

زمین‌شناسی و تعیین سن U-Pb توده‌های نفوذی کانسار مس سونگون

مهراج آقازاده* و زهرا بدرزاده

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، ایران

چکیده

معدن مس پورفیری سونگون در شمال غرب ایران قرار دارد. رخنمون‌های سنگی در محدوده کانسار و نواحی مجاور شامل: سنگ‌های کربناته دگرگون شده و اسکارنی کرتاسه و نهشته‌های آتشفشانی ائوسن هستند که توسط توده نفوذی پورفیری سونگون قطع شده است. این توده نیز توسط دایک‌های تأخیری نخستین (Late mineralization) و تأخیری بعدی (Post mineralization) قطع می‌شود. توده پورفیری سونگون در حدود ۲۱ میلیون سال قبل و دایک‌های تأخیری نخستین و بعدی به ترتیب در ۱۹/۷۸ و ۱۹/۵۱ میلیون سال قبل جایگزین شده‌اند. بر اساس دماسنجی تیتانیوم در بلورهای زیرکن، دمای تبلور برای توده سونگون پورفیری حدود ۶۵۰ درجه سانتیگراد و برای دایک‌های تأخیری حدود ۷۰۰ درجه سانتیگراد است. بر اساس ویژگی‌های عناصر نادر در بلورهای زیرکن، توده سونگون پورفیری از یک ماگمای با فوگاسیته اکسیژن بالا و بارور ایجاد شده است. با توجه به داده‌های سنی به دست آمده، کانی‌زایی پورفیری در کمر بند ارسباران در میوسن ابتدایی و در یک محیط پس از برخوردی (Post collision) و حدود ۱۰ میلیون سال قبل از کانی‌سازی پورفیری در کمر بند کرمان انجام شده است. واژه‌های کلیدی: عناصر کمیاب، تعیین سن، روش اورانیوم-سرب، محیط تکتونیک، معدن مس سونگون، آذربایجان

مقدمه

مس پورفیری است (Shafiei *et al.*, 2009) Richards *et al.*, Aghazadeh *et al.*, 2012). کانسارهای مس پورفیری در ایران در امتداد پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر و همچنین، با گسترش کمتر، در شرق ایران گسترده شده‌اند Richards *et al.*, Aghazadeh *et al.*, 2012). با این وجود عمده کانسارهای مس پورفیری ایران در کمر بندهای کرمان و ارسباران به

ایران در بخش میانی کمر بند کوهزایی و کانی‌زایی آلپ-همیالیا قرار دارد. در اثر فرآیندهای مربوط به تکامل اقیانوس نئوتتیس که شامل: مراحل باز شدن، فرورانش و بسته شدن این اقیانوس و همچنین، فرآیندهای بعد از برخورد می‌شود، انواع کانسارهای مختلف در ایران تشکیل شده است که از جمله مهم‌ترین آنها کانسارهای

سونگون یکی از کانسارهای مس پورفیری در کلاس جهانی در ایران و جهان است؛ اما هنوز تعیین سن مطلق از سن کانی‌زایی و استوک میزبان انجام نشده و معمولاً بر اساس استراتیگرافی در نقشه‌های سازمان زمین‌شناسی، سن این توده را همانند سایر توده‌های موجود در منطقه ارسباران به الیگو-میوسن نسبت می‌دهند (Babakhani *et al.*, 1990). اگر چه در این معدن، مطالعاتی روی ماهیت سیالات و سیستم کانی‌زایی مس پورفیری انجام شده است (Mehrpour, Hezarkhani and Williams-Jones, 1993؛ Calagari, 2004؛ 1998). بنابراین، در این پژوهش، به زمین‌شناسی، تعیین سن توده‌های نفوذی معدن سونگون، داده‌های عناصر کمیاب بلورهای زیرکن و همچنین، رهیافت‌های تکتونیکی منتج از آنها پرداخته می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

کمرند مس پورفیری ارسباران در شمال غرب ایران قرار دارد و بخش‌های شرقی و غربی کمرند کانی‌زایی آلپ-همیالیا را به یکدیگر متصل می‌کند. این کمرند از شمال غرب به رشته کوه‌های قره‌باغ آذربایجان و در نهایت به ارمنستان و ترکیه ختم می‌شود که دربرگیرنده کانسارهای مس پورفیری متعددی هستند (Moritz *et al.*, 2013). از طرف جنوب و جنوب شرق نیز به کمرند متالوژنی ایران مرکزی متصل است. کمرند ارسباران دارای ۷۰ تا ۸۰ کیلومتر عرض و ۴۰۰ کیلومتر طول بوده و دربرگیرنده نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه و سنوزوئیک و همچنین، توده‌های نفوذی سنوزوئیک است (شکل ۱). حضور رخنمون‌های نادری از سازندهای پرکامبرین و پالئوزوئیک مشابه با ایران مرکزی، شاهدی بر تاریخچه یکسان این منطقه و به طور عموم، آذربایجان با ایران مرکزی در دوره‌های

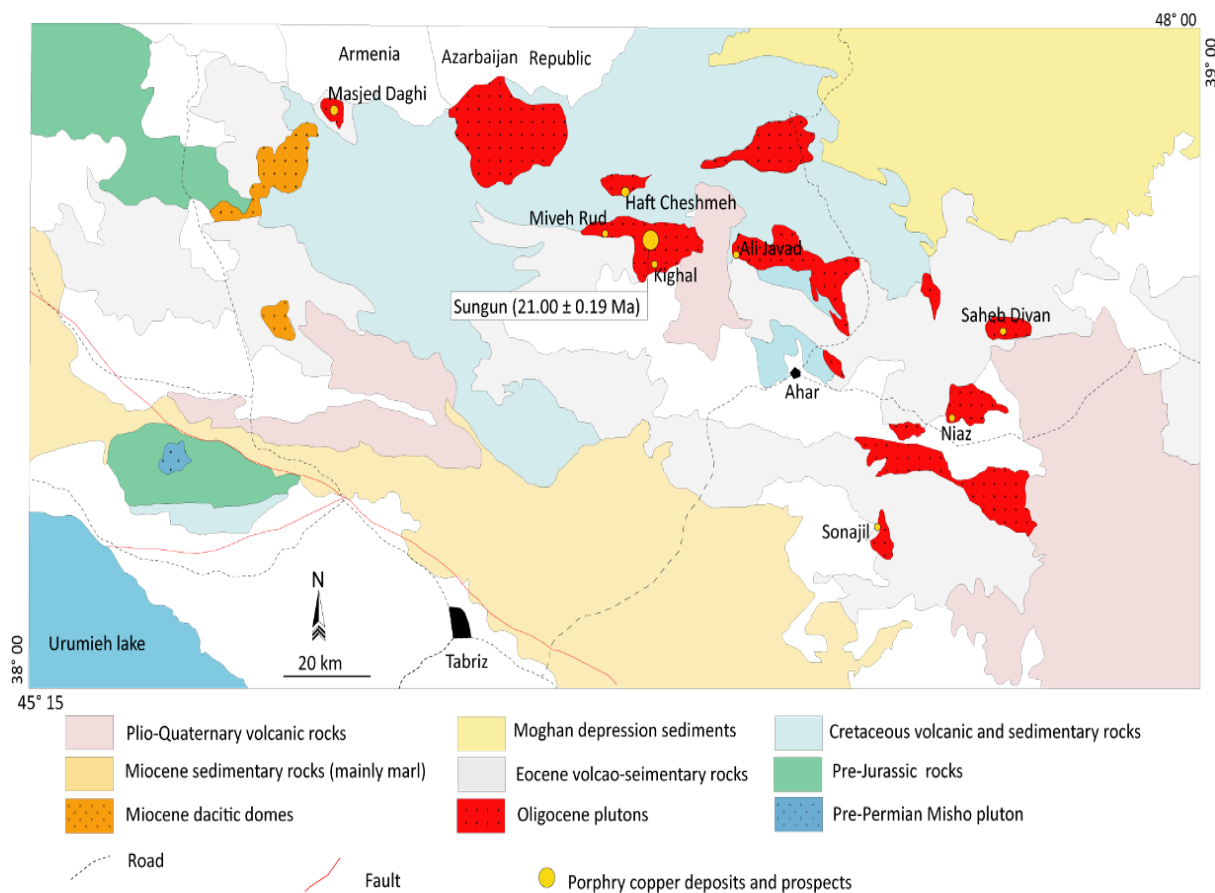
ترتیب در انتهای جنوب شرقی و شمال غربی پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر دیده می‌شوند. کانسارهای مس پورفیری سرچشمه و سونگون به ترتیب در کمرند مس پورفیری کرمان و ارسباران جزو کانسارهای مس پورفیری در کلاس جهانی به لحاظ ذخیره و تناژ هستند. به طوری که بر اساس اکتشافات اخیر، میزان ذخیره کانسار سونگون بالغ بر ۸۵۰ میلیون تن کانسنگ با عیار متوسط ۰/۷۶ درصد مس برآورد شده است (Shafiei and Shahabpour, 2011).

ارتباط زمانی بارزی بین توده‌های نفوذی پورفیری که در کمرند‌های ماگمایی در عمق کم جایگزین می‌شوند و تشکیل کانسارهای پورفیری به ویژه مس و مولیبدن وجود دارد (Sillitoe, 2010). بنابراین، حضور توده‌های نفوذی کم عمق در کمرند‌های ماگمایی می‌تواند در شناسایی کانسارهای پورفیری مفید باشد. این کانسارها معمولاً در بالای پهنه‌های فرورانش فعال در حواشی صفحات همگرا یافت می‌شوند. اگر چه بعضی از این کانسارها در محیط‌های پس از برخورد نیز گزارش شده‌اند (Hou *et al.*, 2005؛ Richards, 2009؛ Sillitoe, 2010). بنابراین، تعیین سن توده‌های نفوذی دربرگیرنده کانسارهای مس پورفیری علاوه بر تعیین زمان نفوذ توده‌های مولد کانه‌زایی و تعیین سن کانی‌زایی می‌تواند در تعیین ارتباط زمانی تشکیل این کانسارها با رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه و فرآیندهای تکتونوماگمایی مؤثر در ایجاد ماگمای مولد کانه‌زایی سیستم پورفیری مفید باشد.

روش‌های متعددی برای تعیین سن کانسارهای مس پورفیری و نیز کانی‌زایی همراه استفاده می‌شود که در این بین برای ارزیابی سن استوک پورفیری می‌توان از روش U-Pb بر روی کانی زیرکن استفاده نمود. با وجود این که معدن

آتشفشانی به طور عمده بازیک تا متوسط ائوسن، طبیعت قلیایی متوسط و شوشونیتی دارند (Dilek *et al.*, 2009) و این سنگ‌ها به وسیله سکانس سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی میوسن پایانی پوشیده می‌شود. مرحله آتشفشانی میوسن پایانی-کواترنری به وسیله رخنمون سنگ‌های بازیک تا فلسیک و همچنین، آذرآوری‌های وابسته با ماهیت آهکی-قلیایی تا شوشونیتی و فوق پتاسی مشخص می‌شود (Ahmadzadeh *et al.*, 2010; Aghazadeh, 2009). آخرین رخداد ماگمایی در منطقه به وسیله آتشفشان‌های نقطه‌ای و نیز شکافی همانند سبلان و سهند به طور عمده با ماهیت شوشونیتی و قلیایی و ویژگی داخل صفحه‌ای مشخص می‌شوند (Kheirkhah *et al.*, 2009).

یاد شده است (Aghanabati, 2006). نهشته‌های فلش گونه کرتاسه و کربنات‌های سکوی قاره‌ای به همراه سنگ‌های به طور عمده آتشفشانی سنوزوئیک، نهشته‌های قدیمی تر را در کمر بند ارسباران می‌پوشانند. در این کمر بند، ماگماتیسزم در کرتاسه پایانی شروع شده و به طور گسترده در زمان‌های سنوزوئیک و کواترنری ادامه یافته است (Aghazadeh, 2009). سنگ‌های آتشفشانی، به طور عمده زیر دریایی آهکی-قلیایی کرتاسه بالایی و پالئوسن به طور عمده شامل: سنگ‌های بازیک تا اسیدی و نهشته‌های آذرآوری هستند (Aghazadeh, 2009). سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک تا کواترنری شامل: دو مرحله اصلی ائوسن و میوسن پایانی-کواترنری است. سکانس سنگ‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ارسباران و موقعیت توده‌های نفوذی و همچنین، محدوده‌ها و کانسارهای مس پورفیری (Aghazadeh, 2009).

میوسن تشکیل شده است. در این کمر بند تعداد بیش از ۱۰ کانسار و محدوده مستعد کانی‌سازی مس پورفیری وجود دارد که از جمله آنها می‌توان به کانسارها و محدوده‌های سونگون، مسجد داغی، هفت‌چشمه، صاحب دیوان، نیاز، میوه‌رود، کیکال و علی‌جواد اشاره نمود (شکل ۱) که از بین آنها کانسار سونگون ذخیره‌ای در کلاس جهانی است (Shafiei and Shahabpour, 2011).

پتروگرافی

در محدوده معدن سونگون، استوک پورفیری سونگون (توده سونگون پورفیری) و نفوذی‌های تأخیری در داخل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه تا ائوسن نفوذ نموده‌اند (شکل ۲). در اثر نفوذ توده سونگون پورفیری در سنگ‌های رسوبی کالک‌سیلیکاته کرتاسه هاله اسکارنی و همچنین، دگرگونی مجاورتی و آلتراسیون شدیدی در توده و سنگ‌های میزبان رخ داده است (شکل ۳-A، B و C). سنگ‌های رسوبی کرتاسه به طور عمده در بخش‌های شرقی و شمالی کانسار و توده نفوذی سونگون پورفیری، انواع دایک‌های تأخیری، سنگ‌های آتشفشانی کواترنری در بخش غربی و جنوبی کانسار رخمون دارد (شکل ۳-D، E و F). به سمت بخش‌های غربی و جنوبی و در خارج از محدوده کانسار انواع سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخمون دارد. همچنین، در بخش جنوبی کانسار انواع استوک‌های همزاد با دایک‌های موجود در محدوده پیت معدن دارای رخمون است. جوان‌ترین رخمون‌های سنگی در محدوده کانسار سونگون را گنبد ریوداسیتی چال‌داغی و نهشته‌های گدازه‌ای کوه داش‌دیبی تشکیل می‌دهند (شکل ۳-G و H). گنبد داسیتی

توده‌های نفوذی گسترده‌ای با طبیعت و سن متفاوت در طول زمان الیگوسن-میوسن در کمر بند ارسباران جایگزین شده‌اند (Babakhani et al., 1990; Jahangiri, 2007; Aghazadeh et al., 2010, 2011b) که در اثر عملکرد این توده‌ها، پهنه‌های دگرسانی گسترده و همچنین، کانی‌زایی‌های متعددی مانند: انواع پورفیری، اسکارنی و اپی‌ترمال در این کمر بند گسترش یافته است (Mehrpartou, 1993; Aghazadeh, 2009; Jamali et al., 2009). پلوتونیسیم در کمر بند ارسباران در زمان الیگوسن میانی تا انتهایی با نفوذی‌های آهکی-قلیایی شروع شده و با نفوذی‌های شوشونیتی الیگوسن انتهایی-میوسن زیرین دنبال شده است (Aghazadeh et al., 2010, 2011b; Castro et al., 2013). گنبد‌های داسیتی و گرانودیوریتی و مونزونیتی، آخرین رخداد پلوتونیسیم این کمر بند هستند که نفوذی‌های قبلی را قطع می‌کنند. توده‌های نفوذی شوشونیتی و نیز گنبد‌های جوان دارای سرشت آداکیتی هستند در حالی که نفوذی‌های قدیمی طبیعت آهکی-قلیایی عادی را نشان می‌دهند (Aghazadeh et al., 2011b). تشکیل توده‌های شوشونیتی منطقه ارسباران به مذاب‌های مشتق شده از گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده در یک محیط تکتونیکی بعد از برخورد نسبت داده شده است (Aghazadeh et al., 2010, 2011b; Castro et al., 2013) در حالی که گنبد‌های داسیتی جوان، به برگشت قطعه فرورونده، شکستن و ذوب قطعه فرورونده نسبت داده شده است (Jahangiri, 2007).

کانی‌سازی مس پورفیری در کمر بند ارسباران به طور اساسی همراه با توده‌های نفوذی الیگو-

نمود (شکل ۳-D، E و F). دایک‌های نخستین، فراوانی در خور توجهی نسبت به دایک‌های بعدی دارند. دامنه ترکیبی دایک‌های نخستین از کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت در تغییر است و ضریب رنگینی آنها معمولاً مزوکرات و در نمونه دستی به صورت خاکستری تا خاکستری روشن دیده می‌شوند. دایک‌های نخستین دارای بافت پورفیری بوده و حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت و همچنین، کوارتز به صورت درشت‌بلور هستند (شکل ۴-C). زمینه دایک‌های نخستین از کانی‌های فلدسپار و کانی‌های فرومنیزین تشکیل شده است و به طور عمده بافت دانه‌ریز دارد. در این دایک‌ها آپاتیت به همراه زیرکن و کانی‌های اپاک از کانی‌های کمیاب بارز هستند. حضور آپاتیت‌های درشت با فراوانی به نسبت در خور توجه از ویژگی‌های این دایک‌ها است. این دایک‌ها دگرسانی‌های فلیک ضعیف تا متوسط و پروپیلیتی را تحمل کرده‌اند.

دایک‌های تأخیری بعدی که نسبت به دایک‌های قبلی جوان‌تر هستند و فراوانی کمتری دارند؛ در نمونه دستی دارای بافت میکروپورفیری و ضریب رنگینی مزوکرات هستند. دامنه ترکیبی این دایک‌ها از دیوریت تا تونالیت در تغییر است. این دایک‌ها معمولاً دگرسانی پروپیلیتی متوسط تا ضعیف دارند و نسبت به دایک‌های قبلی شدت دگرسانی در آنها کمتر است. دایک‌های یاد شده بافت پورفیری با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول داشته (شکل ۴-D) و زمینه دانه‌ریز و گاهی میکرولیتی دارند. در خمیره علاوه بر کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول ریز، کوارتز نیز دیده می‌شود که برخی از بلورهای کوارتز به صورت درشت‌بلورهای ریز نیز ظاهر می‌شوند.

چال‌داغی در جنوب کارخانه، قبل از گدازه‌های کوه داش‌دیبی جایگزین شده است. رخنمون سنگ‌های تراکی‌بازالتی تا تراکی‌آندزیتی جوان کوه داش‌دیبی در ضلع جنوب‌غربی کانسار سونگون دیده می‌شود (شکل ۳-H) و شامل گدازه‌های جریانی با حفرات فراوان است.

استوک نفوذی مونزونیتی تا کوارتز مونزونیتی سونگون عمده رخنمون‌های محدوده پیت معدن را تشکیل می‌دهد. توده یاد شده به صورت استوکی با ابعاد ۴۰۰ در ۵۰۰ متر رخنمون دارد (شکل ۲). در نمونه دستی، توده سونگون پورفیری به طور عمده لوکوکرات بوده و بسته به نوع و شدت دگرسانی رنگ‌های متنوعی دارد اما به طور عمده به صورت خاکستری تا خاکستری تیره دیده می‌شود. این توده دارای بافت پورفیری است و کانی‌های درشت‌بلور شامل: پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول هستند (شکل ۴-A و B). زمینه سنگ دانه‌ریز بوده و از کانی‌های بیان شده به همراه کوارتز تشکیل شده است. همراه با کانی‌های یاد شده، کانی‌های کمیاب آپاتیت، زیرکن و اسفن همراه با کانی‌های اپاک در توده دیده می‌شود. توده سونگون پورفیری دگرسانی‌های متعددی را با شدت متفاوت تحمل کرده است. در اثر این دگرسانی‌ها کانی‌های نخستین سنگ با شدت‌های متغیر با کانی‌های ناشی از دگرسانی جایگزین شده‌اند.

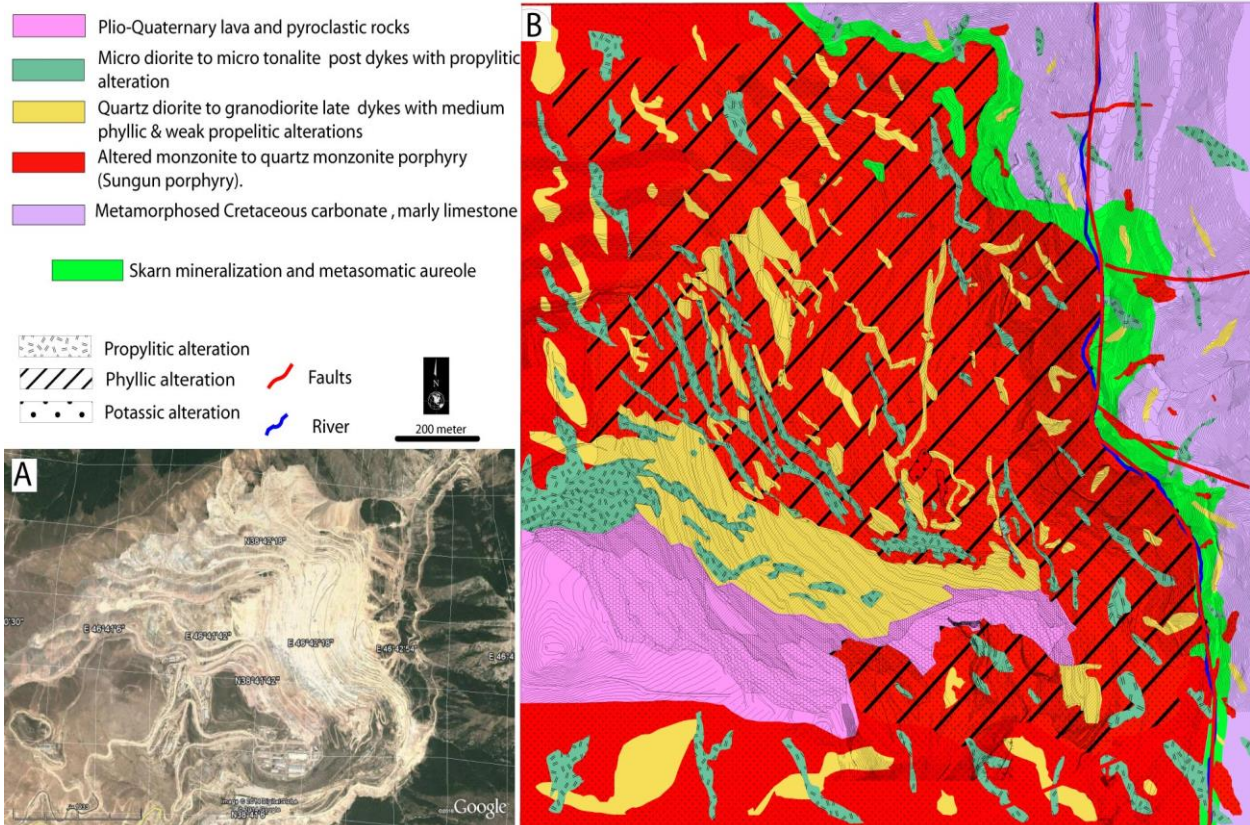
همان‌طور که بیان شد، دایک‌های مختلفی توده سونگون پورفیری و سنگ‌های قدیمی‌تر را قطع می‌کنند که بر اساس روابط سنی آنها را می‌توان به دو گروه عمده دایک‌های تأخیری نخستین (Late mineralization) و دایک‌های تأخیری بعدی (Post mineralization) تقسیم

راستای شمالی-جنوبی در امتداد دره رودخانه سونگون بوده است (شکل ۳-۳). در اثر نفوذ استوک پورفیری سونگون در منطقه انواع دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، سیلیسی و آرژیلیکی در داخل استوک نفوذی و همچنین، سنگ‌های میزبان توده گسترش یافته است. در اثر هجوم سیالات کانه‌دار، کانه‌زایی از نوع مس (مولیبدن) پورفیری به صورت افشان و رگه‌ای و رگچه‌ای به طور عمده در داخل توده نفوذی سونگون توسعه یافته است.

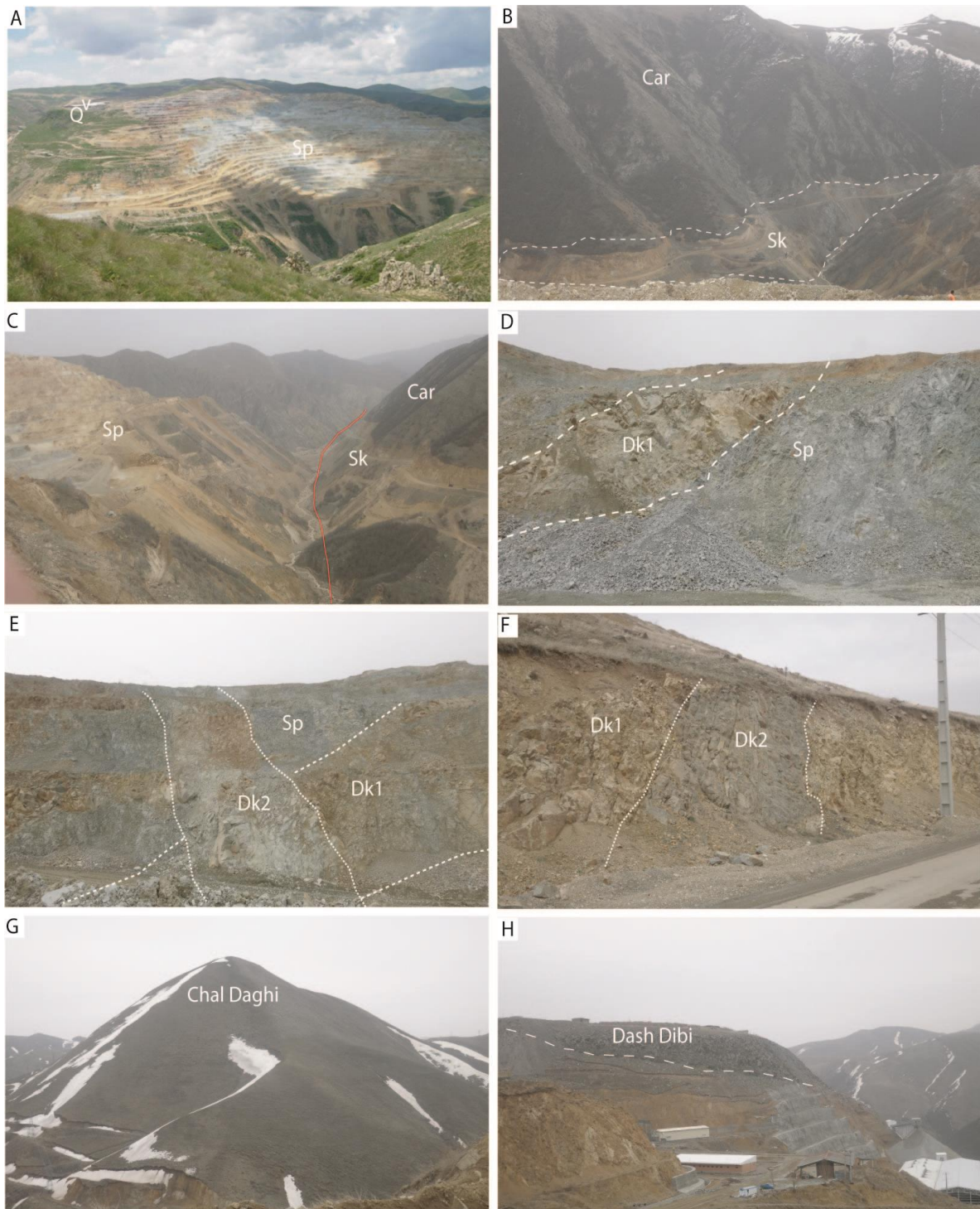
کانی‌های کمیاب آپاتیت، زیرکن و اسفن به همراه کانی‌های اپاک نیز در آنها مشاهده می‌شود.

کانه‌زایی پورفیری در کانسار سونگون به طور عمده در بخش غربی دره رودخانه سونگون و در داخل توده سونگون پورفیری توسعه یافته است (شکل ۳-۳) و گسترش کانی‌زایی پورفیری در بخش شرقی رودخانه محدودتر است. به نظر می‌رسد که توسعه کانی‌زایی در سمت شرق دره سونگون و همچنین، جابجایی‌های بعدی بخش شرقی و غربی دره سونگون، در کنترل گسلی با

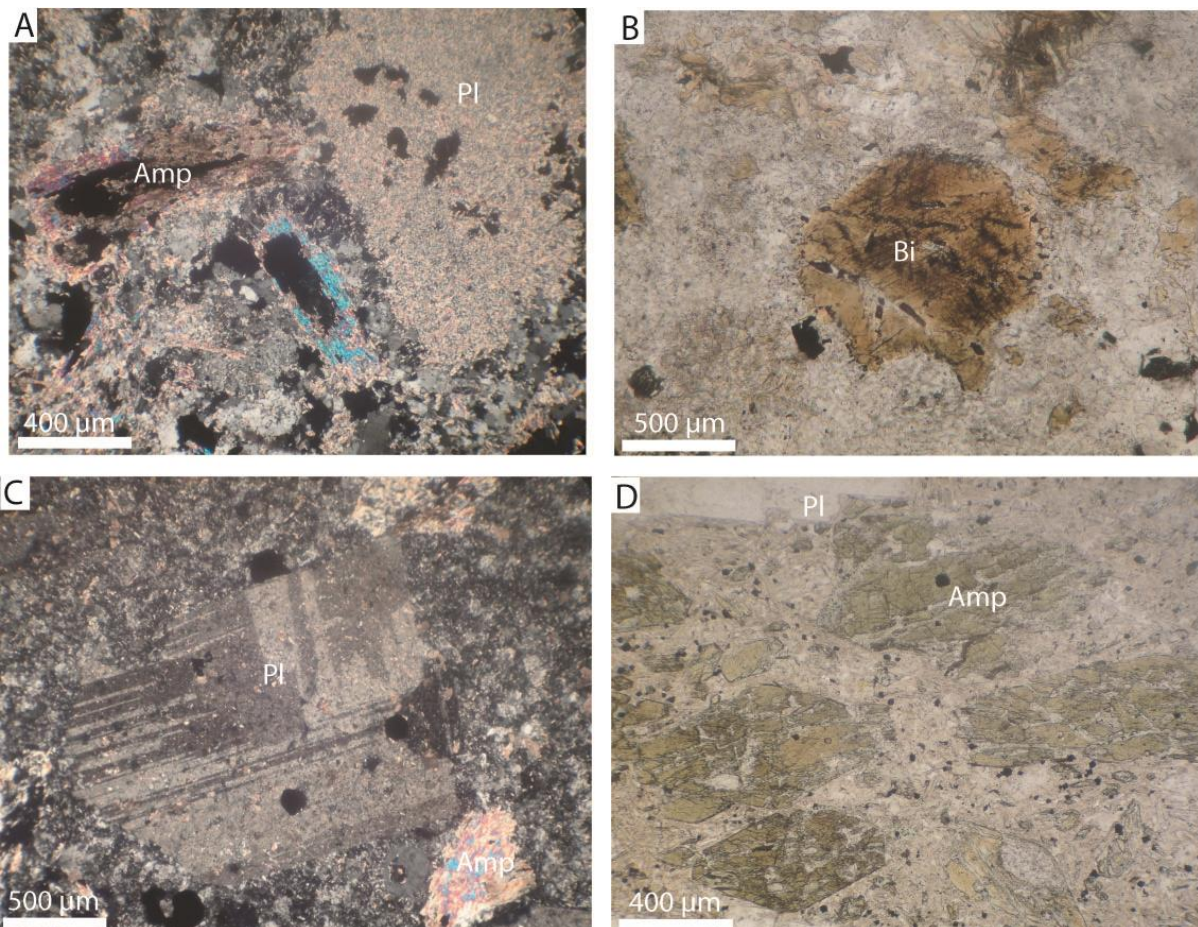
Geological and alteration map of Sungun mine



شکل ۲-۳ (A) تصویر از Google Earth از معدن سونگون، (B) نقشه زمین‌شناسی سونگون بر گرفته شده از Mehrtartou (۱۹۹۳) با انجام تغییرات کلی.



شکل ۳- A) نمایی از معدن سونگون و رخنمون توده پورفیری در بخش غربی؛ B) نمایی از رخنمون سنگ‌های کربناته کرتاسه در بخش شرقی و پهنه اسکارنی؛ C) نمایی از دره گسلی سونگون با راستای شمالی-جنوبی؛ D) نمایی از توده سونگون پورفیری که توسط دایک‌های تأخیری نخستین قطع شده است؛ E) نمایی دیگر از دایک‌های تأخیری نخستین در داخل توده سونگون پورفیری که توسط دایک‌های تأخیری بعدی قطع شده‌اند؛ F) نمایی از دایک‌های تأخیری بعدی که دایک‌های تأخیری نخستین را قطع کرده‌اند؛ G) نمایی از گنبد ریوداسیتی چال‌داغی؛ H) نمایی از گدازه‌های کواترنری در کوه داش‌دیبی بر روی توده سونگون پورفیری. Sp=سونگون پورفیری، Car=سنگ‌های آهکی کرتاسه، SK=اسکارن، DK=دایک‌ها



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از توده‌های نفوذی در معدن سونگون. (A) نمایی از مقطع میکروسکوپی توده سونگون پورفیری در پهنه دگرسانی فیلیک که بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز و بیوتیت کاملاً با سربست جایگزین شده‌اند (نور متقاطع)؛ (B) نمایی از توده سونگون پورفیری با بافت پورفیری و دگرسانی پتاسیک و فنوکریست غنی از تیتان‌بیوتیت در یک زمینه که بلورهای ثانویه بیوتیت در اثر دگرسانی پتاسیک رشد کرده‌اند (نور معمولی)؛ (C) نمایی از دایک‌های تأخیری نخستین با بافت پورفیری و درشت‌بلور پلاژیوکلاز و آمفیبول جایگزین شده با سربست (نور متقاطع)؛ (D) نمایی از بافت پورفیری در دایک‌های تأخیری ثانویه با درشت‌بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز سالم (نور معمولی).

روش انجام پژوهش

برای بررسی زمین‌شناسی محدوده کانسار حدود ۱۰۰ نمونه از رخنمون‌ها و مغزه‌های حفاری برداشت شد و پس از تهیه مقاطع نازک، در زیر میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. برای تعیین سن توده نفوذی سونگون و دایک‌های مختلف دو نمونه از بخش‌های حاشیه‌ای و مرکزی توده پورفیری که به ترتیب حاوی دگرسانی‌های فیلیک و پتاسیک بودند و همچنین، دو نمونه از انواع دایک‌های نخستین و تأخیری برای سن‌سنجی برداشت شد. بلورهای

زیرکن بر اساس روش‌های متداول مغناطیسی و با مایع برومفورم در انستیتو منابع کانی شهر پکن کشور چین جدایش شدند. برای بالا بردن دقت، نمونه‌های جدا شده در زیر میکروسکوپ بیناکولار دوباره به دقت بررسی شد. نمونه‌های جدا شده به همراه نمونه‌های استاندارد در رزین اپوکسی جاسازی شده و بعد از صیقل دادن به وسیله میکروسکوپ‌های نوری و اسکنر الکترونی مورد بررسی قرار گرفتند. بلورهای زیرکن مورد مطالعه دارای اشکال خودشکل و دارای منطقه‌بندی ماگمایی هستند (شکل ۵) و

به اختلاف زمانی سرد شدن حاشیه و مرکز توده این امر عادی است.

برای دایک‌های تأخیری نخستین دامنه سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ به دست آمده از ۱۷/۶ تا ۲۰/۷ میلیون سال قبل در تغییر است. متوسط سن‌های به دست آمده برای تجزیه‌های انجام شده از دایک‌های نخستین برابر $\text{Mean}=19.78 \pm 0.3 \text{ Ma}$, 95% conf. است (شکل‌های C-۷ و C-۶) $n=24$, $\text{MSWD}=2.3$ که این سن حدود ۱/۲ میلیون سال کمتر از متوسط سن‌های بدست آمده برای توده سونگون پورفیری است. دامنه سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ به دست آمده از بلورهای زیرکن در نمونه مربوط به دایک‌های تأخیری بعدی بین ۱۸/۳ تا ۲۰/۷ میلیون سال قبل است (پیوست ۱) و متوسط سن‌های یاد شده برابر $\text{Mean}=19.51 \pm 0.26 \text{ Ma}$, 95% conf. $n=25$, $\text{MSWD}=1.8$ بوده که این سن حدود ۰/۳ میلیون سال از متوسط سن‌های به دست آمده برای دایک‌های تأخیری نخستین کمتر است (شکل‌های D-۶ و D-۷) که با مشاهدات صحرائی این امر هماهنگ است و دایک‌های تأخیری بعدی سالم‌تر بوده و دگرسانی کمتری نشان می‌دهد و همچنین، دایک‌های تأخیری نخستین را قطع می‌کنند.

دماسنجی تیتانیوم در زیرکن به وسیله Watson و Harrison (۲۰۰۵) ارایه شده است و میزان تیتانیوم در زیرکن یک شاخص بالقوه برای تعیین دمای تبلور زیرکن است. این روش برای فهم تاریخچه تبلور سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی درجه بالا، مفید و ارزشمند است (Lowery et al., 2006). بر اساس این روش، توده‌های مورد مطالعه در معدن سونگون دماسنجی شدند (پیوست ۲). دامنه دمایی به دست برای زیرکن‌های نمونه مربوط به بخش مرکزی توده سونگون پورفیری از ۶۴۰ تا ۶۸۵ درجه سانتیگراد و متوسط ۶۶۰ درجه سانتیگراد و برای زیرکن‌های مربوط به بخش حاشیه‌ای از ۵۹۸ تا ۶۷۷

طی مطالعه هیچگونه بلور زیرکن به ارث رسیده‌ای مشاهده نشده است. نمونه‌های مورد مطالعه سپس با روش U-Pb در انسیتیتو منابع کانی شهر پکن کشور چین و توسط دستگاه Thermo Finnigan Neptune MC-ICPMS ساخت شرکت Finnigan کشور آلمان تجزیه شدند. تجزیه نقطه‌ای زیرکن‌های مورد مطالعه با اشعه‌ای به قطر حدود ۲۵ میکرومتر، و نرخ تکرار ۱۰ هرتز و چگالی انرژی ۲/۵ ژول بر سانتی‌متر مربع از بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای بلورها انجام شده است. بعد از تجزیه هر نقطه صحت تجزیه‌ها با تجزیه نمونه استاندارد چک شد. اطلاعات بیشتر در مورد دستگاه و روش تجزیه در مقاله Hou و همکاران (۲۰۰۹) در دسترس است. در پیوست ۱ نتایج تجزیه‌های سنی بلورهای زیرکن و در پیوست ۲ نتایج داده‌های عناصر کمیاب بلورهای زیرکن آورده شده است (پیوست‌های ۱ و ۲).

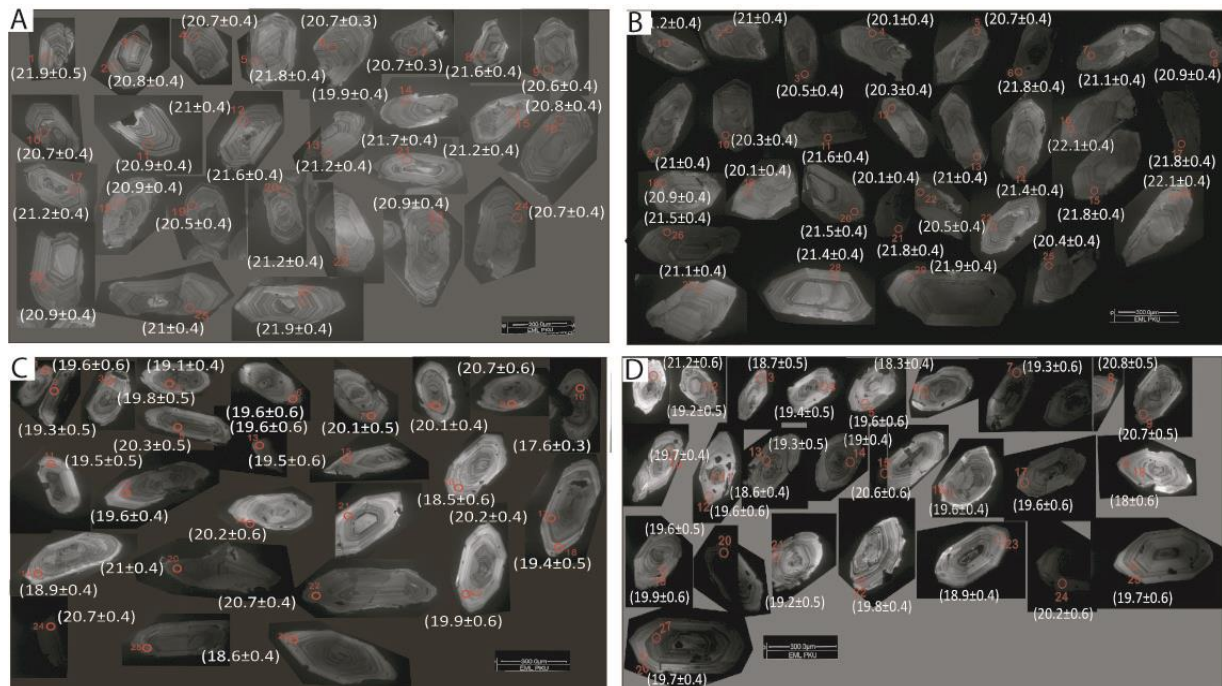
بحث

دامنه سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ بلورهای زیرکن مربوط به نمونه اخذ شده از بخش مرکزی توده سونگون پورفیری از ۱۹/۹ تا ۲۴ میلیون سال در تغییر است (پیوست ۱). همچنین، متوسط سن‌های به دست آمده برابر با $\text{Mean}=21.00 \pm 0.19 \text{ Ma}$, 95% conf. $n=26$, $\text{MSWD}=1.4$ (شکل‌های A-۶ و A-۷). دامنه سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ نمونه مربوط به حاشیه استوک پورفیری از ۲۰/۱ تا ۲۱/۹ در تغییر است و متوسط سن‌های به دست آمده برابر با $\text{Mean}=21.10 \pm 0.23 \text{ Ma}$, 95% conf. $n=29$, $\text{MSWD}=2.2$ است (شکل‌های B-۶ و B-۷). با این توصیف، اختلاف زیادی بین سن‌های به دست آمده از حاشیه و مرکز توده سونگون پورفیری مشاهده نمی‌شود و متوسط سن‌های مربوط به نمونه اخذ شده از حاشیه توده پورفیری سونگون حدود ۰/۱ میلیون سال قدیمی‌تر از مرکز توده است که با توجه

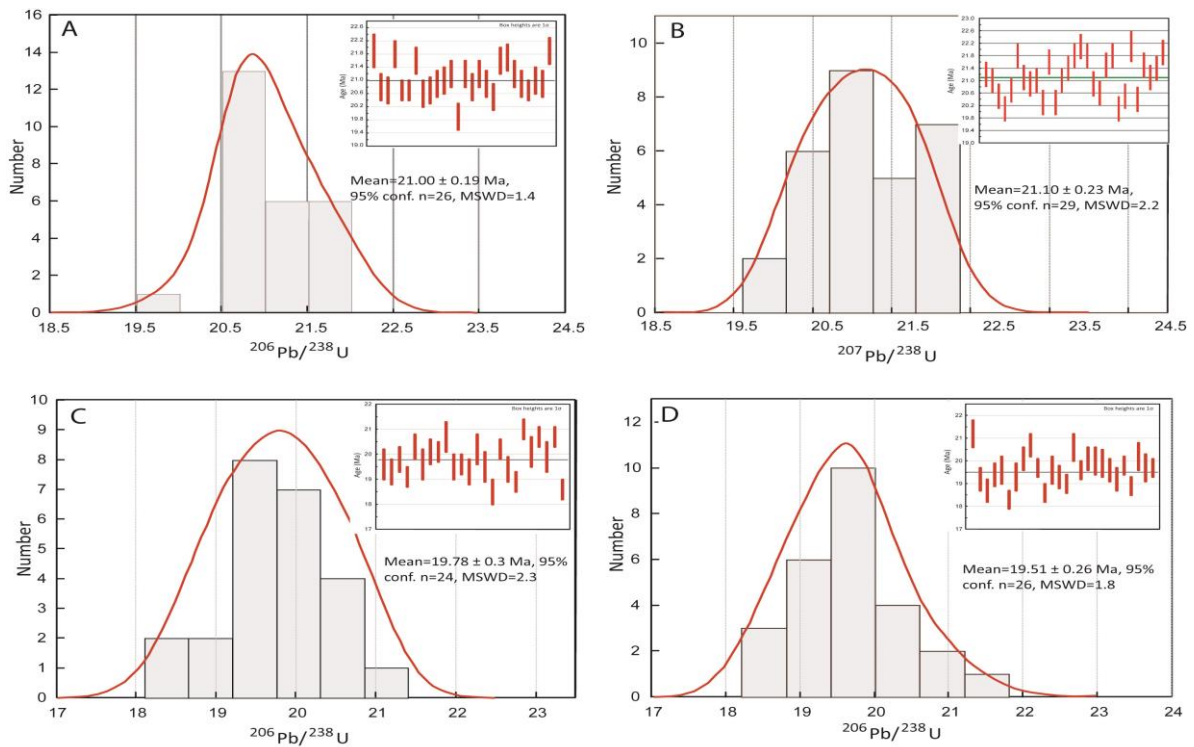
کیمبرلیت‌ها کمتر از ۵۰ ppm، در زیرکن‌های سنگ‌های لامپروئیتی و کیمبرلیتی به بیش از ۶۰۰ تا ۷۰۰ ppm و در سنگ‌های مافیک به ۲۰۰۰ ppm می‌تواند برسد. این فراوانی در سنگ‌های گرانیتی و پگماتیت‌ها می‌تواند به حدود درصدی نیز برسد. نتایج مربوط به داده‌های عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن‌های توده سونگون پورفیری و نیز دایک‌های مختلف در پیوست ۲ ارائه شده است. همان طور که در این پیوست نیز دیده می‌شود، متوسط مقادیر مجموع عناصر REE در نمونه‌های زیرکن مربوط به مرکز توده سونگون پورفیری بیشترین مقدار را داشته و در حدود ۵۲۳ ppm است. در حالی که این مقدار در بلورهای زیرکن مربوط به حاشیه توده ۴۲۷ ppm است. در بلورهای زیرکن مربوط به دایک‌های تأخیری نخستین متوسط مقدار عناصر نادر خاکی برابر ۴۱۸ ppm و در دایک‌های تأخیری بعدی برابر ۴۱۶ ppm است.

درجه سانتیگراد و متوسط ۶۴۳ درجه سانتیگراد به دست آمد. دامنه دماهای به دست آمده برای دایک‌های تأخیری نخستین ۶۳۰ تا ۷۴۷ درجه سانتیگراد و متوسط ۶۹۱ درجه سانتیگراد و برای دایک‌های تأخیری بعدی از ۶۶۹ تا ۷۷۶ با متوسط ۷۰۱ درجه سانتیگراد به دست آمد (پیوست ۲). دماهای به دست آمده با زمین‌شناسی و نیز ماهیت توده‌ها هماهنگ است. زیرا دایک‌های تأخیری مافیک‌تر از توده سونگون پورفیری هستند و همچنین، سن به دست آمده برای زیرکن‌های حاشیه توده کمی کمتر از مرکز توده است.

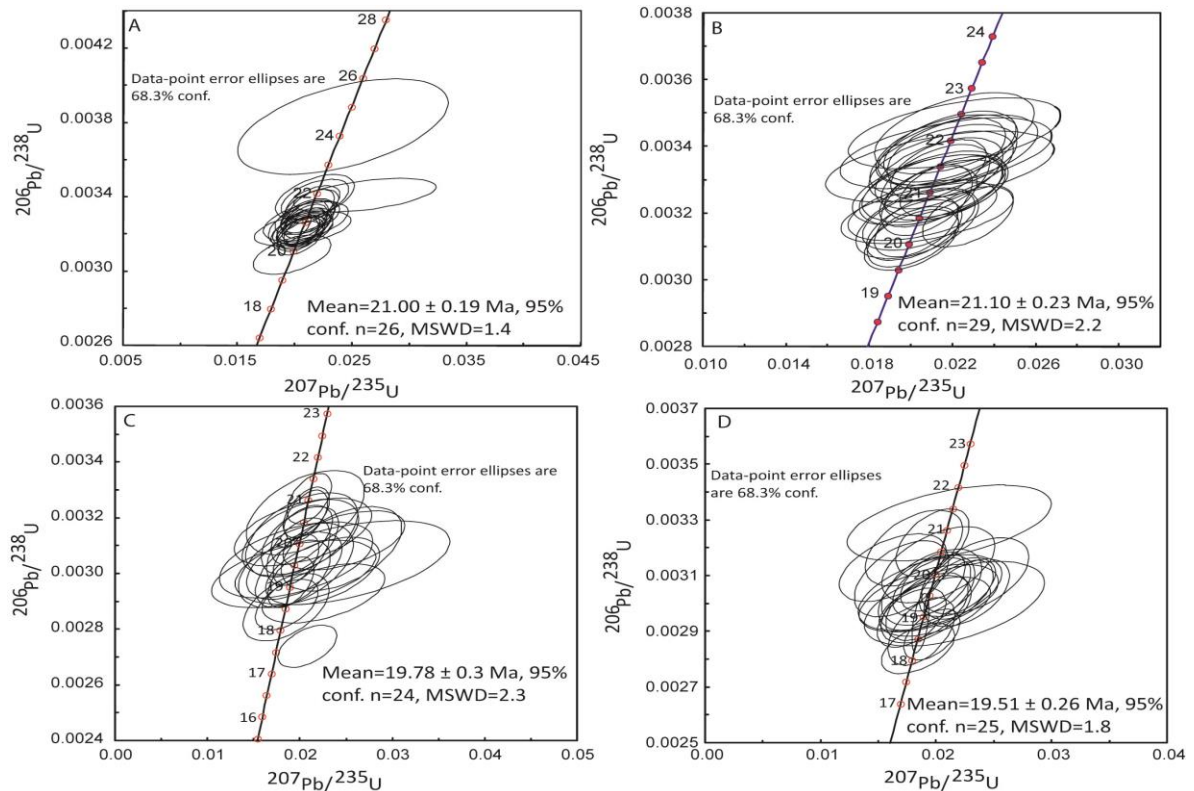
فراوانی عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن سنگ‌های آذرین به نوع منشأ سنگ و محیط تبلور حساس است (Bleousova *et al.*, 2002). در این بین، یک افزایش عمومی در میزان فراوانی عناصر کمیاب بلورهای زیرکن از سنگ‌های اولترامافیک به سمت مافیک و سنگ‌های گرانیتی وجود دارد. میزان متوسط عناصر REE در بلورهای زیرکن



شکل ۵- تصاویر کاتدولومینسانس بلورهای زیرکن در نمونه‌های توده سونگون به همراه نتایج سنی نقاط تجزیه شده آنها. (A) مرکز توده سونگون پورفیری؛ (B) حاشیه توده سونگون پورفیری؛ (C) دایک‌های نخستین و (D) دایک‌های تأخیری.



شکل ۶- هیستوگرام فراوانی داده‌های سنی زیرکن و متوسط سنی‌های به دست آمده برای سنگ‌های نفوذی مختلف. (A) مرکز توده سونگون پورفیری، (B) حاشیه توده سونگون پورفیری، (C) دایک‌های نخستین و (D) دایک‌های تأخیری



شکل ۷- نمودار هماهنگ اورانیوم-سرب برای داده‌های سنی به دست آمده برای بلورهای زیرکن. (A) مرکز توده سونگون پورفیری، (B) حاشیه توده سونگون پورفیری، (C) دایک‌های نخستین و (D) دایک‌های تأخیری

کندریت برای بلورهای زیرکن، آنومالی مثبت از سریوم دیده می‌شود.

حضور آنومالی منفی در Eu یک ویژگی عمومی در زیرکن‌های مربوط به سنگ‌های گرانیتوئیدی (Hoskin and Ireland, 2000) و سنگ‌های دگرگونی دما بالا است (Rubatto *et al.*, 2001). Eu^{2+} به دلیل دارا بودن ظرفیت دو و نیز اندازه شعاع یونی بیشتر نمی‌تواند در شبکه زیرکن به راحتی جایگزین شود. بنابراین، در الگوهای عناصر نادر خاکی عادی شده نسبت به کندریت برای بلورهای زیرکن آنومالی منفی از این عنصر دیده می‌شود (Hoskin and Schaltegger, 2003). همزیستی با بلورهای فلدسپار پتاسیم، تفریق پلاژیوکلاز همراه یا قبل از تشکیل بلورهای زیرکن از ماگما و همچنین، میزان پایین Eu در سنگ نیز میزان آنومالی Eu را تشدید می‌کند (Hinton and Schaltegger *et al.*, 1999; Upton, 1991; Caliborne *et al.*, 2010).

بر اساس مطالعات تجربی، میزان آنومالی سریوم در زیرکن می‌تواند برای تعیین فوگاسیته ماگما در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی به کار رود (Ballard *et al.*, 2002; Trail *et al.*, 2012). با افزایش میزان فوگاسیته ماگما، میزان ورود سریوم به بلور زیرکن در اثر افزایش میزان Ce^{4+} فزونی یافته و در نتیجه میزان آنومالی بیشتر خواهد شد (Hoskin and Schaltegger, 2003). مطالعات جدید نشان داده است که علاوه بر فوگاسیته اکسیژن ماگما، میزان دمایی که بلورهای زیرکن از آن متبلور می‌شوند نیز بر نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} در بلور زیرکن تأثیر دارد (Trail *et al.*, 2012). بر این اساس، افزایش میزان دما باعث افزایش نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} و آنومالی

پایداری شیمیایی و فیزیکی زیرکن آن را به عنوان کانی عمده برای مطالعات ژئوشیمیایی و رادیومتری مطرح کرده است (Hoskin and Schaltegger, 2003). در نمودارهای عناصر نادر خاکی مربوط به سنگ‌های نفوذی‌های مختلف عادی شده نسبت به کندریت (شکل ۸) همانند نمونه‌های مشابه از توده‌های نفوذی گرانیتی در جهان نمونه‌های مورد مطالعه نیز روند افزایشی بارزی از سمت عناصر LREE به سمت HREE نشان می‌دهند. همچنین، در این نمودارها بی‌هنجاری منفی ضعیفی در Eu دیده می‌شود که این امر در نسبت Eu/Eu^* نیز مشهود است. به طوری که اغلب نمونه‌ها نسبت پایین‌تر از یک دارند و این امر در دایک‌های تأخیری واضح‌تر است. میزان متوسط نسبت Eu/Eu^* در زیرکن‌های مربوط به توده نفوذی سونگون (متوسط بخش‌های حاشیه‌ای و مرکزی) برابر ۰/۷۹ و در هر دو نوع دایک‌ها برابر ۰/۶۴ است. همچنین، بی‌هنجاری مثبت بارزی در اغلب نمونه‌های مربوط به توده سونگون پورفیری و دایک‌ها نشان می‌دهد.

حضور آنومالی مثبت سریوم و نیز یورپیوم در نمودارهای عناصر نادر خاکی عادی شده نسبت به کندریت به گونه‌ای است که عناصر نادر خاکی در بلور زیرکن دارای ظرفیت سه هستند و این در حالی است که سریوم با ظرفیت چهار و یورپیوم با ظرفیت دو دیده می‌شود. به دلیل این که Ce^{4+} دارای شعاع یونی نزدیک به Zr^{4+} و Hf^{4+} است. بنابراین، در مقایسه با عناصر کناری La^{3+} و Pr^{3+} ، سریوم تمایل فراوانی برای ورود به شبکه زیرکن و جایگزینی زیرکن و هافنیوم را دارد. بنابراین، در الگوهای عناصر نادر خاکی عادی شده نسبت به

توسط ضریب توزیع این عناصر برای بلور زیرکن کنترل شده است. به طوری که ضریب توزیع متفاوت برای عناصر مختلف سبب ایجاد فراوانی‌های متمایز شده است. این امر همچنین، روندهای مشاهده شده در نمودارهای عادی شده نسبت به کندریت را توجیه می‌کند. علاوه بر این، فراوانی عناصر کمیاب در زیرکن به شدت توسط ترکیب ماگمای در تعادل با بلور در حال تبلور کنترل می‌شود. به طوری که با تغییر ماهیت و ترکیب ماگما فراوانی عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن نیز متفاوت خواهد بود. همان طور که بیان شد، عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن می‌توانند به عنوان شاخصی برای تمایز سنگ‌های دربرگیرنده مورد استفاده قرار گیرند. در نمودار Y در مقابل U (شکل ۹) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های گرانیتوئیدی قرار دارند. بر اساس نتایج تجزیه‌های سنی، اغلب بلورهای زیرکن دامنه سنی مشابهی داشته و بلور زیرکن به ارث رسیده در نمونه‌های مختلف مشاهده نشده است.

در نمودارهای شکل ۱۰ نمونه‌های مربوط به توده سونگون پورفیری دارای روند و محدوده‌های متمایزی نسبت به دایک‌ها هستند. در این شکل در نمودار U در مقابل Th (شکل ۱۰-B) نمونه‌های مربوط به دایک‌ها روند جداگانه‌ای نسبت به نمونه‌های سونگون پورفیری نشان می‌دهند و نمونه‌های مربوط به توده سونگون پورفیری مقادیر بالاتری از Th و U را نشان می‌دهند. بنابراین، به نظر می‌رسد که ماگمای نخستین مربوط به توده سونگون پورفیری از این عناصر نسبت به دایک‌ها غنی‌تر بوده است. همچنین، این امر از نمودار Hf در مقابل Th نیز قابل استنباط است (شکل ۱۰-C). نسبت Th/U در دایک‌ها نسبت به توده سونگون

سریوم در نمودارهای عادی شده نسبت به کندریت خواهد شد. بر اساس نتایج دماسنجی‌های انجام شده (پیوست ۲) میزان متوسط دمای به دست آمده بر اساس میزان تیتانیوم در بلورهای زیرکن، برای توده سونگون پورفیری به طور متوسط حدود ۶۵۰ درجه سانتیگراد است که در مقایسه با دایک‌های تأخیری که دمای متوسطی در حدود ۷۰۰ درجه نشان می‌دهند (پیوست ۲) حدود ۵۰ درجه کمتر است. با این وجود، حضور آنومالی شدیدتر سریوم در نمودارهای عنکبوتی بلورهای زیرکن توده نفوذی سونگون به طور عمده متأثر از فوگاسیته بالای اکسیژن در این توده بوده است.

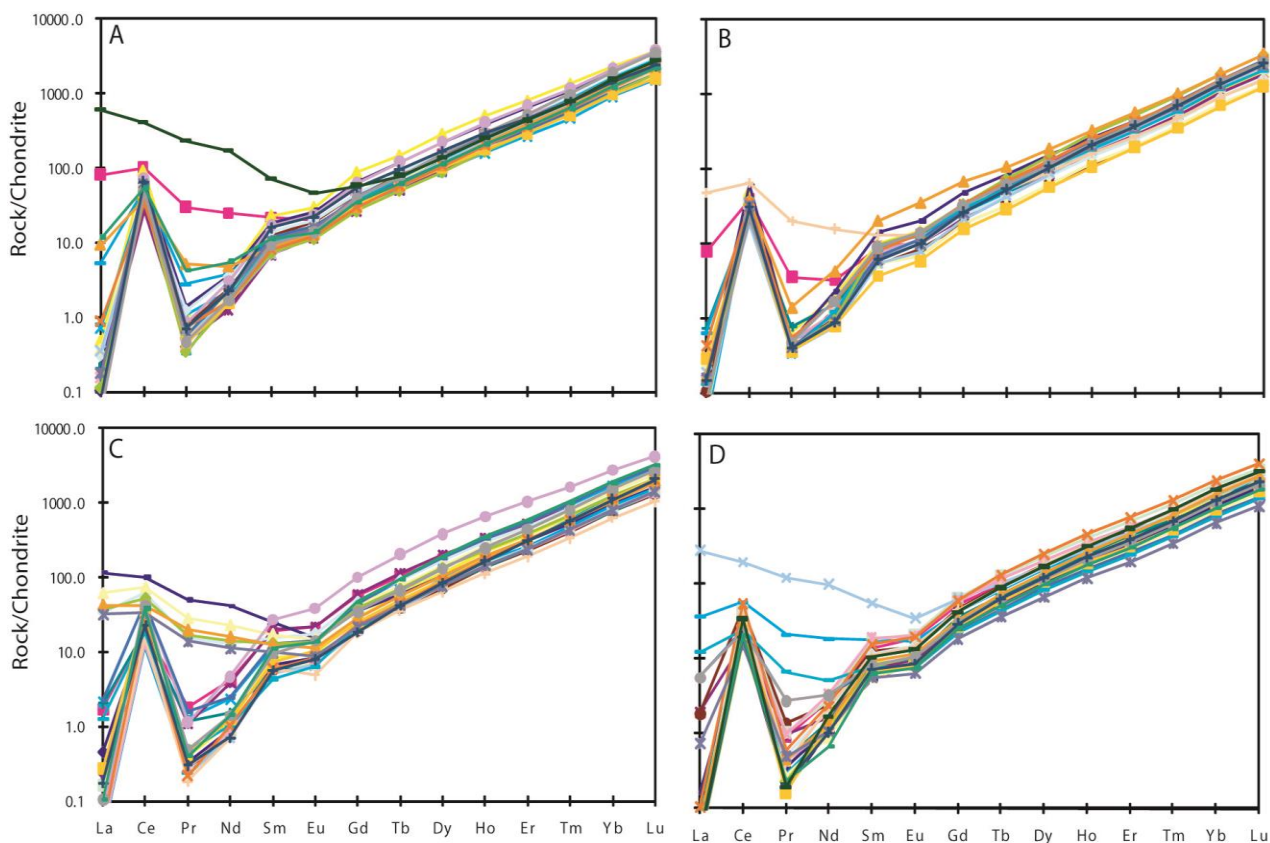
عنوان شده است که توده‌های بارور برای کانی‌زایی در مقایسه با توده‌های عقیم دارای آنومالی بالاتری از سریوم در نمودارهای عناصر کمیاب و نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} و Eu/Eu^* بالایی هستند (Trail et al., Ballard et al., 2002). همان طور که در Han et al., 2013؛ 2012) نیز دیده می‌شود، آنومالی سریوم در توده سونگون پورفیری در مقایسه با دایک‌های تأخیری شدت بیشتری دارد. همچنین، همان طور که عنوان شد توده سونگون پورفیری دارای میزان نسبت بالایی از Eu/Eu^* است (پیوست ۲). بنابراین، بر اساس مشاهدات، میزان فوگاسیته اکسیژن در توده نفوذی سونگون به مراتب بیشتر از دایک‌های تأخیری در محدوده معدن سونگون بوده و این امر به باروری این توده کمک شایانی کرده است. زیرا اغلب کانسارهای مس پورفیری از یک ماگمای با فوگاسیته اکسیژن بالا تشکیل می‌شوند (Sillitoe, 2010).

فراوانی عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن

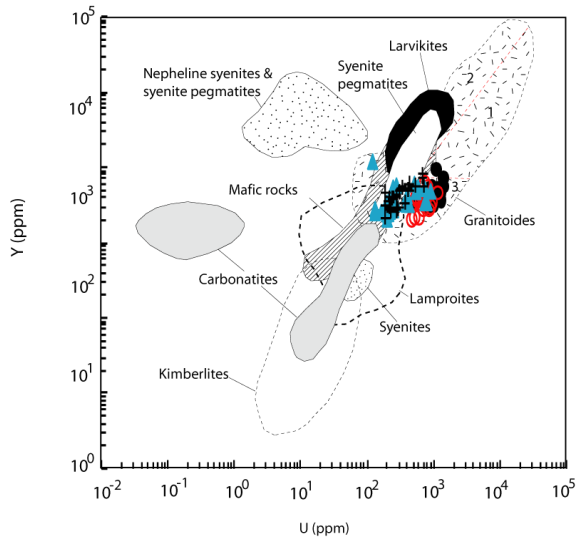
انواع دایک‌های تأخیری نخستین و بعدی دارای الگوی عناصر کمیاب یکسان هستند. بنابراین، از یک منشأ یکسان تغذیه شده‌اند. همچنین، شواهدی از قبیل الگوی عناصر HREE با شیب زیاد به سمت HREE، مقادیر بالای Y و نسبت‌های Th/Y و آنومالی منفی Eu و آنومالی مثبت Ce نشانگر ماگمایی بودن زیرکن‌های مورد مطالعه در توده سونگون پورفیری و دایک‌های تأخیری است (Hoskin and Black, 2000; Hoskin and Schaltegger, 2003).

پورفیری مقادیر بالاتری را دارا است (شکل ۱۰-D). همان طور که در این نمودار نیز مشاهده می‌شود، نمونه‌های مربوط به حاشیه توده سونگون دارای میزان Th و U پایین و Hf بالاتری نسبت به مرکز توده هستند. مقایسه عناصر کمیاب در زیرکن‌های مرتبط به دایک‌ها و نیز توده سونگون پورفیری نشان می‌دهد که:

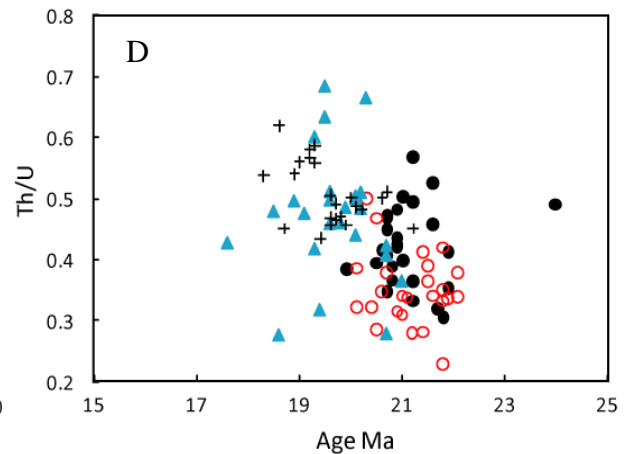
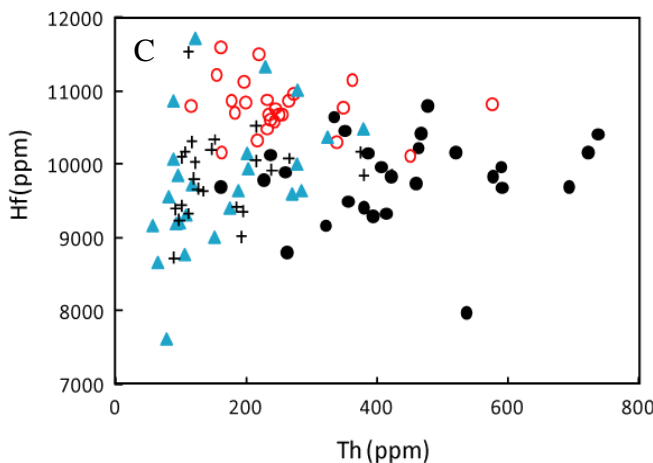
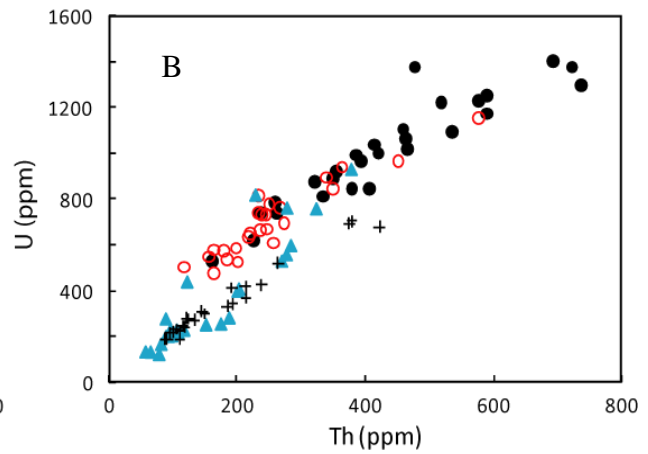
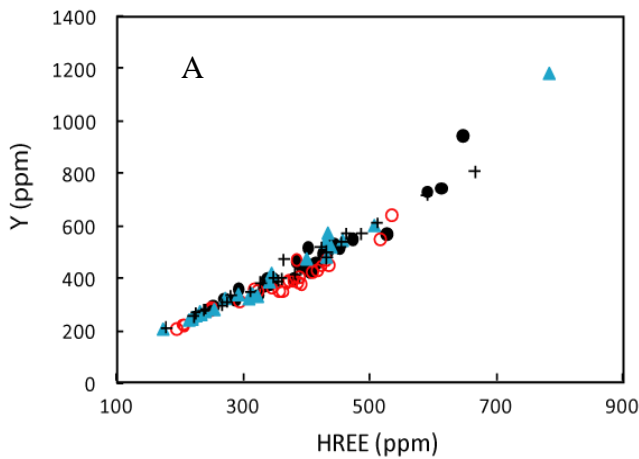
الف) این بلورها از ماگماهای با ترکیب متمایز متبلور شده‌اند و ب) منشأ ماگما مربوط به دایک‌ها و توده سونگون پورفیری از هم متمایز است اما



شکل ۸- نمودارهای عناصر کمیاب بلورهای زیرکن سنگ‌های نفوذی مختلف عادی شده نسبت به کندریت. داده‌های کندریت از Nakamura (۱۹۷۴) است. (A) مرکز توده سونگون پورفیری، (B) حاشیه توده سونگون پورفیری، (C) دایک‌های نخستین و (D) دایک‌های تأخیری.



شکل ۹- نمودار Y در مقابل U که در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های گرانیتوئیدی قرار دارند. نمودار و محدوده‌ها از Bleousova و همکاران (۲۰۰۲) است. ● = نمونه‌های مربوط به زیرکن‌های برداشت شده از مرکز توده؛ ○ = زیرکن‌های برداشت شده از حاشیه توده سونگون پورفیری؛ ▲ = دایک‌های تأخیری نخستین و + = دایک‌های تأخیری بعدی



شکل ۱۰- نمودارهای عناصر کمیاب که نشان‌دهنده رفتار و منشأ متمایز عناصر کمیاب در دایک‌ها و توده سونگون پورفیری است. (A) در این نمودار نمونه‌های مربوط به توده سونگون پورفیری و دایک‌ها روند افزایشی و انطباق قابل قبولی دارند؛ (B) در این نمودار روند افزایشی در نمونه‌های دایک‌ها و توده سونگون پورفیری دیده می‌شود و همچنین، دایک‌ها مقادیر U و Th پایین‌تری دارند؛ (C) نمونه‌های مربوط به توده سونگون پورفیری از دایک‌ها متمایز هستند و دایک‌ها مقادیر پایین‌تری از Hf را دارند؛ (D) در این نمودار نمونه‌های مربوط به دایک‌ها مقادیر بالاتری از Th/U را نشان می‌دهند. علایم همانند شکل ۹ است.

امتداد پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و به ویژه در بخش‌های جنوب‌شرقی (کمربند کرمان) و شمال‌غربی (کمربند ارسباران) این پهنه توزیع شده‌اند (Aghazadeh *et al.*, 2012). همچنین، برخی از محدوده‌های مس پورفیری در شرق ایران حضور دارد (Richards *et al.*, 2012). رخداد کانی‌زایی پورفیری در شرق ایران در ائوسن پایانی بوده است (Karimpour *et al.*, 2011؛ Richards *et al.*, 2012) در حالی که در کمربند کرمان عمده کانسارهای مس پورفیری به میوسن میانی و حدود ۱۱ تا ۱۲ میلیون سال قبل تعلق دارد (Aghazadeh *et al.*, 2003؛ McInnes *et al.*, 2003). با توجه به تعیین سن انجام شده از توده پورفیری سونگون در این پژوهش، سن حدود ۲۱ میلیون سال برای این توده به دست آمد که سن میوسن زیرین را نشان می‌دهد. با توجه به نتایج داده‌های سنی این پژوهش برای توده سونگون و داده‌های سنی به دست آمده از توده‌های پورفیری کمربند کرمان می‌توان اظهار نمود که اوج کانی‌سازی مس پورفیری در کمربند ارسباران در مقایسه با کرمان حدود ۱۰ میلیون سال زودتر انجام شده است.

محیط تکتونیکی اغلب کانسارهای مس پورفیری به محیط‌های قوسی همزمان با فرورانش نسبت داده شده است (Sillitoe, 2010). اما به تازگی، محیط تکتونیکی پس از برخوردی نیز برای برخی از کانسارهای مس پورفیری پیشنهاد شده است (Hou *et al.*, 2009؛ Richards, 2009؛ Sillitoe, 2010). برای کمربند کرمان نیز محیط تکتونیکی تشکیل کانسارهای مس پورفیری محیط پس از برخوردی پیشنهاد شده است (Shafiei *et al.*, 2009). همان‌طور که بیان شد محیط جایگزینی توده‌های مونزونیتی و آهکی-قلیایی الیگوسن منطقه ارسباران به محیط پس از

بر اساس ویژگی‌های عناصر کمیاب در زیرکن نتیجه‌گیری شد که منشأ توده مونزونیتی سونگون از دایک‌های تأخیری دیوریتی-گرانودیوریتی متمایز است. در منطقه ارسباران، توده‌های نفوذی متعددی از زمان الیگوسن تا میوسن نفوذ نموده‌اند (Aghazadeh, 2009؛ Jahangiri, 2007؛ Castro *et al.*, 2010, 2011a, b؛ Aghazadeh *et al.*, 2013). توده‌های ارسباران بر اساس ویژگی‌های سنی و همچنین، ژئوشیمیایی به انواع شوشونیتی و آهکی-قلیایی تقسیم شده‌اند (Aghazadeh *et al.*, 2011b). انواع شوشونیتی دامنه‌ای از مونزونیت تا سینیت و مونزوگابرو دارند در حالی که نفوذی‌های آهکی-قلیایی دارای ترکیب عمده دیوریتی تا گرانودیوریتی هستند (Aghazadeh *et al.*, 2009؛ Aghazadeh, 2011b). همچنین توده‌های مونزونیتی و همچنین، گنبد‌های داسیتی جوان در منطقه ارسباران ویژگی آداکیتی دارند (Jahangiri, 2007؛ Aghazadeh, 2009؛ Aghazadeh *et al.*, 2011b). منشأ سنگ‌های مونزونیتی و شوشونیتی به ذوب گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده در اثر عوامل فرورانشی (Aghazadeh *et al.*, 2009؛ Aghazadeh, 2011b؛ Castro *et al.*, 2013) و توده‌های دیوریتی-گرانودیوریتی آهکی-قلیایی به ذوب پوسته قاره‌ای زیرین مافیک جوان (Aghazadeh, 2009؛ Aghazadeh *et al.*, 2011a) و همچنین ذوب قطعه اقیانوسی فرورنده (Jahangiri, 2007) نسبت داده شده است. بنابراین، توده نفوذی مونزونیتی سونگون پورفیری می‌تواند از ذوب گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده و دایک‌های تأخیری نیز از ذوب پوسته قاره‌ای زیرین مافیک یا ذوب قطعه فرورنده ایجاد شوند. توده‌های دارای کانی‌زایی پورفیری در ایران در

توده در حدود ۲۱ میلیون سال قبل جایگزین شده است. در حالی که دایک‌های تأخیری نخستین در حدود ۱۹/۷۸ میلیون سال قبل و دایک‌های تأخیری بعدی در ۱۹/۵۱ میلیون سال قبل جایگزین شده‌اند. این نتایج با مشاهدات صحرایی کاملاً همخوانی دارد. نتایج داده‌های عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن نشان داد که تمامی بلورهای زیرکن ماگمایی بوده و بلورهای عارضه‌ای و به ارث رسیده‌ای مشاهده نشده است. بر اساس داده‌های عناصر کمیاب بلورهای زیرکن منشأ دایک‌های تأخیری و همچنین، توده مونزونیتی سونگون متمایز بوده و ماگماها از منابع مختلفی منشأ گرفته‌اند. بر اساس میزان تیتانیوم در بلورهای زیرکن، متوسط دمای تبلور برای توده سونگون پورفیری حدود ۶۵۰ درجه سانتیگراد و برای دایک‌های تأخیری حدود ۷۰۰ درجه سانتیگراد به دست آمد. بر اساس میزان آنومالی سریوم و نیز نسبت Eu/Eu^* در بلورهای زیرکن، توده سونگون پورفیری از یک ماگمای با فوگاسیته اکسیژن بالا و بارور ایجاد شده است. با توجه به داده‌های سنی به دست آمده، کانی‌زایی پورفیری در کمر بند ارسباران در دوره میوسن ابتدایی و در یک محیط پس از برخوردی و حدود ۱۰ میلیون سال قبل از کانی‌سازی پورفیری در کمر بند کرمان انجام شده است.

سپاسگزاری

نگارندگان از آقای Hou Zengqian به دلیل تعیین سن نمونه‌های زیرکن تشکر می‌نمایند. این پژوهش مستخرج از طرح پژوهشی بوده و با حمایت مالی دانشگاه پیام نور انجام شده است.

برخوردی نسبت داده شده است (Aghazadeh *et al.*, 2011b). باتوجه به داده سنی به دست آمده برای استوک پورفیری سونگون که سن میوسن زیرین را نشان داده است؛ بنابراین، این استوک در مراحل نهایی جایگزینی توده‌های مونزونیتی منطقه جایگزین شده است. محیط تکتونیکی برای توده‌های مونزونیتی با سن الیگوسن در منطقه پس از برخورد است. بنابراین، توده سونگون پورفیری با ترکیب مونزونیتی نیز در محیط پس از برخوردی در میوسن زیرین جایگزین شده است و کانی‌سازی پورفیری در منطقه ارسباران نیز همانند کرمان در یک محیط پس از برخورد انجام شده است.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش زمین‌شناسی، سن توده‌های نفوذی و ویژگی‌های عناصر کمیاب بلورهای زیرکن در توده‌های نفوذی معدن سونگون بررسی شده است. رخنمون‌های سنگی موجود در محدوده کانسار و نواحی مجاور را به طور عمده سنگ‌های رسوبی کرتاسه، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن، توده سونگون پورفیری با ترکیب مونزونیتی و گنبد ریوداسیتی چال‌داغی و گدازه‌های تراکی‌آندزیتی داش‌دیبی با سن پلیو-کواترنری تشکیل می‌دهند. توده سونگون پورفیری عامل کانی‌سازی پورفیری مس در معدن سونگون بوده و توسط دایک‌های تأخیری نخستین و دایک‌های تأخیری بعدی قطع می‌شود. نتایج تجزیه بلورهای زیرکن مربوط به بخش‌های مرکزی و حاشیه توده سونگون پورفیری نشان داد که این

منابع

- Aghanabati, A. (2006) Geology of Iran. Geological Survey of Iran Publication, Tehran (in Persian).
- Aghazadeh, M. (2009) Petrology and geochemistry of Anzan, Khankandi and Shaivar Dagh granitoids (north and east of Ahar, eastern Azerbaijan) with references to associated mineralization. PhD thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N. R., Emami, M. H., Moinevaziri, H. and Badrzadeh, Z. (2010) The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW

- Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38(5): 199-219.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K. (2011a) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine* 148(5-6): 980-1008.
- Aghazadeh, M., Emami, M. H., Moinevaziri, H., Rashidnezhad Omran, N. and Castro, A. (2011b) Post-collisional shoshonitic, C-type adakitic and lamprophyric plutonism in the Khankandi pluton, Arasbaran (NW Iran). *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 20(78): 173-178 (in Persian).
- Aghazadeh, M., Hou, Z. and Badrzadeh, Z. (2012) Porphyry copper mineralization in Iran: main metallogenic belts and ore-forming episodes. 34th International Geological Congress, Brisbane, Australia.
- Ahmadzadeh, G., Jahangiri, A., Lentz, D. and Mojtahedi, M. (2010) Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 39(1-2): 37-50.
- Babakhani, A. R.; Lesquer, J. L. and Rico, R. (1990) Geological Quadrangle map of Ahar, 1:250000, Geological Survey of Iran.
- 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
- Bleusova, E. A., Walters, S., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. and Fisher, N. I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143(5): 602-622.
- Calagari, A. A. (2004) Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, east-Azarbaidjan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 23(2): 179-189.
- Caliborne, L., Miller, C. and Wooden, J. (2010) Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit mountain, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160 (4): 511-531.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M. (2013) Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. an example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos* 180-181: 109-127.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S. (2009) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Reviews* 52(4-6): 536-578.
- Han, Y., Zhang, S., Pirajno, F., Zhou, X., Zhao, G., Qü, W., Liu, S., Zhang, J., Liang, H. and Yang, K. (2013) U-Pb and Re-Os isotopic systematics and zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺ ratios in the Shiyaogou Mo deposit in eastern Qinling, Central China: insights into the oxidation state of granitoids and Mo (Au) mineralization. *Ore Geology Reviews* 55: 29-47.
- Hezarkhani, A. and Williams-Jones, A. E. (1998) Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology* 93(5): 651-670.
- Hinton, R. W. and Upton, B. G. J. (1991) The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 3287-3302.
- Hoskin, P. W. O. and Black, L. P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18(4): 423-439.
- Hoskin, P. W. O. and Ireland, T. R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a

- provenance indicator. *Geology* 28: 627-630.
- Hoskin, P. W. O. and Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53(1): 27-62.
- Hou, Z., Yang, Z., Qu, X., Meng, X., Li, Z., Beaudoin, G., Rui, Z., Gao, Y. and Zaw, K. (2009) The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen. *Ore Geology Reviews* 36 (1-3): 25-51.
- Hou, Z., Zhong, D., Deng, W. and Khin, Z. (2005) A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold deposits in the eastern Indo-Asian collision zone. In: *Super porphyry copper & gold deposits-a global perspective* (Ed. Porter, T. M.) Porter GeoConsultancy publishing, Adelaide, Australia.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. and Mehrabi, B. (2009) Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Reviews* 52(4-6): 608-630.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekezadeh, A. (2011) Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut block, eastern Iran. *Geopersia* 1(1): 19-36.
- Kheirkhah, M., Allen, M. B. and Emami, M. (2009) Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182(1-2): 1-12.
- Lowery, L. E., Claiborne, L. E., Lowery, C. F., Miller, B. A., Walker, J. L., Wooden, F. K., Mazdab, F. (2006) Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: an example from the Spirit mountain batholith, Nevada. *Mineralogical Magazine* 70 (5): 517-543.
- McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Belousova, E., Griffin, W. T. and Andrew, R. L. (2003) Timing of mineralization and exhumation processes at the Sar Cheshmeh and Meiduk porphyry Cu deposits, Kerman belt, Iran. In: 7th Biennial SGA Meeting, Athens, Greece.
- Mehrpour, M. (1993) Contributions to the geology, geochemistry, ore genesis and fluid inclusion investigations on Sungun Cu-Mo porphyry deposit, (north-west of Iran). PhD thesis, Hamburg University, Hamburg, Germany.
- Moritz, R., Mederer, J., Ovtcharova, M., Spikings, R., Selby, D., Melkonyan, R., Hovakimyan, S., Tayan, R., Ulianov, A. and Ramazanov, V. (2013) Jurassic to Tertiary metallogenic evolution of the southernmost Lesser Caucasus, Tethys belt. 12th the Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA) Biennial Meeting, Uppsala, Sweden.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38 (5): 757-775.
- Richards, J. P. (2009) Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology* 37 (3): 247-250.
- 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 (5): 295-332.
- Rubatto, D., Williams, I. S. and Buick, I. S. (2001) Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds range, Central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140:458-468.
- Schaltegger, U., Fanning, C. M., Günther, D., Maurin, J. C., Schulmann, K. and Gebauer, D. (1999) Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade

- metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134:186-201.
- 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 (3): 265-283.
- Shafiei, B. and Shahabpour, J. (2011) Geochemical aspects of molybdenum and precious metals distribution in the Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran. *Mineralium Deposita* 47:535-543.
- Sillitoe, R. H. (2010) Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105 (1): 3-41.
- 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* 90: 70-87.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M. (2005) Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest earth. *Science* 308: 841-844.

پیوست ۱- نتایج تجزیه بلورهای زیرکن از سنگ‌های نفوذی مختلف معدن سونگون

| Analysis | Rock type | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm\sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{Th}$ | $\pm\sigma$ |
|----------|-----------|-----------------------------------|-------------|----------------------------------|-------------|----------------------------------|-------------|----------------------------------|-------------|----------------------------------|-------------|-----------------------------------|-------------|
| SPP-01 | | 0.04636 | 0.00491 | 0.02172 | 0.00227 | 0.0034 | 0.00008 | 0.00112 | 0.00007 | 22 | 21.9 | 0.5 | 23 |
| SPP-02 | | 0.0464 | 0.00628 | 0.02068 | 0.00709 | 0.00323 | 0.00006 | 0.00131 | 0.00005 | 21 | 20.8 | 0.4 | 26 |
| SPP-03 | | 0.0464 | 0.01184 | 0.02417 | 0.00607 | 0.00378 | 0.00017 | 0.00103 | 0.00015 | 24 | 21 | 1 | 21 |
| SPP-04 | | 0.0464 | 0.00406 | 0.02061 | 0.00179 | 0.00322 | 0.00006 | 0.00114 | 0.00004 | 21 | 20.7 | 0.4 | 23 |
| SPP-05 | | 0.04649 | 0.00422 | 0.02174 | 0.00195 | 0.00339 | 0.00007 | 0.00113 | 0.00007 | 22 | 21.8 | 0.4 | 23 |
| SPP-06 | | 0.04635 | 0.00232 | 0.02053 | 0.00101 | 0.00321 | 0.00005 | 0.00105 | 0.00004 | 21 | 20.7 | 0.3 | 21.2 |
| SPP-07 | | 0.04639 | 0.00332 | 0.02059 | 0.00147 | 0.00322 | 0.00005 | 0.00107 | 0.00004 | 21 | 20.7 | 0.3 | 21.6 |
| SPP-08 | | 0.04641 | 0.0034 | 0.02144 | 0.00156 | 0.00335 | 0.00006 | 0.00106 | 0.00004 | 22 | 21.6 | 0.4 | 21.4 |
| SPP-09 | | 0.04632 | 0.00306 | 0.02044 | 0.00134 | 0.0032 | 0.00006 | 0.00108 | 0.00004 | 21 | 20.6 | 0.4 | 21.8 |
| SPP-10 | | 0.0464 | 0.00313 | 0.02055 | 0.00137 | 0.00321 | 0.00006 | 0.00111 | 0.00004 | 21 | 20.7 | 0.4 | 22.2 |
| SPP-11 | | 0.04643 | 0.00294 | 0.02082 | 0.0013 | 0.00325 | 0.00006 | 0.00112 | 0.00004 | 21 | 20.9 | 0.4 | 22.6 |
| SPP-12 | | 0.04639 | 0.00547 | 0.02093 | 0.00245 | 0.00327 | 0.00007 | 0.00106 | 0.00006 | 21 | 21 | 0.4 | 21 |
| SPP-13 | | 0.04654 | 0.00349 | 0.02114 | 0.00157 | 0.00329 | 0.00006 | 0.00113 | 0.00005 | 21 | 21.2 | 0.4 | 23 |
| SPP-14 | | 0.04638 | 0.00534 | 0.01974 | 0.00224 | 0.00329 | 0.00007 | 0.00109 | 0.00006 | 20 | 19.9 | 0.4 | 22 |
| SPP-15 | | 0.04641 | 0.00414 | 0.02107 | 0.00187 | 0.00329 | 0.00006 | 0.00107 | 0.00004 | 21 | 21.2 | 0.4 | 21.6 |
| SPP-16 | | 0.04638 | 0.00393 | 0.02068 | 0.00174 | 0.00323 | 0.00006 | 0.00104 | 0.00005 | 21 | 20.8 | 0.4 | 21 |
| SPP-17 | | 0.04633 | 0.00275 | 0.02101 | 0.00123 | 0.00329 | 0.00006 | 0.00107 | 0.00004 | 21 | 21.2 | 0.4 | 21.6 |
| SPP-18 | | 0.04639 | 0.00356 | 0.02082 | 0.00158 | 0.00325 | 0.00006 | 0.00111 | 0.00004 | 21 | 20.9 | 0.4 | 22.4 |
| SPP-19 | | 0.04647 | 0.00306 | 0.0204 | 0.00133 | 0.00318 | 0.00006 | 0.00105 | 0.00004 | 21 | 20.5 | 0.4 | 21.2 |
| SPP-20 | | 0.0464 | 0.00285 | 0.02146 | 0.0013 | 0.00335 | 0.00006 | 0.00112 | 0.00004 | 22 | 21.6 | 0.4 | 22.6 |
| SPP-21 | | 0.0464 | 0.00343 | 0.02155 | 0.00157 | 0.00337 | 0.00006 | 0.00107 | 0.00005 | 22 | 21.7 | 0.4 | 22 |
| SPP-22 | | 0.0464 | 0.00347 | 0.0211 | 0.00156 | 0.0033 | 0.00006 | 0.00119 | 0.00005 | 21 | 21.2 | 0.4 | 24 |
| SPP-23 | | 0.04641 | 0.00345 | 0.02071 | 0.00153 | 0.00324 | 0.00006 | 0.00104 | 0.00004 | 21 | 20.9 | 0.4 | 21 |
| SPP-24 | | 0.04638 | 0.00238 | 0.0206 | 0.00104 | 0.00322 | 0.00005 | 0.00101 | 0.00004 | 21 | 20.7 | 0.3 | 20.4 |
| SPP-25 | | 0.04637 | 0.00287 | 0.02093 | 0.00128 | 0.00327 | 0.00006 | 0.0011 | 0.00004 | 21 | 21 | 0.4 | 22.2 |
| SPP-26 | | 0.0437 | 0.00277 | 0.01955 | 0.00123 | 0.00324 | 0.00006 | 0.00104 | 0.00004 | 20 | 20.9 | 0.4 | 21 |
| SPP-27 | | 0.05547 | 0.00875 | 0.0261 | 0.00411 | 0.00341 | 0.00006 | 0.00148 | 0.00008 | 26 | 21.9 | 0.4 | 30 |
| SPL-01 | | 0.04651 | 0.00384 | 0.02118 | 0.00172 | 0.00333 | 0.00007 | 0.00116 | 0.00006 | 21 | 21.2 | 0.4 | 23 |
| SPL-02 | | 0.04641 | 0.00506 | 0.02094 | 0.00226 | 0.00327 | 0.00007 | 0.00113 | 0.00006 | 21 | 21 | 0.4 | 23 |
| SPL-03 | | 0.05166 | 0.00332 | 0.02273 | 0.00144 | 0.00319 | 0.00006 | 0.00118 | 0.00005 | 23 | 20.5 | 0.4 | 24 |
| SPL-04 | | 0.04645 | 0.0034 | 0.02008 | 0.00145 | 0.00313 | 0.00006 | 0.00114 | 0.00005 | 20 | 20.1 | 0.4 | 23 |
| SPL-05 | | 0.04643 | 0.00536 | 0.02054 | 0.00236 | 0.00321 | 0.00006 | 0.00118 | 0.00006 | 21 | 20.7 | 0.4 | 24 |
| SPL-06 | | 0.04647 | 0.00407 | 0.02168 | 0.00188 | 0.00338 | 0.00007 | 0.00112 | 0.00005 | 22 | 21.8 | 0.4 | 23 |
| SPL-07 | | 0.05694 | 0.00371 | 0.02605 | 0.00168 | 0.00332 | 0.00006 | 0.00127 | 0.00006 | 22 | 21.1 | 0.4 | 21 |
| SPL-08 | | 0.04647 | 0.0035 | 0.02082 | 0.00155 | 0.00325 | 0.00006 | 0.0011 | 0.00005 | 21 | 20.9 | 0.4 | 22 |
| SPL-09 | | 0.04801 | 0.00428 | 0.02163 | 0.00191 | 0.00327 | 0.00006 | 0.00117 | 0.00005 | 22 | 21 | 0.4 | 24 |
| SPL-10 | | 0.04643 | 0.00354 | 0.02015 | 0.00152 | 0.00315 | 0.00006 | 0.00115 | 0.00005 | 20 | 20.3 | 0.4 | 23 |
| SPL-11 | | 0.04651 | 0.00509 | 0.02154 | 0.00234 | 0.00336 | 0.00007 | 0.00121 | 0.00006 | 22 | 21.6 | 0.4 | 24 |
| SPL-12 | | 0.04643 | 0.00309 | 0.02023 | 0.00133 | 0.00316 | 0.00006 | 0.00105 | 0.00004 | 20 | 20.3 | 0.4 | 21.2 |
| SPL-13 | | 0.04642 | 0.00552 | 0.02091 | 0.00247 | 0.00327 | 0.00007 | 0.00117 | 0.00007 | 21 | 21 | 0.4 | 24 |
| SPL-14 | | 0.04644 | 0.00336 | 0.02131 | 0.00152 | 0.00333 | 0.00006 | 0.00106 | 0.00005 | 21 | 21.4 | 0.4 | 21 |
| SPL-15 | | 0.0476 | 0.00546 | 0.02225 | 0.00254 | 0.00339 | 0.00007 | 0.00128 | 0.00006 | 22 | 21.8 | 0.4 | 26 |
| SPL-16 | | 0.04655 | 0.00714 | 0.02208 | 0.00337 | 0.00344 | 0.00007 | 0.00115 | 0.00007 | 22 | 22.1 | 0.4 | 23 |
| SPL-17 | | 0.04647 | 0.00725 | 0.02167 | 0.00336 | 0.00338 | 0.00007 | 0.00115 | 0.00011 | 22 | 21.8 | 0.4 | 23 |
| SPL-18 | | 0.04642 | 0.0033 | 0.02075 | 0.00144 | 0.00324 | 0.00007 | 0.00115 | 0.00007 | 21 | 20.9 | 0.4 | 23 |
| SPL-19 | | 0.04703 | 0.00624 | 0.02078 | 0.00274 | 0.0032 | 0.00006 | 0.00118 | 0.00006 | 21 | 20.6 | 0.4 | 24 |
| SPL-20 | | 0.0464 | 0.00789 | 0.02138 | 0.00363 | 0.00334 | 0.00007 | 0.00124 | 0.00007 | 21 | 21.5 | 0.4 | 25 |
| SPL-21 | | 0.04644 | 0.00485 | 0.02171 | 0.00225 | 0.00339 | 0.00007 | 0.00102 | 0.00006 | 22 | 21.8 | 0.4 | 21 |
| SPL-22 | | 0.04649 | 0.00353 | 0.02002 | 0.0015 | 0.00312 | 0.00006 | 0.00101 | 0.00005 | 20 | 20.1 | 0.4 | 20 |
| SPL-23 | | 0.04644 | 0.00412 | 0.02037 | 0.00179 | 0.00318 | 0.00006 | 0.00101 | 0.00006 | 20 | 20.5 | 0.4 | 20 |
| SPL-24 | | 0.04652 | 0.00541 | 0.02208 | 0.00254 | 0.00344 | 0.00008 | 0.00106 | 0.00007 | 22 | 22.1 | 0.5 | 21 |
| SPL-25 | | 0.0464 | 0.00447 | 0.0203 | 0.00194 | 0.00317 | 0.00007 | 0.00106 | 0.00006 | 20 | 20.4 | 0.4 | 21 |
| SPL-26 | | 0.04657 | 0.00504 | 0.02144 | 0.0023 | 0.00334 | 0.00007 | 0.00106 | 0.00006 | 22 | 21.5 | 0.4 | 21 |
| SPL-27 | | 0.04656 | 0.00505 | 0.02108 | 0.00227 | 0.00328 | 0.00007 | 0.00104 | 0.00006 | 21 | 21.1 | 0.4 | 21 |
| SPL-28 | | 0.04655 | 0.00449 | 0.02133 | 0.00203 | 0.00332 | 0.00007 | 0.00109 | 0.00007 | 21 | 21.4 | 0.4 | 22 |
| SPL-29 | | 0.0466 | 0.00452 | 0.02187 | 0.0021 | 0.0034 | 0.00007 | 0.00109 | 0.00006 | 22 | 21.9 | 0.4 | 22 |

Sungun porphyry (center)

Sungun porphyry (margin)

ادامه پیوست ۱ - نتایج تجزیه بلورهای زبرکن از سنگ‌های نفوذی مختلف معدن سونگون

| Analysis | Rock type | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | σ | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | σ | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | σ | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | σ |
|----------|-----------|--------------------------------------|----------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|
| DK1-01 | | 0.01836 | 0.00767 | 0.02455 | 0.00139 | 0.00008 | 0.00005 | 25 | 8 | 19.6 | 0.6 | 28 | 2 |
| DK1-02 | | 0.05856 | 0.001919 | 0.00266 | 0.00008 | 0.00008 | 0.00005 | 19 | 3 | 19.3 | 0.5 | 19 | 1 |
| DK1-03 | | 0.04643 | 0.0054 | 0.01976 | 0.00225 | 0.00308 | 0.00107 | 20 | 2 | 19.8 | 0.5 | 22 | 1 |
| DK1-04 | | 0.04656 | 0.00408 | 0.01897 | 0.00165 | 0.00297 | 0.00104 | 19 | 2 | 19.1 | 0.4 | 21 | 1 |
| DK1-05 | | 0.04666 | 0.01133 | 0.02027 | 0.00449 | 0.00315 | 0.00008 | 20 | 5 | 20.3 | 0.5 | 21 | 1 |
| DK1-06 | | 0.0464 | 0.01309 | 0.01954 | 0.00549 | 0.00305 | 0.00012 | 20 | 5 | 19.6 | 0.6 | 24 | 2 |
| DK1-07 | | 0.04639 | 0.0065 | 0.01996 | 0.00276 | 0.00312 | 0.00008 | 20 | 3 | 20.1 | 0.5 | 21 | 1 |
| DK1-08 | | 0.05744 | 0.0101 | 0.02473 | 0.00433 | 0.00312 | 0.00007 | 25 | 4 | 20.1 | 0.4 | 28 | 1 |
| DK1-09 | | 0.04627 | 0.00961 | 0.02053 | 0.00422 | 0.00322 | 0.00012 | 21 | 4 | 20.7 | 0.6 | 20 | 2 |
| DK1-10 | | 0.0549 | 0.00559 | 0.02077 | 0.0021 | 0.00274 | 0.00005 | 21 | 2 | 17.6 | 0.3 | 18 | 1 |
| DK1-11 | | 0.04634 | 0.00824 | 0.01936 | 0.00341 | 0.00303 | 0.00008 | 19 | 3 | 19.5 | 0.5 | 16 | 2 |
| DK1-12 | | 0.04645 | 0.00396 | 0.01954 | 0.00164 | 0.00305 | 0.00006 | 20 | 2 | 19.6 | 0.4 | 22 | 1 |
| DK1-13 | | 0.04644 | 0.01425 | 0.01927 | 0.00587 | 0.003 | 0.00008 | 19 | 6 | 19.3 | 0.5 | 21 | 2 |
| DK1-14 | | 0.04649 | 0.0093 | 0.02014 | 0.00399 | 0.00314 | 0.00009 | 20 | 4 | 20.2 | 0.6 | 20 | 2 |
| DK1-15 | | 0.04668 | 0.00991 | 0.01953 | 0.0041 | 0.00303 | 0.00001 | 20 | 4 | 19.5 | 0.6 | 20 | 2 |
| DK1-16 | | 0.04645 | 0.00777 | 0.01845 | 0.00305 | 0.00288 | 0.00008 | 19 | 3 | 18.5 | 0.5 | 19 | 2 |
| DK1-17 | | 0.04649 | 0.00509 | 0.02013 | 0.00219 | 0.00314 | 0.00007 | 20 | 2 | 20.2 | 0.4 | 19 | 1 |
| DK1-18 | | 0.08241 | 0.01057 | 0.03542 | 0.00447 | 0.00312 | 0.00009 | 23 | 4 | 19.4 | 0.5 | 19 | 2 |
| DK1-19 | | 0.05564 | 0.01087 | 0.02252 | 0.00438 | 0.00293 | 0.00007 | 23 | 4 | 18.9 | 0.4 | 20 | 1 |
| DK1-20 | | 0.04648 | 0.00352 | 0.02099 | 0.00157 | 0.00327 | 0.00006 | 21 | 2 | 21 | 0.4 | 21 | 1 |
| DK1-21 | | 0.0464 | 0.00968 | 0.02003 | 0.00415 | 0.00313 | 0.00009 | 20 | 4 | 20.1 | 0.6 | 24 | 2 |
| DK1-22 | | 0.04648 | 0.00374 | 0.02065 | 0.00164 | 0.00322 | 0.00006 | 21 | 2 | 20.7 | 0.4 | 22 | 1 |
| DK1-23 | | 0.08273 | 0.00928 | 0.03642 | 0.00397 | 0.00319 | 0.00001 | 25 | 4 | 19.9 | 0.6 | 19.4 | 0.7 |
| DK1-24 | | 0.04653 | 0.00352 | 0.0206 | 0.00154 | 0.00321 | 0.00006 | 21 | 2 | 20.7 | 0.4 | 21.4 | 0.8 |
| DK1-25 | | 0.04645 | 0.00563 | 0.01853 | 0.00223 | 0.00289 | 0.00006 | 19 | 2 | 18.6 | 0.4 | 18 | 1 |
| DK2-01 | | 0.04652 | 0.0129 | 0.0211 | 0.00583 | 0.00329 | 0.00009 | 21 | 6 | 21.2 | 0.6 | 26 | 2 |
| DK2-02 | | 0.04644 | 0.00579 | 0.01917 | 0.00236 | 0.00299 | 0.00008 | 19 | 2 | 19.2 | 0.5 | 22 | 1 |
| DK2-03 | | 0.04668 | 0.00489 | 0.01868 | 0.0019 | 0.0029 | 0.00008 | 19 | 2 | 18.7 | 0.5 | 21 | 2 |
| DK2-04 | | 0.04637 | 0.00959 | 0.01934 | 0.00398 | 0.00302 | 0.00008 | 19 | 4 | 19.4 | 0.5 | 20 | 2 |
| DK2-05 | | 0.04637 | 0.00982 | 0.01944 | 0.00409 | 0.00304 | 0.00009 | 20 | 4 | 19.6 | 0.6 | 20 | 2 |
| DK2-06 | | 0.04693 | 0.00537 | 0.01841 | 0.00209 | 0.00284 | 0.00006 | 19 | 2 | 18.3 | 0.4 | 22 | 1 |
| DK2-07 | | 0.11647 | 0.01329 | 0.05254 | 0.0058 | 0.00327 | 0.00011 | 22 | 5 | 19.3 | 0.6 | 19 | 2 |
| DK2-08 | | 0.0375 | 0.0071 | 0.01619 | 0.00304 | 0.00313 | 0.00008 | 16 | 3 | 20.1 | 0.5 | 19 | 1 |
| DK2-09 | | 0.04421 | 0.00477 | 0.01965 | 0.00209 | 0.00322 | 0.00008 | 20 | 2 | 20.7 | 0.5 | 22 | 1 |
| DK2-10 | | 0.0517 | 0.00525 | 0.0218 | 0.00218 | 0.00306 | 0.00007 | 22 | 2 | 19.7 | 0.4 | 19 | 1 |
| DK2-11 | | 0.04909 | 0.0041 | 0.01959 | 0.00161 | 0.00289 | 0.00006 | 20 | 2 | 18.6 | 0.4 | 20 | 1 |
| DK2-12 | | 0.04561 | 0.00668 | 0.01913 | 0.00276 | 0.00304 | 0.00009 | 19 | 3 | 19.6 | 0.6 | 19 | 1 |
| DK2-13 | | 0.09853 | 0.00831 | 0.0435 | 0.00356 | 0.0032 | 0.00008 | 20 | 3 | 19.3 | 0.5 | 19 | 1 |
| DK2-14 | | 0.0439 | 0.00488 | 0.01783 | 0.00196 | 0.00295 | 0.00007 | 18 | 2 | 19 | 0.4 | 21 | 1 |
| DK2-15 | | 0.04086 | 0.00639 | 0.01804 | 0.00279 | 0.0032 | 0.00009 | 18 | 3 | 20.6 | 0.6 | 19 | 1 |
| DK2-16 | | 0.0522 | 0.0047 | 0.02196 | 0.00194 | 0.00305 | 0.00007 | 22 | 2 | 19.6 | 0.4 | 18 | 1 |
| DK2-17 | | 0.05465 | 0.00731 | 0.02334 | 0.00307 | 0.0031 | 0.00008 | 23 | 3 | 20 | 0.6 | 23 | 2 |
| DK2-18 | | 0.03985 | 0.00641 | 0.01696 | 0.00269 | 0.00309 | 0.00009 | 17 | 3 | 19.9 | 0.6 | 20 | 2 |
| DK2-19 | | 0.05398 | 0.00597 | 0.02262 | 0.00245 | 0.00304 | 0.00008 | 23 | 2 | 19.6 | 0.5 | 26 | 1 |
| DK2-20 | | 0.04644 | 0.00636 | 0.0191 | 0.00258 | 0.00298 | 0.00008 | 19 | 3 | 19.2 | 0.5 | 16 | 1 |
| DK2-21 | | 0.04641 | 0.00439 | 0.01968 | 0.00184 | 0.00308 | 0.00007 | 20 | 2 | 19.8 | 0.4 | 19 | 1 |
| DK2-22 | | 0.08715 | 0.01104 | 0.03712 | 0.00459 | 0.00309 | 0.00007 | 18.7 | 0.5 | 18.9 | 0.4 | 146 | 7 |
| DK2-23 | | 0.04652 | 0.02016 | 0.00323 | 0.00314 | 0.00309 | 0.00009 | 20 | 3 | 20.2 | 0.6 | 20 | 1 |
| DK2-24 | | 0.04639 | 0.00688 | 0.01958 | 0.00287 | 0.00306 | 0.00009 | 20 | 3 | 19.7 | 0.6 | 18 | 1 |
| DK2-25 | | 0.04647 | 0.00536 | 0.01958 | 0.00223 | 0.00306 | 0.00007 | 20 | 2 | 19.7 | 0.4 | 19 | 1 |

پیوست ۲- نتایج تجزیه عناصر کمیاب و همچنین، داماسنجی در بلورهای زیرکن در سنگ‌های نفوذی معدن سونگون

Table with columns: Element, Si, Ti, Y, Zr, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Th, U, Pb, Sum HREE, Th/U, Eu/Eu*, Tem.(°C). Rows include elements SPP-01 to DKL-11.

Geology and U-Pb age dating of intrusive bodies in Sungun deposit

Mehraj Aghazadeh * and Zahra Badrzadeh

Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

Abstract

The Sungun porphyry copper deposit is located in the NW of Iran. Most rock outcrops in the region and the surrounding area comprise the Cretaceous metamorphosed and skarnish carbonates and the Eocene volcanic rocks that intruded by the Sungun monzonitic to quartz monzonitic stock. The Sungun stock crosscut by late-and post mineralization dykes. The Sungun porphyry stock was emplaced in 21 Ma ago and then late-and post mineralization dykes intruded at the 19.78 and 19.51 Ma ago, respectively. Zircon trace element data indicates that all the studied zircons are magmatic in origin and the source of the Sungun porphyry monzonite is different from late-and post mineralization dykes. According to Ti-in- zircon thermometry, the porphyry Sungun stock and the late dykes were crystallized at about 650 and 700 °C, respectively. Rare earth element abundances in the zircon crystals show that the Sungun porphyry has crystallized from productive and high fO_2 melt. Our dating results indicate that porphyry mineralization in the Arasbaran belt occurred in the early Miocene time and about 10 m.y. earlier than the Kerman belt and in a post-collisional tectonic setting.

Key words: Trace element, Age dating, U-Pb method, Tectonic setting, Sungun copper mine, Azerbaijan