌کنش متقابل بین سنگ‌های آهکی و سیال ماگمایی در سیستم باز نشان می‌دهد. این منحنی‌ها با استفاده از روابط ۴ و ۶ در دمای ۲۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد ترسیم شده‌است. اعداد روی منحنی در امتداد خط‌چین‌ها، نسبت سیال به سنگ را نشان می‌دهد (Taylor and O'Neil, 1977). نماد لوزی، دایره و مربع برترتیب نشان‌دهنده کلسیت رسوبی، کلسیت دگرگونی و کلسیت اسکارنی هستند.

Fig 6. Isotopic mixing curves describe the variation in the oxygen and carbon isotope values of Khoud calcites, produced by interaction between magmatic fluid and limestone in the open system. These curves are drawn by using 4 and 6 relations at temperatures from 250° to 400°C. The curves are graduated in increments of W/R ratio (Taylor and O'Neil, 1977). The rhombus, circle, and square symbols represent sedimentary, metamorphic, and skarn calcites, respectively.

$\delta^{13}\text{C}$ می‌گردد و این فرآیند منجر به تهی‌شدگی ایزوتوپ‌های سنگین در سنگ باقی‌مانده می‌گردد، اما حداکثر میزان تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ در طی این فرآیند در حدود ۴ در هزار است، تهی‌شدگی نسبتاً زیاد در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در کلسیت‌های سامانه اسکارنی خود به ترتیب به میزان ۱۲ و ۲/۵ در هزار توسط برهم‌کنش سیال ماگمایی با سنگ کربناتی دگرسان‌نشده در سیستم باز و نسبت آب به سنگ ۲۰-۵۰ درصد در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد شرح داده است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن نیز نشان می‌دهد که رخداد اسکارنی خود از نوع اسکارن‌های متاسوماتیک نوع تراوشی هستند و تمام ویژگی‌های ذکر شده برای اسکارن‌های متاسوماتیک نوع تراوشی را دارا هستند (جدول ۳). اسکارن‌ها را می‌توان به دو نوع متامورفیک (دگرگونی) و متاسوماتیک (دگرسانی) تقسیم‌بندی

تهی‌شدگی ایزوتوپی کربن و اکسیژن کلسیت رسوبی، کلسیت دگرگونی به سمت کلسیت اسکارن در کانسار خود با افزایش پیش‌رونده نسبت سیال به سنگ همراه بوده است به طوری که کلسیت‌ها اسکارنی خود در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد با نسبت تقریبی آب به سنگ ۲۰-۵۰ در هزار در $X(\text{CO}_2)=0.02$ تشکیل شده‌اند (شکل ۶). تراوش سیالات ماگمایی در سنگ‌های کربناتی که منجر به انحلال مرمر و جانشینی اسکارن و مواد معدنی شدند باعث تغییر پیش‌رونده مقادیر ایزوتوپی سنگ‌های کربناتی در کانسار خود گردیده و در نتیجه کلسیت‌های اسکارنی از این سیال ماگمایی متبلور شده‌اند. بر این اساس، مهم‌ترین عامل تهی‌شدگی $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی مورد بررسی مشارکت سیال ماگمایی است. اگرچه در فرآیند کربن-زدایی، CO_2 آزاد شده غنی در ایزوتوپ‌های سنگین $\delta^{18}\text{O}$ و

ماگما، عناصر از ماگما و سنگ‌های مسیر حمل جدا شده و با چرخش در سنگ‌های کربناتی نفوذپذیر باعث انحلال و جانشینی کانی‌های کالک‌سیلیکات‌ها، اکسیدها و سولفیدها در آنها شده و کربنات کلسیم خارج شده به صورت نهشته‌های کلسیتی (کلسیت اسکارنی) رسوب می‌کنند که این فرآیند تراوش نامیده می‌شود. هرچه نسبت آب به سنگ بیشتر باشد تهی‌شدگی مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در انواع کلسیت بیشتر است. در انتشار که سیالی وجود ندارد میزان تهی‌شدگی ایزوتوپ‌های پایدار سنگین اندک ولی در تراوش با افزایش میزان سیال، میزان تهی‌شدگی بیشتر می‌شود.

کرد که نوع اول شامل اسکارنوئید و اسکارن واکنشی و نوع دوم شامل اسکارن اولیه و اسکارن ثانویه می‌باشند (Einaudi et al., 1981). در نوع متامورفیک، واکنش‌ها از نوع انتشاری و سیستم بسته است و بین ماگما و سنگ‌های رسوبی میزان، تبادل انرژی صورت می‌گیرد ولی تبادل ماده صورت نمی‌گیرد. در این نوع، تبادل عناصر در مقیاس کم فقط بین اجزاء یک سنگ رسوبی رخ می‌دهد، بافت سنگ‌های رسوبی تغییر می‌کند ولی ترکیب شیمیایی آن ثابت است. در نوع متاسوماتیک، سیستم باز است و تبادل ماده بین ماگما و سنگ‌های رسوبی کربناتی در حجم زیادی امکان‌پذیر است. در این نوع محلول‌های ماگمایی منشاء گرفته از

جدول ۳. ویژگی‌های شاخص اسکارن‌های دگرگونی و متاسوماتیک (Einaudi et al., 1981) و مقایسه آن با رخداد‌های اسکارنی خود (Zahedi, 2014).

Table 3. Typical characteristics of metamorphic and metasomatic skarns (Einaudi et al., 1981) and its comparison with the occurrence of the Khoud skarn (Zahedi, 2014).

Skarn types	Metamorphic Skarn (Reaction skarn)	Metasomatic Skarn (Infiltration skarn)	Metasomatic Skarn Khoud Skarn
Scale	Millimeters to a few meters	Centimeters to hundreds of meters	More than meters
Control	Lithological contacts (chemical control) most commonly limestone/shale	Lithological contacts (permeability control), faults and fractures	Lithological contacts (permeability control) granodiorite), fault and fractures
Conformity to bedding	Conformable, stratiform, enhance bedding	Conformable, stratiform or crosscutting, irregular, destroys bedding	crosscutting, irregular, destroys bedding
Bulk composition	Reflects host rocks	No obvious relation to host rocks, exotic elements present	No obvious relation to host rocks, exotic elements present
Main minerals	Grossular, diopside, feldspar, clinozoisite are common	Grossular, hedenbergite, andradite diopside, forsterite, oxide and sulfide are common	andradite, diopside-hedenbergite, magnetite and copper sulfide minerals and hematite are common
Geochemical characteristics of garnet and pyroxene-containing skarns	Fe/Al <2 (often <1) Fe/Ca <0.3	Fe/Al >1 (often >2) (Fe/Ca >0.3) often 0.5-1	Fe/Al >2 Fe/Ca > 0.3
$\delta^{18}\text{O}\%$	Higher than 15‰	Lower than 15‰	Lower than 15‰
$\delta^{13}\text{C}\%$	Higher than 0‰	Lower than 0‰	Lower than 0‰

نتیجه‌گیری

مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در گرانودیوریت پورفیری خود نشان می‌دهد که توسط محلول‌های ماگمایی در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد کمی دگرسان شده‌است و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به مقادیر معمول گرانیتوئیدهای حدواسط غنی شده‌اند. کلسیت‌های اسکارنی در کانسار خود نسبت به کلسیت‌هایی رسوبی و دگرگونی به شدت در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این تهی‌شدگی با خطوطی که از طریق مدل‌سازی و محاسبات برای کربن‌زدایی سنگ‌آهک سالم طی دگرگونی مجاورتی ترسیم شد، منطبق و قابل تفسیر نیست (شکل ۵). پس کلسیت‌های اسکارنی نمی‌توانند فقط حاصل فرآیندهای کربن‌زدایی ناشی از دگرگونی یا انتشار باشند. این محاسبات نشان می‌دهد که فقط مقدار اندکی از این تهی‌شدگی‌ها مرتبط با کربن‌زدایی در مرحله دگرگونی است و تغییرات عمده ایزوتوپی بر اثر تراوش سیالات ماگمایی در مرم‌مر می‌باشد. محاسبات موازنه جرمی نشان می‌دهد که تهی‌شدگی

بیشتر مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در کلسیت‌های اسکارنی حاصل برهم‌کنش حجم زیادی از سیال ماگمایی (فرآیندهای تراوش حاصل از متاسوماتیسم) مرتبط با گرانودیوریت پورفیری با سنگ‌آهک و مرم‌مر است. هرچه مقدار آب و سنگ بیشتر بوده، تهی‌شدگی نیز بیشتر شده‌است. کاهش زیاد $\delta^{13}\text{C}$ در برخی نمونه‌های مرم‌مر به خاطر کاهش دما است.

تعارض منافع:

هیچگونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده‌است.

قدردانی

تجزیه ایزوتوپی نمونه‌ها با استفاده از تجهیزات آزمایشگاهی دانشگاه آکیتای ژاپن انجام شده‌است. نگارندگان صمیمانه از همکاری‌های ارزشمند پروفیسور ناکاشیما و ایشی‌یاما از بخش علوم زمین دانشگاه آکیتای ژاپن تشکر و قدردانی می‌نمایند.

¹ Pseudomorph

² Prograde skarn

³ Retrograde skarn

⁴ Atoll texture

References

- Bowman, J.R., 1998. Stable-isotope systematics of skarns. In: D.R. Lentz (Editor), Mineralized intrusion related skarn system. Mineral Association of Canada, Short Course Series, Canada, pp. 99-114. Retrieved August 18, 2023 from <https://academic.oup.com/petrology/article/41/2/305/1431996>
- Buick, I.S. and Cartwright, I., 2000. Stable isotope constrains on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan Batholith, NSW, Australia. *Journal of Geochemical Exploration* 69-70: 291-295. [http://doi.org/10.1016%2FS0375-6742\(00\)00027-3](http://doi.org/10.1016%2FS0375-6742(00)00027-3)
- Boomeri, M., Ishiyama, D., Mizuta, T., Matsubaya, O. and Lentz, D.R., 2010. Carbon and Oxygen Isotopic Systematics in Calcite and Dolomite from the Sangan Iron Skarn Deposit, Northeastern Iran, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 21(3): 213-224. Retrieved August 18, 2023 from https://jscienc.es.ut.ac.ir/article_21078_ecc765dbf05d550db164afe9ed343105.pdf
- Boomeri, M., Biabangard, H., Zeinadini, Z., 2019a. Investigation of petrography, mineralogy and alteration of northern part of the Chahfiruzeh porphyry copper deposit, northwest of Shar-e-Babak, Kerman. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 57-80. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.63353>
- Boomeri, M., Moradi, R., Stein, H. and Bagheri, S., 2019b. Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran. *Ore Geology Reviews*, 104: 477-494. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.018>
- Ciobanu, C.L. and Cook, N.J., 2004. Skarn texture and a case study: The ocna de Fier- Dognecea orefield, Banat, Romania. *Ore geology reviews*, 24(3-4): 315-370. <http://doi.org/10.1016%2Fj.oregeorev.2003.04.002>
- Deng, J., Yang, L.Q., Gao, B.F., Sun, Z.S., Guo, C.Y., Wang, Q.F. and Wang, J.P., 2009. Fluid evolution and metallogenic dynamics during tectonic regime transition: example from the Jiapigou gold belt in Northeast China. *Resource Geology*. 59(2): 140-152. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2009.00086.x>
- Demir, Y., Uysal, I., Kandemir, R. and Jaus, A., 2017. Geochemistry, fluid inclusion and stable isotope constraints (C and O) of the Sivrikaya Fe-skarn mineralization (Rize, NE Turkey). *Ore Geology Reviews*. 91: 153-172. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.10.008>
- Due, L.J., Li, B., Huang, Z.L., Zhou, J.X., Zou, G.F. and Yan, Z.F., 2017. Carbon-oxygen isotopic geochemistry of the Yangla Cu skarn deposit, SW China: Implications for the source and evolution of hydrothermal fluids. *Ore Geology Reviews*. 88:809-821. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.026>
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. 75th Anniversary Volume (1905-1980), Society of Economic Geologists, United States, Retrieved August 18, 2023 from <https://www.segweb.org/Store/detail.aspx?id=EDOC75CH09>
- Friedman, I. and O'Neil J. R. 1977. Compilation of stable isotopic fractionation factors of geochemical interest. Unites State geological survey professional paper, Aashington, 11 pp, 440-KK, <https://doi.org/10.3133/pp440KK>
- Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources. Springer, Dordrecht, 450pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-5625-0>
- Hoefs, J., 2009. Stable Isotope Geochemistry. Springer Veriag. 286pp. Retrieved August 18, 2023 from <https://www.amazon.com/Stable-Isotope-Geochemistry-Jochen-Hoefs/dp/3540707034>
- Huang, Z.L., Li, X.B., Zhou, M.F., Li, W.B., Jin, Z.G., 2010. REE and C-O Isotopic Geochemistry of Calcites from the World-class Huize Pb-Zn Deposits, Yunnan, China: implications for the Ore Genesis. *Acta Geologica Sinica*.. 84(3): 597-613. <https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2010.00144.x>

- Meinert, L.D., Dipple, G. and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits, In: Jeffrey W. Hedenquist, John F. H. Thompson, Richard J. Goldfarb, Jeremy P. Richards (Editors), Economic Geology 100th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists, Inc. Littleton, Colorado, pp. 299–336, Economic Geology, 100th Anniversary Volume, pp. 299–336. <https://doi.org/10.5382/AV100.11>
- Meinert, L.D., 1997. Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology*, 6(2): 185–208. Retrieved August 18, 2023 from <https://pubs.geoscienceworld.org/cim/emg/article/6/2/185/61116/Application-of-skarn-deposit-zonation-models-to>
- McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale, *Journal of Chemical Physics*, 18: 849–857. <https://doi.org/10.1063/1.1747785>
- Orhan, A., mutlu, H. and Fallick, A.E., 2011. Fluid infiltration effects on stable isotope systematics of the Susurluk skarn deposit, NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(2): 550–568. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.10.009>
- O'Neil, J. R. and Taylor, H. P. Jr., 1967. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *American Mineralogist*, 52(9–10): 1414–1437. Retrieved August 18, 2023 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/52/9-10/1414/542302/The-oxygen-isotope-and-cation-exchange-chemistry>
- Prokoph, A., Shields, G.A. and Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history, *Earth-Science Reviews*, 87(3–4): 113–133. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.12.003>
- Ren, T., Zhang, X., Han, R. and Hou, B., 2015. Carbon-oxygen isotopic covariations of calcite from Langdu skarn copper deposit, China: implications for sulfide precipitation. *Chinese Journal of Geochemistry*, 34: 21–27. <https://doi.org/10.1007/s11631-014-0014-6>
- Shin, D. and Lee, I., 2003. Evaluation of the volatilization and infiltration effect on the stable isotopic and mineralogical variations in the carbonate rocks adjacent to the Cretaceous Muamsa Granite, South Korea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(3): 227–243. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00064-6](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00064-6)
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologists. Bull.* 52(7): 1229–1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Shieh, Y. N., Taylor, H.P. Jr., 1969. Oxygen and carbon isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks. *Journal of Petrology* 10(2): 307–331. <https://doi.org/10.1093/petrology/10.2.307>
- Taylor, H.P. and O'Neil, J.R., 1977. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 1–49. <https://doi.org/10.1007/BF00371674>
- Taylor, H.P. Jr., 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 38(1): 177–210. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90131-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90131-0)
- Taylor, H.P. and Sheppard, S.M.F., 1986. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R (Editors), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, *Reviews in Mineralogy*, 16: 227–272. Retrieved August 18, 2023 from <http://www.minsocam.org/msa/rim/rim16.html>
- Valley, J.W., 1986. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks, *Review in Mineralogy*, 16: 445–489. Retrieved August 18, 2023 from https://www.researchgate.net/publication/247635080_Stable_isotope_geochemistry_of_metamorphic_rocks
- Yazdi, M., 1992. The study of economic geology and lithology in Khut ore deposit, MSc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 207p. (in Persian with English abstract).
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zahedi, A. (2014) *Geochemistry of Cu-Fe skarn occurrences and related intrusive rocks from the*

- Khut and Panah-Kuh area, west of Yazd, Central Iran, Thesis, Ph.D. University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 430p. (in Persian with English abstract).
- Zahedi, A., Boomeri, M., Nakashima, K., Mackizadeh, M.A., Ban, M. and Lentz, D.R., 2014. Geochemical Characteristics, Origin, and Evolution of Ore-Forming Fluids from the Khut Copper Skarn Deposit (West of Yazd, Central Iran). *Resource Geology*, 64(3): 209-232. <https://doi.org/10.1111/rge.12037>
- Zheng, Y.F. and Hoefs, J., 1993. Carbon and oxygen isotopic variations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineralium Deposita*, 28: 79-89. <https://doi.org/10.1007/BF00196332>
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M.A., 2005. Geology of Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran. *International Geology Reviews*, 47: 620-646. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620>
- Zhou, J.X., Huang, Z.L., Zhou, M.F., Li, X.B. and Jin, Z.G., 2013. Constraints of C-O-S-Pb isotope compositions and Rb-Sr isotopic age on the origin of the Tianqiao carbonate-hosted Pb-Zn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*. 53: 77-92. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.0>