



## Research Article

### Geology and isotopic geochemistry of the Haftcheshmeh Cu-Mo porphyry deposit, implication of the Sr-Nd-Pb-S-O-H isotopes

Nazanin Zaheri Abdehvand<sup>1</sup>, Iraj Rasa<sup>1</sup> \* , Shohreh Hassanpour<sup>2</sup>

1-Department of Minerals and Groundwater Resources, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2-Department of Geology, Payame Noor University, Iran

Received: 01 Jan 2020 Accepted: 12 Jul 2020

## Extended Abstract

### Introduction

The Haftcheshmeh porphyry Cu–Mo deposit is located in the NW part of the Arasbaran Metallogenic-magmatic zone (AMZ), NW Iran. The (AMZ), located in the southernmost of Lesser Caucasus subduction zone, extends from NW Iran to Armenia and Azerbaijan (Hassanpour et al., 2015). The Haftcheshmeh Cu–Mo porphyry deposit was developed synchronously with the emplacement of the Oligo-Miocene Haftcheshmeh porphyries, ranging in composition from gabbro-diorite to granodiorite. Based on the detailed field and petrography studies, four alteration zones from center to outward have been recognized in the Haftcheshmeh deposit, including early potassic and peripheral propylitic alterations, successively followed by sericitic and locally argillic alteration zones. According to the mineralogical, textural, and crosscutting relation of the quartz veins, three hypogene hydrothermal alteration-mineralization have been recognized. Stages I and II are associated with potassic alteration zone; and stage III is associated with sericite alteration zone.

The purpose of this paper is to determine the characteristics and origin of the ore-bearing fluids, with particular focus on the results of S-O-H stable isotopes of the hydrothermal sulfide ores, phyllosilicate minerals (biotite and sericite) given from potassic and sericite alteration zones. The whole rock Sr-Nd-Pb radiogenic isotopes were undertaken to elucidate the possible origin of the parental magma of the ore-bearing Haftcheshmeh porphyries.

### Materials and Methods

More than 100 polished and thin sections from mineralized gabbro-diorite and granodiorite porphyries bore hole samples were studied by petrographic and mineralogical methods at the Shahid Beheshti University, Tehran. Two biotites from stage II; and five sericites from stage III and ten sulfide minerals (eight pyrite and two chalcopyrite) were separated from quartz–sulfide veinlets of II and III mineralization stages. They were used for  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  stable isotope analysis; which was performed at the geochemistry and isotopic research Laboratory of British Columbia, Canada, using a Finnigan MAT 252 mass spectrometer. Whole-rock Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the two least altered gabbro-diorite and granodiorite porphyries were performed at the geochemistry and isotopic research Laboratory of British Columbia, Canada, using Nu Multi-Collector Thermal Ionization Mass Spectrometer; (TIMS).

**Citation:** Zaheri Abdehvand, N. et al, 2020. Geology and isotopic geochemistry of the Haftcheshmeh Cu-Mo porphyry deposit, implication of the Sr-Nd-Pb-S-O-H isotopes, *Res. Earth. Sci.* 11(4), (213-234) DOI: 10.52547/esrj.11.4.213

\* Corresponding author E-mail address: I-rasa@sbu.ac.ir





### Results and Discussion

The calculated aqueous fluids  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  and  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  values of water in equilibrium with biotite samples range from +8.3‰ to +6 and from -76 to -74‰ respectively. The calculated  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  and  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  values of water in equilibrium with sericite samples range from 5.6 to 8.3 ‰ in  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  and from -100 to -84‰ in  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ , respectively. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of pyrite and chalcopyrite from stage II range from -5.4 to -3.7 (n=4), and -3.2‰ (n=1) respectively, and  $\delta^{34}\text{S}$  values of pyrite and chalcopyrite from stage III range from +0.9 to +3.1 (n=3) and +0.7 (n=1), respectively. Gabbro-diorite and granodiorite samples at Haftcheshmeh have an initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios, and  $\epsilon\text{Nd}(t)$  values between 0.7044-0.7046; 0.5128-0.51277; 18.8-18.93; 15.60-15.61; 38.8-39 and +2.7 to +2.6, respectively.

The  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  and  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  values of the biotite samples from stage II with potassic alteration halo and sericite samples from stage III, indicate that the initial ore-forming fluids were from a magmatic dominated origin and then mixed with a low component of the meteoric water. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of pyrite and chalcopyrite minerals reflected a homogeneous magmatic and mantle-dominated sulfur source. The Pb isotopic compositions of the Haftcheshmeh porphyries show a relatively uniform magmatic origin during the compressional regime. Whole-rock initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  isotopic ratios and positive  $\epsilon\text{Nd}(t)$  values indicated that the adakite-like Haftcheshmeh porphyries were generated from a dominantly depleted mantle-derived, thickened lower crust source, which was consequently contaminated by upper crustal materials during the ascent and crystallization of magma.

### Conclusion

Three alteration and Cu-Mo mineralization stages associated with potassic and sericite alteration zones of the gabbro-diorite to granodiorite phases have been recognized in the Haftcheshmeh porphyry deposit. The measured and calculated  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  values of the potassic to sericite minerals from stage II to III reflected that the magmatic hydrothermal fluids were progressively mixed with a meteoric water influx. The  $\delta^{34}\text{S}$  and the calculated  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  values of pyrite and chalcopyrite sulfides from stage II and III reflected that the magmatic sulfur and physico-chemicals contributed to sulfide mineral formation. The homogenous whole rocks  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and initial Pb isotopes ratios of the gabbro-diorite to granodioritic porphyries indicated that the primary magmas were generated from a dominantly depleted mantle-derived, thickened, lower crust source. It was consequently contaminated by upper crustal materials either at the magma source or during the ascent and crystallization of magma during the compressional regime.

**Keywords:** O-D-S stable isotopes, Whole rock Sr-Nd-Pb radioisotopes, Arasbaran magmatic zone, Porphyry Cu-Mo deposit.



## زمین‌شناسی و ژئوشیمی ایزوتوپی کانسار Cu-Mo پورفیری هفت‌چشمه با تکیه بر نتایج ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb-S-O-H

نازنین ظاهری عبدوند<sup>۱</sup>، ایرج رسا<sup>۱\*</sup>، شهره حسن‌پور<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۱۰/۱۱

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۴/۲۲

### چکیده

کانه‌زایی Cu-Mo پورفیری در کانسار هفت‌چشمه واقع در شمال‌غربی زون فلززایی- ماگمایی ارسباران، شمال‌غرب ایران مرتبط با نفوذ توده نفوذی گرانودیوریتی به درون توده پورفیری گابرویدیوریتی می‌باشد. براساس مطالعات کانی‌شناسی، روابط بافتی و مقاطع رگه‌های کوارتز سولفیددار، فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی هیپوژن Cu-Mo در این کانسار به سه مرحله کانه‌زایی I و II همراه با دگرسانی پتاسیک و مرحله کانه‌زایی III همراه با زون دگرسانی سربسیتی تقسیم‌بندی شده‌اند. مقادیر محاسبه‌شده سیال- $\delta^{18}\text{O}$  و سیال- $\delta\text{D}$  کانی‌های بیوتیت در تعادل با سیال گرمایی به ترتیب  $+۸/۳$  تا  $+۶$  پرمیل و  $-۷۶$  تا  $-۷۴$  پرمیل نشان‌گر منشاء ماگمایی سیالات سازنده هاله‌های دگرسانی پتاسیک احاطه‌کننده مرحله II کانه‌زایی می‌باشد. مقادیر محاسبه‌شده سیال- $\delta^{18}\text{O}$  و سیال- $\delta\text{D}$  کانی‌های سربسیت در تعادل با سیال گرمایی به ترتیب  $+۷/۹$  تا  $+۵/۶$  پرمیل و  $-۱۰۰$  تا  $-۸۴$  پرمیل نشان‌گر مشارکت بسیار کم آب‌های سطحی با سیالات ماگمایی در تشکیل هاله‌های دگرسانی سربسیتی می‌باشد. محدوده تغییرات مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  ایزوتوپ‌های گوگرد کانه‌های پیریت و کالکوپیریت در مراحل کانه‌زایی II و III کانسار هفت‌چشمه به ترتیب بین  $-۵/۴$  تا  $-۳/۲$  پرمیل و  $+۳/۱$  تا  $+۰/۷$  پرمیل نشان‌دهنده منشاء ماگمایی گوگرد در کانه‌های سولفیدی و تغییرات فیزیکوشیمیایی سیالات کانه‌زا در این مراحل کانه‌زایی می‌باشد. مقادیر همگن و محدوده باریک تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی سنگ‌کل  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ،  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ،  $\epsilon\text{Nd}$  و  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ،  $^{204}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  و  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  توده‌های پورفیری گابرویدیوریت و گرانودیوریت به ترتیب  $-۰/۵۱۲۷۷۳$  تا  $+۰/۵۱۲۷۷۶$ ،  $-۰/۷۰۴۶$  تا  $+۰/۷۰۴۶$ ،  $+۲/۶$  تا  $+۲/۷$ ،  $-۱۸/۸۲$  تا  $-۱۸/۹۳$ ،  $-۱۵/۶۰$  تا  $-۱۵/۶۱$  و  $۳۹$  تا  $۳۸/۹۰$  نشانگر تشکیل این توده‌ها در اثر ذوب بخشی پوسته زیرین ضخیم‌شده منشاء گرفته از گوشته تهی‌شده، در رژیم تکتونیکی فشارشی و سپس آغشتگی با مواد پوسته بالایی در طی صعود و تبلور ماگما می‌باشند.

**واژه‌های کلیدی:** ایزوتوپ‌های پایدار  $\delta^{18}\text{O}$ ،  $\delta\text{D}$  و  $\delta^{34}\text{S}$ ، ایزوتوپ‌های ناپایدار سنگ‌کل  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ،  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ، زون فلززایی- ماگمایی ارسباران، کانسار Cu-Mo پورفیری.

## مقدمه

ایزوتوپ‌های ناپایدار سنگ‌کل Sr-Nd-Pb و مقایسه داده‌های ایزوتوپ‌های ناپایدار دیگر توده-های نفوذی کانه‌دار الیگومیوسن‌پسین در زون فلززایی- ماگمایی ارسباران (حسن‌پور، ۱۳۸۹) می‌باشد؛ که این امر به درک بهتر پتروژنز و همچنین نقش ضخامت پوسته در تکامل ماگمایی توده‌های کانسار Cu-Mo پورفیری هفت‌چشمه در بخش شمال‌غرب زون فلززایی- ماگمایی ارسباران کمک خواهد کرد. همچنین، مطالعه ایزوتوپ پایدار گوگرد کانه‌های کالکوپیریت و پیریت متعلق به مراحل II و III کانه‌زایی، و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن کانی‌های بیوتیت و سریسیت متعلق به هاله‌های دگرسانی پتاسیک و سریسیت احاطه‌کننده مراحل II و III کانه‌زایی می‌تواند نقش موثری در تعیین خاستگاه گوگرد، شرایط فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌دار در طی نهشت کانه-های سولفیدی و نیز منبع سیالات مسئول دگرسانی‌های پتاسیک و سریسیتی در کانسار هفت‌چشمه داشته باشد.

## منطقه مورد مطالعه

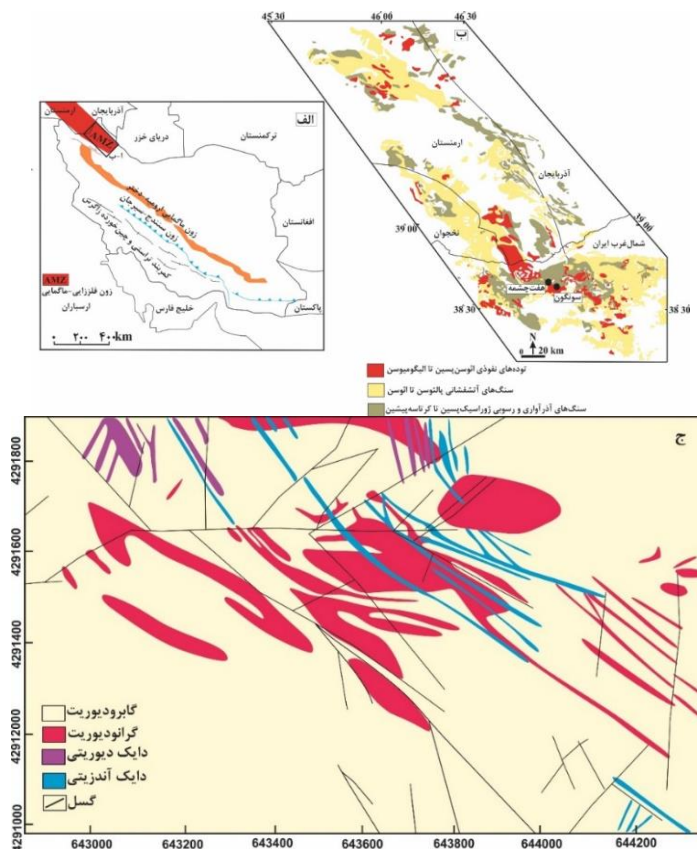
## زمین‌شناسی ناحیه‌ای

در زون فلززایی- ماگمایی سنوزوئیک ارسباران واقع در شمال‌غرب ایران، تاکنون کانسارها و رخداد‌های معدنی اقتصادی تا غیر اقتصادی پورفیری متنوعی به سن الیگوسن‌پیشین تا میوسن‌پسین گزارش شده است (حسن‌پور، ۱۳۸۹). مطالعات سن‌سنجی انجام شده بر روی توده‌های نفوذی پورفیری کانه‌دار در زون فلززایی- ماگمایی ارسباران توسط حسن‌پور (۱۳۸۹) و حسن‌پور و همکاران (Hassanpour et al, 2015) نشان داده است که این توده‌ها از نظر زمانی و مکانی همزمان با کانسارهای Cu-Mo پورفیری آگراک و کاجران در بخش جنوبی زون قفقاز

زون ماگمایی سنوزوئیک ارسباران در شمال غرب ایران در بخش جنوبی زون فرورانشی قفقاز کوچک قرار گرفته است (Hassanpour and Moazzen, 2017; Moritz et al, 2016). در زون قفقاز کوچک کانه‌زایی‌های Cu-Mo پورفیری مرتبط با نفوذ باتولیت بزرگ و مرکب مگری- اردوباد- قره‌داغ تشکیل شده‌اند (Moritz et al, 2013). نفوذ این باتولیت در بخش شمال‌غربی ایران همراه با نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق الیگومیوسن دیوریتی تا گرانودیوریتی سونگون و هفت‌چشمه باعث ایجاد هاله‌های دگرسانی گسترده و کانه‌زایی‌های  $Cu \pm (Mo-Au)$  نوع پورفیری و اپی‌ترمال متعددی شده است (حسن‌پور، ۱۳۸۹). کانسار Cu-Mo پورفیری هفت‌چشمه با وسعت تقریبی ۱/۸ کیلومترمربع در فاصله هوایی ۶ کیلومتری شمال‌غرب کانسار بزرگ Cu-Mo پورفیری سونگون واقع شده است. فعالیت‌های اکتشافی اولیه شامل اکتشافات زمین‌فیزیکی، زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی در این کانسار توسط شرکت ملی صنایع مس ایران از سال (۱۳۸۶) انجام شده است. حفاری‌ها نشان داده است که کانه‌زایی نوع هیپوژن از سطح شروع شده و تا عمق بیش از ۷۰۰ متر ادامه یافته است. ذخیره این کانسار در حدود بیش از ۱۸۰ میلیون تن کانه سولفیدی افشان، با میانگین عیار ۰/۴۰٪ مس و ۰/۳۵-۰/۴۰ مولیبدن تعیین شده است (شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۸). مطالعات زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی کانسار هفت‌چشمه توسط حسن‌پور (۱۳۸۹)، عادل (۱۳۹۲) و حسن‌پور و موذن (Hassanpour and Moazzen, 2017) انجام شده است. هدف از این مطالعه، بررسی منبع ماگمایی توده‌های نفوذی پورفیری کانسار هفت‌چشمه با استفاده از داده‌های جدید

تکتونیکی جزایر قوسی و ابتدای فرورانش تشکیل شده‌اند؛ در حالیکه، فعالیت‌های آتشفشانی-نفوذی ائوسن-پسین-الیگوسن تا میوپلیوسن با ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم متوسط تا زیاد، شوشونیتی تا آداکیتی به ترتیب در موقعیت‌های تکتونیکی انتقالی از جایگاه کمانی، همزمان با برخورد تا بعد از برخورد تشکیل شده‌اند. در میوسن-پسین-پلیوسن فوران‌های بازیک تا متوسط تیپ سبلان، و نهشته‌های تخریبی و گدازه‌های آلکالی بازالت پلیوسن در این منطقه تشکیل شده‌اند. فعالیت‌های آتشفشانی کالک-آلکانل کم‌پتاسیم تا کالک‌آلکانل پرپتاسیم پلیوکواترنر آخرین فعالیت‌های آتشفشانی رخنمون یافته در زون فلززایی-ماگمایی ارسباران هستند (حسن پور، ۱۳۸۹).

کوچک، در یک جایگاه تکتونیکی مرتبط با فرورانش تا برخوردی و بعد از برخوردی بین حاشیه جنوبی ورقه اورازیا و حاشیه شمال غربی البرز-آذربایجان تشکیل شده‌اند (Moritz et al, 2016). در زون فلززایی-ماگمایی ارسباران، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی شامل ردیف‌های رسوبی-آتشفشانی-دگرگونی می‌باشند؛ که در زیر سنگ‌های آهکی-آتشفشانی کرتاسه بالایی قرار گرفته‌اند (باباخانی و همکاران، ۱۳۶۹). مطالعات زمین‌شیمیایی انجام شده بر روی مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-نفوذی زون فلززایی-ماگمایی ارسباران توسط حسن پور (۱۳۸۹) نشان داده است که فعالیت‌های آتشفشانی-نفوذی آلکانل تا کالک‌آلکانل اواخر کرتاسه-پالئوسن تا ائوسن میانی در جایگاه



شکل ۱: الف) نقشه زمین‌شناسی ایران و (ب) زون فلززایی-ماگمایی ارسباران (برگرفته از Hassanpour et al, 2015)؛ ج) نقشه زمین‌شناسی کانسار Cu-Mo پورفیری هفت‌چشمه (برگرفته از شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۸).

### زمین‌شناسی کانسار Cu-Mo پورفیری هفت-چشمه

کانسار Cu-Mo پورفیری هفت‌چشمه در بخش شمال غربی زون ماگمایی-فلززایی ارسباران، در شمال غرب ایران واقع شده است (شکل ۱ الف و ب). در محدوده کانسار هفت‌چشمه، بیشترین برونزد متعلق به رخنمون توده‌های نفوذی نیمه-عمیق کالک‌آلکالن پتاسیم بالا با ترکیب گابرویدیوریت پورفیری به سن  $27/47 \pm 0/17$  Ma (Hassanpour et al, 2015)، و گرانودیوریت پورفیری  $19/46 \pm 0/39$  Ma، زیرکن (Hassanpour et al, 2015) می‌باشند (شکل ۱ ج). توده گرانودیوریتی به واسطه کانه‌سازی Cu-Mo در منطقه از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. واحد نیمه‌عمیق گابرویدیوریتی در کانسار هفت‌چشمه تقریباً در کل محدوده کانسار رخنمون یافته است (شکل ۱ ج) و عمدتاً متحمل دگرسانی پتاسیک، پروپلیتیک و سریسیتی شده است. در مطالعات پتروگرافی توده گابرویدیوریتی دارای درشت بلورهای دگرسان‌شده پلاژیوکلاز (۳۵-۶۰٪)، کوارتز ( $\geq 10$ ٪)، پیروکسن (۷-۱۰٪) و بیوتیت اولیه (۵-۱۰٪) می‌باشد که درون زمینه دانه‌ریزی از کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند (شکل ۲ الف). توده نفوذی نیمه‌عمیق گرانودیوریت پورفیری با روند شرقی-غربی در بخش‌های مرکزی تا شمالی محدوده کانسار به درون توده نفوذی گابرویدیوریت نفوذ کرده و باعث ایجاد دگرسانی‌های پتاسیک، پروپلیتیک و سریسیتی شده است. براساس مطالعات پتروگرافی، توده گرانودیوریت دارای بافت پورفیری متشکل از درشت بلورهای دگرسان‌شده پلاژیوکلاز ( $\leq 40$ ٪)، فلدسپات پتاسیم (۵-۱۰٪)، بیوتیت ( $\geq 10$ ٪) و هورنبلند (۵-۱۰٪) می‌باشد؛ که در زمینه‌ای دانه‌ریز از بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و

فلدسپات پتاسیم قرار گرفته‌اند (شکل ۲ ب). کانی‌های فرعی و ثانویه شامل بیوتیت ثانویه، کلریت، اپیدوت و کانی‌های اپاک می‌باشند. در محدوده کانسار هفت‌چشمه، دایک‌های متعدد آندزیتی و کوارتزیدیوریتی با روند NW-SE توده‌های نفوذی و پورفیری را قطع کرده؛ و به‌عنوان فاز نهایی ماگماتیسیم به‌شمار می‌روند؛ دایک‌های آندزیتی به‌عنوان جوان‌ترین فاز ماگماتیسیم در مرکز، شمال و جنوب شرق محدوده و دایک‌های دیوریتی با ضخامت بیشتر از دایک‌های آندزیتی در شمال-غربی محدوده تجمع دارند (شکل ۱ ج). براساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی انجام شده بر روی نمونه‌های برداشت‌شده از گمانه‌های حفاری و همچنین نمونه‌های سطحی، پنج نوع دگرسانی گرمایی نوع پورفیری از مرکز تا بخش‌های خارجی کانسار شناسایی شده است. این دگرسانی‌ها شامل دگرسانی‌های اولیه و غالب پتاسیک و پروپلیتیک می‌باشد که توسط دگرسانی‌های سریسیتی و آرژیلیکی دنبال شده‌اند. دگرسانی پتاسیک مرتبط با فعالیت‌های گرمایی اولیه به‌طور مکانی همراه با نفوذ توده‌های پورفیری گرانودیوریتی بدون توده‌های پورفیری گابرویدیوریتی در بخش‌های مرکزی کانسار هفت‌چشمه تشکیل شده است. دگرسانی پتاسیک همراه با رگه‌های استوک‌ورک کوارتز-سولفیدی، یا کانه‌زایی سولفیدی افشان در زمینه توده‌های نفوذی پورفیری گابرویدیوریتی تا گرانودیوریتی حضور دارد. کانی‌های دگرسانی شامل فلدسپات پتاسیم، انیدریت و بیوتیت ثانویه می‌باشند (شکل ۲ پ)؛ و کانه‌های سولفیدی شامل مولیبدنیت، مگنتیت، هماتیت، کالکوپیریت، پیریت و مقدار کمی بونریت می‌باشند (شکل ۲ ت و د). دگرسانی سریسیتی ناشی از نفوذ توده‌های گابرویدیوریتی تا گرانودیوریتی در بخش‌های شمالی، شمال‌شرقی و مرکزی کانسار رخنمون

مرحله I: اولین مرحله کانه‌زایی-دگرسانی-گرمایی در این کانسار، رگه-رگچه‌های عقیم کوارتزی احاطه شده به‌وسیله هاله‌های دگرسانی متشکل از بیوتیت ثانویه-فلدسپارپتاسیم-انیدریت می‌باشد (شکل ۲پ)؛ که توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق گابرودیوریتی و گرانودیوریتی را قطع کرده‌اند. این نوع رگه‌ها به صورت ناممتد و نامنظم دارای بافت دانه‌ای و عرض ۰/۵ تا ۵ سانتی‌متر، از بیش از ۸۰ درصد بلورهای کوارتز دانه‌درشت و همسان تشکیل شده‌اند؛ و معمولاً فاقد کانه‌زایی سولفیدی و تقارن داخلی هستند؛ به ندرت کانه‌های پراکنده و افشان پیریت و کالکوپیریت در داخل این نوع رگه‌ها و یا درون هاله‌های دگرسانی آن‌ها دیده شده است؛ که احتمالاً به‌عنوان پرکننده فضاهای باز و تحت‌تاثیر مراحل کانه‌زایی-دگرسانی بعدی تشکیل شده‌اند. این رگه‌ها به‌طور مشخص مشابه با رگه‌های نوع A کانسارهای نوع پورفیری توصیف شده به‌وسیله گوستاوسن و هانت (Gustafson and Hunt, 1975) می‌باشد.

مرحله II: رگه-رگچه‌های مرحله II کانه‌زایی-دگرسانی-گرمایی با چندین میلی‌متر تا بیش از ۵ سانتی‌متر عرض، شامل رگه‌های کوارتز+ مگنتیت+ مولیبدنیت+ کالکوپیریت+ پیریت+ بورنیت می‌باشند؛ که در همراهی با هاله‌های دگرسانی پتاسیک (بیوتیت ثانویه) (شکل ۲ت و د) تشکیل شده‌اند. در این مرحله، کانه‌زایی مولیبدنیت یا در حاشیه رگه‌های کوارتز (شکل ۲ت) و یا در مرکز رگه‌های کوارتز به‌صورت درهم‌رشدی با کانی‌های کالکوپیریت+ بورنیت+ مگنتیت+ هماتیت (شکل ۲ح و خ) تشکیل شده است. رگه‌های کانه‌دار مرحله II دارای ویژگی‌های مشابه با انواع رگه‌های نوع B غنی از مولیبدنیت توصیف شده به‌وسیله گوستاوسن و هانت (Gustafson and Hunt, 1975) و سیلیتویی (Sillitoe, 2010) می‌باشد.

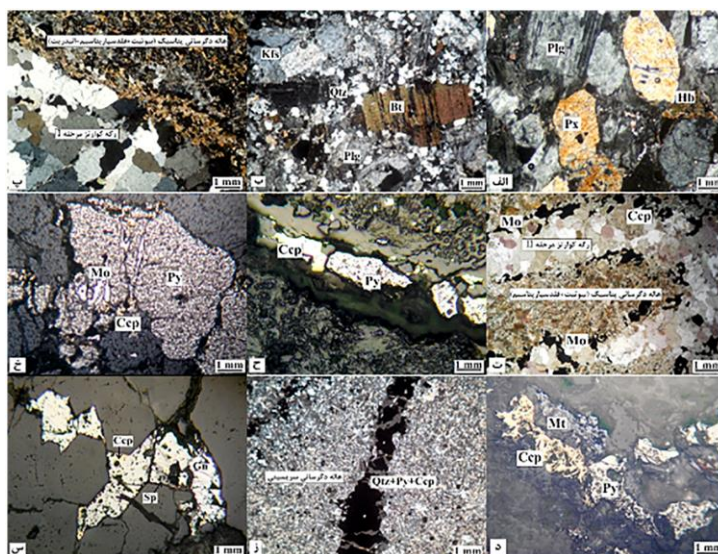
دارد. دگرسانی سریسیتی دارای رگه‌های استوک-ورک کوارتز-سولفیدی می‌باشد؛ و معمولاً به صورت جایگیری کامل کانی‌های ماگمایی از جمله پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت توسط سریسیت‌های دانه‌ریز تا دانه‌درشت (شکل ۲ز) و همچنین به صورت رگه‌های پراکنده پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت در زمینه تشکیل شده‌اند (شکل ۲س). دگرسانی پروپلیتیک در بخش‌های جنوبی و شمالی غربی کانسار هفت-چشمه رخنمون یافته است؛ و شامل رگه‌های کلریت، اپیدوت بدون کانه‌زایی سولفیدی و یا همراه با مقدار کم کانه‌زایی سولفیدی شامل پیریت به صورت افشان و یا رگه‌ای می‌باشد. مطالعات صحرایی نشان داده است که شدت کم دگرسانی آرژیلیکی در سنگ‌های گابرودیوریتی، توسط شکستگی‌ها و زون‌های گسله در بخش‌های جنوبی و شمالی شرقی کانسار هفت‌چشمه کنترل شده است.

### کانه‌زایی

کانه‌زایی هیپوژن Cu-Mo پورفیری در زون‌های دگرسانی پتاسیک و سریسیتی ناشی از نفوذ طولانی مدت توده‌های نفوذی و پورفیری گابرودیوریتی تا گرانودیوریتی همراه با فعالیت سیالات گرمایی-ماگمایی است؛ که این امر با تشکیل چندین نسل رگه‌های کوارتزار متقاطع مشخص شده است. براساس مطالعات کانی-شناسی، روابط بافتی و نحوه تقاطع رگه‌های کوارتز سولفیدی مختلف، فرایندهای دگرسانی-کانه‌زایی گرمایی، مسئول تشکیل کانه‌زایی هیپوژن در کانسار Cu-Mo پورفیری هفت‌چشمه به سه مرحله کانه‌زایی-دگرسانی I و II همراه با دگرسانی پتاسیک و مرحله کانه‌زایی III همراه با زون دگرسانی سریسیتی تقسیم‌بندی شده است.

و منظم در داخل زون دگرسانی سریسیتی تشکیل شده‌اند. افزایش مقدار پیریت نسبت به مرحله II، حضور مولیبدنیت عمدتاً به صورت پراکنده در میان کانه‌های کالکوپیریت، گالن و اسفالریت و همچنین روابط بافتی متقاطع، نشانگر تشکیل تاخیری رگه‌های نوع III نسبت به رگه‌های کوارتزی مرحله II کانه‌زایی می‌باشد.

مرحله III، رگه-رگچه‌های مرحله پایانی کانه‌زایی با ۰/۵-۶ سانتی‌متر عرض، متشکل از کوارتز+پیریت+کالکوپیریت+گالن-اسفالریت و مقدار کمی مولیبدنیت همراه با هاله‌های دگرسانی سریسیتی (شکل ۲ و ۳)، مشابه با رگه‌های نوع D توصیف شده به وسیله سیلیتویی (Sillitoe, 2010) می‌باشند؛ که همه انواع رگه‌های قبلی را قطع کرده‌اند. رگه‌های مرحله III به صورت ممتد



شکل ۲: تصاویر میکروسکوپی توده‌های کانه‌دار و مراحل I تا III کانه‌زایی-دگرسانی در کانسار Cu-Mo پورفیری هفت-چشمه؛ الف) توده گابرودیوریت حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند؛ ب) توده گرانودیوریت پورفیری حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپارپتاسیم، بیوتیت، کوارتز در زمینه دانه‌ریز از این کانی‌ها؛ پ) رگه کوارتزی عقیم مرحله I کانه‌زایی احاطه‌شده با هاله دگرسانی پتاسیک (فلدسپار پتاسیم، بیوتیت ثانویه، انیدریت)؛ ت) کانه‌زایی مولیبدنیت در حاشیه رگه کوارتزی مرحله II کانه‌زایی احاطه‌شده با هاله دگرسانی پتاسیک (عمدتاً بیوتیت ثانویه)؛ ج) کانه‌های پیریت و کالکوپیریت در مرکز رگه کوارتزی مرحله II کانه‌زایی؛ خ) کانه‌های پیریت، کالکوپیریت و مولیبدنیت در رگه کوارتزی مرحله II کانه‌زایی؛ د) کانه‌های پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت در رگه کوارتزی مرحله II کانه‌زایی؛ ز) هاله دگرسانی سریسیتی حاوی مجموعه کانیایی سریسیت، کلریت، کوارتز و کانی‌های تیره احاطه‌کننده رگه کوارتز+پیریت+کالکوپیریت مرحله III کانه‌زایی؛ س) کانه‌های گالن، اسفالریت، کالکوپیریت در میان رگه کوارتزی مرحله III کانه‌زایی. Bt=بیوتیت؛ Ccp=کالکوپیریت؛ Chl=کلریت؛ Ep=اپیدوت؛ Gn=گالن؛ Hb=هورنبلند؛ Kfs=فلدسپارپتاسیم؛ Mo=مولیبدنیت؛ Mt=مگنتیت؛ Px=پیروکسن؛ Py=پیریت؛ Qtz=کوارتز؛ Ser=سریسیت؛ Sp=اسفالریت.

### مواد و روش‌ها

های گابرودیوریتی و گرانودیوریتی پورفیری، از تعداد مشخصی پروفیل‌های طولی و عرضی و در طی چندین نوبت عملیات صحرائی تهیه گردیدند.

در این مطالعه بیش از ۱۲۰ مقطع نازک و صیقلی از رگه-رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار و عقیم توده-



$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  تجزیه می‌گردد. در تجزیه نسبت‌های ایزوتوپی هیدروژن، مقداری از پودر کانی‌های سیلیکاته بیوتیت و سریسیت تا  $1350^\circ\text{C}$  گرم شده و سپس گاز  $\text{H}_2\text{O}$  آزاد شد. گاز  $\text{H}_2\text{O}$  خارج شده در واکنش با عنصر روی (Zn) در دمای  $^\circ\text{C}$  ۵۰۰ در کپسول‌های نقره به  $\text{H}_2$  تبدیل گردید. سپس گاز  $\text{H}_2$  حاصل برای تعیین نسبت‌های ایزوتوپی D/H تجزیه می‌گردد. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  اندازه‌گیری شده نسبت به میانگین استاندارد جهانی VSMOW بهنجار شده و به صورت پرمیل ارائه شده‌اند (جدول ۱). صحت تجزیه ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن در حد  $\pm 0.2\%$  پرمیل می‌باشد. برای تجزیه ایزوتوپ گوگرد، مقدار ۱۰ میکروگرم پودر سولفید درون کپسول قلع به همراه اکسید تنگستن توزین شده و در دستگاه آنالیز عنصری در دمای  $180^\circ\text{C}$  مشتعل شد، سولفیدهای خالص با استفاده از یک عامل اکسید کننده ( $\text{CuO}$ ) به  $\text{SO}_2$  تبدیل شد. سپس گاز  $\text{SO}_2$  برای آنالیز ایزوتوپ گوگرد وارد طیف‌سنج جرمی مدل Finnigan MAT 252 شد. مقادیر ایزوتوپی گوگرد  $\delta^{34}\text{S}$  اندازه‌گیری شده بر مبنای استاندارد CDT یا فاز سولفیدی تروپلیت شخانه آهنی کانیون دیابلو آریزونا محاسبه شده‌اند؛ و نتایج بهنجار شده با دقت اندازه‌گیری  $\pm 0.1\%$  پرمیل در جدول ۲ آورده شده‌اند.

ایزوتوپ‌های ناپایدار **Sr-Nd-Pb**: تجزیه سنگ‌کل ایزوتوپ‌های ناپایدار Sm-Nd, Rb-Sr بر روی دو نمونه از توده‌های گابروپیریت و گرانودیوریت دارای حداقل دگرسانی، توسط دستگاه مولتی کلکتور یونیزاسیون گرمایی مس اسپکترومتر نوع Nu (Nu Multi-Collector Thermal Ionization Mass Spectrometer; TIMS) در مرکز تحقیقات زمین‌شیمی و ایزوتوپی دانشگاه بریتیش کلمبیای کانادا انجام گردیده است. نتایج

سپس جهت بررسی دگرسانی و کانه‌زایی در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران مورد مطالعه دقیق کانی‌شناسی و کانه‌نگاری قرار گرفتند. سپس نمونه‌های مناسب با توجه به هدف این تحقیق انتخاب گردید. آماده‌سازی و جدایش نمونه‌های مربوط به تجزیه ایزوتوپ پایدار و ایزوتوپ ناپایدار در ایران انجام شد؛ و سپس جهت آنالیز به مرکز تحقیقات زمین‌شیمی و ایزوتوپی دانشگاه بریتیش کلمبیای کانادا ارسال گردیدند.

ایزوتوپ‌های پایدار **S-O-H**: به منظور مطالعه ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن، پس از مطالعات کانی‌شناسی و کانه‌نگاری توده‌های نفوذی و پورفیری، کانه‌های پیریت، کالکوپیریت، بیوتیت و سریسیت از رگه-رگچه‌های کوارتزی مرحله II و III کانه‌زایی انتخاب شدند. سپس نمونه‌های انتخابی در اندازه ۲۰ مش خردایش شده و مورد شستشو قرار گرفتند. پس از انجام خردایش، کانی‌های هدف در زیر بینوکولر شناسایی شده و جدا گردیدند، نمونه کانی‌های جدا شده را تا اندازه ۲۰۰ مش در هاون آگاتی پودر کرده؛ و سپس حدود ۵ گرم پودر نمونه با خلوص بیش از ۹۹ درصد از کانی مورد نظر، در ویال‌های مخصوص قرار داده و برای تجزیه به مرکز تحقیقات زمین-شیمی و ایزوتوپی دانشگاه بریتیش کلمبیای کانادا برای تجزیه با دستگاه طیف‌سنج جرمی مدل Finnigan MAT 252 فرستاده شد. جهت تجزیه نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن، مقداری از پودر کانی‌های سیلیکاته بیوتیت و سریسیت با بلانک  $\text{BrF}_5$  در دمای  $650^\circ\text{C}$  درون یک لوله نیکلی واکنش داده و سپس گاز  $\text{O}_2$  آزاد شد. گاز  $\text{O}_2$  خارج شده در اثر واکنش با یک میله گرافیتی در حضور پلاتین به  $\text{CO}_2$  تبدیل شده، و سپس گاز  $\text{CO}_2$  حاصل برای تعیین نسبت‌های ایزوتوپی

$+6/5$  تا  $+3$  پرمیل و  $-85$  تا  $-82$  پرمیل تعیین شده است. مقادیر محاسبه شده سیال- $\delta^{18}\text{O}$  و سیال- $\delta\text{D}$  نمونه‌های بیوتیت در تعادل با سیال به ترتیب  $+8/9$  تا  $+6$  پرمیل و  $-76$  تا  $-74$  پرمیل می‌باشند (جدول ۱، شکل ۳). مقادیر اندازه‌گیری شده  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  پنج نمونه سربسته از هاله دگرسانی سربسته مرحله III کانه‌زایی به ترتیب در محدوده بین  $11/1$  تا  $9/3$  پرمیل، و  $-65$  تا  $-99$  پرمیل می‌باشند (جدول ۱). مقادیر محاسبه شده سیال- $\delta^{18}\text{O}$  کانی‌های سربسته در تعادل با سیال بین  $+5/6$  تا  $+8/9$  پرمیل می‌باشند. مقادیر محاسبه شده سیال- $\delta\text{D}$  نمونه‌های سربسته در تعادل با سیال بین  $-100$  تا  $-84$  پرمیل تعیین شده‌اند (جدول ۱، شکل ۳).

تفریق تعادلی سیال- $\delta^{18}\text{O}$  کانی بیوتیت در تعادل با سیال گرمایی از معادله ژنگ (۱۹۹۳)؛ تفریق تعادلی سیال- $\delta\text{D}$  کانی بیوتیت در تعادل با سیال از معادله سوزوکی و اپستین (۱۹۷۶) و میانگین دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال  $400^\circ\text{C}$  با استفاده از داده‌های ریزدماسنجی رگه‌های کوارتزی مرحله II کانه‌زایی (Zaheri-Abdehvand et al, 2020; Zaheri-Abdehvand et al, 2018). تفریق تعادلی سیال- $\delta^{18}\text{O}$  کانی سربسته در تعادل با سیال گرمایی از معادله اونیل و تیلور (O'Neil and Taylor, 1969) و تفریق تعادلی سیال- $\delta\text{D}$  کانی سربسته در تعادل با سیال گرمایی از معادله سوزوکی و اپستین (Suzuoki and Epstein, 1976)، و میانگین دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال  $300^\circ\text{C}$  با استفاده از داده‌های ریزدماسنجی رگه‌های کوارتزی مرحله III کانه‌زایی (Zaheri-Abdehvand et al, 2020; Zaheri-Abdehvand et al, 2018).

تجزیه‌ها در جدول ۳ آورده شده است. نسبت‌های ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اندازه‌گیری شده با استفاده از استاندارد داخلی دارای نسبت ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0/71028$  و استاندارد خارجی  $987$ -SRM دارای نسبت ایزوتوپی ( $n=19$ )  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0/710250\pm 8$  بر پایه محاسبه خطای  $2\sigma$  تصحیح و بهنجار شدند. همچنین، نسبت‌های ایزوتوپی  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اندازه‌گیری شده نسبت به استاندارد داخلی دارای نسبت ایزوتوپی  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0/7219$  و توسط استاندارد خارجی Jndi-1 دارای نسبت ایزوتوپی  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=11\pm 0/512107$  ( $n=11$ ) بر پایه محاسبه خطای  $2\sigma$  بهنجار شدند. مقادیر  $\epsilon\text{Nd}$  با استفاده از مقدار  $0/512638$  مخزن همسان کندریت امروزی (CHUR) (Zindler and Hart, 1986) و با استفاده از معادله دپائولو و واسربورگ (De Paolo and Wasserburg, 1976) محاسبه شدند.

در این مقاله از نسبت‌های ایزوتوپ ناپایدار سرب  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ،  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  و  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  بر اساس آنالیزهای تکراری استاندارد SRM-981 (Todt et al, 1984) تصحیح شدند.

## نتایج

ایزوتوپ‌های پایدار **H-O** در این مطالعه مقادیر ترکیبات ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن دو نمونه بیوتیت گرمایی از هاله دگرسانی پتاسیک اطراف رگه‌های کوارتز کانه‌دار مرحله II کانه‌زایی و پنج نمونه سربسته از هاله دگرسانی سربسته مرتبط با رگه‌های کوارتز کانه‌دار مرحله III کانه‌زایی کانسار هفت‌چشمه اندازه‌گیری شد. مقادیر اندازه‌گیری شده  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  دو نمونه بیوتیت گرمایی

جدول ۱: مقادیر ایزوتوپی اندازه‌گیری شده  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  و مقادیر سیال- $\delta^{18}\text{O}$  و سیال- $\delta\text{D}$  محاسبه شده کانی‌های بیوتیت و سریسیت در تعادل با سیال از نمونه‌های گرفته شده از هاله‌های دگرسانی رگه‌های کانه‌دار مراحل II و III کانه‌زایی کانسار Cu-Mo پورفیری هفت چشمه.

کانی	زون دگرسانی	$\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW)	سیال- $\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$ (VSMOW)	سیال- $\delta\text{D}$
بیوتیت	پتاسیک-مرحله II	+۶/۵	+۸/۳	-۸۵	-۷۶
بیوتیت	پتاسیک-مرحله II	+۳	+۶	-۸۲	-۷۴
سریسیت	سریسیتی-مرحله III	+۱۰/۶	+۶/۸	-۶۸	-۹۴
سریسیت	سریسیتی-مرحله III	+۱۱/۱	+۷/۹	-۷۲	-۱۰۰
سریسیت	سریسیتی-مرحله III	+۹/۳	+۵/۶	-۶۵	-۸۶
سریسیت	سریسیتی-مرحله III	+۹/۶	+۵/۷	-۹۱	-۸۴
سریسیت	سریسیتی-مرحله III	+۹/۷	+۵/۸	-۹۹	-۸۸

پیریت‌های تشکیل شده در مرحله III بین ۳/۱% تا ۰/۹% (میانگین ۲/۰۸%، تعداد=۳) می‌باشند. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  کالکوپیریت تشکیل شده در مراحل II و III در کانسار هفت چشمه به ترتیب بین ۳/۲%- و ۰/۷%+ می‌باشد.

ایزوتوپ پایدار S: مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  هشت نمونه کانه پیریت و دو نمونه کانه کالکوپیریت از مراحل کانه-زایی II و III کانسار هفت چشمه در جدول ۲ ارائه شده است. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  پیریت‌های تشکیل شده در مرحله II بین ۵/۴%- تا ۳/۷%- (میانگین ۴/۴%-، تعداد=۴) می‌باشند. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$

جدول ۲: مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  کانه‌های پیریت و کالکوپیریت و مقادیر  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  در تعادل با کانه‌های سولفیدی مراحل II و III کانه‌زایی در کانسار هفت چشمه.

مرحله کانه‌زایی	کانه	پاراژنز کانه‌زایی و دگرسانی	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$
II	کالکوپیریت	کوارتز+کالکوپیریت+مولیبدنیت+پیریت، دگرسانی پتاسیک	-۳/۲	+۳/۴
	پیریت	کوارتز+کالکوپیریت+مولیبدنیت+پیریت، دگرسانی پتاسیک	-۳/۹	+۳/۱
	پیریت	کوارتز+کالکوپیریت+مولیبدنیت+پیریت، دگرسانی پتاسیک	-۴/۶	-۳/۸
	پیریت	کوارتز+کالکوپیریت+مولیبدنیت+پیریت، دگرسانی پتاسیک	-۵/۴	-۴/۶
III	پیریت	کوارتز+کالکوپیریت+مولیبدنیت+پیریت، دگرسانی پتاسیک	-۳/۷	-۳/۶
	کالکوپیریت	کوارتز+پیریت+کالکوپیریت+گالن+اسفالریت؛ دگرسانی سریسیتی	+۰/۷	-۰/۶
	پیریت	کوارتز+پیریت+کالکوپیریت+گالن+اسفالریت؛ دگرسانی سریسیتی	+۳/۱	+۱/۹
	پیریت	کوارتز+پیریت+کالکوپیریت+گالن+اسفالریت؛ دگرسانی سریسیتی	+۰/۹	-۰/۳
	پیریت	کوارتز+پیریت+کالکوپیریت+گالن+اسفالریت؛ دگرسانی سریسیتی	+۱/۹	+۰/۷
	پیریت	کوارتز+پیریت+کالکوپیریت+گالن+اسفالریت؛ دگرسانی سریسیتی	+۲/۴	+۱/۶

شدگی میانبارهای سیال  $400^\circ\text{C}$  و  $300^\circ\text{C}$  به ترتیب با استفاده از داده‌های ریزدماسنجی رگه‌های کوارتزی مرحله II و III کانه‌زایی (Zaheri-Abdehvand et al., 2020; Zaheri-Abdehvand et al., 2018).

مقادیر  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  سیال کانه‌دار محاسبه شده با استفاده از مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  کانه‌های پیریت و کالکوپیریت و معادله اوموتو و ری (Ohmoto and Rye, 1979) برای پیریت و معادله لی و لی (Li and Liu, 2006) برای کالکوپیریت و میانگین دماهای همگن-

۲/۷+ و در نمونه گرانودیوریتی برابر با ۲/۶+ است (جدول ۳). ترکیبات ایزوتوپی ناپایدار سرب سنگ‌کل نمونه‌های گابرویدیوریت (سن ۲۷ Ma، سن‌سنجی U-Pb؛ زیرکن؛ (Hassanpour and Moazzen, 2017،  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=۱۸/۸۲$ ،  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=۱۵/۶۰$  و  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=۳۸/۸۶$  و گرانودیوریت (سن ۱۹ Ma، سن‌سنجی U-Pb؛ زیرکن؛ (Hassanpour et al, 2015،  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=۱۸/۹۳$ ،  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=۳۸/۹۹$  و  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=۱۵/۶۱$  کانسار هفت‌چشمه دارای مقادیر مشابه و همگن، با دامنه محدود و اندکی رادیوژن می‌باشند (جدول ۳).

ایزوتوپ‌های ناپایدار سنگ‌کل Sr-Nd-Pb: مقادیر ترکیبات ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه دو نمونه از توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق گابرویدیوریتی و گرانودیوریتی کانسار هفت‌چشمه با تجزیه سنگ‌کل در جدول ۳ و شکل ۵ ارائه شده است. مقادیر ترکیبات ایزوتوپی اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  نمونه گابرویدیوریتی هفت‌چشمه به ترتیب برابر با ۰/۷۰۴۴ و ۰/۵۱۲۸ می‌باشد. مقادیر ترکیبات ایزوتوپی اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  نمونه گرانودیوریتی هفت‌چشمه به ترتیب برابر با ۰/۷۰۴۶ و ۰/۵۱۲۷۷ می‌باشد. مقدار اولیه  $\epsilon\text{Nd}(t)$  در نمونه گابرویدیوریتی برابر با

جدول ۳: مقادیر ایزوتوپ‌های ناپایدار Nd-Sr و Pb توده‌های نفوذی کانسار Cu-Mo پورفیری هفت‌چشمه

نمونه	سن Ma*	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ *	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ *	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ *
گابرویدیوریت	Ma ۲۷	۰/۷۰۴۴	۰/۵۱۲۸	۰/۲۹۲۳۵	۰/۶۵۷۳۱	۱۸/۸۲	۱۵/۶۰	۳۸/۸۶
گرانودیوریت	Ma ۱۹	۰/۷۰۴۶	۰/۵۱۲۷۷	۰/۲۹۲۵۲	۰/۳۶۱۷۱	۱۸/۹۳	۱۵/۶۱	۳۸/۹۹

\* برگرفته از (Hassanpour and Moazzen, 2017).

## بحث

### ماهیت سیالات کانه‌زا

ایزوتوپی سیال- $\delta\text{D}$  و سیال- $\delta^{18}\text{O}$  تهی‌شده‌تری از نمونه‌های بیوتیت گرفته شده از هاله دگرسانی مرتبط با مرحله II کانه‌زایی نشان می‌دهند. در نمودار سیال- $\delta^{18}\text{O}$  در برابر سیال- $\delta\text{D}$  (شکل ۳)، نمونه‌های بیوتیت مرتبط با هاله دگرسانی پتاسیک، در محدوده آب‌های ماگمایی بازماندی که پس از گاززدایی و تبلور در توده نفوذی باقی مانده‌اند (Taylor, 1974) قرار گرفته‌اند؛ در حالی-که، نمونه‌های سربیسیت در زیر محدوده آب‌های ماگمایی بازماندی، ولی نزدیک به آن محدوده قرار گرفته‌اند. مینرت و همکاران، (Meinert et al, 2003) اعتقاد دارند که سیالات با مقادیر  $\delta\text{D}$  تهی‌شده همراه با زون دگرسانی پتاسیک، می‌توانند از گاززدایی ماگما، کاهش مقدار آب و ترکیبات مواد فرار ماگما ایجاد شده باشد. به‌طور

مقادیر ایزوتوپی سیال- $\delta^{18}\text{O}$  و سیال- $\delta\text{D}$  کانی بیوتیت در تعادل با سیال، گرفته شده از هاله دگرسانی پتاسیک مرتبط با مرحله کانه‌زایی II، به ترتیب ۸/۳+ تا ۶+ پرمیل (میانگین ۷/۱۵+ پرمیل) و ۷۶- تا ۷۴- پرمیل (میانگین ۷۵- پرمیل) می‌باشد (شکل ۳). مقادیر ایزوتوپی سیال- $\delta^{18}\text{O}$  و سیال- $\delta\text{D}$  کانی‌های سربیسیت در تعادل با سیال، گرفته‌شده از هاله دگرسانی سربیسیتی مرتبط با مرحله کانه-زایی III، به ترتیب بین ۵/۶+ تا ۸/۹+ پرمیل (میانگین ۶/۴+ پرمیل) و ۱۰۰- تا ۸۴- پرمیل (میانگین ۹۰- پرمیل، تعداد=۵) می‌باشد. سربیسیت‌های گرفته‌شده از هاله دگرسانی سربیسیتی مرتبط با مرحله III کانه‌زایی مقادیر

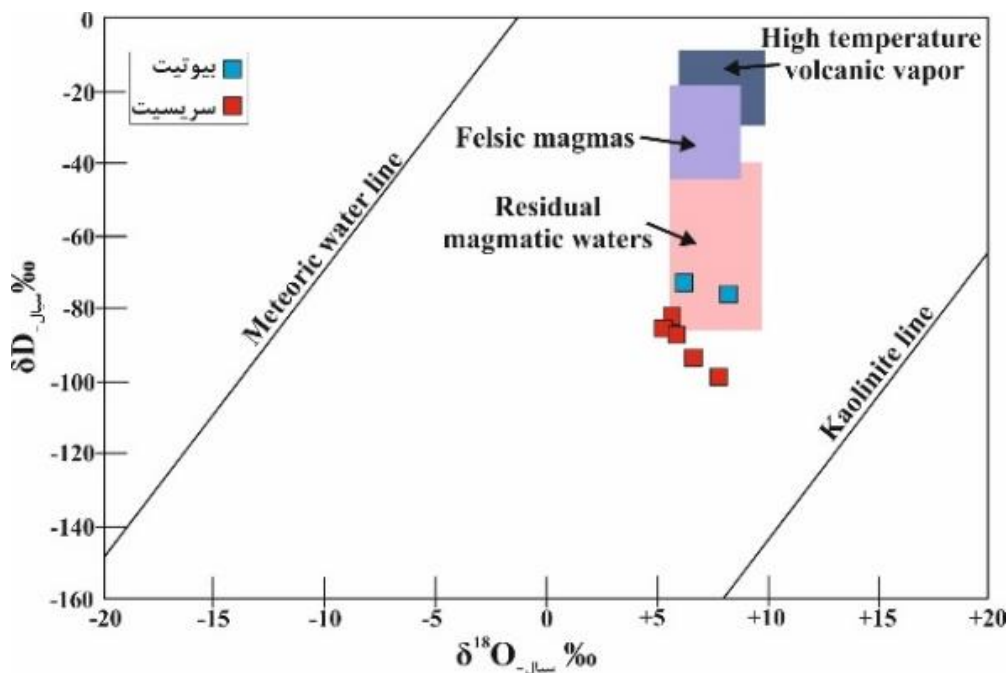
مثال بررسی‌های ایزوتوپی کانسار پورفیری باجو د لا آلمبررا، آرژانتین نشان داده که تهی‌شدگی مقادیر  $\delta D$  (۷۸- تا ۶۲- پرمیل) بیوتیت‌های زون دگرسانی پتاسیک ناشی از خروج مواد فرار ماگمایی در طی تبلور بیوتیت ایجاد شده‌اند (Harris et al, 2005). بنابراین تهی‌شدگی مقادیر سیال- $\delta^{18}O$  (۸/۳+ تا ۶+ پرمیل) و سیال- $\delta D$  (۷۴- تا ۷۶- پرمیل) در تعادل با کانی‌های بیوتیت زون دگرسانی پتاسیک کانسار هفت‌چشمه می‌تواند ناشی از گاززدایی مداوم و تاخیری سیالات ماگمایی بازماندی (Taylor, 1992) ایجاد شده باشند. از سوی دیگر شوموویچ و همکاران (Shmulovich et al, 1999) معتقدند که تزریق شوراب ماگمایی جدید و دما بالا ( $>650^{\circ}C$ ) به-درون یک سیستم گرمایی تکامل‌یافته و در حال سرد شدن ( $>400^{\circ}C$ ) باعث ایجاد چرخه‌های مجدد فرایند جدایش فازی و سپس تهی‌شدگی مجدد  $\delta D$  در سیالات خواهد شد. همچنین، تبادل ایزوتوپی و اختلاط آب‌های جوی با سیال ماگمایی می‌تواند باعث تهی‌شدگی ترکیبات ایزوتوپی  $\delta D$  همراه با مقادیر  $\delta^{18}O$  سبک شود (Rye, 2005; Hedenquist and Lowenstern, 1994; Sun et al, 2015). بنابراین تهی‌شدگی ترکیبات ایزوتوپی  $\delta D$  همراه با مقادیر سبک‌تر  $\delta^{18}O$  در زون دگرسانی سریسیتی کانسار هفت‌چشمه (۵/۶+ تا ۸/۹+ پرمیل، میانگین ۶/۴+ پرمیل) و (۱۰۰- تا ۸۴- پرمیل، میانگین ۹۰- پرمیل) نسبت به محدوده آب‌های ماگمایی بازماندی (Taylor, 1974)، (شکل ۳) نشانگر مشارکت هرچند کم آب‌های جوی در طی تشکیل این دگرسانی بوده است. براساس تطابق ترکیبات ایزوتوپی مقادیر  $\delta D$  و  $\delta^{18}O$  زون‌های دگرسانی کانسار هفت‌چشمه، با مطالعات ایزوتوپی انجام‌شده بر روی سایر کانسارهای پورفیری (Harris and Golding, 2002).

#### منشاء گوگرد و خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌دار

مقادیر  $\delta^{34}S$  در سولفیدهای موجود در رگه‌های کانه‌دار مرحله II مرتبط با دگرسانی پتاسیک و رگه‌های کانه‌دار مرحله III مرتبط با دگرسانی سریسیتی به‌ترتیب در گستره ۳/۲- تا ۵/۴- پرمیل (میانگین ۴/۱۶- پرمیل) و بین ۳/۱۰+ تا ۰/۷۰+ پرمیل (میانگین ۱/۸+ پرمیل) قرار می‌گیرد. بنابراین، میانگین یا مقدار متوسط  $\delta^{34}S$  نمونه‌های کالکوپیریت و پیریت (بین ۰/۷+ تا ۵/۴- پرمیل)، کمتر از ۱ پرمیل (۱/۱۸- پرمیل؛ تعداد=۱۰) می‌باشد؛ که گویای آن است که سولفیدها به‌وسیله سیالات گوگرددار مشتق‌شده از منبع ماگمایی تشکیل شده‌اند. همچنین، دامنه

۰/۶- پرمیل؛ تقی‌پور و درانی، ۱۳۹۲)، کهننگ (۱/۵- تا ۲/۵- پرمیل؛ افشونی و همکاران، ۱۳۹۲)؛ چاه فیروزه (۱/۴- تا ۲/۵+ پرمیل)، ایجو (۱/۳- تا ۱/۱+ پرمیل)، کدر (۴/۱- تا ۱+ پرمیل؛ محمددوست و همکاران، ۱۳۹۷) دارای سولفور با منشاء ماگمایی می‌باشند (شکل ۴).

تغییرات  $\delta^{34}\text{S}$  نمونه‌های سولفیدی کانسار هفت-چشمه مشابه با مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  کانسارهای پورفیری ایران: سونگون (۴/۶- تا ۰/۳+ پرمیل، Calagari, 2003)، سرچشمه (۲/۲- تا ۱/۲۷+ پرمیل؛ معانی-جو و همکاران، ۱۳۹۱)، دره‌زار (۱/۶+ تا ۳/۹+ پرمیل؛ Parsapoor et al, 2015)، پرکام (۲/۹+ تا



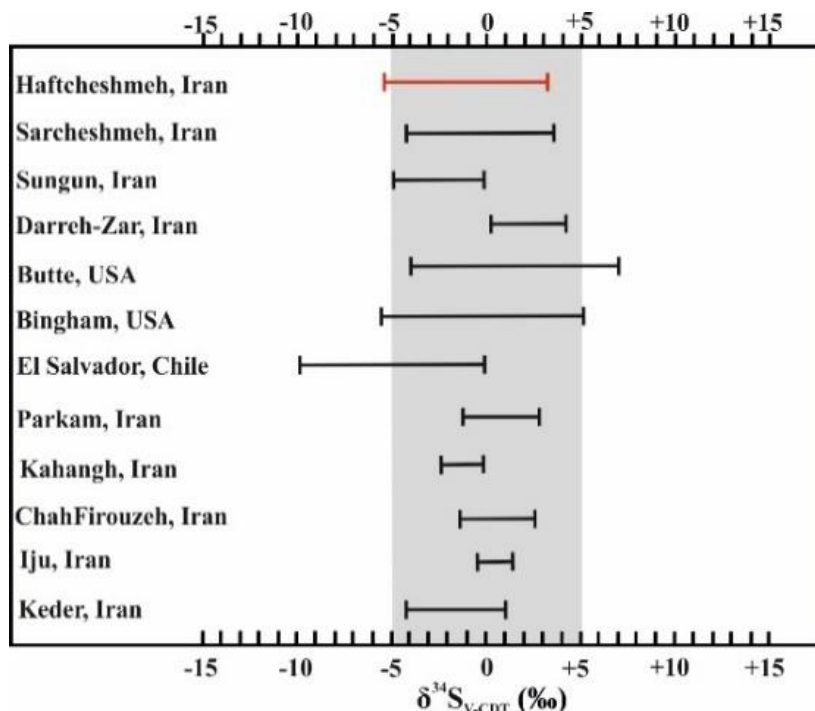
شکل ۳: نمودار سیال- $\delta^{18}\text{O}$  در برابر سیال- $\delta\text{D}$  کانی‌های بیوتیت و سریسیت در تعادل با سیال، از هاله‌های دگرسانی پتاسیک و سریسیتی مرتبط با رگه‌های کوارتز-سولفیدی مراحل II و III کانه‌زایی کانسار هفت‌چشمه. محدوده بخارات ولکانیکی دما بالا (Giggenbach, 1992)؛ آب‌های حل‌شده در ماگماهای فلسیک (Taylor, 1992)؛ محدوده آب‌های ماگمایی بازمندی (Taylor, 1974)؛ خط آب جوی (Craig, 1961) و خط کائولینیت (Savin and Epstein, 1970) می‌باشد.

۰/۶۰- پرمیل می‌باشد. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  محاسبه شده سیال کانه‌دار در تعادل با کانه پیریت مرحله III از ۰/۳۰- تا ۱/۹۰+ پرمیل (میانگین ۰/۹۸+ پرمیل) و مقادیر  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  محاسبه شده سیال کانه‌دار در تعادل با کانه کالکوپیریت مرحله III کانه‌زایی، برابر ۰/۶۰- پرمیل می‌باشد. به‌طور کلی  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  سیال کانه‌دار از ۴/۶- تا ۳/۴+ پرمیل (میانگین ۲/۳- پرمیل) مرحله کانه‌زایی II و از

ترکیبات ایزوتوپی  $\text{H}_2\text{S}$  سیال در تعادل با کانه‌های پیریت و کالکوپیریت کانسار هفت‌چشمه در جدول ۲ ارائه شده است. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  محاسبه شده سیال کانه‌دار در تعادل با کانی پیریت مرحله II از ۴/۶۰- تا ۳/۱۰- پرمیل (میانگین ۳/۸- پرمیل) تغییر می‌کند. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  محاسبه شده سیال کانه‌دار در تعادل با کانه کالکوپیریت مرحله II کانه‌زایی ۳/۴۰+ پرمیل و مرحله III کانه‌زایی

تغییر حالت اکسیدان سیال (Mckibben and Eldrifice, 1990)، ناشی از مراحل چندگانه فرایند جوشش و یا تسهیم نامناسب  $SO_2$  و افزایش فعالیت  $f_{H_2S}$  در دماهای کمتر از  $400^\circ C$  (Richards, 2011) در سیالات کانه‌دار مراحل II و III کانه‌زایی کانسار هفت‌چشمه ایجاد شده باشند. بنابراین، نهشت سولفیدهای فلزی با تبدیل مقادیر سبک به مقادیر سنگین  $\delta^{34}S$  در کانسار پورفیری هفت‌چشمه نشانگر این است، که لیگاند سولفور احیایی به فرم  $S^{2-}$  و یا  $HS^-$  (Pettke et al, 2010) نقش مهمی در انتقال فلز تحت شرایط گرمایی داشته‌است.

در  $+1/9$  تا  $-0/60$  پرمیل (میانگین  $-0/66$  پرمیل) در مرحله III تغییر می‌کند. بنابراین محدوده باریک  $\delta^{34}S_{H_2S}$  ایزوتوپ گوگرد هفت‌چشمه نشانگر این مطلب است که گوگرد سیال از منبع نسبتاً همگن ماگمایی ( $0 \pm 5$  پرمیل؛ Ohmoto and Rye, 1979) منشاء گرفته است. تغییر سیستماتیک مقادیر سبک‌تر  $\delta^{34}S$  کانه‌های پیریت ( $-5/40$  تا  $+3/70$  پرمیل) و کالکوپیریت ( $-3/20$  پرمیل) در مرحله II مرتبط با دگرسانی پتاسیک تا مقادیر سنگین‌تر  $\delta^{34}S$  کانه‌های پیریت ( $+3/10$  تا  $+0/90$  پرمیل) و کالکوپیریت ( $+0/70$  پرمیل) در مرحله III مرتبط با دگرسانی سریسیتی کانسار هفت‌چشمه، می‌تواند در اثر



شکل ۴: مقایسه شماتیک اختلاف و فراوانی نسبی مقادیر  $\delta^{34}S$  کانه‌های سولفیدی کانسار Cu-Mo پورفیری هفت‌چشمه با کانسارهای پورفیری ایران و جهان. مقادیر  $\delta^{34}S$  سولفیدهای کانسار سونگون (Calagari, 2003)؛ سرچشمه (معانی جو و همکاران، ۱۳۹۱)؛ دره‌زار (Parsapoor et al, 2015)؛ پرکام (تقی‌پور و درانی، ۱۳۹۲)؛ کهنک (افشونی و همکاران، ۱۳۹۲)؛ چاه فیروزه، ایجو و کدر (محمد دوست و همکاران، ۱۳۹۷)؛ کانسارهای باته (Butte)، بینگام (Bingham) و ال سالوادور (El Salvador) ارائه شده توسط (Ohmoto and Rye, 1979).

$\epsilon Nd = +2/7$  نمونه توده‌های نفوذی گابرویدی و گرانودیوریتی کانسار هفت‌چشمه در محدوده آرایه گوشته‌ای، و در محدوده پورفیری‌های آداکیتی مشتق‌شده از پوسته زیرین ضخیم‌شده (Zhu et al, 2009) قرار گرفته‌اند. مقدار کمی رادیوژنیک‌تر نسبت ایزوتوپی  $^{87}Sr/^{86}Sr$  توده گرانودیوریتی  $0/7046$  در مقایسه با مقدار نسبت ایزوتوپی  $^{87}Sr/^{86}Sr$  توده گابرویدی  $0/7044$  نشانگر مقداری آغستگی ماگمایی از الیگوسن‌پسین تا میوسن‌پسین می‌باشد. همچنین، مقادیر مثبت  $\epsilon Nd = +2/6 - +2/7$  نمونه‌های کانسار هفت‌چشمه، که به‌طور مشخص کمتر از مقدار گوشته تهی‌شده (MORB) ( $\epsilon Nd \sim +10$ ) (Dosso et al, 1993) هستند؛ نشانگر ماگماتیسم گوشته‌ای با آغستگی مقدار کم پوسته‌ای می‌باشد. همچنان‌که در (شکل ۵) مشاهده می‌شود، مقادیر ترکیبات ایزوتوپی  $^{87}Sr/^{86}Sr$  و  $^{143}Nd/^{144}Nd$  توده‌های پورفیری کانسار هفت‌چشمه همانند توده‌های پورفیری زون فلزایی-ماگمایی ارسباران (حسن‌پور، ۱۳۸۹) نزدیک به خط اختلاط بین گوشته تهی‌شده (MORB) و پوسته قاره‌ای بالایی (UCC)، نشانگر تشکیل این توده‌ها از ماگماهای آبدار ناشی از ذوب منبع پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم‌شده با منشاء گوشته بالایی و با مقدار کم آلودگی با ترکیبات پوسته قاره‌ای در ناحیه ارسباران می‌باشد. مقادیر ایزوتوپی  $^{87}Sr/^{86}Sr$  و  $^{143}Nd/^{144}Nd$  و مقادیر  $\epsilon Nd$  توده‌های نفوذی هفت‌چشمه مشابه با توده‌های نفوذی زون ماگمایی ارسباران (شکل ۵)، کمتر رادیوژنیک و مثبت می‌باشند که نشانگر مشارکت بیشتر مذاب‌های گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه و آغستگی بسیار کم مواد پوسته‌ای یا در منبع ماگمای این توده‌ها و یا در طی صعود و تبلور ماگما می‌باشد (Haschke et al, 2010; Zhang et al, 2013). همچنین توده‌های نفوذی

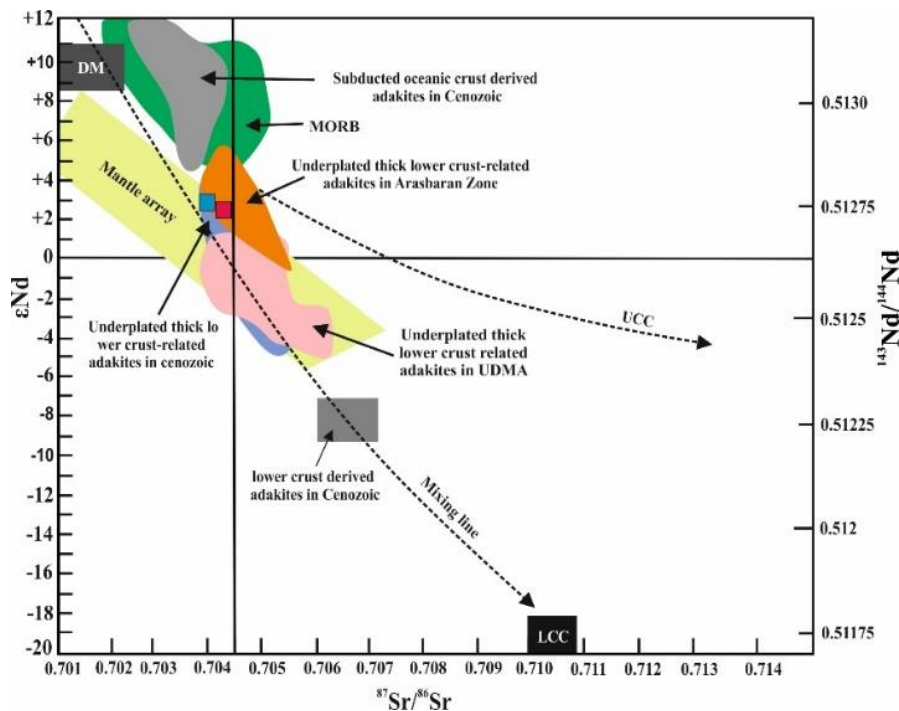
## پتروژنز و منبع ماگمای توده‌های نفوذی کانسار هفت‌چشمه

زون فلزایی-ماگمایی ارسباران در شمال‌غرب ایران دارای رخنمون وسیعی از سنگ‌های ماگمایی نفوذی-آتشفشانی ترشیاری می‌باشد. تحولات و تغییرات ماگمایی-آتشفشانی زون ماگمایی ارسباران از ماهیت تولییتی تا کالک-آلکان کم‌پتاسیم در کرتاسه‌پسین، پالئوسن-ائوسن‌پسین به کالک‌آلکان پرتاسیم، شوشونیتی تا آداکیتی در طول زمان الیگوسن‌پسین تا میوسن‌پسین را می‌توان به تغییر محیط تکتونیکی زون فلزایی-ارسباران از محیط تکتونیکی جزیره-قوسی در پالئوسن به محیط تکتونیکی فرورانشی کمان حاشیه قاره‌ای نرمال در ائوسن و نهایتاً محیط تکتونیکی برخوردی تا بعد از برخوردی در الیگومیوسن‌پسین تفسیر کرد (حسن‌پور، ۱۳۸۹). ویژگی زمین‌شیمی توده‌های نفوذی گابرویدی تا گرانودیوریتی آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم‌دار الیگومیوسن‌پسین کانسار هفت‌چشمه همچون ناهنجاری منفی تا فقدان ناهنجاری  $Eu/Eu^*$ ، الگوی صاف HREE، افزایش نسبت‌های  $(La/Yb)_n$  و  $Sr/Y$  نشانگر تغییر ویژگی‌های پترولوژیکی ماگماتیسم کالک‌آلکان کمانی تا آداکیتی در الیگومیوسن‌میانی تا پسین (Hassanpour and Moazzen, 2017)، مطابق با الگوی تشکیل کانسارهای پورفیری تیپ آند در جایگاه تکتونیکی فرورانش کم عمق تختال و ضخیم‌شدگی پوسته‌ای در مراحل اولیه برخوردی می‌باشد (Bissig et al, 2003; Sillitoe et al, 2010). براساس شکل ۵ نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{143}Nd/^{144}Nd$  در برابر  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (Zindler and Hart, 1986)، مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0/7046 - 0/7044$  و  $^{143}Nd/^{144}Nd = 51277$  و مقادیر مثبت  $+2/6$



مشارکت بیشتر منشا گوشته‌ای در منبع توده‌های نفوذی پورفیری بارور زون ماگمایی-فلززایی ارسباران نسبت به توده‌های بارور زون ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشد.

پورفیری کانسار هفت‌چشمه مشابه با توده‌های نفوذی زون ماگمایی ارسباران نزدیک خط اختلاط پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) قرار گرفته‌اند (شکل ۵)؛ که تایید کننده‌ی آلودگی کمتر پوسته‌ای و



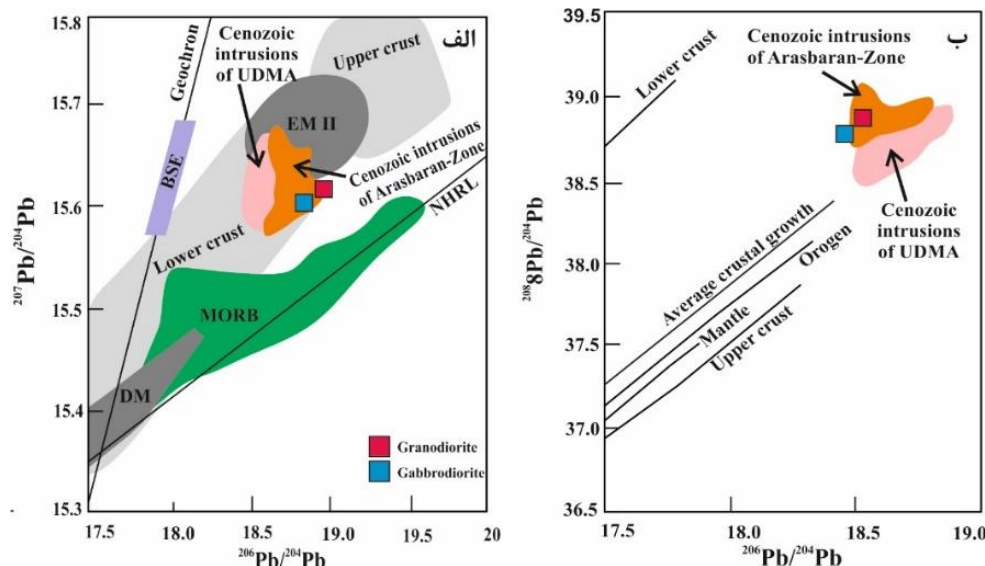
شکل ۵: نمودار تطابق ایزوتوپی  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  و  $\epsilon\text{Nd}(t)$  در برابر  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  از (Zindler and Hart, 1986). مقادیر نمونه‌های هفت‌چشمه در محدوده آرایه گوشته تهی‌شده و در محدوده سنگ‌های آداکیتی مشتق‌شده از پوسته زیرین ضخیم‌شده قرار گرفته‌اند. ترکیبات ایزوتوپی توده‌های پورفیری الیگومیوسن-پسین زون ارسباران از (حسن‌پور، ۱۳۸۹) و ترکیبات ایزوتوپی توده‌های پورفیری کانه‌دار میوسن-میانی-بالایی زون ماگمایی ارومیه-دختر از (Shafiei, 2010) می‌باشند. محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده از (Aguilón-Robles et al, 2001)؛ محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته زیرین از (Hou et al, 2011)؛ محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته زیرین ضخیم‌شده از (Zhu et al, 2009)؛ محدوده‌های MORB: بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی از (Mahoney et al, 1998)؛ گوشته تهی‌شده و آرایه گوشته‌ای از (Zindler and Hart, 1986)؛ روندهای پوسته قاره‌ای زیرین (LCC) و پوسته قاره‌ای بالایی از (Hawkesworth and Kemp, 2006)؛ روند خط اختلاط از (Miller et al, 1999).

در دیاگرام تورونژنیک  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  در برابر  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (شکل ۶ب) توده‌های پورفیری کانسار هفت‌چشمه در بالای منحنی میانگین رشد پوسته‌ای (Stacey and Kramers, 1975) و منحنی کوهزاد (Doe and Zartman, 1979) قرار گرفته‌اند. در هر دو دیاگرام تشابه ترکیبات

در دیاگرام اورانوژنیک  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  در برابر  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (شکل ۶الف) توده‌های پورفیری کانسار هفت‌چشمه در بالای خط رفرنس نیم کره شمالی (NHRL)، سمت راست ژئوکرون، بالای محدوده گوشته تهی‌شده (MORB) و در زیر محدوده گوشته غنی‌شده (EMII) قرار گرفته‌اند.

گرانودیوریتی هفت‌چشمه نسبت به مقدار ایزوتوپ ایزوتوپ‌های سرب توده‌های نفوذی هفت‌چشمه با ارسباران (حسن‌پور، ۱۳۸۹)؛ نشانگر ترکیب ایزوتوپی نسبتاً همگن منبع ماگمایی در یک مقیاس ناحیه‌ای می‌باشد. مقدار نسبت‌های ایزوتوپی رادیوژنیک تر  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18/93$  و  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39$  توده گرانودیوریتی میوسن پیشین نسبت به مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18/82$  و  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38/9$  توده گابرویدیوریتی الیگوسن پسین هفت‌چشمه، نشانگر آغستگی بیشتر ماگمای گرانودیوریتی با پوسته قاره‌ای و ضخیم‌تر شدگی پوسته قاره‌ای (Chiaradia et al, 2010) در زمان میوسن پیشین می‌باشد. همچنین مقدار کمی رادیوژنیک‌تر ایزوتوپ سرب  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18/93$  نمونه دانست.

گابرویدیوریتی هفت‌چشمه نسبت به مقدار ایزوتوپ ایزوتوپ‌های سرب توده‌های نفوذی هفت‌چشمه با ارسباران (حسن‌پور، ۱۳۸۹)؛ نشانگر ترکیب ایزوتوپی نسبتاً همگن منبع ماگمایی در یک مقیاس ناحیه‌ای می‌باشد. مقدار نسبت‌های ایزوتوپی رادیوژنیک تر  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18/93$  و  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39$  توده گرانودیوریتی میوسن پیشین نسبت به مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18/82$  و  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38/9$  توده گابرویدیوریتی الیگوسن پسین هفت‌چشمه، نشانگر آغستگی بیشتر ماگمای گرانودیوریتی با پوسته قاره‌ای و ضخیم‌تر شدگی پوسته قاره‌ای (Chiaradia et al, 2010) در زمان میوسن پیشین می‌باشد. همچنین مقدار کمی رادیوژنیک‌تر ایزوتوپ سرب  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18/93$  نمونه



شکل ۶: ترکیبات ایزوتوپ‌های سنگ کل سرب توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق گرانودیوریت و گابرویدیوریت کانسار پورفیری هفت‌چشمه در نمودارهای الف) اورانوزنیک  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  در برابر  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  و ب) توروزنیک  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  در برابر  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  از (Doe and Zartman, 1979)؛ منحنی میانگین رشد پوسته‌ای از (Stacey and Kramers, 1975). خط رفرنس نیم کره شمالی (NHRL) از (Hart, 1984)؛ محدوده‌های مورب (MORB)؛ گوشته تهی‌شده (DM)، و گوشته غنی شده (EM II) از (Allegre, 2008) و (Zindler and Hart, 1986)؛ محدوده ایزوتوپ‌های سرب توده‌های پورفیری الیگومیوسن پسین ارسباران از (حسن‌پور، ۱۳۸۹) و محدوده ایزوتوپ‌های سرب توده‌های پورفیری میوسن میانی تا پسین زون ماگمایی ارومیه-دختر از (Shafiei, 2010).

### نتیجه‌گیری

کانه‌زایی هیپوژن Cu-Mo مرتبط با زون‌های دگرسانی پتاسیک تا سریسیتی در کانسار پورفیری هفت‌چشمه در طی نفوذ توده‌های پورفیری گابرودیوریت الیگوسن‌پسین تا گرانودیوریت میوسن‌پیشین تشکیل شده است. براساس مطالعات صحرایی، روابط متقاطع رگه‌ها و مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی سه مرحله کانه‌زایی-دگرسانی در کانسار پورفیری هفت-چشمه شناسایی شده است: مرحله I کانه‌زایی شامل رگه‌های کوارتزی فاقد کانه‌زایی مشخص سولفیدی می‌باشد؛ که توسط هاله‌های دگرسانی پتاسیک متشکل از فلدسپار پتاسیم-بیوتیت ثانویه-انیدریت احاطه شده‌اند. مرحله II کانه‌زایی شامل رگه‌های کوارتز-مولیدنیت-مگنتیت-هماتیت-کالکوپیریت-پیریت-بورنیت می‌باشد که توسط هاله‌های دگرسانی پتاسیک، عمدتاً بیوتیت ثانویه احاطه شده‌اند. مرحله III کانه‌زایی شامل رگه‌های کوارتز-پیریت-کالکوپیریت-گالن-اسفالریت-مولیدنیت می‌باشد؛ که توسط هاله‌های دگرسانی سریسیتی احاطه شده‌اند. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  کان‌های سولفیدی هیپوژن (پیریت و کالکوپیریت) مراحل II و III کان‌زایی، نشانگر مشارکت گوگرد منشاء گرفته از یک مخزن ماگمایی در سولفیدهای هیپوژن زون‌های دگرسانی-کانه‌زایی پورفیری پتاسیک تا سریسیتی کانسار Cu-Mo پورفیری هفت‌چشمه می‌باشد.

به‌علاوه، مقادیر سبک‌تر  $\delta^{34}\text{S}$  سولفیدهای هیپوژن مرحله II همراه با دگرسانی پتاسیک نسبت به مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  سولفیدهای هیپوژن مرحله III، به‌صورت تابعی از تغییرات دما، شرایط احیایی، pH در طی فرایندهای جوشش، تسهیم نامناسب  $\text{SO}_2$  و افزایش محتوی  $\text{H}_2\text{S}$  در سیالات

گرمایی، در طی تبدیل مرحله II کان‌زایی به مرحله III کان‌زایی شده‌اند. مقادیر ایزوتوپی  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  کانی بیوتیت در هاله دگرسانی رگه کوارتز کان‌دار مرحله II؛ منشاء ماگمایی برای سیالات همراه با دگرسانی پتاسیک را تایید کرده است؛ که این مقادیر می‌توانند یا در اثر فرایند گاززدایی ماگما و یا تزریق سیالات ماگمایی جدید به درون سیستم گرمایی متکامل ایجاد شده باشند. همچنین، مشارکت مستقیم سیالات کان‌دار ماگمایی مسئول دگرسانی سریسیتی مرتبط با رگه‌های کوارتز کان‌دار مرحله III کان‌زایی توسط مقادیر کم  $\delta\text{D}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  مشخص شده است. هرچند تهنی‌شدگی مقادیر سیال- $\delta\text{D}$  و سیال- $\delta^{18}\text{O}$  کانی‌های سریسیت در زون دگرسانی سریسیتی در مقایسه با مقادیر سیال- $\delta\text{D}$  و سیال- $\delta^{18}\text{O}$  زون دگرسانی پتاسیک می‌تواند نشانگر مشارکت هرچند کم آب-های جوی در طی تشکیل مرحله دگرسانی سریسیتی باشد. ویژگی‌های همگن ترکیبات ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb و مقادیر مثبت  $\epsilon\text{Nd}$  توده‌های پورفیری گابرودیوریت الیگوسن‌پسین و گرانودیوریت میوسن‌پیشین هفت‌چشمه نشان داده که این توده‌ها از منبع مافیک گوشته‌ای نسبتاً همگن با مشارکت و آغستگی کم مواد پوسته-زیرین ضخیم‌شده منشاء گرفته و در یک رژیم فشارشی جایگیر شده‌اند.

### سپاس‌گزاری

این تحقیق، بخشی از رساله دکترای نگارنده اول (ظاهری عبده‌وند، ن، ۱۳۹۹) می‌باشد. آزمایشگاه زمین‌شیمی و ایزوتوپی دانشگاه بریتیش کلمبیا، کانادا را برای انجام آنالیزهای ایزوتوپی مورد تشکر و قدردانی قرار می‌دهیم.

## منابع

- عادل‌لی، ز.، ۱۳۹۲. کانی‌شناسی، ژئوشیمی، زایش-مدل‌سازی کانسار هفت‌چشمه، شرق آذربایجان، ایران، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی تهران، شعبه علوم و تحقیقات.
- ظاهری‌عبدوند، ن.، ۱۳۹۹. تحولات ماگمایی و تشکیل سیالات کانه‌دار کانسار Cu-Mo پورفیری هفت‌چشمه: با شواهدی از شیمی کانی‌های بیوتیت و آمفیبول، ایزوتوپ‌های پایدار و ناپایدار، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- محمد دوست، ه.، قادری، م. و حسن‌زاده، ج.، ۱۳۹۷. تغییرات ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی در سامانه‌های پورفیری خوشه میدوک، کمان ماگمایی سنوزویک کرمان، جنوب خاور ایران، فصلنامه علوم‌زمین، بهار ۹۷، سال ۲۷، شماره ۱۰۷، ص ۳-۱۳.
- معانی جو، م.، مستقیمی، م.، عبدالهی ریشه، م. و سپاهی‌گرو، ع.ا.، ۱۳۹۱. مطالعات سیستماتیک ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و میانبارهای سیال گروه‌های رگچه‌های مختلف کانسار مس پورفیری سرچشمه، براساس داده‌های جدید، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۲، جلد ۴، ص ۲۱۷-۲۳۹.
- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgois, J. and Michaud, F., 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California?: *Geology*, v. 29, p. 531-534.
- Allegre, C.J., 2008. *Isotope Geology*, first ed: Cambridge University Press, New York.
- افشونی، ز.، اسماعیلی، د. و اسدی هارونی، ه.، ۱۳۹۲. مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار O, H, S در زون‌های دگرسانی فیلیک و پتاسیک- فیلیک کانسار مس-مولیبدن پورفیری کهنک (شمال‌شرق اصفهان)، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۷، ص ۶۴ تا ۷۳.
- باباخانی، ع.ر.، لسکویه، ج.ل. و ریو، ر.، ۱۳۶۹. شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اهر، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور.
- تقی‌پور، ن. و درانی، م.، ۱۳۹۲. زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن کانی‌های سولفیدی و سولفاتی کانسار مس پورفیری پرکام شهر بابک، استان کرمان، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۸، ص ۶۱ تا ۷۱.
- حسن‌پور، ش.، ۱۳۸۹. متالوژنی و کانه‌زایی کانسارهای مس-طلا در زون ماگمایی ارسباران، آذربایجان شرقی، شمال‌غرب ایران، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۸. گزارش و نقشه زمین‌شناسی منتشر نشده ناحیه هفت-چشمه؛ مقیاس ۱:۱۰۰۰.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. and Quadt, A.V., 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 844-862.
- Calagari, A.A., 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic-phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran;

- Journal of Asian Earth Sciences, v. 21-7, p. 767-780.
- Chiaradia, M., Ulianov, A., Kouzmanov, K. and Beate, B., 2012. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas?. Scientific Reports, v. 2, 685 p.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters: Science, v. 133, p. 1702-1703.
- De Paolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models: Geophysical Research Letters, v. 3, p. 249-252.
- Doe, B.R. and Zartman, R.E., 1979. Plumbotectonics I, the Phanerozoic: In: Barnes, H.L., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Wiley, New York, p. 22-70.
- Dosso, L., Bougault, H. and Joron, J.L., 1993. Geochemical morphology of the North Mid Atlantic Ridge, 108–248N: Trace element isotope complementarity: Earth and Planetary Science Letters, v. 120, p. 443-462.
- Giggenbach, W.F., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin: Earth and Planetary Science Letters, v. 113, p. 495-510.
- Gustafson, L.B. and Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Economic Geology, v. 70, p. 857-912.
- Haschke, M., Ahmadian, J., Murata, M. and McDonald, I., 2010. Copper mineralization prevented by arc–root delamination during Alpine–Himalayan collision in Central Iran: Economic Geology, v. 105, p. 855-865.
- Hassanpour, S., 2017. The Sungun porphyry magma resource and the 120,000-year difference in age between the main stock and the first dike: New evidence from  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and Pb, SHRIMP U–Pb zircon dating in NW Iran: Iranian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 94-104.
- Hassanpour, S. and Moazzen, M., 2017. Geochronological Constraints on the Haftcheshmeh Porphyry Cu–Mo–Au Ore Deposit, Central Qaradagh Batholith, Arasbaran Metallogenic Belt, Northwest Iran: Acta Geologica Sinica, v. 91(6), p. 2109-2125.
- Hassanpour, S., Alirezai, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U–Pb and biotite and hornblende Ar–Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu–Mo systems, evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran: International Journal of Earth Sciences, v. 104, p. 45-59.
- Harris, A., Golding, S. and White, N., 2005. Bajo de la Alumbrera Copper–Gold Deposit: Stable Isotope Evidence for a Porphyry-Related Hydrothermal System Dominated by Magmatic Aqueous Fluids: Economic Geology, v. 100, p. 863-886.
- Hart, S.R., 1984. The DUPAL anomaly: a large-scale isotopic anomaly in the southern hemisphere: Nature, v. 306, p. 753-756.
- Hawkesworth, C.J. and Kemp, A.I.S., 2006. Evolution of the continental crust: Nature, v. 443, p. 811-817.
- Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature, v. 370, p. 519-527.
- Hou, Z.Q., Zhang, H., Pan, X. and Yang, Z., 2011. Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of

- thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain: *Ore Geology Review*, v. 39, p. 21-45.
- Khashgerel, B.E., Kavalieris, I. and Hayashi, K., 2008. Mineralogy, textures, and whole-rock geochemistry of advanced argillic alteration: Hugo Dummett porphyry Cu-Au deposit, Oyu Tolgoi mineral district: Mongolia. *Mineralum Deposita*, v. 43, p. 913-932.
- Li, Y.B. and Liu, J.M., 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 1789-1795.
- Mckibben, M.A. and Eldridge, C.S., 1990. Radical sulfur isotope zonation of pyrite accompanying boiling and epithermal gold deposition: A SHRIMP study of the Valles Caldera, New Mexico: *Economic Geology*, v. 85, p. 1917-1925.
- Mahoney, J.J., Frei, R., Tejada, M.L.G., Mo, X.X., Leat, P.T. and Nägler, T.F., 1998. Tracing the Indian Ocean mantle domain through time: isotopic results from old West Indian, East Tethyan, and South Pacific seafloor: *Journal of Petrology*, v. 39, p. 1285-1306.
- Meinert, L.D., Hedenquist, J.W., Satohi, H. and Matsuhisa, Y., 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids: *Economic Geology*, v. 98, p. 147-156.
- Miller, C.F., Schuster, R., Klötzli, U., Frank, W. and Purtscheller, F., 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis: *Journal of Petrology*, v. 40, p. 1399-1424.
- Moritz, R., Rezeau, R., Ovtcharova, M., Tayan, M., Melkonyan, R., Hovakimyan, S., Ramazanov, V., Selby, D., Ulianov, A., Chiaradia, M. and Putlitz, B., 2016. Long-lived, stationary magmatism and pulsed porphyry systems during Tethyan subduction to post-collision evolution in the southernmost Lesser Caucasus, Armenia and Nakhitchevan: *Gondwana Research*, v. 37, p. 465-503.
- Moritz, R., Mederer, J., Ovtcharova, M., Spikings, R., Selby, D., Melkonyan, R. and Hovakimyan, S., 2013. Jurassic to Tertiary Metallogenic Evolution of the Southernmost Lesser Caucasus, Tethys Belt: Mineral Deposit Research for a High-tech World, 12<sup>th</sup> SGA Biennial Meeting, Uppsala, Sweden, v. 3, p. 1443-1450.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon, in Barnes H. L. *Geochemistry of hydrothermal deposits*, 2th edition, Wiley Interscience, New York, p. 509-567.
- O'Neil, J.R. and Taylor, H.P., 1969. Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water: *Journal of Geophysical Research*, v. 74, p. 1414-1437.
- Parsapoor, A., Khalili, M., Tepley, F. and Maghami, M., 2015. Mineral chemistry and isotopic composition of magmatic, re-equilibrated and hydrothermal biotites from Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (southeast of Iran): *Ore Geology Reviews*, v. 66, p. 200-218.
- Pettke, T., Felix Oberli, F. and Heinrich, C.A., 2010. The magma and

- metal source of giant porphyry-type ore deposits, based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 296, p. 267-277.
- Richards, J.P., 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins: *Ore Geology Reviews*, v. 40-1, p. 1-26.
- Savin, S.M. and Epstein, S., 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34, p. 25-42.
- Shafiei, B., 2010. Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications: *Ore Geology Reviews*, v. 38, p. 27-36.
- Shmulovich, K.I., Landwehr, D., Simon, K. and Heinrich, W., 1999. Stable isotope fractionation between liquid and vapor in water-salt systems up to 600 °C: *Chemical Geology*, v. 157, p. 343-354.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems: *Economic Geology*, v. 105, p. 341-363.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- Sun, W., Huang, R.F., Li, H., Hua, Y.B., Zhang, C., Sun, S.J., Zhang, L.P., Ding, X., Li, C.Y., Zartmana, R.E. and Ling, M.X., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas: *Ore Geology Reviews* v. 65, p. 97-131.
- Suzuoki, T. and Epstein, S., 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 40, p. 1229-1240.
- Taylor, H.P., 1974. The application of oxygen and hydrothermal isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Economic Geology*, v. 69, p. 843-883.
- Taylor, B.E., 1992. Degassing of H<sub>2</sub>O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems, *in* Hedenquist, J.W., ed., *Magmatic contributions to hydrothermal systems: Geological Survey of Japan Report*, v. 279, p. 190-195.
- Taylor, B.E., 1988. Degassing of rhyolitic magmas: Hydrogen isotope evidence and implications for magmatic-hydrothermal ore deposits: *Canadian Institute of Mining and Mineralogy Special*, v. 39, p. 33-49.
- Todt, W., Cliff, R.A., Hanser, A. and Hofmann, A.W., 1984. <sup>202</sup>Pb+<sup>205</sup>Pb spike for lead isotopic analysis: *Terra Cognita*, v. 4, p. 209-221.
- Zaheri-Abdehvand, N., Tarantola, A., Rasa, I., Hassanpour, S. and Peiffert, C., 2020. Metal content and P-T evolution of CO<sub>2</sub>-bearing ore-forming fluids of the Haftcheshmeh Cu-Mo porphyry deposit, NW Iran: *Journal of Asian Earth sciences*, v. 190, p. 104-116.
- Zaheri-Abdehvand, N., Rasa, I., Hassanpour, S. and Tarantola, A., 2018. CO<sub>2</sub>-Rich Magmatic-Hydrothermal fluid controlling Cu-Mo Mineralization at Haftcheshmeh Porphyry Deposit, NW Iran: TRIGGER International Conference, School of Geology, University of Tehran. Iran, November 12-16.
- Zhang, C., Ma, C., Holtz, F., Koepke, J., Wolff, P.E. and Berndt, J., 2013.

Mineralogical and geochemical constraints on contribution of magma mixing and fractional crystallization to high-Mg adakite-like diorites in eastern Dabie orogen, East China: *Lithos*, v. 172, p. 118-138.

-Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl bearing silicates: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 120, p. 247-263.

-Zhu, D.C., Zhao, Z.D., Pan, G.T., Lee, H.Y., Kang, Z.Q., Liao, Z.L.,

Wang, L.Q., Li, G.M., Dong, G.C. and Liu, B., 2009. Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: products of slab melting and subsequent melt peridotite interaction?: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 34, p. 298-309.

-Zindler, A. and Hart, S., 1986. *Chemical geodynamics: Annual review of earth and planetary sciences*, v. 14, p. 493-571.