

# پتروژنز و تعیین سن U-Pb توده‌های نفوذی کانسار مس سرچشمه

مهرج آقازاده<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۷/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۱۶

## چکیده

معدن سرچشمه، جزو معادن مس پورفیری بزرگ دنیا به شمار می‌آید که در پهنه فلززایی کرمان قرار گرفته است. رخنمون‌های سنگی در محدوده معدن شامل سنگ‌های بازالتی، آندزیت بازالتی تا آندزیتی انوسن و توده‌های گرانولار و پورفیری گرانودیوریتی الیگوسن و استوک پورفیری گرانودیوریتی سرچشمه، توده تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و انواع دایک‌های هورنبلند، پلاژیوکلاز و بیوتیت پورفیری آندزیتی تا داسیتی میوسن هستند. در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌های مورد مطالعه از واحدهای مختلف، الگوهای غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE همانند ماگماهای مربوط به کمان‌های آتشفشانی را نشان می‌دهند. سنگ‌های آتشفشانی انوسن و توده‌های گرانولار و پورفیری گرانودیوریتی الیگوسن ویژگی‌های معمول در ماگماهای کمان‌های آتشفشانی را نشان می‌دهند؛ در حالی که توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و دایک‌ها ویژگی‌های ماگماهای آداکیتی را دارند. میزان نسبت  $(La/Yb)_N$  در سنگ‌های آتشفشانی ۱ تا ۵، در توده‌های گرانودیوریت پورفیری و گرانودیوریت گرانولار ۷ تا ۱۱ و در توده‌های سرچشمه پورفیری و تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و انواع دایک‌ها به بیشینه مقدار ۲۰ تا ۴۰ می‌رسد. با توجه به فراوانی پایین عناصر HREE در توده‌ها و دایک‌های میوسن، به نظر می‌رسد که در منشأ ماگماهای آنها گارنت حضور داشته است. تشکیل گارنت در منشأ این سنگ‌ها به دلیل افزایش ستبرای پوسته پهنه کرمان در طی الیگوسن و میوسن صورت گرفته است. بر پایه سن‌سنجی بلورهای زیرکن به روش U-Pb، استوک پورفیری سرچشمه در  $12.97 \pm 0.23$ ، توده تأخیری دانه‌ریز گرانیتی در  $12.37 \pm 0.17$  و هورنبلند دایک‌ها در  $12.16 \pm 0.8$  میلیون سال پیش جایگزین شده‌اند. بر پایه ویژگی‌های عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن، توده‌های نفوذی و دایک‌های میوسن از منشأ یکسان منشأ گرفته‌اند. توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و انواع دایک‌ها، در میوسن میانی از درصد متفاوت ذوب بخشی پوسته زیرین آمفیبولیتی با مقادیر متفاوت گارنت در محیط پس از برخورد تشکیل شده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** تعیین سن اورانیم-سرب، آداکیت، پتروژنز، محیط زمین‌ساختی، معدن سرچشمه.

\*نویسنده مسئول: مهرج آقازاده

E-mail: Mehrajaghazadeh@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

درون سنگ‌های میزبان خود نفوذ کرده‌اند و دامنه ترکیبی گوناگونی از دیوریت تا گرانیت را نشان می‌دهند. کانی‌زایی مس پورفیری از دید زمانی و مکانی همراه با این استوک‌ها تشکیل می‌شود (Sillitoe, 2010).

معدن مس سرچشمه بزرگ‌ترین معدن مس پورفیری در ایران و جزو معادن مس پورفیری بزرگ دنیاست. در این کانسار تاکنون مطالعات گسترده‌ای در زمینه کانی‌زایی، ارتباط کانی‌زایی با توده‌های نفوذی و منشأ سیال‌ها و ماهیت آنها انجام و استوک پورفیری سرچشمه نیز تعیین سن شده است (شهاب‌پور، ۱۳۶۲؛ عطاپور و آفتابی، ۱۳۸۸؛ معانی‌جو و همکاران، ۱۳۹۳؛ Shahabpour & Keramers, 1987؛ Hezarkhani, 2006؛ McInnes et al., 2003؛ Waterman & Hamilton, 1975؛ Boomeri et al., 2010؛ Shafiei et al., 2009؛ Atapour & Aftabi, 2007). مطالعه اولیه در این معدن توسط Waterman & Hamilton (1975) انجام شده است که ایشان به توصیف واحدهای سنگی و تهیه نقشه زمین‌شناسی پرداخته‌اند. همچنین شهاب‌پور (۱۳۶۲) و (Shahabpour & Keramers (1987) از ارزیابی ویژگی‌های کانی‌زایی و ماهیت آن و ویژگی‌های ایزوتوپی توده‌ها در معدن پرداخته‌اند. سن استوک سرچشمه بر پایه روش U-Pb،  $13.6 \pm 1$  به‌دست آمده است (McInnes et al., 2003). پژوهشگران بسیاری ماهیت سیال‌های کانه‌دار و ویژگی‌های آنها را ارزیابی کرده‌اند (معانی‌جو و همکاران، ۱۳۹۳؛ Hezarkhani, 2006؛ Atapour & Aftabi, 2007؛ Boomeri et al., 2010). برخی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی پورفیری سرچشمه در قالب مطالعات ناحیه‌ای روی پهنه کانی‌زایی کرمان مورد ارزیابی قرار گرفته است (عطاپور و آفتابی، ۱۳۸۸؛ Shafiei et al., 2009). با این وجود، هنوز مطالعه دقیقی روی پتروژنز انواع سنگ‌های نفوذی معدن سرچشمه و روابط سنی آنها و ویژگی‌های عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن انجام نشده است. در این مطالعه با بررسی دقیق زمین‌شناسی صحرایی و

ایران در بخش میانی کمربند کوهزایی و فلززایی آلپ-هممالیا قرار دارد که حوادث زمین‌شناسی مختلف را در اثر کوهزایی آلپی تحمل کرده است. در اثر فرایندهای مربوط به تکامل اقیانوس نوتتیس که شامل مراحل باز شدن، فروانش و بسته شدن این اقیانوس و همچنین فرایندهای پس از برخورد است، انواع کانسارهای مختلف در ایران تشکیل شده است که از جمله مهم‌ترین آنها کانسارهای مس پورفیری هستند (Shahabpour & Keramers, 1987; Mehrpartou, 1993; Hassanzadeh, 1993; Hezarkhani & William-Jones, 1998; Calagari, 2003; Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012; Aghazadeh et al., 2013). کانسارهای مس پورفیری در ایران بیشتر در امتداد نوار آتشفشانی ارومیه-دختر و همچنین با گسترش کمتر در خاور ایران تشکیل شده‌اند (Shafiei et al., 2009; Aghazadeh et al., 2012; Richards et al., 2012). با این وجود، بیشتر کانسارهای مس پورفیری ایران در پهنه‌های کانی‌سازی کرمان و ارسباران به ترتیب در پایانه جنوب خاوری و شمال باختری کوهزاد زاگرس دیده می‌شوند. کانسارهای مس پورفیری سرچشمه و سونگون به ترتیب در پهنه‌های کانی‌سازی کرمان و ارسباران، جزو کانسارهای مس پورفیری در کلاس جهانی از دید ذخیره و عیار هستند.

کانسارهای مس پورفیری می‌توانند از عناصر مولیبدن و طلا نیز غنی باشند و بیشتر به‌هاله‌های گسترده از انواع دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، پروپیلیتی و آرژیلی همراه هستند. این کانسارها عموماً با توده‌های نفوذی کالک‌آلکال در کمربند‌های ماگمایی تشکیل می‌شوند (Sillitoe, 2010). کانسارهای مس پورفیری معمولاً در بالای پهنه‌های فروانش فعال در حواشی صفحه‌های همگرا یافت می‌شوند. اگر چه برخی از این کانسارها در محیط‌های پس از برخورد نیز گزارش شده‌اند (Hou et al., 2009; Richards, 2009; Sillitoe, 2010). توده‌های نفوذی میزبان کانسارهای مس پورفیری به‌صورت استوک‌های منفرد یا مجموعه استوک‌ها

تا فلسیک ائوسن زیرین آغاز می‌شود که این سنگ‌ها به نام مجموعه بحر آسمان نام‌گذاری شده‌اند (Dimitrijevic, 1973; Hassanzadeh, 1993) و ستبرای حدود ۷ کیلومتر دارند (Dimitrijevic, 1973). این مجموعه به‌طور دگرشیب سنگ‌های کهن‌تر را می‌پوشاند. روی نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی مجموعه بحر آسمان یک، توالی از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی زیردریایی رازک (Dimitrijevic, 1973) با سن ائوسن میانی-پایانی (Hassanzadeh, 1993) و ستبرای حدود ۲ کیلومتر قرار دارد. مجموعه‌های رازک و بحر آسمان ماهیت کالک‌آلکال و به‌طور فرعی توله‌ایتی دارند (Ahmad & Posht Kuhi, 1993; Shahabpour, 2007). روی مجموعه‌های فوق، سنگ‌های ائوسن پایانی-الیگوسن میانی مجموعه هزار (Dimitrijevic, 1973) با ماهیت شوشونیتی قرار دارند (Hassanzadeh, 1993) که ستبرای این نهشته‌ها به ۱/۵ کیلومتر می‌رسد (Dimitrijevic, 1973). سنگ‌های آتشفشانی مافیک تا فلسیک و آذرآواری مجموعه هزار، بیشتر در بخش شمال باختری کمر بند کرمان رخمون دارند. حجم فعالیت ماگمایی از ائوسن زیرین به سوی الیگوسن میانی کاهش، ولی میزان عناصر آلکالی ماگماها افزایش پیدا می‌کند. رخداد سنگ‌های آتشفشانی در میان دوره‌های الیگوسن میانی-انتهایی و میوسن میانی پایان می‌یابد و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن-الیگوسن به‌صورت دگرشیب توسط لایه‌های سرخ رنگ و آهک‌های الیگو-میوسن پوشیده می‌شوند (Dimitrijevic, 1973).

در طی دوره الیگوسن، فعالیت ماگمایی بیشتر با نفوذ توده‌های نوع جبال بارز با طبیعت کالک‌آلکال پتاسیم بالا تا شوشونیتی (Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2003; Shafiei et al., 2009) در یک محیط پس از برخورد دنبال شده است (Dargahi et al., 2010). در طی دوره میوسن میانی-بالایی، توده‌های نفوذی کم‌ژرفای نوع کوه‌پنج با طبیعت آداکیتی و همراه با کانی‌زایی مس پورفیری جایگزین شده‌اند (Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2005; Shafiei et al., 2009). فعالیت ماگمایی دوره پلیوسن با ترکیب متوسط تا فلسیک، در کوه‌های آتشفشانی مساحیم و بیدخان و همچنین با پیدایش دم‌های داسیتی تا ریولیتی مشخص می‌شود که بیشتر در بخش شمال باختری پهنه کرمان تظاهر دارند (Dimitrijevic, 1973). سنگ‌های آتشفشانی آلکال مافیک-پلیو-کوآترنری با گسترش محدود، آخرین رخداد ماگمایی در منطقه هستند (Dimitrijevic, 1973; Hassanzadeh, 1993).

بیش از ۲۰ کانسار مس پورفیری با عیار و تناژ متفاوت در کمر بند کرمان کشف شده‌اند که بیشتر در بخش شمال باختری این کمر بند تمرکز دارند (شکل ۱). کانی‌زایی مس پورفیری در کمر بند کرمان بیشتر با توده‌های نفوذی جوان کوه‌پنج همراه است (McInnes et al., 2003; Shafiei et al., 2009). توده‌های نوع کوه‌پنج بیشتر در بخش شمال باختری کمر بند کرمان رخمون دارند ولی رخمون‌های توده‌های ناباور جبال بارز در بخش جنوب خاوری کمر بند تمرکز دارند (Dimitrijevic, 1973; McInnes et al., 2003; Shafiei et al., 2009). بر پایه مطالعات اخیر، توده‌های نوع جبال بارز و کوه‌پنج دارای ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی متمایزی هستند (Shafiei et al., 2009). تعیین سن‌های انجام شده از توده‌های نوع جبال بارز نشان داد که آنها دامنه سنی از  $29.7 \pm 0.3$  تا  $16.9 \pm 0.2$  میلیون سال دارند (Conrad et al., 1977; Ghorashzadeh, 1978; Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2003) و سن‌های گزارش شده برای توده‌های نفوذی جوان نوع کوه‌پنج از  $13.3 \pm 1.1$  تا  $4.9 \pm 0.4$  میلیون سال متغیر است (Ghorashzadeh, 1978; Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2003; Shahabpour & Kramers, 1987; Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2005).

#### ۴- زمین‌شناسی کانسار و سنگ‌نگاری

کانسار بیضوی شکل سرچشمه دارای دو کیلومتر طول و بیش از یک کیلومتر عرض

کانی‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی مختلف، پتروژنز و همچنین سن دقیق کانی‌زایی و نفوذ توده‌های مختلف در معدن سرچشمه و ویژگی‌های عناصر کمیاب در بلورهای زیرین توده‌های مختلف بحث شده است.

#### ۲- روش پژوهش

برای بررسی زمین‌شناسی کانسار، ۱۵۰ نمونه از رخمون‌ها و مغزه‌های حفاری برداشت و پس از تهیه مقاطع نازک، در زیر میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. ۵۹ نمونه کمتر دگرسان و سالم از سنگ‌های مختلف در رخمون‌های سطحی و گمانه‌های حفاری انتخاب و در آزمایشگاه شرکت SGS کانادا تجزیه شدند. نمونه‌های مربوط به سنگ‌های میزبان ائوسن و توده گرانودیوریتی بند مزار، از رخمون‌های بدون دگرسانی حاشیه معدن گرفته شده است. نمونه‌های توده‌های پورفیری از مغزه‌های بخش‌های ژرف گمانه‌ها (گاه تا ژرفای ۸۰۰ متری) و رخمون‌های با دگرسانی کمتر گرفته شده است. نمونه‌های مربوط به دایک‌های تأخیری از رخمون‌های بدون دگرسانی گرفته شده است. در جدول ۱ نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی ارائه شده است. برای تعیین سن سنگ‌های نفوذی رخمون یافته در محدوده کانسار، یک نمونه از توده گرانودیوریتی سرچشمه پورفیری (SP)، یک نمونه از توده گرانیتی دانه‌ریز تأخیری (LF) و یک نمونه نیز از هورنلندادیک‌ها (HD) برداشت شد. بلورهای زیرین بر پایه روش‌های متداول مغناطیسی و با استفاده از مایع بروموفورم در آزمایشگاه انستیتو زمین‌شناسی و منابع کانی شهر پکن جدایش شدند. نمونه‌های جدا شده به همراه نمونه‌های استاندارد در رزین اپوکسی جاسازی و پس از مرحله پالیش، به وسیله میکروسکوپ‌های نوری و اسکنر الکترونی بررسی شدند. نمونه‌های مورد مطالعه سپس به روش U-Pb در انستیتو منابع کانی شهر پکن کشور چین و توسط دستگاه Thermo Finnigan Neptune MC-ICPMS تجزیه شدند. تجزیه نقطه‌ای زیرین‌های مورد مطالعه با پرتویی به قطر حدود  $25 \mu\text{m}$ ، و نرخ تکرار  $10 \text{ Hz}$  و چگالی انرژی  $2/5 \text{ Jcm}^{-2}$  انجام شده است. پس از تجزیه هر نقطه، درستی داده‌ها با تجزیه نمونه استاندارد چک شد. اطلاعات بیشتر در مورد دستگاه و روش تجزیه در پژوهش (Hou et al., 2009) در دسترس است. در جدول ۲ نتایج تجزیه‌های سنی بلورهای زیرین و در جدول ۳ نتایج داده‌های عناصر کمیاب در بلورهای زیرین آورده شده است.

#### ۳- زمین‌شناسی منطقه‌ای

پهنه مس پورفیری کرمان با روند شمال باختر-جنوب خاور، در حدود ۵۰ تا ۷۰ کیلومتر پهنای ۵۰۰ کیلومتر درازا دارد و کانسار مس پورفیری سرچشمه در بخش مرکزی این پهنه جای گرفته است. پهنه کرمان ادامه جنوب خاوری کمان ماگمایی ارومیه-دختر است و عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و توده‌های نفوذی ترشیری تشکیل شده است (شکل ۱). این پهنه به وسیله گسل‌های امتدادلغز رفسنجان و سروستان در شمال و افیولیت‌های دهشیر-بافت و گسل سبزواران در جنوب محدود شده است. ادامه شمال باختری و جنوب خاوری پهنه کرمان معلوم نیست؛ ولی احتمالاً این پهنه تا آتشفشان تفتان در جنوب خاور و گنبد آتشفشانی آج (باختر شهر دهج) در شمال باختر ادامه دارد (Dimitrijevic, 1973). پهنه فلززایی کرمان را می‌توان بر پایه ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌زایی به دو بخش شمال باختری و جنوب خاوری تقسیم‌بندی کرد. در بخش شمال باختری، کانسارهای مس پورفیری فراوان‌تری از بخش جنوب خاوری تشکیل شده‌اند. بخش جنوب خاوری در مقایسه با بخش شمال باختری، دچار نرخ بالا آمدگی (uplifting) و فرسایش بالایی شده است. به گونه‌ای که بیشتر رخمون‌های سنگی شامل توده‌های گرانیتیویدی گرانولار نوع جبال بارز هستند (Dimitrijevic, 1973) (شکل ۱).

در پهنه فلززایی کرمان، مجموعه نهشته‌های ائوسن با توالی از سنگ‌های بازیک

پتاسیم فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول هستند که در زمینه‌ای از کانی‌های یاد شده قرار دارند. همچنین کانی‌های کمیاب زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر نیز در مقاطع دیده می‌شوند. توده یاد شده دچار دگرسانی کوارتز-سریستی گسترده در بیشتر گمانه‌های اکتشافی و رخنمون‌های سطحی شده است. همچنین در بخش‌های سطحی، دگرسانی آرژلیک ثانویه روی دگرسانی اولیه کوارتز-سریستی اثر کرده است.

استوک پورفیری گرانودیوریتی سرچشمه (SP) در بخش‌های مرکزی و باختری پیت معدن سرچشمه رخنمون دارد (شکل‌های ۲ و ۳- الف) و عامل کانی‌زایی پورفیری در این معدن است. این توده در نمونه دستی به واسطه رنگ خاکستری روشن، بافت پورفیری و استوک‌ورک‌های سیلیسی فراوان از دیگر توده‌ها به راحتی قابل شناسایی است (شکل ۳- ت). در نمونه دستی دارای درشت‌بلورهای فراوان پلاژیوکلاز و کوارتزهای چشمی و همچنین کانی‌های مافیک بیوتیت و گاه آمفیبول است. در زیر میکروسکوپ، توده سرچشمه پورفیری بافت پورفیری و زمینه میکروگرانولار دارد و به سوی ژرفای گمانه‌های حفاری، زمینه سنگ درشت‌بلورتر می‌شود. در زمینه سنگ گاهی بافت گرانوفیری نیز دیده می‌شود. درشت‌بلورهای دیده شده در زیر میکروسکوپ شامل بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتزهای خلیجی و همچنین بیوتیت و آمفیبول هستند (شکل‌های ۴- ب و پ) که همراه با آنها درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم با فراوانی کم به‌ویژه در بخش‌های ژرف توده دیده می‌شوند. کانی‌های کمیاب در توده شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر هستند. این توده تحت تأثیر انواع دگرسانی‌های کوارتز-سریستی (فیلیک) و پتاسیک قرار گرفته است. در بیشتر موارد دگرسانی پتاسیک توسط دگرسانی فیلیک در سطح فعلی معدن و نیز بخش‌های نزدیک به سطح جایگزین شده است. در اثر دگرسانی فیلیک، کانی‌های پلاژیوکلاز و مافیک با سریست، سیلیس، کلریت و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند. در بخش‌های ژرف، دگرسانی اصلی توده پتاسیک است که در اثر آن کانی‌های ثانویه بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کلریت و مگنتیت در سنگ تشکیل شده‌اند. در پهنه دگرسانی پتاسیک، بلورهای پلاژیوکلاز به‌طور بخشی و یا کامل توسط فلدسپار پتاسیم و کانی‌های مافیک (بیوتیت و آمفیبول) توسط بیوتیت ثانویه و مگنتیت جایگزین شده‌اند (شکل‌های ۴- ب و پ).

در بخش خاوری پیت معدن، توده گرانیته تأخیری دانه ریز (LF) رخنمون دارد (شکل ۲) که به عنوان فاز تأخیری استوک سرچشمه پورفیری در نظر گرفته شده است (Waterman & Hamilton, 1975). این توده بافت پورفیری دانه‌ریز دارد و در مقایسه با توده سرچشمه پورفیری، استوک‌ورک‌های سیلیسی و عیار مس کمتری دارد. در این توده زینولیت‌های فراوانی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دیده می‌شود (شکل ۳- ث) و در نمونه دستی دارای بلورهای ارتوز و بیوتیت اولیه درشت است (شکل ۳- ج). توده گرانیته تأخیری دامنه ترکیبی از گرانودیوریت تا گرانیته نشان می‌دهد. در مطالعات میکروسکوپی توده یاد شده شامل درشت‌بلورهایی از بلورهای پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز خلیجی و بیوتیت و آمفیبول است (شکل ۴- ت). کانی‌های کمیاب شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر هستند. این توده انواع دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک را تحمل کرده است و مجموعه کانی‌های سنگ با کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند. در پهنه دگرسانی پتاسیک کانی‌های بیوتیت ثانویه در زمینه و روی کانی‌های مافیک رشد کرده‌اند. بر روی بلورهای پلاژیوکلاز و در زمینه سنگ، فلدسپار پتاسیم ثانویه به فراوانی گسترش یافته است. در اثر دگرسانی فیلیک، کانی‌های اولیه و همچنین کانی‌های ناشی از دگرسانی پتاسیک، بیشتر توسط سریست، سیلیس و پیریت جایگزین شده‌اند.

در محدوده کانسار دایک‌های مختلفی رخنمون دارند که می‌توان آنها را به دو نسل دایک‌های تأخیری اولیه (Late mineralization dykes) و دایک‌های تأخیری بعدی (Post mineralization dykes) تقسیم‌بندی کرد (شکل ۲). دایک‌های تأخیری

است (شکل ۲). اکتشافات اخیر در این کانسار نشان داده است که ذخیره قطعی این کانسار در حدود ۸۳۰ میلیون تن با عیار متوسط ۰/۶۸ درصد مس و ۰/۰۲ درصد مولیبدن است. بر پایه این اکتشافات مجموع ذخایر ممکن و احتمالی و قطعی کانسار حدود ۱/۵ میلیارد تن با عیار متوسط ۰/۵۸ درصد مس و ۰/۰۲ درصد مولیبدن است. کهن‌ترین رخنمون‌های سنگی حاشیه استوک پورفیری سرچشمه را نهشته‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۲ و ۳- الف). سنگ‌های آتشفشانی به شدت خرد شده هستند و دامنه ترکیبی از آندزیت، تراکی آندزیت بازالتی تا آندزیت بازالتی نشان می‌دهند و همچنین همراه با آنها سنگ‌های آذرآواری نیز دیده می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به‌صورت هاله‌ای در حاشیه کانسار دیده می‌شوند و در محدوده پیت معدن بیش از ۵۰ درصد رخنمون‌ها را به خود اختصاص داده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳- الف). سنگ‌های یاد شده بیشتر بافت پورفیری و آذرآواری دارند و درشت‌بلورها بیشتر شامل بلورهای پلاژیوکلاز هستند (شکل ۴- الف) که همراه با آنها گاهی کلینوپیروکسن، آمفیبول و شکل‌های دروغینی از الیون نیز دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی ترکیبی و برخی بافت غربالی نشان می‌دهند. زمینه سنگ بیشتر از شیشه دوپره شده و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز با بافت جریان‌ی تشکیل شده است. همچنین در زمینه سنگ گاهی میکروولیت‌هایی از بلورهای ساندین نیز دیده می‌شود. سنگ‌های آذرآواری نیز شامل کریستال‌توف، لیتیک‌توف، لاپیلی توف با ترکیب میانه تا اسیدی هستند. سنگ‌های ائوسن در حاشیه استوک پورفیری سرچشمه دگرسانی پتاسیک و بیوتیتی شدن را تحمل کرده‌اند (شکل ۴- الف) و به سوی حاشیه از شدت دگرسانی پتاسیک کاسته و دگرسانی پروپیلیتی جایگزین آن می‌شود. در اثر این دگرسانی‌ها انواع کانی‌های ثانویه بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کانی‌های کدر (پهنه دگرسانی پتاسیک) و کلریت، اپیدوت، سریست، کلسیت و آلپیت (دگرسانی پروپیلیتی) در سنگ رشد کرده‌اند. افزون بر دگرسانی‌های یاد شده، سنگ‌های آتشفشانی به‌صورت محدود دچار دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلی ثانویه شده‌اند (Waterman & Hamilton, 1975).

توده‌های نفوذی بسیاری در کانسار سرچشمه رخنمون دارند که برخی پیش از جایگزینی استوک پورفیری سرچشمه و برخی نیز پس از آن جایگزین شده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳). کهن‌ترین توده نفوذی موجود در محدوده کانسار سرچشمه را توده گرانودیوریتی گرانولار تشکیل می‌دهد که در بخش شمالی و شمال باختری کانسار رخنمون دارد و در واقع بخشی از باتولیت بند مزار را تشکیل می‌دهد (شکل‌های ۲ و ۳- ب). دامنه ترکیبی این توده از کوارتزودیوریت تا کوارتزمونزودیوریت و گرانودیوریت در تغییر است. این توده بافت گرانولار دارد و شامل کانی‌های تیره بیوتیت و آمفیبول و کانی‌های روشن و اصلی پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و کوارتز است. بلورهای پلاژیوکلاز گاهی منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. فراوانی بلورهای کوارتز متغیر و از ۱۰ تا ۲۰ درصد در سنگ متغیر است. کانی‌های کمیاب شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند که همراه با کانی‌های کدر به‌صورت پراکنده در سنگ دیده می‌شوند. توده یاد شده عمدتاً سالم است ولی در حاشیه استوک سرچشمه دچار انواع دگرسانی‌های پتاسیک، فیلیک و آرژلیک ضعیف و دور از استوک سرچشمه دچار دگرسانی پروپیلیتی شده است.

استوک گرانودیوریت پورفیری (کوارتز چشمی پورفیری: EQ) نیز پیش از استوک پورفیری سرچشمه جایگزین شده و درون توده گرانولار گرانودیوریتی و در حاشیه آن نفوذ کرده است (شکل ۲). رخنمون آن به‌صورت محدود در بخش باختری کانسار و در گمانه‌های اکتشافی این محدوده دیده می‌شود. توده گرانودیوریت پورفیری در نمونه دستی بافت پورفیری و درشت‌بلورهای کوارتز چشمی و پلاژیوکلاز و همچنین گاهی ارتوز و بیوتیت اولیه دارد (شکل ۳- پ). این توده دامنه ترکیبی از کوارتزمونزودیوریت تا گرانودیوریت نشان می‌دهد. درشت‌بلورها بیشتر شامل بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز به همراه میزان کمتری از

سرچشمه پورفیری ترکیب گرانودیوریتی و تأخیری دانه‌ریز ترکیب گرانودیوریتی تا گرانیتی دارند. دایک‌های هورنبلند پورفیری دامنه ترکیبی گسترده‌ای از آندزیت تا داسیت و دایک‌های بیوتیت پورفیری و پلاژیو کلاز پورفیری ترکیب اصلی داسیتی نشان می‌دهند. بر پایه میزان MgO و همچنین عناصر سازگار (از جمله Ni, Cr)، نمونه‌های مورد مطالعه اولیه نبوده و از ماگمای تحول یافته متبلور شده‌اند (جدول ۱). نمونه‌های مورد مطالعه بر پایه میزان  $TiO_2$  تمایز معنی‌داری نشان می‌دهند. به گونه‌ای که نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری (EQ) میزان  $TiO_2$  بالاتر از ۰/۶ درصد و نمونه‌های مربوط به استوک سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز و دایک‌ها میزان  $TiO_2$  پایین‌تر از ۰/۵ درصد دارند (جدول ۱).

در نمودارهای عنکبوتی، همه نمونه‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE نشان می‌دهند (شکل ۶). همچنان که در این نمودارها مشخص است بیشتر نمونه‌ها تهی‌شدگی از عناصر Nb-Ta نشان می‌دهند که الگوی نمونه‌های مورد مطالعه با الگوی مربوط به سنگ‌های محیط‌های فرورانشی قابل مقایسه است. در نمودارهای عنکبوتی تهی‌شدگی از Sr در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود که این امر می‌تواند به تفریق پلاژیو کلاز و یا باقی ماندن این کانی در منشأ نسبت داده شود (Rollinson, 1993). همچنین در الگوی نمونه‌های مربوط به استوک‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز و هورنبلند دایک‌ها بی‌نظمی‌هایی در پتاسیم دیده می‌شود که به دلیل عملکرد دگرسانی است.

نمونه‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی از عناصر LREE و تهی‌شدگی از عناصر HREE نشان می‌دهند. این امر به ویژه در نمونه‌های مربوط به توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و دایک‌های هورنبلند، بیوتیت و پلاژیو کلاز پورفیری شاخص‌تر است. به گونه‌ای که نسبت  $(La/Yb)_N$  در نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی در حدود ۱ تا ۵، در توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری (EQ) در حدود ۷ تا ۱۱ است. در توده سرچشمه پورفیری و همچنین توده تأخیری دانه‌ریز میزان نسبت  $(La/Yb)_N$  بیشتر میان ۲۰ تا ۳۰ در تغییر است (جدول ۱). این نسبت در دایک‌های تأخیری نیز مقادیر بالایی دارد و بیشتر دامنه‌ای در حدود ۱۷ تا ۴۱ را نشان می‌دهد که در این میان بیوتیت دایک‌ها بیشترین میزان را نشان می‌دهند (جدول ۱). میزان نسبت  $Eu/Eu^0$  در بیشتر توده‌های نفوذی مورد مطالعه در حدود ۱ است که نشانگر نبود پلاژیو کلاز در منشأ و نیز عدم دخالت گسترده آن در فرایندهای تحول ماگمای مربوط به این سنگ‌هاست (Rollinson, 1993).

## ۶- تعیین سن

از میان توده‌های مختلف رخنمون یافته در محدوده معدن مس سرچشمه، توده‌های سرچشمه پورفیری (SP)، تأخیری دانه‌ریز (LF) و هورنبلند دایک‌ها (HD) انتخاب و با روش U-Pb تعیین سن شدند. برای این امر یک نمونه از استوک پورفیری سرچشمه پورفیری و یک نمونه از توده تأخیری دانه‌ریز و یک نمونه از هورنبلند دایک‌ها برداشت و بلورهای زیرکن آنها جدا شدند. بلورهای زیرکن مورد مطالعه دارای شکل‌های خودشکل و منطقه‌بندی ماگمایی هستند (شکل ۷) و در طی مطالعه و تعیین سن هیچ‌گونه بلور زیرکن به ارث رسیده‌ای دیده نشده است.

۱۶ نقطه از بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای بلورهای زیرکن توده سرچشمه پورفیری مورد تجزیه قرار گرفت. دامنه سن‌های  $^{206}Pb/^{238}U$  به دست آمده از ۱۲/۲ تا ۱۳/۵ میلیون سال در تغییر است (جدول ۱). همچنین میانگین سن‌های به دست آمده برای ۱۶ تجزیه انجام شده برابر با  $Mean = 12.97 \pm 0.23 \text{ Ma}$ , 95% conf. n=16, MSWD=1.4 است (شکل ۸).

۲۷ نقطه از بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای بلورهای زیرکن توده تأخیری دانه‌ریز (LF) مورد تجزیه قرار گرفت که دامنه سن‌های  $^{206}Pb/^{238}U$  به دست آمده

اولیه به‌طور گسترده در رخنمون‌های سطحی و گمانه‌ها دیده می‌شوند. روند این دایک‌ها عموماً شمال‌باختر - جنوب‌خاور بوده و حضور آنها در مرکز و خاور کانسار گسترده‌تر است. دایک‌های تأخیری اولیه ابعاد مختلفی دارند به گونه‌ای که عرض آنها به کمتر از ۱ متر تا بیش از ۱۰۰ متر می‌رسد (شکل‌های ۲ و ۳-ث). در نمونه دستی این دایک‌ها بافت پورفیری و عموماً درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز و آمفیبول دارند؛ به واسطه حضور هورنبلند فراوان به عنوان هورنبلند دایک‌های پورفیری (HD) معروفند (Waterman & Hamilton, 1975). هورنبلند دایک‌ها دامنه ترکیبی گسترده از آندزیت تا داسیت (دیوریت تا کوارتز دیوریت و گرانودیوریت) دارند. در زیر میکروسکوپ، هورنبلند دایک‌ها بافت پورفیری با زمینه میکروگرانولار تا ریزبلور دارند و درشت‌بلورها شامل کانی‌های پلاژیو کلاز، هورنبلند و بیوتیت و گاهی کوارتز خلیجی هستند (شکل ۴-ث). زمینه سنگ نیز از بلورهای یاد شده و کمتر شیشه تبلور یافته تشکیل شده است. این دایک‌ها دارای کانی‌های کمیاب آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر هستند. هورنبلند دایک‌های پورفیری دچار دگرسانی‌های پروپیلیتی و کمتر فلیک‌ضعیف شده‌اند؛ در اثر این دگرسانی‌ها، کانی‌های ثانویه سریسیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های رسی جایگزین کانی‌های اولیه شده‌اند. این دایک‌ها بیشتر بدون کانی‌سازی هستند و در فرایند معدنکاری به عنوان باطله به شمار می‌آیند.

افزون بر دایک‌های یاد شده، دایک‌های تأخیری بعدی (Post mineralization dykes) نیز با فراوانی کمتر در محدوده کانسار دیده می‌شوند. این دایک‌ها به انواع دایک‌های پلاژیو کلاز پورفیری (FD) و بیوتیت پورفیری (BD) قابل تقسیم هستند. در نمونه دستی به دلیل عدم تحمل دگرسانی و همچنین حضور پلاژیو کلاز و بیوتیت فراوان درشت‌بلور از دایک‌های غنی از آمفیبول قابل تشخیص هستند (شکل‌های ۳-ج و ح). دایک‌های پلاژیو کلاز پورفیری (FD) فراوانی ناچیزی دارند و بیشتر در بخش خاوری معدن با عرض کمتر از ۲ متر حضور دارند (شکل ۲). این دایک‌ها ترکیب داسیتی (گرانودیوریتی) و درشت‌بلورهای فراوان پلاژیو کلاز و همچنین ریزدرشت‌بلورهایی از آمفیبول و بیوتیت با فراوانی کمتر دارند. در این دایک‌ها می‌توان درشت‌بلورهای خلیجی کوارتز را نیز با فراوانی کمتر دید. زمینه سنگ شامل بافت‌های میکروولیتی و شیشه‌ای است. پلاژیو کلازها با سریسیت و کانی‌های رسی و کانی‌های مافیک به‌طور بخشی با کلریت و اپیدوت جانشین شده‌اند. دایک‌های بیوتیت پورفیری (BD) در بخش‌های مختلف معدن رخنمون دارند و فراوانی بالاتری نسبت به دایک‌های پلاژیو کلاز پورفیری (FD) دارند و در واقع جوان‌ترین نسل دایک‌ها در معدن به‌شمار می‌آیند. دامنه ترکیبی این دایک‌ها از آندزیت تا داسیت در تغییر است. این دایک‌ها بافت پورفیری، زمینه میکروولیتی و شیشه‌ای و درشت‌بلورهای بیوتیت و با فراوانی کمتر پلاژیو کلاز و آمفیبول دارند (شکل‌های ۳-ح و ۴-ج). زمینه این دایک‌ها بیشتر از بلورهای کانی‌های یاد شده و شیشه کلریتی شده تشکیل شده است. کانی‌های کمیاب شامل آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند.

## ۵- ژئوشیمی

نمونه‌های بسیاری از رخنمون‌های سنگی محدوده معدن سرچشمه و گمانه‌های حفاری برای تجزیه ژئوشیمیایی انتخاب شدند. نتایج تجزیه نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. برای نام‌گذاری سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای عناصر غیر متحرک  $Zr/TiO_2$  در برابر  $Nb/Y$  و همچنین سیلیس در برابر  $Zr/TiO_2$  (Winchester & Floyd, 1977) استفاده شده است (شکل ۵). در این نمودارها، نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی اتوسن دامنه‌ای از بازالت تا آندزیت و تراکی آندزیت دارند. توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری (کوارتز چشمی، EQ) دامنه‌ای از کوارتز مونوزودیوریت تا گرانودیوریت و توده

حضور بی‌هنجاری منفی در Eu یک ویژگی عمومی در زیرکن‌های مربوط به سنگ‌های گرانیتوئیدی (Hoskin & Ireland, 2000) و سنگ‌های دگرگونی دما بالاست (Rubatto et al., 2001).  $Eu^{2+}$  به دلیل داشتن ظرفیت ۲ و نیز اندازه شعاع یونی بیشتر نمی‌تواند در شبکه زیرکن به راحتی جایگزین شود؛ بنابراین در الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت برای بلورهای زیرکن، بی‌هنجاری منفی از این عنصر دیده می‌شود (Hoskin & Schaltegger, 2003). همزیستی با بلورهای فلدسپار پتاسیم، تفریق پلاژیوکلاز همراه و یا پیش از تشکیل بلورهای زیرکن از ماگما و همچنین میزان پایین Eu در سنگ نیز میزان بی‌هنجاری Eu را تشدید می‌کند (Hinton & Upton, 1991; Schaltegger et al., 1999; Caliborne et al., 2010).

بر پایه مطالعات تجربی، میزان بی‌هنجاری سریم 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 سریم به بلور زیرکن در اثر افزایش میزان  $Ce^{4+}$  افزایش می‌یابد و در نتیجه میزان بی‌هنجاری بیشتر خواهد شد (Hoskin & Schaltegger, 2003; Han et al., 2013). مطالعات جدید نشان داده است که افزون 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 سبب افزایش نسبت  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  و بی‌هنجاری سریم در نمودارهای بهنجار شده با کندریت خواهد شد. بر پایه نتایج داماسنجی‌های انجام شده (جدول ۳)، میزان متوسط دمای به دست آمده بر پایه میزان تیتانیم در بلورهای زیرکن (Watson & Harrison, 2005)، برای توده سرچشمه پورفیری حدود ۶۷۳ درجه سانتی‌گراد و برای توده تأخیری دانه‌ریز گرانیتی حدود ۶۴۸ درجه سانتی‌گراد است. همچنین میانگین دمای به دست آمده برای دایک‌های هورنبلند پورفیری، بر پایه میزان تیتانیم در بلورهای زیرکن، حدود ۶۳۷ درجه سانتی‌گراد است. با این وصف در ایجاد بی‌هنجاری مثبت سریم در نمودارهای عناصر کمیاب بلورهای زیرکن توده سرچشمه پورفیری، در درجه اول میزان بالای فوگاسیته اکسیژن ماگما و در درجه دوم دمای بالای توده نقش بسزایی داشته‌اند.

فراوانی عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن توسط ضریب توزیع این عناصر برای بلور زیرکن کنترل شده است؛ به گونه‌ای که ضریب توزیع متفاوت برای عناصر مختلف سبب ایجاد فراوانی‌های متمایز شده است. این امر همچنین روندهای دیده شده در نمودارهای بهنجار شده با کندریت را می‌تواند توجیه کند. افزون بر این، فراوانی عناصر کمیاب در زیرکن به شدت توسط ترکیب ماگما در تعادل با بلور در حال تبلور کنترل می‌شود. به گونه‌ای که با تغییر ماهیت و ترکیب ماگما، فراوانی عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن نیز متفاوت خواهد بود. همچنان که بیان شد عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن می‌توانند به عنوان شاخصی برای تمایز سنگ‌های دربرگیرنده مورد استفاده قرار گیرند. در نمودار Y در برابر U (شکل ۱۰)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های گرانیتوئیدی قرار دارند و تقریباً بلور زیرکن به ارث رسیده‌ای دیده نمی‌شود. این امر بر پایه نتایج تجزیه‌های سنی نیز قابل اثبات است که بیشتر بلورهای زیرکن دامنه سنی یکسانی دارند و بلور زیرکن به ارث رسیده در نمونه‌های مختلف دیده نشده است.

در نمودارهای شکل ۱۱ الگوی توزیع عناصر کمیاب در نمونه‌های زیرکن مربوط به دایک‌ها و توده‌های سرچشمه و تأخیری دانه‌ریز دارای روندهای یکسانی هستند. به‌جز نمودار Y در برابر HREE که روند نمونه‌های مربوط به توده‌ها متمایز از دایک‌هاست؛ در دیگر نمودارها روندهای یکسانی دارند. بر پایه نتایج جدول ۴، دایک‌ها مقادیر Y پایین‌تری در مقایسه با توده‌های سرچشمه پورفیری و تأخیری دانه‌ریز دارند. همانندی الگو و همچنین فراوانی بیشتر عناصر کمیاب در توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز و همچنین هورنبلنددایک‌ها می‌تواند نشانگر منشأ یکسان این توده‌ها و دایک‌ها باشد. شواهدی مانند الگوی عناصر خاکی

از ۱۱/۹ تا ۱۲/۹ میلیون سال در تغییر و میانگین سن‌های به دست آمده برابر با  $Mean=12.37 \pm 0.17$  Ma, 95% conf. n=29, MSWD=0.53 است.

از بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای بلورهای زیرکن هورنبلنددایک‌های تأخیری ۲۷ نقطه مورد تجزیه قرار گرفتند. دامنه سن‌های  $^{206}Pb/^{238}U$  به دست آمده از ۱۱/۵ تا ۱۳/۳ میلیون سال در تغییر و میانگین سن‌های به دست آمده در هورنبلند دایک‌ها برابر با  $Mean=12.16 \pm 0.8$  Ma, 95% conf. n=27, MSWD=0.88 است.

سن‌های U-Pb به دست آمده برای توده‌های مختلف سرچشمه پورفیری، توده تأخیری دانه‌ریز و همچنین هورنبلنددایک‌ها با روابط صحرائی دیده شده برای این توده‌ها هماهنگی کامل دارد. همان‌گونه که در بخش زمین‌شناسی نیز بیان شد استوک سرچشمه پورفیری توسط توده تأخیری دانه‌ریز و این دو توده توسط هورنبلند دایک‌ها قطع می‌شوند.

## ۷- عناصر کمیاب در زیرکن

فراوانی عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن سنگ‌های آذرین به نوع منشأ سنگ و محیط تبلور حساس است (Belousova et al., 2002). در این میان یک افزایش عمومی در میزان فراوانی عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن از سنگ‌های الترامافیک به سوی سنگ‌های مافیک و گرانیتی وجود دارد. میزان متوسط عناصر خاکی کمیاب در بلورهای زیرکن کیمبرلیت‌ها کمتر از ۵۰ ppm است؛ در زیرکن‌های سنگ‌های لامپرویتی و کربناتیت‌ها به بیش از ۶۰۰ تا ۷۰۰ ppm و در سنگ‌های مافیک به ۲۰۰۰ ppm می‌تواند برسد (Belousova et al., 2002). این فراوانی در سنگ‌های گرانیتی و پگماتیت‌ها دامنه متغیری دارد و می‌تواند به حدود چند ده هزار ppm نیز برسد. نتایج مربوط به داده‌های عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن‌های توده‌های سرچشمه پورفیری و تأخیری دانه‌ریز و هورنبلنددایک‌ها در جدول ۳ ارائه شده است. همچنان که در این جدول دیده می‌شود متوسط مقادیر مجموع عناصر خاکی کمیاب در بلورهای زیرکن مربوط به توده سرچشمه پورفیری و همچنین توده تأخیری دانه‌ریز بیشترین مقدار را دارد و به ترتیب ۷۰۹ و ۷۱۲ ppm است. در حالی که این مقدار در بلورهای زیرکن مربوط به هورنبلنددایک‌ها برابر ۵۸۴ ppm است.

پایداری شیمیایی و فیزیکی زیرکن، آن را به عنوان کانی اصلی برای مطالعات ژئوشیمیایی و رادیومتری مطرح کرده است (Hoskin & Schaltegger, 2003). نمودارهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت برای بلورهای زیرکن تجزیه شده از توده‌های مختلف در شکل ۹ ارائه شده است. در این نمودارها همانند نمونه‌های همانند از توده‌های گرانیتی در جهان، روند افزایشی شاخصی از عناصر LREE به سوی HREE وجود دارد. همچنین در این نمودارها بی‌هنجاری منفی در Eu دیده می‌شود که این امر در نسبت  $Eu/Eu^*$  نیز آشکار است؛ به گونه‌ای که بیشتر نمونه‌ها نسبت پایین‌تر از یک دارند (جدول ۳). میزان متوسط نسبت  $Eu/Eu^*$  در زیرکن‌های مربوط به توده نفوذی سرچشمه پورفیری و توده تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و همچنین هورنبلنددایک‌ها برابر و در حدود ۰/۲ است (جدول ۳). همچنین بی‌هنجاری مثبت شاخصی در بیشتر نمونه‌های مربوط به توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز و هورنبلنددایک‌ها نشان می‌دهد (شکل ۹).

حضور بی‌هنجاری مثبت سریم و نیز منفی یورپیم در نمودارهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت برای بلورهای زیرکن به این صورت قابل شرح است که عناصر کمیاب خاکی در بلور زیرکن دارای ظرفیت ۳ هستند و این در حالی است که سریم با ظرفیت ۴ و یورپیم با ظرفیت ۲ دیده می‌شود. چون  $Ce^{4+}$  دارای شعاع یونی نزدیک به  $Zr^{4+}$  و  $Hf^{4+}$  است، بنابراین در مقایسه با عناصر کناری  $La^{3+}$  و  $Pr^{3+}$ ، سریم تمایل فراوانی برای ورود به شبکه زیرکن و جایگزینی زیرکن و هافنیم دارد. بنابراین در الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت برای بلورهای زیرکن، بی‌هنجاری مثبت سریم دیده می‌شود.

گوشته پریدوتیتی تشکیل شوند (نظریه‌های ۲ و ۶)؛ به دلیل اینکه ماگما در تعادل با پریدوتیت گوشته‌ای بازالتی و آندزیتی است و داسیتی (گرانودیوریتی) نیست (مانند Jaques & Green, 1980). بر پایه داده‌های نمودارهای شکل ۱۳، آداکت‌های مورد مطالعه نمی‌توانند از ذوب قطعه فرورونده و واکنش ماگمای حاصل با پریدوتیت گوه گوشته‌ای ایجاد شوند. چرا که میزان عدد Mg و عناصر سازگار آنها در مقایسه با این نوع آداکت‌ها پایین است. همچنین ماگماهای اشتقاق یافته از قطعات پوسته پایینی که درون گوشته غوطه‌ور شده‌اند (Delaminated) نیز آداکتی هستند (مدل ۴). در این صورت قطعات پوسته پایین غوطه‌ور شده (Delaminated) در گوشته، در اثر گرم شدن توسط گوشته، به‌طور بخشی ذوب می‌شوند (مانند Kay & Kay, 1993). ذوب بخشی سنگ‌های مافیگک در پوسته زیرین نیز می‌تواند سبب تشکیل ماگماهای آداکتی شود (Atherton & Petford, 1993). آداکت‌های مختلفی در دنیا گزارش شده که از ذوب پوسته زیرین ایجاد شده‌اند (Atherton & Petford, 1993; Rudnick, 1995; Petford & Atherton, 1996; Arculus et al., 1999; Kay & Kay, 2002; Hou et al., 2004; Wang et al., 2005; Karsli et al., 2010). ماگماهای آداکتی که از پوسته پایین مشتق شده‌اند در مقایسه با ماگماهای آداکتی که از ذوب قطعه فرورونده و یا ماگمای متحول شده ناشی از ذوب پریدوتیت ایجاد می‌شوند، MgO و #Mg پایینی دارند (Rapp et al., 1991; Skjerlie & Patino Douce, 2002). همچنان که در نمودار شکل ۱۳-الف و ب دیده می‌شود نمونه‌های آداکت‌های مورد مطالعه از معدن سرچشمه در محدوده ماگماهای آداکتی مشتق شده از پوسته پایین سبتر شده، قرار گرفته‌اند.

سنگ‌های آداکتی مورد مطالعه، میزان عناصر HREE پایینی دارند؛ به‌گونه‌ای که نسبت  $(La/Yb)_N$  در آنها میان ۲۰ تا ۴۰ متغیر است. این مقدار برای سنگ‌های وابسته به فرورانش که در گوشته تشکیل می‌شوند غیر معمول است (Richards & Kerrich, 2007). مقادیر HREE پایین در ماگماها به حضور گارنت باقیمانده در منشأ داده شده است (Rollinson, 1993). با این وصف مقادیر نسبت  $(La/Yb)_N$  خیلی بالا در توده‌های میوسن معدن سرچشمه حضور گارنت باقیمانده ( $\pm$  آمفیبول) در منشأ آنها را به اثبات می‌رساند که این امر سبب ایجاد ماهیت آداکتی در این توده‌ها شده است. حضور گارنت و نبود پلاژیوکلاز در منشأ ماگماهای آداکتی نشان‌دهنده این امر است که در منطقه، سبترای پوسته در دوره میوسن به‌طور قابل توجهی افزایش یافته است. افزایش فشار در اثر افزایش سبترای سبب تغییر کانی‌شناسی منشأ شده و در نتیجه ماهیت اولیه سنگ‌های سازنده پوسته زیرین را تغییر داده است. پیشنهاد شده است که در ژرفای بیش از ۴۰ کیلومتر ( $1.2 \text{ GPa}$ ) پلاژیوکلاز در منشأ حضور ندارد و به جای آن گارنت ظاهر می‌شود (Rapp & Watson, 1995; Petford & Atherton, 1996).

الگوی تقریباً صاف عناصر HREE (شکل ۶) و همچنین نمودارهای شکل‌های ۱۳-پ و ت نشان می‌دهند که آمفیبول نقش بیشتری در مقایسه با گارنت در منشأ آداکت‌های مورد مطالعه داشته و ترکیب منشأ، آمفیبولیت گارنت‌دار بوده است و اکلوزیتی نیست (شکل ۱۳-پ). بر پایه نمودارهای شکل‌های ۱۳-پ و ت، ماگمای مربوط به توده‌های سرچشمه پورفیری و تأخیری دانه‌ریز گرانیتی از ذوب ۱۰ تا ۲۵ درصدی یک منشأ آمفیبولیتی با ۵ تا ۱۵ درصد گارنت ایجاد شده‌اند. هورنبلنددایک‌های پورفیری نیز از ذوب ۱۵ تا ۳۵ درصدی یک منشأ آمفیبولیتی با ۵ تا ۱۵ درصد گارنت ایجاد شده‌اند. در حالی که پلاژیوکلاز و بیوتیت دایک‌ها از ذوب ۱۰ تا ۲۵ درصدی منشأ آمفیبولیت با میزان ۲۰ تا ۲۵ درصد گارنت مشتق شده‌اند. منشأ پوسته زیرین مافیگک گارنت‌دار برای توده‌های پورفیری بارور آداکتی در کمر بند مس پورفیری کرمان نیز در مطالعات پیشین پیشنهاد شده است (Shafiei et al., 2009).

بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، با گذشت زمان از انتهای

کمیاب در بلورهای زیرکن، مقادیر بالای Y، نسبت‌های Th/Y، بی‌هنجاری منفی Eu و بی‌هنجاری مثبت Ce (جدول ۳ و شکل‌های ۹ و ۱۱) نشانگر ماگمایی بودن زیرکن‌های مورد مطالعه در توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز و همچنین هورنبلنددایک‌هاست (Hoskin & Black, 2000; Hoskin & Schaltegger, 2003).

## ۸- بحث

### ۸-۱. پتروژن

بر پایه نمودارهای عنکبوتی (شکل ۶)، سنگ‌های آتشفشانی انوسن و همچنین انواع توده‌های نفوذی‌های بعدی، ویژگی‌های ماگماهای فوران یافته در محیط‌های مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهند. نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LILE (Ba, Rb, K) و غنی‌شدگی و از عناصر HFSE (Nb, Ta, Ti) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها در ماگماهای وابسته به فرورانش، ماگماهای آلاش یافته با پوسته و همچنین ماگماهای با منشأ پوسته‌ای دیده می‌شوند (Tatsumi & Eggins, 1995; Pearce, 2008). همچنین این الگوها را در ماگماهایی منشأ گرفته از گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم شده توسط فرایندهای فرورانش کهن می‌توان دید (Turner et al., 1996). همچنان که در مبحث ژئوشیمی بیان شد، نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت‌های متمایزی از  $(La/Yb)_N$  هستند. این نسبت از سنگ‌های آتشفشانی انوسن به سوی توده‌های جوان‌تر افزایش نشان می‌دهد؛ به‌گونه‌ای که بر پایه این نسبت، سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان دست کم به ۳ گروه متمایز تقسیم‌بندی کرد. سنگ‌های آتشفشانی انوسن دارای کمترین میزان نسبت  $(La/Yb)_N$  هستند (۱ تا ۵) و توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری (EQ) مقادیر متوسطی دارند (۷ تا ۱۱)؛ در حالی که این نسبت در توده‌های سرچشمه پورفیری و تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و انواع دایک‌ها به شدت افزایش می‌یابد و بیشترین مقدار را نشان می‌دهد (۲۰ تا ۴۰).

همچنین بر پایه نسبت Sr/Y در برابر Y نیز سنگ‌های مورد مطالعه از همدیگر متمایز هستند. به‌گونه‌ای که نمونه‌های مربوط به توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و همچنین دایک‌های تأخیری، ماهیت آداکتی دارند. در حالی که نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی انوسن و توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری (EQ) در محدوده مربوط به کمان آتشفشانی معمولی قرار می‌گیرند و ماهیت آداکتی ندارند (شکل ۱۲). میزان استرانسیم و نسبت Sr/Y بالا نشان می‌دهد که در منشأ این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز در هنگام ذوب غایب بوده و استرانسیم وارد مذاب شده است (Rollinson, 1993).

سنگ‌های آداکتی در محیط‌های زمین‌ساختی مختلفی رخمون دارند (Castillo, 2012) و تشکیل آنها به وسیله مدل‌های پتروژنری مختلفی توصیف شده است. از مهم‌ترین این مدل‌ها می‌توان به (۱) ذوب بخشی قطعه اقیانوسی در شرایط خاص (Defant & Drummond, 1990; Martin et al., 2005)، فرایندهای تفریق بلورین و آلاش پوسته‌ای ماگماهای مشتق شده از گوشته (مانند Castillo et al., 1999; Castillo, 2012)، ذوب بخشی پوسته سبتر شده پایینی (Kay, 1978; Petford & Atherton, 1996; Xiong et al., 2003)؛ ذوب بخشی قطعه سنگ‌کره غوطه‌ور شده در گوشته (مانند Mungall, 2002)، ذوب بخشی پوسته پایینی delaminated (مانند Kay & Kay, 1993; Wang et al., 2004) و (۶) طبیعت آداکتی مذاب‌های متاسوماتیسم کننده گوشته سنگ‌کره‌ای و ذوب بعدی این گوشته اشاره کرد که می‌تواند مذاب‌های آداکتی تولید کنند (Castro et al., 2013).

با توجه به اینکه در منطقه کرمان در زمان میوسن فرورانش فعالی حضور نداشته است، مدل ۱ نمی‌تواند در پتروژن سنگ‌های مورد مطالعه نقش داشته باشد. آداکت‌های مورد مطالعه به دلیل داشتن  $\text{SiO}_2$  بالا نمی‌تواند مستقیماً از ذوب بخشی

قاره‌ای است. با این حال نسبت بالاتر Th/Yb در توده‌های مورد مطالعه نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای، نشان از این دارد که غنی‌شدگی توسط فرایندهای فرورانش نقش بسزایی در منشأ ماگمای اولیه داشته است. زیرا در صورتی که عامل غنی‌شدگی تنها پوسته قاره‌ای بود، نمونه‌ها باید در جایگاه میان گوشته غنی شده و میانگین پوسته قاره‌ای قرار می‌گرفتند. در طی فرورانش پوسته اقیانوسی، عناصر نامتحرک (مانند Ta، Ti، Nb) در صفحه فرورونده باقی مانده‌اند؛ در صورتی که عناصر متحرک (مانند Rb، Ba، Sr و K) توسط فاز سیلیکاتی و یا سیال آبی از صفحه فرورونده برخاسته و سبب غنی‌شدگی گوشته سنگ‌کره‌ای از عناصر متحرک شده‌اند. ماگمای بازالتی منشأ گرفته از گوشته متاسوماتیسم شده در پوسته زیرین انباشته شده‌اند و ذوب چنین منشأیی می‌تواند ماگماهایی با ویژگی‌های ماگماهای محیط‌های فرورانشی را ایجاد کند (Richards & Kerrich, 2007; Richards, 2009).

همچنان که در نمودار شکل ۱۴- الف مشخص است نسبت‌های Th/Yb و Nb/Yb از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به سوی توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری (EQ) افزایش می‌یابد و در پایان توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و دایک‌ها بیشترین مقدار از این نسبت‌ها را نشان می‌دهند. افزایش نسبت‌های یاد شده می‌تواند به دلیل افزایش نیویم و توریم و همچنین کاهش ایتربیم صورت گیرد که به نظر می‌رسد در پتروژنز سنگ‌های مورد مطالعه هر دو عامل دخیل بوده است. افزایش ستبرای پوسته‌ای و آرایش آن با ماگما از یک سو، سبب افزایش عنصر Th در ماگما و همچنین پیدایش گارنت در منشأ و افزایش حجم گارنت، سبب در گیر شدن Yb در گارنت شده است و نسبت‌های Th/Yb و Nb/Yb با گذشت زمان افزایش پیدا کرده‌اند. بنابراین افزایش ستبرای پوسته و همچنین پیدایش گارنت در منشأ و افزایش میزان آن به دلیل افزایش ستبرای پوسته در ایجاد ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های سرچشمه پورفیری می‌وسن و دایک‌های تأخیری نقش اصلی را داشته است.

#### ۸-۲. محیط زمین‌ساختی

محیط زمین‌ساختی بیشتر کانسارهای مس پورفیری به محیط‌های کماتی همزمان با فرورانش نسبت داده شده است (همانند Sillitoe, 2010). ولی محیط زمین‌ساختی پس از برخوردی نیز برای برخی از کانسارهای مس پورفیری پیشنهاد شده است (Hou et al., 2005 & 2009; Richards, 2009; Sillitoe, 2010). برای کمر بند کرمان نیز محیط زمین‌ساختی تشکیل کانسارهای مس پورفیری محیط پس از برخوردی پیشنهاد شده است (Shafiei et al., 2009).

همان‌گونه که در نمودار شکل ۱۴- ب نیز دیده می‌شود با طی زمان از ائوسن به سوی الیگوسن و میوسن سنگ‌های رخنمون یافته در محدوده معدن سرچشمه ویژگی‌های محیط‌های کمان‌های بالغ و درون صفحه‌ای پیدا می‌کنند. همان‌گونه که در این نمودار دیده می‌شود سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در یک محیط کمان قاره‌ای ابتدایی تا جزیره کماتی بالغ ایجاد شده‌اند. در حالی که توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری و همچنین نمونه‌های توده‌های سرچشمه پورفیری و تأخیری دانه‌ریز و دایک‌ها بیرون از محدوده پیشنهاد شده برای محیط‌های جزیره کماتی و نیز کمان قاره‌ای و به سوی مقادیر بالاتری از نسبت‌های Th/Yb و Nb/Yb جای گرفته‌اند. این امر در نمودار شکل ۱۴- ب آشکارا دیده می‌شود و نمونه‌های مربوط به توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری، سرچشمه پورفیری و دایک‌ها در محیط پس از برخوردی جانمایی شده‌اند.

توده‌های دارای کانی‌زایی پورفیری در ایران در امتداد کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر و به ویژه در بخش‌های جنوب خاوری (کمر بند کرمان) و شمال باختری (کمر بند ارسباران) این کمر بند پراکنده شده‌اند (آقازاده، ۱۳۸۸؛ حسن‌پور، ۱۳۸۹؛ Aghazadeh et al., 2012; Shafiei et al., 2009). همچنین برخی از محدوده‌های مس پورفیری در خاور ایران حضور دارند (Karimpour et al., 2011).

ائوسن به الیگوسن و میوسن، بر ستبرای پوسته در کمر بند کرمان افزوده شده است (شکل ۱۳-ت). به گونه‌ای که بر پایه نمودار ۱۳- پ، ستبرای پوسته در زمان تشکیل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در حدود ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر بوده است. در حالی که در زمان الیگوسن که توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری (EQ) جایگزین شده‌اند، ستبرای پوسته به ۳۸ تا ۴۰ کیلومتر رسیده است. این در حالی است که ستبرای پوسته در زمان جایگزینی استوک پورفیری سرچشمه و همچنین دایک‌ها به حدود ۴۲ تا ۵۰ کیلومتر رسیده است. افزایش ستبرای پوسته در منطقه کرمان از زمان الیگوسن به سوی میوسن می‌تواند در اثر همگرایی صفحه‌های قاره‌ای و برخورد قاره‌ای و همچنین افزوده شدن ماگمای مافیک به بخش زیرین پوسته صورت گیرد. ماگمای مافیک از ذوب گوه گوشته متاسوماتیسم شده توسط فرورانش ایجاد شده است و ویژگی‌های ماگماهای فرورانشی را دارد. ماگماهای مافیک در مقایسه با پوسته، چگالی بالایی دارند. بنابراین افزوده شدن این مافیک مشتق شده از گوشته و ذخیره شدن (Underplating) آن در بخش زیرین می‌تواند سبب افزایش ستبرای پوسته شود (Gromet & Silver, 1987; Atherton & Petford, 1993; Muier et al., 1995).

مطالعات انجام شده در کمر بند پورفیری آند شیلی نشان داده است که توده‌های همراه با کانی‌سازی نوع پورفیری از یک منشأ غنی از آمفیبول منشأ می‌گیرند و منشأهای غنی از کلینوپیروکسن و نیز گارنت (اکلوژیتی) برای کانی‌سازی مناسب نیستند (Kay & Mpodozis, 2001). این پژوهشگران همچنین پیشنهاد کردند که ستبرای بین ۴۰ تا ۵۰ کیلومتری پوسته برای تشکیل کانی‌زایی نوع پورفیری مناسب است؛ در حالی که در ستبراهای کمتر از ۴۰ و بیش از ۵۰ کیلومتری پوسته کانی‌زایی نوع پورفیری تشکیل نمی‌شود؛ زیرا در منشأ آنها به ترتیب کلینوپیروکسن و گارنت چیره است. با توجه به اینکه توده سرچشمه پورفیری در زمان میوسن از یک پوسته زیرین با ترکیب غنی از آمفیبول (آمفیبولیت گارنت‌دار) و همچنین در ستبرای پوسته میان ۴۵ تا ۵۰ کیلومتری تشکیل شده است، باروری لازم را برای تشکیل کانی‌زایی مس پورفیری داشته است. مطالعات ناحیه‌ای پیشین صورت گرفته روی پهنه کانی‌زایی کرمان نیز تأیید کننده این امر است که ستبرای پوسته از ائوسن به سوی میوسن افزایش یافته است و توده‌های بارور پورفیری از ذوب پوسته زیرین تشکیل شده‌اند (Shafiei et al., 2009).

توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری (EQ) بخشی از باتولیت بزرگ مزار به شمار می‌آیند که سن الیگوسن دارند؛ در حالی که سن توده‌های پورفیری میوسن است (بخش ۶). به نظر می‌رسد که در طی گذر از دوره الیگوسن به میوسن ماهیت توده‌ها از ماگماهای معمولی مرتبط با کمان به سوی ماگماهای آداکیتی سوق پیدا کرده است. عنوان شده است که توده‌های آداکیتی مربوط به میوسن در کمر بند کرمان استعداد کانی‌سازی پورفیری را دارند؛ در حالی که توده‌های غیر آداکیتی دیرین الیگوسن پتانسیل کانی‌زایی پورفیری را ندارند (Shafiei et al., 2009). بر این اساس، توده‌های رخنمون یافته در معدن سرچشمه نیز این ویژگی را دارند؛ به گونه‌ای که توده‌های گرانودیوریتی سرچشمه پورفیری و تأخیری دانه‌ریز گرانیتی با سن میوسن آداکیتی و عامل کانی‌سازی مس پورفیری هستند. در حالی که توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری الیگوسن ویژگی آداکیتی ندارند و بارور نیستند. نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb برای تعیین آرایش پوسته‌ای منشأ گوشته‌ای می‌تواند مفید باشد (Pearce & Peat, 1995). در این نمودار آرایه گوشته‌ای به وسیله میانگین داده‌های OIB، E-MORB، N-MORB مشخص می‌شود. ماگماهای با مؤلفه فرورانش به سوی مقادیر بالای نسبت Th/Yb و بیرون از آرایه گوشته‌ای قرار می‌گیرند. نمونه‌های مورد مطالعه نیز در نمودار یاد شده در محدوده بیرون از آرایه گوشته‌ای و مقادیر بالای نسبت Th/Yb قرار دارند (شکل ۱۴- الف). این جابه‌جایی موازی با روند ژئوشیمیایی غنی‌شدگی پهنه فرورانش یا غنی‌شدگی توسط پوسته

پورفیری گرانودیوریتی ویژگی‌های معمولی ماگماهای کماتی‌های آتشفشانی را نشان می‌دهند؛ در حالی که توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و همچنین انواع دایک‌ها ویژگی آداکیتی دارند. میزان نسبت  $(La/Yb)_N$  در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ۱ تا ۵، در توده‌های گرانولار و پورفیری گرانودیوریتی ۷ تا ۱۱ و در توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و انواع دایک‌ها بیشینه ۲۰ تا ۴۰ است. افزایش این نسبت در طی زمان از ائوسن به الیگوسن و میوسن نشانگر تغییرات کانی‌شناسی در منشأ و افزایش مقدار گارنت به سبب افزایش ستبرای پوسته در پهنه کانی‌سازی کرمان از حدود ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر تا حدود ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر است. بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی و زمین‌شناسی، توده‌های نفوذی استوک پورفیری سرچشمه، تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و نیز هورنبلند، پلاژیوکلاز و بیوتیت-دایک‌های پورفیری، از ذوب بخشی با درصد متغیر پوسته زیرین آمفیبولیتی و با مقادیر متغیر گارنت ایجاد شده‌اند.

بر پایه نتایج تجزیه بلورهای زیرکن به روش U-Pb، استوک پورفیری سرچشمه در  $12.97 \pm 0.23$ ، توده تأخیری دانه‌ریز گرانیتی در  $12.37 \pm 0.17$  و هورنبلند دایک‌ها در  $12.16 \pm 0.8$  میلیون سال پیش جایگزین شده‌اند. بر پایه نتایج داده‌های عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن همه بلورهای زیرکن مطالعه شده ماگمایی بوده و بلور به ارث رسیده‌ای دیده نشده که این داده‌ها با نتایج سن‌های به دست آمده هماهنگ است. همچنین نتایج داده‌های عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن برای هورنبلند دایک‌ها و نیز توده‌های سرچشمه پورفیری و تأخیری دانه‌ریز نشان داد که از یک منشأ همسان نشأت گرفته‌اند. توده‌های نفوذی آداکیتی میوسن معدن سرچشمه از ذوب بخشی با درصد متغیر پوسته زیرین با ترکیب آمفیبولیت گارنت‌دار در یک محیط زمین‌ساختی پس از برخورد تشکیل شده‌اند.

### سپاسگزاری

از مدیریت محترم وقت اکتشافات شرکت ملی صنایع مس ایران جناب آقای مهندس اسماعیلی دهج، از مدیریت محترم شرکت مهندسی مشاوره‌ای پارس اولنگ جناب آقای مهندس الماسی و از جناب آقای Z. Hou از انستیتوی زمین‌شناسی شهر پکن به دلیل انجام تجزیه‌های تعیین سن سپاسگزاری می‌شود. این پژوهش در قالب حمایت مالی دانشگاه پیام نور انجام شده است.

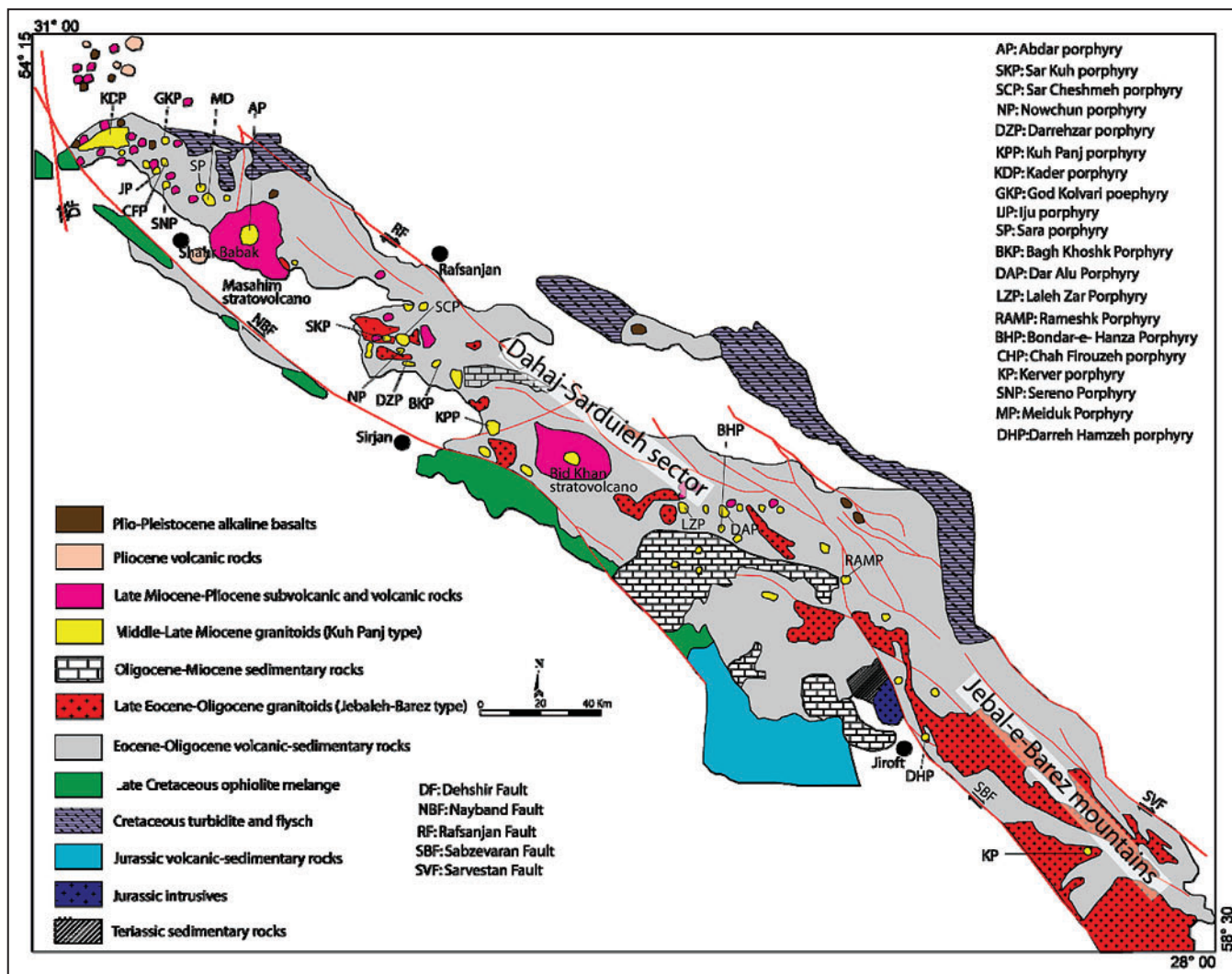
(Richards et al., 2012). رخداد کانی‌زایی پورفیری در خاور ایران در ائوسن پایانی بوده است (Karimpour et al., 2011; Richards et al., 2012)؛ در حالی که در کمربند کرمان بیشتر کانسارهای مس پورفیری به میوسن میانی و حدود ۱۱ تا ۱۲ میلیون سال پیش تعلق دارند (Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2003; Aghazadeh et al., 2012). این در حالی است که در کمربند ارسباران کانی‌زایی مس پورفیری در میوسن زیرین رخ داده است (Aghazadeh et al., 2012). در کمربند کرمان زمان برخورد پوسته‌های ایران و عربی به ائوسن پایانی نسبت داده شده است (Dargahi et al., 2010). بنابراین با این وصف استوک پورفیری سرچشمه در یک محیط پس از برخوردی جایگزین شده است و تشکیل کانی‌زایی مس پورفیری همانند دیگر استوک‌های پورفیری در این کمربند (Shafiei et al., 2009) در یک محیط پس از برخوردی صورت گرفته است.

### ۹- نتیجه‌گیری

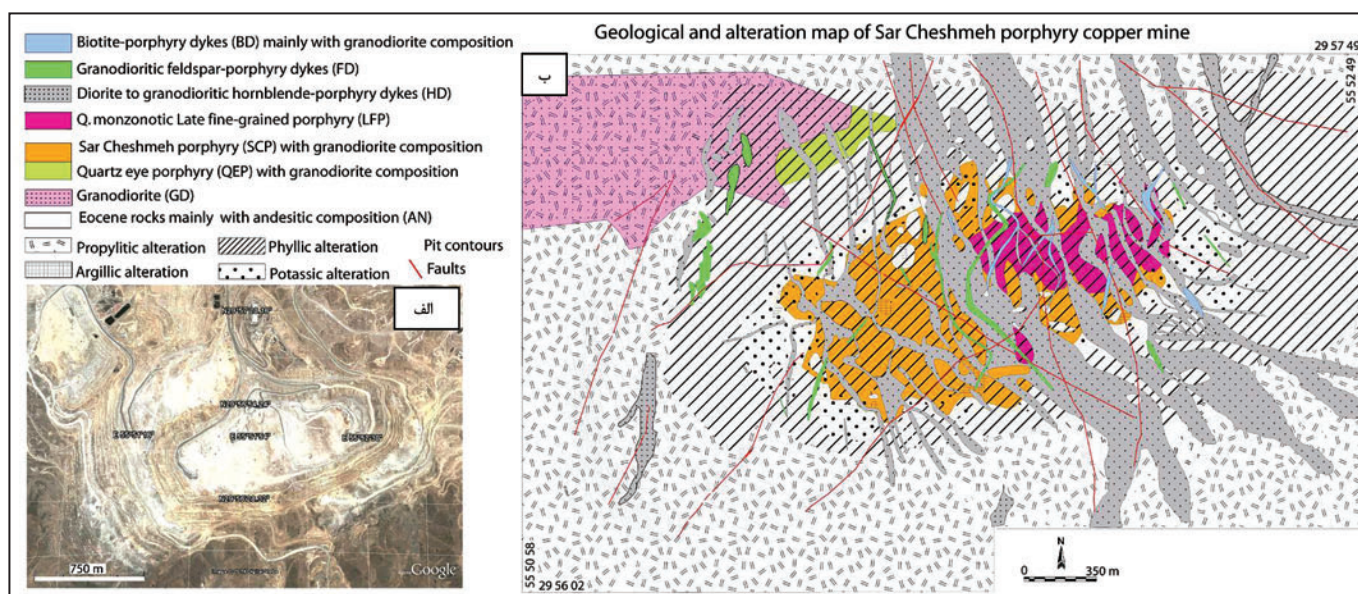
در این مطالعه زمین‌شناسی، ژئوشیمی، پتروژنز، تعیین سن و ویژگی‌های عناصر کمیاب بلورهای زیرکن در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی الیگومیوسن معدن سرچشمه مورد بررسی قرار گرفته است. معدن مس پورفیری سرچشمه در پهنه فلز زایی کرمان قرار دارد. کهن‌ترین رخنمون‌های سنگی موجود در محدوده معدن سرچشمه را سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی تا آندزیت تشکیل می‌دهند که توسط توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری قطع شده‌اند. استوک پورفیری سرچشمه با ترکیب گرانودیوریتی درون این سنگ‌ها نفوذ کرده و سبب ایجاد کانی‌زایی نوع پورفیری و نیز دگرسانی‌های شاخص کانی‌زایی پورفیری شده است. کمی پس از جایگزینی توده سرچشمه، توده تأخیری دانه‌ریز گرانیتی با ترکیب گرانودیوریتی تا گرانیتی جایگزین شده است. پس از جایگزینی این توده‌ها به ترتیب انواع هورنبلند، پلاژیوکلاز و بیوتیت-دایک‌های پورفیری با ترکیب آندزیت تا داسیت جایگزین شده‌اند.

بر پایه نتایج تجزیه‌های ژئوشیمی، سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های رخنمون یافته در محدوده معدن سرچشمه، ویژگی‌های ماگماهای جایگزین شده در محیط‌های فرورانشی را دارند و الگوهای غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE را نشان می‌دهند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های گرانولار و



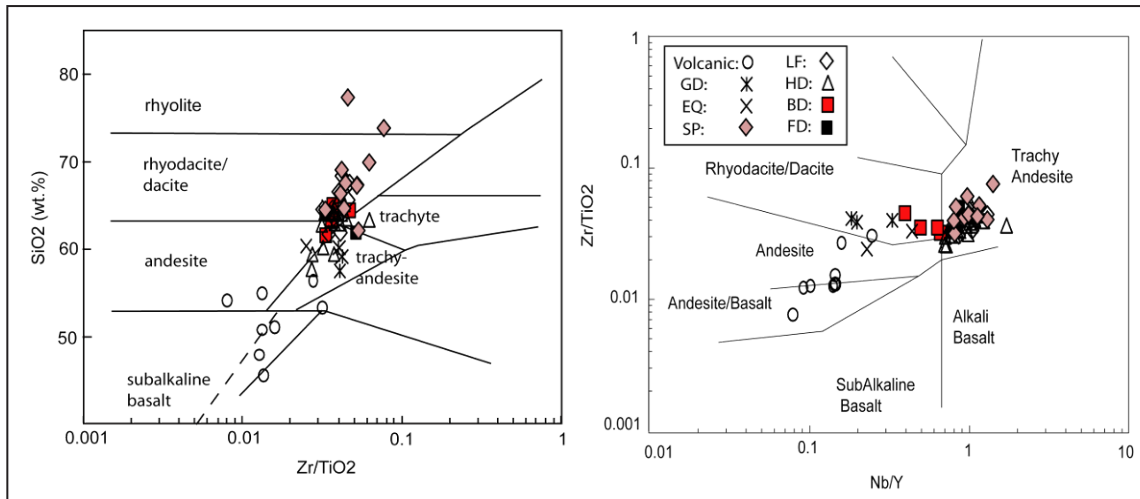


شکل ۱- نقشه زمین شناسی کمر بند کرمان و موقعیت توده های نفوذی و همچنین محدوده ها و کانسارهای مس پورفیری (بر گرفته از (Shafiei et al. (2009) با تغییرات کلی).

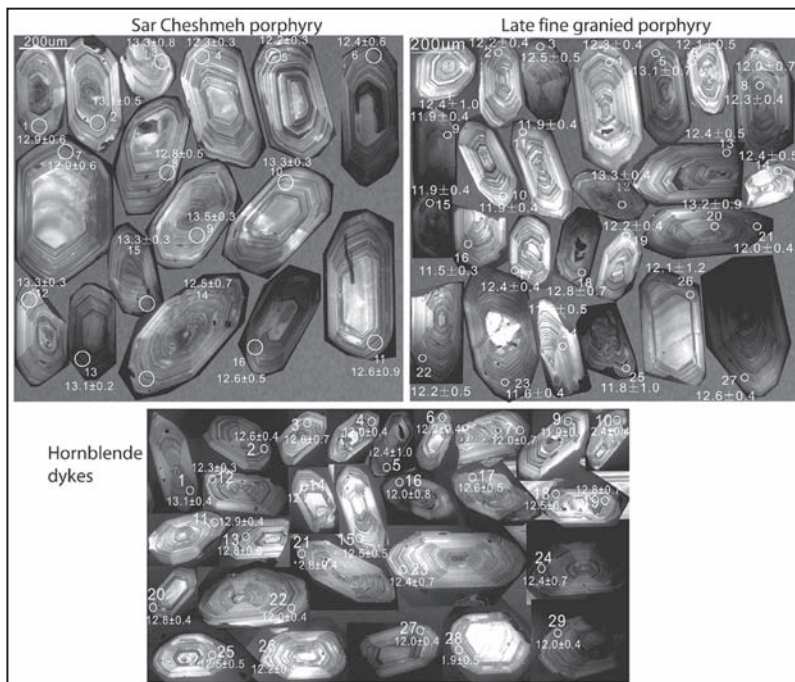


شکل ۲- الف) تصویر گوگل ارث از معدن سرچشمه؛ ب) نقشه زمین شناسی سرچشمه بر گرفته شده از بخش زمین شناسی معدن و (Waterman & Hamilton (1975) با انجام تغییرات.

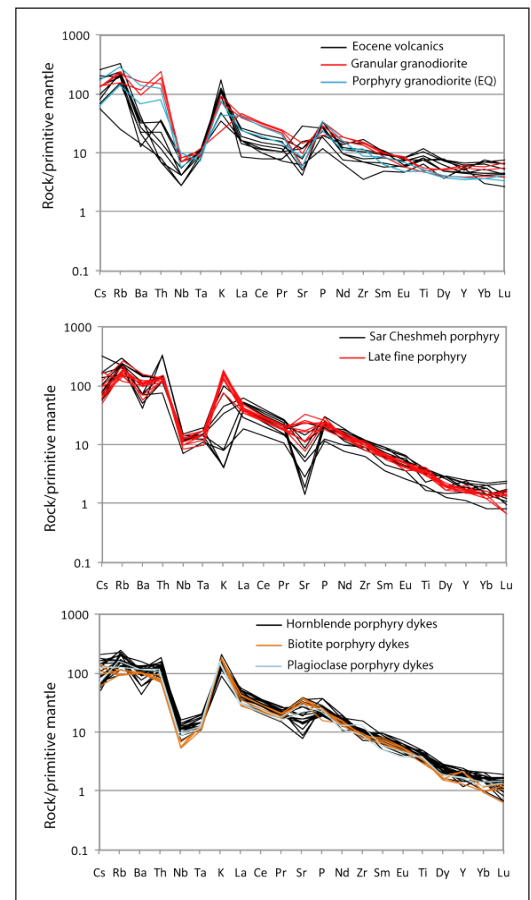




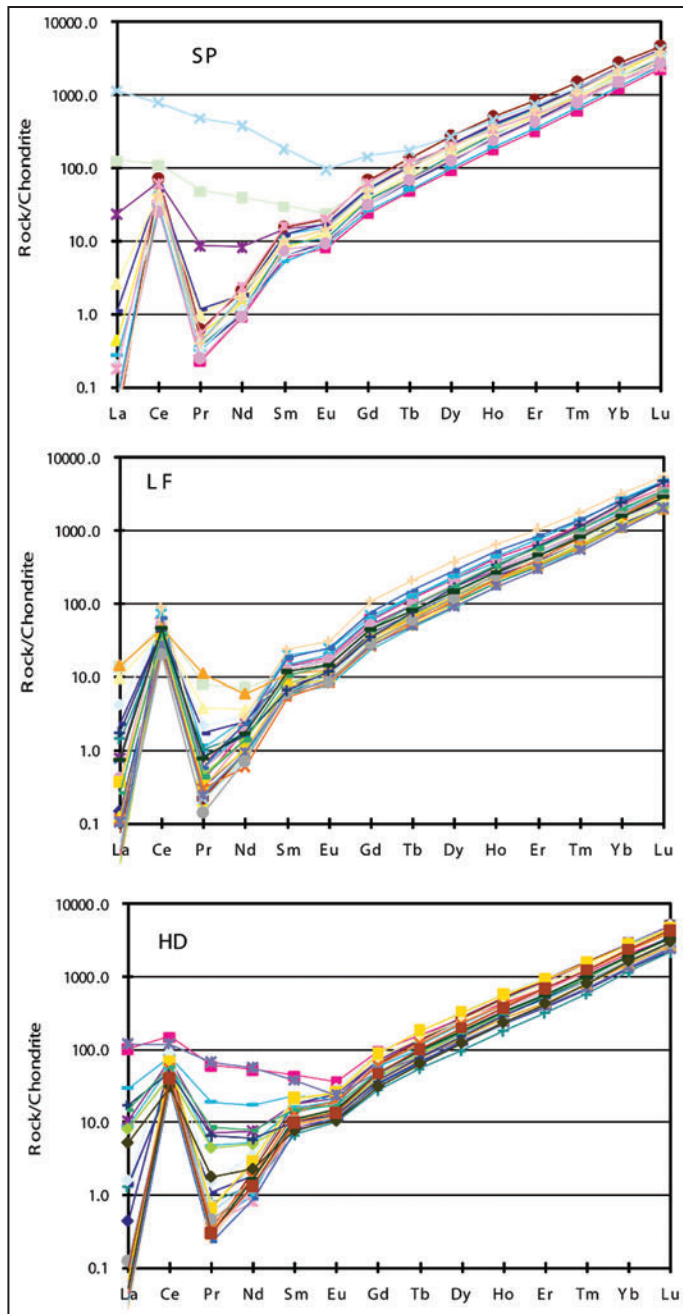
شکل ۵- نام گذاری سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی معدن سرچشمه بر پایه عناصر کیمیا نامتحرک و اصلی، نمودارهای پایه از (Winchester & Floyd 1977) است. نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی انوسن دامنه ای از بازالت تا آندزیت و تراکی آندزیت دارند. توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری (کوارتز چشمی: EQ) دامنه ای از کوارتز مونوزودیوریت تا گرانودیوریت و توده سرچشمه پورفیری ترکیب گرانودیوریتی و تاخیری دانه ریز ترکیب گرانودیوریتی تا گرانیتی دارند. انواع دایک‌ها نیز دامنه ترکیبی گسترده‌ای از آندزیت تا داسیت نشان می‌دهند.



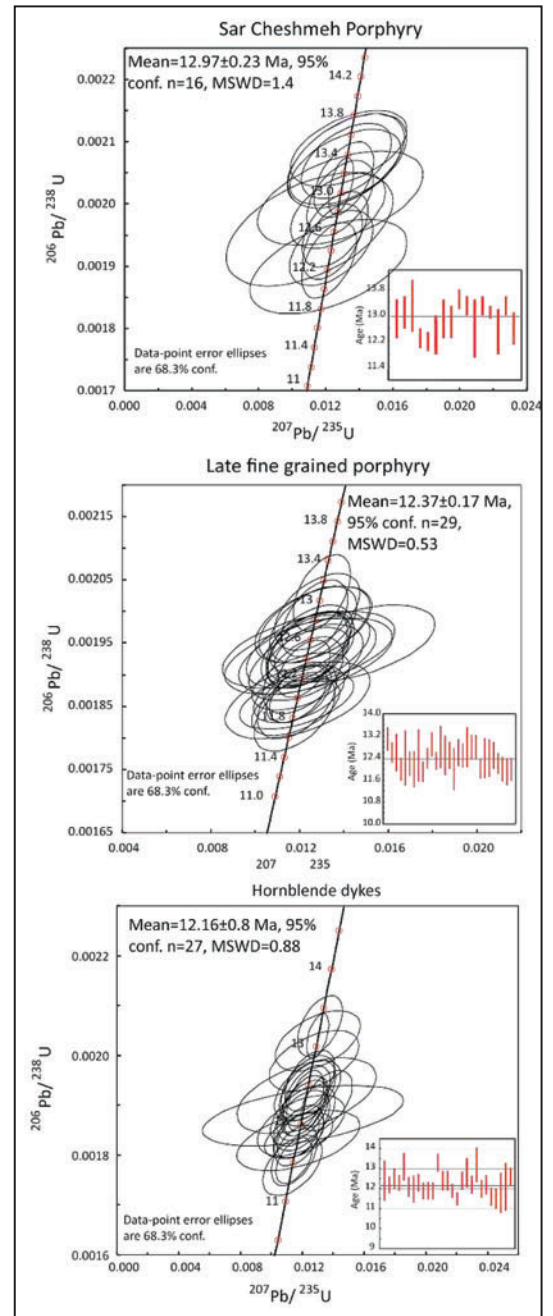
شکل ۷- تصاویر کاتودولومینسانس بلورهای زیرکن در نمونه‌های مورد مطالعه به همراه نتایج سنی نقاط تجزیه شده آنها.



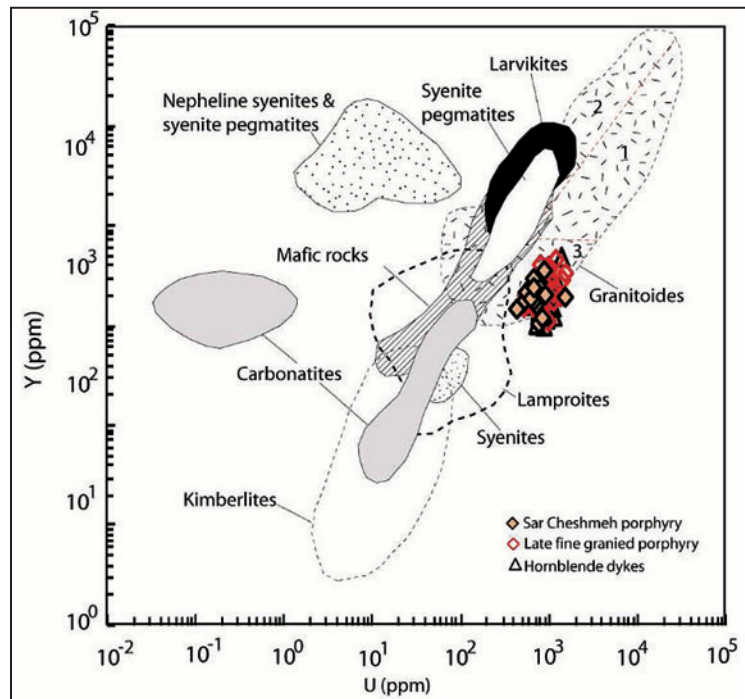
شکل ۶- نمودارهای عنکبوتی برای واحدهای سنگی معدن سرچشمه که با گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، مقادیر گوشته اولیه از (Sun & McDonough 1989) است. برای توضیحات به متن مراجعه شود.



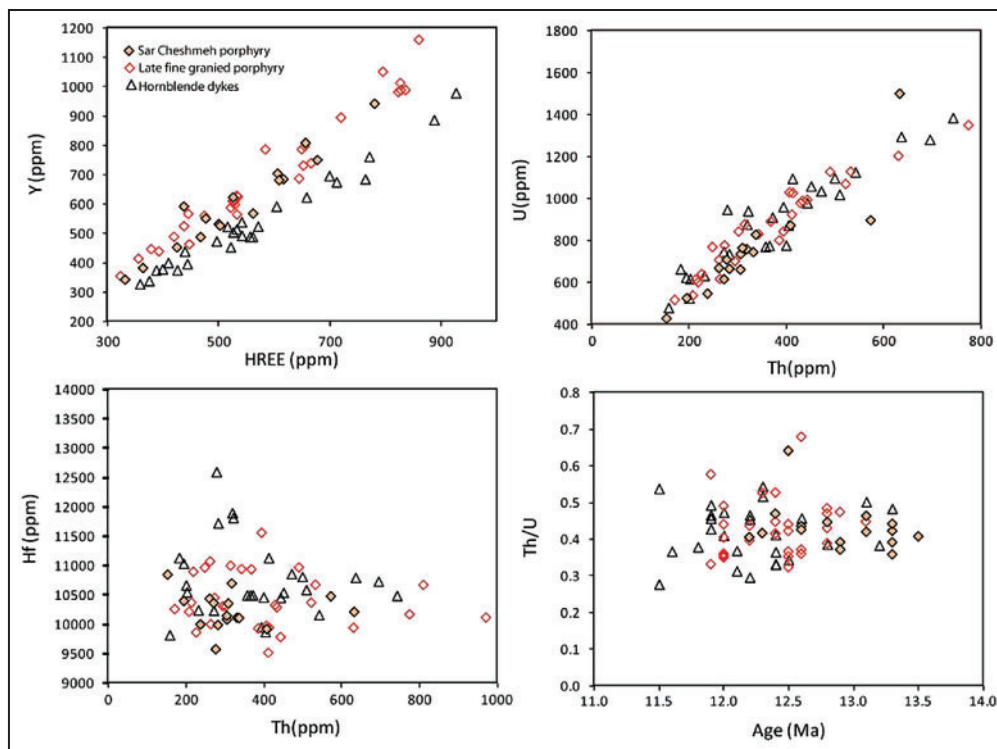
شکل ۹- نمودارهای عناصر کمیاب بلورهای زیرکن سنگ‌های مختلف بهنجار شده با کندریت، داده‌های کندریت از Nakamura (1974).



شکل ۸- نمودار کنکور دیا اورانیم-سرب برای بلورهای زیرکن و همچنین نمودار ستونی فراوانی داده‌های سنی زیرکن و میانگین سن‌های به دست آمده برای واحدهای سنگی معدن سرچشمه.

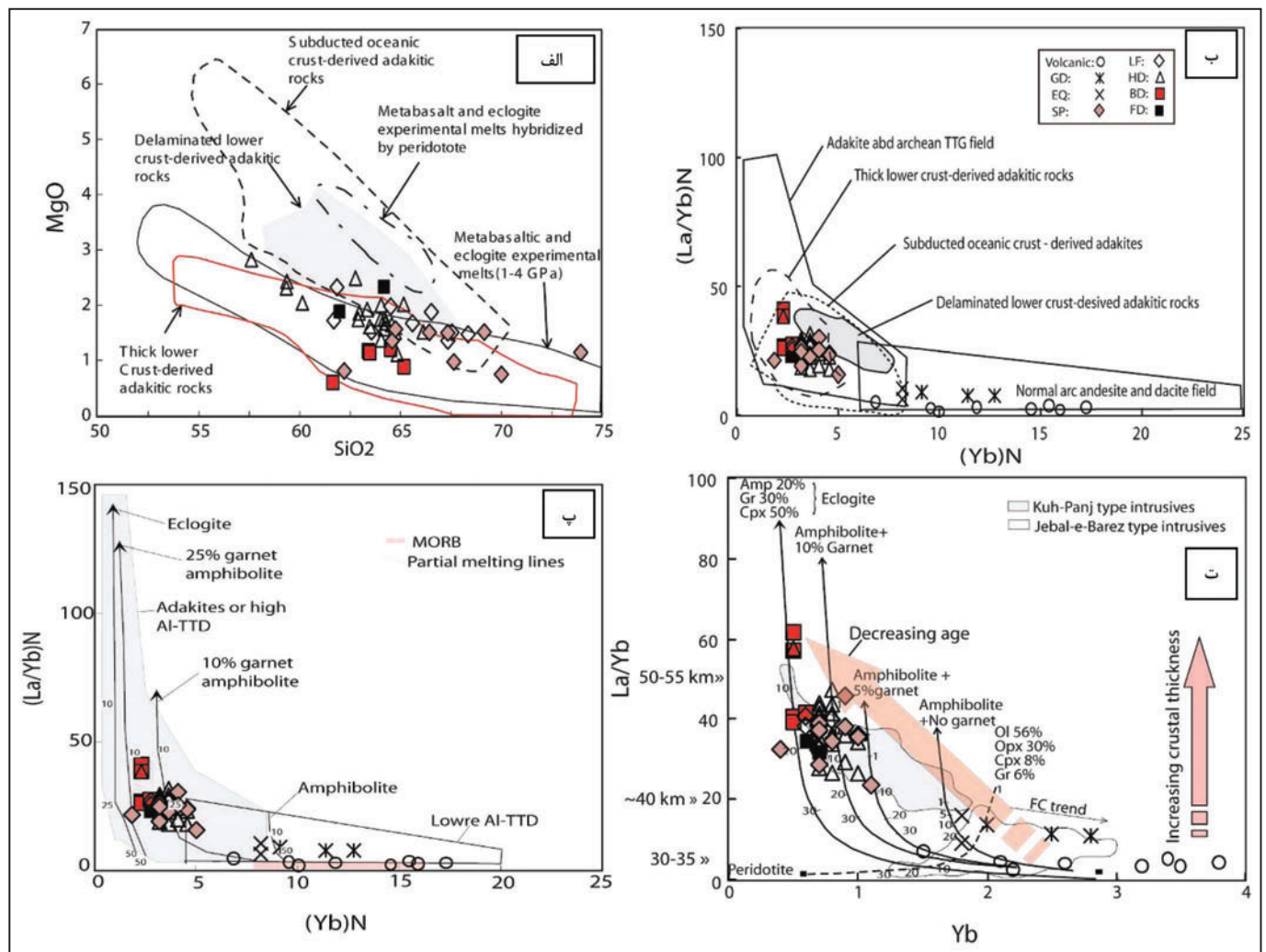
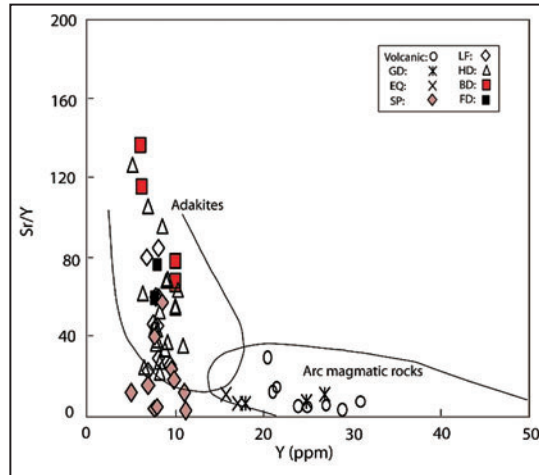


شکل ۱۰- نمودار Y در برابر U که در آن، داده‌های مربوط به زیرکن‌های مورد مطالعه از توده‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های گرانیتویدی جانمایی شده‌اند. نمودار و محدوده‌ها از Belousova et al. (2002) است.

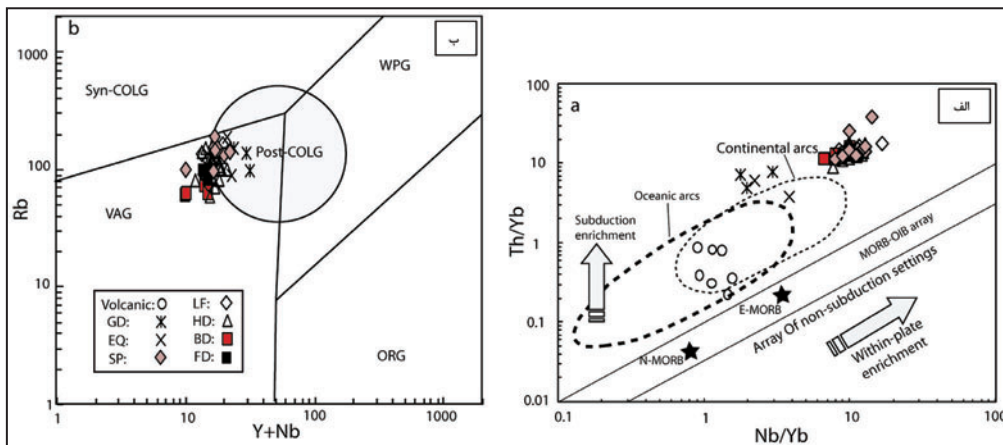


شکل ۱۱- نمودارهای عناصر کمیاب بلورهای زیرکن که نشان‌دهنده رفتار یکسان عناصر کمیاب و همچنین منشأ همسان توده‌های سرچشمه پورفیری، تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و هوربلنددایک‌ها هستند.

شکل ۱۲- نمودار Sr/Y در برابر Y که نشان‌دهنده ماهیت آداکیتی توده سرچشمه پورفیری، توده تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و همچنین هورنبلند، بیوتیت و فلدسپار دایک‌هاست؛ همچنین سنگ‌های آتشفشانی انوسن و توده‌های گرانودیوریتی گرانولار و پورفیری ویژگی ماگماهای فوران یافته در کمان‌های ماگمایی را نشان می‌دهند.



شکل ۱۳- نمودارهای تعیین ماهیت منشأ ماگماهای آداکیتی در معدن سرچشمه، همان‌گونه که در این نمودارها دیده می‌شود، نمونه‌های مربوط به توده سرچشمه پورفیری، توده تأخیری دانه‌ریز و دایک‌ها در محدوده سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته پایین ستر قرار می‌گیرند (نمودارهای الف و ب). همچنین ترکیب منشأ آمفیبولیت با ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت است (نمودارهای پ و ت). در این نمودارها؛ داده‌های مربوط به آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده از (Drummond et al. (1996), Kay et al. (1993), Defant & Drummond (1990), Martin et al. (2005), Defant et al. (2002), Aguilón-Robles et al. (2001), Sajona et al. (2000), Stern & Kilian (1996) پوسته پایینی ستر شده از (Johnson et al. (1997), Petford & Atherton (1996), Muir et al. (1995), Atherton & Petford (1993), Xiong et al. (2003)؛ داده‌های مربوط به مذاب‌های قطعه فرورونده خالص از (Sorensen & Grossman (1989) و (Kepezhinskis et al. (1995)؛ داده‌های مربوط به مذاب‌های تجربی ناشی از ذوب متابازالت و اکلوزیت (۱-۴ Gpa) از (Rapp & Watson (1995), Sen & Dunn (1994), Rapp et al. (1991, 1999 & 2002)؛ داده‌های مربوط به مذاب‌های تجربی ناشی از ذوب اکلوزیت و متابازالت متأثر شده توسط پریدوتیت از (Rapp et al. (1999) و داده‌های مربوط به توده‌های نوع کوه‌پنج و جبال‌بارز از (Shafiei et al. (2009) است.



شکل ۱۴- الف) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb. در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در بالای آرایه گوشته‌ای قرار دارند. همچنین روند افزایش در مقادیر Th/Yb و Nb/Yb از سنگ‌های آتشفشانی به سوی گرانودیوریت‌ها و استوک پورفیری سرچشمه و دایک‌ها دیده می‌شود. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود. نمودار و محدوده‌ها از (Pearce & Peate (1995) است؛ ب) نمودار Rb در برابر Y+Nb که در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان پس از برخوردی قرار دارند. نمودار و محدوده‌ها از (Pearce (2008) است.

جدول ۱- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگ‌شناسی‌های مختلف.

Rock type	Eocene volcanics								Granular Granodiorite		Porphyry Gd		Sar Cheshmeh porphyry								Late fine-grained porphyry											
SiO <sub>2</sub>	45.4	47.8	51.1	53.3	54.9	56.4	54.1	50.7	57.6	60.1	59.2	60.4	64.9	64.6	67.4	66.5	62.2	64.8	69.2	77.5	67.7	74.0	70.0	67.6	61.9	64.6	61.7	65.6	63.6	66.6	68.4	67.4
TiO <sub>2</sub>	0.99	1.06	1.38	1.01	1.15	0.98	0.84	1.53	0.62	0.71	0.64	0.68	0.64	0.46	0.42	0.49	0.41	0.39	0.49	0.26	0.46	0.22	0.30	0.39	0.53	0.47	0.48	0.44	0.40	0.46	0.44	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.7	16.0	18.3	16.2	17.8	16.2	17.7	19.0	16.3	19.0	18.2	15.6	16.7	16.0	14.9	16.5	14.0	15.5	15.3	8.8	15.6	14.2	15.2	15.3	16.2	16.6	15.9	15.8	15.5	16.6	16.2	15.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	8.46	10.19	8.77	8.46	5.96	7.36	6.13	8.95	9.00	5.58	8.53	6.14	4.26	5.52	4.36	3.51	8.71	4.09	1.94	4.85	5.23	2.75	4.58	4.46	5.44	4.01	6.64	4.10	4.53	2.99	2.61	2.81
FeO	7.61	9.17	7.90	7.61	5.37	6.63	5.52	8.06	8.10	5.02	7.68	5.53	3.83	4.97	3.93	3.16	7.84	3.68	1.75	4.36	4.71	2.48	4.12	4.02	4.89	3.61	5.98	3.69	4.08	2.69	2.35	2.53
MgO	4.80	4.98	3.36	4.63	4.32	3.36	5.05	5.01	1.67	2.70	0.94	2.23	2.49	1.38	1.52	1.53	0.82	1.59	1.54	0.62	0.99	1.16	0.76	1.54	2.35	2.00	1.75	1.70	1.56	1.91	1.51	1.39
MnO	0.10	0.21	0.03	0.04	0.05	0.03	0.07	0.03	0.10	0.03	0.01	0.09	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.06	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.07	0.05	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
CaO	9.23	5.68	1.95	2.54	4.93	3.50	4.88	2.30	0.77	1.90	0.17	3.79	2.07	2.00	0.84	0.55	1.09	3.14	0.41	0.06	0.23	1.13	0.06	0.31	0.07	0.52	0.54	1.48	3.82	1.14	0.74	1.21
Na <sub>2</sub> O	2.19	0.45	3.89	2.80	2.45	2.70	4.36	3.28	3.79	2.39	3.89	4.10	2.94	2.96	5.31	6.71	4.49	2.86	6.70	3.29	4.69	3.88	4.63	2.88	2.33	4.03	4.85	3.07	2.91	3.05	4.40	4.33
K <sub>2</sub> O	2.24	4.31	3.00	3.24	2.77	2.64	1.22	0.88	1.82	2.24	0.60	1.09	1.90	1.89	1.10	0.82	0.21	3.80	2.48	0.20	0.10	0.10	0.10	3.20	4.04	3.93	1.85	3.85	3.44	4.39	3.19	4.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.17	0.32	0.19	0.28	0.22	0.11	0.32	0.27	0.32	0.19	0.33	0.23	0.21	0.19	0.29	0.20	0.18	0.23	0.11	0.24	0.12	0.22	0.22	0.24	0.22	0.27	0.19	0.17	0.22	0.22	0.20
LOI	2.22	2.86	4.24	5.48	3.5	3.67	3.55	6.04	6.6	7.82	5.18	4.51	3.2	6	3.37	3.12	6.3	2.2	1.9	3.15	4.45	4.07	4.53	3.41	3.97	2.95	4.46	2.96	2.82	2.75	2.71	1.57
Total	97.0	101.9	96.3	96.8	96.0	95.6	96.8	100.5	97.4	100.4	98.6	99.7	99.3	96.4	99.3	97.4	95.8	96.0	97.1	99.2	95.9	102.2	97.9	96.2	102.8	98.7	96.1	97.9	97.7	100.2	100.7	100.5
V	265	242	279	207	278	209	271	326	107	108	126	121	109	93	71	96	111	78	92	71	95	35	61	82	109	90	93	83	80	72	81	91
Co	20.1	27.9	28.7	22.4	19.3	31.2	23.4	18.7	31.2	20.2	11.8	25.3	10.8	12.4	7.8	5.5	32	8	5.3	55.8	15.7	5	8.5	9.3	15	14.2	27.7	9.6	10.8	4.7	5.8	17.3
Ni	26	12	9	17	19	24	24	18	12	19	12	5	16	21	13	10	14	16	13	15	18	5	6	7	33	14	23	21	19	15	8	11
Ga	18	15	17	16	19	17	15	20	16	15	19	14	17	18	17	12	13	20	15	9	21	14	18	14	22	18	20	21	19	17	17	16
Rb	97.3	16.3	150	128	124	133	208	152	153	139	97.9	188	88.7	132	149	146	154	95.9	152	98.8	188	144	140	89	73.5	118	160	92.6	133	97.9	115	108
Sr	600	330	170	110	250	250	130	90	130	200	310	120	180	130	230	180	30	490	310	60	40	110	30	160	690	370	240	550	350	470	240	490
Y	20.4	21.4	27	24	21	31	25	29	18	24.8	26.9	17.1	15.7	11	9.6	9.9	7.7	8.5	7.6	5	7.9	7	11.2	6.9	8.1	8	9.4	6.8	7.5	7.8	8.1	8.1
Zr	80	80	130	190	90	160	40	120	150	170	160	100	130	90	130	120	130	100	120	70	120	100	110	110	130	90	100	120	90	110	110	120
Nb	3	2	4	6	3	5	2	3	6	5	4	7	9	7	8	8	9	8	10	5	9	10	11	7	7	10	9	6	8	9	8	8
Cs	2.2	1.8	2.6	6.6	4.3	3.2	8.1	5.7	4.3	4.2	4.4	5.7	2	5.2	2.5	2.4	3.3	4.3	2.2	1.8	5.4	10.3	2	2.2	5.2	2.4	3.8	3	3.1	1.9	2.1	1.6
Ba	160	100	250	90	150	220	300	190	660	1120	830	1010	480	350	1010	790	500	740	990	490	1040	510	290	470	670	740	1070	860	400	720	680	780
La	10	6	13.4	16.9	11.3	18.3	11	11.4	27.7	28.9	31.6	29.2	16.5	20.1	41.2	36.1	35.6	27.6	34.3	13	27.3	26.1	26	24.4	26.8	27.1	23	25.9	22.8	27.9	23.1	31.9
Ce	20.5	13.9	26.6	31.5	20.9	36.4	17.8	23.6	52.1	55	58.3	51.3	33.2	35.3	68.5	64.2	59.5	46.6	55.6	25.2	49.7	41.3	47.5	43.7	43.4	50.1	42.4	46.3	43	49.8	45.9	52.7
Pr	2.87	2.15	3.72	4.36	2.86	4.81	2.05	3.32	5.96	6.51	6.63	5.8	4.06	4.02	7.1	7.02	6.42	4.88	5.91	2.94	5.46	4.14	5.2	4.87	4.96	5.54	4.69	5.21	4.76	5.72	5.25	5.7
Nd	13	10.4	16.8	19.2	13.4	20.4	8.7	15.8	21.5	24.4	25.4	21.6	15.5	15.5	24.1	24.8	22.5	16.9	20.5	10.4	19.4	13.1	18.3	17.7	17.9	19.3	16.5	18.5	17.3	20.6	19.2	20.2
Sm	3	2.6	4.4	4.8	3.7	4.9	2.2	4.2	3.9	4.5	4.4	3.8	2.8	2.7	4	3.6	3.9	2.8	3.3	1.6	2.8	2	2.9	2.5	2.9	2.8	3.1	2.6	3	3	2.8	2.8
Eu	0.97	1.01	1.42	1.08	1.26	1.29	0.78	1.4	0.99	1.3	1.47	1.18	0.8	0.74	1.1	1.06	0.86	0.73	0.89	0.43	0.68	0.59	0.96	0.69	0.82	0.81	0.6	0.84	0.86	0.86	0.73	0.8
Gd	3.71	3.37	5.08	5.52	4.38	5.51	2.49	5.12	3.63	4.28	4.45	3.51	2.94	2.01	3.04	2.81	2.8	1.95	2.67	1.35	1.76	1.54	2.73	1.93	2.34	2.24	1.95	2.03	2.07	2.33	2.28	2.3
Tb	0.55	0.57	0.86	0.95	0.71	0.89	0.43	0.87	0.49	0.62	0.65	0.46	0.43	0.27	0.39	0.37	0.39	0.26	0.37	0.16	0.22	0.21	0.39	0.24	0.27	0.29	0.25	0.28	0.26	0.28	0.3	0.27
Dy	3.57	3.62	5.5	6.02	4.58	5.55	2.7	5.73	3.01	3.76	3.98	2.99	2.76	1.46	2.04	2.03	2.09	1.43	1.88	0.92	1.42	1.09	2.19	1.23	1.49	1.56	1.26	1.38	1.46	1.67	1.53	1.54
Ho	0.73	0.82	1.2	1.31	0.99	1.2	0.56	1.22	0.65	0.83	0.86	0.65	0.59	0.27	0.36	0.4	0.38	0.27	0.35	0.19	0.3	0.22	0.39	0.23	0.27	0.29	0.24	0.26	0.29	0.23	0.3	0.29
Er	2.51	2.45	3.55	3.81	2.84	3.48	1.72	3.44	2.17	2.77	2.89	2.07	1.88	0.7	0.99	1.13	1.03	0.74	0.94	0.53	0.87	0.7	1.27	0.68	0.79	0.88	0.68	0.66	0.94	0.83	0.9	0.86
Tm	0.33	0.33	0.54	0.59	0.41	0.52	0.23	0.49	0.29	0.38	0.42	0.25	0.25	0.11	0.14	0.15	0.15	0.11	0.13	0.07	0.12	0.11	0.17	0.09	0.1	0.12	0.1	0.09	0.09	0.11	0.11	0.11
Yb	2.1	2.2	3.5	3.8	2.6	3.4	1.5	3.2	2	2.5	2.8	1.8	1.8	0.7	0.9	1	1	0.8	0.9	0.4	0.7	0.7	1.1	0.6	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8
Lu	0.32	0.33	0.57	0.5	0.33	0.48	0.2	0.4	0.29	0.4	0.5	0.3	0.25	0.08	0.07	0.16	0.1	0.09	0.07	0.06	0.13	0.12	0.18	0.1	0.12	0.12	0.05	0.05	0.11	0.11	0.13	0.1
Ta	0.38	0.33	0.48	0.46	0.47	0.4	0.39	0.45	0.4	0.37	0.48	0.4	0.3	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.46	0.5	0.6	0.8	0.6	0.5	0.5	0.7	0.7	0.4	0.6	0.6	0.6
Th	1.9	0.7	1.3	3.2	0.6	2.8	0.6	1	15.8	12.4	20.5	11	6.9	10	10.7	11.4	12.5	11.8	11.4	6.3	11.5	27.1	28.3	10	9.2	11.6	10.8	10	10.5	10.8	11.5	12.3
U	0.79	0.19	1.01	1.6	0.8	1.41	0.91	0.95	4.11	5.75	4.27	3.9	3.2	4.14	4.19																	

ادامه جدول ۱

Rock type	Hornblende porphyry dykes																				Plagioclase porphyry dykes		Biotite porphyry dykes				
	59.4	64.3	63.0	63.4	64.1	65.2	64.1	62.8	60.2	59.4	64.3	57.7	63.5	64.9	64.1	66.2	64.6	64.2	64.8	63.0	64.3	62.0	65.2	61.7	63.4	64.6	63.5
SiO2	59.4	64.3	63.0	63.4	64.1	65.2	64.1	62.8	60.2	59.4	64.3	57.7	63.5	64.9	64.1	66.2	64.6	64.2	64.8	63.0	64.3	62.0	65.2	61.7	63.4	64.6	63.5
TiO2	0.62	0.57	0.45	0.46	0.49	0.46	0.49	0.48	0.53	0.54	0.42	0.63	0.41	0.40	0.44	0.41	0.40	0.41	0.40	0.45	0.51	0.49	0.45	0.45	0.46	0.39	0.46
Al2O3	16.9	16.8	15.7	15.9	16.2	15.4	17.0	16.1	16.7	15.9	15.4	16.9	15.0	15.9	15.2	15.3	15.4	15.6	15.3	16.3	16.6	16.5	16.5	16.6	17.1	16.2	16.4
Fe2O3T	5.61	5.12	4.00	4.51	4.76	3.92	5.23	4.12	4.67	6.10	3.58	6.98	5.03	5.20	3.72	4.00	3.45	4.60	3.47	4.05	4.50	4.07	3.40	5.32	3.54	3.37	3.64
FeO	5.05	4.61	3.60	4.06	4.28	3.53	4.71	3.71	4.20	5.49	3.22	6.28	4.53	4.68	3.35	3.60	3.11	4.14	3.13	3.65	4.05	3.66	3.06	4.79	3.19	3.04	3.28
MgO	2.34	1.70	1.88	1.94	2.02	2.04	1.77	2.52	2.06	2.46	1.77	2.85	1.63	1.12	1.39	1.53	1.67	1.59	1.53	1.76	2.36	1.89	0.89	0.61	1.17	1.21	1.15
MnO	0.04	0.18	0.08	0.03	0.02	0.02	0.16	0.08	0.08	0.14	0.10	0.04	0.04	0.12	0.05	0.05	0.08	0.02	0.09	0.06	0.05	0.07	0.05	0.09	0.06	0.07	0.06
CaO	3.10	0.65	3.72	2.70	1.92	0.41	0.47	2.89	4.82	3.11	5.04	0.91	3.15	0.74	3.69	0.80	3.97	1.03	3.68	4.32	0.54	4.00	3.15	3.10	3.75	3.80	4.01
Na2O	2.80	2.80	3.11	2.93	1.95	6.50	3.16	3.15	2.15	3.06	2.83	2.32	2.39	3.85	4.58	4.93	3.77	4.12	3.48	2.75	3.31	3.08	2.69	2.48	2.54	2.80	2.63
K2O	3.86	3.02	4.26	3.84	4.01	2.22	2.71	3.94	4.41	3.54	3.19	5.08	4.13	2.91	3.29	3.00	3.38	4.03	3.97	3.50	3.62	4.05	4.44	4.62	4.53	4.45	4.64
P2O5	0.35	0.26	0.23	0.24	0.23	0.26	0.24	0.23	0.26	0.26	0.19	0.34	0.18	0.18	0.20	0.21	0.18	0.19	0.17	0.20	0.24	0.21	0.23	0.25	0.23	0.15	0.23
LOI	3.16	4.53	2.21	2.26	2.87	2.22	4.22	2.89	1.4	3	4.4	4.32	2.8	4.36	1.81	2.87	3.84	3.69	2.23	4.34	2.4	4.16	2.53	4	4.03	2.84	3.03
Total	96.6	96.1	95.1	97.1	100.8	97.9	99.1	98.2	99.1	99.3	95.5	100.2	95.3	96.1	95.9	96.1	95.7	98.8	97.2	100.6	100.3	99.2	96.4	100.9	100.2	98.8	96.8
V	121	121	92	97	124	87	84	106	99	123	88	152	82	95	83	86	87	87	76	67	111	94	78	72	70	68	84
Co	18.4	15.2	10.9	16.9	8.7	11.7	15.4	11.6	12.4	17.1	8.8	26	11.4	16.3	7.6	15.1	9.8	10.1	10.5	11.3	12.3	10	8.1	10.9	7.8	7.9	8.6
Ni	28	24	18	16	14	12	16	17	7	23	16	24	18	21	22	17	16	17	24	16	17	19	13	7	5	10	12
Ga	23	20	20	20	18	14	21	18	21	18	18	22	18	20	18	20	19	16	19	20	19	20	21	19	20	19	21
Rb	80.6	101	94.4	107	70.1	142	123	92.5	58.4	81.3	95.3	128	99.9	142	99.9	153	128	125	101	99.4	100	82.2	71.7	60.2	62.2	72.1	63
Sr	740	230	660	630	620	160	180	440	820	660	290	390	300	350	550	400	340	310	560	350	450	610	670	820	720	690	790
Y	7	8.2	5.2	9.1	9	6.5	8.2	8.3	8.5	10.3	7.8	10.9	8.8	9.2	10	6.4	7.6	8	10	8	7.6	7.9	10	6	6.2	10	10
Zr	100	120	100	170	100	120	110	90	100	120	100	100	110	90	110	100	90	80	100	110	100	150	100	90	100	110	100
Nb	5	7	9	9	8	7	8	6	7	8	8	8	10	8	11	8	8	8	9	7	6	7	5	4	4	4	5
Cs	2.9	5.6	2.6	2.8	2.1	1.8	5	1.9	2.3	2.2	4.6	1.6	2.2	6.5	5.1	4	4.5	2.1	3.4	2.8	2.1	4	3.1	3.5	2	4.4	4.2
Ba	850	410	790	660	630	620	760	840	740	910	770	410	300	690	880	770	700	1100	860	540	810	820	700	720	740	740	700
La	28.8	26.4	29	34.3	33.2	19.5	28.6	23.3	24.6	26.5	34.4	35	27.1	29	32.4	37.9	28.5	30.8	30	21.3	20.7	22.1	30.8	20.3	19.6	24.8	28.6
Ce	52.8	47.3	51.3	60.5	48.7	35.9	56	40.2	49	49	57.7	62.5	46.3	47.5	62.9	62.1	47.8	50.9	50.5	40.4	38.5	42.8	52.9	41	39.9	45.4	52.2
Pr	6.08	5.53	5.66	6.61	5.48	4.05	6.2	4.64	5.76	5.93	6.09	7.27	4.84	5.11	6.99	6.33	5.02	5.38	5.32	4.69	4.39	4.92	5.79	4.89	4.9	5.32	5.98
Nd	22.2	20	20.8	23.6	19.3	14.4	23.1	17.3	22.1	21.5	21.2	25.7	16.8	17.5	24.7	21.3	17.4	19	18	17	15.4	17.8	21.1	18.7	18.3	19.4	21.5
Sm	3.6	3.5	3.5	3.8	3	2.2	3.2	2.6	3.4	3.4	3.5	4.1	2.6	2.9	4.1	3.3	2.8	3	2.8	2.6	2.3	2.7	3.4	3	2.7	3.1	3.6
Eu	0.96	1.05	0.95	0.99	0.84	0.65	0.91	0.8	1.06	1.05	0.9	1.19	0.72	0.76	1.04	0.88	0.76	0.82	0.77	0.72	0.64	0.78	0.95	0.85	0.84	0.85	0.97
Gd	2.45	2.7	2.47	2.96	2.32	1.7	2.27	2.16	2.58	2.93	2.5	3.44	1.94	2.03	2.98	2.34	2.19	2.19	2.08	2.09	1.99	2.18	2.17	1.95	1.98	2.23	2.36
Tb	0.31	0.36	0.32	0.37	0.32	0.23	0.28	0.28	0.31	0.39	0.35	0.4	0.27	0.27	0.41	0.33	0.27	0.28	0.28	0.26	0.26	0.26	0.27	0.22	0.24	0.28	0.28
Dy	1.51	1.85	1.73	1.89	1.77	1.17	1.64	1.55	1.78	1.99	1.81	2.13	1.35	1.48	2.05	1.64	1.44	1.44	1.43	1.48	1.37	1.37	1.26	1.26	1.18	1.38	1.37
Ho	0.25	0.35	0.32	0.35	0.3	0.23	0.3	0.28	0.32	0.36	0.32	0.39	0.26	0.27	0.39	0.3	0.26	0.26	0.27	0.28	0.28	0.28	0.22	0.22	0.21	0.24	0.22
Er	0.64	0.91	0.88	0.96	0.92	0.72	0.93	0.85	0.88	1.1	0.94	1.05	0.71	0.8	1.06	0.91	0.73	0.73	0.77	0.84	0.86	0.8	0.57	0.59	0.61	0.65	0.57
Tm	0.08	0.13	0.12	0.14	0.12	0.09	0.1	0.13	0.11	0.14	0.13	0.12	0.12	0.1	0.15	0.13	0.09	0.1	0.11	0.1	0.1	0.11	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07
Yb	0.5	0.9	0.8	1	0.8	0.7	0.8	0.7	0.7	1	0.9	0.8	0.8	0.7	0.9	0.8	0.7	0.7	0.7	0.8	0.6	0.7	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5
Lu	0.05	0.1	0.12	0.09	0.12	0.1	0.1	0.11	0.11	0.14	0.08	0.12	0.12	0.08	0.07	0.09	0.05	0.07	0.06	0.11	0.1	0.11	0.05	0.09	0.08	0.1	0.08
Ta	0.48	0.6	0.7	0.6	0.5	0.5	0.5	0.45	0.49	0.5	0.7	0.47	0.8	0.6	0.8	0.7	0.7	0.6	0.8	0.5	0.47	0.5	0.51	0.55	0.6	0.47	0.5
Th	6.8	8.2	10	11.1	11.1	9.8	15	9.5	9.1	11.6	11.2	9.4	11.2	9.5	11.7	13	11.5	9.7	12.7	11.1	9.1	10.1	8.1	6.1	6.6	6.8	6.4
U	2.65	2.94	3.79	4.56	3.87	2.99	5.31	4.51	3.49	4.94	4.12	4.38	5.68	3.7	3.45	4.25	3.83	4.17	4.43	4.96	4.19	4.18	2.21	2.44	2.67	2.65	2.09
Sum REE	120	111	118	138	117	82	124	95	113	115	131	144	104	109	140	138	108	116	113	93	87	97	120	94	91	104	118
Eu/Eu*	0.99	1.05	0.99	0.91	0.98	1.03	1.04	1.04	1.10	1.02	0.94	0.97	0.99	0.96	0.91	0.97	0.94	0.98	0.95	0.92	0.99	1.08	1.08	1.12	1.09	1.02	
Lan/Ybn	38.5	19.6	24.2	22.9	27.8	18.6	23.9	22.3	23.5	17.7	25.6	29.3	22.7	27.7	24.1	31.7	27.2	29.4	28.7	17.8	23.1	21.1	41.2	27.1	26.2	27.6	38.2
#Mg	0.45	0.40	0.48	0.46	0.46	0.51	0.40	0.55	0.47	0.45	0.50	0.45	0.39	0.30	0.43	0.43	0.49	0.41	0.47	0.46	0.51	0.48	0.34	0.19	0.40	0.42	0.39



جدول ۲- نتایج تجزیه بلورهای زیرکن از سنگ‌شناسی‌های مختلف معدن سرچشمه.

Analysis	Rock type	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 $\sigma$
1	Sarcheshmeh Porphyry	0.04624	0.00476	0.01283	0.00131	0.00201	0.00004	0.00066	0.00004	10	186	13	1	12.9	0.6	13.3	0.8
2		0.04633	0.00421	0.01306	0.00117	0.00204	0.00004	0.00071	0.00004	15	161	13	1	13.1	0.5	14.3	0.8
3		0.04633	0.00627	0.0132	0.00178	0.00207	0.00004	0.0008	0.00003	15	234	13	2	13.3	0.8	16.2	0.6
4		0.04631	0.00416	0.01218	0.00108	0.00191	0.00004	0.00068	0.00003	14	156	12	1	12.3	0.3	13.7	0.6
5		0.04627	0.01183	0.01214	0.0031	0.0019	0.00005	0.00071	0.00006	12	384	12	3	12.2	0.3	14	1
6		0.04627	0.00621	0.0123	0.00164	0.00193	0.00004	0.00075	0.00004	12	228	12	2	12.4	0.6	15.2	0.8
7		0.04626	0.01179	0.01283	0.00326	0.00201	0.00005	0.00071	0.00006	11	384	13	3	12.9	0.6	14	1
8		0.04627	0.00684	0.0127	0.00187	0.00199	0.00004	0.00069	0.00004	12	248	13	2	12.8	0.5	13.9	0.8
9		0.04629	0.00798	0.01335	0.0023	0.00209	0.00004	0.00065	0.00007	13	282	13	2	13.5	0.3	13	1
10		0.04625	0.00765	0.01314	0.00217	0.00206	0.00004	0.00061	0.00007	11	269	13	2	13.3	0.3	12	1
11		0.04081	0.0122	0.01101	0.00328	0.00196	0.00006	0.00089	0.00007	-243	400	11	3	12.6	0.9	18	1
12		0.04625	0.00823	0.01324	0.00235	0.00207	0.00005	0.00069	0.00006	11	283	13	2	13.3	0.3	14	1
13		0.1234	0.00846	0.03831	0.00258	0.00225	0.00005	0.00181	0.00007		88	13	0.5	13.1	0.2	17	2
14		0.04625	0.00438	0.01238	0.00117	0.00194	0.00004	0.00067	0.00003	11	170	12	1	12.5	0.7	13.5	0.6
15		0.04626	0.00806	0.01319	0.00229	0.00207	0.00005	0.0007	0.00006	11	276	13	2	13.3	0.3	14	1
16		0.04633	0.00484	0.01254	0.0013	0.00196	0.00004	0.00071	0.00004	15	189	13	1	12.6	0.5	14.3	0.8
1	Late Fine Porphyry	0.04635	0.00306	0.01299	0.00085	0.00203	0.00004	0.00063	0.00003	16	104	13.1	0.9	13.1	0.4	12.7	0.6
2		0.04634	0.0045	0.01246	0.0012	0.00195	0.00003	0.00067	0.00002	15	182	13	1	12.6	0.4	13.5	0.4
3		0.05392	0.00894	0.01447	0.00239	0.00195	0.00004	0.00087	0.00003	368	322	15	2	12.6	0.7	17.6	0.6
4		0.04631	0.00379	0.01196	0.00097	0.00187	0.00003	0.00063	0.00003	14	148	12.1	1	12	0.4	12.7	0.6
5		0.04649	0.00938	0.01239	0.0025	0.00193	0.00004	0.00072	0.00006	23	320	13	3	12.4	1.0	15	1
6		0.04627	0.00461	0.01213	0.0012	0.0019	0.00004	0.00068	0.00003	12	177	12	1	12.2	0.4	13.7	0.6
7		0.04626	0.00665	0.01186	0.0017	0.00186	0.00003	0.00065	0.00003	11	247	12	2	12	0.7	13.1	0.6
8		0.04628	0.00962	0.01239	0.00257	0.00194	0.00004	0.00064	0.00004	12	324	13	3	12.5	1.0	12.9	0.8
9		0.0463	0.00515	0.0118	0.00131	0.00185	0.00003	0.00061	0.00002	13	205	12	1	11.9	0.4	12.3	0.4
10		0.04633	0.00466	0.01234	0.00123	0.00193	0.00003	0.0006	0.00002	15	190	12	1	12.4	0.4	12.1	0.4
11		0.04631	0.00465	0.01277	0.00127	0.002	0.00004	0.00062	0.00003	14	180	13	1	12.9	0.4	12.5	0.6
12		0.04626	0.00298	0.01218	0.00078	0.00191	0.00003	0.00061	0.00002	11	109	12.3	0.8	12.3	0.3	12.3	0.4
13		0.04628	0.00642	0.01261	0.00174	0.00198	0.00004	0.00054	0.00007	12	239	13	2	12.8	0.8	11	1
14		0.04627	0.00692	0.01237	0.00184	0.00194	0.00004	0.00064	0.00004	12	246	12	2	12.5	0.7	12.9	0.8
15		0.04628	0.00453	0.01235	0.00119	0.00194	0.00004	0.00064	0.00004	12	174	12	1	12.5	0.5	12.9	0.8
16		0.04646	0.00848	0.0119	0.00216	0.00186	0.00004	0.00065	0.00005	22	292	12	2	12	0.8	13	1
17		0.04627	0.00483	0.01243	0.00128	0.00195	0.00004	0.00059	0.00004	12	187	13	1	12.6	0.5	11.9	0.8
18		0.04628	0.00526	0.01235	0.00139	0.00194	0.00004	0.00065	0.00003	12	202	12	1	12.5	0.4	13.1	0.6
19		0.04628	0.00612	0.01265	0.00166	0.00198	0.00004	0.00066	0.00004	12	227	13	2	12.8	0.7	13.3	0.8
20		0.04625	0.00479	0.0126	0.00129	0.00198	0.00004	0.00067	0.00003	11	186	13	1	12.8	0.4	13.5	0.6
21		0.04627	0.00363	0.01267	0.00098	0.00199	0.00004	0.00064	0.00003	12	131	12.8	1	12.8	0.4	12.9	0.6
22		0.0463	0.00338	0.01192	0.00086	0.00187	0.00003	0.00062	0.00002	13	127	12	0.9	12	0.4	12.5	0.4
23		0.04625	0.00768	0.01234	0.00204	0.00193	0.00004	0.00079	0.00004	11	268	12	2	12.4	0.7	16	0.8
24		0.04644	0.00641	0.01227	0.00169	0.00192	0.00004	0.00066	0.00003	21	237	12	2	12.4	0.7	13.3	0.6
25		0.04621	0.00474	0.01238	0.00125	0.00194	0.00004	0.00066	0.00004	9	182	12	1	12.5	0.5	13.3	0.8
26		0.0463	0.00562	0.01205	0.00146	0.00189	0.00003	0.00068	0.00002	13	218	12	1	12.2	0.4	13.7	0.4
27		0.04629	0.00467	0.01188	0.00118	0.00186	0.00004	0.00057	0.00003	13	177	12	1	12	0.4	11.5	0.6
28		0.04631	0.00483	0.01176	0.00121	0.00184	0.00004	0.00065	0.00004	14	185	12	1	11.9	0.5	13.1	0.8
29		0.04637	0.00526	0.01196	0.00135	0.00187	0.00003	0.00059	0.00003	17	207	12	1	12	0.4	11.9	0.6

Analysis	Rock type	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 $\sigma$
1		0.04628	0.01123	0.01226	0.00297	0.00192	0.00005	0.00065	0.00005	12	364	12	3	12.4	1.0	13	1
2		0.04632	0.00355	0.01211	0.00092	0.0019	0.00004	0.00066	0.00003	14	126	12.2	0.9	12.2	0.4	13.3	0.6
3		0.04626	0.00435	0.01235	0.00115	0.00194	0.00004	0.00067	0.00004	11	167	12	1	12.5	0.5	13.5	0.8
4		0.04628	0.00307	0.01218	0.0008	0.00191	0.00004	0.00065	0.00003	12	103	12.3	0.8	12.3	0.4	13.1	0.6
5		0.0463	0.00648	0.01298	0.00181	0.00203	0.00004	0.00067	0.00003	13	243	13	2	13.1	0.7	13.5	0.6
6		0.04629	0.00539	0.01202	0.00138	0.00188	0.00004	0.00071	0.00004	13	206	12	1	12.1	0.5	14.3	0.8
7		0.04628	0.00731	0.01189	0.00187	0.00186	0.00004	0.00068	0.00003	12	257	12	2	12	0.7	13.7	0.6
8		0.05145	0.00424	0.01355	0.0011	0.00191	0.00004	0.00068	0.00003	261	146	14	1	12.3	0.4	13.7	0.6
9		0.04627	0.00434	0.01174	0.00109	0.00184	0.00003	0.00063	0.00003	12	175	12	1	11.9	0.4	12.7	0.6
10		0.04625	0.00421	0.01176	0.00106	0.00184	0.00004	0.00061	0.00003	11	158	12	1	11.9	0.4	12.3	0.6
11		0.04631	0.00578	0.01175	0.00146	0.00184	0.00003	0.00062	0.00003	14	221	12	1	11.9	0.4	12.5	0.6
12		0.04632	0.00341	0.01313	0.00096	0.00206	0.00004	0.00071	0.00003	14	123	13.2	1	13.3	0.4	14.3	0.6
13		0.04632	0.00457	0.01234	0.0012	0.00193	0.00004	0.0007	0.00004	14	176	12	1	12.4	0.5	14.1	0.8
14		0.04629	0.00537	0.01232	0.00142	0.00193	0.00004	0.00066	0.00004	13	205	12	1	12.4	0.5	13.3	0.8
15		0.04627	0.00364	0.01171	0.00091	0.00184	0.00003	0.00061	0.00002	12	139	11.8	0.9	11.9	0.4	12.3	0.4
16		0.04629	0.00314	0.01144	0.00077	0.00179	0.00003	0.00061	0.00002	13	114	11.6	0.8	11.5	0.3	12.3	0.4
17		0.04634	0.00384	0.01226	0.001	0.00192	0.00004	0.00063	0.00003	15	139	12	1	12.4	0.4	12.7	0.6
18		0.04633	0.00697	0.01274	0.00191	0.00199	0.00004	0.00071	0.00004	15	247	13	2	12.8	0.7	14.3	0.8
19		0.04628	0.00432	0.01203	0.00111	0.00189	0.00004	0.00061	0.00003	12	164	12	1	12.2	0.4	12.3	0.6
20		0.07421	0.0136	0.02171	0.00396	0.00212	0.00005	0.00136	0.00007		80	13.1	0.5	13.2	0.9	19	3
21		0.04629	0.00466	0.01195	0.00119	0.00187	0.00004	0.00066	0.00003	13	178	12	1	12	0.4	13.3	0.6
22		0.04626	0.00389	0.0121	0.00101	0.0019	0.00004	0.00065	0.00004	11	143	12	1	12.2	0.5	13.1	0.8
23		0.04627	0.00402	0.01147	0.00099	0.0018	0.00004	0.00061	0.00003	12	148	11.6	1	11.6	0.4	12.3	0.6
24		0.04622	0.00517	0.01134	0.00126	0.00178	0.00004	0.00058	0.00004	9	200	11	1	11.5	0.5	11.7	0.8
25		0.04645	0.01039	0.01172	0.00262	0.00183	0.00004	0.00073	0.00005	21	348	12	3	11.8	1.0	15	1
26		0.04631	0.01653	0.01203	0.00429	0.00188	0.00004	0.00069	0.00004	14	547	12	4	12.1	1.2	13.9	0.8
27		0.04628	0.004	0.01246	0.00107	0.00195	0.00004	0.00064	0.00003	12	150	13	1	12.6	0.4	12.9	0.6

جدول ۳- نتایج تجزیه عناصر کیمیا در بلورهای زیرکن مورد مورد مطالعه در سنگ‌های نفوذی معدن سرچشمه.

Element	Ti	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Pb	SumREE	SumHREE	Th/U	Eu/Eu*	Tem. (°C)
SP-01	2.8	485.6	513261	2.01	0.02	20.4	0.03	0.45	0.97	0.54	6.27	2.36	31.0	14.1	75.2	21.9	289	82.1	9572	0.53	277	707	1.54	544.6	468.5	0.39	0.22	634.8
SP-02	2.46	339.7	526728	1.26	0.02	18.3	0.02	0.43	0.89	0.46	4.92	1.79	23.1	10.0	52.7	15.5	206	58.1	10690	0.37	319	758	1.70	392.6	332.6	0.42	0.22	636.4
SP-03	4.17	566.3	531607	2.47	0.10	30.0	0.05	0.66	1.26	0.75	7.57	2.75	36.9	16.1	87.3	25.3	351	99.8	10207	0.55	634	1499	3.45	659.3	563.1	0.42	0.24	675.1
SP-04	3.22	683.9	520587	3.20	0.02	31.0	0.04	0.79	1.88	0.89	10.2	3.81	49.3	21.0	107	29.7	383	98.1	10074	0.89	306	734	1.54	736.6	617.6	0.42	0.20	655.7
SP-05	3.83	749.8	529858	3.45	5.48	39.1	0.82	3.84	2.22	0.96	10.7	3.98	54.0	22.6	116	32.4	420	110	10349	0.90	310	763	1.60	822.1	678.5	0.41	0.20	668.6
SP-06	4.64	942.7	518694	4.67	0.01	44.2	0.06	0.97	2.42	1.20	14.2	5.29	70.1	28.8	144	38.3	478	120	9915	1.19	409	871	1.89	949.0	781.6	0.47	0.20	683.3
SP-07	2.47	529.9	527821	1.90	0.01	19.8	0.03	0.51	1.39	0.64	7.59	2.72	37.8	16.1	83.7	23.5	310	84.2	10391	0.60	195	524	1.14	587.7	501.2	0.37	0.20	636.7
SP-08	3.2	703.3	521522	3.15	0.26	31.5	0.11	0.86	1.87	0.99	10.8	4.03	52.7	21.8	111	29.8	368	98.3	10106	0.86	332	744	1.63	731.9	607.1	0.45	0.22	655.3
SP-09	2.65	379.6	532946	1.33	0.06	18.4	0.03	0.53	0.81	0.54	5.35	1.91	25.7	10.9	58.1	17.1	226	63.9	10101	0.39	337	827	1.87	428.9	364.8	0.41	0.26	641.7
SP-10	3.07	524.8	532279	1.93	0.05	20.9	0.03	0.54	1.01	0.62	6.47	2.59	35.1	15.5	82.0	23.6	311	87.5	10431	0.51	261	667	1.47	586.6	503.8	0.39	0.24	652.2
SP-11	2.28	621.9	530645	1.91	30.0	68.0	4.59	18.49	4.61	1.36	11.9	4.04	48.5	19.3	94.4	25.9	323	83.7	9994	0.51	238	546	1.21	737.7	526.9	0.44	0.18	631.1
SP-12	2.74	549.2	527101	2.46	0.62	26.6	0.09	0.87	1.55	0.77	8.03	3.17	40.9	16.8	85.2	23.5	291	77.7	10358	0.71	272	615	1.40	577.1	477.8	0.44	0.22	644.0
SP-13	4.11	808.4	531160	3.21	270	484	45.7	178	28.0	5.46	29.5	6.50	67.9	25.5	122	32.2	398	105	10139	0.89	306	660	2.02	1798.3	657.6	0.46	0.19	674.0
SP-14	91.83	590.5	536176	2.77	0.04	37.3	0.05	1.08	2.48	1.17	12.9	4.49	51.6	19.3	88.5	22.7	264	63.4	10472	0.95	574	896	2.01	568.7	438.3	0.64	0.21	989.7
SP-15	2.35	450.4	539477	1.40	0.01	15.6	0.02	0.44	1.17	0.54	6.56	2.59	32.8	13.7	72.3	20.3	261	72.2	10839	0.42	153	427	0.95	499.4	426.0	0.36	0.19	633.2
SP-16	3.4	680.6	531264	2.76	0.01	27.3	0.04	0.78	1.54	0.86	9.93	3.75	48.4	20.4	105	29.2	377	99.4	9984	0.74	283	664	1.43	722.9	609.9	0.43	0.22	659.7
LF-01	4.01	986.8	517513	4.64	0.10	39.6	0.07	1.24	2.69	1.40	14.4	5.37	69.9	29.5	149	39.5	510	128	9515	1.00	411	920	2.08	991.7	827.3	0.45	0.22	672.1
LF-02	3.53	786.0	505226	4.29	24.0	90.3	5.61	24.43	6.63	2.05	19.2	5.79	66.3	24.8	116	29.3	352	86.5	10114	1.30	972	1435	3.36	852.6	583.5	0.68	0.18	662.5
LF-03	3.07	730.6	504737	3.59	0.01	25.0	0.03	0.64	1.62	0.86	9.21	3.72	48.6	21.3	110	30.8	402	109	10302	1.08	302	839	1.86	762.7	651.8	0.36	0.22	652.2
LF-04	3.15	980.9	504809	4.87	0.01	33.4	0.04	0.47	2.11	1.05	13.1	5.15	67.2	28.6	147	40.2	504	132	9941	1.24	414	1023	2.13	973.9	822.7	0.40	0.20	654.1
LF-05	3.67	1012	506380	4.59	2.50	45.2	0.69	3.52	2.82	1.24	14.1	5.40	71.1	29.3	148	40.3	508	130	9783	1.22	443	991	2.18	1100.0	826.1	0.45	0.20	665.4
LF-06	3.31	987.6	512471	4.85	0.01	37.9	0.03	1.01	2.35	1.08	13.1	5.02	68.0	29.0	148	41.0	512	134	9972	1.27	407	1025	2.17	993.1	835.6	0.40	0.20	657.8
LF-07	2.72	354.8	508280	1.70	0.31	23.1	0.08	0.63	1.02	0.59	5.71	2.07	24.6	10.2	53.0	14.8	199	55.7	10326	0.55	429	975	2.04	391.0	322.8	0.44	0.25	643.5
LF-08	2.99	414.3	498176	1.72	0.33	20.3	0.10	0.84	1.27	0.64	6.84	2.50	31.3	12.5	63.2	16.8	218	57.5	10450	0.66	273	773	1.64	431.7	355.2	0.35	0.22	650.3
LF-09	3.3	566.8	519426	2.84	6.96	48.2	1.78	8.17	3.63	1.23	12.1	3.85	45.5	17.4	83.3	21.9	271	68.4	10169	0.85	775	1347	2.89	593.5	444.6	0.58	0.19	657.5
LF-10	4.33	1159	521561	5.53	0.37	55.9																						

Element	Ti	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Pb	SumREE	SumHREE	Th/U	Eu/Eu*	Tem. (°C)
LF-14	2.33	686.5	523308	3.07	0.01	21.3	0.04	0.37	1.44	0.75	8.24	3.29	45.0	20.1	107	30.4	396	111	10966	0.88	248	766	1.60	744.7	644.2	0.32	0.22	632.6
LF-15	3.2	598.0	520992	2.45	0.01	26.3	0.03	0.57	1.30	0.69	8.32	3.11	41.7	17.5	91.8	25.2	322	89.7	10308	0.65	295	698	1.50	628.2	528.8	0.42	0.21	655.3
LF-16	2.69	610.1	518132	2.69	0.01	24.2	0.02	0.70	1.76	0.87	9.45	3.32	43.0	18.3	93.4	25.4	322	86.8	9859	0.86	226	636	1.29	629.5	528.0	0.35	0.21	642.7
LF-17	2.73	438.6	522027	1.79	0.01	19.0	0.02	0.41	1.16	0.67	6.80	2.48	32.3	13.2	68.2	18.4	240	65.2	11072	0.59	261	704	1.49	468.1	392.0	0.37	0.24	643.8
LF-18	5.15	796.4	525220	3.60	2.07	35.6	0.46	2.48	2.44	1.11	12.7	4.49	57.0	23.6	119	32.3	397	105	10288	0.98	434	985	2.13	796.4	654.4	0.44	0.20	691.5
LF-19	1.86	587.2	525095	2.44	1.93	26.7	0.43	2.34	1.67	0.82	8.41	3.21	42.7	17.9	91.6	25.2	318	86.4	10213	0.77	208	534	1.17	627.3	521.3	0.39	0.22	617.2
LF-20	3.77	1050	521091	4.13	0.02	42.2	0.06	1.36	3.33	1.47	18.0	6.84	84.0	32.6	155	39.7	480	120	9927	0.98	386	797	1.78	984.7	794.9	0.48	0.19	667.4
LF-21	1.95	488.5	533487	2.16	0.02	20.1	0.03	0.62	1.42	0.70	7.66	2.83	36.6	14.9	73.1	20.1	256	69.3	11561	0.65	394	839	1.86	508.8	419.0	0.47	0.21	620.4
LF-22	3.34	786.0	538730	3.59	0.01	33.7	0.03	0.84	2.10	1.14	12.6	4.65	58.8	23.7	119	31.7	396	103	10369	0.99	522	1066	2.25	786.4	649.9	0.49	0.22	658.4
LF-23	2.12	446.5	526989	1.86	27.6	71.8	6.28	26.30	5.63	1.34	10.0	2.90	34.2	13.3	67.1	18.3	231	62.0	10942	0.63	343	827	1.81	577.2	378.0	0.41	0.18	626.1
LF-24	2.61	560.0	532519	2.31	0.03	25.3	0.04	0.58	1.61	0.90	9.38	3.49	43.1	17.0	84.7	22.6	290	76.3	10935	0.86	368	887	1.88	575.1	473.8	0.42	0.23	640.6
LF-25	2.52	564.4	529515	2.38	4.07	29.2	0.62	2.75	1.51	0.74	7.54	2.90	38.3	16.6	87.5	24.7	328	92.2	10896	0.66	218	597	1.27	636.6	532.4	0.37	0.22	638.1
LF-26	2.08	610.5	529092	2.90	3.54	35.1	0.81	3.61	2.25	0.99	9.90	3.56	44.0	18.1	91.1	24.9	322	86.6	10969	1.02	490	1124	2.38	646.5	524.7	0.44	0.21	624.8
LF-27	2.93	624.7	537445	2.89	0.01	23.9	0.03	0.76	1.67	0.86	9.60	3.57	46.2	18.8	94.6	25.9	328	85.9	10370	0.86	213	610	1.22	639.3	533.9	0.35	0.21	648.9
LF-28	3.17	463.2	529400	1.78	1.22	18.7	0.17	1.05	1.16	0.60	6.30	2.36	31.1	13.3	70.5	20.6	279	77.0	10259	0.58	170	513	1.02	522.6	446.7	0.33	0.22	654.6
LF-29	2.35	738.5	541884	3.39	0.02	24.9	0.03	0.63	1.54	0.80	9.69	3.75	50.4	21.6	113	31.7	409	111	11000	1.04	314	873	1.77	779.0	665.6	0.36	0.21	633.2
HD-01	1.97	502.7	514166	1.97	0.03	18.4	0.03	0.47	1.14	0.65	7.22	2.70	35.5	15.0	77.1	21.4	274	73.0	9800	0.62	158	476	0.99	526.5	445.2	0.33	0.23	621.1
HD-02	3.25	759.2	512879	3.53	0.01	34.7	0.04	0.90	2.25	1.05	12.5	4.57	56.4	23.7	115	30.9	389	100	10438	0.96	443	977	2.07	771.9	635.9	0.45	0.20	656.4
HD-03	1.76	374.6	507188	1.83	0.03	15.3	0.02	0.42	0.95	0.53	5.80	1.92	25.8	11.1	57.8	16.7	227	62.4	11804	0.61	321	938	1.97	425.9	364.1	0.34	0.22	613.5
HD-04	3.02	694.5	524809	3.92	0.18	44.8	0.10	1.27	3.10	1.38	14.3	4.84	57.7	21.8	104	27.0	335	85.1	10715	1.09	695	1279	2.79	699.8	550.5	0.54	0.21	651.1
HD-05	2.46	537.6	516831	2.39	0.19	29.6	0.06	1.09	2.11	0.98	10.8	3.61	42.7	16.2	80.0	21.1	266	67.5	10572	0.75	509	1017	2.33	541.8	434.4	0.50	0.20	636.4
HD-06	1.85	487.1	512056	1.96	0.02	15.8	0.02	0.41	0.89	0.52	5.95	2.24	31.6	14.0	74.5	22.3	302	86.5	11023	0.60	194	621	1.26	556.8	485.3	0.31	0.23	616.8
HD-07	2.37	373.9	514458	1.54	0.34	20.5	0.10	0.78	0.95	0.65	6.66	2.22	27.4	11.0	55.0	15.4	195	52.1	10482	0.48	372	908	1.88	387.9	317.4	0.41	0.26	633.8
HD-08	2.09	437.7	516718	1.84	0.55	26.4	0.16	1.12	1.68	0.71	8.04	2.93	35.7	13.7	64.7	17.4	212	53.9	10446	0.59	399	774	1.69	439.3	348.3	0.52	0.19	625.1
HD-09	7.2	884.2	518976	2.78	0.02	28.2	0.05	0.94	2.23	1.18	12.8	4.75	60.4	25.3	129	36.0	463	124.6	10524	0.56	451	1056	2.15	888.6	752.8	0.43	0.22	718.7
HD-10	1.86	521.8	512736	2.50	1.01	30.3	0.21	1.40	2.06	0.99	9.89	3.39	41.0	15.5	75.6	20.3	251	63.9	9852	0.75	404	870	1.79	516.3	410.5	0.46	0.22	617.2
HD-11	2.4	472.4	526551	2.28	3.26	31.6	0.76	3.30	1.73	0.91	8.79	2.83	35.3	14.1	70.6	19.1	241	63.2	10796	0.70	499	1095	2.24	496.7	394.1	0.46	0.23	634.7
HD-12	2.01	395.0	514973	1.65	2.30	25.5	0.36	1.68	1.29	0.63	6.46	2.30	28.2	12.0	61.3	17.3	223	62.1	10145	0.43	542	1124	2.59	443.9	363.3	0.48	0.22	622.4
HD-13	1.49	522.5	511849	1.39	0.01	15.0	0.02	0.34	1.01	0.58	6.73	2.54	34.1	15.0	79.1	23.0	308	86.1	10533	0.40	202	614	1.28	571.4	496.1	0.33	0.22	602.5
HD-14	2.5	673.4	515610	2.47	0.01	22.2	0.03	0.67	1.63	0.81	9.60	3.59	47.1	19.8	102	28.8	376	101	10216	0.64	271	745	1.56	712.9	607.5	0.36	0.21	637.5
HD-15	2.62	590.8	523978	2.76	0.10	31.7	0.05	0.83	1.95	1.01	10.3	3.53	43.6	17.7	87.6	23.8	301	81.0	10783	0.72	636	1293	2.66	604.6	493.8	0.49	0.22	640.9
HD-16	3.81	1233	524409	5.50	0.01	56.1	0.07	1.32	3.59	1.77	22.2	7.84	96.0	37.3	177	45.3	547	139	10470	1.25	743	1383	2.82	1135.6	909.4	0.54	0.20	668.2
HD-17	3.23	976.0	524728	4.05	0.01	38.7	0.06	1.09	2.81	1.45	15.7	5.72	72.3	29.4	143	37.6	460	119	9934	1.01	394	958	2.01	928.0	760.7	0.41	0.22	656.0
HD-18	1.99	337.5	527518	1.38	0.01	15.6	0.03	0.40	0.91	0.46	4.95	1.79	22.9	9.8	51.1	14.6	195	57.3	11714	0.42	282	733	1.60	375.2	318.3	0.38	0.21	621.7
HD-19	2.8	399.2	522441	1.59	0.01	23.0	0.04	0.65	1.23	0.70	7.44	2.59	31.3	12.3	59.9	16.1	200	54.0	10481	0.58	357	768	1.60	409.7	330.3	0.46	0.23	645.6
HD-20	4.76	491.4	514331	2.12	0.09	19.6	0.03	0.48	1.17	0.54	6.09	2.40	32.7	14.3	76.0	21.6	286	81.6	10650	0.56	200	523	1.35	542.3	464.8	0.38	0.20	685.3
HD-21	2.66	377.8	533783	1.47	3.36	28.3	1.05	2.75	1.65	0.73	7.30	2.45	29.1	11.6	56.1	15.3	189	50.6	10478	0.58	365	773	1.62	399.4	311.2	0.47	0.21	641.9
HD-22	1.37	451.9	533450	1.85	0.03	14.3	0.03	0.28	0.85	0.50	5.49	2.13	28.4	12.6	68.5	20.6	285	83.8	12592	0.50	278	944	1.90	522.1	457.6	0.29	0.23	597.0
HD-23	1.89	326.9	527144	1.30	0.02	16.3	0.02	0.43	0.95	0.53	5.68	1.89	23.1	9.8	49.8	13.8	184	52.1	11890	0.41	319	873	1.70	358.7	300.1	0.37	0.23	618.2
HD-24	1.51	487.2	523288	1.22	0.01	12.4	0.01	0.33	0.93	0.49	5.98	2.26	31.3	14.0	76.4	21.9	308	87.8	11123	0.34	182	662	1.24	561.6	494.0	0.28	0.21	603.3
HD-25	3.29	683.3	525825	2.76	0.42	25.4	0.08	0.75	1.03	0.69	7.37	2.93	42.6	18.9	104	30.2	410	120	11119	0.62	413	1093	2.21	764.7	664.5	0.38	0.25	637.3
HD-26	3.23	621.6	535315	2.46	0.06	23.8	0.04	0.66	1.60	0.84	9.20	3.52	45.1	18.8	96.4	26.7	342	90.3	10226	0.69	231	629	1.30	658.8	555.2	0.37	0.22	656.0
HD-27	2.32	512.8	538985	2.36	0.18	28.0	0.07	0.80	1.81	0.84	9.17	3.01	37.5	15.1	77.3	20.8	265	73.1	10845	0.67	472	1033	2.22	532.8	436.4	0.46	0.21	632.3

## کتابنگاری

- آقازاده، م.، ۱۳۸۸- پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای انزان، یوسفلو، خانکندی و شیور داغ (شمال و خاور اهر- آذربایجان شرقی) با نگرشی بر کانه‌زایی وابسته، رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۴۶۹ ص.
- حسن‌پور، ش.، ۱۳۸۹- متالورژی و کانی‌زایی کانسارهای مس و طلا در زون ارسباران (آذربایجان شرقی)، رساله دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۵۰ ص.
- شهاب‌پور، ج.، ۱۳۶۲- پیدایش کانسار سرچشمه، اولین سیمپوزیوم معدن کاری در ایران، صص ۳۱۸ تا ۳۴۵.
- عطاپور، ح. و آفتابی، ع.، ۱۳۸۸- ژئوشیمی و متالورژی سنگ‌های کلسیمی- قلیایی، شوشونیتی و آداکت

- Aguillo'n-Robles, A., Caimus, T., Bellon, H., Maury, R. C., Cotton, J., Bourgois, J. & Michaud, F., 2001- Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California. *Geology* 29, 531–534.
- Ahmad, T. & Posht Kuhi, M., 1993- Geochemistry and petrogenesis of Urumiah–Dokhtar volcanic belt around Nain and Rafsanjan area. *Miner Deposita* a preliminary study. treatise on the geology of Iran, Iranian Ministry of Mines and Metals, p 90.
- Arculus, R. J., Lapierre, H. & Jaillard, E., 1999- Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology* 27, 547–550.
- Atapour, H. & Aftabi, A., 2007- The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: implications for exploration and the environment. *Journal of Geochemical Exploration* 93, 47–66.
- Atherton, M. P. & Petford, N., 1993- Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust: *Nature*, 362, 144–146.
- Ballard, J. R., Palin, J. M. & 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.
- Belousova, E. A., Walters, S., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. & Fisher, N. I., 2002- Zircon trace element compositions as indicators of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 602–622.
- Boomeri, M., Nakashima, K. & Lentz, D. R., 2010- The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Ore Geol. Rev.* 38, 367–381.
- Calagari, A. A., 2003- Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic-phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 767–780.
- Castillo, P. R., 2012- Adakite petrogenesis. *Lithos* 134–135, 304–316.
- Castillo, P. R., Janney, P. E. & Solidum, R., 1999- Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 33–51.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. & 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.
- Claiborne, L., Miller, C. & 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.
- Conrad, G., Conrad, J. & Girod, M., 1977- Les formation continentales tertiaires et quaternaires du bolc Lout (Iran). Importance du plutonisme et du volcanisme. *Memoire Hors Serie-Societe Geologique de France* 8, 53–75
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. & Babaei, A., 2010- Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos* 115, 190–204.
- Defant, M. J., Xu J. F., Kepezhinskas, P., Wang, Q., Zhang, Q. & Xiao, L., 2002- Adakites: some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica* 18, 129–142.
- Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of the Kerman region. Geological Survey of Iran report 52, 334pp.
- Drummond, M. S., Defant, M. J. & Kepezhinskas, P. K., 1996- The petrogenesis of slab derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh–Earth Sciences* 87, 205–216.
- Ghorashizadeh, M., 1978- Development of hypogene and supergene alteration and copper mineralization patterns, sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran. M.Sc thesis, Brock University, Canada.
- Gromet, L. P. & Silver, L., 1987- REE variations across the Peninsular Ranges batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *J. Petrol.* 28, 75–125
- Han, Y., Zhang, S., Pirajno, F., Zhou, X., Zhao, G., Qü, W., Liu, S., Zhang, J., Liang, H. & Yang, K., 2013- U–Pb and Re–Os isotopic systematics and zircon Ce<sup>4+</sup>/Ce<sup>3+</sup> ratios in the Shiyagou Mo deposit in eastern Qinling, central China: Insights into the oxidation state of granitoids and Mo (Au) mineralization. *Ore Geology Reviews* 55: 29–47.
- Hassanzadeh, J., 1993- Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province). Unpublished Ph.D. Thesis, University of California, Los Angeles, USA, 204 pp.
- Hezarkhani, A. & Williams-Jones, A. E., 1998- Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit: Evidence from fluid inclusion and stable isotopes. *Economic Geology* 93, 651–670.
- Hezarkhani, H., 2006- Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu–Mo deposit, Iran: evidence from fluid inclusions. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 28, PP. 409–422.
- Hinton, R.W. & Upton, B. G. J., 1991- The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica Cosmochimica Acta* 55:3287–3302.
- Hoskin, P. W. O. & Black, L. P., 2000- Metamorphic zircon formation by solid–state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 423–439.

- Hoskin, P. W. O. & 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. & 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. & Zaw, K., 2009- The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen. *Ore Geol. Rev.* 36, 25–51.
- Hou, Z., Zhong, D., Deng, W. & Zaw, K., 2005- A tectonic model for porphyry copper-molybdenum–gold deposits in the eastern Indo-Asian collision zone. In: Porter, T.M. (Eds.), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits—A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, pp. 423–440
- Hou, Z. Q., Gao, Y. F., Qu, X. M., Rui, Z. Y. & Mo, X. X., 2004- Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east–west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 139–155.
- Jaques, A.L., & Green, D. H., 1980- Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73,278-310.
- Johnson, K., Barnes, C. G. & Miller, C. A., 1997- Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon. *Journal of Petrology* 38, 1585–1611.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., Farmer, L., Saadat, S. & Malekezadeh, A., 2011- Review of age, Rb-Sr geochemistry, and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Geopersia* 1, 19-36.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R. & Wijbrans, J., 2010- Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos* 114, 109–120.
- Kay, R. W., 1978- Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4: 117– 132.
- Kay, R. W. & Kay, S. M., 1993- Delamination and delamination magmatism: Tectonophysics, 219(1-3), 177-189.
- Kay, R. W. & Kay, S. M., 2002- Andean adakites: three ways to make them. *Acta Petrologica Sinica* 18, 303–311.
- Kay, S. M. & Mpodozis, C., 2001- Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust, *GSA TODAY (Geological Society of America)* 11 (3): 4-9.
- Kay, S. M., Ramos, V. A. & Marquez, M., 1993- Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America. *Journal of Geology* 101, 703–714.
- Kepezhinskias, P. K., Defant, M. J. & Drummond, M., 1995- Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt/peridotite interaction: Evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *J. Petrol.* 36, 1505–1527
- Martin, H., Smithies, R., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D., 2005- An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution: *Lithos*, 79(1-2), 1-24
- McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Belousova, E., Griffin, W. T., & Andrew, R. L., 2003- Timing of Mineralization and exhumation processes at the Sar Cheshmeh and Meiduk porphyry Cu deposits, Kerman belt, Iran, In: Eliopoulos et al., (Eds.), *Mineral Exploration and Sustainable Development (7th Biennial SGA Meeting, Athens, August 24–28)*: Rotterdam, Millpress, pp. 1197–1200.
- McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Fu, F. Q. & Garwin, S., 2005- Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 467–498.
- Mehrpourtou, M., 1993- Contributions to the geology, geochemistry, ore genesis and fluid inclusion investigations on Sungun Cu-Mo porphyry deposit, (North-West of Iran). Ph.D thesis, Hamburg University, Hamburg, Germany.
- Muir, R. J., Weaver, S. D., Bradshaw, J. D., Eby, G. N. & Evans, J. A., 1995- Geochemistry of the Cretaceous Separation Point Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Journal of the Geological Society, London* 152, 689–701.
- Mungall, J. E., 2002- Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology* 30, 915–918.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757–775.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: *Lithos*, 100, 14-48.
- Pearce, J. A. & Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 23, 251-285.
- Petford, N. & Atherton, M., 1996- Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37, 1491–1521.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Pichavant, M. & Maury, R. C., 1999- Fluid-present melting of ocean crust in subduction zones. *Geology* 27, 111–114.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. & Miller, C. F., 1991- Partial melting of amphibolite/ eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res* 51:1–25.
- Rapp, R. P. & Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology* 36, 891–931.

- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. & Applegate, G. S., 1999- Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3\_8 GPa. *Chemical Geology* 160, 335–356.
- Rapp, R. P., Xiao, L. & Shimizu, N., 2002- Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakite in east China. *Acta Petrologica Sinica* 18, 293–311.
- Richards, J. P. & Kerrich, R., 2007- Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis, *Economic geology*, 102, 537–576
- Richards, J. P., 2009- Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology* 37, 247–250.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. & Fletcher, T., 2012- High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic geology*, 107, 295–332.
- Rollinson, H., 1993- *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman Geochemistry Series: London, Prentice Hall, 352 p.
- Rubatto, D., Williams, I. S. & 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.
- Rudnick, R. L., 1995- Making continental crust. *Nature* 378, 573–578.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Prouteau, G., Cotten, J., Schiano, P., Bellon, H., & Fontaine, L., 2000- Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines): *Island Arc*, v. 9, p. 472–486.
- Schaltegger, U., Fanning, C. M., Günther, D., Maurin, J. C., Schulmann, K. & 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.
- Sen, C. & Dunn, T., 1994- Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 117, 394–409
- Shafiei, B., Haschke, M. & Shahabpour, J., 2009- Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44, 265–283.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *J. Asian Earth Sci.* 30, 652–665.
- Shahabpour, J. & Kramers, J. D., 1987- lead isotope data from the Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Mineralium Deposita* 22, 278–281.
- Sillitoe, R. H., 2010- Porphyry copper systems. *Economic geology*, 105, 3-41.
- Skjerlie, K. P. & Patiño Douce, A. E., 2002- The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1\_0 to 3\_2 GPa: implications for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes. *Journal of Petrology* 43, 291–314
- Sorensen, S. S. & Grossman, J. N., 1989- Enrichment of trace elements in garnet amphibolites from a paleo-subduction zone: Catalina schist, southern California. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 3155–3177.
- Stern, C. R. & Kilian, R., 1996- Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in the ocean basins*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 42 313–345.
- Tatsumi, Y. & Eggins, S., 1995- *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science, Cambridge, MA, USA, 211 pp.
- Trail, D., Watson, E. B. & 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.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. & Deng, W., 1996- Post-collisional, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 37, 45–71.
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. & Zhu, Y. T., 2005- Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology* 33, 465–468.
- Wang, Q., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Bao, Z. W., Xu, W. & Xiong, X. L., 2004- Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal* 38, 417–434.
- Waterman, G. C. & Hamilton, R. L., 1975- The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit. *Econ. Geol.* 70, 568-576.
- Watson, E. B. & Harrison, T. M., 2005- Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science* 308: 841-844.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.
- Xiong, X. L., Li, X. H., Xu, J. F., Li, W. X., Zhao, Z. H., Wang, Q. & Chen, X. M., 2003- Extremely high-Na adakite-like magmas derived from alkali-rich basaltic underplate: the Late Cretaceous Zhantang andesites in the Huichang Basin, SE China. *Geochemical Journal* 37, 233–252.

# Petrogenesis and U-Pb Age Dating of Intrusive Bodies in the Sar Cheshmeh Deposit

M. Aghazadeh <sup>1\*</sup>

<sup>1</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Iran

Received: 2014 September 27

Accepted: 2015 June 06

## Abstract

The Sar Cheshmeh mine, a world-class porphyry copper deposit, is located in the Kerman metallogenic zone. The rock outcrops in the deposit are Eocene basalt, basaltic andesite and andesite, Oligocene granular and porphyry granodioritic intrusions and Miocene Sar Cheshmeh granodioritic porphyry stock, granitic late fine-grained porphyry and andesitic to dacitic hornblende, plagioclase, and biotite porphyry dykes. In the spider diagrams, studied rocks show LILE enrichment and HFSE depletion pattern similar to volcanic arc rocks. Eocene volcanic rocks and Oligocene granular and porphyry granodioritic intrusions represent typical magmas characteristics of volcanic arcs whereas Miocene intrusions and dykes have adakitic nature. The  $(La/Yb)_N$  ratio in the volcanic rocks and Oligocene intrusions varies between 1-5 and 7-11 respectively, while Miocene intrusions and dykes show highest amount of this ratio (20-40). Low abundance of HREE in the Miocene intrusions and dykes implies that garnet have been in the source, which has been formed due to increasing crustal thickness during Oligocene and Miocene. According to U-Pb dating, the Sar Cheshmeh porphyry stock and granitic late fine grained have been emplaced in  $12.97 \pm 0.23$  Ma and  $12.37 \pm 0.1$  Ma respectively, while hornblende porphyry dykes has been intruded in  $12.16 \pm 0.8$  Ma. According to trace element characteristics in zircon crystals, Miocene intrusions and dykes originated from same source. Middle Miocene intrusions and dykes have been generated in a post collisional tectonic setting from various degree partial melting of amphibolitic mafic lower crust with variable garnet.

**Keywords:** U-Pb dating, Adakite, Petrogenesis, Tectonic setting, Sar Cheshmeh mine.

For Persian Version see pages 291 to 312

\*Corresponding author: M. Aghazadeh; E-mail: Mehrajaghazadeh@yahoo.com