

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 mainly 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 (f_{H_2O}/f_{HF}) and Log (f_{H_2O}/f_{HCl}) 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 clinocllore composition and chloritization occurred around 325.48 to 373.51 °C. The chloritization process lead to Mg increasing as well as significant K₂O and SiO₂ 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

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

شاخص سازی پهنه دگرسانی پتاسیک در کانسار مس پورفیری ایجو با به کارگیری شیمی کانی‌های بیوتیت و کلریت

علیرضا زراسوندی^{۱*}، محسن رضایی^۱، هوشنگ پورکاسب^۱، سینا اسدی^۲ و امیرمرتضی عظیم‌زاده^۳

^۱ دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۲ بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

چکیده

کانسار مس پورفیری ایجو در ۷۲ کیلومتری شمال‌خاوری شهرباک، در بخش باختری کمر بند دهج-ساردوبیه در پهنه آتشفشانی-نفوذی سنوزویک کرمان واقع شده است. در این کانسار توده‌های آذرین درونی گرانیتوئیدی میوسن با ترکیب غالب گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و کوارتز دیوریت، درون سنگ‌های آتشفشانی و توالی‌های آذرآاری 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 هیپوزن این کانسار در پهنه دگرسانی پتاسیک این کانسار رخ داده است. هدف این پژوهش بررسی شیمی کانی‌های بیوتیت 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 $\text{Log} (H_2O/HF)$ و $\text{Log} (H_2O/HCl)$ نشان‌دهنده نبود سیال هموزن 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، کمر بند دهج-ساردوبیه، 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

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 گرانتیویدهای سازنده 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 متأثر از ماگماتیسیم کمان ماگمایی بوده است) با آمفیبولیت و اکلوزیت 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 بالآمدن و جایگیری کم ژرفای 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 گرانتیویدهای 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

سیستم‌های پورفیری مس \pm طلا \pm 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) پیشینه 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 مهم کانه‌زایی مس پورفیری در جهان به‌شمار می‌رود؛ به‌گونه‌ای که 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 کلی پیش از برخورد و برخوردی رده‌بندی شده‌اند. همه پورفیری‌های در ارتباط با گرانتیویدهای ائوسن- الیگوسن را پیش از برخورد و گرانتیویدهای 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

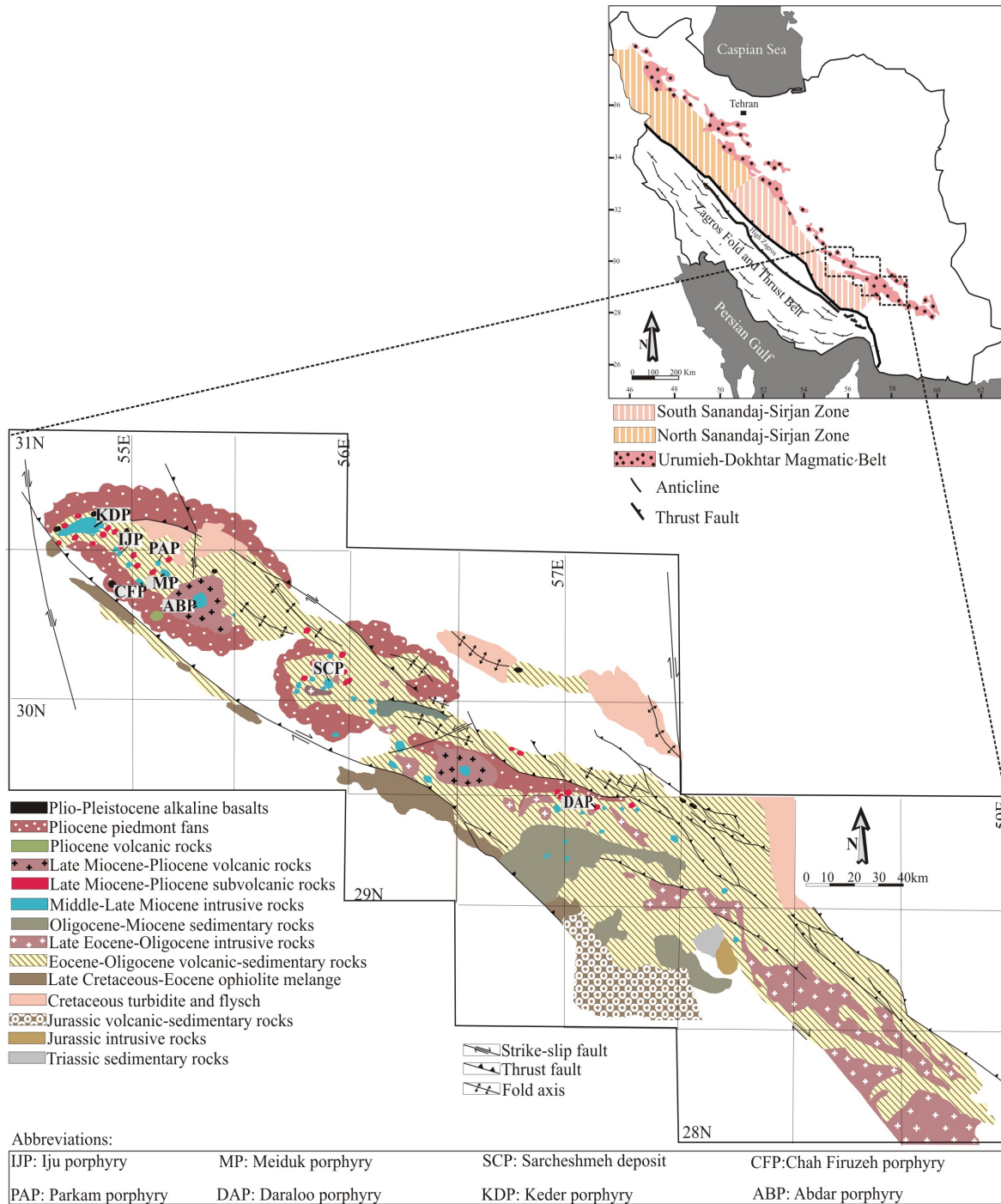
مراحل پایانی فرورانش - برخورد پهنه ارومیه - دختر (مانند: سرچشمه و میدوک) هستند (Mirnejad *et al.*, 2013; Asadi *et al.*, 2014).

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 کوارتز دیوریت) قطع شده‌اند. برپایه ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، محدوده ایجو دربردارنده توده جداگانه 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) به همراه زمینه‌ای از کوارتز، مقدار ناچیزی ارتوکلاز، سربیسیت و اپیدوت ساخته شده است. بخش‌های با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت 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، پروپیلیتی، پتاسیک-فیلیک، فیلیک و آرژیلیک است (شکل ۲- A).

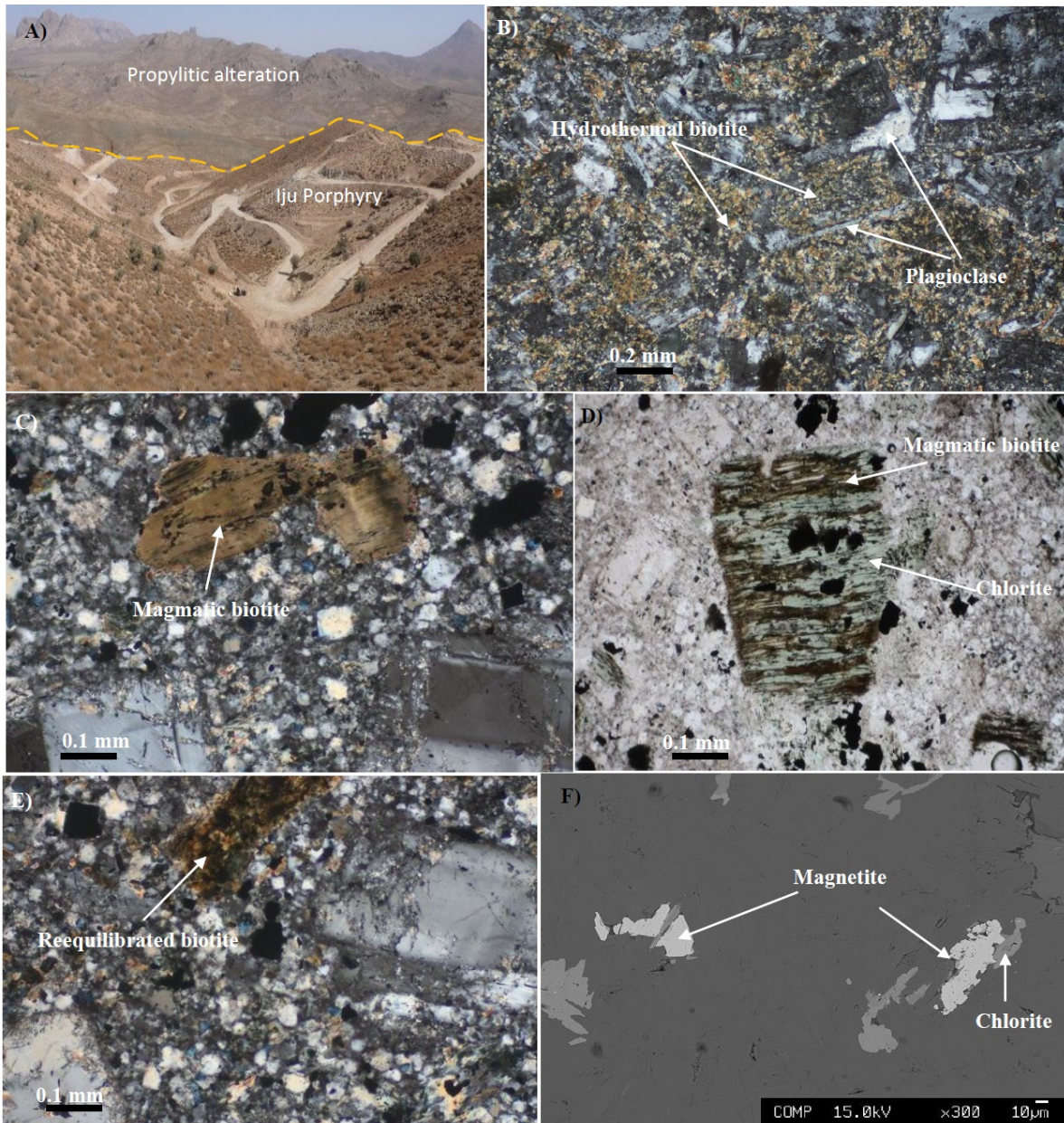
مولیبدن (Boomeri *et al.*, 2010) و نیز پورفیری میدوک با عیار میانگین ۰/۸۶ درصد مس و ۰/۰۰۷ مولیبدن (Boomeri *et al.*, 2009) کانسار ایجو میزان عیار بسیار کمتری دارد (عیار ۳۱/۰ درصد مس؛ Aghazadeh و همکاران، ۲۰۱۵). در کل، از مهم‌ترین پرسش‌های به‌جامانده درباره پورفیری‌های میوسن پهنه ماگمایی ارومیه-دختر، رخداد درجه‌های گوناگون کانه‌زایی در این کانسارهاست. از آنجایی که 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 جانمایی بیوتیت با کلریت در پهنه دگرسانی پتاسیک این کانسار نیز ارزیابی می‌شود.

زمین‌شناسی

کانسار مس پورفیری ایجو در ۷۲ کیلومتری شمال‌خاوری شهر بابک، در بخش باختری کمر بند 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 $9/27 \pm 0/50$ 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



شکل ۱- A) کمر بند 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: Talbot و Ghasemi، ۲۰۰۶)؛ B) کمر بند ماگمایی سنوزویک کرمان (با تغییراتی پس از Shafiei و همکاران، ۲۰۰۹)



شکل ۲- A) تصویر صحرایی کانسار مس پورفیری ایجو (شمال‌خاوری شهرباک). بخش روشن جلوی تصویر نشان‌دهنده دگرسانی فیلیک و بخش تیره در پس‌زمینه نشان‌دهنده گسترش دگرسانی پروپلیتیک است؛ B) بیوتیت‌های گرمایی بی‌شکل مشخص و پراکنده که گاه به‌صورت بخشی‌جانشین 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 پی‌جانشینی کامل بیوتیت ماگمایی با بیوتیت گرمایی پدید آمده است؛ F) تصویر BSE از مگنتیت دانه‌ریز پراکنده در زمینه دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری ایجو

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 شهرباک)

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 ₂ O 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 ₂ O	0.32	0.32	0.11	0.32	0.32	0.35
K ₂ O	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 ₂ O)/f(HF) _{fluid}	4.352	4.672	4.142	3.877	4.299	4.29
log f(H ₂ O)/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 ₂ O 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 ₂ O	0.31	0.27	0.03	0.05	0.03	0.05
K ₂ O	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 ₂ O)/f(HF) _{fluid}	4.378	4.221	7.841	6.507	5.921	7.773
log f(H ₂ O)/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 (شمال خاوری شهرباک)

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 ₂ O 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 ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
K ₂ O	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

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 Mn، Mg، Al، Ti، F، Fe، Cl، Ba و Si در نقطه‌های تجزیه‌شده، از استانداردهای آدولاریا، آتاکامیت، رودونیت، تیتانیست، فلونوریت، لابرادوریت،

در این آزمایشگاه، پس از آماده‌سازی نمونه‌های دوبر صیقل، شمار ۴ نمونه 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.

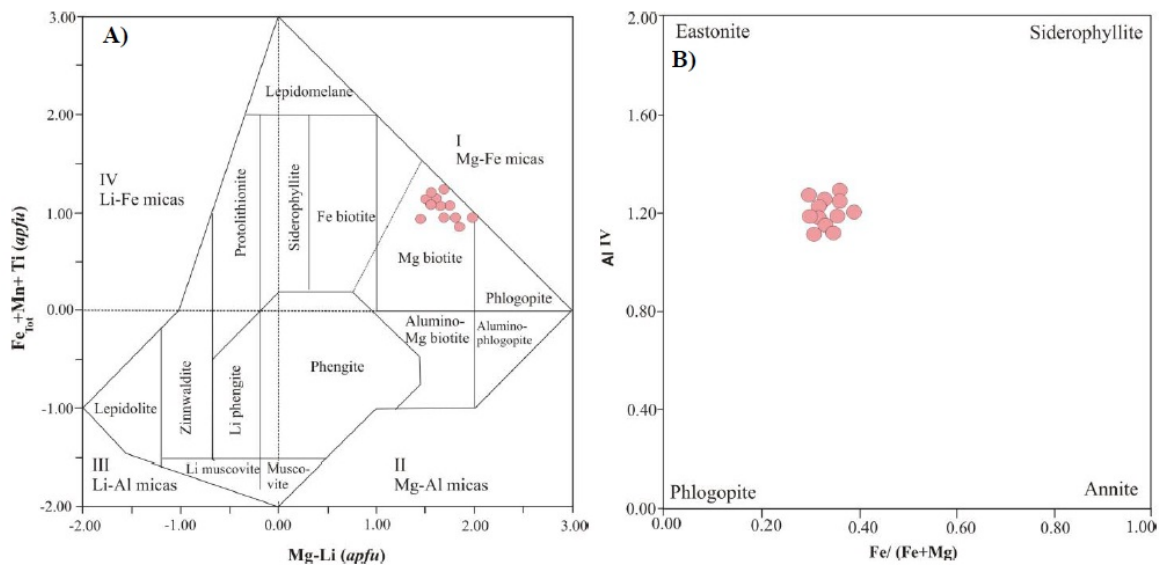
روی نمودار (Mg-Li) در برابر $(Fe_{tot} + Mn + Ti - Al^{VI})$ که برای رده‌بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی و میزان پرشدن جایگاه اکتاهدی پیشنهاد شده است (Tischendorf *et al.*, 1997)، همه بیوتیت‌های تجزیه‌شده در بخش Mg biotite جای می‌گیرند (شکل ۳- A). افزون‌بر این، بر پایه رده‌بندی انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی (Mineralogical Association International)، ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های بررسی‌شده میان ایستونیت $[KMg_2AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2]$ ، آنیست $[KFe^{2+}_3AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ ، فلوگوپیست $[KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ و سیدروفیلیت $[KFe^{2+}AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2]$ است (شکل ۳- B).

ولاستونیت و الیون بهره‌گرفته شد. آستانه آشکارسازی (بر پایه درصد وزنی) با نرم‌افزار خود دستگاه اندازه‌گیری شد. آستانه آشکارسازی برای عنصر F برابر ۰/۲۵، Na برابر ۰/۰۲، ۰/۰۱ برای Mg، Al، Si، Ca، K و Cl، همچنین، Fe، Ti و Mn برابر ۰/۰۳ درصد وزنی است.

داده‌های زمین‌شیمیایی

بیوتیت

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه بیوتیت‌های تعادل دوباره‌یافته در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو در جدول ۲ آورده شده‌اند. فرمول ساختاری بیوتیت بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن به‌دست آمده است (جدول ۲).

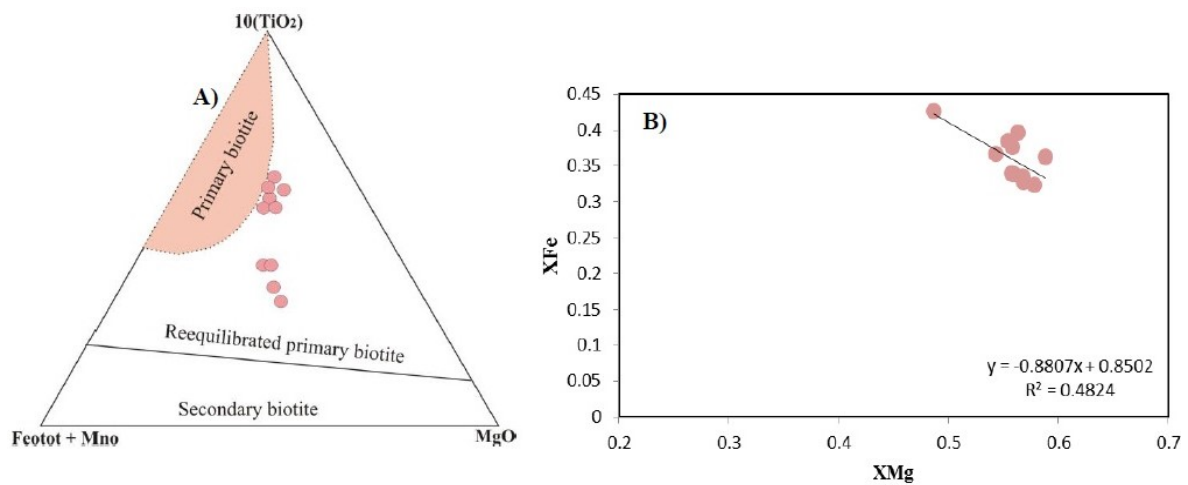


شکل ۳- A) نمودار Mg-Li در برابر $Fe_{total}+Mn+Ti-Al^{VI}$ برای رده‌بندی میکاها (برگرفته از: Tischendorf و همکاران، ۱۹۹۷)؛ B) نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} برای نمونه‌های بیوتیت در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو (شمال‌خاوری شهرباک)

دوباره‌یافته و بیوتیت‌های ثانویه گوناگون پیشنهاد کرده‌اند. در این نمودار، نمونه‌های پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو از مرز میان بیوتیت‌های نخستین ماگمایی و بیوتیت‌های تعادل دوباره‌یافته

همان‌گونه که در شکل ۴- A دیده می‌شود، Nachit و همکاران (۲۰۰۵) نمودار سه‌تایی $MgO-(FeO+MnO)-10*(TiO_2)$ را برای شناسایی بیوتیت‌های نخستین ماگمایی، بیوتیت‌های تعادل

وابسته است. در کل، میزان X_{Mg} در بیوتیت با افزایش فوگاسیته اکسیژن ماگما و یا سیال‌ها افزایش پیدا می‌کند (Parsapoor *et al.*, 2015)؛ زیرا افزایش فوگاسیته اکسیژن و در پی آن، افزایش نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} ، شرایط برتری Mg^{2+} در جایگیری در ساختار بیوتیت در برابر Fe^{2+} را پدید می‌آورد. این جانشینی ترجیحی هنگام فوگاسیته اکسیژن بالا رخ می‌دهد و با روند همبستگی منفی میان میزان جدایش مولی آهن X_{Fe} و جدایش مولی منیزیم X_{Mg} در بیوتیت‌های بررسی‌شده نمایش داده شده است (شکل ۴-B).



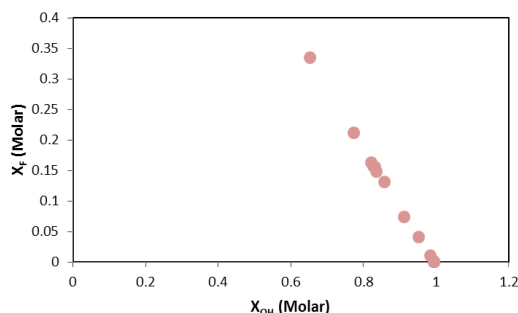
شکل ۴- بیوتیت‌های پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری ایجو (شمال‌خاوری شهرباک) در: (A) نمودار سه‌تایی MgO - FeO - $10*(TiO_2)$ - MnO (برگرفته از: Nachit و همکاران، ۲۰۰۵)؛ (B) همبستگی منفی میان جدایش مولی آهن و منیزیم

دماسنجی در این روش برپایه نمودارهای تجربی برگرفته از میزان Ti در بیوتیت است. محدوده کالیبراسیونی این روش برابر $X_{Mg} = 1/0.00 - 0.275$ ، $Ti = 0.04 - 0.60$ (a.p.f.u)، $C = 800^\circ$ و $T = 480$ و فشار $400 - 600$ مگاپاسکال است (Henry *et al.*, 2005). روش Beane (1974) نخستین‌بار برپایه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های گرمایی در پهنه دگرسانی پتاسیک پورفیری‌های

تا محدوده بیوتیت‌های تعادل دوباره‌یافته پراکنده‌اند. این نکته نشان می‌دهد بیوتیت‌های بررسی‌شده در تعادل با سیال‌های گرمایی و هنگام پیدایش پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو پدید آمده‌اند (Boomeri *et al.*, 2009) (شکل ۴-A). در شکل ۴-B، همبستگی منفی چشمگیر میان میزان جدایش مولی آهن X_{Fe} و جدایش مولی منیزیم X_{Mg} دیده می‌شود. برپایه پیشنهاد Wones و Eugster (1965)، بیوتیت تواند روند غنی‌شدگی منیزیم و یا در برابر غنی‌شدگی آهن را نشان می‌دهد. این پدیده به فوگاسیته اکسیژن محیط

در کل، برای دماسنجی بیوتیت ماگمایی و گرمایی در سیستم‌های پورفیری دو روش به‌کار گرفته شده است: روش پیشنهادی Henry و همکاران (2005) و روش پیشنهادی Beane (1974). روش Henry و همکاران (2005) نخست، برای متاپلیت‌های پرآلومین که ایلمنیت و یا روتیل دارند و در فشار ۴-۶ کیلوبار تعادل یافته‌اند به‌کار می‌رود. در کل، می‌توان گفت

سازگاری بیشتر فلئوئور در ساختار بیوتیت است (شکل ۵)؛ اما همبستگی چشمگیری میان محتوای کلر و یون هیدروکسیل دیده نمی‌شود. همان‌گونه که در جدول ۲ دیده می‌شود، میزان X_F در نمونه‌های بیوتیت بررسی شده با میانگین ۰/۱۱۹، از مقدار کمینه ۰/۰۰۱ تا مقدار بیشینه ۰/۳۳۵ است. افزون‌بر این، میزان X_{Cl} با فراوانی کمتر، در نمونه‌های بررسی شده با میانگین ۰/۰۱۱، از ۰/۰۰۵ تا ۰/۰۱۷ است (جدول ۲).



شکل ۵- همبستگی منفی میان میزان F^- و میزان OH^- در بیوتیت‌های پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری ایجو (شمال خاوری شهربابک)

کلریت

عموماً در سیستم گرمابی کانسارهای مس پورفیری، دگرسانی‌های کلریتی و پروپیلیتییک به فاصله دورتر از توده آذرین درونی مادر و به ترتیب، در ژرفای کم و در بخش‌های ژرف رخ می‌دهند (Sillitoe, 2010). افزون‌بر این، در این سیستم‌ها کلریتی شدن بیوتیت‌های ماگمایی و گرمابی (برپایه واکنش بیوتیت + کوارتز + آب \rightarrow کلریت + اورتوکلاز) به همراه رخداد کانی‌های ثانویه (مانند: کلسیت، اپیدوت، اکسیدهای تیتانیم، کانی‌های رسی و مسکوویت) نیز می‌تواند روی دهد (Parneix *et al.*, 1985). در این بررسی، فرمول

آمریکای شمالی پیشنهاد شده است. این روش برپایه جانشینی Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} در ساختار بیوتیت، در حضور کانی‌های رایج پهنه دگرسانی پتاسیک (مانند: مگنتیت و پتاسیم‌فلدسپار) است. درباره روش Henry و همکاران (۲۰۰۵)، گفتنی است محدوده کالیبراسیونی فشار که برابر با ۴۰۰ تا ۶۰۰ مگاپاسکال (برابر ۴۰۰۰ تا ۶۰۰۰ بار) است، بسیار بیشتر از محدوده فشاری پیدایش پهنه پتاسیک کانسارهای پورفیری است (Richards, 2011). همچنین، کانی‌های روتیل و ایلمنیت کانی‌های رایج همراه با بیوتیت‌های پهنه پتاسیک کانسار ایجو نیستند. با این تفسیرها برای دماسنجی پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو از روش Beane (۱۹۷۴) بهره گرفته شد. داده‌های به‌دست‌آمده از دماسنجی بیوتیت در جدول ۲ آورده شده‌اند. همان‌گونه‌ای که در جدول ۲ دیده می‌شود میانگین دمای پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو ۳۹۹/۹۸ درجه سانتیگراد است.

محتوای هالوژنی بیوتیت

در سیستم‌های ماگمایی-گرمابی، هالوژن‌های فلئور و کلر به علت نقش مهم در انتقال فلزها بسیار مهم هستند. در ساختار بیوتیت به علت شعاع یونی نزدیک فلئور ($1/33 \text{ \AA}$) به شعاع یونی OH^- ($1/1-32/37 \text{ \AA}$)، این عنصر در برابر عنصر کلر (با شعاع یونی $1/81 \text{ \AA}$) به‌آسانی جانشین می‌شود (Teiber *et al.*, 2015). شواهد جانشینی ترجیحی فلئور به جای OH^- در ساختار بیوتیت در شکل ۵ نمایش داده شده است. در این شکل، روند همبستگی منفی بسیار چشمگیر میان محتوای فلئور و میزان هیدروکسیل در بیوتیت‌های تعادل دوباره‌یافته ایجو نشان‌دهنده

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:

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

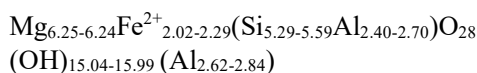
با به‌کارگیری روش Cathelineau (۱۹۸۸)، دمای کلریتی‌شدن بیوتیت در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو از مقدار کمینه ۳۲۵/۴۸ تا بیشینه ۳۷۳/۵۱ درجه سانتیگراد است.

بحث

شرایط ماگمایی و دگرسانی پتاسیک

سن پورفیری‌های کانسار مهم در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر عموماً در بازه زمانی میوسن است. ویژگی شناخته‌شده عمومی 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 نخستین کانی پلاژیوکلاز و به‌دنبال آن، نبود تهی‌شدگی Sr در مرحله‌های نخستین تکامل سیستم ماگمایی این پورفیری‌ها جلوگیری کرده است (Zarasvandi *et al.*, 2015a; Richards, 2015).

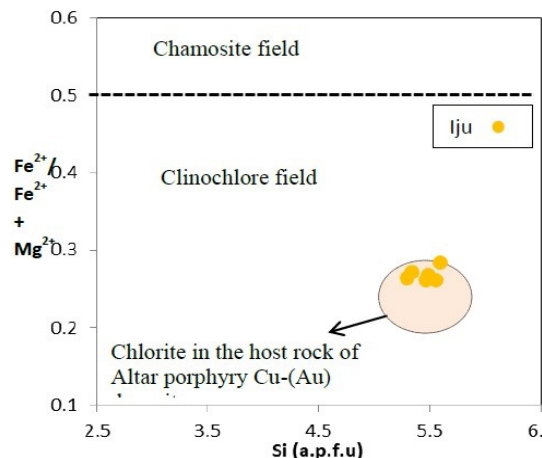
ساختاری کلریت‌های ثانویه پدیدآمده از فرایند کلریتی‌شدن بیوتیت، برپایه ۲۸ اتم اکسیژن به‌دست آمده است (جدول ۳). داده‌های ریزکاو الکترونی نشان‌دهنده دامنه ترکیبی زیر برای کلریت‌های پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو هستند:



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 کلریت‌های 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 پیشنهادی 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

جدایش سولفید در مرحله‌های نخستین، هنگام تکامل سیستم ماگمایی پورفیری، روی نمی‌دهد. البته گفتنی است رخداد‌های محدودی از پورفیری‌های با ماگمای مادر احیایی را نیز پژوهشگران گوناگون گزارش و بررسی کرده‌اند (مانند: پورفیری Baogutu در شمال‌باختری چین؛ Cao و همکاران، ۲۰۱۶). همان‌گونه که در شکل‌های ۳- A و ۴- B دیده می‌شود، نمونه‌های بیوتیت ایجو میزان منیزیم بالاست و از سوی دیگر، روند میان میزان آهن و منیزیم، همبستگی منفی دارد. این پدیده پیامد برتری منیزیم در برابر آهن در جایگیری در ساختار بیوتیت (به‌علت فوگاسیته اکسیژن بالای محیط) دانسته شده است. همچنین، در نمودار سه‌تایی آنیت، فلوگوپیت و اکسیانیت با نقصان پروتون (Poroton-Dificient Oxyanite) و محدوده‌های بافاری هماتیت-مگنتیت (HM)، نیکل-نیکل اکسید (NNO) و فایالیت، مگنتیت، کوارتز (FMQ) نمایش داده شده‌اند (شکل ۷). در این نمودار، نمونه‌های بیوتیت پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو عموماً در محدود بافاری هماتیت-مگنتیت جای گرفته‌اند. گفتنی است در این نمودار، تغییر از محدوده بافاری FMQ به سوی محدوده HM، نشان‌دهنده افزایش فوگاسیته اکسیژن محیط است (Sun et al., 2013). پهنه دگرسانی پتاسیک به‌علت نزدیکی و پیدایش در آغاز فرایند دگرسانی گرمایی سیستم‌های پورفیری، بیشترین همانندی با شرایط ماگمایی پورفیری مادر را دارد. از این‌رو، به‌نظر می‌رسد بالابودن فوگاسیته اکسیژن در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار پورفیری ایجو از ماگمای مادر پورفیری ایجو به ارث برده شده است.

گفتنی است این نکته با تکامل به‌سوی مقادیر مثبت آنومالی یوروپیم در پورفیری‌های میوسن نیز همخوانی دارد (Zarasvandi et al., 2015a, b). در پی برابری این عوامل (تهی‌شدگی Y در برابر غنی‌شدگی Sr)، ماگمای سازنده پورفیری شبه‌آداکیتی با مقادیر بالای $Sr/Y > 20$ در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر پدید آمده است. همان‌گونه که Zarasvandi و همکاران (۲۰۱۵) نیز دریافته‌اند، توده‌های نفوذی کانسار ایجو، همانند پورفیری‌های کانه‌دار دیگر پهنه ارومیه-دختر، سرشت شبه‌آداکیتی، نسبت‌های Sr/Y بالا و نیز La/Yb بزرگ‌تر از ۲۰ دارند.



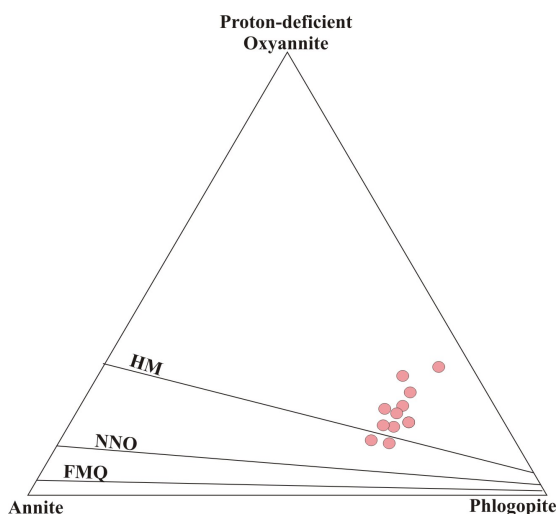
شکل ۶- نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ در برابر Si (برپایه محتوای آنیون $O_{20}(OH)_{16}$ برای کلریت‌های دگرسانی پتاسیک ایجو (شمال‌خاوری شهر بابک) (محدوده پورفیری Altar از Maydagan و همکاران (۲۰۱۶) است)

امروزه روشن شده که بیشتر پورفیری‌های با کانه‌زایی چشمگیر، ماگمای مادر اکسیدی دارند و به‌طور مهم، جابجایی محتوای سولفور ماگما بیشتر به شکل سولفات است (Sun et al., 2013). از این‌رو، در هنگام تکامل سیستم ماگمایی، سولفید ماگما تحت‌اشباع بجامانده و

میانگین ۴/۲۹ در سیال‌های دخیل در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو بسیار بزرگ‌تر از یک است. این نکته نشان‌دهنده سرشار از آب‌بودن سیال‌های نخستین در برابر محتوای هالوژن سیال‌های دخیل در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو است (Zhang *et al.*, 2016).

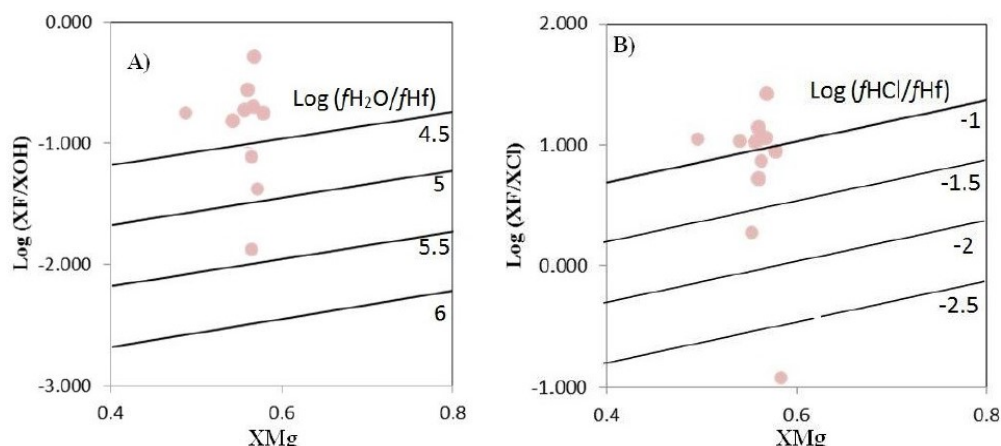
افزون‌بر این، همان‌گونه که Zhu و Sverjensky (۱۹۹۲) گفته‌اند، اگر بیوتیت‌ها در شرایط تعادلی با سیال هموزن پدید آمده باشند، نمونه‌های بیوتیت لزوماً و باید در روی نمودار X_{Mg} در برابر $\text{Log}(X_F/X_{OH})$ و نمودار X_{Mg} در برابر $\text{Log}(X_F/X_{Cl})$ به‌صورت موازی با خط‌هایی که نشان‌دهنده مقادارهای $\text{Log}(fH_2O/fHCl)$ و $\text{Log}(fH_2O/fHF)$ رسم شوند (شکل ۸). با وجود این، همان‌گونه که 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 از آنجایی که بیشتر نمونه‌ها در محدوده بافیری هماتیت-مگنتیت هستند، به‌نظر نمی‌رسد، تغییر شدید فوگاسیته اکسیژن درباره 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 $\text{Log}(X_F/X_{OH})$ و نمودار X_{Mg} در برابر $\text{Log}(X_F/X_{Cl})$ به‌شمار می‌رود (شکل ۸).

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 $\text{Log}(X_F/X_{Cl})$ در برابر X_{Mg} و $\text{Log}(X_F/X_{OH})$ در برابر X_{Mg} رسم شده‌اند (شکل ۸).



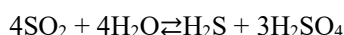
شکل ۷- نمودار سه تایی آنیت، فلوگوپیت و اکسانیت با نقصان پروتون (برگرفته از: Eugster و Eugster, ۱۹۶۵) برای بیوتیت‌های پهنه دگرسانی پتاسیک ایجو (شمال‌خاوری شهرباک)

در این شکل خط‌های موازی نشان‌دهنده میزان $\text{Log}(fHCl/fHf)$ و $\text{Log}(fH_2O/fHF)$ هستند (شکل ۸). البته گفتنی است نسبت‌های هالوژنی به‌صورت کمی و با به‌کارگیری رابطه‌های پیشنهادی Munoz (۱۹۹۲) نیز به‌دست آورده می‌شوند (Boomeri *et al.*, 2009, 2010; Afshooni *et al.*, 2013). داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۲ آورده شده‌اند. همان‌گونه که در جدول ۲ و در شکل ۸ نشان داده شده است، مقادارهای $\text{Log}(fH_2O/fHF)$ با میانگین ۵/۱۸ و نیز میزان $\text{Log}(fH_2O/fHCl)$ با



شکل ۸- (A) نمودار X_{Mg} در برابر $\text{Log}(X_F/X_{OH})$ ؛ (B) نمودار X_{Mg} در برابر $\text{Log}(X_F/X_{Cl})$ برای بیوتیت‌های پهنه دگرسانی پتاسیک ایجو (شمال خاوری شهرباک)

به نظر می‌رسد نبود رخداد چشمگیر مگنتیت در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری ایجو، غالب ماندن شرایط اکسیدی و در پی آن، فراهم نشدن شرایط مساعد برای رخداد کانه‌زایی سولفیدی چشمگیر در این کانسار را در پی داشته است. افزون بر این، تاریخچه دمای سیال‌های در حال خروج از توده آذرین درونی نیز در توانایی کانه‌زایی توده پورفیری بسیار مهم است (Richards, 2011). در حقیقت، ناتوانایی سیستم پورفیری برای سرد شدن، عامل اصلی برای نبود کانه‌زایی سولفیدی چشمگیر شمرده می‌شود (Hezarkhani, 2006)؛ زیرا حلالیت مس در سیال‌های خروجی از توده نفوذی پورفیری بسیار به دما وابسته است؛ به گونه‌ای که با کاهش دما از ۴۰۰ به ۳۰۰ درجه سانتیگراد، حلالیت مس بسیار کاهش پیدا می‌کند (Landtwing *et al.*, 2005). افزون بر این، کاهش دما باعث پیشرفت واکنش زیر به سوی پیدایش H_2S و در پی آن، پیدایش شرایط مناسب برای کانه‌زایی سولفیدی می‌شود (Richards, 2011):

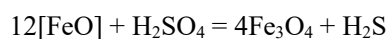


با توجه به دماسنجی انجام شده برپایه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل دوباره‌یافته در پهنه پتاسیک کانسار ایجو، روشن شد میانگین دمای

شرایط کانه‌زایی نخستین سولفیدی در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو

همان‌گونه که در بالا گفته شد، ترکیب زمین‌شیمیایی بیوتیت‌های پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار ایجو نشان‌دهنده شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا در هنگام پیدایش این دگرسانی در این کانسار است. اگرچه شرایط اکسیژن بالای محیط برای حفظ شدن محتوای گوگرد سیستم پورفیری برای کانه‌زایی سولفیدی گسترده، هنگام مرحله‌های بعدی لازم است، اما باید به یاد داشت رخداد کانه‌زایی سولفیدی چشمگیر در دگرسانی پتاسیک (به‌ویژه مرحله‌های پایانی) نیازمند تغییر شرایط محیط از شرایط اکسیدی به احیایی است. به گفته دیگر، این پدیده پیامد تغییر از محدوده بافری هماتیت-مگنتیت (HM) به محدوده بافری نیکل-نیکل اکسید (NNO) است (Richards, 2011).

عموماً در سیستم‌های دگرسانی پورفیری، تبلور مگنتیت در پهنه دگرسانی پتاسیک برپایه واکنش زیر، احیایی شدن محیط و پیدایش شرایط خوبی برای کانه‌زایی سولفیدی در پهنه دگرسانی پتاسیک را به دنبال دارد (Liang *et al.*, 2009):



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 مقادارهای اندازه‌گیری‌شده در بیوتیت را در پی داشته است (جدول‌های ۲ و ۳). همان‌گونه‌که پیشتر گفته شد، در سیستم‌های گرمایی وابسته به کانسارهای مس پورفیری، کلریتی‌شدن بیوتیت برپایه واکنش بیوتیت + کوارتز + آب \leftarrow 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 ۳۱/۰ 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 گسترده کانه‌های سولفیدی مس‌دار در این کانسار را در پی داشته است. از سوی دیگر، برپایه دماسنجی کلریت‌های ثانویه به‌نظر می‌رسد فرایند کلریتی‌شدن بیوتیت‌ها در

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 مقادارهای 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 و ۳ آورده شده است، میانگین مقادارهای درصد وزنی FeO در بیوتیت ۱۳/۹۳ است که کمابیش با مقادارهای میانگین FeO در کلریت (میانگین ۱۴/۴۵ درصد وزنی) همخوانی دارد. با وجود این، داده‌ها نشان می‌دهند فرایند کلریتی‌شدن باعث افزایش نسبی MgO در نمونه‌های کلریت شده است؛ به‌گونه‌ای که 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

کانسار مس پورفیری ایچو از مقدار کمینه ۳۲۵/۴۸ تا بیشینه ۳۷۳/۵۱ درجه سانتیگراد است. همچنین، فرایند کلریتی شدن و پیدایش پتاسیم‌فلدسپار ثانویه، کاهش شدید میزان اکسیدهای SiO_2 و K_2O و نیز افزایش نسبی میزان محتوای منیزیم در کلریت‌های ثانویه 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., Impicini, 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 neofomed 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 of magmatic, 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., Raziq, 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.