

ژئوشیمی و تعیین خاستگاه ماگمای کانسار مس پورفیری هفت چشمه، آذربایجان شرقی

زینب عادل^{۱*}، ایرج رسا^۲ و علی درویشزاده^۳

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران.

^۲ دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

^۳ استاد، گروه معدن، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۳/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۹/۲۳

چکیده

کانسار مس پورفیری هفت چشمه در ۲۸ کیلومتری شمال شهرستان ورزقان در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. بیشتر سنگ‌های منطقه به سن الیگومیوسن و دربردارنده توده‌های نفوذی کوارتز دیوریتی تا گرانودیوریتی به شدت دگرسانی هستند که دایک‌های آندزیتی بدون کانی‌سازی این واحدها را قطع کرده است. هدف اصلی این پژوهش مطالعه ژئوشیمی و تعیین خاستگاه ماگمای کانسار هفت چشمه است. بررسی روند تغییرات اکسید عناصر اصلی در نمونه‌ها، بیانگر پیوستگی طیف تغییرات سنگ‌شناسی و منشأ یکسان توده‌ها در منطقه است. از سوی دیگر روند تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار نمونه‌ها بیانگر تبلور تفریقی نمونه‌ها و آرایش یا آغشتگی با پوسته بالایی است. در نمودارهای عنکبوتی تهی‌شدگی ماگما از عناصر Ti، Nb، Sr و غنی‌شدگی از عناصر K، Th، Rb دیده می‌شود. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE و تهی‌شدگی از HFSE همانند فعالیت ماگمایی نوع I در کمان‌های آتشفشانی (VAG) است. از سوی دیگر نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی رسم‌شده نیز نشان از وابستگی توده هفت چشمه به فعالیت ماگمایی نوع I در کمان‌های آتشفشانی کناره‌ها دارد. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها نیز منشأ کالک‌آلکالن ماگمای کانسار هفت چشمه را تأیید می‌کند.

کلیدواژه‌ها: هفت چشمه، خاستگاه ماگمایی، نوع I، بیوتیت.

* نویسنده مسئول: زینب عادل

E-mail: Zanbagh.Adeli@gmail.com

۱- پیش‌گفتار

ایجاد کرده‌اند (۳ سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی پلیوکواترن و کواترن که بیشتر از دو نوع گنبدی‌های ریولیتی داسیتی پورفیری و گدازه‌های آندزیت بازالتی تا تراکی آندزیتی هستند (باباخانی و لسکویه، ۱۳۶۹). کهن‌ترین واحد در محدوده اینگیمبریت و توف‌های کرتاسه و تازه‌ترین واحد پیش از واحدهای کواترن دایک‌های آندزیتی است که نفوذ یک توده میکروگابرودیوریتی پس از کرتاسه، در منطقه سبب دگرسانی و کانی‌زایی‌های پراکنده در سنگ‌های پیرامون خود شده است (مهرپرتو، ۱۳۷۱). این توده نفوذی را می‌توان با توده نفوذی سونگون، نی‌جان و خونباری مقایسه کرد. با توجه به اینکه کانسار هفت چشمه در پهنه کانی‌سازی اهر قرار دارد، از دید نوع کانی‌سازی همانند کانسار سونگون و از نوع مس مولیبدن‌دار است (قربانی، ۱۳۸۴).

۴- سنگ‌شناسی

بر پایه بررسی‌های صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰، در محدوده هفت چشمه سنگ‌ها به سن الیگومیوسن و دربردارنده پورفیری‌هایی از جنس کوارتز دیوریتی تا گرانودیوریتی هستند و دایک‌های آندزیتی این واحدها را قطع کرده‌اند (قربانی، ۱۳۸۴).

۴-۱. کوارتز دیوریت پورفیری (QDI)

این واحد گسترش فراوانی در محدوده دارد و گاه در زیر رسوبات پنهان شده است. این توده که در واحدهای رسوبی-آتشفشانی کرتاسه نفوذ کرده است، در نقشه ۱:۵۰۰۰ توده‌های میکرومونزدیوریتی تا میکروگابرودیوریتی (md) معرفی شده است. در محدوده هفت چشمه، توده میکروکوارتز دیوریت تا میکروگابرودیوریت پورفیری در بخش گسترده‌ای از محدوده رخنمون دارد و بر پایه نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ورزقان در کنار واحدهای کرتاسه قرار گرفته است. سن این توده همانند دیگر نقاط پهنه ارسباران الیگوسن و همزمان با فاز پیرنین در نظر گرفته شده است. این سنگ بافت پورفیریک با خمیره میکروولیتی دانه‌متوسط دارد که گاه بلورهای درشت و بی‌شکل پیروکسن، پلاژیوکلازهای کشیده و میکروولیتی را در بر گرفته و بافت

کانسار مس هفت چشمه در ۴۵ کیلومتری شمال خاور شهرستان اهر و در ۲۸ کیلومتری شمال شهرستان ورزقان در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. این محدوده میان طول‌های جغرافیایی $39^{\circ} 2' 46''$ و $41^{\circ} 9' 46''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $38^{\circ} 46' 27''$ و $44^{\circ} 25' 38''$ شمالی مساحتی در حدود ۱۰ کیلومتر مربع را دربر می‌گیرد. این محدوده در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ ورزقان قرار دارد و بخشی از پهنه البرز باختری- ارسباران است (باباخانی و لسکویه، ۱۳۶۹).

۲- روش کار

هدف کلی این پژوهش، مطالعه ژئوشیمی و تعیین خاستگاه ماگمای کانسار هفت چشمه بوده است. بدین منظور پس از مطالعات صحرایی، با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی و دگرسانی، از برونزدهای سطحی منطقه نمونه برداری و از آنها مقاطع نازک و صیقلی تهیه شده است. این نمونه‌ها همه گوناگونی سنگ‌شناسی و دگرسانی منطقه را پوشش داده‌اند. همچنین برای مطالعه دقیق‌تر ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه ۱۷ نمونه در مرکز تحقیقات مواد معدنی ایران و آزمایشگاه ACME کانادا به روش XRF و ICP-MS تجزیه شد. برخی بیوتیت‌های منطقه نیز به روش میکروپروپ در مرکز تحقیقات مواد معدنی ایران تجزیه شد. نتایج این تجزیه‌ها در بررسی ژئوشیمی ماگما، نام‌گذاری توده‌ها، تعیین ماهیت محیط زمین‌ساختی- ماگمایی و نوع ماگما مورد استفاده قرار خواهد گرفت.

۳- زمین‌شناسی

در محدوده مطالعاتی سنگ‌های دیرین‌تر از کرتاسه برونزد ندارد و واحدهای سنگ‌چینه‌نگاری از کهن به نو عبارتند از: (۱) سازندهای رسوبی-آتشفشانی (کرتاسه- پالئوژن) شامل سنگ‌های رسوبی آهکی، ماسه‌سنگی، رخساره فلیشی و سنگ‌های آتشفشانی بازالتی تا آندزیت بازالتی؛ (۲) توده‌های نفوذی گرانودیوریتی تا کوارتز دیوریتی که سری‌های آتشفشانی- رسوبی (کرتاسه- پالئوژن) را قطع و دگرسانی‌ها و کانی‌سازی‌هایی از نوع پورفیری، اسکارنی و رگه‌ای در منطقه

۴-۳. گرانودیوریت پورفیری (GRD)

این واحد در نقشه ۱:۵۰۰۰ هفت‌چشمه با علامت Ogd مشخص شده است. این واحد به صورت یک استوک با روند خاوری-باختری در شمال باختر نقشه برونزد دارد. این واحد ساخت استوک‌ورکی دارد و سنگ‌های پیرامون خود را دگرسان کرده است.

رنگ ظاهری این واحد روشن همراه با آغشتگی اکسید آهن است و به شدت سیلیسی شده است و کانه‌زایی پیریت به فراوانی در آن دیده می‌شود. ساخت اولیه این توده مشخص نیست و احتمالاً یک توده نیمه‌آتشفشانی در حد گرانودیوریت پورفیری است.

در نمونه دستی رنگ سطح تازه این واحد خاکستری متمایل به سبز و گاه سیلیسی شده است. بر پایه مطالعات میکروسکوپی و بر حسب بافت و نوع کانی‌های اصلی فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز و کوارتز، نام این سنگ کوارتز مونوزودیوریت پورفیری تا گرانودیوریت پورفیری تعیین شده است. بافت آن پورفیریک با خمیره دانه متوسط و به شدت دگرسان و تک‌تونیزه شده است. کانی‌های اولیه این نوع به ترتیب فراوانی عبارتند از پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک که با وجود تجزیه گاه منطقه‌بندی آشکاری را نشان داده و به سرسیست، کائولینیت و گاه فلدسپار قلیایی تجزیه شده‌اند (شکل ۴-۴). رگه و رگچه‌هایی نیز در سنگ دیده می‌شود که با کوارتز و سرسیست پر شده‌اند و بدون کانی‌سازی هستند. این رگچه‌ها با رگچه‌های کانه‌دار قطع شده‌اند. با توجه به ماکل آلپیتی پلاژیوکلازها و مقدار زاویه خاموشی و نتایج تجزیه مایکروپروب آنها، ترکیب پلاژیوکلازها آلپیتی است (عادلی، ۱۳۹۰). در این سنگ آمفیبول به کلریت، بیوتیت، کربنات و کانی‌های کدر تجزیه شده است و فلدسپارهای دانه‌ریز خمیره به کانی‌های رسی تجزیه شده است. کربنات و انیدریت تنها به میزان کم در مقاطع نازک دیده شده است. بیوتیت‌ها به دو نسل اولیه و ثانویه هستند که بیوتیت‌های اولیه به کلریت و کانی‌های کدر تجزیه شده و بیوتیت‌های ثانویه از دگرسانی بیوتیت‌های اولیه و هورنبلند ایجاد شده‌اند و از هورنبلندهای شکل‌دار تنها قالبی برج‌مانده است (شکل‌های ۴-۴ b و c). بیشتر بیوتیت‌ها و فلدسپارهای قلیایی ثانویه، به‌طور آشکاری در همراهی با کانی‌های کدر هستند و در کنار آنها آپاتیت، انیدریت و تیتانیت حضور دارند. در این نوع سنگ اسفن ثانویه شکل‌دار نیز مشاهده شده است (شکل ۴-۴ d). اسفن‌های ثانویه در بسیاری از سنگ‌های دگرسان کلسیم‌دار دیده می‌شود (مهرپر تو، ۱۳۷۱). نتایج تجزیه مایکروپروب اسفن‌ها در جدول ۱ و طیف EDS آن در شکل ۵ ارائه شده است.

۵- ویژگی ژئوشیمیایی

با توجه به شدت و گستره پهناور دگرسانی در محدوده هفت‌چشمه و پیدایش کانی‌های ثانویه مانند اپیدوت، کلریت و کلسیت در این بخش سعی شده است تا بررسی ویژگی ژئوشیمیایی نمونه‌های عناصری مد نظر قرار گرفته شود که در محیط‌های دگرسانی به نسبت کم‌تحرک و غیرفعال هستند. شاخص دگرسانی در تازه‌ترین نمونه‌های کانسار هفت‌چشمه بر پایه فرمول ۱ محاسبه و نتایج آن در جدول ۲ آورده شده است که نشان از شدت میزان دگرسانی سنگ‌ها دارد.

$$\text{فرمول ۱} \quad \text{AI} = 100 \times (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) \quad (\text{Ishikawa et al., 1976})$$

۶- نامگذاری سنگ‌ها

بر پایه نمودار De la Roche et al. (1980) بیشتر سنگ‌های منطقه ترکیبی دیوریتی دارند و از گابرویدیوریت تا گرانودیوریت متغیرند (شکل ۶-۴ a). از دید سری ماگمایی سنگ‌های منطقه از نوع کالک‌آلکان هستند (شکل ۶-۴ b).

پویی کیلیتیک نشان می‌دهند (شکل ۲-۴ a). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این نوع سنگ پلاژیوکلاز، کوارتز، کلینوپیروکسن، هورنبلند و کانی‌های فرعی آن بیوتیت ثانویه و کانی‌های کدر است. بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ، درشت با ماکل‌های ساده و پلی‌سنتیک هستند که به‌طور نسبی سالمند ولی شکستگی‌های زیادی دارند و به‌طور ضعیف به فلدسپار قلیایی، سرسیست و به میزان کمتر به کائولینیت تجزیه شده‌اند. بیوتیت‌ها در این سنگ‌ها به دو نسل اولیه و ثانویه تقسیم می‌شوند، برخی از بیوتیت‌های نسل اولیه تحت تأثیر سیال‌های ماگمایی تبلور دوباره یافته‌اند یا به کلریت تجزیه شده‌اند. نسل ثانویه بیوتیت‌ها به صورت تجمعی و به‌عنوان کانی اصلی دگرسانی دیده می‌شوند. کوارتزها ابعاد متغیر دارند و با توجه به اندازه بلورها مربوط به دو نسل هستند، کوارتزهای نسل دانه‌درشت‌تر همراه با کانی‌های کدر دیده می‌شود اما نسل دانه ریزتر را کانی‌های کدر کمتری همراهی می‌کند. فلدسپارهای قلیایی به شکل‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل همراه با کانی فرومینزین (احتمالاً هورنبلند) که به کلریت، کلسیت و کانی کدر تجزیه شده‌اند دیده می‌شوند؛ ولی فراوان‌ترین کانی ثانویه این سنگ بیوتیت است که به‌طور مشخصی در ارتباط با کانی‌های کدر است و به‌صورت تجمعی دیده می‌شود. در این سنگ‌ها به‌صورت فرعی کلریت، کوارتز، اپیدوت، اکتینولیت نیز دیده می‌شود که حضور اکتینولیت نشان از پهنه پتاسیک سنگ‌های حدواسط تا بازی دارد (درویش‌زاده و آسیابانها، ۱۳۷۰) (شکل ۲-۴ b). بر پایه مطالعات میکروسکوپی نام این نوع سنگ کوارتز گابرویدیوریت پورفیری تا کوارتز دیوریت پورفیری تعیین شده است. در این سنگ‌ها، رگه و رگچه‌های فراوان دیده می‌شود که دربردارنده درشت‌بلورهای کوارتز به همراه فلدسپار قلیایی، کربنات، اکتینولیت، کلریت و کانی‌های کدر هستند.

۴-۲. کوارتز مونوزونیت پورفیری (QMZ)

این واحد در شمال خاور نقشه ۱:۵۰۰۰ (شرکت ملی مس ایران، ۱۳۸۸) برونزد دارد و با علامت gdp نشان داده شده است. سن آن بر پایه نقشه زمین‌شناسی ورزقان و گواه‌های صحرائی الیگوسن تعیین شده است. این سنگ‌ها در نمونه دستی رنگی روشن دارند و رگچه‌های کوارتزی در آنها به فراوانی دیده می‌شود. بر پایه مطالعات میکروسکوپی جنس این سنگ‌ها از کوارتز مونوزودیوریت پورفیری تا کوارتز مونوزونیت پورفیری متغیر بوده و بافت آنها میکروگرانولار است. کانی‌های اصلی سازنده آن کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز کلسیمی و سدیمی است و بیوتیت‌های اولیه و ثانویه به مقدار زیاد دیده می‌شود. بیوتیت‌های اولیه که به‌صورت آگرگات دانه‌ریز دیده می‌شوند به اسفن و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند (شکل ۳-۴ a) ولی بیوتیت‌های نسل دوم که برآمده از دگرسانی بیوتیت‌های اولیه هستند، دانه‌درشت‌تر و شکل‌دارترند. کانی‌های ثانویه نیز دربردارنده ترمولیت، اکتینولیت، انیدریت، کلریت، کلسیت است که با توجه به حضور اکسید آهن در محیط امکان تشکیل کربنات‌های آهن فراهم آمده و در نتایج XRD حضور آن‌کریت نیز مشخص شده است. با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی نیز، چند نسل کوارتز در این نوع سنگ دیده شده است. برخی از آنها توسط رگچه‌های کانی تیره قطع شده‌اند و مربوط به پیش از کانه‌زایی هستند، برخی از رگچه‌های کوارتز نیز همراه با کانه‌زایی هستند که این نوع رگچه‌ها همزمان با کانی‌سازی تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۴ b). رگه‌هایی از کوارتز نیز در سنگ دیده می‌شود که پس از شکستگی سنگ و نفوذ آب‌های سیلیس‌دار، عمود بر دیواره شکستگی تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۴ c). رگچه‌های انیدریتی بدون کانه‌زایی در کنار رگچه‌های کوارتزی و رگچه‌های کربناتی قابل ملاحظه‌ای نیز دیده می‌شود که برخی دارای کانه‌زایی نیز هستند ولی بیشتر رگچه‌ها ارتباطی با کانه‌زایی ندارند و احتمالاً تأخیری و رگه‌های کوارتز و کربنات دانه‌درشت بدون کانه‌زایی هستند. به نظر می‌رسد ابتدا کربنات تشکیل شده و سپس در نتیجه تغییر شرایط محیطی به‌ویژه pH با تأثیر محلول‌های گرمایی سیلیس تشکیل شده است که گواه این مسئله تشکیل کوارتز و کانی‌های کدر در فضای میان کربنات‌هاست (شکل ۳-۴ d).

۷- عناصر اصلی و فرعی

۷-۱. تغییرات اکسید عناصر اصلی نسبت به SiO_2

غنی است و هنگام فرورانش محتوای این عناصر در گوه گوشته نیز افزایش می‌یابد. نمودارهای عنکبوتی توده‌های نفوذی، غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) دربردارنده K ، Rb و تهی‌شدگی عناصری با قدرت یونی بالا (HFSE) دربردارنده Nb ، Ti و Sr را نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی این عناصر نشان از منشأ پوسته‌ای گرانیتوئیدهای منطقه دارد. بی‌هنجاری منفی عناصر Ti و Nb و نیز حضور کربندوم در نورم این نوع گرانیتوئیدها منشأ قاره‌ای آنها را تأیید می‌کند. عنصر زیرکنیم در هفت‌چشمه پراکندگی کمی دارد و بی‌هنجاری منفی شدیدی نشان می‌دهد. این بی‌هنجاری منفی را می‌توان به دمای پایین ماگما (میان ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه) نسبت داد. بی‌هنجاری مثبت Pb نشانه‌ای دیگر از آلودگی پوسته‌ای ماگما و یا آب‌گیری (Hydration) پوسته اقیانوسی فرورونده است (Pearce et al., 1984).

۸- تعیین سری ماگمایی

بر پایه نمودار Buda et al. (2004) در هفت‌چشمه می‌توان دو سری ماگمایی تشخیص داد؛ سری آلکالین منیزیم و پتاسیم‌دار (شکل ۱۰- a خط) که مربوط به پیش از برخورد هستند و سری کالک‌آلکالین که ابتدا از منیزیم غنی و سپس از آهن غنی می‌شود (شکل ۱۰- b خط). این سنگ‌های گرانودیوریتی روند تفریقی کالک‌آلکالین دارند و برآمده از ذوب آتاکسی پوسته قاره‌ای در مراحل پس از برخورد هستند. از سوی دیگر این سنگ‌ها بر پایه نمودار Chappell & White (2001) در محدوده پراآلومینوس و متاآلومینوس قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰- b). همان‌گونه که در شکل نیز دیده می‌شود، بیشتر نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار گرفته ولی شمار کمی از نمونه‌ها که در محدوده گرانیت‌های نوع S افتاده‌اند، می‌توانند برآمده از آغشتگی ماگما با پوسته باشند. ماگماهای گرانیتی نوع I را که در محدوده سنگ‌های پراآلومینوس قرار می‌گیرند، نشان‌دهنده تفریق بالا می‌دانند (King et al., 1997; Chappell & White, 1992).

گرانیتوئیدهای متاآلومینوس از نوع گرانیتوئیدهای نوع I و برآمده از تفریق ماگمای کالک‌آلکالین هستند و در دمای بالاتر از ۷۵۰ درجه تشکیل می‌شوند. در نورم این دسته از گرانیت‌ها، کربندوم کمتر از ۱ است (جدول ۳). در نمونه‌های مورد مطالعه نیز شاخص شاند (A/CNK) در برخی نمونه‌ها کمتر و در برخی بیشتر از ۱ است و آن دسته که شاخص شاند پایین‌تر از ۱ ($A/CNK < 1$) دارند و در نورمشان کربندوم دیده نمی‌شود، مربوط به گرانیت‌های نوع I منطقه هستند.

گرانیتوئیدهای پراآلومینوس در دمایی پایین حدود ۶۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند و برآمده از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و از گرانیتوئیدهای نوع S هستند ولی استثنایی هم وجود دارد. اگرچه گرانیت‌های پراآلومینوس از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته بالایی در برخورد قاره به قاره منشأ می‌گیرند ولی در کناره فعال قاره‌ای نیز این گرانیت‌ها از تفریق سری‌های کالک‌آلکالین تولید می‌شوند. این گرانیتوئیدها از تفریق سری‌های کالک‌آلکالین که از گابرو تا گرانودیوریت تشکیل شده‌اند تولید می‌شوند (González et al., 2000). بنابراین این نمونه‌ها مربوط به تفریق سری‌های کالک‌آلکالین هستند.

۸-۱. تقسیم‌بندی گرانیتوئیدها بر پایه ترکیب بیوتیت

بلورهای بیوتیت میزان آهن پایین و آلومینیم متوسطی دارند و در رده‌بندی Deer et al. (1962) در محدوده فلوگوپیت قرار دارند (شکل ۱۱- a). حضور فازهای Fe و Ti ماهیت اکسایشی ماگما را تداعی می‌کند. در اینجا از ترکیب بیوتیت‌ها در توصیف محیط زمین‌ساختی ماگماهای گرانیتی مادر استفاده شده است (Nachit et al., 2005). در رده‌بندی (Abdel-Rahman 1994) گرانیتوئیدها بر پایه ترکیب بیوتیتشان به ۳ گروه تقسیم شده‌اند؛ ۱) بیوتیت‌های مناطق کوهزایی (سری کالک‌آلکالین، نوع I)؛ ۲) بیوتیت‌های پراآلومینوس (نوع S)؛ ۳) بیوتیت‌های

استفاده از نمودار هارکر، یکی از کاربردی‌ترین روش‌ها برای نمایش ارتباط ژنتیکی میان سنگ‌های منطقه است. مهم‌ترین کاربردهای این نمودارها در سنگ‌شناسی، پی‌بردن به فرایندهای تفریق ماگمایی، هضم و ذوب است.

در نمونه‌های مورد مطالعه، میزان SiO_2 میان ۴۴/۷۲ تا ۷۱/۴۹ درصد متغیر بوده است. بر پایه نمودارهای هارکر (SiO_2 ، TiO_2 ، CaO ، FeO و MgO) با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد که دلیل آن تفریق بلوری ماگما است. زیرا با تبلور اولیه کانی‌های الیوین و پیروکسن و جدا شدن آنها از ماگما، میزان این اکسیدها در ماگما کاهش می‌یابد. از سوی دیگر کاهش CaO در برابر SiO_2 می‌تواند موجب تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت به آلبیت شود. این روند نشانگر تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک طی تفریق ماگمایی است. دامنه تغییرات گسترده K_2O در نمونه‌ها را می‌توان به تحرک پذیری بالای پتاسیم هنگام فرایند دگرسانی نسبت داد. از سوی دیگر میزان Al_2O_3 و Na_2O که جزو عناصر ناسازگار به شمار می‌آیند با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد. ارتباط وارون P_2O_5 و SiO_2 به دلیل تفریق آپاتیت در نبود کانی‌های فرعی Y دار، می‌تواند گواهی از ترکیب بینابینی از گرانیت نوع I و گرانیت‌های نوع S باشد (Chappell & White, 1992).

۷-۲. تغییرات عناصر کمیاب در برابر SiO_2

با افزایش میزان SiO_2 ، عناصر Ni ، Cu ، V ، Cr ، Y ، Ni و Pb کاهش و میزان عناصر Ba ، Ce ، La و A/CNK افزایش می‌یابد (شکل ۸). عناصری چون V ، Co و Ni طی تفریق از ماگما جدا و وارد کانی‌هایی همچون الیوین، پیروکسن و مگنتیت می‌شوند. در نتیجه ماگمای باقیمانده از عناصر سنگ‌دوست با شعاع یونی بالا مانند Ba ، Sr ، K و غیره غنی می‌شود. ولی در نمونه‌های هفت‌چشمه عناصر Rb ، Sr ، Zr و نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ نیز از روند خاصی پیروی نمی‌کنند چرا که احتمالاً آرایش ماگما با پوسته موجب افزایش این عناصر در ترکیب ماگما می‌شود و روند تفریقی آنها را نمی‌توان دید. مقادیر Ba و Sr در هفت‌چشمه بالا و به ترتیب میان ۴۵ تا ۱۰۰، ۱۰۰ تا ۷۰۰ و ۱۰۰ تا ۷۰۰ ppm است. ولی مقدار بوده عنصر Zr در نمونه‌ها پایین (میان ۵ تا ۱۰۰ ppm) است.

۷-۳. تفسیر نمودارهای عنکبوتی

عناصر کمیاب رفتارهای متفاوتی در نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهند. برای نمونه عناصر LILE دربردارنده Cs ، Rb ، K ، Ba و Sr نسبت به عناصر HFSE دربردارنده Ta ، Nb ، Ti ، Zr و Hf و Y تحرک بیشتری دارند و رفتارهای متفاوتی نیز از خود نشان می‌دهند. رفتار LILEها بیشتر در ارتباط با فاز سیال و در برابر آن غلظت HFSEها بیشتر در کنترل شیمی سنگ و فرایند تبلور است. غلظت عناصر کمیاب توسط کانی‌های ویژه‌ای کنترل می‌شود برای نمونه غلظت Zr توسط آپاتیت و غلظت Ti ، Nb و Ta توسط ایلمینیت، روتیل و اسفن کنترل می‌شود. عناصر گروه LILE بسیار متحرک و همان‌گونه که گفته شد در کنترل سیال‌های ماگمایی هستند؛ بیشترین تمرکزشان در پوسته قاره‌ای بوده و بالا بودن غلظت آنها در ماگما نشانگر آرایش پوسته‌ای است.

در شکل ۹ ترکیب سنگ‌های نفوذی کانسار هفت‌چشمه نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده است. این نمودارها برای ۳ واحد سنگی منطقه جداگانه و سپس همه سنگ‌ها در یک نمودار آورده شده است. در این نمودارها، عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE پراکندگی بیشتری در نمودار نشان می‌دهند که دلیل آن تحرک بالای LILE در طول دگرسانی است. روند تغییرات عناصر کمیاب در سنگ‌های مختلف کانسار هفت‌چشمه، نشان از هم‌خاستگاه بودن سنگ‌ها دارد. ایجاد الگوهای ضربدری در روند تغییرات عناصر کمیاب می‌تواند نشان‌دهنده شکل‌گیری سنگ‌ها در مناطق فرورانش باشد، زیرا در مناطق فرورانش سنگ‌کره فرورونده از Nb فقیر و از LILE

مناطق غیرکوهزایی (سری آلکالن). بر پایه این رده‌بندی، نمونه‌های کانسار هفت‌چشمه در محدوده بیوتیت‌های کالک آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱-۱۱).

۹- جایگاه زمین‌ساختی

فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر قفقاز تا ۲۰ میلیون سال پیش (الیگوسن پسین تا میوسن زیرین) ادامه داشته و در ژوراسیک، کرتاسه و پالئوژن، فرورانش اقیانوس نوتتیس به زیر جنوب ترکیه، قفقاز کوچک و بلوک قاره‌ای ایران مرکزی رخ داده است (Philip et al., 1989). این کمان آتشفشانی ماهیتی آلکالی-کلسیک دارد و با بسته شدن نوتتیس در ۲۰ میلیون سال پیش و برخورد صفحه عربی با این کمان، فرورانش دیگری در حوضه پشت کمان شروع شده است که در نتیجه آتشفشانی آلکالی-کلسیک در شمال فرورانش جدید رخ داده است. در پهنه فرورانش، ماگما می‌تواند از ذوب صفحه اقیانوسی فرورونده و یا ذوب صفحه گوه گشته‌ای روی آن به وجود آید. سیال‌های برآمده از آب‌زدایی صفحه اقیانوسی فرورونده با ورود به صفحه گشته‌ای، آن را متاسوماتیزه کرده‌اند؛ در ادامه ذوب بخشی رخ داده و ماگما تولید شده است. در پهنه فرورانش به دلیل شرایط نیروی کمپرسیونی، سرعت جابه‌جایی ماگما کم است و فرصت کافی برای تفریق فراهم می‌شود (کریم‌پور، ۱۳۸۸). همان‌گونه که پیش‌تر نیز اشاره شد، برخی از نمونه‌های مورد مطالعه ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S را دارند. این نمونه‌ها می‌توانند نشان‌دهنده آلایش ماگمای اولیه با پوسته بالایی باشند. مهم‌ترین عامل ذوب برای سنگ‌های رسوبی، ماگمای مافیک منشأ گرفته از گوشته بالایی تختال (اسلب) فرورونده است که در قاعده پوسته بالایی قرار گرفته است. حضور بسیار گسترده انکلوژیون‌های CO_2 در هفت‌چشمه، بی‌ارتباط با حضور سنگ‌های رسوبی و یا مواد آلی پوسته قاره‌ای نیست. به دلیل منشأ قاره‌ای ماگما، مواد آلی و کربن در محیط موجود بوده و شرایط احیایی در ماگما ایجاد شده است. عموماً گرانیت‌های نوع I بیشتر ماهیت اکسایشی دارند و کانه‌زایی مس و مولیبدن در این نوع رایج است (Camus & Dilles, 2001). کانه‌زایی مگنتیت در برخی موارد ماهیت اکسایشی ماگما را تأیید می‌کند (Candela, 1989). ولی در گذشته نیز اثبات شده است که گرانیت‌های نوع I در پهنه‌های فرورانش کناره قاره حالت احیاتی نسبت به گرانیت‌های نوع I در جزایر کمانی دارند. در ماگماهایی که حالت اکسایشی دارند، آهن به صورت مگنتیت یا هماتیت دیده می‌شود و ممکن است همراه با کانی‌سازی مس و طلا باشد. در پایان طیف ژئوشیمیایی، لوکوگرانیت‌های پرآلومینوس که محصول پایانی تفریق هستند (برآمده از پوسته قاره‌ای)، بستر مناسبی برای کانه‌زایی فراهم می‌آورند (Sillitoe & Hendenquist, 2003). همان‌گونه که در شکل ۱۲ نیز دیده می‌شود، نمونه‌ها پراکنندگی زیادی در نمودار نشان‌داده و محدوده‌های تفریق یافته گوشته تا پس از برخورد را پوشش می‌دهند. مناسب‌ترین روش برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌هایی که به شدت دگرسان شده‌اند، استفاده از نمودارهایی است که بر پایه تغییرات عناصر کم‌تحرك چون Nb-Y-Rb-Hf-Ta رسم شده‌اند. با استفاده از عناصر HFSE و LILE در نمودار تعیین موقعیت زمین‌ساختی، سنگ‌های نفوذی منطقه همگی در محدوده گرانیت‌های کمان ماگمایی (VAG) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳-۱۳). برای تعیین محیط زمین‌ساختی این کانسار از نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce et al., 1984) و نمودار مثلی ۱۳- b استفاده شده است که نشان‌دهنده محیط زمین‌ساختی پهنه فرورانش است. توده گرانیتوبیدی هفت‌چشمه ماهیتی کالک آلکالن دارد و در محیطی همانند پهنه فرورانش تشکیل شده است. گرانیت‌های کمان ماگمایی (VAG) بیشتر به صورت توده‌هایی پهنه‌بندی شده در پهنه فرورانش شکل می‌گیرند. این توده‌ها بیشتر گرانیتوبیدی نوع I و نفوذی‌های توانلیتی با ترکیب متآلومینوس و کالک آلکالن همراه با آفیبول، پیروکسن و بیوتیت را تشکیل می‌دهند. این گرانیتوبیدها از عناصر HFSE و LILE غنی شده‌اند و آلایش پوسته‌ای نیز در این نوع رایج است.

۱۰- خاستگاه ماگما و آلایش پوسته‌ای

در محیط‌های کمان ماگمایی، ماگما می‌تواند دو خاستگاه داشته باشد؛ ۱) خاستگاه پوسته بالایی؛ ۲) خاستگاه پوسته زیرین- گوشته بالایی. البته در مواردی نیز خاستگاه مرکبی از پوسته- گوشته به دست می‌آید. در پهنه‌های فرورانش، ماگماهایی با خاستگاه گوشته‌ای می‌توانند از دو منطقه صفحه فرورونده و گوه گشته‌ای روی آن سرچشمه بگیرند. در این صورت، سیال‌های برآمده از آب‌زدایی (Dehydration) صفحه اقیانوسی فرورونده با ورود به گوه گشته‌ای آن را متاسوماتیزه کرده، از عناصر ناسازگار غنی ساخته و موجب ذوب بخشی و ایجاد ماگما شده است. ولی بخش پوسته‌ای اقیانوسی نیز ذوب می‌شود و در تشکیل ماگمای برخاسته از این مناطق شرکت می‌کند. بی‌هنجاری‌های منفی عناصر Nb و Ti در نمودار عنکبوتی نشانه‌ای از آلایش پوسته‌ای ماگماست (Reichew et al., 2004). آلایش ماگمایی موجب تغییر در فراوانی عناصر کمیاب به ویژه عناصر ناسازگار شده است. این رخداد موجب افزایش میزان Ba, K, Rb و کاهش Nb, Ti, Y و Zr شده است (Reichew et al., 2004). در ادامه سعی خواهد شد با استفاده از ۲ روش متفاوت، رخداد آلایش پوسته‌ای در نمونه‌ها بررسی شود.

۱۰-۱. استفاده از نسبت La/Nb

برای تأیید آلایش پوسته‌ای نمونه‌ها نسبت La/Nb محاسبه شده است. مقادیر میان $1/0.2$ تا $7/5$ متغیر است و مقادیر بالای این نسبت (به ویژه مقادیر بالاتر از ۳) آلایش پوسته‌ای این نمونه‌ها را تأیید می‌کند. (شکل ۱۴-۱۴)

۱۰-۲. استفاده از نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb

از نمودار ۱۴- b برای تعیین ذوب رسوبات پوسته بالایی و ذوب تختال (اسلب) و پوسته زیرین استفاده می‌شود. مقادیر پایین Ba/Th و Th/Nb نشانه آلایش پوسته بالایی در به وجود آمدن سنگ‌ها است. به دیگر گفتار این نسبت‌ها می‌توانند نشان‌دهنده شدت شرکت محصولات فرورانش و یا مواد پوسته‌ای در ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌ها باشد. تنها در یک نمونه نسبت Ba/Th بالا و نسبت Th/Nb پایین است که دلیل آن احتمالاً فرایندهای هضم پوسته‌ای رخ داده در ماگمای مادر است (Esquivel et al., 2007). بنابراین با توجه به نمودار ۱۴- b ماگمای تشکیل‌دهنده منطقه، تحت تأثیر سیال‌های آزاد شده از پوسته فرورونده اقیانوسی و همچنین هضم پوسته بالایی بوده است.

۱۱- نتیجه‌گیری

توده‌های نفوذی هفت‌چشمه طیف ترکیبی پیوسته‌ای را از کوارتز گابرویدوریت تا کوارتزیدوریت پورفیری، کوارتز مونزونیت پورفیری و گرانودوریت پورفیری تشکیل می‌دهند. در صورتی که ترکیب ماگمای اولیه را در اتاقک ماگما، مونزودوریتی تا گابرویدوریتی فرض کنیم، تغییرات زمین‌ساختی اواخر الیگوسن موجب نفوذ فاز نفوذی مونزونیتی شده و با وقفه و تفریق زیاد توانسته است سنگ‌های گرانودوریت پورفیری را به‌عنوان اصلی‌ترین فاز تفریق‌یافته ایجاد کند. بنابراین ماگمای اولیه با ترکیب گابرویدوریتی، تفریق یافته و به تدریج مقادیر Al_2O_3 , SiO_2 و Na_2O افزایش و مقادیر CaO , TiO_2 , FeO و MgO کاهش یافته است. همانندی الگوی تغییرات عناصر می‌تواند این مسئله را اثبات کند که ۳ توده منطقه از یک ماگما جدا شده‌اند و افزون بر تفریق دچار آلایش یا آغشتگی شده‌اند.

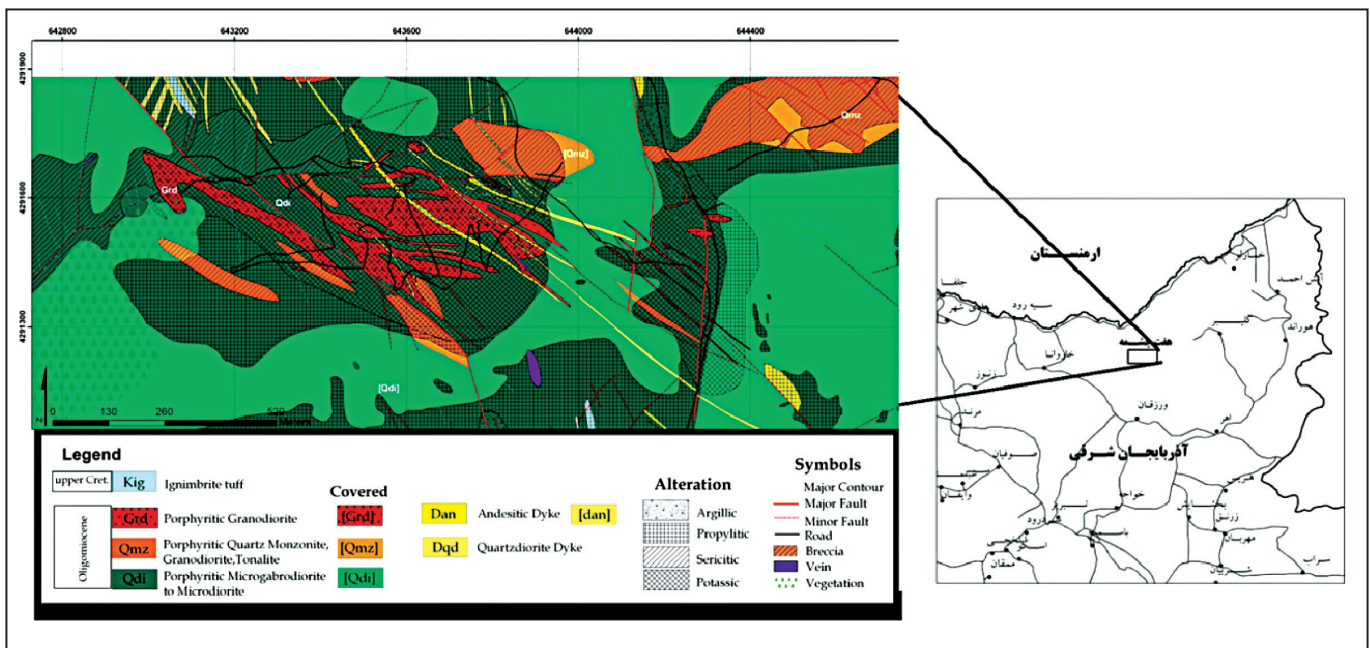
وجود هورنبلند و مگنتیت نشانه فوگاسیته بالای اکسیژن است. متآلومین بودن نمونه‌ها، کاهش P_2O_5 ، بی‌هنجاری منفی Ti، غنی‌شدگی عناصر LILE و تهی‌شدگی عناصر HFSE در نمودارهای عنکبوتی همگی نشان از منشأ ماگمایی نوع I این کانسار دارد و همچنین فراوانی Rb, Ba و Sr در نمونه‌ها آلایش پوسته‌ای را تداعی می‌کند. بنابراین کانسار هفت‌چشمه، از ماگمایی بازی به دست آمده که طی تبلور بخشی، تفریق یافته و آلایش پوسته‌ای نیز در آن رخ داده است.

می تواند در اثر تحول های مربوط به آرایش با پوسته قاره ای و یا رسوبات و مواد آلی موجود روی پوسته اقیانوسی رخ داده باشد. از سوی دیگر ماگمای تشکیل دهنده سنگ های آذرین منطقه، تحت تأثیر سیال های آزاد شده از پوسته فرورونده اقیانوسی و همچنین هضم پوسته بالایی بوده است.

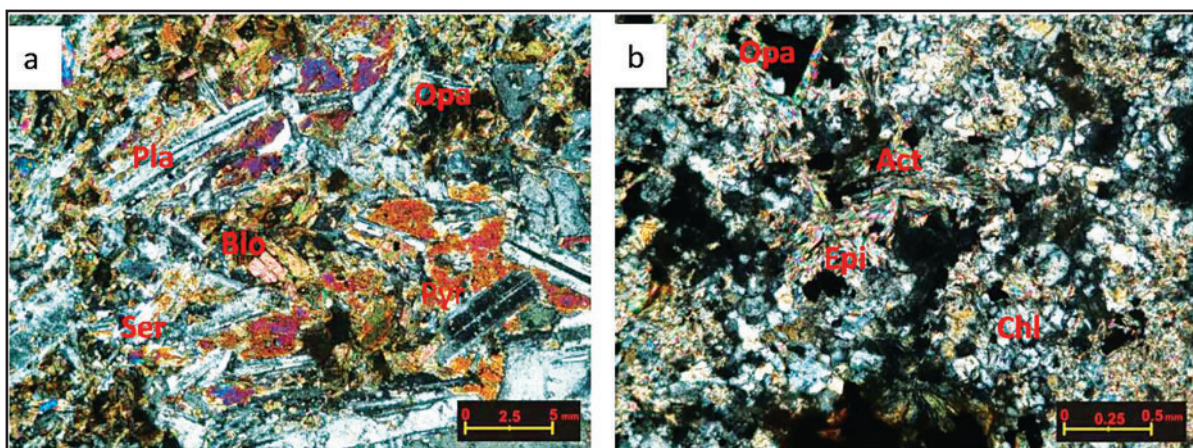
سپاسگزاری

در پایان از شرکت ملی مس ایران برای تأمین هزینه های این مقاله و از شرکت پارس اولنگ به ویژه جناب آقای مهندس اسلام طلب برای انجام هماهنگی ها و از آقایان فرزین طالبی راد و امیر اسکندری که کمک فراوانی در مراحل بررسی های صحرائی، مطالعه مغزه ها و مطالعات آزمایشگاهی کرده اند سپاسگزاری می شود.

با توجه به ویژگی های ژئوشیمیایی و با در نظر گرفتن موقعیت زمانی و مکانی توده های نفوذی کانسار مس هفت چشمه، این توده ها ماهیت کالک آلکالن داشته اند و به نظر می رسد به فعالیت های ماگمایی برآمده از فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر صفحه قاره ای وابسته بوده و در یک محیط کمان ماگمایی (VAG) ایجاد شده اند. این توده ها را از دید جایگاه زمین ساختی و همچنین از دید ترکیب شان (کالک آلکالن) می توان با توده های همراه با مس پورفیری سونگون، سرچشمه، میدوک و چاه فیروزه مقایسه کرد. با توجه به پراکندگی نقاط در برخی از نمودارهای هارکر و بررسی روند تفریقی نمونه ها می توان نتیجه گرفت که تفریق بلورین یکی از عامل های مؤثر بر تشکیل سنگ های منطقه هفت چشمه بوده و محیط زمین ساختی مناسب، فرصت کافی برای تفریق ماگمای اولیه را فراهم کرده است. همچنین دلیل پراکندگی نقاط در نمودارها

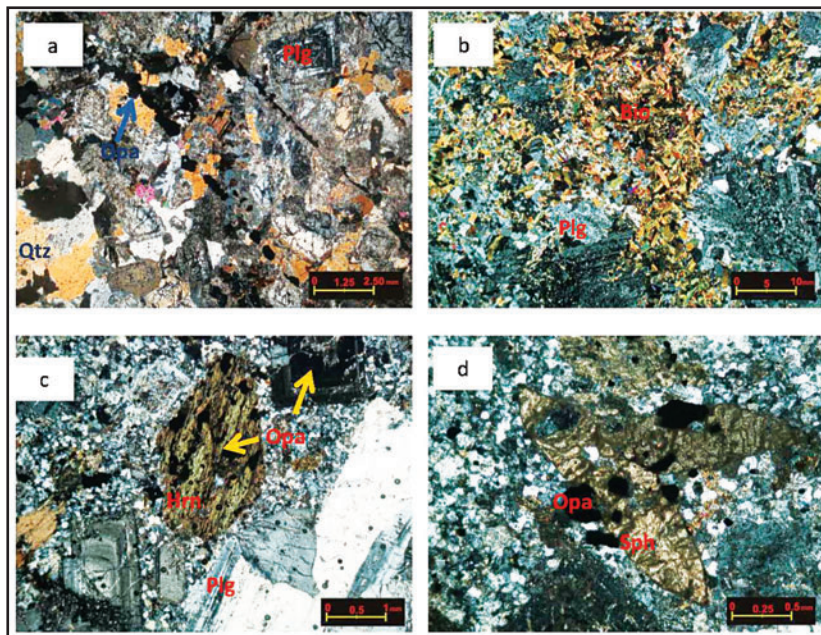
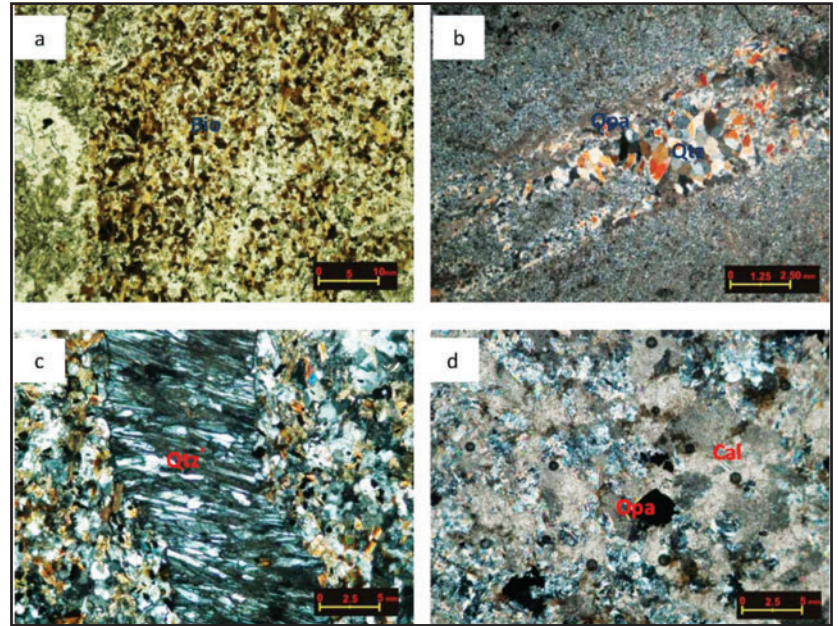


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی محدوده هفت چشمه و نقشه زمین شناسی ۱:۵۰۰۰ منطقه (شرکت ملی مس ایران، ۱۳۸۸، بر پایه تصاویر ماهواره ای با کمی تغییر توسط نگارنده).

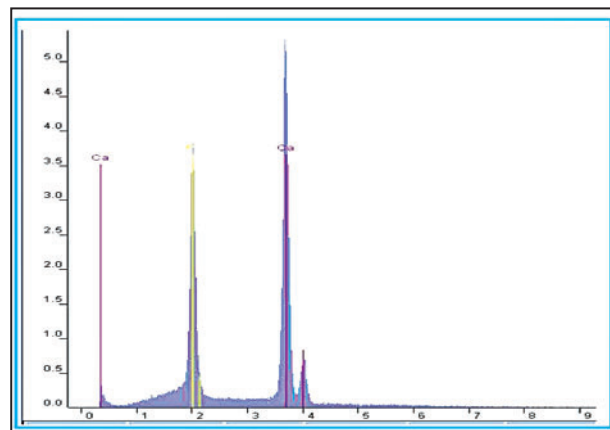


شکل ۲- (a) بافت پویی کلبیتیک و تبدیل شدگی پلاژیو کلازا به سریسیت به همراه بیوتیت های ثانویه؛ (b) حضور اپیدوت، کلریت و اکتینولیت در کنار کانی های کدر.

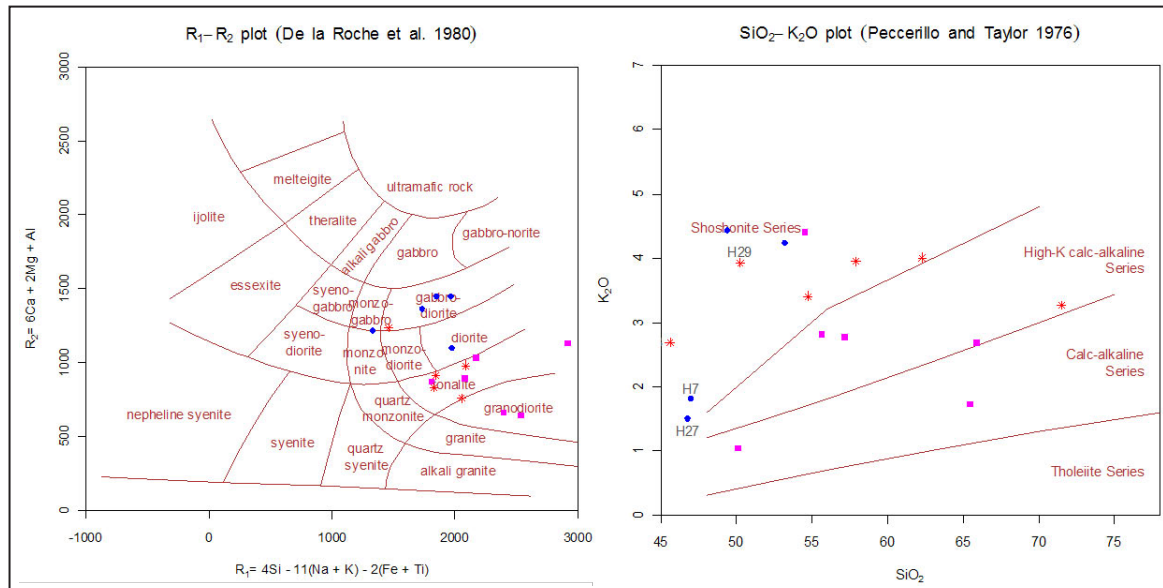
شکل ۳- (a) تجمع بیوتیت‌های اولیه به صورت انبوه‌های؛ (b) رگه‌های کوارتز همزمان با کانه‌زایی؛ (c) رگچه کوارتز عمود بر دیواره شکستگی‌های سنگ؛ (d) تشکیل سیلیس به صورت میان‌دانه‌ای در فضای خالی کربنات.



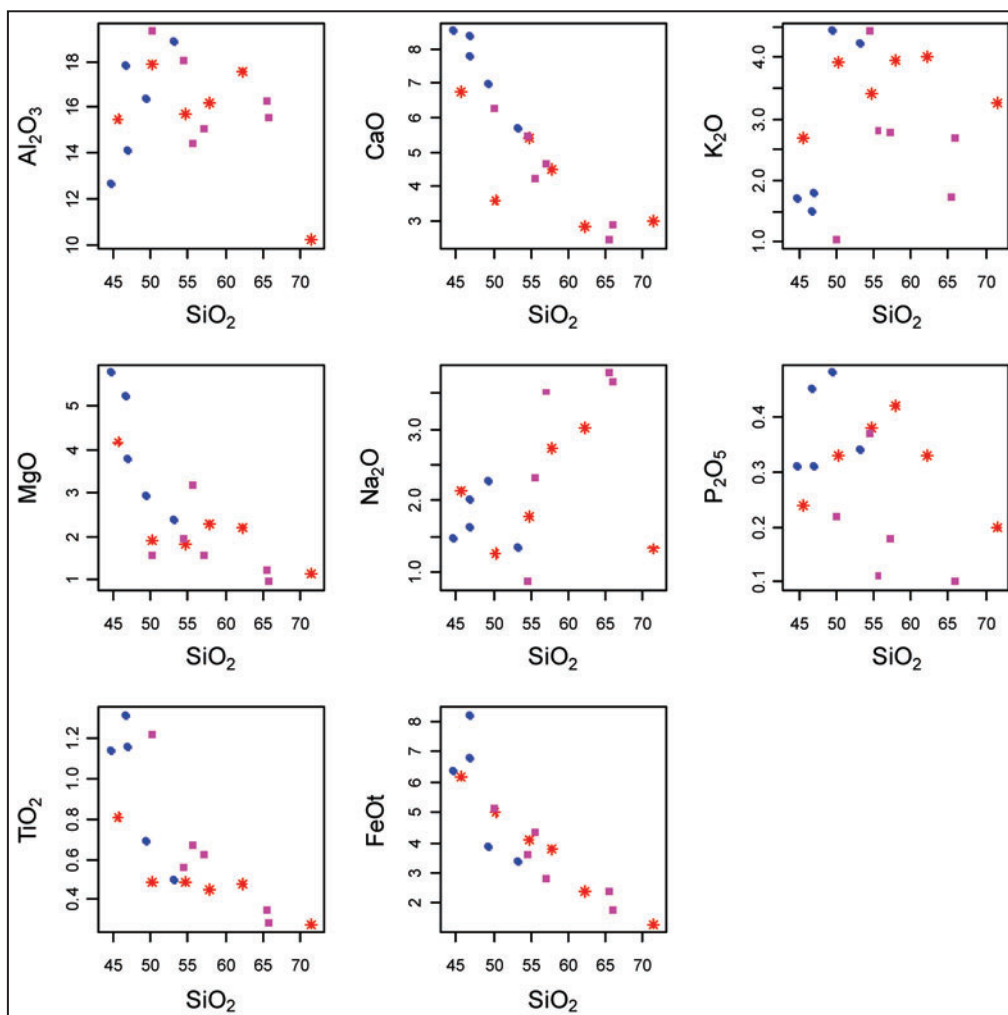
شکل ۴- (a) پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی (در پایین و بالا سمت راست) با تجزیه به کانی رسی. فلدسپار و کوارتز نیز در خمیره، همراه با رگچه‌های قطع شده کانی‌های کدر در مرکز شکل؛ (b) تجمع بیوتیت‌های ثانویه در پیرامون پلاژیوکلازها؛ (c) قالب به‌جا مانده از هورنبلند که به بیوتیت تبدیل شده است؛ (d) کانی خودشکل تیتانیت (لوزی شکل).



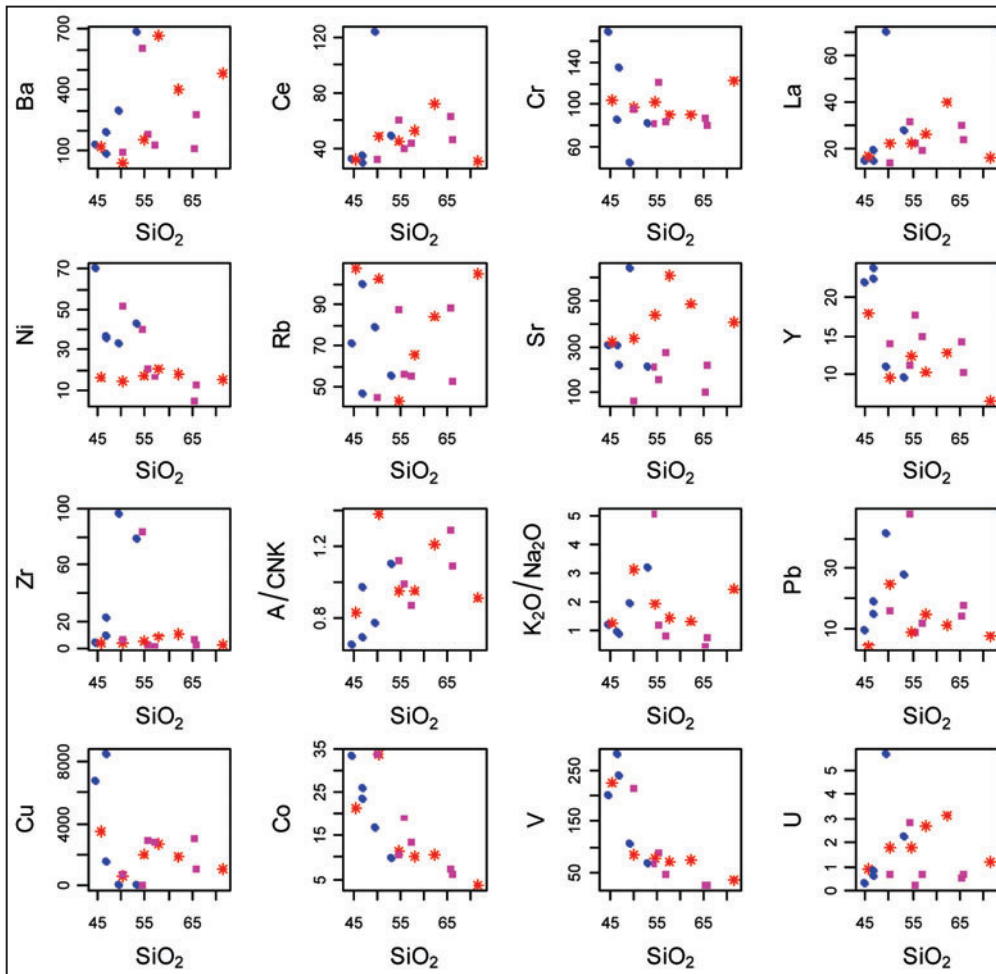
شکل ۵- شکل طیف EDS تیتانیت.



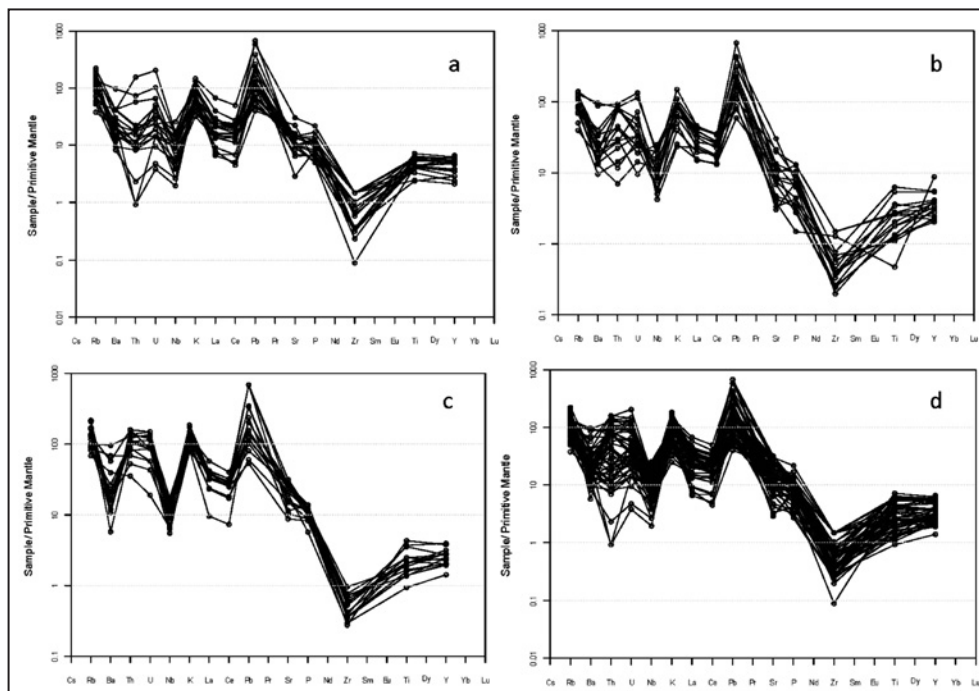
شکل ۶- a) نمودار در SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976) برای تعیین سری ماگمایی توده‌های نفوذی هفت‌چشمه؛ b) موقعیت سنگ‌های درونگیر کانسار هفت‌چشمه در نمودار De la Roche et al. (1980) نشانه دایره آبی برای واحد کوارتز دیوریتی، نشانه مربع بنفش برای واحد کوارتز مونزونیتی و نشانه ستاره سرخ برای واحد گرانودیوریتی انتخاب شده است.



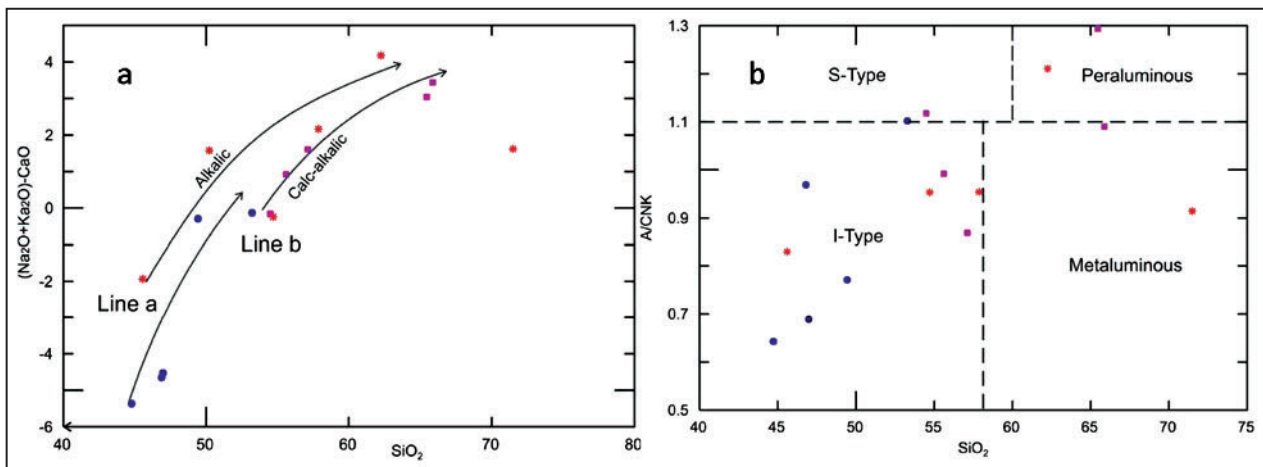
شکل ۷- نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر سیلیس برای سنگ‌های نفوذی محدوده هفت‌چشمه، نشانه دایره آبی برای واحد کوارتز دیوریتی، نشانه مربع بنفش برای واحد کوارتز مونزونیتی و نشانه ستاره سرخ برای واحد گرانودیوریتی انتخاب شده است.



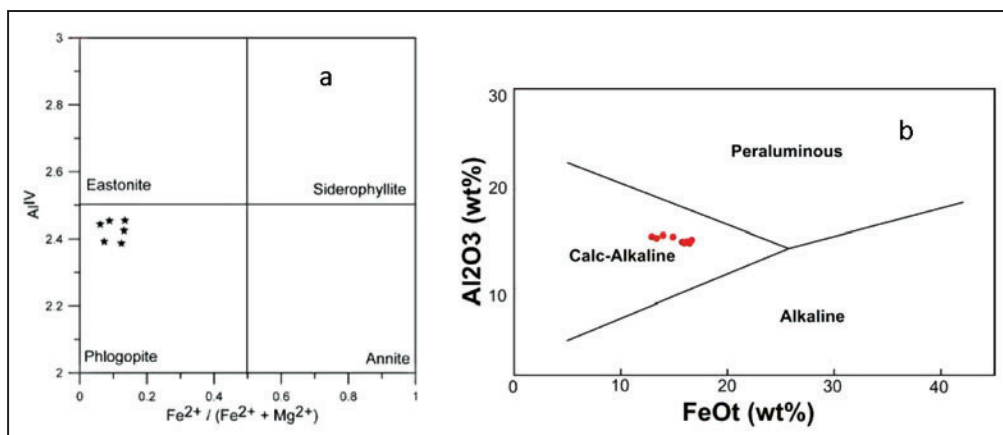
شکل ۸- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر سیلیس برای سنگ‌های نفوذی محدوده هفت‌چشمه، نشانه دایره آبی برای واحد کوارتز دیوریتی، نشانه مربع بنفش برای واحد کوارتز مونزونیتی و نشانه ستاره سرخ برای واحد گرانودیوریتی انتخاب شده است.



شکل ۹- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجارشده با ترکیب گوشته اولیه؛ (a) کوارتز دیوریت؛ (b) نمونه‌های کوارتز مونزونیتی؛ (c) گرانودیوریتی؛ (d) کل سنگ‌های منطقه.

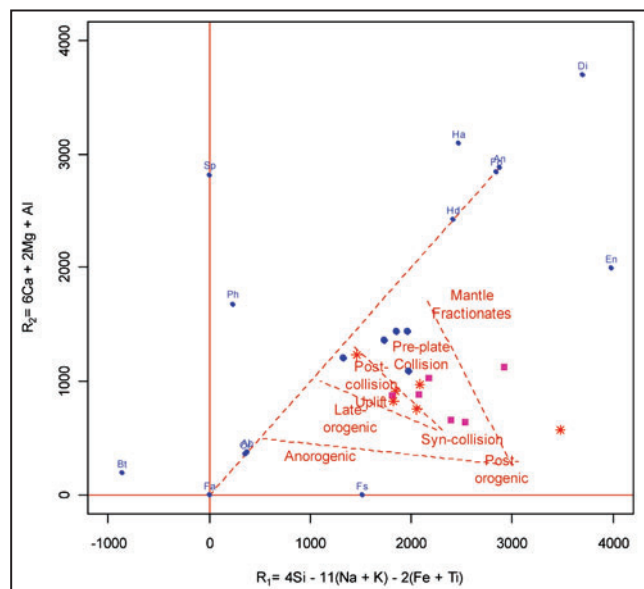


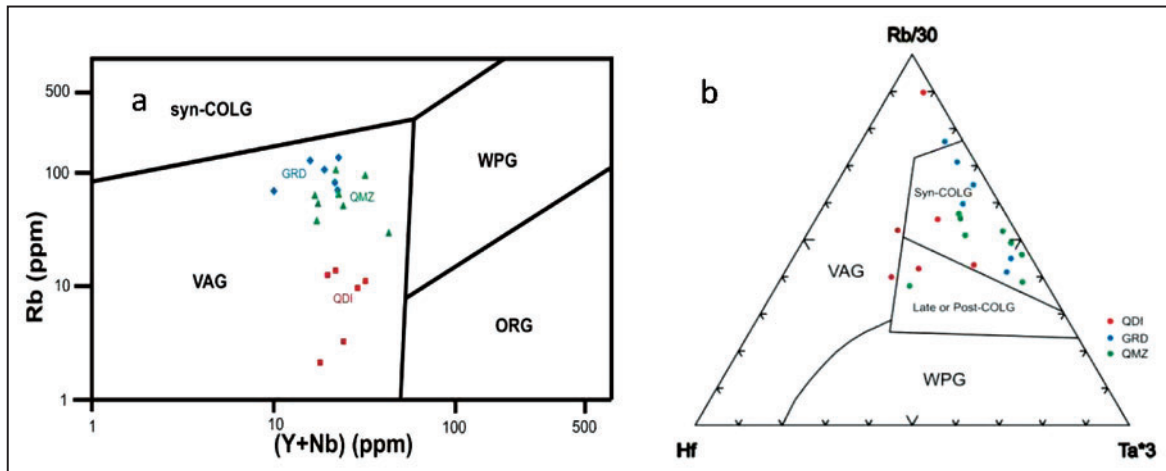
شکل ۱۰- (a) ماهیت آلکان و کالک آلکان توده‌های هفت‌چشمه (Buda, et al., 2004)؛ (b) تعیین درجه اشباع از آلومینوس (ASI) توده‌های نفوذی هفت‌چشمه به کمک نمودار $A/CNK-SiO_2$ (Chappell & White, 1974)، نشانه دایره آبی برای واحد کوارتز دیوریتی، نشانه مربع بنفش برای واحد کوارتز مونوزویتی و نشانه ستاره سرخ برای واحد گرانودیوریتی انتخاب شده است.



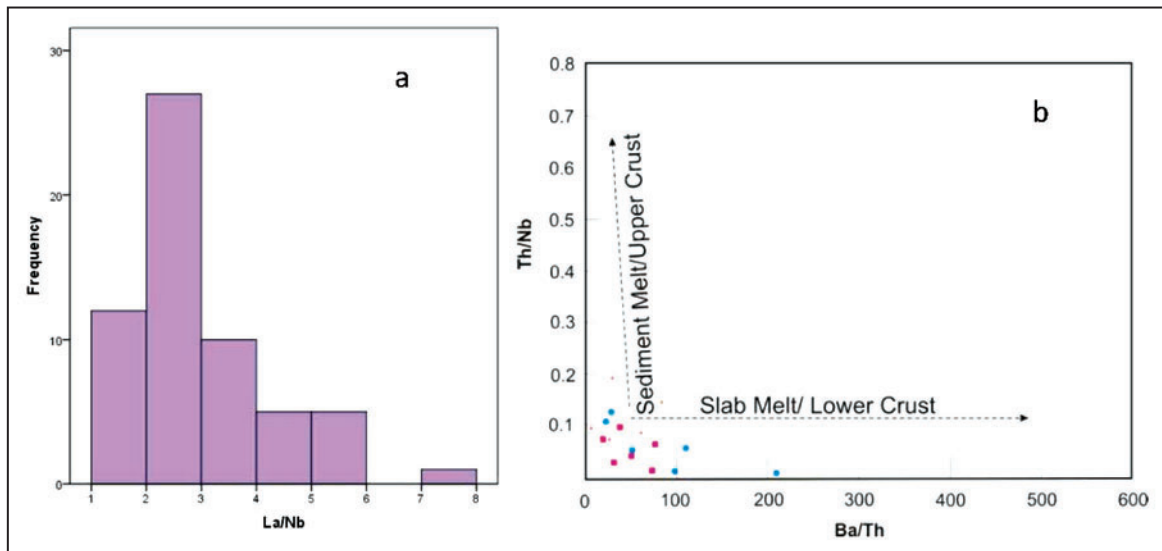
شکل ۱۱- (a) تعیین ترکیب بیوتیت‌ها به کمک داده‌های میکروپروپ؛ (b) نمودار Al_2O_3 در برابر $FeOt$ در برابر Al_2O_3 برای بیوتیت‌های هفت‌چشمه که نشان‌دهنده ماگمای کالک آلکان نوع I برای این بیوتیت‌ها است (Abdel-Rahman, 1994).

شکل ۱۲- تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های نفوذی منطقه هفت‌چشمه، نشانه دایره آبی برای واحد کوارتز دیوریتی، نشانه مربع بنفش برای واحد کوارتز مونوزویتی و نشانه ستاره سرخ برای واحد گرانودیوریتی انتخاب شده است (Batchelor & Bowden, 1985).





شکل ۱۳- (a) نمودار Rb در برابر $(Y+Nb)$ در برابر Rb برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ درونگیر گرانیتی (Pearce et al., 1984) که در آن معادل گرانیت‌های پشته اقیانوسی (Ocean Ridge Granites) WPG، معادل گرانیت‌های درون صفحه‌ای (Within Plate Granites) VAG، معادل گرانیت‌های کمان ماگمایی (Volcanic Arc Granites) و معادل گرانیت‌های پیش و پس از برخورد (Syn- and Post-collision Granites) است؛ (b) موقعیت نمونه‌ها در نمودار مثلثی تعیین محیط زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984)، نشانه دایره آبی برای واحد کوارتز دیوریتی، نشانه مربع بنفش برای واحد کوارتز مونزونیتی و نشانه ستاره سرخ برای واحد گرانودیوریتی انتخاب شده است.



شکل ۱۴- (a) فراوانی نسبت La/Nb در نمونه‌های کانسار هفت‌چشمه که مقادیر بالای ۳ بیانگر آلودگی پسته‌ای نمونه‌هاست؛ (b) نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb برای تعیین خاستگاه ماگما و تحولات صورت گرفته نشان‌دهنده آلودگی ماگمایی (Temel et al., 1998)، نشانه دایره آبی برای واحد کوارتز دیوریتی، نشانه مربع بنفش برای واحد کوارتز مونزونیتی و نشانه ستاره سرخ برای واحد گرانودیوریتی انتخاب شده است.

جدول شماره ۱- نتایج تجزیه مایکروپروب کانی اسفن در گرانودیوریت‌های کانسار هفت‌چشمه (مربوط به شکل ۵).

Row	Na ₂ O	K ₂ O	Ag	MgO	CaO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Total
1	0.04	0.04	0	0.01	28.86	0.14	1.46	0.94	1.6	30.48	38.3	101.87
2	0.01	0	0.01	0.01	28.18	0.18	1.02	0.79	1.43	30.58	36.44	98.65
3	0.05	0	0	0.02	27.77	0.2	1.55	0.86	1.33	30.15	37.18	99.1
4	0.04	0.02	0	0.02	28.02	0.21	1.39	0.73	1.41	30.35	37.04	99.22

جدول ۲- محاسبه شاخص دگرسانی برای ۲۰ نمونه طبق فرمول ۱.

Sample	H13	H18	H19	H23	H24	H27	H29	H3	H7	H39	H41	H47	H49	H51	H56	H58	H59
Alteration index	51.33	42.83	34.58	43.62	35.58	41.75	54.52	46.21	34.96	29.47	50.51	48.38	50.24	32.07	41.95	47.73	44.3

جدول ۳- محاسبه نورم CIPW کانی ها به روش (Hutchison 1974).

Sample	H18	H27	H7	H47	H59	H24	H51	H19	H58	H49	H39	H13	H3	H41	H23	H56	H29
Type	QDI					QMZ						GRD					
Quartz	7.74	8.29	9.42	14.73	3.6	26.18	29.19	15.35	18.39	19.61	31.76	20	14.9	40.43	4.54	18.76	18.03
Corundum	0	0.58	0	3.09	0	1.75	4.3	0	0.18	3.39	8.87	4.33	0.26	0	0	0.17	6.72
Orthoclase	11.33	9.36	12	27.31	28.54	16.73	10.84	17.79	18.48	29.15	6.8	24.47	24.99	19.19	17.61	22.6	24.87
Plagioclase	40.48	52.98	47.62	41.47	45.45	49.25	48.98	52.94	45.79	36.21	32.86	40.39	47.27	24.04	48.67	45.36	29.05
Albite	14.7	15.36	20.36	13.05	22.13	34.69	35.98	34.37	23.28	8.72	0	28.01	26.25	11.86	21.2	17.93	12.12
Anorthite	25.78	37.62	27.26	28.42	23.32	14.56	12.99	18.58	22.5	27.49	32.86	12.38	21.02	12.18	27.47	27.44	16.93
Hypersthene	17.83	15.25	9.71	7.09	8.79	2.76	3.57	4.71	9.74	6.04	4.83	6.22	6.71	3.15	12.79	5.58	5.68
Diopside	0	0	4.14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wollastonite %	0	0	50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Enstatite %	0	0	50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hematite	5.52	5.54	7.16	2.83	3.23	1.44	1.94	2.36	3.75	3.14	4.38	1.92	3.12	1.01	5.31	3.53	4.14
Ilmenite	-7.78	-6.05	-3.05	-1.64	-4.35	-1.46	-0.92	-3.77	-2.9	-0.57	-9.03	-1.61	-1.49	-11.03	-6.73	-2.73	-10.41
Sphene	11.57	0	7.28	0	6.62	0	0	3.27	0	0	0	0	0	0.79	4.74	0	0
Rutile	0.92	3.99	0	1.2	0.5	0.94	0.72	1.27	1.97	0.72	5.46	1.15	1.08	5.45	2.41	1.75	5.57
Apatite	0.73	0.99	0.73	0.78	1.09	0.22	0	0.41	0.26	0.86	0.51	0.71	0.94	0.42	0.56	0.89	0.74
Pyrite	11.67	9.07	4.99	3.13	6.53	2.19	1.38	5.66	4.35	1.45	13.55	2.42	2.23	16.55	10.1	4.09	15.61
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

جدول ۴- نتایج تجزیه کانی بیوتیت در سنگ‌های کانسار هفت چشمه.

Sample	Row	Al2O3	BaO	CaO	Cr2O3	FeO	HO	K2O	MgO	MnO	Na2O	SiO2	TiO2	Total	V2O3	FeO/MgO
H3	1	14.13	0.72	0.08	0	15.14	4.33	8.37	14.72	0.12	0.14	37.44	2.57	98.01	0.24	1.03
	2	14.26	0.78	0.09	0	14.19	4.46	9.69	15.67	0	0.26	38.63	2.62	100.92	0.26	0.91
	3	14.17	1.28	0.03	0	13.2	4.33	9.87	15.2	0.15	0.18	37.28	2.53	98.4	0.17	0.87
	4	14.13	0	0.03	0	13.13	4.3	8.31	15.37	0.13	0.08	37.43	2.62	95.71	0.18	0.85
	5	14.01	0	0.05	0	13.6	4.34	7.78	15.52	0.04	0.13	37.91	2.84	96.4	0.18	0.88
H55	1	13.56	0	0	0.01	16.09	4.43	10.1	14.38	0.31	0.12	37.66	4.31	101.19	0.22	1.12
	2	13.37	0	0.06	0.03	16.71	4.41	9.89	14.32	0.22	0.24	37.24	4.41	101.12	0.22	1.17
	3	13.52	0	0.04	0.01	16.57	4.46	9.95	14.44	0.24	0.21	38.1	4.21	101.98	0.23	1.15
	4	13.6	0	0.01	0	16.52	4.38	10.06	13.81	0.36	0.14	37.1	4.22	100.44	0.24	1.20
	5	13.77	0.1	0	0.02	16.97	4.43	9.97	13.84	0.31	0.21	37.53	4.32	101.71	0.24	1.23
	6	13.44	0	0.01	0.01	16.78	4.4	9.99	13.88	0.32	0.16	37.49	4.1	100.77	0.19	1.21
	7	13.41	0	0.01	0.02	16.25	4.42	10.16	14.3	0.3	0.15	37.5	4.47	101.22	0.23	1.14

کتابنگاری

- باباخانی، ع. و لسکویه، ج. ل.، ۱۳۶۹- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اهر، ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگه ۵۴۶۶.
- درویش‌زاده، ع. و آسیابانها، ع.، ۱۳۷۰- ماگما و سنگ‌های ماگمایی، ترجمه‌ای از کتاب میدل‌موست، ا. ا. ک.، ۱۹۸۵- انتشارات دانشگاه تهران، ۵۱۵ ص.
- شرکت ملی مس ایران، ۱۳۸۸- گزارش جمع بندی کانسار مس هفت چشمه، ص ۴۳۰.
- عادلی، ز.، ۱۳۹۱- کانی‌شناسی، ژئوشیمی، نحوه تشکیل و مدل‌سازی کانسار هفت چشمه (آذربایجان شرقی)، پایان‌نامه دکترا، دانشگاه علوم و تحقیقات تهران، ۲۶۵ ص.
- قربانی، م.، ۱۳۸۴- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۳۷ ص.
- کریم‌پور، م. و سعادت، س.، ۱۳۸۸- زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی، نشر مشهد، ۵۳۵ ص.
- مهرپرتو، م.، ۱۳۷۱، نقشه زمین‌شناسی ورزقان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگه ۵۳۶۷.

References

- Abdel-Rahman, A. M., 1994- Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of petrology*. 35, pp.525–541.
- Batchelor, R. A. & Bowden, P., 1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*. 48, pp. 43–55.
- Buda, G., Ulrych, J. & Koller, F., 2004- Petrochemistry of Variscan granitoids of central Europe Correlation of Variscan granitoids of the Tisia and Pelsonia Terranes with granitoids of the Moldanubicum, Western Carpathian and Southern Alps. A review: Part I. *Acta Geologica Hungarica*. 47/2–3, pp.117–138.
- Camus, F. & Dilles, J. H., 2001- A special issue devoted to porphyry copper deposits of Northern Chile. *Economic Geology*. 96, pp. 233–237.
- Candela, P. A., 1989- Felsic magmas, volatiles, and metallogenesis. *Reviews in Economic Geology*. 4, pp. 223–233.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types. *Australian journal of Earth Science*. 48, pp.489– 499.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology*. 8, pp.173–174.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1992- I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Science*. 83, pp. 1–26.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2- diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*. 29, pp.183–210.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1962- *Rock-forming Minerals*. Longman, London ed.. 3, 270P.
- Esquivel, T., Pwtrone, C. M., Ferrari, L., Tagmi, T. & Manetti, P., 2007- Geochemical variability in lavas from eastern Trans-Mexican volcanic belt, slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Littos*. 93, pp.149–174.
- González, V., Villanueva, C. & Manuel, V., 2000- A sustained felsic magmatic system: the Hercynian granitic batholith of the Spanish Central System. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth sciences*. 91, pp. 207-219.
- Hutchison, C. S., 1974- *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*. New York: John Wiley and Sons, 527 P.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. & Horiuchi, M., 1976- Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*. 26, pp.105–117. In Japanese with English abstract).
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. & Allen, C. M., 1997- Characterization and origin of aluminous A-type granites and the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*. 38, pp.371–391.
- Nachit, H., Ibha, E. H. & Ben Ohoud, M., 2005- Discrimination between Primary Magmatic Biotites, re-equilibrated biotites and neoformed biotites. *C. R. Geoscience*. 337, pp.1415-120.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 25, pp. 956-983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 58, pp. 63–81.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvisiani, A. & Groshov, A., 1989- The Caucasus: An actual example of initial stages of continental collision, *Tectonophysics*. 161, pp.121.
- Reichew, M. K., Saunders, A. D., White, R. V. & Al M-Ukhamedov, A. I., 2004- Geochemistry and Petrogenesis of Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*. 79, pp.425-452.
- Sillitoe, R. H. & Hendenquist, J. W., 2003- Linkages between Volvanotectonic Settings, Ore Fluid Composition and Epithermal Precious Metal Deposits in Volcanic, Geothermal and Ore-Forming Fluids, Rules and Witnesses of Processes within the Earth. *Economic Geology Special Publication*. 4, pp.389-392.
- Temel, A., Gondogdu, M. N. & Gourgau, A., 1998- Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high K- calcalkaline volcanism in Konya, Central Antolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 85, pp.327-357.

Geochemistry and Origin of Haftcheshmeh Cu-Porphyry Deposit Magma, East-Azerbaijan, Iran

Z. Adeli ^{1*}, I. Rassa ² & A. Darvishzadeh ³

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran.

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

³ Professor, Department of Mining, Islamic Azad University, Lahijan Branch. Lahijan, Iran.

Received: 2011 June 11

Accepted: 2011 December 14

Abstract

The Haftcheshmeh Porphyry copper deposit is located 28km north of Varzaghan (East -Azerbaijan province). It is associated with quartzdioritic to granodioritic intrusive of Oligo- Miocene ages, which are intensively altered. The porphyritic bodies are intruded by a series of barren andesitic dykes. The principal aim of this paper is to consider the geochemistry and the origin of magma. Trends of major and trace elements indicate a continuous compositional range and a comagmatic origin for these rocks. However, trends of compatible-incompatible elements indicate the important role of fractional crystallization and contamination of the magma with upper crust in genesis of these rocks. Depletion in Ti, Nb and Sr and enrichment in K, Th and Rb are obvious in spider diagrams of these samples. The enrichment in LILE and depletion in HFSE reveal the I-type metaluminous magmatism of volcanic arcs (VAG). Additionally, the discrimination tectonic setting diagrams indicate I-type continental volcanic arc magmatism for this intrusion. The Microprobe analysis also confirms that the Biotite crystallized from typical calc-alkaline magma.

Keywords: Haftcheshmeh, Magmatic Origin, I-Type, Biotite.

For Persian Version see pages 197 to 208

*Corresponding author: Z. Adeli; E-mail: Zanbagh.Adeli@gmail.com