Characterization of potassic alteration in the Iju porphyry copper deposit using mineral chemistry of biotite and chlorite

Alireza Zarasvandi [1]*, Mohsen Rezaei [1], Houshang Pourkaseb [1], Sina Asadi [2] and Amir Mortaza Azimzadeh [3]

[1] Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran
[2] Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran
[3] Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Iran

Abstract

The Iju porphyry copper deposit is located 72 km NE of Shahr-e- Babak in the western part of the Dehaj - Sardueih zone in the Kerman Cenozoic volcano - plutonic belt. In this deposit, the Miocene granitoids with dominant composition of granite, granodiorite, tonalite and quartz diorite were intruded in the Eocene volcanic and pyroclastic sequences. The potassic, propylitic, potassic-phyllic, phyllic and argillic facies are the main hydrothermal alterations in the Iju intrusive masses. Nevertheless, the hypogene mineralization is manly occurred in the potassic alteration. The aim of present work is the investigation of reequilibrated biotite and chlorite chemistry to characterize the potassic alteration in the onset of mineralization. Also, the chlorite data is used for assessing the geochemical changes owing to chloritization of biotite. Based on reequilibrated biotites, it is proved that oxygen fugacity during the potassic alteration was high so that mostly belongs to the hematite- magnetite buffering district. Moreover, the temperature in the onset of sulphide mineralization has an average of 399.85 °C. According to variations in Log (fH_2O/fHF) and Log ($fH_2O/fHCl$) values, it seems that non-homogenous hydrothermal fluids were contributed in the formation of potassic alteration in the Iju deposit. Secondary chlorites that replaced biotite have clinochlore composition and chloritization occurred around 325.48 to 373.51 °C. The chloritization process lead to Mg increasing as well as significant K_2O and SiO_2 decreasing contents due to the formation of K-feldspar minerals. Overall, it seems that high temperatures and the prevailing of high oxygen fugacity could be considered as one of main reasons for the low sulphide mineralization and the sub-economic nature of the Iju porphyry deposit.

Key words: biotite, chlorite, Iju porphyry copper deposit, Dehaj - Sardueih, Kerman

* zarasvandi_a@scu.ac.ir

Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

پتـــــرولوژی، سال هشتم، شماره سی و دوم، زمستان ۱۳۹۶، صفحه ۶۷-۸۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۵/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۰۹

شاخص‌سازی پهنه دگرسانی پتاسیک در کانسار مس پورفیری ایجو با به‌کارگیری شیمی کانی‌های بیوتیت و کلریت

علیرضا زراسوندی، [۱]*، محسن رضایی [۱]، هوشنگ پورکاسب [۱]، سینا اسدی [۲] و امیرمرتضی عظیم‌زاده [۳]
[۱] دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
[۲] بخش علوم‌زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران
[۳] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

چکیده
کانسار مس پورفیری ایجو در ۷۲ کیلومتری شمال‌خاوری شهربابک، در بخش باختری کمربند دهج- ساردوییه در پهنه آتشفشانی- نفوذی سنوزوییک کرمان واقع شده است. در این کانسار توده‌های آذرین درونی گرانیتوییدی میوسن با ترکیب غالب گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و کوارتز دیوریت، درون سنگ‌های آتشفشانی و توالی‌های آذرآواری ائوسن جایگیری کرده‌اند. دگرسانی‌های پتاسیک، پروپیلیتیک، پتاسیک- فیلیک، فیلیک و آرژیلیک از دگرسانی‌های همراه با توده‌های آذرین درونی ایجو هستند. با وجود این، بیشتر کانه‌زایی هیپوژن این کانسار در پهنه دگرسانی پتاسیک این کانسار رخ داده است. هدفِ این پژوهش بررسی شیمی کانی‌های بیوتیتِ تعادل دوباره‌یافته برای شاخص‌سازی پهنه دگرسانی پتاسیک این کانسار در هنگام آغاز کانه‌زایی و نیز بررسی تغییرات زمین‌شیمیایی پس از کلریتی‌شدن بیوتیت است. برپایه شیمی بیوتیت‌های تعادل دوباره‌یافته، فوگاسیته اکسیژن در هنگام پیدایش پهنه دگرسانی پتاسیک ایجو بالا و بیشتر در محدوده بافری هماتیت- مگنتیت (HM) بوده است. همچنین، میانگین دمای پهنه دگرسانی پتاسیک هنگام کانه‌زایی سولفیدی ۳۹۹/۹۸ درجه سانتیگراد است. افزون‌بر این، تغییرات مقدارهای Log (fH_2O/fHF) و Log ($fH_2O/fHCl$) نشان‌دهنده نبود سیال هموژن در هنگام پیدایش پهنه دگرسانی پتاسیک این کانسار است. کلریت‌های ثانویه که جانشین بیوتیت در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو شده‌اند، ترکیب کلینوکلر دارند. دمای کلریتی‌شدن از مقدار کمینه ۳۲۵/۴۸ تا بیشینه ۳۷۳/۵۱ درجه سانتیگراد است. فرایند کلریتی‌شدن بیوتیت‌های تعادل دوباره‌یافته در پهنه دگرسانی پتاسیک، به‌علت پیدایش کانی‌های پتاسیم‌فلدسپار، افزایش میزان منیزیم و نیز کاهش شدید میزان K_2O و SiO_2 را در پی داشته است. در کل، به‌نظر می‌رسد دماهای بالا، به‌همراه غالب‌ماندن فوگاسیته اکسیژن بالا از علت‌های کانه‌زایی کم سولفیدی و در پی آن، سرشت نیمه‌اقتصادی این کانسار به‌شمار می‌رود.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت، کلریت، کانسار مس پورفیری ایجو، کمربند دهج- ساردوییه، کرمان

* zarasvandi_a@scu.ac.ir

Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

مقدمه

سیستم‌های پورفیری مس ± طلا ± مولیبدن عموماً در پی جایگیری کم ژرفای (۵- ۱۰ کیلومتر) ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانش (و یا مراحل پایانی فرورانش- برخورد) و در ادامه آن خروج سیال‌ها از ماگمای در حال تبلور پدید می‌آیند (Richards, 2011). توانایی یک سیستم پورفیری برای کانه‌زایی به شرایطی مانند: (۱) پیشینهٔ ماگمایی و تکامل سنگ‌زایی ماگمای مادر پورفیری (Wang *et al.*, 2014)، (۲) ترکیب سیال خروجی هنگام سردشدن و تکامل سیال کانه‌دار (Audetat *et al.*, 2008) و (۳) نرخ فرسایش منطقه و سردشدن سیستم پورفیری بستگی دارد (McInnes *et al.*, 2003). گفتنی است نبود این شرایط بهینه، رخداد کانه‌زایی ضعیف و یا به گفته دیگر، پیدایش سیستم پورفیری نیمه‌اقتصادی و یا عقیم را در پی دارد. پهنه ماگمایی ارومیه- دختر در ایران از پهنه‌های مهمِ کانه‌زایی مس پورفیری در جهان به‌شمار می‌رود؛ به‌گونه‌ای‌که رخنمون گسترده‌ای از کانسارهای اقتصادی و نیمه‌اقتصادی مس پورفیری در این پهنه گزارش شده است (Zarasvandi *et al.*, 2015a). در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، پورفیری‌ها به دو دسته کلیِ پیش از برخورد و برخوردی رده‌بندی شده‌اند. همه پورفیری‌های در ارتباط با گرانیتوییدهای ائوسن- الیگوسن را پیش از برخورد و گرانیتوییدهای میوسن که در هنگام مراحل پایانی فرورانش- برخورد پدید آمده‌اند را برخوردی می‌نامند (Shafiei *et al.*, 2009). به‌تازگی، بررسی‌های Asadi و همکاران (۲۰۱۴) نشان داده پورفیری‌های کانه‌دار مهم پهنه ارومیه- دختر مربوط به مراحل پایانی فرورانش-برخورد هستند و خاستگاه ماگمای مادر آنها ذوب‌بخشی پوسته پایینی جوان‌شده (Juvenile lower crust) است. آغاز فرایندهای آذرین وابسته به فرورانش نئوتتیس در پهنه ارومیه- دختر را ۵۰ میلیون سال پیش (آغاز ائوسن) می‌دانند (مانند: Boomeri *et al.*, 2010)؛ اما بیشتر گرانیتوییدهای سازندهٔ کانه‌زایی مس پورفیری در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر در بازه زمانی میوسن جایگیری کرده‌اند. برپایه بررسی‌های پیشین، در چنین شرایطی و در پی فرایندهای زمین‌ساختی فشارشی پدیدآمده از برخورد با صفحه عربی، سرشت بخش‌های زیرین پوسته (که نزدیک به ۳۰ میلیون سال پس از آغاز فرایندهای آذرین در پهنه ارومیه- دختر متاثر از ماگماتیسم کمان ماگمایی بوده است) با آمفیبولیت و اکلوژیتِ گارنت‌دار جایگزین شده است. این بخش از پوسته، بخش فراوانی از میزان مس و کلر خود را در پی فرایند ماگمایی کمان ماگمایی (تا پیش از میوسن) به‌دست آورده (Zarasvandi *et al.*, 2015b) و در پایان بالاآمدن و جایگیری کم ژرفایِ ماگمای پدیدآمده از ذوب‌بخشی این بخش از پوسته، کانسارهای مس پورفیری به سن میوسن را در پهنه ارومیه دختر پدید آورده است.

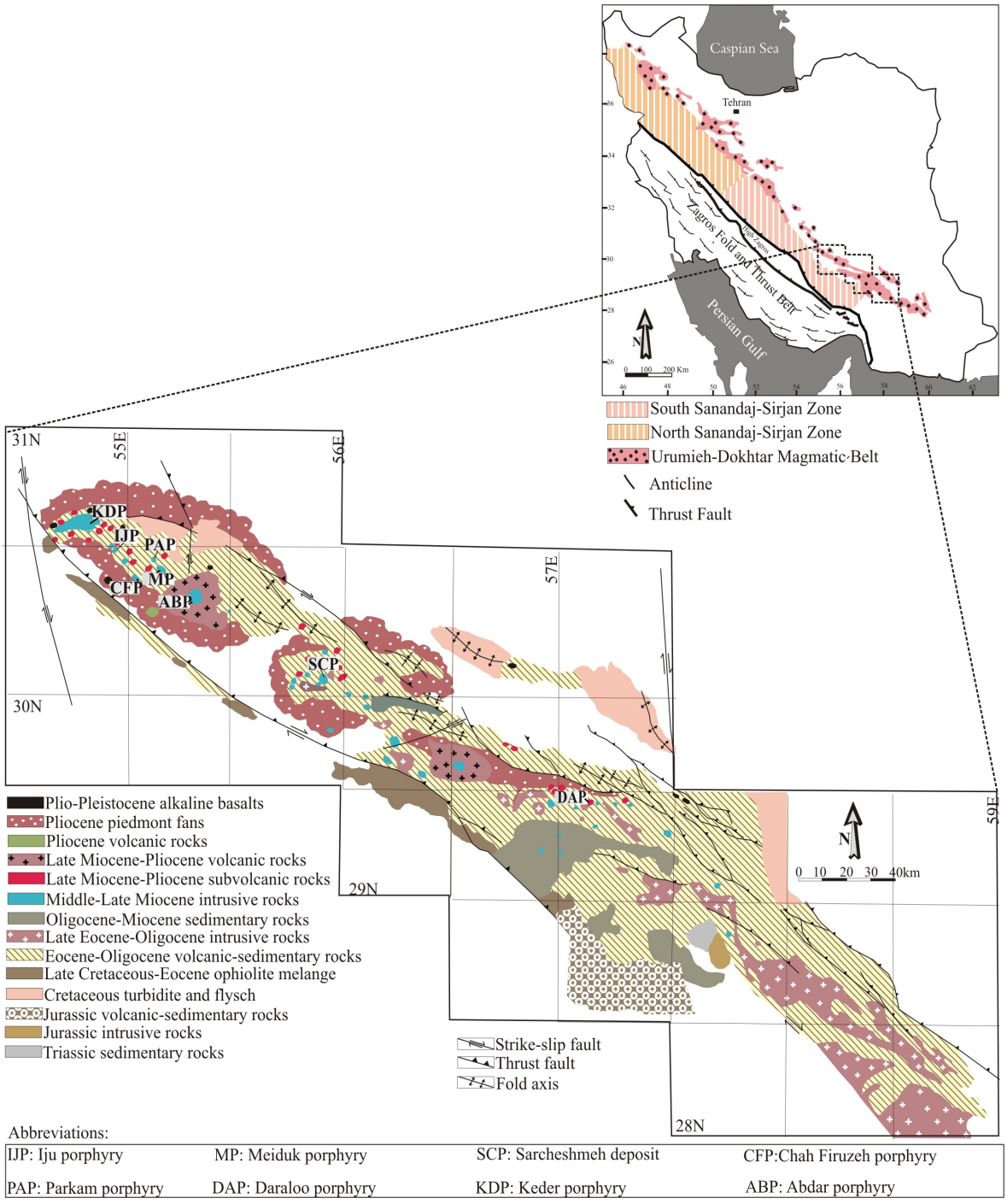
بیوتیت‌های ماگمایی و گرمابی، کانی رایج همراه با سیستم‌های ماگمایی و گرمابی گرانیتوییدهای پورفیری مس دار هستند. ترکیب شیمیایی آنها به شرایط فیزیکوشیمیایی محیط (مانند: میزان آب، هالوژن، دما، فوگاسیته اکسیژن و گوگرد) بستگی دارد (Boomeri *et al.*, 2010). همچنین، گفتنی است سردشدن سیستم پورفیری در پی کاهش اکتیویته K_2SO_4، پایداری بیوتیت را از میان می‌برد و کلریت را جایگزین آن می‌کند (Maydagan *et al.*, 2016). در مقایسه با پورفیری‌های مهم پهنه ارومیه- دختر (مانند: سرچشمه با عیار میانگین ۱/۱۳ درصد مس و ۰/۰۳ درصد

مولیبدن (Boomeri *et al.,* 2010) و نیز پورفیری میدوک با عیار میانگین ۰/۸۶ درصد مس و ۰/۰۰۷ مولیبدن (Boomeri *et al.,* 2009)) کانسار ایجو میزان عیار بسیار کمتری دارد (عیار ۰/۳۱ درصد مس؛ Aghazadeh و همکاران، ۲۰۱۵). درکل، از مهم‌ترین پرسش‌های بجامانده دربارهٔ پورفیری‌های میوسن پهنه ماگمایی ارومیه-دختر، رخداد درجه‌های گوناگونِ کانه‌زایی در این کانسارهاست. از آنجایی‌که برپایه پیشنهاد Richards (۲۰۱۱)، بخش بزرگی از کانه‌زایی سولفیدی هیپوژن در سیستم‌های پورفیری در پایان دگرسانی پتاسیک (درست پیش از آغاز دگرسانی فیلیک) رخ می‌دهد، در این پژوهش تلاش شده از کانسارهای کم‌عیار نیمه‌اقتصادی، با به‌کارگیری شیمی کانی‌های بیوتیت تعادل دوباره‌یافته در پهنه دگرسانی پتاسیک، این پهنه دگرسانی در کانسار مس پورفیری ایجو شاخص‌سازی شود. افزون‌بر این، با به‌کارگیری شیمی کلریت، تغییرات زمین‌شیمیایی هنگام جانشینی بیوتیت با کلریت در پهنه دگرسانی پتاسیک این کانسار نیز ارزیابی می‌شود.

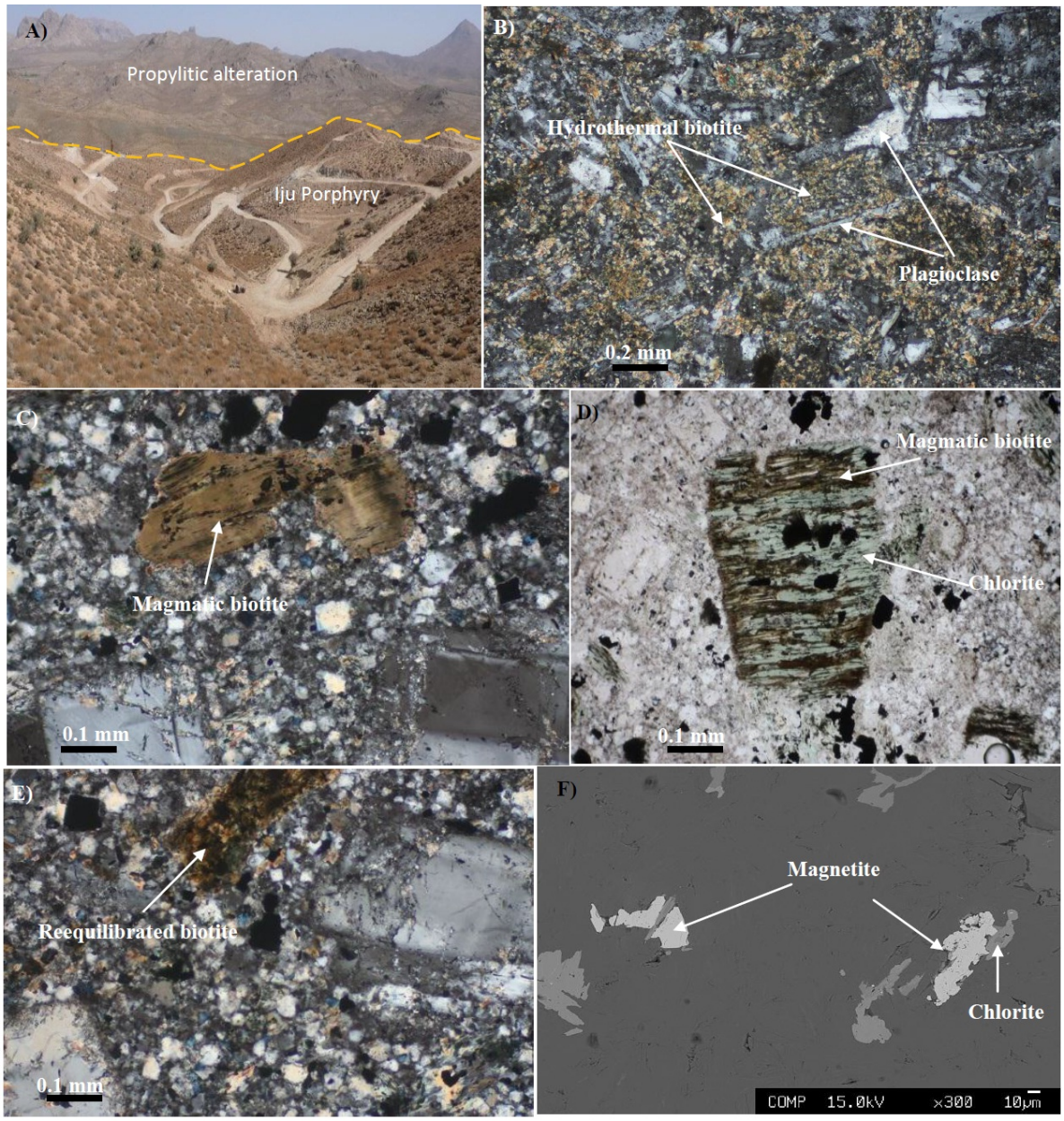
زمین‌شناسی

کانسار مس پورفیری ایجو در ۷۲ کیلومتری شمال‌خاوری شهربابک، در بخش باختری کمربند دهج- ساردوییه از پهنه آتشفشانی- ماگمایی سنوزوییک کرمان واقع شده است (شکل ۱). برپایه داده‌های سن‌سنجی زیرکن برای توده‌های گرانیتی ایجو، جایگیری توده‌های آذرین درونی در این کانسار در ۰/۵۰ ± ۹/۲۷ میلیون سال پیش رخ داده است (Mirnejad *et al.,* 2013). گفتنی است سن جایگیری توده‌های آذرین ایجو کمابیش همزمان با جایگیری پورفیری‌های دیگری است که مربوط به مراحل پایانی فرورانش- برخورد پهنه ارومیه- دختر (مانند: سرچشمه و میدوک) هستند (Mirnejad *et al.,* 2013; Asadi *et al.,* 2014).

سنگ‌های آتشفشانی و توالی‌های آذرآواری ائوسن کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون‌یافته در محدوده کانسار ایجو هستند (Mirnejad *et al.,* 2015). ترکیب بیشتر این سنگ‌ها برش‌های آندزیتی، برش‌های توفی، توف، آگلومرا همراه با رخنمون کوچکی از سنگ‌های آندزیت- بازالتی و آندزیتی در میان توالی‌های آذرآواری است. سنگ‌های پورفیری در محدوده کانسار ایجو عموماً پس از کانه‌زایی با دایک‌های فراوانی (با ترکیب غالب دیوریت و کوارتزدیوریت) قطع شده‌اند. برپایه ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، محدوده ایجو دربردارندهٔ توده جداگانهٔ تونالیتی و توده‌های ناپیوسته با دامنه ترکیبی گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت است. بخش تونالیتی بیشتر از درشت بلورهای پلاژیوکلاز (۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰ درصد حجمی) و هورنبلند (۱۰ درصد حجمی) به‌همراه زمینه‌ای از کوارتز، مقدار ناچیزی ارتوکلاز، سریسیت و اپیدوت ساخته شده است. بخش‌های با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، و کوارتزدیوریت بیشتر فازهای کانیایی کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار با رخداد مسکوویت، آپاتیت، زیرکن و اسفن دارند. در این میان نمونه‌های کوارتز دیوریتی از پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۵-۱۰ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۰-۵ درصد حجمی) و بیوتیت (۳ -۵ درصد حجمی) هستند (Zarasvandi *et al.,* 2015). دگرسانی در کانسار ایجو، پتاسیک، پروپیلیتیک، پتاسیک- فیلیک، فیلیک و آرژیلیک است (شکل ۲- A).



شکل ۱- A) کمربند کوهزایی و فلززایی زاگرس با سه روند زمین‌ساختی: پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان و پهنه چین‌خورده- رانده زاگرس (با تغییراتی پس از: Ghasemi و Talbot، ۲۰۰۶)؛ B) کمربند ماگمایی سنوزوییک کرمان (با تغییراتی پس از Shafiei و همکاران، ۲۰۰۹)

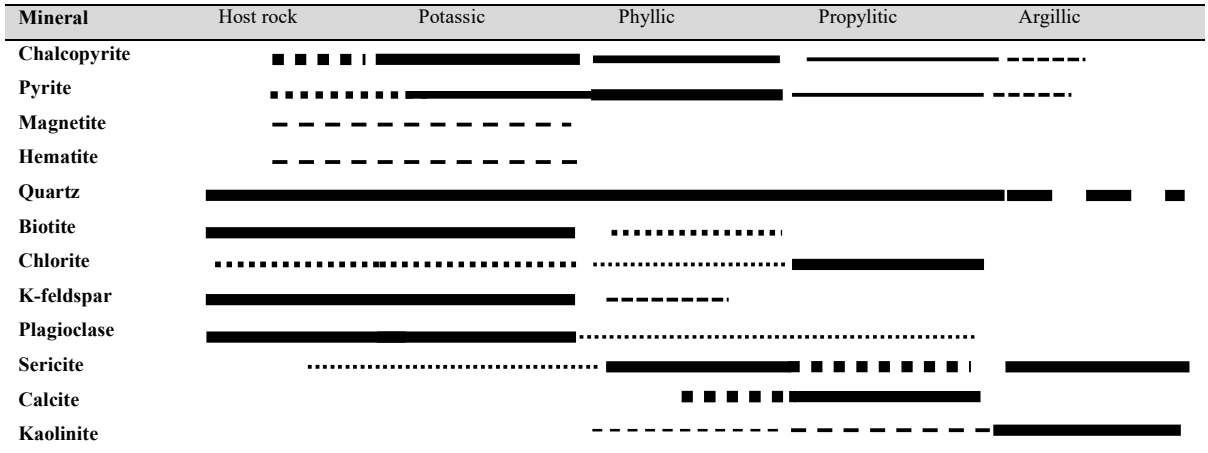


شکل ۲- A) تصویر صحرایی کانسار مس پورفیری ایجو (شمال‌خاوری شهربابک). بخش روشن جلوی تصویر نشان‌دهندهٔ دگرسانی فیلیک و بخش تیره در پس‌زمینه نشان‌دهندهٔ گسترش دگرسانی پروپیلیتیک است؛ B) بیوتیت‌های گرمابی بی‌شکل مشخص و پراکنده که گاه به‌صورت بخشی جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند؛ C) بیوتیت ماگمایی با شکل منظم و رخ آشکار در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو؛ D) کلریتی‌شدن بیوتیت ماگمایی در پهنه دگرسانی پتاسیک؛ E) بیوتیت تعادل دوباره‌یافته که در پی جانشینی کامل بیوتیت ماگمایی با بیوتیت گرمابی پدید آمده است؛ F) تصویر BSE از مگنتیت دانه‌ریز پراکنده در زمینه دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری ایجو

گفتنی است در این کانسار دگرسانی پتاسیک با گسترش کم، بیشترین میزان کانه‌زایی مس را در خود جای داده است. کانه‌زایی در پهنه دگرسانی پتاسیک عموماً به‌صورت دانه‌های پراکنده پیریت و کالکوپیریت و یا به‌صورت رگچه‌های کوارتزی با پیریت و کالکوپیریت است. در پهنه دگرسانی پتاسیک به‌گونهٔ شاخص، بیوتیت‌های گرمابی بی‌شکل مشخص و به‌صورت پراکنده گاه جانشین کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز شده‌اند (شکل ۲- B). بیوتیت‌های ماگمایی نیز با شکل مشخص لوحه‌ای و با رخ آشکار گاه به‌صورت اندک دیده می‌شوند (شکل ۲- C). همچنین، اندکی مگنتیت تنها به‌صورت پراکنده در زمینه دیده می‌شود (شکل ۲- F). رخداد بیوتیت تعادل دوباره‌یافته که در پی جانشینی بیوتیت‌های ماگمایی نخستین با بیوتیت‌های گرمابی پدید آمده‌اند، از سیماهای رایج پهنه دگرسانی پتاسیک این کانسار است (شکل ۲- E). همچنین، در نمونه‌های دگرسانی پتاسیک این کانسار، جانشینی بیوتیت‌های نخستین، گرمابی و تعادل دوباره‌یافته با کلریت به فراوانی دیده می‌شوند (شکل ۲- D). کلریتی‌شدن عموماً به‌صورت قالب‌های دروغین (Pseudomorph) در بلورهای بیوتیت ماگمایی و تعادل دوباره‌یافته دیده می‌شود. اگرچه از دیدگاه مکانی، دگرسانی پتاسیک این کانسار عموماً همراه با دگرسانی فیلیک است، اما گسترش دگرسانی فیلیک در بخش خاوری این کانسار، به‌ویژه در بخش‌های کوارتزدیوریتی، بیشتر است.

پهنه دگرسانی فیلیک به‌گونهٔ شاخص از کوارتز، سریسیت و بلورهای پراکنده پیریت ساخته شده است (جدول ۱). گفتنی است گاه مرز میان دگرسانی پتاسیک و فیلیک تدریجی است. در بخش باختری و جنوب باختری این کانسار، دگرسانی پروپیلیتیک از دگرسانی‌های دیگر (با ترکیب بیشتر کلسیت، کلریت و سریسیت) گستردگی بیشتری دارد (Mirnejad *et* 2013). در این کانسار کانی‌های رسی، سریسیت و کلریت نشان‌دهندهٔ دگرسانی آرژیلیک با گسترش اندک هستند. همچنین، در این کانسار پهنه اکسیدی گستردگی چندانی نیافته و به‌ترتیب کاهش فراوانی کانی‌ها، شامل هماتیت، جاروسیت، گوتیت، مالاکیت، آزوریت است.

جدول ۱- روابط پاراژنزی میان کانی‌های نخستین و گرمابی در سنگ‌های دگرسان‌نشده و دگرسانی‌های گوناگون کانسار مس پورفیری ایجو (شمال‌خاوری شهربابک)



روش انجام پژوهش

در این بررسی برای شاخص‌سازی پهنه دگرسانی پتاسیک در کانسار ایجو، نمونه‌های مغزه‌های حفاری از پهنه دگرسانی پتاسیک این کانسار برگزیده شدند. سپس اندازه‌گیری ترکیب شیمیایی بیوتیت و کلریت با دستگاه ریزکاو الکترونی (EMPA) در آزمایشگاه دانشگاه Montanuniversität Leoben شهر لئوبن کشور اتریش انجام شد (جدول‌های ۲ و ۳).

جدول ۲- ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های بررسی‌شده در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری ایجو (شمال‌خاوری شهربابک)

Sample No.	s-2-55	s-2-58	s-2-59	s-2-60	s-2-61	s-2-54
SiO_2	37.98	39.15	38.96	38.72	38.95	38.34
TiO_2	4.35	4.28	4.19	4.63	4.40	4.20
Al_2O_3	14.30	14.35	14.56	14.56	14.21	14.3
FeO	13.75	14.54	13.64	13.91	14.11	13.67
MnO	0.11	0.11	0.09	0.11	0.1	0.12
MgO	16.27	16.32	16.00	16.35	15.96	15.93
CaO	0.07	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03
Na_2O	0.32	0.32	0.11	0.32	0.32	0.35
K_2O	9.32	9.19	9.99	9.29	9.02	9.09
BaO	1.19	1.41	0.71	1.47	1.16	1.38
F	1.28	0.65	1.85	2.95	1.37	1.41
Cl	0.27	0.23	0.25	0.21	0.24	0.23
Si	2.78	2.81	2.82	2.78	2.82	2.81
Al^{IV}	1.22	1.19	1.18	1.22	1.18	1.19
Al^{VI}	0.01	0.02	0.06	0.02	0.03	0.04
Ti	0.24	0.23	0.23	0.25	0.24	0.23
Fe^{3+}	0.33	0.31	0.22	0.33	0.29	0.26
Fe^{2+}	0.51	0.56	0.61	0.50	0.56	0.58
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.77	1.74	1.73	1.75	1.72	1.74
Na	0.05	0.04	0.02	0.05	0.05	0.05
OH	1.67	1.83	1.55	1.30	1.66	1.65
F	0.30	0.15	0.42	0.67	0.31	0.33
Cl	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
X_{ph}	0.578	0.56	0.56	0.568	0.557	0.567
X_{an}	0.167	0.179	0.198	0.163	0.182	0.189
X_{pdo}	0.172	0.178	0.147	0.181	0.17	0.153
X_{Mg}	0.578	0.56	0.56	0.568	0.557	0.567
X_{Fe}	0.324	0.338	0.339	0.327	0.34	0.335
X(F)	0.148	0.074	0.212	0.335	0.157	0.163
X(Cl)	0.017	0.014	0.015	0.013	0.015	0.014
Fe/(Fe+Mg)	0.322	0.333	0.324	0.323	0.332	0.325
IV(F/Cl)	6.195	6.366	5.946	5.691	6.052	6.049
$\log X_{Cl}/X_{OH}$	-1.698	-1.815	-1.703	-1.707	-1.75	-1.761
$\log X_F/X_{OH}$	-0.751	-1.092	-0.562	-0.288	-0.722	-0.702
$\log X_F/X_{Cl}$	0.947	0.722	1.14	1.419	1.028	1.059
$\log f(H_2O)f(HF)_{fluid}$	4.352	4.672	4.142	3.877	4.299	4.29
$\log f(H_2O)/f(HCl)_{fluid}$	3.927	4.033	3.921	3.93	3.966	3.983
$\log f(HF)/f(HCl)_{fluid}$	-1.096	-1.289	-1.122	-0.606	-0.979	-0.965
Temperature (Beane, 1974)	423.788	402.179	402.484	411.254	398.925	410.157

جدول ۲- ادامه

Sample No.	s-2-52	s-2-53	s-2-37	s-2-35	s-2-29	S2-11
SiO_2	37.67	38.73	39.93	38.59	35.61	37.69
TiO_2	4.58	4.01	1.32	1.63	1.45	1.19
Al_2O_3	14.54	17.84	16.83	16.04	15.09	17.39
FeO	16.02	11.83	13.7	14.01	12.85	14.21
MnO	0.11	0.08	0.11	0.08	0.13	0.08
MgO	15.57	13.4	17.37	16.27	14.53	18.08
CaO	0.1	0.05	0.29	0.35	0.25	0.55
Na_2O	0.31	0.27	0.03	0.05	0.03	0.05
K_2O	7.9	7.75	5.66	6.44	6.6	4.56
BaO	1.23	1.03	0	0.18	0.24	0.08
F	1.13	1.35	0	0.09	0.32	0
Cl	0.18	0.2	0.09	0.09	0.09	0.08
Si	2.752	2.828	2.871	2.856	2.855	2.757
Al^{IV}	1.248	1.172	1.129	1.144	1.145	1.243
Al^{VI}	0.004	0.364	0.297	0.255	0.281	0.256
Ti	0.252	0.22	0.071	0.091	0.087	0.065
Fe^{3+}	0.566	0.029	0.396	0.311	0.189	0.696
Fe^{2+}	0.413	0.694	0.428	0.556	0.673	0.173
Mn	0.007	0.005	0.007	0.005	0.009	0.005
Mg	1.696	1.459	1.862	1.795	1.737	1.971
Na	0.044	0.038	0.004	0.007	0.005	0.007
OH	1.716	1.663	1.989	1.968	1.907	1.99
F	0.261	0.312	0	0.021	0.081	0
Cl	0.022	0.025	0.011	0.011	0.012	0.01
X_{ph}	0.543	0.486	0.558	0.554	0.563	0.588
X_{an}	0.132	0.231	0.128	0.172	0.218	0.052
X_{pdo}	0.241	0.086	0.201	0.166	0.096	0.263
X_{Mg}	0.543	0.486	0.558	0.554	0.563	0.588
X_{Fe}	0.367	0.427	0.376	0.385	0.397	0.363
X(F)	0.131	0.156	0.001	0.011	0.041	0.001
X(Cl)	0.011	0.012	0.005	0.006	0.006	0.005
Fe/(Fe+Mg)	0.366	0.331	0.307	0.326	0.332	0.306
IV(F/Cl)	5.961	5.728	8.106	6.784	6.26	8.148
$\log X_{Cl}/X_{OH}$	-1.887	-1.827	-2.258	-2.241	-2.193	-2.302
$\log X_F/X_{OH}$	-0.818	-0.727	-3.298	-1.97	-1.371	-3.299
$\log X_F/X_{Cl}$	1.069	1.1	-1.04	0.271	0.822	-0.996
$\log f(H_2O) f(HF)_{fluid}$	4.378	4.221	7.841	6.507	5.921	7.773
$\log f(H_2O)/f(HCl)_{fluid}$	4.095	4.002	4.946	4.926	4.885	4.957
$\log f(HF)/f(HCl)_{fluid}$	-0.913	-0.783	-3.741	-2.421	-1.891	
Temperature (Beane, 1974)	383.761	328.92	400.169	395.733	406.198	436.252

جدول ۳- ترکیب شیمیایی کلریت‌های ثانویه جانشین‌شده به‌جای بیوتیت در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری ایجو (شمال‌خاوری شهربابک)

Sample No.	IJU-19chl1	IJU-19chl2	IJU-19chl3	IJU-19chl4	IJU-19chl5	IJU-19chl6
SiO_2	27.24	28.47	27.53	28.42	27.69	28.02
TiO_2	0.06	0.12	0.09	0.12	0.12	0.09
Al_2O_3	23.44	22.36	22.78	22.09	22.87	23.01
FeO	14.30	15.05	14.72	14.02	14.22	14.39
MnO	0.10	0.11	0.10	0.07	0.12	0.13
MgO	22.35	21.36	22.23	22.27	21.89	22.77
CaO	0.03	0.10	0.07	0.01	0.04	0.07
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
K_2O	0.00	0.56	0.01	0.28	0.19	0.05
BaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
F	0.60	0.00	0.77	0.33	0.00	0.00
Cl	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
Si	5.29	5.59	5.33	5.56	5.48	5.46
Al^{IV}	2.70	2.40	2.66	2.44	2.51	2.53
Al^{VI}	2.72	2.80	2.62	2.69	2.84	2.77
Ti	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
Fe^{3+}	0.27	0.18	0.31	0.27	0.18	0.14
Fe^{2+}	2.06	2.29	2.08	2.03	2.17	2.20
Mn	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Mg	6.47	6.25	6.42	6.49	6.46	6.62
Ca	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
K	0.00	0.28	0.00	0.13	0.10	0.02
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
F	0.73	0.00	0.94	0.41	0.00	0.00
Cl	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
OH*	15.24	15.98	15.04	15.57	15.99	15.99
Total	35.56	35.86	35.48	35.66	35.81	35.82
Fe/Fe+Mg	0.26	0.283	0.27	0.26	0.26	0.26
T (°C) (Cathelineau, 1988)	373.51	325.4	366.3	331.4	343.3	345.7

در این آزمایشگاه، پس از آماده‌سازی نمونه‌های دوبر صیقل، شمار ۴ نمونهٔ برگزیده پوشش کربن داده شدند. ترکیب شیمیایی کلریت (شمار ۶ نقطه) و بیوتیت (شمار ۱۲ نقطه) با دستگاه EMPA مدل JEOL JXA 8200 اندازه‌گیری شد. برپایه اهداف این پژوهش، بیوتیت‌های تعادل دوباره‌یافته برگزیده شدند. همه نمونه‌های بیوتیت تجزیه‌شده در ارتباط با کانه‌زایی سولفیدی هستند. تجزیه‌ها در ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kv و نیز جریان ۱۰ نانوآمپر انجام شدند. در انجام تجزیه شیمیایی، باریکه لیزر با قطر ۱ میکرومتر به‌کار برده شد و زمان شمارش نیز از ۲۰ تا ۱۰۰ ثانیه بود. برای اندازه‌گیری ترکیب شیمیایی عنصرهای Mg، Mn، Al، Ti، F، Fe، Cl، Ba و Si در نقطه‌های تجزیه‌شده، از استانداردهای آدولاریا، آتاکامیت، رودونیت، تیتانیت، فلوئوریت، لابرادوریت،

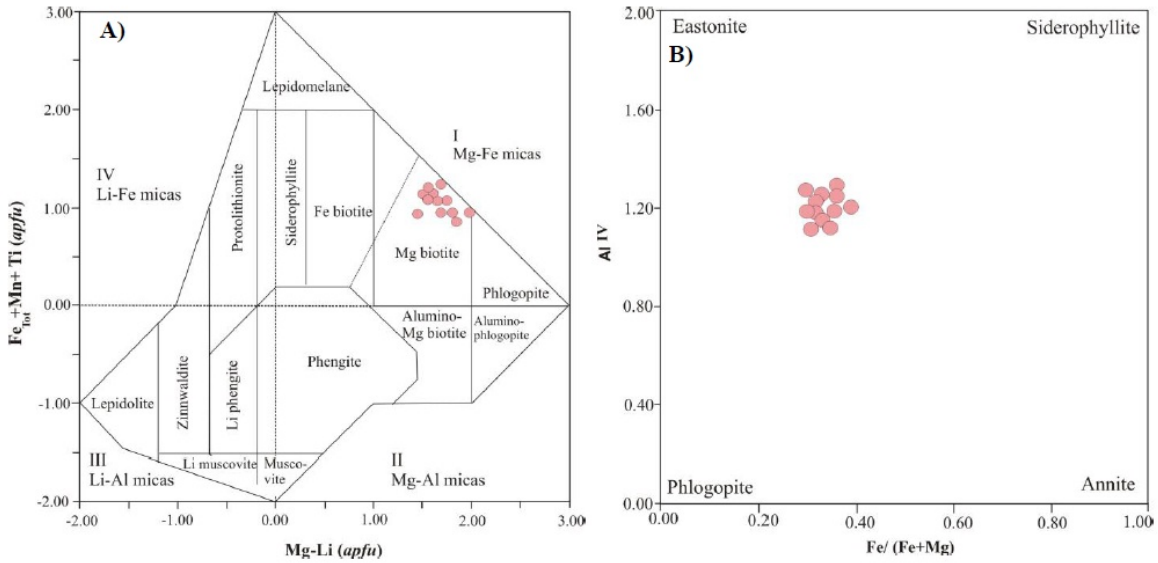
ولاســـتونیت و الیـــوین بهـــره گرفتـــه شـــد. آســـتانه آشکارسـازی (برپایـه درصـد وزنـی) بـا نرم‌افـزار خـودِ دسـتگاه انـدازه‌گیری شـد. آسـتانه آشکارسـازی بـرای عنصـر F برابـر ۰/۲۵، Na برابـر ۰/۰۲، ۰/۰۱ بـرای Mg، Al، Si، Ca، K و Cl، همچنـــــــــین، Fe، Ti و Mn برابر ۰/۰۳ درصد وزنی است.

داده‌های زمین‌شیمیایی

بیوتیت

داده‌هـای به‌دسـت‌آمده از تجزیـه بیوتیـت‌هـای تعـادل دوباره‌یافتـه در پهنـه دگرسـانی پتاسـیک کانسـار ایجـو در جـدول ۲ آورده شـده‌اند. فرمـول سـاختاری بیوتیـت برپایه ۲۲ اتـم اکسـیژن به‌دسـت آمـده اسـت (جـدول ۲).

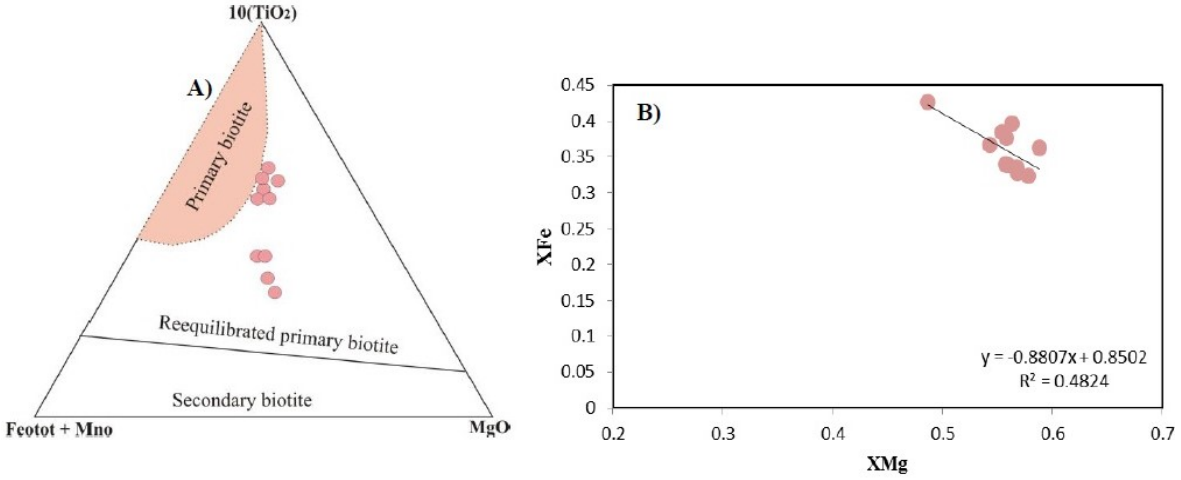
روی نمـودار (Mg-Li) در برابـر (Fe_{tot} + Mn + Ti-Al^{VI}) کـه بـرای رده‌بنـدی میکاهـا برپایـه ترکیـب شـیمیایی و میـزان پرشـدن جایگـاه اکتاهـدری پیشـنهاد شـده اسـت (Tischendorf *et al.*, 1997)، همـه بیوتیـت‌هـای تجزیـه‌شـده در بخـش Mg biotite جـای می‌گیرنـد (شـکل۳- A). افـزون‌بـر ایـن، برپایـه رده‌بنـدی انجمـن بین‌المللـی کـانی‌شناسـی (International Mineralogical Association)، ترکیـب شـیمیایی بیوتیـت‌هـای بررسـی‌شـده میـان ایسـتونیت $[KMg_2AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2]$، آنیـت $[KFe^{2+}{}_3AlSi_3O_{10}(OH)_2]$، فلوگوپیـت $[KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ و سـیدروفیلیت $[KFe^{2+}AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2]$ است (شکل ۳- B).



شکل ۳-A) نمـودار Mg-Li در برابـر Fe_{total}+Mn+Ti-Al^{VI} بـرای رده‌بنـدی میکاهـا (برگرفتـه از: Tischendorf و همکـاران، ۱۹۹۷)؛ B) نمـودار Fe/(Fe+Mg) در برابر Al^{IV} برای نمونه‌های بیوتیت در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو (شمال‌خاوری شهربابک)

همـان‌گونـه‌کـه در شـکل ۴- A دیـده می‌شـود، Nachit و همکـاران (۲۰۰۵) نمـودار سـه‌تـایی MgO-(FeO+MnO)-10*(TiO_2) را بـــــرای شناســـــایی بیوتیـت‌هـای نخسـتین ماگمـایی، بیوتیـت‌هـای تعـادل دوباره‌یافتـه و بیوتیـت‌هـای ثانویـه گونـاگون پیشـنهاد کرده‌انـد. در ایـن نمـودار، نمونـه‌هـای پهنـه دگرسـانی پتاسـیک کانسـار ایجـو از مـرز میـان بیوتیـت‌هـای نخسـتین ماگمـایی و بیوتیـت‌هـای تعـادل دوباره‌یافتـه

تـا محـدوده بیوتیـت‌هـای تعـادل دوباره‌یافتـه پراکنده‌انـد. ایـن نکتـه نشـان مـی‌دهـد بیوتیـت‌هـای بررسـی‌شـده در تعـادل بـا سـیال‌های گرمـابی و هنگـام پیـدایش پهنـه دگرسـانی پتاسـیک کانسـار ایجـو پدیـد آمـده‌انـد (Boomeri *et al.*, 2009) (شـکل ۴- A). در شـکل ۴- B، همبسـتگی منفـی چشـمگیر میـان میـزان جـدایش مـولی آهـن X_{Fe} و جـدایش مـولی منیـزیم X_{Mg} دیـده مـی‌شـود. برپایـه پیشـنهاد Wones و Eugster (۱۹۶۵)، بیوتیـت توانـد رونـد غنـی‌شـدگی منیـزیم و یـا در برابـر غنـی‌شـدگی آهـن را نشـان می‌دهـد. ایـن پدیـده بـه فوگاسـیته اکسـیژن محـیط وابسـته اسـت. درکـل، میـزان X_{Mg} در بیوتیـت بـا افـزایش فوگاسـیته اکسـیژن ماگمـا و یـا سـیال‌ها افـزایش پیـدا مـی‌کنـد (Parsapoor *et al.*, 2015)؛ زیـرا افـزایش فوگاسـیته اکسـیژن و در پـی آن، افـزایش نسـبت Fe^{3+}/Fe^{2+}، شـرایط برتـری Mg^{2+} در جـایگیری در سـاختار بیوتیـت در برابـر Fe^{2+} را پدیـد مـی‌آورد. ایـن جانشـینی ترجیحـی هنگـام فوگاسـیته اکسـیژن بـالا رخ می‌دهـد و بـا رونـد همبسـتگی منفـی میان میـزان جـدایش مـولی آهـن X_{Fe} و جـدایش مـولی منیـزیم X_{Mg} در بیوتیـت‌هـای بررسـی‌شـده نمـایش داده شده است (شکل ۴- B).



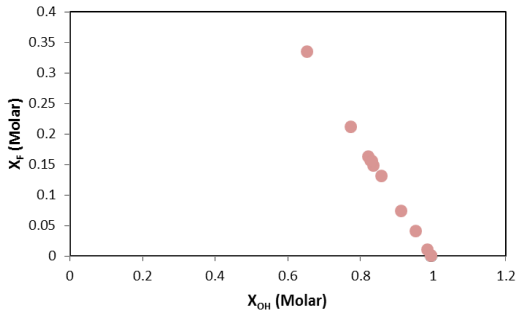
شـکل ۴- بیوتیـت‌هـای پهنـه دگرسـانی پتاسـیک کانسـار مـس پـورفیری ایجـو (شـمال‌خاوری شـهربابک) در: A) نمـودار سـه‌تـایی MgO- (FeO) -(TiO2)*10 + MnO (برگرفته از: Nachit و همکاران، ۲۰۰۵)؛ B) همبستگی منفی میان جدایش مولی آهن و منیزیم

در کـل، بـرای دماسـنجی بیوتیـت ماگمـایی و گرمـابی در سیسـتم‌هـای پـورفیری دو روش بـه‌کار گرفتـه شـده اسـت: روش پیشـنهادیِ Henry و همکـاران (۲۰۰۵) و روش پیشـنهادیِ Beane (۱۹۷۴). روش Henry و همکـاران (۲۰۰۵) نخسـت، بـرای متاپلیـت‌هـای پرآلـومین کـه ایلمنیـت و یـا روتیـل دارنـد و در فشـار ۴- ۶ کیلوبـار تعـادل یافتـه‌انـد بـه‌کـار مـی‌رود. در کـل، مـی‌تـوان گفـت دماسـنجی در ایـن روش برپایـه نمـودارهـای تجربـی بـرگرفتـه از میـزان Ti در بیوتیـت اسـت. محـدوده کالیبراسـیونی ایـن روش برابـر X_{Mg} = ۱/۰۰۰ - ۰/۲۷۵، Ti= ۰/۰۴ -۰/۶۰ (a.p.f.u)، °C-۸۰۰ T= ۴۸۰ و فشـار ۴۰۰-۶۰۰ مگاپاسـکال اسـت (Henry *et al.*, 2005). روش Beane (۱۹۷۴) نخسـتین‌بار برپایـه ترکیـب شـیمیایی بیوتیـت‌هـای گرمـابی در پهنـه دگرسـانی پتاسـیک پـورفیری‌هـای

آمریکـای شـمالی پیشـنهاد شـده اسـت. ایـن روش برپایـه جانشـینی Mg^{2+}- Fe^{2+}- Fe^{3+} در سـاختار بیوتیـت، در حضـور کـانی‌هـای رایـج پهنـه دگرسـانی پتاسـیک (ماننـد: مگنتیـت و پتاسیم‌فلدسـپار) اسـت. دربـارۀ روش Henry و همکـاران (۲۰۰۵)، گفتنـی اسـت محـدوده کالیبراسـیونی فشـار کـه برابـر بـا ۴۰۰ تـا ۶۰۰ مگاپاسـکال (برابـر ۴۰۰۰ تـا ۶۰۰۰ بـار) اسـت، بسـیار بیشـتر از محـدوده فشـاری پیـدایش پهنـه پتاسـیک کانسـارهـای پـورفیری اسـت (Richards, 2011). همچنـین، کـانی‌هـای روتیـل و ایلمنیت کـانی‌هـای رایـج همـراه بـا بیوتیـت‌هـای پهنـه پتاسیک کانسـار ایجـو نیسـتند. بـا ایـن تفسـیرها بـرای دمـاسـنجی پهنـه دگرسـانی پتاسـیک کانسـار ایجـو از روش Beane (۱۹۷۴) بهـره گرفتـه شـد. داده‌هـای به‌دسـت‌آمده از دماسـنجی بیوتیـت در جـدول ۲ آورده شـده‌اند. همـان‌گونـه‌ای‌کـه در جـدول ۲ دیـده می‌شـود میـانگین دمـای پهنـه دگرسـانی پتاسـیک کانسار ایجو ۳۹۹/۹۸ درجه سانتیگراد است.

محتوای هالوژنی بیوتیت

در سیسـتم‌هـای ماگمـایی- گرمـابی، هـالوژن‌هـای فلوئـور و کلـر بـه علـت نقـش مهـم در انتقـال فلزهـا بسـیار مهـم هسـتند. در سـاختار بیوتیـت بـه علـت شعاع یـونی نزدیـک فلوئـور (۱/۳۳ Å) بـه شـعاع یـونی OH^- (۱/۳۲- ۱/۳۷ Å)، ایـن عنصـر در برابـر عنصـر کلـر (بـا شـعاع یـونی ۱/۸۱ Å) به‌آسـانی جانشـین OH^- مـی‌شـود (Teiber *et al.*, 2015). شـواهد جانشـینی ترجیحـی فلوئـور بـه‌جای OH^- در سـاختار بیوتیـت در شـکل ۵ نمـایش داده شـده اسـت. در ایـن شـکل، رونـد همبسـتگی منفـی بسـیار چشـمگیر میـان محتـوای فلوئـور و میـزان هیدروکسـیل در بیوتیـت‌هـای تعـادل دوباره‌یافتـه ایجـو نشـان‌دهنـده سـازگاری بیشـتر فلوئـور در سـاختار بیوتیـت اسـت (شـکل ۵)؛ امـا همبسـتگی چشـمگیری میـان محتـوای کلـر و یـون هیدروکسـیل دیـده نمی‌شـود. همان‌گونـه‌کـه در جـدول ۲ دیـده می‌شـود، میـزان X_F در نمونـه‌هـای بیوتیـت بررسـی‌شـده بـا میـانگین ۰/۱۱۹، از مقـدار کمینـۀ ۰/۰۰۱ تـا مقـدار بیشـینۀ ۰/۳۳۵ اسـت. افـزون‌بـر ایـن، میـزان X_{Cl} بـا فراوانـی کمتر، در نمونـه‌هـای بررسـی‌شـده بـا میـانگین ۰/۰۱۱، از ۰/۰۰۵ تا ۰/۰۱۷ است (جدول ۲).



شـکل ۵- همبسـتگی منفـی میـان میـزان F^- و میـزان OH^- در بیوتیـت‌هـای پهنـه دگرسـانی پتاسـیک کانسـار مـس پـورفیری ایجو (شمال‌خاوری شهربابک)

کلریت

عمومـاً در سیسـتم گرمـابی کانسـارهای مـس پـورفیری، دگرسـانی‌هـای کلریتـی و پروپیلیتیـک بـه فاصلـه دورتـر از تـوده آذریـن درونـی مـادر و بـه‌ترتیب، در ژرفـای کـم و در بخـش‌هـای ژرف رخ مـی‌دهنـد (Sillitoe, 2010). افـزون‌بـر ایـن، در ایـن سیسـتم‌هـا کلریتی‌شـدن بیوتیـت‌هـای ماگمـایی و گرمـابی (برپایـه واکـنش بیوتیـت + کـوارتز + آب ⟵ کلریـت + اورتـوکلاز) بـه‌همراه رخـداد کـانی‌هـای ثانویـه (ماننـد: کلسـیت، اپیـدوت، اکسـیدهای تیتـانیم، کـانی‌هـای رسـی و مسـکوویت) نیـز مـی‌توانـد روی دهـد (Parneix *et al.*, 1985). در ایـن بررسـی، فرمـول

ساختاری کلریت‌های ثانویه پدیدآمده از فرایند کلریتی‌شدن بیوتیت، برپایه ۲۸ اتم اکسیژن به‌دست آمده است (جدول ۳). داده‌های ریزکاو الکترونی نشان‌دهندهٔ دامنه ترکیبی زیر برای کلریت‌هایِ پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو هستند:

$Mg_{6.25\text{-}6.24}Fe^{2+}{}_{2.02\text{-}2.29}(Si_{5.29\text{-}5.59}Al_{2.40\text{-}2.70})O_{28}(OH)_{15.04\text{-}15.99}(Al_{2.62\text{-}2.84})$

همان‌گونه‌که در ترکیب کلریت‌های ایجو دیده می‌شود، میزان Si در واحد فرمول نمونه‌ها از ۵/۲۹ تا ۵/۵۹ است. افزون‌بر این، میزان Fe/(Fe+Mg) در این کلریت‌ها دامنه‌ای از ۰/۲۶ تا ۰/۲۸ دارد. رسم داده‌های کلریت روی نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ در برابر Si (برپایه a.p.f.u.) نشان می‌دهد کلریت‌هایِ پهنه پتاسیک کانسار ایجو ترکیب کلینوکلر دارند (شکل ۶). توده آذرین درونی پورفیری Altar در بخش جنوبی آند مرکزی در آرژانتین جای گرفته است. همانند پهنه ماگمایی ارومیه-دختر، جایگیری پورفیری‌ها در اینجا، هنگام فشارش و ضخیم‌شدگی پوسته رخ داده است (Maydagan *et al.,* 2016). همان‌گونه‌که در شکل ۶ دیده می‌شود، کلریت‌های پهنه پتاسیک کانسار ایجو از دیدگاه ترکیب، همانند کلریت‌هایی هستند که در کانسار Altar جانشین بیوتیت شده‌اند (Maydagan *et al.,* 2016). در این بررسی، دماسنجی کلریت برپایه روش تجربی پیشنهادیِ Cathelineau (۱۹۸۸) انجام شد. برپایه پیشنهاد Maydagan و همکاران (۲۰۱۶)، کاربرد این روش لزوماً برای شرایطی است که دامنه تغییرات Fe/(Fe+ Mg) از ۰/۲۲ تا ۰/۳۹ باشد. همان‌گونه‌که گفته شد، دامنه تغییرات Fe/(Fe+Mg) در کلریت‌های تجزیه‌شده ایجو از ۰/۲۶ تا ۰/۲۸ بوده و در محدوده کالیبراسیونی این روش دماسنجی است. گفتنی است دماسنجی در این روش برپایه میزان Al^{IV} کلریت (به‌دست‌آمده برپایه ۱۴ اتم اکسیژن) برپایه رابطه ۱ است.

رابطه ۱:

$$T= -61.92 + 321.98*Al^{IV}$$

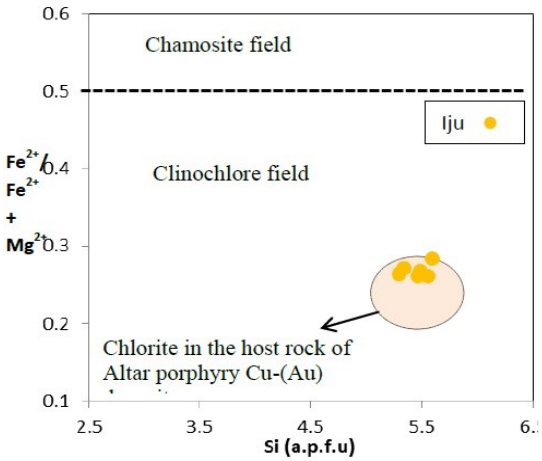
با به‌کارگیری روش Cathelineau (۱۹۸۸)، دمای کلریتی‌شدن بیوتیت در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو از مقدار کمینهٔ ۳۲۵/۴۸ تا بیشینهٔ ۳۷۳/۵۱ درجه سانتیگراد است.

بحث

شرایط ماگمایی و دگرسانی پتاسیک

سن پورفیری‌های کانه‌دار مهم در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر عموماً در بازه زمانی میوسن است. ویژگی شناخته‌شدهٔ عمومیِ این سیستم‌های پورفیری، نسبت‌های بالای Sr/Y و یا به گفته دیگر و به باور Richards و همکاران (۲۰۱۲)، سرشت شبه‌آداکیتی این پورفیری‌ها است. بررسی‌ها نشان می‌دهند محتوای آب ماگمایی به نسبت بالای این سیستم‌های پورفیری (بیشتر از ۴ درصد وزنی) و در پی آن درگیرشدن کانی هورنبلند در هنگام تکامل سیستم ماگمایی، تهی‌شدگی نسبی سیستم ماگمایی از عنصر Y را در پی داشته است (Richards *et al.,* 2012). همچنین، محتوای آب ماگمایی بالا، از جدایش بلورین شدید و نخستینِ کانی پلاژیوکلاز و به‌دنبال آن، نبود تهی‌شدگی Sr در مرحله‌های نخستینِ تکامل سیستم ماگمایی این پورفیری‌ها جلوگیری کرده است (Zarasvandi *et al.,* 2015a; Richards, 2015).

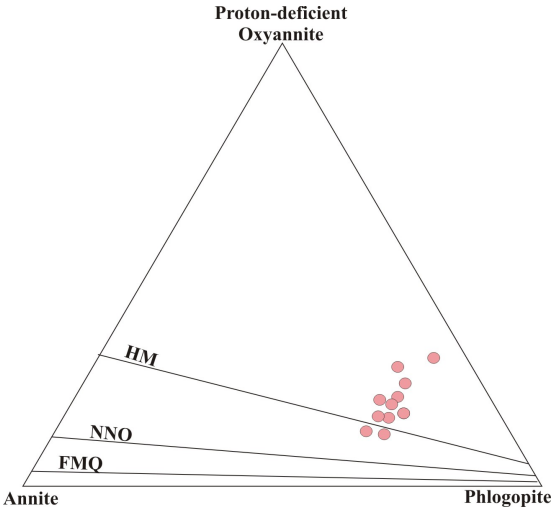
گفتنـی اسـت ایـن نکتـه بـا تکامـل به‌سـوی مقـدارهای مثبـت آنومـالی یـوروپیم در پـوفیری‌هـای میوسـن نیـز همخـوانی دارد (Zarasvandi et al., 2015a, b). در پـی برایند ایـن عوامـل (تهی‌شـدگی Y در برابـر غنی‌شـدگی Sr)، ماگمـای سـازندهٔ پـورفیری شـبه‌آداکیتی بـا مقـدارهای بـالای Sr/Y> ۲۰ در پهنـه ماگمـایی ارومیـه– دختـر پدیـد آمـده اسـت. همـان‌گونـه‌کـه Zarasvandi و همکـاران (۲۰۱۵) نیـز دریافته‌انـد، تـوده‌هـای نفـوذی کانسـار ایجـو، هماننـد پـورفیری‌هـای کانـه‌دار دیگـرِ پهنـه ارومیـه- دختـر، سرشـت شـبه‌آداکیتی، نسـبت‌هـای Sr/Y بـالا و نیـز La/Yb بزرگ‌تر از ۲۰ دارند.



شـکل ۶- نمـودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ در برابـر Si (برپایـه محتـوای آنیـون $O_{20}(OH)_{16}$) بـرای کلریـت‌هـای دگرسـانی پتاسـیک ایجـو (شـمال‌خاوری شـهربابک) (محـدوده پـورفیری Altar از Maydagan و همکاران (۲۰۱۶) است)

امـروزه روشـن شـده کـه بیشـتر پـورفیری‌هـایِ بـا کانه‌زایـی چشـمگیر، ماگمـای مـادر اکسـیدی دارنـد و بـه‌طور مهـم، جابجـایی محتـوای سـولفور ماگمـا بیشـتر بـه شـکل سـولفات اسـت (Sun *et al.*, 2013). ازایـن‌رو، در هنگـام تکامـل سیسـتم ماگمـایی، سـولفید ماگمـا تحت‌اشـباع بجامانـده و جـدایش سـولفید در مرحلـه‌های نخسـتین، هنگـام تکامـل سیسـتم ماگمـایی پـورفیری، روی نمی‌دهـد. البتـه گفتنـی اسـت رخـدادهای محـدودی از پـورفیری‌هـای بـا ماگمـای مـادر احیـایی را نیـز پژوهشـگران گونـاگون گـزارش و بررسـی کرده‌انـد (ماننـد: پـورفیری Baogutu در شـمال‌بـاختری چـین؛ Cao و همکـاران، ۲۰۱۶). همـان‌گونـه‌کـه در شـکل‌هـای۳- A و ۴- B دیـده می‌شـود، نمونـه‌هـای بیوتیـت ایجـو میـزان منیـزیم بالاسـت و از سـوی دیگر، رونـد میـان میـزان آهـن و منیـزیم، همبسـتگی منفـی دارد. ایـن پدیـده پیامـد برتـری منیـزیم در برابـر آهـن در جـایگیری در سـاختار بیوتیـت (بـه‌علت فوگاسـیته اکسـیژن بـالای محـیط) دانسـته شـده اسـت. همچنـین، در نمـوار سـه‌تـایی آنیـت، فلوگوپیـت و اکسـیانیت بـا نقصـان پروتـون (Poroton-Dificient Oxyanite) و محـدوده‌هـای بـافری هماتیـت- مگنتیـت (HM)، نیکـل- نیکـل اکسـید (NNO) و فایالیـت، مگنتیـت، کـوارتز (FMQ) نمـایش داده شـده‌اند (شـکل ۷). در ایـن نمودار، نمونـه‌هـای بیوتیـت پهنـه دگرسـانی پتاسـیک کانسـار ایجـو عمومـاً در محـدود بـافری هماتیـت- مگنتیـت جـای گرفتـه‌انـد. گفتنـی اسـت در ایـن نمـودار، تغییـر از محـدوده بـافری FMQ به‌سـوی محـدوده HM، نشـان‌دهنـده افـزایش فوگاسـیته اکسـیژن محـیط اسـت (Sun *et al.*, 2013). پهنـه دگرسـانی پتاسـیک بـه‌علت نزدیکـی و پیـدایش در آغـاز فراینـد دگرسـانی گرمـابی سیسـتم‌هـای پـورفیری، بیشـترین همانـندی بـا شـرایط ماگمـایی پـورفیری مـادر را دارد. ازایـن‌رو، بـه‌نظـر مـی‌رسـد بـالابـودن فوگاسـیته اکسـیژن در پهنـه دگرسـانی پتاسـیک کانسـار پـورفیری ایجـو از ماگمـای مـادر پورفیری ایجو به ارث برده شده است.

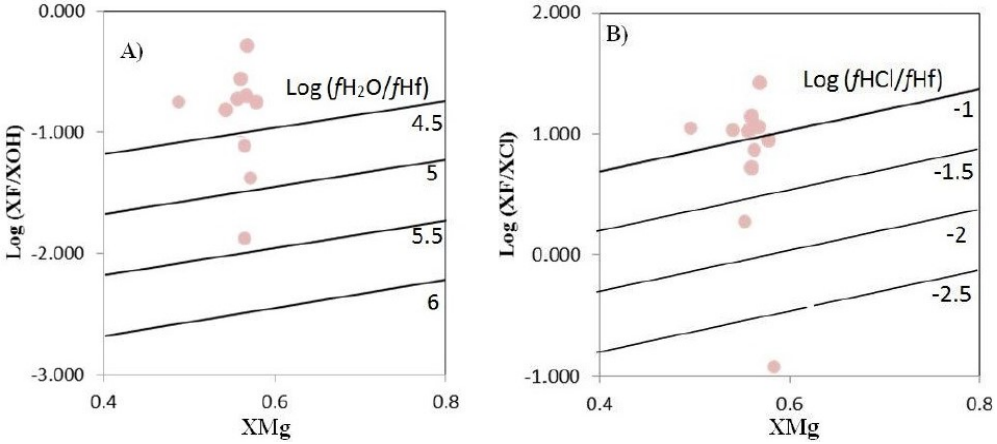
برای اندازه‌گیری کمی فوگاسیته HF و HCl در سیال‌های دخیل در پهنه دگرسانی پتاسیک برپایه میزان میزان کلر و فلوئور بیوتیت‌های ایجو، نمونه‌های بیوتیت تجزیه‌شده این کانسار روی نمودار $Log(X_F/X_{Cl})$ در برابر X_{Mg} و $Log(X_F/X_{OH})$ در برابر X_{Mg} رسم شده‌اند (شکل ۸).



شکل ۷- نمودار سه تایی آنیت، فلوگوپیت و اکسانیت با نقصان پروتون (برگرفته از: Eugster و Eugster، ۱۹۶۵) برای بیوتیت‌های پهنه دگرسانی پتاسیک ایجو (شمال‌خاوری شهربابک)

در این شکل خط‌های موازی نشان‌دهندهٔ میزان $Log(fHCl/fHf)$ و $Log(fH_2O/fHF)$ هستند (شکل ۸). البته گفتنی است نسبت‌های هالوژنی به‌صورت کمی و با به‌کارگیری رابطه‌های پیشنهادیِ Munoz (۱۹۹۲) نیز به‌دست آورده می‌شوند (Boomeri *et al.*, 2009, 2010; Afshooni *et al.*, 2013). داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۲ آورده شده‌اند. همان‌گونه‌که در جدول ۲ و در شکل ۸ نشان داده شده است، مقدارهای $Log(fH_2O/fHF)$ با میانگین ۵/۱۸ و نیز میزان $Log(fH_2O/fHCl)$ با میانگین ۴/۲۹ در سیال‌های دخیل در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو بسیار بزرگ‌تر از یک است. این نکته نشان‌دهندهٔ سرشار از آب‌بودن سیال‌های نخستین در برابر محتوای هالوژن سیال‌های دخیل در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو است (Zhang *et al.*, 2016).

افزون‌بر این، همان‌گونه‌که Zhu و Sverjensky (۱۹۹۲) گفته اند، اگر بیوتیت‌ها در شرایط تعادلی با سیال هموژن پدید آمده باشند، نمونه‌های بیوتیت لزوماً و باید در روی نمودار X_{Mg} در برابر $Log(X_F/X_{OH})$ و نمودار X_{Mg} در برابر $Log(X_F/X_{Cl})$ به‌صورت موازی با خط‌هایی که نشان‌دهنده مقدارهای $Log(fH_2O/fHF)$ و $Log(fH_2O/fHCl)$ هستند رسم شوند (شکل ۸). با وجود این، همان‌گونه‌که در بررسی‌های پیشین دیده شده، نبود چنین شرایطی در شکل ۸ پیامد عواملی مانند تغییر شدید شرایط فوگاسیته اکسیژن و گوگرد محیط و تغییر محتوای هالوژنی سیال‌های در پی واکنش با سنگ دیواره است (Selby and Nesbitt 2000; Boomer *et al.*, 2010). البته ازآنجایی‌که بیشتر نمونه‌ها در محدوده بافری هماتیت- مگنتیت هستند، به‌نظر نمی‌رسد، تغییر شدید فوگاسیته اکسیژن دربارهٔ پورفیری ایجو درست باشد. افزون‌بر این، برپایه پیشنهاد Zhang و همکاران (۲۰۱۶)، تعادل دامنه‌دار بیوتیت‌های پدیدآمده در پهنه دگرسانی پتاسیک نیز عاملی برای تفسیر نبود روند خطی موازی روی نمودار X_{Mg} در برابر $Log(X_F/X_{OH})$ و نمودار X_{Mg} در برابر $Log(X_F/X_{Cl})$ به‌شمار می‌رود (شکل ۸).



شـکل ۸- A) نمـودار X_{Mg} در برابـر $Log(X_F/X_{OH})$؛ B) نمـودار X_{Mg} در برابـر $Log(X_F/X_{Cl})$ بـرای بیوتیت‌هـای پهنـه دگرسـانی پتاسـیک ایجو (شمال‌خاوری شهربابک)

شرایط کانـه‌زایـی نخسـتین سـولفیدی در پهنـه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو

همان‌گونه‌که در بالا گفته شد، ترکیب زمین‌شیمیایی بیوتیـت‌هـای پهنـه دگرسـانی پتاسـیک کانسـار ایجـو نشان‌دهندهٔ شـرایط فوگاسـیته اکسـیژن بـالا در هنگـام پیدایش ایـن دگرسـانی در ایـن کانسـار اسـت. اگـرچـه شرایط اکسیژن بالای محیط برای حفـظ‌شـدن محتـوای گـوگرد سیسـتم پـورفیری بـرای کانـه‌زایـی سـولفیدی گسترده، هنگام مرحلـه‌های بعـدی لازم اسـت، امـا بایـد به‌یاد داشـت رخـداد کانـه‌زایـی سـولفیدی چشـمگیر در دگرسانی پتاسیک (بـه‌ویژه مرحلـه‌های پایـانی) نیازمنـد تغییر شرایط محیط از شرایط اکسیدی به احیایی اسـت. به گفته دیگر، این پدیده پیامد تغییر از محـدوده بـافری هماتیـت- مگنتیـت (HM) بـه محـدوده بـافری نیکـل- نیکل اکسید (NNO) است (Richards, 2011).

عمومـاً در سیسـتم‌هـای دگرسـانی پـورفیری، تبلـور مگنتیـت در پهنـه دگرسـانی پتاسـیک برپایـه واکـنش زیـر، احیـایی‌شـدن محـیط و پیـدایش شـرایط خـوبی بـرای کانـه‌زایـی سـولفیدی در پهنـه دگرسـانی پتاسیک را به‌دنبال دارد (Liang *et al.*, 2009):

$$12[FeO] + H_2SO_4 = 4Fe_3O_4 + H_2S$$

به‌نظر می‌رسـد نبـود رخـداد چشـمگیر مگنتیـت در پهنه دگرسـانی پتاسـیک کانسـار مـس پـورفیری ایجـو، غالب‌ماندن شـرایط اکسـیدی و در پـی آن، فراهم‌نشـدن شرایط مساعد برای رخداد کانه‌زایی سولفیدی چشـمگیر در ایـن کانسـار را در پـی داشـته اسـت. افـزون‌بـر ایـن، تاریخچه دمای سیال‌های در حال خروج از تـوده آذریـن درونی نیز در توانایی کانه‌زایی توده پورفیری بسیار مهـم است (Richards, 2011). در حقیقت، ناتوانـایی سیسـتم پورفیری برای سردشدن، عامل اصلی برای نبود کانه‌زایی سـولفیدی چشـمگیر شـمرده می‌شـود (Hezarkhani, 2006)؛ زیرا حلالیت مس در سیال‌های خروجی از تـوده نفوذی پورفیری بسیار به دما وابسته است؛ به‌گونـه‌ای‌کـه با کاهش دما از ۴۰۰ به ۳۰۰ درجه سـانتیگراد، حلالیـت مس بسیار کـاهش پیـدا مـی‌کنـد (Landtwing *et al.*, 2005). افزون‌بر این، کاهش دما باعث پیشـرفت واکـنش زیر به سوی پیدایش H_2S و در پی آن، پیـدایش شـرایط مناسب برای کانه‌زایی سـولفیدی مـی‌شـود (Richards, 2011):

$$4SO_2 + 4H_2O \rightleftarrows H_2S + 3H_2SO_4$$

بـا توجـه بـه دماسـنجی انجام‌شـده برپایـه ترکیـب شـیمیایی بیوتیـت‌هـای تعـادل دوباره‌یافتـه در پهنـه پتاسـیک کانسـار ایجـو، روشـن شـد میـانگین دمـای

پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو ۳۹۹/۸۵ درجه سانتیگراد است. برپایه داده‌های به‌دست‌آمده در این بررسی، به‌نظر می‌رسد غالب‌ماندن دمای بالا به‌همراه بالاماندن فوگاسیته اکسیژن هنگام دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو از عوامل نبود کانه‌زایی سولفیدی گسترده و از عوامل مهم در سرشت نیمه‌اقتصادی این کانسار است.

کلریتی‌شدن بیوتیت در پهنه پتاسیک کانسار ایجو

فاکتور بنیادی در ارزیابی شیمی کلریت، ترکیب کانی نخستینی است که دستخوش کلریتی‌شدن شده است (Abdel-Rahman, 1995). همان‌گونه‌که پیشتر گفته شد، کلریتی‌شدن بیوتیت پیامد نبود پایداری بیوتیت در پی کاهش اکتیویته K_2SO_4 است و یا به گفته دیگر، کلریت در مقدارهای aK^+/aH^+ متوسط، هنگام سردشدن سیستم پدید می‌آید (Maydagan *et al.*, 2016). بررسی‌های پیشین نشان می‌دهند میزان آهن و منیزیم کلریت بسیار به ترکیب نخستین بیوتیت وابسته است (Maydagan *et al.*, 2016). همان‌گونه‌که در جدول‌های ۲ و۳ آورده شده است، میانگین مقدارهای درصد وزنی FeO در بیوتیت ۱۳/۹۳ است که کمابیش با مقدارهای میانگین FeO در کلریت (میانگین ۱۴/۴۵درصد وزنی) همخوانی دارد. با وجود این، داده‌ها نشان می‌دهند فرایند کلریتی‌شدن باعث افزایش نسبی MgO در نمونه‌های کلریت شده است؛ به‌گونه‌ای‌که میانگین آن از ۱۶/۱۳ درصد وزنی در بیوتیت به ۲۲/۱۵ درصد وزنی در کلریت افزایش پیدا کرده است. برپایه پیشنهاد Parry و Downey (۱۹۸۲)، افزایش میزان Mg در کلریت به شدت کلریتی‌شدن بیوتیت وابسته است و با افزایش شدت کلریتی‌شدن بیوتیت، میزان Mg نیز افزایش پیدا خواهد کرد. افزون‌بر این، به‌نظر می‌رسد فرایند کلریتی‌شدن بیوتیت، کاهش شدید میزان اکسیدهای K_2O و SiO_2 در نمونه‌های کلریتی در برابر مقدارهای اندازه‌گیری‌شده در بیوتیت را در پی داشته است (جدول‌های ۲ و ۳). همان‌گونه‌که پیشتر گفته شد، در سیستم‌های گرمابی وابسته به کانسارهای مس پورفیری، کلریتی‌شدن بیوتیت برپایه واکنش بیوتیت + کوارتز + آب ⟵ کلریت + اورتوکلاز روی می‌دهد (Parneix *et al.*, 1985). به‌نظر می‌رسد کاهش شدید میزان اکسیدهای K و Si در نمونه‌های کلریت پیامد پیدایش کانی‌های ارتوز هنگام ناپایداری بیوتیت باشد.

نتیجه‌گیری

کانسار مس پورفیری ایجو در بخش باختری دهج- ساردوییه در پهنه آتشفشانی- ماگمایی سنوزوییک کرمان است. در مقایسه با کانسارهای پورفیری مهم پهنه ارومیه- دختر (مانند: سرچشمه و میدوک)، این کانسار با عیار ۰/ ۳۱ درصد مس کانه‌زایی کمابیش کمتری دارد. در این بررسی زمین شیمی بیوتیت‌های تعادل دوباره‌یافته در پهنه دگرسانی پتاسیک و کلریت‌هایی که جانشین بیوتیت‌های تعادل دوباره‌یافته شده‌اند، بررسی شدند. برپایه شیمی بیوتیت‌های بررسی‌شده که در محدوده بافری هماتیت- مگنتیت (HM) هستند، به‌نظر می‌رسد فوگاسیته اکسیژن محیط در هنگام پیدایش پهنه پتاسیک کانسار ایجو بالا بوده است. از سوی دیگر، دمای کمابیش بالا (میانگین ۳۹۹/۸۵ درجه سانتیگراد) و در پی آن، پایداری کمپلکس‌های حمل‌کننده مس، نبود نهشته‌های گستردهٔ کانه‌های سولفیدی مس‌دار در این کانسار را در پی داشته است. از سوی دیگر، برپایه دماسنجی کلریت‌های ثانویه به‌نظر می‌رسد فرایند کلریتی‌شدن بیوتیت‌ها در

کانسار مس پورفیری ایجو از مقـدار کمینـهٔ ۳۲۵/۴۸ تـا بیشینهٔ ۳۷۳/۵۱ درجه سانتیگراد است. همچنین، فرایند کلریتی‌شدن و پیـدایش پتاسیم‌فلدسـپار ثانویـه، کـاهش شدید میـزان اکسـیدهـای K_2O و SiO_2 و نیـز افـزایش نسبی میزان محتوای منیزیم در کلریت‌های ثانویـه را در پی داشته است.

منابع

Abdel-Rahman, A. M. (1995) Chlorites in a spectrum of igneous rocks: Mineral chemistry and paragenesis. Mineralogical Magazine 59: 129–141.

Afshooni, S. Z., Mirnejad, H., Esmaeily, D. and Haroni, H. A. (2013) Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran. Ore Geology Reviews 54: 214–232.

Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L. (2015) Temporal–spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology. Ore Geology Reviews 70: 385-406.

Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A. (2014) Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: a review. Earth-Science Reviews 138: 25-46.

Audetat, A., Pettke, T., Heinrich, C. A. and Bodnar, R. (2008) The composition of magmatic–hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. Economic Geology 103: 877–90.

Beane, R. E. (1974) Biotite stability in the porphyry copper environment. Economic Geology 69: 241–256.

Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D. R. (2009) The Miduk porphyry Cu deposit, Kerman, Iran: a geochemical analysis of the potassic zone including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. Journal of Geochemical Exploration 103: 17–29.

Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D. R. (2010) The Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: a mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. Ore Geology Reviews 38: 367–381.

Cao, M. J., Qin, K. Z., Li, G. M., Evans, N. J., Hollings, P. and Lu, Y. J. (2016) Genesis of ilmenite-series I-type granitoids at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, western Junggar, NW-China. Lithos 246: 13–30.

Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals 23: 471–485.

Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Science 26: 683–693.

Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. American Mineralogist 90: 316–328.

Hezarkhani, A. (2006) Mineralogy and fluid inclusion investigations in the Reagan Porphyry System, Iran, the path to an uneconomic porphyry copper deposit. Journal of Asian Earth Science 27: 598–612.

Landtwing, M. R., Pettke, T., Halter, W. E., Heinrich, C. A., Redmond, P. B., Einaudi, M. T. and Kunze, K. (2005) Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic– hydrothermal fluids: the Bingham porphyry. Earth and Planetary Science Letters 235: 229–243.

Liang, H. Y., Sun, W. D., Su, W. C. and Zartman, R. E. (2009) Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. Economic Geology 104: 587–596.

Maydagan, L., Franchini, M., Impiccini, A. and Lentz, D. R. (2016) Phyllosilicates geochemistry and distribution in the Altar porphyry Cu- (Au) deposit, Andes Cordillera of San Juan, Argentina: Applications in exploration, geothermometry, and geometallurgy. Journal of Geochemical Exploration 167: 83-109.

McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Belousova, E. and Griffin, W. L. (2003) Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: Timing of mineralization and exhumation processes. CSIRO Scientific Research Report, Australia.

Mirnejad, H., Mathur, R., Hassanzadeh, J., Shafie, B. and Nourali, S. (2013) Linking Cu mineralization to host porphyry emplacement: Re-Os ages of molybdenites versus U-Pb ages of zircons and sulfur isotope compositions of pyrite and chalcopyrite from the Iju and Sarkuh Porphyry deposits in southeast Iran. Economic Geology 108: 861-870.

Mirnejad, H., Raisi, D. and Heidari, F. (2015) Geochemistry and petrogenesis of the tonalities in Iju region, northwest of Shahr-e-Babak, Kerman: Emphasis on the adakite magmatism. Iranian Journal of Petrology 24: 197-210 (in Persian).

Munoz, J. L. (1992) Calculation of HF and HCl fugacities from biotite compositions: revised equations. Geological Society of America 24: 221-222.

Nachit, H., Ibhi, A. B., Abia, El-H., El Hassan, A. and Ben Ohoud, M. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neoformed biotites. Computer Research Geoscience 337: 1415–1420.

Parneix, J. C., Beaufort, D., Dudoignon, P. and Meunier, A. (1985) Biotite chloritization process in hydrothermally altered granites. Chemical Geology 51: 89-101.

Parry, W. T. and Downey, L. M. (1982) Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite. Clay Minerals 30: 81–90.

Parsapoor, A., Khalili, M., Tepley, F. and Maghami, F. (2015) Mineral chemistry and isotopic composition ofmagmatic, re-equilibrated and hydrothermal biotites from Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (Southeast of Iran). Ore Geology Reviews 66: 200–218.

Richards, J. P. (2011) Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. Ore Geology Review 40: 1–26.

Richards, J. P. (2015) Introduction to special issue: Magmatic and metallogenic evolution of the Tethyan Orogen. Ore Geology Reviews 70: 321–322.

Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. Economic Geology 107: 295–332.

Selby, D. and Nesbitt, B. E. (2000) Chemical composition of biotite from Casino porphyry Cu–Au–Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. Chemical Geology 171: 77–93.

Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J. (2009) Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. Mineralium Deposita 44: 265–283.

Sillitoe, R. H. (2010) Porphyry Copper Systems. Economic Geology 105: 3–41.

Sun, W. D., Liang, H. Y., Ling, M. X., Zhan, M. Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X. Y., Li, Y. L., Ireland, T. R., Wei, Q. R. and Fan, W. M. (2013) The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta 103: 263– 275.

Teiber, H., Scharrer, M., Marks, M. A. W., Arzamastsev, A. A., Wenzel, T. and Markl, G. (2015) Equilibrium partitioning and subsequent re-distribution of halogens among apatite–biotite–amphibole assemblages from mantle-derived plutonic rocks: Complexities revealed. Lithos 220: 221–237.

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J. and Trumbull, R. B. (1997) On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. Mineralogical Magazine 61: 809–834.

Wang, R., Richards, J. P., Hou, Z., Yang, Z. and Dufrane, A. (2014) Increased magmatic water content—the key to Oligo–Miocene porphyry Cu–Mo ± Au formation in the Eastern Gangdese Belt, Tibet. Economic Geology 109: 1315–1339.

Wones, D. R. and Eugster, H. P. (1965) Stability of biotite: experiment, theory, and application. American Mineralogist 50: 1228–1272.

Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M. and Pourkaseb, H. (2015a). Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar magmatic arc (UDMA), Iran. Ore Geology Reviews 70: 407-423.

Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J. G., Lentz, D. R., Azimzadeh, A. M. and Pourkaseb, H. (2015b) Geochemistry and fluid characteristics of the Dalli porphyry Cu–Au deposit, Central Iran. Journal of Asian Earth Sciences 111: 175–191.

Zhang, W., Lentz, D. R., Thorne, K. G. and McFarlane, C. (2016) Geochemical characteristics of biotite from felsic intrusive rocks around the Sisson Brook W–Mo–Cu deposit, west-central New Brunswick: An indicator of halogen and oxygen fugacity of magmatic systems. Ore Geology Reviews 77: 82–96.

Zhu, C. and Sverjensky, D. A. (1992) F–Cl–OH partitioning between biotite and apatite. Geochimica et Cosmochimica Acta 56: 3435–3467.