

عناصر فرعی زیرکن و فوگاسیته اکسیژن ماگمای کانهدار مس پورفیری ماهرآباد و خویک، بلوک لوت

علیرضا الماسی^{۱*}، قاسم نباتیان^۲، امیر مهدوی^۳ و چولی^۴

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران
^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
^۴استاد، مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین، چین

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۲۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۵/۲۳

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

فوگاسیته اکسیژن

مس پورفیری

ماهرآباد

خویک

چکیده

ذخایر مس پورفیری ماهرآباد و خویک در ائوسن بالایی (۳۷-۳۹ میلیون سال) در بلوک لوت رخ داده‌اند. همه آنها با سنگ‌های حدواسط (غالباً مونزونیت) همراه هستند. ذخایر پورفیری رابطه نزدیکی با ماگماهای اکسیدان دارند. فوگاسیته اکسیژن (O_2) یک فاکتور کلیدی کنترل‌کننده تشکیل ذخایر مس پورفیری است. ترکیبات عنصر اصلی و عناصر کمیاب دانه‌های زیرکن مربوط به چند توده مونزونیت کانهدار در اندیس‌های مس پورفیری ماهرآباد و خویک اندازه‌گیری شد. دانه‌های زیرکن نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} متوسط تا کم با بازه‌ای از ۱۹ تا ۶۱۰ و میانگین ۱۵۵ نشان می‌دهند. مقادیر میانگین فوگاسیته اکسیژن ($\log/O_2$) ماگماهای کانهدار ماهرآباد و خویک، بازه $\Delta FMQ-3/2$ تا $\Delta FMQ-1/3$ با میانگین $\Delta FMQ-2/2$ ، دلالت بر تشکیل در شرایط اکسیداسیونی متوسط (بین بافرهای (NNO) Ni-NiO و فایالت-مگنتیت-کوارتز (FMQ)، اما زیر بافر مگنتیت-هماتیت (HM)، که نشان‌دهنده شرایط فرااکسایش است)، دارد، که برای تشکیل ذخایر پورفیری ایده‌آل نیست. این حالت با ژئوشیمی و داده‌های ایزوتوپی استرانسیم سنگ‌کل، و با عدم رخداد کانی‌های فوق اکسیدان مانند هماتیت و ویژگی آداکتی ضعیف سنگ‌های هر دو ذخیره که به دلیل فاکتورهای دخیل در منشأ ماگما مانند نوع سنگ و درصد ذوب بخشی (احتمالاً پریدوتیت با میزان دخالت کم تیغه فرورانس) است، حمایت می‌شود.

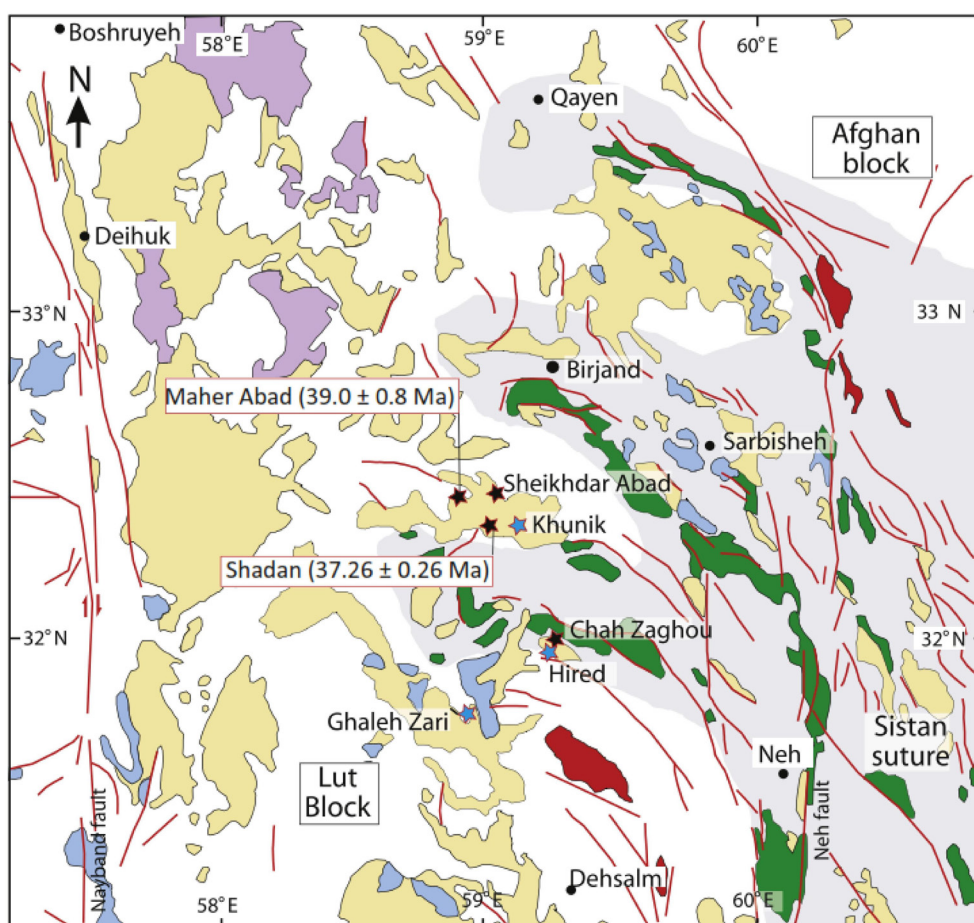
۱- پیش‌نوشتار

نادر خاکی ناهنجاری‌های سربم (Ce) مثبت از خود نشان می‌دهند. از آنجایی که درجات بی‌هنجاری‌های مثبت به شرایط اکسیداسیون ماگمای مادر مربوط می‌شود، از نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} برای نشان دادن ماهیت اکسیدان ماگماهای مادر سنگ‌های آذرین همراه با ذخایر پورفیری در شیلی (Ballard et al., 2002)، تبت (Han et al., 2013)، Qiling (Liang et al., 2006) و Zhejiang (Qiu et al., 2013) و کمر بند کوهزایی آسیای مرکزی (COAB) (Shen et al., 2015) در چین استفاده شده است. برای این کار از بافرهای اکسیژن (مجموعه کانیاپی بیانگر یک فوگاسیته اکسیژن خاص در دما و فشار تحمیل شده که به عنوان نشانه‌هایی در اندازه‌گیری فوگاسیته اکسیژن سنگ‌ها و ماگماهای طبیعی کاربرد دارند) شامل فایالت-مگنتیت - کوارتز (FMQ)، Co-CoO، (FMQ) Ni-NiO، (FMQ) هماتیت-مگنتیت (HM) و $MnO-Mn_3O_4$... استفاده می‌شود. بافرهای اکسیژن FMQ و FMQ به طور گسترده در مطالعات نمونه‌های طبیعی استفاده می‌شود. داده‌های فوگاسیته اکسیژن اکثر سنگ‌های آذرین در بازه چند واحد

ذخایر مس پورفیری همراه با ماگماهای اکسیدان مرتبط با فرورانس با ترکیب حدواسط تا اسیدی تشکیل می‌شوند (مانند Dilles, 1987; Ishihara, 1977). این مسئله با ظرفیت بالاتر ماگماهای اکسیدان برای انتقال فلزات و گوگرد از گوشته به سطح پوسته کم عمق سازگار است (Hattori and Keith, 2001; Cooke et al., 2005; Sillitoe, 2010). شرایط اکسیداسیونی ماگماها را می‌توان براساس نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} سنگ‌کل، ترکیب اکسیدهای Fe-Ti، ترکیب زیرکن و وجود کانی‌های شاخص O_2 /bala مانند مگنتیت، هماتیت، و انیدریت ارزیابی کرد. زیرکن یک کانی استثنائاً مقاوم است که از همان زمان تبلور ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی اولیه خود را حفظ کرده (Cherniak et al., 1997)، و داده‌های شیمیایی مربوط به ماگماهای مادر را فراهم می‌کند. در بین عناصر نادر خاکی (REE)، سربم (Ce) تحت شرایط ماگمایی به حالت Ce^{4+} و Ce^{3+} دیده می‌شود، و زیرکن به طور ترجیحی Ce^{4+} را بجای Zr^{4+} در ساختار خود جای می‌دهد. بنابراین، دانه‌های زیرکن تشکیل شده در یک ماگمای اکسیدان در نمودارهای بهنجار شده با کندریت مربوط به عناصر

لوت، در طی اتوسن تا الیگوسن (Karimpour et al., 2011; Richards et al., 2012)، به زوال لیتوسفر و صعود زبانه‌های استئوسفری طی رمبش کششی خاور ایران نسبت داده شده است (Pang et al., 2013) (شکل ۱). تحت تأثیر این رویداد کانسارهای پورفیری و رگه‌های متعددی در بلوک لوت تشکیل شده است (Richards et al., 2012) (شکل ۱). چند کانسار پورفیری $Cu \pm Mo \pm Au$ تاکنون شناخته شده شامل ماهرآباد (ملک‌زاده شفارودی و همکاران، ۱۳۸۸؛ 2014، Siahcheshm et al.)، خویپک (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015)، ده‌سلم و چاه‌شلغمی (Arjmandzadeh and Santos, 2014) هستند (شکل ۱). این نوشتار فوگاسیته اکسیژن ($\log(O_2)$) استوک‌های کانه‌دار و عقیم پس از کانی‌سازی ذخایر مس پورفیری ماهرآباد و خویپک را گزارش می‌دهد. براساس این محاسبات و نیز داده‌های سنگ‌کل، شرایط اکسیداسیونی ماگمای عامل کانی‌سازی پورفیری تشریح شده است. این اطلاعات جدید به درک بهتر ما درباره چگونگی رخداد کانی‌سازی مس پورفیری در خاور ایران برای کارهای اکتشافی در آینده کمک می‌کند.

لگاریتمی بافر FMQ و FMQ قرار می‌گیرد. تکامل اقیانوس نئوتیس در ایران با انواع مختلفی از کانی‌سازی و ذخایر فلزی شامل ذخایر مس پورفیری همراه بوده است. ذخایر مس پورفیری در ایران در سه کمر بند متمرکزاند: ارسباران، بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر و خاور ایران (Aghazadeh et al., 2015). ماگماتیسیم ترشیری در ناحیه لوت-سیستان در خاور ایران به تکامل اقیانوس سیستان نسبت داده شده که بخشی از اقیانوسی بوده که در طی کرتاسه خردقاره ایران مرکزی را احاطه کرده است (McCall, 1997). اقیانوس سیستان از حداقل کرتاسه بالایی وجود داشته (Babazadeh and De Wever, 2004)، و احتمالاً در طی پالئوسن بالایی-اتوسن زیرین با فروورانش به سمت خاور به علت برخورد بلوک‌های لوت و افغان (Tirrul et al., 1983; Pang et al., 2013; Saccani et al., 2010)، فروورانش باختری به زیر بلوک لوت (Zarrinkoub et al., 2012)، فروورانش همزمان به سمت خاور و باختر (Arjmandzadeh et al., 2011)، فروورانش درون اقیانوسی به سمت خاور (Saccani et al., 2010) بسته شده است. ماگماتیسیم پس از تصادم در امتداد خط درز شمالی-جنوبی بیش از ۱۰۰۰ کیلومتری کمپلکس‌های رتوک و نه به علاوه بلوک



شکل ۱- (a) خط درز سیستان و تقسیم‌بندی‌های اصلی آن (اقتباس از Aghazadeh et al., 2015) با تغییراتی پس از (Tirrul et al., 1983). مناطق سیاه در کمپلکس رتوک مربوط به رخنمون آمیزه‌های آفیولیتی است؛ (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده خاور ایران (اقتباس از Aghazadeh et al., 2015) با تغییراتی پس از (Pang et al., 2013) و محل اندیس‌های مس پورفیری و فلزی پایه و قیمتی اپی ترمال. سنین منتشرشده ذخایر خویپک (شادان) (Richards et al., 2012) و ماهرآباد (Karimpour et al., 2011) نشان داده شده است.

۲- زمین‌شناسی و کانی‌سازی

(Malekzadeh et al., 2015) و ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۹۰)، واحدهای زمین‌شناسی عمدتاً شامل سنگ‌های آتشفشانی میزبان با ترکیب داسیت، ریوداسیت و آندزیت به سن پیش از اتوسن میانی و نفوذی‌های اسیدی-حدواسط شامل نفوذی‌های کانه‌دار و دگرسان اتوسن میانی بوده و سبب کانی‌سازی مس پورفیری شده‌اند.

کانسارهای مس پورفیری ماهرآباد و خویپک در بلوک لوت و از نظر جغرافیایی به ترتیب در فاصله ۷۰ و ۸۰ کیلومتری جنوب باختر بیرجند واقع شده‌اند (شکل ۱). براساس نقشه یکصد هزارم سرچاه‌شور (وثیق و سهیلی، ۱۳۵۴) و نیز نقشه‌های زمین‌شناسی سطحی و عمقی در مقیاس ذخیره هر دو کانسار

(هورنبلند مونزونیت پورفیری) با کمترین میزان دگرسانی تا اندازه حدود ۶۰ مش (۲۵۰ میکرومتر) پودر شدند. تفکیک کانی سنگین با تکنیک های جداسازی ثقیلی و مغناطیسی مرسوم صورت گرفت و زیرکن‌ها در زیر میکروسکوپ باینوکولار به صورت دستی جدا شدند. دانه‌ها در رزین اپوکسی محکم و سپس صیقل داده شدند تا سطوح داخلی آنها نمایان شود. تمام دانه‌ها با میکروگراف نوری عبوری و انعکاسی و همچنین تصاویر کاتدولومینسانس ثبت شدند تا وضعیت ساختار درونی آنها به دست آید. مقادیر عنصر فرعی زیرکن به وسیله آنالیزهای سطوح مقطع زیرکن فاقد اذخاها یا دگرسانی‌ها تشخیص داده شده است. ترکیب عناصر فرعی توسط لیزر با استفاده از دستگاه طیف‌سنجی جرمی پلاسمای القایی (LA-ICP-MS) در آزمایشگاه ایزوتوپی زمین شناسی در انستیتیو منابع معدنی، آکادمی علوم زمین چین انجام شد. شرایط عملیاتی تجزیه‌ای دقیق در Xie et al. (2008) ارائه شده است. مقادیر عناصر فرعی با استفاده از نرم افزار GLITTER 4.0 (Griffin et al., 2008)، محاسبه و با استفاده از ^{40}Ca به عنوان یک استاندارد داخلی و NIST 610 به عنوان یک ماده مرجع خارجی کالیبره شد. خطاهای تجزیه‌های براساس شمارش‌های آماری در سطح σ_1 تعیین شد.

۳-۲. نحوه انجام محاسبات مقادیر $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ ، فوگاسیته‌های اکسیژن ($\log f\text{O}_2$) و دماهای تبلور (Ti-in-zircon) زیرکن

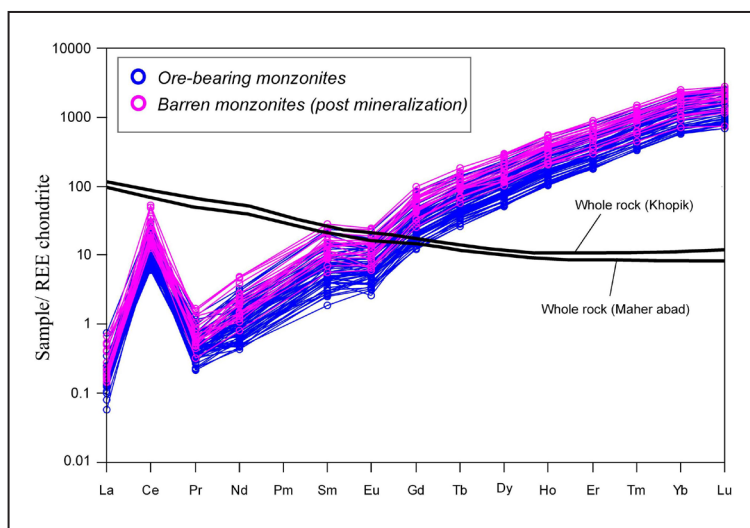
نتایج تجزیه عنصر فرعی زیرکن و داده‌های محاسباتی به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. الگوهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت در شکل ۲ نشان داده شده است. براساس مقادیر عنصر فرعی (جدول ۱) و مقادیر بهنجار شده با کندریت (شکل ۲)، همه زیرکن‌های نفوذی‌های کانه دار و عقیم دارای الگوهای REE مشابه بوده و غنی‌شدگی از HREE نسبت به LREE، بی‌هنجاری‌های Ce مثبت قوی و بی‌هنجاری‌های Eu منفی نشان می‌دهند.

توده‌های غیردگرسان پس از کانی‌سازی جوان‌ترین سنگ‌های منطقه هستند. همه نفوذی‌های پورفیری کانه‌دار ماهرآباد و خوپیک ویژگی کالک‌آلکالین تا کمی شوشونیتی مرتبط با ماگمای کمانی متمایل به آداکیت از خود نشان می‌دهند (Karimpour et al., 2011; Richards et al., 2012). متأسفانه تاکنون اطلاعات دقیقی مستندی درباره عیار و تناژ این ذخایر گزارش نشده است. در ماهرآباد کانی‌سازی Cu-Au با نفوذ چندگانه استوک‌های دیوریت و مونزودیوریت پورفیری رخ داده است (Karimpour et al., 2011; Richards et al., 2012; Aghazadeh et al., 2015). سن کانی‌سازی براساس سن سنجی Ar-Ar بیوتیت گرمابی (۳۷- میلیون سال، Richards et al., 2012) و سن سنجی U-Pb زیرکن پورفیری‌های کانه‌دار (۳۷- میلیون سال، Karimpour et al., 2011)، اثوسن بالایی است. کانی‌سازی اصلی شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و مگنتیت بوده که به طور چیره به صورت رگه- رگچه‌ای و افشان و کمی برش‌های گرمابی و رگه‌ها همراه با زون‌های دگرسانی پتاسیک و فلیک رخ داده است (Karimpour et al., 2011; Aghazadeh et al., 2015). سن کانی‌سازی در خوپیک براساس سنن U-Pb زیرکن (۳۹- میلیون سال و کانی‌سازی شامل کالکوپیریت، کمی بورنیت، اسفالریت و گالن است (ملک‌زاده شفاوردی، ۱۳۸۸).

۳- روش مطالعه

۳-۱. آماده‌سازی و روش تجزیه نمونه‌ها

برای جداسازی زیرکن و انجام مطالعات فوگاسیته اکسیژن تعداد دو نمونه از توده‌های نفوذی کانه‌دار (دو نمونه هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری و یک نمونه هورنبلند مونزودیوریت پورفیری به ترتیب از توده‌های نفوذی کانه‌دار منطقه خوپیک و ماهرآباد) و یک نمونه از توده‌های عقیم پس از کانی‌سازی ماهرآباد



شکل ۲- الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت برای زیرکن‌ها و سنگ کل نفوذی‌های کانه‌دار و عقیم ماهرآباد و خوپیک. مقادیر کندریت از (Sun and McDonough (1995) و مقادیر سنگ کل خوپیک از Richards et al. (2012) و ماهرآباد از ملک‌زاده شفاوردی (۱۳۸۸). به منحنی با شیب ملایم سنگ کل در برابر آنومالی‌های زیاد Ce و آنومالی‌های Eu منفی دانه‌های زیرکن توجه شود.

(جدول ۱) برای محاسبه نسبت $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ زیرکن استفاده شد. محاسبه بی‌هنجاری‌های Ce نیاز به محاسبه مقدار Ce^{3+} دارد، که به طور متداول براساس مقادیر La و Pr است. مقادیر La و Pr در زیرکن خیلی کم و نزدیک به حدود شناسایی LA-ICP-MS است (جدول ۱ و شکل ۳)، که محاسبه دقیق Ce^{3+} را سخت می‌کند.

بی‌هنجاری‌های Eu (Eu/Eu^*) به وسیله روش مرسوم براساس مقادیر بی‌هنجاری‌های Sm و Gd محاسبه شد. بی‌هنجاری Eu محاسبه شده دانه‌های زیرکن توده‌های نفوذی کانه‌دار بازه‌ای از ۰/۲۹ تا ۰/۷۸ و توده‌های عقیم پس از کانی‌سازی ۰/۳۱ تا ۰/۵۷ دارد (جدول ۲). از داده‌های سنگ کل (ملک‌زاده شفاوردی، ۱۳۸۸) و عناصر فرعی زیرکن

جدول ۱- مقادیر عناصر فرعی زیرکن توده های نفوذی کانه دار و عقیم ماهرآباد و خویبک (همه مقادیر بر حسب ppm است).

Sample	Ti	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U
Khopik mineralized samples																		
KH1-01	0.39	0.06	4.89	0.04	0.26	0.50	0.26	3.15	1.48	17.0	7.7	39	10.6	119	24.9	7136	1283	2193
KH1-02	0.55	0.05	11.05	0.08	1.94	3.91	0.91	21.51	6.85	71.7	28.0	119	30.3	294	47.7	6894	3451	3279
KH1-03	0.43	0.07	5.37	0.06	0.68	1.53	0.59	7.25	2.83	31.4	13.7	65	17.0	168	35.6	6500	1455	1743
KH1-04	0.49	0.04	6.24	0.05	1.01	1.22	0.52	7.32	2.58	30.1	13.6	67	18.9	210	43.9	6181	2628	3269
KH1-05	0.49	0.07	8.74	0.07	1.38	2.83	0.98	15.14	5.10	54.9	22.6	101	25.3	259	49.6	7080	3146	2956
KH1-06	0.47	0.03	7.35	0.05	0.32	0.82	0.19	4.84	1.89	23.7	10.8	54	15.4	158	32.8	7771	1422	2019
KH1-07	0.37	0.06	8.26	0.03	0.40	0.79	0.29	5.37	2.03	25.9	11.7	55	14.8	160	31.0	7217	1665	2283
KH1-08	0.43	0.07	7.71	0.07	1.07	2.74	0.94	12.01	4.21	45.9	19.7	86	23.0	246	43.5	6956	2506	2736
KH1-09	0.51	0.16	10.90	0.09	1.16	1.91	0.50	10.30	3.81	42.3	18.8	88	22.5	245	43.4	7440	3212	3619
KH1-10	0.48	0.06	6.70	0.04	0.30	0.49	0.24	4.27	1.71	22.0	9.1	46	12.6	147	26.0	7043	1269	2056
KH1-11	0.43	0.11	7.93	0.06	0.57	1.70	0.79	9.35	3.21	42.2	17.1	79	20.5	227	41.2	7186	2444	2616
KH1-12	0.39	0.07	7.39	0.04	0.83	1.46	0.67	8.16	2.87	34.3	13.9	64	17.4	185	34.7	7060	1984	2352
KH1-13	0.53	0.06	6.80	0.04	0.34	0.55	0.37	3.99	1.41	18.0	7.9	38	11.1	118	22.4	7057	1520	2383
KH1-14	0.49	0.07	6.52	0.06	0.32	0.76	0.27	5.63	2.12	25.1	11.1	54	14.4	161	30.5	7451	2065	2748
KH1-15	0.50	0.04	10.68	0.05	0.35	0.81	0.54	6.45	2.54	33.6	14.6	73	19.4	206	41.3	7564	4671	5422
KH1-16	0.39	0.05	7.51	0.05	0.92	2.25	0.71	9.04	3.21	36.7	15.6	73	18.9	214	39.7	6600	2141	2939
KH1-17	0.69	0.08	8.22	0.03	0.74	1.09	0.40	5.46	2.14	27.3	12.1	60	16.6	188	39.3	6906	2482	3642
KH1-18	0.50	0.07	7.48	0.03	0.28	0.66	0.30	4.67	1.81	22.1	9.5	47	12.6	137	27.5	7591	2222	3133
KH1-19	0.41	0.07	6.74	0.04	0.33	0.90	0.44	5.15	1.95	24.2	11.0	52	13.1	147	29.0	6984	1838	2412
KH1-20	0.38	0.05	5.38	0.04	0.46	1.00	0.39	4.19	1.66	19.9	8.7	45	12.6	163	29.6	6693	1572	2839
KH1-21	0.58	0.06	7.37	0.04	0.57	0.53	0.34	3.75	1.53	19.7	8.3	42	11.4	129	24.9	7346	1683	2962
KH117-01	0.45	0.06	10.57	0.14	0.96	1.68	0.95	10.40	3.66	43.2	18.0	89	23.6	255	51.4	8122	4951	6585
KH117-03	0.43	0.03	8.78	0.07	0.99	1.97	0.77	10.18	3.46	42.7	17.4	83	21.0	227	44.0	7989	3600	4855
KH117-04	0.53	0.05	9.68	0.03	0.26	1.13	0.36	6.64	2.80	36.7	16.3	80	20.7	216	40.1	8066	1663	2608
KH117-05	0.24	0.08	7.69	0.06	0.28	0.37	0.23	3.29	1.27	16.9	7.3	39	10.8	124	25.3	8773	2032	4269
KH117-06	0.56	0.06	9.34	0.09	1.70	2.97	1.03	14.37	5.17	60.9	24.0	112	26.3	276	51.2	7504	2706	3104
KH117-07	0.40	0.04	6.72	0.05	0.57	0.96	0.38	5.35	1.91	26.4	11.9	67	19.3	229	49.9	6217	2185	3944
KH117-08	0.58	0.06	11.73	0.07	1.02	2.95	0.95	17.02	5.90	68.1	27.0	126	29.6	311	54.2	7634	3521	3904
KH117-09	0.43	0.06	6.21	0.05	0.77	1.34	0.57	7.01	2.63	29.7	12.4	63	16.6	192	37.7	6883	1724	2447
KH117-10	0.21	0.06	19.37	0.06	0.66	1.87	1.07	12.74	4.82	62.3	27.5	138	37.1	411	80.6	7767	5976	12238
KH117-11	0.57	0.02	7.38	0.04	0.33	0.76	0.39	3.48	1.34	17.5	7.8	40	10.8	125	22.4	7258	1407	2642
KH117-12	0.16	0.04	19.18	0.05	0.70	2.06	0.96	10.48	4.23	54.7	23.7	121	33.5	392	75.0	7890	7204	13958
KH117-13	0.53	0.07	8.26	0.07	0.57	1.47	0.56	8.39	3.24	34.9	14.7	73	18.2	197	37.2	7835	2259	2780
KH117-14	0.51	0.05	8.11	0.03	0.32	1.31	0.53	8.09	3.19	38.6	16.0	77	19.6	223	37.6	7414	1766	2414
KH117-15	0.25	0.06	16.30	0.06	0.77	1.59	0.83	10.10	4.34	53.0	24.3	130	34.9	418	82.3	7686	4072	10407
KH117-16	0.44	0.06	8.04	0.06	0.29	0.58	0.39	4.14	1.84	21.8	10.3	50	13.0	151	30.7	8102	1865	2828
KH117-17	0.48	0.07	7.19	0.05	0.60	1.35	0.57	8.47	3.17	35.8	15.2	75	18.1	191	37.3	7527	1801	2369
KH117-18	0.44	0.09	5.71	0.05	0.41	0.92	0.27	3.56	1.62	18.8	8.4	41	11.8	141	27.1	7348	1356	2151
KH117-19	0.51	0.06	5.12	0.04	0.47	0.86	0.43	5.29	1.97	22.0	9.4	46	12.6	155	27.1	6307	1051	1865
KH117-20	0.52	0.06	7.47	0.07	0.39	0.61	0.25	5.01	2.06	25.8	11.4	56	14.6	164	30.7	7468	1509	2180
MaherAbad mineralized samples																		
MA87-01	0.17	0.04	14.28	0.06	0.69	1.40	0.48	6.74	2.58	33.4	15.6	86	24.0	295	67.1	9157	10250	13808
MA87-02	0.14	0.06	21.51	0.12	1.63	2.38	0.92	11.30	3.97	50.3	22.4	117	33.1	410	89.3	8895	23387	22718
MA87-03	0.21	0.07	23.51	0.06	0.51	1.71	0.49	8.26	3.38	44.0	19.8	108	30.7	358	74.3	8770	13874	17257
MA87-04	0.26	0.05	23.97	0.08	0.65	1.76	0.65	9.28	3.28	41.7	20.4	112	31.1	378	89.4	9107	28491	26002
MA87-05	0.41	0.23	23.17	0.09	0.82	1.93	0.54	9.91	3.41	43.4	18.9	99	26.9	320	65.2	8796	18273	18321
MA87-06	0.24	0.07	20.01	0.06	0.67	1.09	0.50	7.75	3.26	42.5	19.8	106	30.0	366	72.6	8236	9962	15033
MA87-07	0.15	0.05	16.74	0.03	0.36	0.81	0.38	5.14	1.99	25.7	11.0	60	17.5	231	45.2	7736	13155	19390
MA87-08	0.21	0.09	29.11	0.05	0.87	1.06	0.43	4.68	2.11	27.9	13.9	82	26.4	385	72.1	7595	21645	34447
MA87-09	0.45	0.05	18.93	0.04	0.70	1.63	0.64	9.77	3.43	46.7	20.5	106	28.8	321	61.0	8078	6506	9103
MA87-10	0.16	0.04	18.14	0.09	0.99	2.56	0.84	12.80	4.76	58.7	24.7	124	33.3	376	73.1	8683	10836	12919
MA87-11	0.22	0.05	20.10	0.12	1.82	4.22	1.29	18.52	6.58	75.6	31.9	155	40.5	442	81.6	7975	13165	14471
MA87-12	0.25	0.06	19.94	0.04	0.62	1.12	0.37	6.63	2.34	31.3	15.3	80	22.2	264	56.3	8594	16752	18557
MA87-13	0.21	0.02	12.09	0.04	0.51	1.10	0.56	5.74	2.29	31.1	14.6	79	23.3	293	58.7	7537	6035	12512

ادامه جدول ۱-

Sample	Ti	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U
MaherAbad mineralized samples																		
MA87-14	0.33	0.04	12.78	0.10	0.52	0.60	0.35	5.14	1.80	24.2	10.9	59	17.7	243	47.4	7194	6689	14501
MA87-15	0.22	0.06	12.53	0.06	0.95	1.21	0.73	6.78	2.21	25.9	12.6	60	19.9	282	50.7	7189	13098	21002
MA87-16	0.30	0.06	14.59	0.05	0.52	1.15	0.39	7.14	2.89	38.3	16.5	84	23.3	263	47.6	7568	4389	7043
MA87-17	0.18	0.06	17.81	0.16	1.98	4.56	1.59	22.10	7.48	87.7	35.2	170	43.0	461	89.5	8035	13649	14396
MA87-18	0.15	0.05	10.01	0.05	0.37	0.96	0.28	3.11	1.24	16.7	8.1	46	14.5	192	40.4	7984	5900	12456
MA87-19	0.25	0.07	19.73	0.06	0.63	1.53	0.40	9.81	3.74	46.9	20.2	104	27.2	299	57.4	8537	9855	11256
MA87-20	0.20	0.03	23.28	0.05	0.44	0.91	0.42	4.92	2.08	26.9	13.1	79	24.3	320	70.9	8288	26556	31932
MA87-21	0.16	0.05	18.56	0.08	1.29	1.96	0.72	8.71	3.11	40.2	19.1	103	30.2	372	81.1	7748	16853	20387
MA87-22	0.14	0.05	19.33	0.04	0.69	0.91	0.48	4.70	1.82	22.8	11.0	64	19.4	233	54.6	8210	21648	27364
MaherAbad post- mineralization samples																		
MA187P-01	0.32	0.06	17.00	0.07	0.73	3.66	1.00	17.45	6.29	71.9	30.3	140	36.1	353	69.5	8154	6190	5459
MA187P-03	0.36	0.05	39.06	0.08	1.31	3.21	0.88	16.50	7.16	83.3	36.0	174	44.2	456	83.4	8544	16337	13844
MA187P-04	0.48	0.13	14.23	0.07	0.83	1.70	0.48	8.75	3.33	39.9	16.7	80	20.8	220	40.3	8430	3840	4975
MA187P-05	0.27	0.09	21.54	0.10	0.88	1.95	0.78	11.02	4.66	58.0	25.9	130	35.1	375	74.3	7639	5827	7672
MA187P-06	0.45	0.09	13.74	0.07	1.20	2.25	0.72	11.16	4.30	49.3	21.7	103	25.6	274	52.2	7756	4758	5348
MA187P-07	0.42	0.07	12.10	0.07	0.77	1.35	0.51	8.40	3.24	38.8	17.0	81	21.1	228	43.1	8307	3133	3637
MA187P-08	0.65	0.05	11.16	0.16	2.36	4.28	1.13	17.28	5.67	63.1	25.5	118	29.8	328	57.5	6807	4093	3934
MA187P-09	0.60	0.04	13.63	0.21	2.94	4.83	1.72	22.46	7.32	83.6	32.9	151	37.3	388	70.9	6960	5831	5030
MA187P-10	0.53	0.06	12.79	0.04	0.48	1.12	0.45	6.48	2.74	33.2	14.8	72	20.1	222	40.3	7172	3159	4491
MA187P-11	0.42	0.06	22.74	0.19	2.96	5.44	1.80	25.60	8.67	96.2	39.3	174	45.1	465	77.1	6776	9074	8340
MA187P-12	0.40	0.05	17.55	0.11	1.46	2.90	1.17	14.93	5.26	65.4	27.6	129	31.7	323	60.3	7232	5188	5598
MA187P-13	0.27	0.12	27.91	0.05	0.78	1.77	0.67	11.33	4.48	53.3	23.0	112	28.9	295	59.6	7906	11810	11022
MA187P-14	0.42	0.05	27.43	0.09	1.61	4.12	1.11	20.22	7.66	89.0	37.9	174	45.6	466	82.0	7991	10025	10606
MA187P-15	0.49	0.07	12.99	0.19	2.85	4.19	1.40	18.65	6.21	71.0	28.3	128	32.0	343	60.3	6625	4977	4659
MA187P-16	0.41	0.04	30.07	0.05	0.91	1.94	0.88	12.39	5.09	65.4	28.4	142	38.6	434	77.5	6883	10066	12082
MA187P-17	1.16	0.17	11.36	0.13	1.37	2.59	1.09	14.62	5.79	64.3	26.7	131	36.7	387	63.0	6953	4129	5764
MA187P-18	0.56	0.05	10.13	0.08	1.11	1.81	0.86	11.70	4.18	48.1	20.7	97	25.8	291	51.2	6432	3201	3832
MA187P-19	0.72	0.04	22.35	0.06	1.21	2.66	1.12	15.31	5.87	71.4	33.4	158	44.1	488	83.6	6114	6365	7815
MA187P-20	1.99	0.06	16.06	0.06	1.70	2.99	0.62	12.40	4.14	41.1	14.8	63	14.7	147	24.3	7422	6359	6633
MA187P-21	0.66	0.21	11.29	0.09	0.65	2.32	0.47	7.51	4.59	36.5	15.2	71	18.7	193	37.1	7294	2903	2863
MA187P-22	0.34	0.16	42.84	0.16	1.17	3.16	1.19	18.73	7.22	91.6	39.0	189	49.3	530	90.1	7054	13108	14919

ضرایب تفکیک دو عضو انتهایی حالت ظرفیت (Ce^{4+} و Ce^{3+}) قرار می گیرد، و O_2 /را می توان ترکیب معادلات ۲ و ۳ به دست آورد.

معادله (۲)

$$(Ce/Ce^*)_D = D_{Ce}^{zircon/melt} / (D_{La}^{zircon/melt} \times D_{Pr}^{zircon/melt})^{1/2}$$

معادله (۳)

$$\ln (Ce/Ce^*)_D = (0.1156 \pm 0.0050 \times \ln(O_2)) + ((13.860 \pm 708)/(T + 273.15)) - (6.15 \pm 0.484)$$

جایی که $D_{Pr}^{zircon/melt}$ و $D_{Ce}^{zircon/melt}$ ، $D_{La}^{zircon/melt}$ به ترتیب ضرایب تفکیک La، Ce و Pr بین زیرکن و مذاب اند، و T دماست (درجه سانتی گراد). اگرچه مذابی وجود ندارد اما ترکیبات کل سنگ میزبان را می توان به جای آن استفاده کرد. مشابه با کالیراسیون نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} زیرکن، برای محاسبه نسبت های Ce^{4+}/Ce^{3+} مذاب ها از مدل کرنش شبکه (معادله ۲، Blundy and Wood, 1994) استفاده شد. دمایی که اینجا استفاده شد از به کارگیری دماسنج Ti در زیرکن از روش (Ferry and Watson, 2007) به دست آمد. دماسنج Ti در زیرکن امکان محاسبه دمای تبلور زیرکن را با استفاده از مقدار Ti (ppm) (Ti_{zircon}) و اکتیویته های $aTiO_2$ (TiO_2) و $aSiO_2$ (SiO_2) در مذاب میزبان از طریق معادله ۴ به دست می آید:

برای محاسبه مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} از روش (Brenan and Smythe, 2015) استفاده شد. در این روش از مقادیر عناصر نادر سبکی مانند La، Pr و Eu برای محاسبه Ce^{3+} و نیز کاتیون Ce^{4+} ظرفیتی U برای محاسبه Ce^{4+} استفاده نمی شود، زیرا مقادیر کم این عناصر می تواند به وسیله ادخال های کوچک به هم بریزد. ضرایب تفکیک های زیرکن - مذاب برای Ce^{4+} و Ce^{3+} با استفاده از مدل کرنش شبکه (معادله ۱، Blundy and Wood, 1994) محاسبه شد. شعاع یونی REE از Shannon (1976) به دست آمد.

معادله (۱)

$$\ln Di = \ln D_0 - (4\pi \times E \times N_A \times (ri/3 + r_0/6) \times (ri-r_0)^2) / (R \times (T + 273.15))$$

جایی که D_0 ضریب تفکیک جبران کرنش، E مدول یانگ، N_A عدد آووگادرو، R ثابت گاز و T دما (سانتی گراد) است. حاصل رسم کردن $\ln Di$ در مقابل عبارت $(ri/3 + r_0/6) \times (ri-r_0)^2$ یک رابطه خطی برای سری هایی از کاتیون های هم ظرفیت است. از آن جایی که شعاع یونی Ce^{4+} و Ce^{3+} معلوم است، ضریب تفکیک شان را می توان با درون یابی به دست آورد. فوگاسیته های اکسیژن ($\log(O_2)$) در این مطالعه با استفاده از روش های کالیراسیون مرسوم (Smythe and Brenan, 2015) و Trail et al. (2012)، محاسبه شد. در این مدل کالیراسیون فوگاسیته اکسیژن به پارامترهای دما، نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} مذاب، ترکیب و مقدار آب مذاب بستگی دارد. مقدار $DCe^{zircon/melt}$ بین

(معادله ۴)

$\log Ti_{\text{zircon}} = (5.711 \pm 0.072) - (4.800 \pm 86) / (T + 273.15) - \log a_{\text{SiO}_2} + \log a_{\text{TiO}_2}$
که در مدل Smythe and Brennan (2015) مقادیر اکتیویتی SiO_2 و TiO_2 را به ترتیب به صورت ۱ و ۰/۷ فرض کنیم. دماهای محاسبه شده زیرکن های نفوذی های کانه دار خوپیگ و ماهرآباد و نفوذی های عقیم ماهرآباد به ترتیب در بازه های ۶۹۱ تا ۸۳۵، ۷۵۴ تا ۸۲۰ و ۷۸۹ تا ۸۸۱ درجه سانتی گراد قرار گرفت (جدول ۲). به خاطر این که ماگماهای کانه دار به طور شاخص غنی از

آب هستند (بیش از ۱۰ درصد مقدار آب ماگمای پورفیری کانه دار گزارش شده (Lu et al., 2015))، مقدار آب ماگمای پورفیری ۵/۶ درصد وزنی فرض شد. براساس مقدار آب ماگماهای کمانی (۲-۶٪ و میانگین ۴ درصد از Zhang et al., 2017)، مقادیر آب توده های عقیم پس از کانی سازی ۴ درصد فرض شد. برای محاسبه خطای فوگاسیته اکسیژن، خطاهای آنالیزی هر دوی عناصر فرعی زیرکن و عناصر اصلی و فرعی سنگ کل مورد توجه قرار گرفت (جدول ۲).

جدول ۲- داده های سن سنجی U-Pb با استفاده از LA-ICP-MS، مقادیر $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ و دمای Ti در زیرکن محاسبه شده برای زیرکن های ماگمایی توده های نفوذی کانه دار و عقیم ماهرآباد و خوپیگ.

Sample	Eu/Eu*	Ce ⁴⁺ /Ce ³⁺	T*(°K)	1σ	Log fO ₂ (1σ)	ΔFMQ (1σ)
Khopik mineralized samples						
KH1-01	0.63	140	811	18	-24.90 (1.45)	-2.62 (1.45)
KH1-02	0.30	19	832	18	-23.28 (1.39)	-1.79 (1.39)
KH1-03	0.54	38	817	18	-24.38 (1.41)	-2.31 (1.41)
KH1-04	0.53	43	824	18	-24.35 (1.44)	-2.57 (1.44)
KH1-05	0.46	26	825	18	-23.86 (1.40)	-2.11 (1.40)
KH1-06	0.29	148	823	18	-23.86 (1.41)	-2.01 (1.41)
KH1-07	0.42	134	691	14	-28.97 (1.66)	-1.26 (1.66)
KH1-08	0.50	29	817	18	-24.21 (1.42)	-2.17 (1.42)
KH1-09	0.35	49	827	18	-23.57 (1.42)	-1.89 (1.42)
KH1-10	0.50	170	823	18	-23.88 (1.42)	-2.07 (1.42)
KH1-11	0.60	66	817	18	-24.15 (1.41)	-2.11 (1.41)
KH1-12	0.59	46	811	18	-24.36 (1.43)	-2.07 (1.43)
KH1-13	0.76	138	829	18	-23.79 (1.42)	-2.20 (1.42)
KH1-14	0.40	123	825	18	-24.25 (1.42)	-2.48 (1.42)
KH1-15	0.73	210	826	18	-24.00 (1.46)	-2.28 (1.46)
KH1-16	0.48	36	810	18	-24.45 (1.46)	-2.13 (1.46)
KH1-17	0.51	79	826	18	-24.08 (1.27)	-2.36 (1.27)
KH1-18	0.51	167	826	18	-24.08 (1.43)	-2.36 (1.43)
KH1-19	0.62	114	813	18	-24.41 (1.43)	-2.22 (1.43)
KH1-20	0.58	74	810	18	-24.93 (1.49)	-2.60 (1.49)
KH1-21	0.74	108	835	18	-23.66 (1.44)	-2.27 (1.44)
KH117-01	0.70	68	820	18	-24.17 (2.09)	-2.23 (2.09)
KH117-03	0.53	47	816	18	-24.33 (1.93)	-2.25 (1.93)
KH117-04	0.40	217	829	18	-23.15 (1.71)	-1.55 (1.71)
KH117-05	0.63	267	783	17	-25.57 (2.17)	-2.18 (2.17)
KH117-06	0.48	26	833	18	-23.26 (1.64)	-1.81 (1.64)
KH117-07	0.51	107	813	18	-24.42 (2.19)	-2.21 (2.19)
KH117-08	0.41	48	835	18	-23.03 (1.71)	-1.65 (1.71)
KH117-09	0.57	50	816	18	-24.20 (1.71)	-2.11 (1.71)
KH117-10	0.67	199	776	17	-25.07 (3.14)	-1.37 (3.14)
KH117-11	0.74	151	834	18	-23.32 (1.86)	-1.90 (1.86)
KH117-12	0.63	184	761	16	-25.78 (3.20)	-1.47 (3.20)
KH117-13	0.49	75	830	18	-23.51 (1.63)	-1.93 (1.63)
KH117-14	0.49	130	828	18	-23.41 (1.65)	-1.75 (1.65)
KH117-15	0.64	176	785	17	-24.80 (3.27)	-1.49 (3.27)
KH117-16	0.76	221	818	18	-23.93 (1.73)	-1.91 (1.73)
KH117-17	0.51	65	823	18	-23.78 (1.62)	-1.95 (1.62)
KH117-18	0.46	93	818	18	-24.20 (1.69)	-2.17 (1.69)
KH117-19	0.62	70	827	18	-23.78 (2.01)	-2.10 (2.01)
KH117-20	0.43	154	828	18	-23.45 (1.63)	-1.79 (1.63)

ادامه جدول ۲-

Sample	Eu/Eu*	Ce ⁴⁺ /Ce ³⁺	T*(°K)	1σ	Log fO ₂ (1σ)	ΔFMQ (1σ)
MaherAbad mineralized samples						
MA87-01	0.48	181	763	16	-27.03 (1.55)	-2.80 (1.55)
MA87-02	0.54	108	754	16	-27.20 (1.58)	-2.56 (1.58)
MA87-03	0.40	348	777	17	-25.84 (1.54)	-2.18 (1.54)
MA87-04	0.49	304	788	17	-25.88 (1.52)	-2.68 (1.52)
MA87-05	0.38	194	813	18	-24.67 (1.46)	-2.47 (1.46)
MA87-06	0.52	304	783	17	-25.63 (1.56)	-2.25 (1.56)
MA87-07	0.57	409	759	16	-27.06 (1.66)	-2.63 (1.66)
MA87-08	0.59	450	777	17	-25.87 (1.88)	-2.21 (1.88)
MA87-09	0.49	194	820	18	-24.01 (1.43)	-2.05 (1.43)
MA87-10	0.45	112	762	16	-26.59 (1.53)	-2.32 (1.53)
MA87-11	0.45	57	779	17	-25.82 (1.51)	-2.26 (1.51)
MA87-12	0.41	287	784	17	-25.93 (1.52)	-2.58 (1.52)
MA87-13	0.68	221	775	17	-26.47 (1.64)	-2.75 (1.64)
MA87-14	0.61	286	801	17	-25.50 (1.67)	-2.83 (1.67)
MA87-15	0.78	119	778	17	-26.80 (1.70)	-3.19 (1.70)
MA87-16	0.42	214	795	17	-24.99 (1.47)	-2.09 (1.47)
MA87-17	0.48	44	766	16	-26.54 (1.53)	-2.43 (1.53)
MA87-18	0.49	246	758	16	-27.50 (1.66)	-3.05 (1.66)
MA87-19	0.32	214	786	17	-25.44 (1.48)	-2.15 (1.48)
MA87-20	0.60	610	773	17	-26.48 (1.68)	-2.68 (1.68)
MA87-21	0.53	129	760	16	-26.95 (1.61)	-2.56 (1.61)
MA87-22	0.71	306	755	16	-27.37 (1.69)	-2.76 (1.69)
MaherAbad barren (post- mineralization) samples						
MA187P-01	0.38	104	799	17	-25.94 (1.43)	-3.20 (1.43)
MA187P-03	0.37	189	806	17	-25.14 (1.45)	-2.64 (1.45)
MA187P-04	0.38	107	823	18	-25.24 (1.40)	-3.42 (1.40)
MA187P-05	0.52	192	789	17	-26.01 (1.48)	-2.86 (1.48)
MA187P-06	0.44	71	820	18	-25.45 (1.41)	-3.51 (1.41)
MA187P-07	0.46	113	815	18	-25.57 (1.41)	-3.42 (1.41)
MA187P-08	0.40	23	843	18	-24.74 (1.37)	-3.62 (1.37)
MA187P-09	0.50	22	837	18	-24.84 (1.37)	-3.52 (1.37)
MA187P-10	0.51	202	829	18	-24.97 (1.40)	-3.37 (1.40)
MA187P-11	0.47	37	815	18	-25.09 (1.43)	-2.95 (1.43)
MA187P-12	0.54	69	812	18	-26.01 (1.44)	-3.76 (1.44)
MA187P-13	0.46	245	790	17	-26.00 (1.47)	-2.87 (1.47)
MA187P-14	0.37	93	815	18	-25.08 (1.44)	-2.93 (1.44)
MA187P-15	0.48	23	825	18	-25.19 (1.39)	-3.42 (1.39)
MA187P-16	0.55	266	814	18	-24.89 (1.50)	-2.71 (1.50)
MA187P-17	0.54	53	881	20	-23.74 (1.34)	-3.94 (1.34)
MA187P-18	0.57	62	833	18	-25.07 (1.38)	-3.61 (1.38)
MA187P-19	0.54	135	849	19	-23.75 (1.41)	-2.86 (1.41)
MA187P-20	0.31	33	921	21	-22.30 (1.27)	-3.72 (1.27)
MA187P-21	0.35	80	843	19	-24.46 (1.36)	-3.37 (1.36)
MA187P-22	0.47	237	802	17	-24.91 (1.54)	-2.27 (1.54)

۴- مقادیر Ce⁴⁺/Ce³⁺ و فوگاسیته های اکسیژن (log fO₂) محاسبه شده

زیرکن

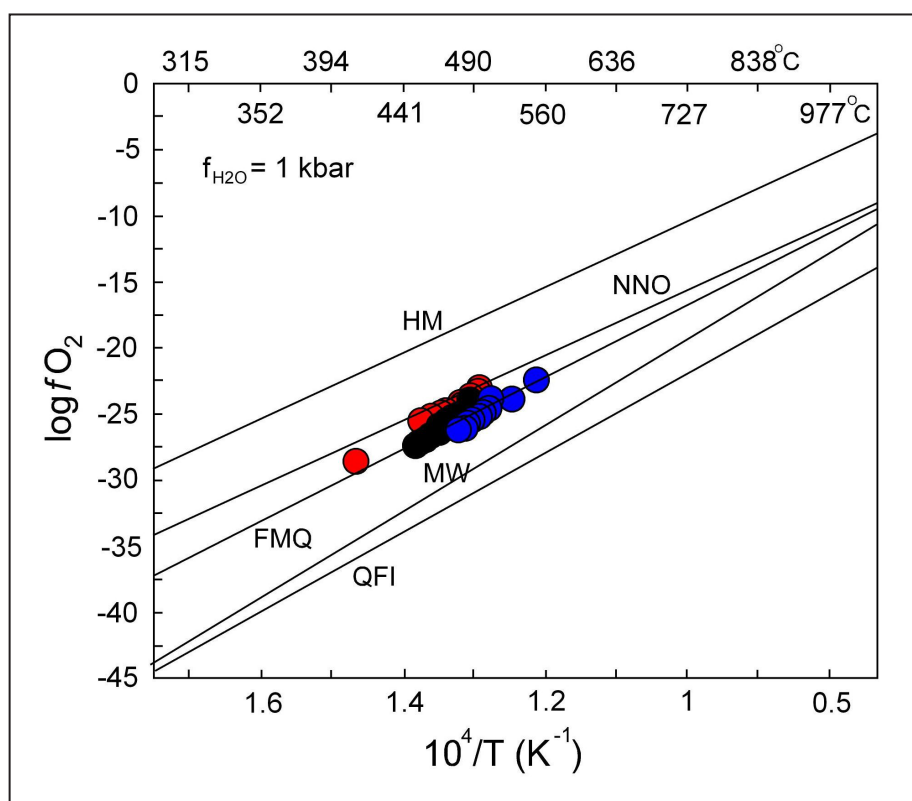
۴۴ تا ۶۱۰ با میانگین ۲۴۳ و دو نمونه کوارتز مونزونیت پورفیری خویپک در بازه ۱۹ تا ۲۶۷ با میانگین ۱۰۸ و برای نمونه توده عقیم پس از کانی سازی ماهرآباد (هورنبلند

براساس داده های محاسباتی جدول ۲، مقادیر Ce⁴⁺/Ce³⁺ به دست آمده برای زیرکن های نفوذی کانه دار نمونه هورنبلند مونزودیوریت پورفیری ماهرآباد در بازه

نفوذی کانه دار خوپیک و ماهرآباد در بازه $\Delta FMQ - 3/2$ تا $\Delta FMQ - 1/3$ با میانگین $\Delta FMQ - 2/2$ قرار گرفت (جدول ۲).

براساس مقادیر فوگاسیته های اکسیژن ($\log/O_2$) زیرکن های توده های کانه دار و عقیم ماهرآباد و خوپیک در نمودار روابط $\log/O_2$ دما ($T/10^4$) (Trail et al., 2012 و Chou, 1978; Huebner and Sato, 1970) در شرایط اکسیدان متوسط بین خطوط بافر اکسید Ni-NiO (NNO) و فایالیت-مگنتیت-کوارتز (FMQ) رسم شدند (شکل ۳). نمونه های ماهرآباد با فوگاسیته اکسیژن اندکی بیشتر، شرایط کمی اکسیدان تر نسبت به خوپیک دارند (شکل ۳). نمونه های عقیم کمترین میزان فوگاسیته اکسیژن را نشان می دهند (شکل ۳).

موزونیت پورفیری در بازه ۲۲ تا ۲۶۶ با میانگین ۱۱۲ قرار گرفت. مقدار میانگین مجموع سه نمونه نفوذی کانه دار خوپیک و ماهرآباد در بازه ۱۹ تا ۶۱۰ با میانگین ۱۵۵ است (جدول ۲). نکته جالب این است که مقادیر نمونه عقیم ماهرآباد تقریباً مشابه با مقادیر توده های کانه دار خوپیک است. مقادیر فوگاسیته اکسیژن محاسبه شده ماگماهای پورفیری برای زیرکن های نفوذی کانه دار نمونه هورنبلند موزودیوریت پورفیری ماهرآباد در بازه $\Delta FMQ - 3/2$ تا $\Delta FMQ - 2/1$ با میانگین $\Delta FMQ - 2/5$ و دو نمونه کوارتز موزونیت پورفیری خوپیک در بازه محدود $\Delta FMQ - 2/6$ تا $\Delta FMQ - 1/3$ با میانگین $\Delta FMQ - 2$ برای نمونه توده عقیم پس از کانی سازی ماهرآباد (هورنبلند موزونیت پورفیری) در بازه $\Delta FMQ - 3/9$ تا $\Delta FMQ - 2/3$ با میانگین $\Delta FMQ - 3/2$ قرار گرفت (جدول ۲). مقدار میانگین مجموع سه نمونه



شکل ۳- نمودار $\log fO_2$ در مقابل دما و منحنی های (خطوط) بافر کانی- کانی در فشار ۱ کیلو بار (از Sun et al., 2015) و موقعیت توده های کانه دار ماهرآباد (دایره های قرمز) و خوپیک (دایره های سیاه) و عقیم ماهرآباد (دایره های آبی) در آن. خطوط بافر اکسیژن شامل بافرهای مگنتیت - هماتیت (HM)، اکسید Ni-Ni (NNO)، فایالیت-مگنتیت-کوارتز (FMQ)، مگنتیت-ووسیت (MW) و کوارتز-فایالیت-آهن (QFI) است.

۵- بحث

اگرچه منشأ ماگمای پورفیری عامل کانی سازی مس هنوز مورد بحث است (Oyarzun et al., 2001; Richards, 2013; Sun et al., 2010; Wilkinson, 2013;) (Chiaradia, 2014)، بیشتر ماگماهای مادر پورفیری دارای نسبت های Sr/Y و La/Yb بالا بوده و تقریباً همیشه به تزریق یک ماگمای آداکیتی اکسیدانی که با محلول های آبدی غنی از گوگرد و فلز غنی شده نسبت داده می شوند (Ballard et al., 2002;) (Mungall, 2002; Sillitoe, 2010). آداکیت به صورت اولیه به عنوان محصول ذوب بخشی MORB فروزانده شده (Defant and Drummond, 1990) با یا بدون دخالت گوه گشته ای تعریف شده است (Defant and Drummond, 1990;) (Martin, 1999; Rapp et al., 1999; Martin et al., 2005; Sun et al., 2012a). آداکیت ها بر اثر ذوب بخشی صفحات اقیانوسی فروزانده شده جوان (< 25 میلیون سال؛

Defant and Drummond, 1990; Peacock et al., 1994) یا ریفیت های میان اقیانوسی جوان (Sun et al., 2010) تشکیل می شوند. داده هایی که ویژگی های Sr/Y بالا دارند می توانند در طی ذوب بخشی پوسته قاره ای ستر شده یا فرآیندهای دیگر نیز تولید شوند (Kay and Kay, 1993, 2002;) (Rapp et al., 2003; Xiong et al., 2006; Ma et al., 2015). ژئوشیمیایی آداکیتی توسط فرآیندهای غیر از ذوب شدگی صفحه فروانش توسط Castillo (2012) به عنوان «آداکیتی» یا «آداکیت مانند» نامگذاری شده اند. به طور مشابه، هر دوی ذوب شدگی صفحه (Oyarzun et al., 2001; Cooke et al., 2005;) و ذوب بخشی پوسته زیرین ستر شده (Sun et al., 2011, 2012a) و ذوب بخشی پوسته زیرین ستر شده (Chiaradia et al., 2009a, 2009b; Asadi et al., 2014; Chiaradia, 2014;) (Sun et al., 2010; Wilkinson, 2013;) (Chiaradia, 2014)، بیشتر ماگماهای مادر پورفیری دارای نسبت های Sr/Y و La/Yb بالا بوده و تقریباً همیشه به تزریق یک ماگمای آداکیتی اکسیدانی که با محلول های آبدی غنی از گوگرد و فلز غنی شده نسبت داده می شوند (Ballard et al., 2002;) (Mungall, 2002; Sillitoe, 2010). آداکیت به صورت اولیه به عنوان محصول ذوب بخشی MORB فروزانده شده (Defant and Drummond, 1990) با یا بدون دخالت گوه گشته ای تعریف شده است (Defant and Drummond, 1990;) (Martin, 1999; Rapp et al., 1999; Martin et al., 2005; Sun et al., 2012a). آداکیت ها بر اثر ذوب بخشی صفحات اقیانوسی فروزانده شده جوان (< 25 میلیون سال؛

سولفات (مانند انیدریت)، که شاخص شرایط فرااکسایش (بافر هماتیت- مگنتیت (HM)) هستند، به خوبی بیانگر فقدان شرایط فوق اکسیداسیونی ایده‌آل برای کانی‌سازی پورفیری در ماهرآباد و خوپیک است. همچنین همان‌طور که گفته شد، در O_2 ‌های بین بافر FMQ و HM، بخشی از گوگرد انحلالی در مذاب به صورت سولفات و بخشی به صورت سولفید است، اما در O_2 ‌های بالای HM، همه گوگرد انحلالی در مذاب به صورت سولفات است. قرارگیری توده‌های ماهرآباد و خوپیک در شرایط O_2 ‌های بین بافر FMQ و HM سبب شده تا بخشی از گوگرد انحلالی در مذاب به صورت سولفات و بخشی به صورت سولفید باشد. این شرایط سبب می‌شود تا مس و طلا ی زیادی از سولفید باقیمانده در منبع گشته‌ای وارد مذاب نشود، و ماگماهای حاصل از ذوب بخشی گشته مقادیر فلزات مطلوبی با خود حمل نکرده و احتمالاً ذخیره خوبی تشکیل نشده باشد. براساس مطالعات قبلی، نفوذی‌های پورفیری کانه‌دار ماهرآباد و خوپیک ویژگی کالک آلکانل پتاسیم بالا تا شونییتی آداکیت- مانند پس از تصادم از خود نشان می‌دهند (Karimpour et al., 2011; Richards et al., 2012; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015). نفوذی‌های پورفیری کانه‌دار ماهرآباد و خوپیک مشابه با توده‌های ده‌سلم و چاه‌شلغمی (Arjmandzadeh et al., 2011 و Arjmandzadeh and Santos, 2014)، ویژگی آداکیت نوع C یا آداکیت‌های پتاسیم بالای پس از تصادم دارند. این آداکیت‌ها فاقد ارتباط زمانی یا مکانی با فروورانش‌اند و نسبت K_2O/Na_2O تقریباً یکسانی دارند (Xiao and Clement, 2007). ژئوشیمی آداکیت‌های نوع C بسیار شبیه آداکیت‌های شاخص است. این آداکیت‌ها با دمای بالاتری ($< 1050^\circ C$ درجه سانتی‌گراد) نسبت به ماگماهای آبدار ($\sim 6\% H_2O$)، از طریق ذوب بخشی بی‌آب متاتوالیت‌ها، متآندزیت‌ها، یا احتمالاً متابازالت‌های پتاسیم‌دار در فشارهای بیش از ۲ GPa تشکیل می‌شوند (Xiao and Clement, 2007). شیمی خاص آداکیت نوع C نتیجه هر دو پارامتر افزایش K_2O/Na_2O در پروتولیت و ذوب بخشی در فشار خیلی زیاد است. محتمل‌ترین رژیم تکنیکی شامل سترشدگی شدید پوسته است که به دنبال تورق پوسته اکلوتیتی و ذوب بخشی این بخش از پوسته قاره‌ای در ژرفای گشته، با جریان گرمای بالای گشته‌ای، در هنگام رمبش (فروپاشی) کوهزایی انجام می‌شود (Xiao and Clement, 2007). مشابه با سنگ‌های آداکیتی و نفوذی‌های ده سلم و چاه شلغمی (Arjmandzadeh and Santos, 2014)، نسبت‌های زیاد LREE/HREE نفوذی‌های ماهرآباد و خوپیک را می‌توان به وجود گارنت و آمفیبول باقیمانده در یک منبع گشته‌ای نسبت داد. مقادیر ایزوتوپ Sr-Nd نفوذی‌های ماهرآباد-خوپیک (ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۸۸) و نفوذی‌های چاه شلغمی- ده سلم (Arjmandzadeh et al., 2011 و Arjmandzadeh and Santos, 2014) با بازه محدود و مشابه با بازالت‌های کمان عادی و نشان‌دهنده منشأ یکسان توده‌ها متناسب با یک منبع گوه گشته‌ای بالای زون فروورانش برای مذاب‌های مادر است. همچنین مقادیر بالای K_2O به منبع گشته‌ای با دخالت فلوگوپیت در تولید ماگما و بی‌هنجاری‌های عناصر LILE به اضافه شدن آنها از ترکیبات صفحه فروورانش به گوه گشته‌ای نسبت داده شده است (Arjmandzadeh and Santos, 2014). نبود رخداد آداکیت واقعی (حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی) در ماهرآباد و خوپیک، می‌تواند نشان‌دهنده ایده‌آل نبودن شرایط منشأ تشکیل ماگمای پورفیری کانه‌دار باشد. فاکتورهای زیادی در منشأ ماگما، مانند نوع سنگ و درصد ذوب بخشی و ...، می‌تواند سبب نبود تشکیل ماگمای پورفیری کانه‌دار مطلوب برای کانی‌سازی ایده‌آل شود. تاکنون هیچ داده‌ای از ایزوتوپ‌های Lu-Hf (به عنوان ردیاب ژئوشیمیایی مهم برای شناسایی تاریخ تکاملی پوسته و گشته (Ji et al., 2009))، از زیرکن نفوذی‌های کانه‌دار ماهرآباد و خوپیک منتشر نشده است. با توجه به این موضوع، تنها براساس مقادیر ایزوتوبی سنگ کل نمی‌توان با اطمینان از منشأ ماگمای پورفیری و میزان ذوب بخشی گشته و پوسته اقیانوسی در منشأ صحبت کرد. باور بر این است که علیرغم این که فاکتورهای زیادی در منشأ ماگما می‌تواند سبب عدم تشکیل ماگمای پورفیری

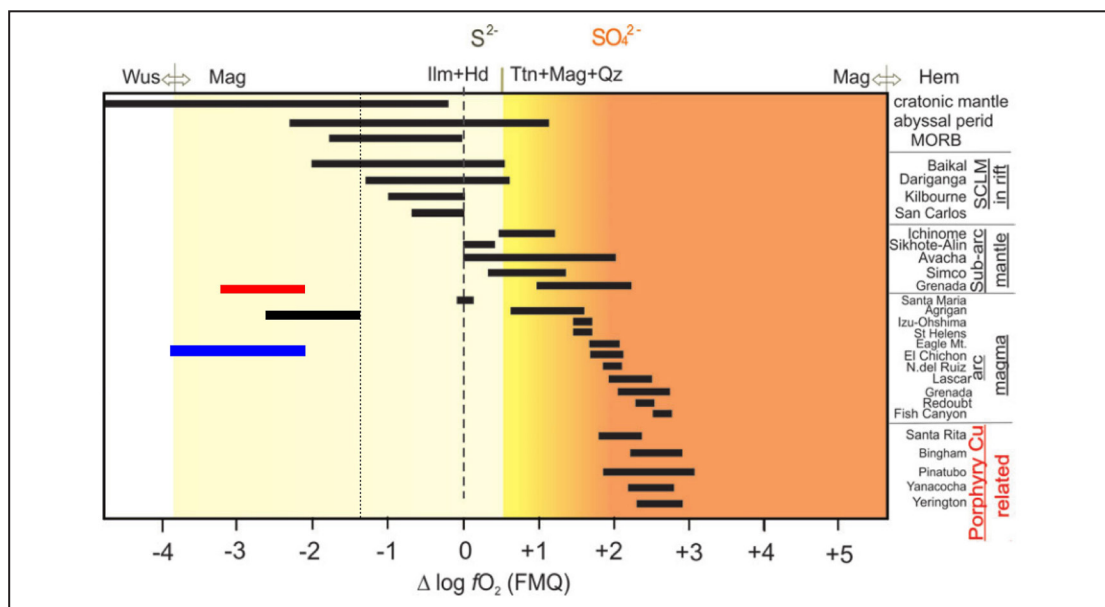
(Aghazadeh et al., 2015; Hou et al., 2015) برای کانی‌سازی پورفیری پیشنهاد شده‌اند. فوگاسیته اکسیژن چند ذخیره مس پورفیری مهم دنیا دارای مقدار میانگین $+1/5 \Delta FMQ$ است (Sun et al., 2015; Shen et al., 2015; Smythe and Brennan 2015; Hattori et al., 2017). عدد جادویی فوگاسیته اکسیژن برای کانی‌سازی پورفیری بالاتر از $+2 \Delta FMQ$ است (Mungall, 2002; Sun et al., 2013b). فوگاسیته اکسیژن بیش از $+2 \Delta FMQ$ (دو واحد لگاریتمی بیشتر از بافر فایالیت- مگنتیت - کوآرتز (AFMQ))، ماگماها را قادر می‌سازد تا مقادیر زیادی از گوگرد و فلزات را حمل کنند. مس، طلا و مولیدن عناصر کالکوفیل با ضرایب تفکیک بین سولفید و مذاب بالا هستند. رفتارهای مس و طلا به شدت توسط سولفید کنترل می‌شود. در طی ذوب شدن گشته، مس و همچنین طلا و مولیدن عناصری به طور متوسط ناسازگار هستند (McDonough and Sun, 1995; Sun et al., 2003a, b, 2004a). مقدار مس تخمینی در گشته ۳۰ پی‌پی‌ام است (McDonough and Sun, 1995)، در حالی که مقادیر مس در MORB که تاکنون منتشر شده بازه‌ای از ۷۰ تا ۱۵۰ پی‌پی‌ام دارد (Hofmann, 1988; Sun et al., 2003b). زمانی که هیچ سولفید باقیمانده‌ای در منبع گشته‌ای وجود ندارد، مس و عناصر کالکوفیل بسیار ناسازگار می‌شوند (Lee et al., 2012; Liu et al., 2014). مقدار گوگرد در گشته اولیه حدوداً ۲۰۰-۲۵۰ پی‌پی‌ام (McDonough and Sun, 1995)، و در گشته تهی شده حدود ۱۵۰ پی‌پی‌ام (Mavrogenes and O'Neill, 1999)، تخمین زده می‌شود. در مقابل پریدوتیت گشته، MORB مقادیر گوگرد حدود ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام دارد، اثرات فوگاسیته اکسیژن بر سولفیدهای باقیمانده، و در نتیجه، مقدار مس در مذاب‌ها، با در نظر گرفتن ذوب بخشی صفحات اقیانوسی فرورانده، بسیار واضح‌تر می‌شود. غالباً نوع گوگرد در ماگماها توسط فوگاسیته اکسیژن کنترل می‌شود. در فوگاسیته‌های اکسیژن پایین‌تر از بافر FMQ، سولفید نوع گوگرد غالب است. نسبت‌های سولفات در بالای بافر FMQ شروع به افزایش می‌کند. در $+2 \Delta FMQ$ بیشتر گوگرد ماگماها به صورت سولفات وجود دارد (Jugo et al., 2005). آزمایشات نشان داده که در ماگماها، سولفات حلالیت خیلی بیشتری از سولفید دارد. در فوگاسیته‌های اکسیژن $0 \Delta FMQ$ تا $+2.5 \Delta FMQ$ ، هر چه سیستم اکسیدان تر شود، مقادیر گوگرد در ماگما بالاتر می‌رود (Sun et al., 2015). در فوگاسیته‌های اکسیژن بالاتر از $+2 \Delta FMQ$ ، بیشتر گوگرد در ماگماها به صورت سولفات (مانند انیدریت) وجود دارد، و چنین ماگماهایی معمولاً مقادیر بیشتری از مجموع گوگرد و عناصر کالکوفیل هستند (Sun et al., 2015). افزون بر سولفات به عنوان یک شاخص رابچ از فوگاسیته اکسیژن بالای ذخایر پورفیری (Vila et al., 1991; Halter et al., 2005; Imai et al., 2007; Li et al., 2008; Liang et al., 2009; Cooke et al., 2011; Ling et al., 2013)، هماتیت و اسپیکولاریت اولیه نیز در بسیاری از ذخایر پورفیری گزارش شده است (Vila and Sillitoe, 1991; Vila et al., 1991; Seedorff and Einaudi, 2004b; Baker et al., 1997; Hedenquist et al., 1998). هم‌رشدی‌های مگنتیت و هماتیت دلالت بر این دارد که فوگاسیته‌های اکسیژن ذخایر پورفیری اغلب به مقادیر مشخص شده با بافر هماتیت- مگنتیت (HM) می‌رسند. با توجه به این مطالب، مقدار میانگین $-2/2 \Delta FMQ$ برای همه زیرکن‌های ماهرآباد و خوپیک بسیار کمتر از مقدار میانگین $+1/5 \Delta FMQ$ برای ذخایر مس پورفیری مهم دنیا است (میزان اختلاف $3/7 \Delta FMQ$). این بدین معناست که ماگمای مادر توده‌های کانه‌دار گزو برای کانی‌سازی پورفیری دارای شرایط اکسیداسیونی ایده‌آل نبوده است، که با مقادیر فوگاسیته اکسیژن متوسط (بین خطوط بافر اکسید NNO و FMQ و زیر بافر HM؛ شکل ۳) برای ماگماهای پورفیری ماهرآباد و خوپیک تأیید می‌شود. این ویژگی فوگاسیته اکسیداسیون متوسط زیرکن پورفیری‌های کانه‌دار ماهرآباد و خوپیک با کانی‌سازی اصلی پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت، گالن و مگنتیت (Karimpour et al., 2011; Aghazadeh et al., 2015)؛ ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۸۸) در این مناطق تأیید می‌شود. نبود هم‌رشدی‌های مگنتیت- هماتیت و کانی‌های

با مذاب‌های پوسته اقیانوسی فروزانده شده و آغشتگی ماگمای در حال صعود با پوسته قاره‌ای ستبر شده در زون پس از تصادم، عامل ماگمای مادر در نظر گرفته می‌شود. این ایده با مطالعات پیشین در منطقه (Karimpour et al., 2011; Richards et al., 2012; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015)، و نیز با داده‌های فوگاسیته اکسیژن نوشتار حاضر سازگار است.

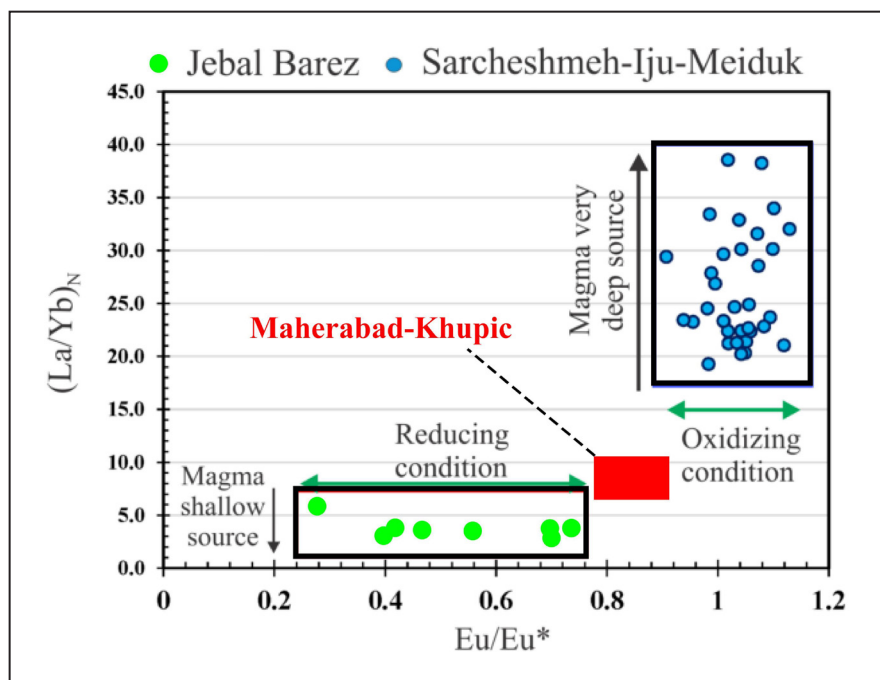
مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} و Eu/Eu^* پورفیری‌های کانهدار و عقیم مختلف دنیا به همراه مقادیر ماهرآباد و خوپیگ پلات شدند (شکل ۷). بیشترین فوگاسیته اکسیژن به ذخیره بزرگ شیلی، Dexing (مس-مولیدن-طلا) و Shapinggou چین (بزرگترین ذخیره مولبدن پورفیری دنیا) تعلق دارد. ذخایر کمربند کوهزایی آسیای مرکزی دارای بازه وسیع فوگاسیته اکسیژن از کم تا زیاد (غالباً متوسط) هستند. نمونه‌های کانهدار ماهرآباد و خوپیگ نیز مشابه با ذخایر کمربند کوهزایی آسیای مرکزی، غالباً ویژگی ذخایر با فوگاسیته اکسیژن متوسط تا کم را نشان می‌دهند (شکل ۷).

در نهایت براساس کارهای پیشین و نتایج این مقاله، ویژگی‌های توده‌های کانهدار ماهرآباد و خوپیگ شامل نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} متوسط تا کم، فوگاسیته اکسیژن متوسط (زیر محدوده هماتیت-مگنتیت (HM)) و تشکیل ماگمای آداکیتی نوع C از ذوب پریدوتیت متاسوماتوز شده با دخالت کم مذاب‌های پوسته اقیانوسی دلالت بر این دارد که شرایط در این مناطق چندان مطلوب کانی‌سازی پورفیری نبوده است. با توجه به این موضوع، ماگماهای اولیه ماهرآباد و خوپیگ با مقادیر آب متوسط تا کم (فوگاسیته اکسیژن متوسط تا کم) توانایی حمل مقادیر مس و گوگرد اولیه زیادی را نداشته‌اند. صعود چنین ماگماهایی از میان پوسته قاره‌ای احیایی ضخیم شده و آغشتگی با آن، سبب کاهش فوگاسیته اکسیژن شده و ماگما حین جایگزینی احیایی تر هم شده است. برخلاف گزارشات مختلف پیشین که بیانگر رخداد کانی‌سازی خوبی در ماهرآباد و خوپیگ است، تصور کانی‌سازی بزرگی (هم از نظر عیار و هم تناژ) در این مناطق وجود ندارد، بلکه یک کانی‌سازی متوسط تا کوچک محتمل تر است. اما با توجه نبود داده‌های عمقی مناسب، با تردید بیان می‌شود.

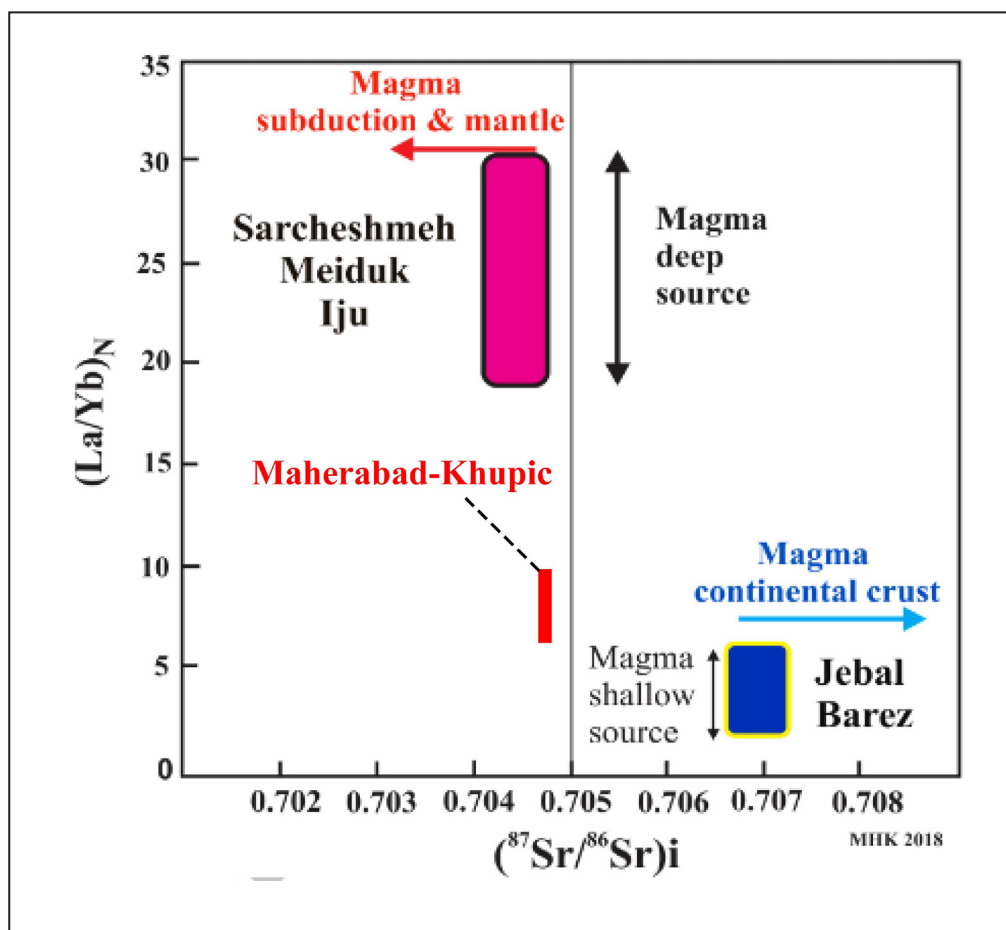
کانهدار مطلوب برای کانی‌سازی شود، اما به دلیل نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} متوسط تا کم و مقادیر فوگاسیته اکسیژن متوسط تا کم توده‌های کانهدار، که با نبود هم‌رشدی‌های مگنتیت-هماتیت تأیید شد، و نبود کانی‌های شاخص سولفات زیاد در ذخیره مانند انیدریت، پوسته اقیانوسی دخالت کمی در منشأ ماگماهای ماهرآباد و خوپیگ داشته و پریدوتیت گشته با دخالت کم مذاب‌های تیغه فروزانش برای منشأ آنها پیشنهاد می‌شود. برای درک بهتر این موضوع مقادیر فوگاسیته اکسیژن (log/O_2) ماگماهای کانهدار و عقیم ماهرآباد و خوپیگ با حالت اکسیداسیونی سنگ‌های مختلف (Hattori, 2018، شکل ۴)، مقایسه شد. داده‌ها دلالت بر منشأ گشته‌ای (پریدوتیت) و/یا گشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (SCLM) داشته و ماگمای ماهرآباد و خوپیگ ویژگی ماگمای کمائی واقعی از خود نشان نمی‌دهند (شکل ۴). (Karimpour and Sadeghi, 2018)، با مقایسه توده‌های آداکیتی ذخایر مس پورفیری ناحیه کرمان (سرچشمه، میدوک و ایجو) با توده‌های غیرآداکیتی عقیم (جبال بارز) به این نتیجه رسیدند که توده‌های اولیه از ماگمای اکسیدان حاصل از ذوب عمیق گشته با دخالت پوسته اقیانوسی فروزانده شده و دومی از ماگمای احیایی حاصل از ذوب پوسته قاره‌ای کم عمق منشأ گرفته‌اند. مقایسه توده‌های ماهرآباد و خوپیگ با توده‌های کانهدار و عقیم ناحیه کرمان در نمودارهای $(La/Yb)_N$ در برابر Eu/Eu^* (شکل ۵) و $(La/Yb)_N$ در برابر $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (شکل ۶) نشان دهنده ویژگی‌های بینایی اما نزدیک تر به توده‌های عقیم جبال بارز برای توده‌های ماهرآباد-خوپیگ است، یعنی ماگمای اولیه در شرایط عمقی متوسط تا کم و اکسیداسیون متوسط تا کم (پریدوتیت بالای زون فروزان و/یا پوسته زیرین و پوسته بالایی) تشکیل شده است. مقادیر $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ از ۷۰۴/۰ تا ۷۰۵/۰ بیانگر منشأ ماگما از ذوب پوسته اقیانوسی فروزانده شده است (Karimpour and Sadeghi, 2018). رخداد کانی‌سازی مس-طلا پورفیری در ماهرآباد و خوپیگ باثبات رسیده و در سطح زمین و گمانه‌های حفاری قابل مشاهده است (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015)، با توجه به عقیم نبودن توده‌های ماهرآباد-خوپیگ، ذوب پریدوتیت کم متاسوماتوز شده



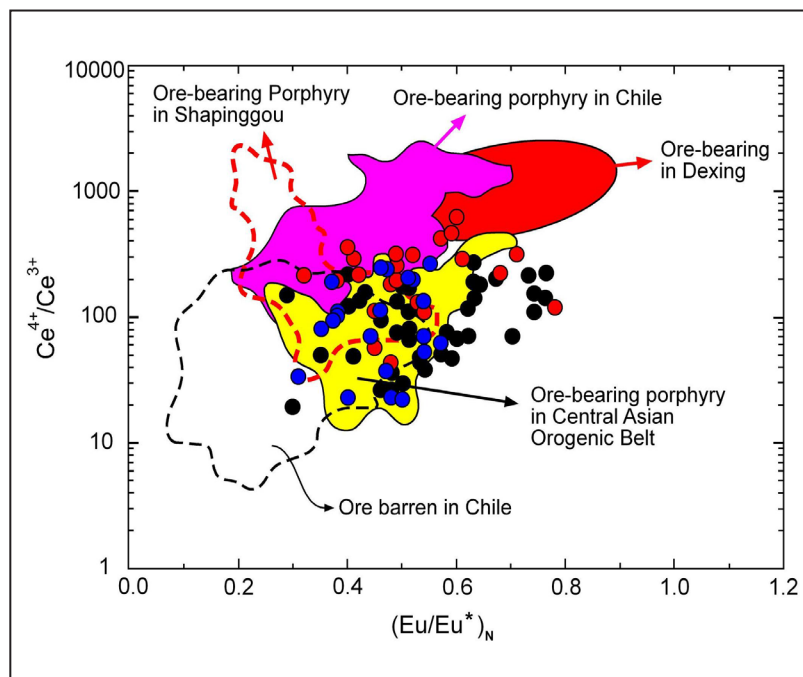
شکل ۴- شرایط و محدوده اکسیداسیونی (log/O_2) سنگ‌های مختلف (Hattori, 2018) و ماگماهای کانهدار ماهرآباد (خط قرمز)، خوپیگ (خط سیاه) و عقیم (خط آبی). بازه پایدار مگنتیت (Fe^{3+}) از بافر ووستیت-مگنتیت (MW) در log/O_2 کم تا بافر هماتیت-مگنتیت (HM) در log/O_2 زیاد محاسبه شده در دمای ۸۰۰ درجه سانتی گراد از Eugster and Meyers (1983). مرز بین تیتانیت (Sphene، Ttn) + مگنتیت (Mag) + کوارتز (Qtz) = هدنبرایت (Hd) + ایلمنیت (Ilm) در دمای ۸۰۰ درجه سانتی گراد براساس معادله Wones (1989) است. همه گوگرد انحلالی در مذاب در O_2 زیر بافر FMQ (محدوده زرد کمربند) بصورت S^{2-} و در بالای $FMQ + 2$ (نارنجی پررنگ) بصورت SO_4^{2-} است (Jugo et al., 2005). توجه شود که ماگماهای همراه با ذخایر مس پورفیری O_2 بالای $FMQ + 2$ نشان می‌دهند.



شکل ۵- نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Eu/Eu^* (Karimpour and Sadeghi, 2018). نشان‌دهنده منابع متفاوت برای گرانیتویدهای بارور و عقیم ناحیه کرمان و منبع بینایی برای توده‌های ماهرآباد-خوپیک است.



شکل ۶- نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (Karimpour and Sadeghi, 2018). نشان‌دهنده منابع و ژرفای متفاوت برای گرانیتویدهای بارور و عقیم ناحیه کرمان و منبع بینایی اما نزدیک‌تر به توده‌های عقیم (جبال بارز) برای توده‌های ماهرآباد-خوپیک است.



شکل ۷- مقایسه نسبت های Ce^{4+}/Ce^{3+} و $(Eu/Eu^*)_N$ دانه های زیرکن توده های نفوذی کانهدار و عقیم ماهرآباد و خویپک (دایره قرمز و سیاه توده های کانهدار به ترتیب ماهرآباد و خویپک و دایره آبی توده های عقیم پس از کانی سازی ماهرآباد) با ذخایر پورفیری Dexing و Shapinggou و ذخایر پورفیری کانهدار و عقیم شیلی. مقادیر بالای Ce^{4+}/Ce^{3+} دلالت بر فوگاسیته اکسیژن بالا دارد. داده های نمونه های کانهدار و عقیم شیلی از (Ballard et al. (2002، کمرند کوهزایی آسیای مرکزی از (Shen et al. (2015، ذخیره مس-مولیبدن-طلا Dexing از (Zhang et al. (2013a، Shapinggou بزرگترین ذخیره مولیبدن پورفیری دنیا از (Zhang et al. (2013b)

۶- نتیجه گیری

شواهد ژئوشیمی و ایزوتوپی سنگ کل و ژئوشیمی زیرکن بیانگر FMQΔ اند. دخالتم کم پسته اقیانوسی در منشأ ماگماهای ماهرآباد و خویپک است. صعود ماگماهای استئوسفری با دخالت کم پسته اقیانوسی و آغستگی پسته ای می تواند همه ویژگی های ایزوتوپی سنگ کل و فوگاسیته اکسیژن و کانی سازی را در ماهرآباد و خویپک توجیه کند.

سپاسگزاری

نویسندگان از مؤسسه زمین شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین برای حمایت مالی، به ویژه آقای دکتر Qiuli Li به خاطر لطف و کمکشان در زمینه آماده سازی و آنالیز نمونه ها کمال تشکر را دارند.

فوگاسیته اکسیژن بیش از $\Delta FMQ + 2$ (۲ واحد لگاریتمی بیشتر از بافر فایالیت-مگنتیت-کوارتز (FMQΔ) ماگماها را قادر می سازد تا مقادیر زیادی از گوگرد و فلزات را حمل کنند. ماگماهای مادر عامل کانی سازی پورفیری ماهرآباد و خویپک به دلیل نسبت های Ce^{4+}/Ce^{3+} متوسط تا کم، فوگاسیته اکسیژن متوسط (قرارگیری بین خطوط بافر ΔFMQ و HM)، مقادیر متوسط تا کمی از فلزات و گوگرد را با خود حمل کرده و احتمالاً کانی سازی ایده آلی ایجاد نکرده اند. این موضوع با شواهد مختلفی چون عدم تشکیل کانی های اکسیدان و سولفات مانند همتایت و انیدریت حمایت می شود. پسته اقیانوسی دارای مقادیر آب، گوگرد و مس زیاد است و ماگماهای حاصل از ذوب آن ماگماهایی اکسیدان و غنی از فلزات و گوگرد است. از طرف دیگر گوشته استئوسفری و ماگماهای همراه دارای O_2/f کم، زیر

کتابنگاری

ملک زاده شفارودی، آ.، ۱۳۸۸- زمین شناسی، کانی سازی، آلتراسیون ژئوشیمی، میکروترمومتری، مطالعات ایزوتوپی و تعیین منشأ کانی سازی مناطق اکتشافی ماهرآباد و خویپک، استان خراسان جنوبی، رساله دکتری زمین شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۰۰ ص.
وثیق، ح.، ۱۳۵۴- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه شور (برگه ۷۷۵۴)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- 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.
Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S.M., 2011- Sr/Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran): Journal of Asian Earth Sciences 41, 283-296.

- Arjmandzadeh, R. and Santos, J. F., 2014- Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran: *International Journal of Earth Sciences* 103 (1), 123-140.
- 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-Sci. Rev.* 138, 25-46.
- Babazadeh, S. A. and de Wever, P., 2004 - Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran): *Geodiversitas*, 26, 185-206.
- Baker, T., Ash, C. H. and Thompson, J. F. H., 1997- Geological setting and characteristics of the Red Chris porphyry copper-gold deposit, northwestern British Columbia: *Explor. Min. Geol.* 6 (4), 297-316.
- Ballard, J. R., Palin, J. M. and Campbell, I. H., 2002- Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 347-364.
- Blundy, J. and Wood, B., 1994- Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli: *Nature* 372, 452-454.
- Cherniak, D. J., Watson, E. B. and Hanchar, J. M., 1997- Rare-earth diffusion in zircon: *Chemical Geology*, 134, 289-301.
- Chiaradia, M., Merino, D. and Spikings, R., 2009a- Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru): *Earth Planet. Sci. Lett.* 288, 505-515.
- Chiaradia, M., Muntener, O., Beate, B. and Fontignie, D., 2009b- Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling: *Contrib. Mineral. Petrol.* 158, 563-588.
- Chiaradia, M., 2014- Copper enrichment in arc magmas controlled by overriding plate thickness: *Nature Geosci.* 7, 43-46.
- Chou, I. M., 1978- Calibration of oxygen buffers at elevated P and T using the hydrogen fugacity sensor: *Am. Mineral.* 63, 690-703.
- Cooke, D. R., Hollings, P. and Walshe, J. L., 2005- Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls: *Economic Geology* 100, 801-818.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere: *Nature* 347, 662-5.
- Dilles, J. H., 1987- Petrology of the Yerington batholith, Nevada: evidence for evolution of porphyry copper ore fluids: *Economic Geology* 82, 1750-1789.
- Cooke, D. R., Hollings, P. and Walsh, J. L., 2005- Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls: *Economic Geology* 100, 801-818.
- Cooke, D. R., Deyell, C. L., Waters, P. J., Gonzales, R. I. and Zaw, K., 2011- Evidence for magmatic- hydrothermal fluids and ore-forming processes in epithermal and porphyry deposits of the Baguio District, Philippines: *Economic Geology* 106 (8), 1399-1424.
- Ferry, J. M. and Watson, E. B., 2007- New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154(4), 429-437.
- Griffin, W. L., Powell, W. J., Pearson, N. J. and O'Reilly, S. Y., 2008- GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.), *Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues: Mineralogical Association of Canada Short Course* 40, 308-311.
- Halter, W., Heinrich, C. and Pettker, T., 2005- Magma evolution and the formation of porphyry Cu- Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions: *Mineral. Deposita* 39 (8), 845- 863.
- Han, Y. G., Zhang, S. H., Pirajno, F., Zhou, X. W., Zhao, G. C., Qu, W. J., Liu, S. H., Zhang, J. M., Liang, H. B. and Yang, K., 2013- U-Pb and Re-Os isotopic systematics and zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺ ratios in the Shiyagou Mo deposit in eastern Qinling, central China: insights into the oxidation state of granitoids and Mo (Au) mineralization: *Ore Geol. Rev.* 55, 29-47.
- Hattori, K. H. and Keith, J. D., 2001- Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA: *Mineralium Deposita* 36, 799-806.
- Hattori, K., Wang, J., Kobylinski, C., Baumgartner, R., Morfin, S. and Shen, P., 2017- Zircon composition: indicator of fertile igneous rocks related to porphyry copper deposits (Extended Abstract): *Soc. Geol. Applied Mineral Deposits* 2, 295-298.
- Hattori, K., 2018- Porphyry Copper Potential in Japan Based on Magmatic Oxidation State: *Resource Geology* 68(2), 126-137.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. and Reynolds, T. J., 1998- Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: *Economic Geology* 93 (4), 373-404.
- Hofmann, A.W., 1988- Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust: *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297-314.
- Hou, Z. Q., Yang, Z. M., Lu, Y. J., Kemp, A., Zheng, Y. C., Li, Q. Y., Tang, J. X., Yang, Z. S. and Duan, L. F., 2015- A genetic linkage between subduction- and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones: *Geology* 43, 247-250.
- Huebner, J. S. and Sato, M., 1970- The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers: *Am. Mineral.* 55, 934-952.
- Imai, A., Ohbuchi, Y., Tanaka, T., Morita, S. and Yasunaga, K., 2007- Characteristics of porphyry Cu mineralization at Waisoi (Namosi district), Viti Levu, Fiji: *Resour. Geol.*, 57 (4), 374-385.
- Ishihara, S., 1977- The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock: *Min. Geol.*, 27, 930-941.
- Ji, W. Q., Wu, F. Y., Chung, S. L., Li, J. X. and Liu, C. Z., 2009- Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet: *Chemical Geology* 262, 229-245.
- Jugo, P. J., Luth, R. W. and Richards, J. P., 2005- Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69 (2), 497-503.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011- Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran: *Journal of Geopersia*, 1 (1), 19-36.

- Karimpour, M. H. and Sadeghi, M., 2018- A new hypothesis on parameters controlling the formation and size of porphyry copper deposits: Implications on thermal gradient of subducted oceanic slab, depth of dehydration and partial melting along the Kerman copper belt in Iran: *Ore Geology* 104: 522-539.
- Kay, R. W. and Kay, S. M., 1993- Delamination and delamination magmatism: *Tectonophysics* 219, 177-189.
- Kay, R. W. and Kay, S. M., 2002- Andean adakites: three ways to make them: *Acta Petrol. Sin.* 18, 303-311.
- Lee, C. T. A., Luffi, P., Chin, E. J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D. M., Le Roux, V., Yin, Q. Z., and Jin, D., 2012- Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation: *Science* 336, 64-68.
- Li, J. W., Zhao, X. F., Zhou, M. F., Vasconcelos, P., Ma, C. Q., Deng, X. D., de Souza, Z. S., Zhao, Y. X., and Wu, G., 2008- Origin of the Tongshankou porphyry-skarn Cu-Mo deposit, eastern Yangtze craton, Eastern China: geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic constraints: *Mineral. Deposita* 43 (3), 315-336.
- Liang, H. Y., Campbell, I. H., Allen, C., Sun, W. D., Liu, C. Q., Yu, H. X., Xie, Y. W., and Zhang, Y. Q., 2006- Zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺ ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet: *Mineral. Deposita* 41 (2), 152-159.
- 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 (4), 587-596.
- Ling, M. X., Li, Y., Ding, X., Teng, F. Z., Yang, X. Y., Fan, W. M., Xu, Y. G. and Sun, W. D., 2013- Destruction of the North China Craton induced by ridge subductions: *Geology* 121 (2), 197-213.
- Liu, X., Xiong, X., Audétat, A., Li, Y., Song, M., Li, L., Sun, W. and Ding, X., 2014- Partitioning of copper between olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, spinel, garnet and silicate melts at upper mantle conditions: *Geochim. Cosmochim. Acta* 125, 1-22.
- Lu, Y. J., Loucks, R. R., Fiorentini, M. L., Yang, Z. M. and Hou, Z. Q., 2015- Fluid flux melting generated postcollisional high Sr/Y copper ore-forming water-rich magmas in Tibet: *Geology* 43, 583-586.
- Ma, Q., Zheng, J. P., Xu, Y. G., Grin, W. L. and Zhang, R. S., 2015- Are continental "adakites" derived from thickened or foundered lower crust?: *Earth Planet. Sci. Lett.* 419, 125-133.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Stern, C. R., 2015- The Khopik porphyry copper-gold prospect, Lut Block, Eastern Iran: geology, alteration, mineralization, fluid inclusion, and oxygen isotope studies: *Ore geology Reviews* 65 (2), 522-544.
- Martin, H., 1999- Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids: *Lithos* 46, 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D., 2005- An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution: *Lithos* 79, 1-24.
- Mavrogenes, J. A. and O'Neill, H. S. C., 1999- The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas: *Geochim. Cosmochim. Acta* 63 (7-8), 1173-1180. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00289-0).
- McCall, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran: *Asian Earth Sci.* 15, 517-531.
- McDonough, W., and Sun, S., 1995- The composition of the Earth: *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Meyers, J. and Eugster, H. P., 1983- The system Fe-Si-O: oxygen buffer calibrations to 1,500 K: *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 75-90.
- Mungall, J. E., 2002- Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Auriferous Cu deposits: *Geology* 30 (10), 915-918.
- Oyarzun, R., Marquez, A., Lillo, J., Lopez, I. and Rivera, S., 2001- Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism: *Miner. Depos.* 36, 794-798.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H., 2013- Eocene – Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications: *Lithos*, 180-181, 234-251.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. B., 1994- Partial melting of subducting oceanic crust: *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 227-244.
- Qiu, J. T., Yu, X. Q., Santosh, M., Zhang, D. H., Chen, S. Q., and Li, P. J., 2013- Geochronology and magmatic oxygen fugacity of the Tongcun molybdenum deposit, northwest Zhejiang, SE China: *Mineralium Deposita* 48, 545-556.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. and Applegate, G. S., 1999- Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa: *Chem. Geol.* 160, 335-356.
- Rapp, R. P., Shimizu, N. and Norman, M. D., 2003- Growth of early continental crust by partial melting of eclogite: *Nature* 425, 605-609.
- 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 $\pm$ Mo $\pm$ Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan: *Economic Geology* 107, 295-332.
- Richards, J. P., 2013- Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes: *Nat. Geosci.* 6, 911-916.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010- Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): implication for the evolution of the Sistan Ocean: *Lithos* 117, 209-228.
- Seedorff, E. and Einaudi, M. T., 2004b- Henderson porphyry molybdenum system. Colorado: II. Decoupling of introduction and deposition of metals during geochemical evolution of hydrothermal fluids: *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 99 (1), 39-72.
- Siahcheshm, K., Calagari, A. and Abedini, A., 2014- Hydrothermal evolution in the Maher-Abad porphyry Cu-Au deposit, SW Birjand, Eastern Iran: Evidence from fluid inclusions: *Ore Geology Reviews*, 58, 1-13.

- Shannon, R. T., 1976- Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides, *Acta Crystallographica*, Section A: Crystal Physics, Diffraction: Theoretical and General Crystallography 32(5), 751–767.
- Shen, P., Hattori, K., Jackson, S. and Seitmuratova, E., 2015- Oxidation Condition and Metal Fertility of Granitic Magmas: Zircon Trace Element Data from Porphyry Cu Deposits in the Central Asian Orogenic Belt: *Economic Geology* 110 (7), 1861–1878.
- Smythe, D. J. and Brenan, J. M., 2015- Cerium oxidation state in silicate melts: combined fO(2), temperature and compositional effects: *Geochim. Cosmochim. Acta* 170, 173–187.
- Sillitoe, R. H., 2010- Porphyry copper systems: *Economic Geology* 105, 3–41.
- Sun, W. D., Arculus, R. J., Bennett, V. C., Eggins, S. M. and Binns, R. A., 2003a- Evidence for rhenium enrichment in the mantle wedge from submarine arc-like volcanic glasses (Papua New Guinea): *Geology* 31 (10), 845–848.
- Sun, W. D., Bennett, V. C., Eggins, S. M., Arculus, R. J. and Perfit, M. R., 2003b- Rhenium systematics in submarine MORB and back-arc basin glasses: laser ablation ICP-MS results: *Chem. Geol.* 196 (1–4), 259–281.
- Sun, W. D., Arculus, R. J., Kamenetsky, V. S. and Binns, R. A., 2004a- Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization: *Nature* 431 (7011), 975–978.
- Sun, W. D., Ling, M. X., Yang, X. Y., Fan, W. M., Ding, X. and Liang, H. Y., 2010- Ridge subduction and porphyry copper–gold mineralization: an overview, *Sci. China Ser. Earth Sci.* 53 (4), 475–484.
- Sun, W. D., Zhang, H., Ling, M. X., Ding, X., Chung, S. L., Zhou, J. B., Yang, X. Y. and Fan, W. M., 2011- The genetic association of adakites and Cu–Au ore deposits: *Int. Geol. Rev.* 53 (5–6), 691–703.
- Sun, W. D., Ling, M. X., Chung, S. L., Ding, X., Yang, X. Y., Liang, H. Y., Fan, W. M., Goldfarb, R. and Yin, Q. Z., 2012a- Geochemical constraints on adakites of different origins and copper mineralization: *Geol.* 120 (1), 105–120.
- Sun, W. D., Li, S., Yang, X. Y., Ling, M. X., Ding, X., Duan, L. A., Zhan, M. Z., Zhang, H. and Fan, W. M., 2013a- Large-scale gold mineralization in eastern China induced by an Early Cretaceous clockwise change in Pacific plate motions: *Int. Geol. Rev.* 55 (3), 311–321.
- 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., 2013b- The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas: *Geochim. Cosmochim. Acta* 103, 263–275.
- Sun, W., Zhang, L. and Kai, W., 2015- Oxygen fugacity and porphyry mineralization: A zircon perspective of Dexing porphyry Cu deposit, China: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 206, 343–363.
- Tirral, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran: *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 134–150.
- Trail, D., Watson, E. B. and Tailby, N. D., 2012- Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 97, p. 70–87.
- Vila, T. and Sillitoe, R. H., 1991- Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, Northern Chile: *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 86 (6), 1238–1260.
- Vila, T., Sillitoe, R. H., Betzhold, J. and Viteri, E., 1991- The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile: *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 86 (6), 1271–1286.
- Wilkinson, J. J., 2013- Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs: *Nat. Geosci.* 6, 917–925.
- Wones, D. R., 1989- Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks: *Amer. Mineral.* 74, 744–749.
- Xie, L. W., Zhang, Y. B., Zhang, H. H., Sun, J. F. and Wu, F. Y., 2008- In situ simultaneous determination of trace elements, U–Pb and Lu–Hf isotopes in zircon and baddeleyite: *Chinese Science Bulletin* 53, 1565–1573.
- Xiao, L. and Clemens, J. D., 2007- Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints: *Lithos* 95:399–414.
- Xiong, X. L., Adam, J., Green, T. H., Niu, H. C., Wu, J. H. and Cai, Z. Y. 2006- Trace element characteristics of partial melts produced by melting of metabasalts at high pressures: constraints on the formation condition of adakitic melts: *Sci. China Ser. D-Earth Sci.* 49, 915–925.
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y., 2012- Zircon U/Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran: *Lithos* 154, 392–405.
- Zhang, Ch., Wei-dong, S., Wang, J., Zhang, L., Sun, S. and Wu, K., 2017- Oxygen fugacity and porphyry mineralization: A zircon perspective of Dexing porphyry Cu deposit, China: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 206, 343–363.
- Zhang, H., Ling, M. X., Liu, Y. L., Tu, X. L., Wang, F. Y., Li, C. Y., Liang, H. Y., Yang, X. Y., Arndt, N. T. and Sun, W. D., 2013b- High oxygen fugacity and slab melting linked to Cu mineralization: evidence from Dexing porphyry copper deposits, southeastern China: *Geology* 121 (3), 289–305.
- Zhang, H., Li, C. Y., Yang, X. Y., Sun, Y. L., Deng, J. H., Liang, H. Y., Wang, R. L., Wang, B. H., Wang, Y. X. and Sun, W. D., 2013a- Shapinggou: the largest Climax-type porphyry Mo deposit in China: *Int. Geol. Rev.* 56, 313–331. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.855363>.

Original Research Paper

Zircon trace elements and oxygen fugacities of parental magma of Maher abad and Khopik Cu porphyries, Lut block

Alireza Almasi^{1*}, Ghasem Nabatian², Amir Mahdavi³ and Qiuli Li⁴

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Lorestan, Khoramabad, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

⁴ Professor, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, China

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 April 18

Accepted: 2021 August 14

Available online: 2022 March 21

Keywords:

Oxygen fugacity

Cu Porphyry

Maher abad

Khopik

ABSTRACT

The Maher abad and Khopik porphyry Cu deposits occurred in the Upper Eocene (39 - 37 Ma) in Lut block. All of them associated with intermediate (mostly monzonite) rocks. Porphyry deposits are closely associated with oxidized (magnetite-series) magmas. Oxygen fugacity (fO_2) is a key factor that controls the formation of porphyry Cu deposits. The composition of the major and trace elements of zircon grains related to several ore-bearing monzonite were measured in Maher abad and Khopik porphyry copper indices. Zircon grains show moderate to low Ce^{4+}/Ce^{3+} with a range of 19 to 610 and an average of 155. The average of oxygen fugacity ($\log fO_2$) values of Meher abad and Khopik ore-bearing magmas, range ΔFMQ -3.2 to ΔFMQ -1.3 with mean ΔFMQ -2.2, indicate formation under moderate oxidation conditions (between Ni-NiO (NNO) and Faylite magnetite-quartz (FMQ) buffers, but magnetite-hematite (HM) buffer, which), which is not ideal for the formation of porphyry deposits. This is supported by whole-rock and Sr-isotopic data, and absence of high oxidation minerals such as hematite, and the poor adakitic characteristic of rocks in both deposits, which are due to factors involved in magma origin such as rock type and partial melting rate (possibly peridotite with low participation of slab).

* Corresponding author: Alireza Almasi; E-mail: alireza.almasi@gmail.com

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.280411.1896

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.1.9.9

