

سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده‌های نفوذی مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه، خاور معدن سنگ آهن سنگان خواف (جنوب‌خاوری مشهد)

نازی مظهري^۱، آزاده ملکزاده شفارودی^{۱*} و مجید قادری^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

چکیده

منطقه‌های اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه از آنومالی‌های خاوری مجموعه معدن سنگان خواف در استان خراسان رضوی، به‌شمار می‌روند. در این منطقه، توده‌های نفوذی به سن ترسیری هستند و ترکیب بیوتیت مونزونیت پورفیری و بیوتیت سینوگرانیت دارند. با توجه به دگرسانی شدید در توده بیوتیت مونزونیت پورفیری، بررسی‌های زمین‌شیمیایی بر روی توده بیوتیت سینوگرانیت متمرکز شده است. این توده پرآلومینوس، پتاسیم متوسط تا بالا و منیزیمی بوده و جایگاه زمین‌ساختی آن پس از کوهزایی است. فراوانی REE نشان‌دهنده آنومالی منفی Eu، غنی‌شدگی ملایم از LREE، الگوی مثبت تا نزدیک به هموار HREE، آنومالی منفی Ba، Sr، La، Ce و Ti و مقادیر فراوان Ga (۱۶ - ۱۲۴ ppm) در هر دو نوع گرانیت‌های پرآلکالن نوع A و گرانیت‌های جدایش‌یافته نوع I است. برپایه مقادیر اکسیدهای اصلی و نسبت SiO_2 در برابر FeO/MgO ، نمونه‌ها از گرانیت‌های نوع I هستند. تغییرات عناصر فرعی و کمیاب در همه نمونه‌ها نشان‌دهنده جدایش بلورین پلاژیوکلاز، بیوتیت، آلکالی‌فلدسپار و کانی‌های فرعی از یک ماگمای گرانیتی نوع I و تهی از P است. افزایش در عناصر HFSE، به‌ویژه Ga و Nb، نیز در پی جدایش این گرانیت‌ها روی داده است. مقایسه این توده‌ها با توده‌های برمانی و سرخر در جنوب‌خاور سنگان نشان می‌دهد که الگوی تغییرات عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب آنها همانند یکدیگر و مانند گرانیت‌های نوع I جدایش‌یافته است. این سنگ‌ها می‌توانند در پی درجه‌های گوناگون ذوب‌بخشی سنگ‌مادر آندزیت-داسیتی و یا در پی فرایندهای دو مرحله‌ای از ذوب دوباره سنگ‌های حدواسط پدید آیند.

واژه‌های کلیدی: گرانیت‌های نوع A و I، منطقه‌های اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه، معدن سنگان

مقدمه

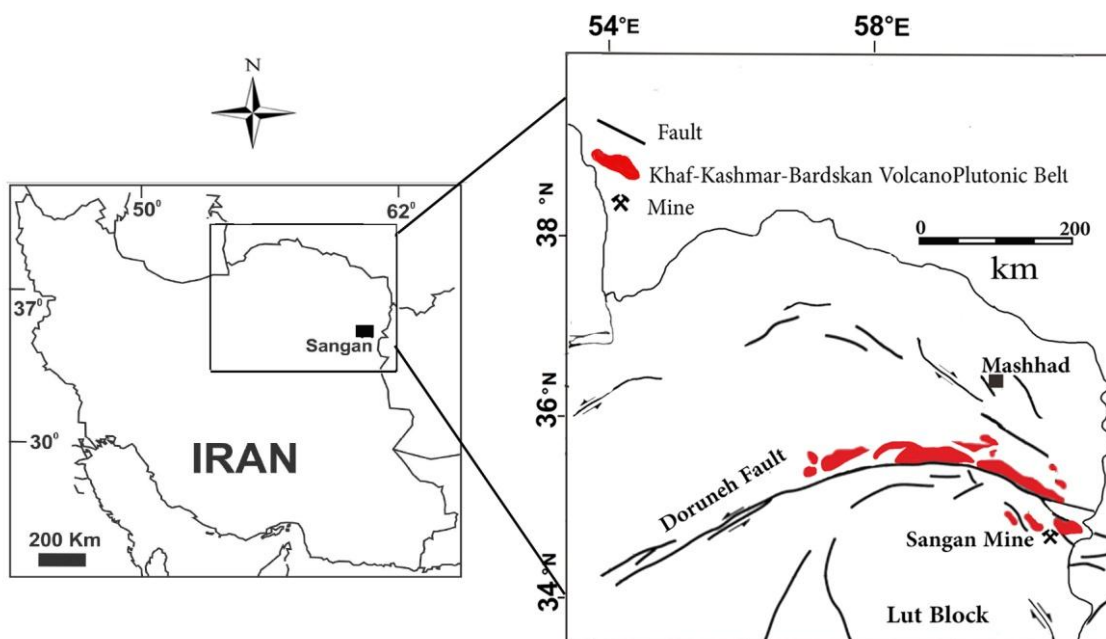
مشهد و ۴۰ کیلومتری جنوب‌خاوری خواف جای دارند.
Karimpour (۲۰۰۴) و Karimpour و همکاران
(۲۰۰۶) معدن سنگ آهن سنگان را بخشی از پهنه

مجموعه معدن‌های سنگ آهن سنگان خواف در
استان خراسان رضوی، ۳۰۰ کیلومتری جنوب‌خاوری

* shafaroudi@um.ac.ir

طول‌های جغرافیایی $60^{\circ}45'$ تا $60^{\circ}24'$ و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ}33'$ تا $34^{\circ}26'$ جای دارد و بزرگ‌ترین معدن آهن باختر آسیا با گنجایش بیش از هزار میلیون تن و عیار آهن ۵۴ درصد به‌شمار می‌رود (Golmohammadi *et al.*, 2015).

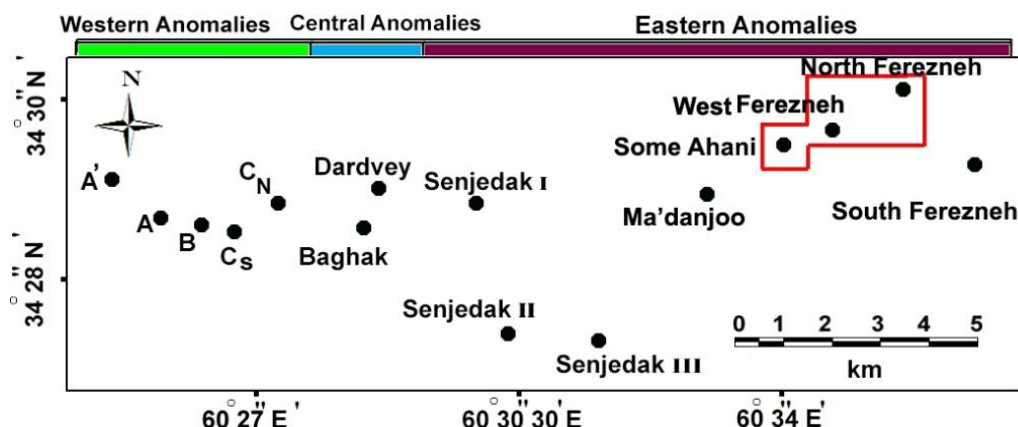
آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن برشمرده‌اند (شکل ۱). این پهنه، خاستگاه کانی‌سازی تیپ اکسید آهن است (Karimpour and Malekzadeh, 2006; Shafaroudi, 2006). این معدن مهم و ارزشمند اسکارن آهن، در



شکل ۱- پهنه ولکانیک-پلوتونیک خواف-کاشمر-بردسکن، گسل درونه و جایگاه معدن سنگان (جنوب‌خاوری مشهد، شمال‌خاوری ایران)

بررسی‌های گسترده‌ای بر روی کانسارهای گوناگون این ناحیه از دیدگاه کانی‌شناسی اسکارن، زمین‌شیمی کانی‌سازی‌های مگنتیت و اسکارن، زمین‌شیمی سنگ خاستگاه، سنگ‌شناسی و سن‌سنجی توده‌های نفوذی انجام شده است (Karimpour, 1991; Karimpour, 2004; Karimpour *et al.*, 2006; Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2008; Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2013; Golmohammadi *et al.*, 2013; Golmohammadi *et al.*, 2014; Golmohammadi *et al.*, 2015). آنومالی‌های بخش خاوری، مراحل اکتشاف مقدماتی را می‌گذرانند و داده‌های بسیار اندکی از زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و کانه‌زایی آنها در دست است.

مجموعه کانسارهای سنگ آهن سنگان در محدوده‌ای مستطیل‌شکل به‌درازای ۲۶ کیلومتر و پهنای ۸ کیلومتر از باختر به خاور جای دارد (شکل ۲). این مجموعه به سه ناحیه خاوری، مرکزی و باختری پهنه‌بندی شده و هر ناحیه شامل چندین کانسار است. در ناحیه باختری، ۵ کانسار به نام‌های A, A', B, C شمالی و C جنوبی، در ناحیه مرکزی، دو کانسار مهم به نام‌های درودی و باغک و در بخش خاوری نیز ۶ آنومالی رخنمون‌دار سنجدک ۱، سنجدک ۲، سنجدک ۳، معدن جو، سم‌آهنی و فرزنه (شمالی، باختری و جنوبی) به‌چشم می‌خورد. ناحیه مرکزی و باختری معدن از بخش‌های اصلی و مهم معدن به‌شمار می‌روند.



شکل ۲- جایگاه کانسارهای سه‌گانه معدن سنگان (بخش‌های باختری، مرکزی و خاوری) و منطقه‌های اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (خراسان رضوی)

روش انجام پژوهش

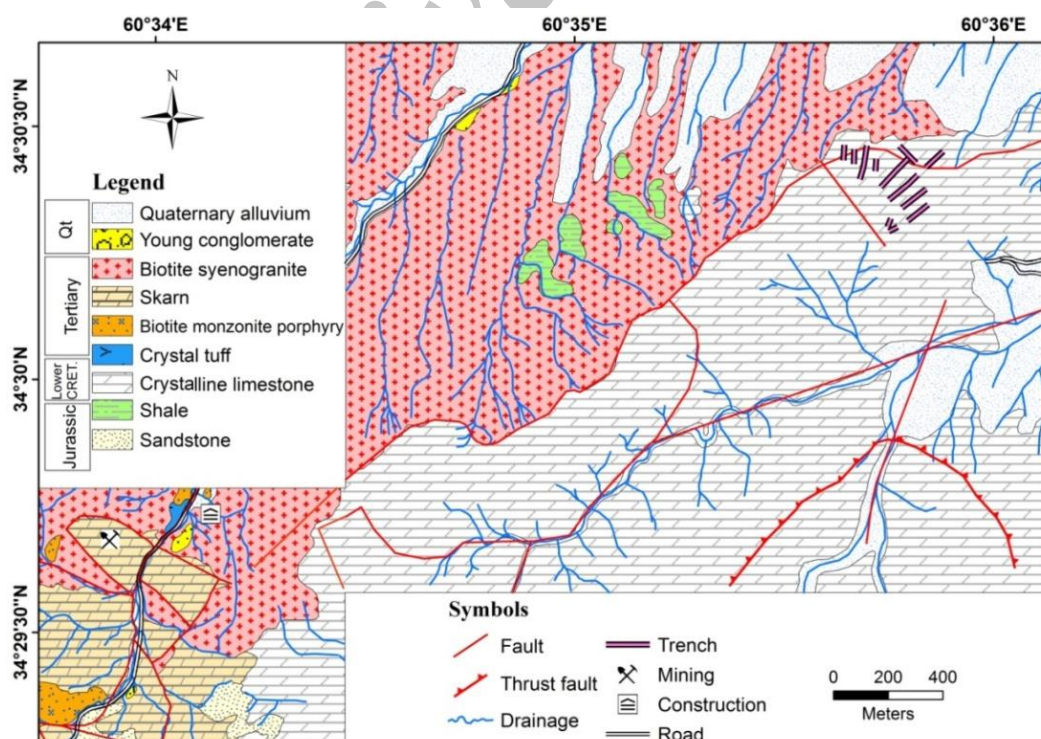
برای دستیابی به اهداف این بررسی، نمونه‌برداری از سنگ‌های آذرین و توده‌های نفوذی در گستره‌ای به بزرگی ۱۳ کیلومتر مربع انجام و ۱۵۰ نمونه برداشت شد. در پایان ۱۰۰ مقطع نازک آماده و بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی آنها در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. پس از بررسی مقاطع نازک، نقشه زمین‌شناسی با به‌کارگیری یافته‌های به‌دست آمده از بررسی مقاطع و داده‌های صحرائی رسم شد. برای بررسی زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و فرعی، از میان نمونه‌های توده نفوذی، ۱۱ نمونه که دارای کمترین دگرسانی و هوازدگی بودند، برای تجزیه XRF به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در تهران فرستاده شدند. این مرکز دارای دستگاه XRF مدل S4 Explorer (ساخت شرکت Bruker آلمان) است. همان نمونه‌ها برای تجزیه ICP-MS با روش ذوب قلیایی و شناسایی مقادیر عناصر فرعی و کمیاب به آزمایشگاه S.G.S. سوویس فرستاده شدند.

در این پژوهش، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی توده‌های نفوذی محدوده‌های اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (شمالی و باختری) که از آنومالی‌های خاوری معدن سنگ‌آهن سنگان هستند، بررسی می‌شوند. این دو آنومالی در ۴۰ کیلومتری جنوب تایباد و در ۱۵ کیلومتری جنوب‌خاوری کرات و ۲ کیلومتری جنوب‌باختری روستای فرزنه، میان طول‌های جغرافیایی $60^{\circ}36'30''$ تا $60^{\circ}33'45''$ و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ}29'$ تا $34^{\circ}21'$ جای گرفته‌اند (شکل ۲). هدف این پژوهش، تهیه نقشه زمین‌شناسی برای تفکیک و شناسایی توده‌های نفوذی و زمین‌شیمی و پیدایش آنها و در پایان، مقایسه آن با توده‌های نفوذی دیگر در خاور و باختر این محدوده و بخش اصلی معدن سنگان است. بررسی‌های سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی توده‌های نفوذی، از اهداف مهم در شناخت جایگاه زمین‌ساختی ماگما (تکتونوماگمایی) است. از این‌رو، در این پژوهش، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و همچنین، جایگاه جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی پهنه ولکانیک-پلوتونیک خواف-کاشمر-بردسکن بررسی می‌شوند.

زمین‌شناسی

در این بررسی، منطقه‌های اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه بررسی می‌شوند. این دو منطقه در خاور مجموعه معادن سنگان و در نزدیکی روستاهای رهنه و فرزنه (از توابع تایباد) جای دارند. کهن‌ترین سازندهای این مناطق، شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های رسوبی ژوراسیک هستند (شکل ۳). سنگ‌های آهکی بلورین و گاه سنگ‌های دولومیتی تیره‌رنگ از واحدهای کربناته کرتاسه هستند که در جاهایی که شرایط زمین‌شناسی و زمین‌ساختی فراهم بوده است به اسکارن تبدیل شده‌اند (شکل ۳). در این سنگ‌ها کانی‌زایی اکسید آهن دیده می‌شود. ورود سیالات گرمابی در سنگ‌های کربناتی میزبان، تبلور دوباره سنگ‌های کربناتی، تبدیل آنها به مرمر و دولومیت، پیدایش کانی‌های اسکارن و کانه‌زایی آهن به‌صورت دیرزاد را در پی داشته است. در پی ماگماتیسم ترسیری سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی در این منطقه رخنمون پیدا کرده‌اند.

معدن سنگ آهن سنگان خواف در پهنه خواف-کاشمر- بردسکن جای دارد. این پهنه بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حد واسط و گاه مافیک با سن ترسیری ساخته شده است. این سنگ‌ها ترکیب داسیتی و آندزیتی دارند و توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیبی از گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت در آنها نفوذ کرده‌اند (Karimpour, 2004; Karimpour et al., 2006). پهنه ولکانیک-پلوتونیک خواف-کاشمر- بردسکن با گسترش خاوری-باختری و خمیدگی به‌سوی شمال، در شمال گسل درونه (گسل بزرگ کویر) جای دارد. چنانچه از یکسو، تا افغانستان و از سوی دیگر، بیارجمند در نظر گرفته شود، این پهنه دارای درازایی بیش از ۳۵۰ کیلومتر و پهنایی از ۱۵ تا ۸۰ کیلومتر است (شکل ۱).



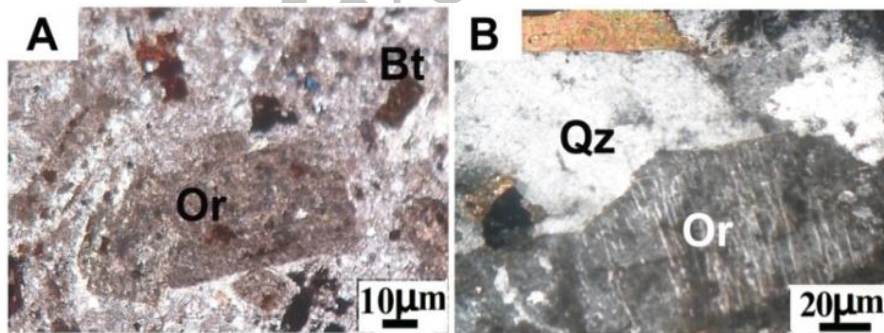
شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی در محدوده مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (جنوب‌خاوری مشهد، خراسان رضوی)

ویژگی‌های این توده است. مرز توده یادشده با واحدهای کربناتی و اسکارنی به‌صورت گسله است. می‌توان گفت که این توده از توده بیوتیت‌مونزونیت پورفیری، دگرسانی و هوازدگی کمتری دارد.

سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی

بیوتیت‌مونزونیت پورفیری: بافت این توده پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. نزدیک به ۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی درشت‌بلور دارد. آلکالی‌فلدسپار با اندازه ۱ تا ۳/۶ میلی‌متر و به میزان ۱۵ تا ۱۸ درصد حجمی، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز، آلبیت) با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر و به میزان ۱۵ تا ۱۸ درصد حجمی، کوارتز (۲ تا ۳ درصد حجمی) و بیوتیت‌های ۰/۲ تا ۱ میلی‌متری به میزان ۳ تا ۶ درصد حجمی از درشت‌بلورهای این سنگ‌ها هستند (شکل ۴- A).

برونزد کوچکی از توف‌های سبز رنگ ائوسن در باختر نقشه دیده می‌شود. توده نفوذی بیوتیت‌مونزونیت پورفیری با رنگ خاکستری (در صحرا) در باختر منطقه دیده می‌شود. این توده دارای دگرسانی و هوازدگی شدیدی بوده، بلورهای کشیده و سیاه بیوتیت در زمینه روشن خودنمایی می‌کنند. به نظر می‌رسد که این توده از اسکارن کهن‌تر باشد و دگرسانی گسترده در این توده پیامد محلول‌هایی باشد که سنگ‌های کربناته منطقه را دچار اسکارن‌زایی کرده‌اند. توده بیوتیت‌سینوگرانیت به رنگ صورتی کم‌رنگ (در صحرا) و با گسترده‌گی بیشتر در شمال و شمال‌خاوری نقشه دیده می‌شود (شکل ۳). بلورهای درشت پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار و بافت دانه‌درشت در نمونه دستی و ریخت‌شناسی (morphology) کمابیش ملاپم در منطقه از



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از توده‌های نفوذی در مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (جنوب‌خاوری مشهد). (A) توده بیوتیت‌مونزونیت پورفیری که به‌شدت دچار دگرسانی کربناتی و سیلیسی شده است؛ (B) توده بیوتیت‌سینوگرانیت که بافت هیپایدیومورف گرانولار و پرتیت در آن دیده می‌شود (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است: Bt: بیوتیت؛ Or: آلکالی‌فلدسپار؛ Qz: کوارتز)

کانی‌های کدر در زمینه سنگ دیده می‌شود. عملکرد سیال‌های گرمایی، دگرسانی ارتوکلاز و پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی (۱۰ درصد) و همچنین، دگرسانی گسترده کربناتی و سیلیسی (۶۰ درصد) را در پی داشته است.

زمینه سنگ از آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های کدر (مگنتیت)، فرعی و ثانویه و همچنین، رگچه‌های اکسید آهن ساخته شده است. به میزان ۳ تا ۵ درصد حجمی کانی‌های فرعی زیرکن و اسفن و همچنین،

از ۱/۶ تا ۵/۲ درصد وزنی، مقدار Na_2O از ۲/۵ تا ۴/۳ درصد وزنی و نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ از ۰/۳۷ تا ۲/۱۲ هستند. در نمودار Peccerillo و Taylor (۱۹۷۶)، نمونه‌ها سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا نشان می‌دهند (شکل ۵- B). اختلاف مقدار پتاسیم در دو نمونه می‌تواند پیامد جانشینی عنصر سدیم به جای پتاسیم در ساختار کانی‌هایی مانند آلکالی‌فلدسپار باشد. برپایه نسبت مولی $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در نمودار Shand (۱۹۴۳)، نمونه‌ها پرآلومینوس هستند و بیشتر آنها دارای A/CNK کمتر یا مساوی ۱/۱ هستند (شکل ۵- C). برپایه رده‌بندی Chappell و White (۲۰۰۱)، گرانیتوئیدهای نوع I دارای A/CNK کمتر از ۱/۱ و گرانیتوئیدهای نوع S دارای A/CNK بیش از ۱/۱ هستند (شکل ۵- C). همچنین، در نمودار Frost و همکاران (۲۰۰۱)، نمونه‌های توده نفوذی سرشت منیزیمی (شکل ۶- A) و کلسیک تا آلکالی کلسیک دارند (شکل ۶- B).

زمین‌شیمی عناصر فرعی و خاکی نادر: ضریب توزیع عناصر میان کانی و ماگما، مهم‌ترین عامل تغییرات ترکیب ماگمای پدیدآمده و همچنین، جدایش بلوری در هنگام تبلور است. ضریب توزیع عناصر میان کانی و ماگما به عوامل فراوانی، مانند نوع کانی، تغییرات ترکیب کانی و شرایط ذوب (مانند: فشار، میزان آب، فوگاسیته اکسیژن - CO) بستگی دارد. بسیاری از عناصری که ضریب توزیع کمتر از یک دارند (Y, Lu, Yb و در کانی گارنت) با ذوب‌بخشی کم وارد ماگما می‌شوند؛ اما مقدار اندکی از عناصری که دارای ضریب توزیع بیشتر از یک هستند (مانند: La و Ce در کانی گارنت) با ذوب‌بخشی کم وارد ماگما می‌شوند.

بیوتیت سینیوگرانیت: بافت این توده، هیپایدیومورف گرانولار، پرتیتی و گاه گرافیک است. کانی‌شناسی آن شامل آلکالی‌فلدسپار با اندازه ۱/۵ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر به میزان ۵۰ تا ۵۵ درصد حجمی، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز، آلبیت) به میزان ۵ تا ۱۲ درصد و با اندازه ۱ میلی‌متر تا ۱/۵ سانتی‌متر، کوارتز با اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر و به میزان ۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی و بیوتیت‌های ۰/۵ تا ۱ میلی‌متری به میزان ۵ تا ۸ درصد حجمی است (شکل ۴- B). گاه بلورهای هورنبلند که مقدار آنها به یک درصد حجمی می‌رسد، با اندازه ۰/۵ تا ۰/۸ میلی‌متر نیز دیده می‌شوند. کانی‌های فرعی زیرکن، اسفن، آپاتیت، مگنتیت و همچنین، کانی‌های کدر و فرعی تا ۵ درصد حجمی در زمینه سنگ دیده می‌شود. عملکرد سیال‌های گرمایی، دگرسانی ارتوکلاز و پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی (۱۰ درصد) و پیدایش کلسیت و کوارتز را در پی داشته است. در پی دگرسانی ارتوکلاز و پلاژیوکلاز، توده‌های نفوذی دچار دگرسانی بسیار ضعیف سریسیتی، آرژیلیکی، و به مقدار کمتر، سیلیسی و کربناته (در مجموع کمتر از ۵ درصد) شده‌اند.

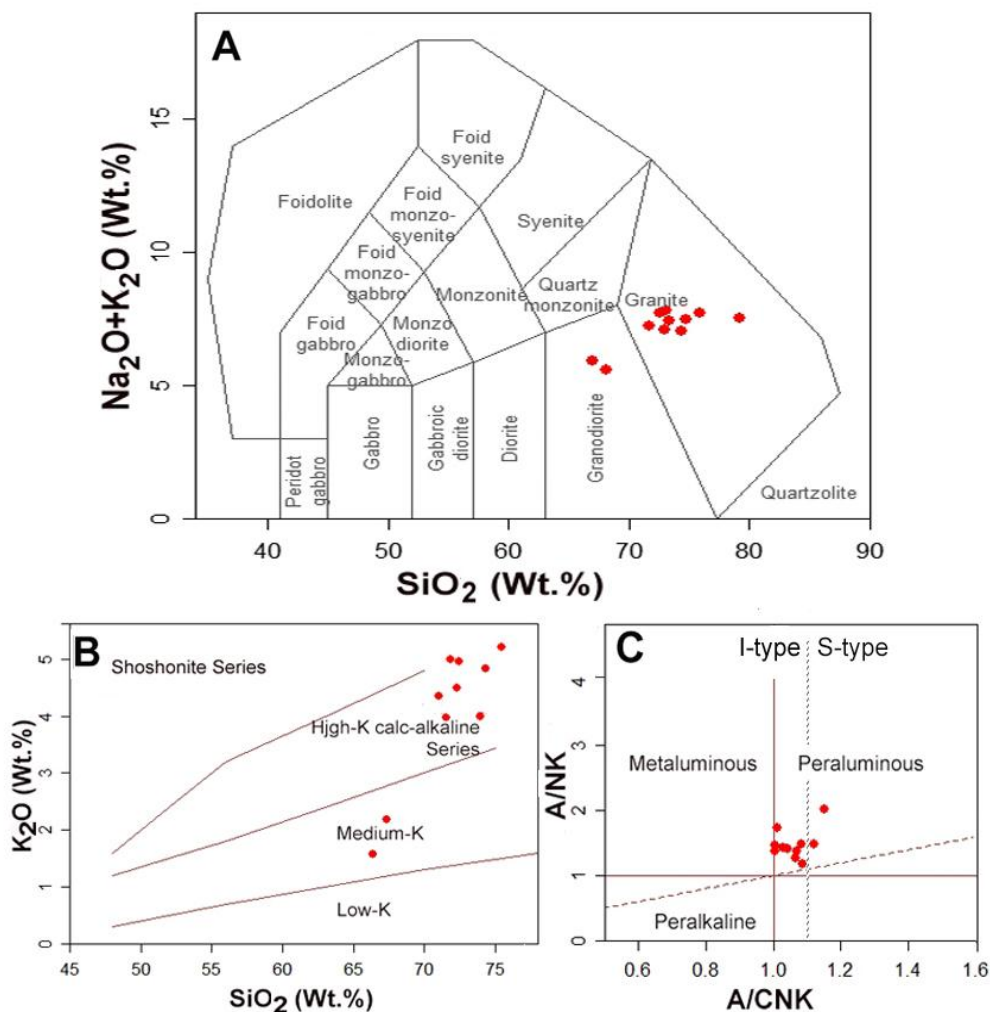
زمین‌شیمی توده‌های نفوذی

به‌علت دگرسانی شدید توده بیوتیت‌موزونیت پورفیری، انجام تجزیه زمین‌شیمیایی آن امکان‌پذیر نبود؛ از این‌رو، تنها توده بیوتیت‌سینیوگرانیت تجزیه شیمیایی شد که البته گستردگی بیشتری را نیز در منطقه دارد. در ادامه به بررسی داده‌های به‌دست آمده پرداخته می‌شود:

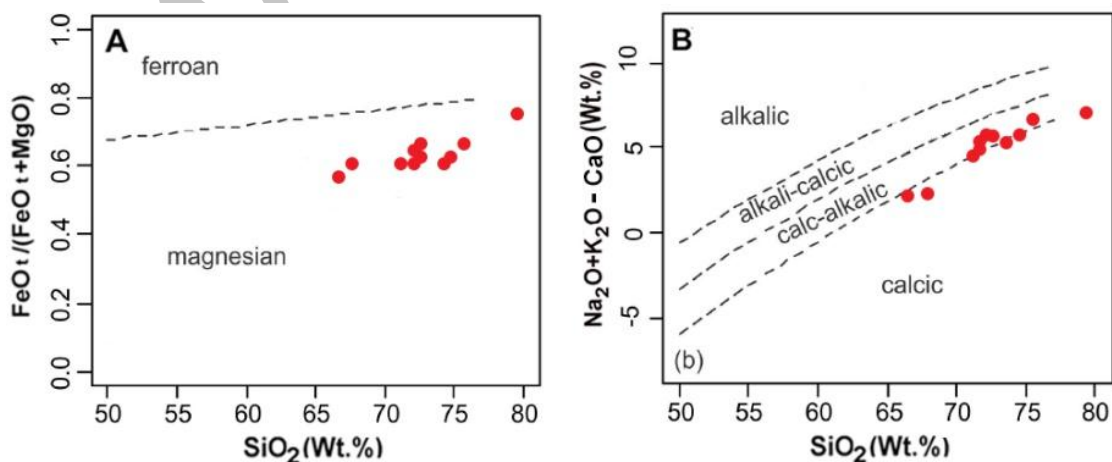
زمین‌شیمی اکسیدهای اصلی: مقدار SiO_2 از ۶۶/۴ تا ۷۹/۱ درصد وزنی است (جدول ۱). در نمودار Middlemost (۱۹۸۵)، جایگاه نمونه‌ها در محدوده گرانیت و گرانودیوریت است (شکل ۵- A). مقدار K_2O

جدول ۱- داده‌های اکسید عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی) و عنصرهای کمیاب و خاکی نادر (برپایه ppm) برای توده‌های نفوذی مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (جنوب‌خاوری مشهد).

Sample code	S4-31	S4-30	S4-29	S4-20	S4-45	S4-39	F-128	F-111	F-35	F-136	F-23
Rock type	Biotite syenogranite	Biotite syenogranite	Biotite syenogranite	Biotite syenogranite	Biotite syenogranite	Biotite syenogranite	Biotite syenogranite	Biotite syenogranite	Biotite syenogranite	Biotite syenogranite	Biotite syenogranite
Latitude	34°29'41"N	34°29'42"N	34°29'41"N	34°29'36"N	34°29'37"N	34°29'37"N	34°30'4"N	34°30'22"N	34°30'35"N	34°30'23"N	34°30'30"N
Longitude	60°34'3"E	60°34'2"E	60°34'1"E	60°33'47"E	60°34'12"E	60°34'5"E	60°34'35"E	60°34'42"E	60°35'36"E	60°34'30"E	60°35'23"E
Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	72.3	75.4	72.4	79.1	74.3	71.9	74.0	71.0	71.5	66.4	67.3
TiO ₂	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.5	0.3	0.5	0.4	0.9	0.8
Al ₂ O ₃	13.7	12.3	14.1	11.5	13.2	13.5	13.7	13.8	13.7	15.3	15.9
FeO _t	2.1	2.0	2.0	0.8	2.0	2.7	2.1	3.1	2.5	5.1	4.4
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	0.5	0.4	0.4	0.1	0.5	0.6	0.6	0.8	0.7	1.5	1.1
CaO	2.1	1.0	1.9	0.5	1.5	2.0	1.6	2.4	1.9	3.5	3.3
Na ₂ O	2.8	2.5	2.8	2.9	2.6	2.6	3.0	2.8	3.0	4.3	3.4
K ₂ O	4.5	5.2	5.0	4.7	4.8	5.0	4.0	4.4	4.0	1.6	2.2
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.5	0.3
LOI	1.3	0.6	0.8	0.3	0.5	0.9	0.5	0.9	2.0	0.7	1.0
Total	99.9	99.8	99.8	99.9	99.9	99.8	99.9	99.9	99.9	99.8	99.7
Ba	729	578	583	185	632	695	791	969	804	351	989
Rb	168	196	186	303	237	213	155	151	136	98.7	120
Sr	272	195	268	44.7	236	282	319	348	359	353	492
Nb	34.7	29.1	23.8	15	28	36.1	45.7	60	52.6	69.9	44.1
Ni	7	7	7	6	6	7	8	9	9	10	12
Co	4.6	4.4	3.1	1.5	5.1	2	4.6	7.1	4.3	17.9	11.1
Zn	15	6	7	5	13	7	12	21	19	21	9
Cr	112	115	116	178	105	102	68	83	90	62	62
La	59.4	71.7	67.6	54.1	87	80.6	76.3	76.2	63.7	59.1	58
Ce	116	111	96.3	71.9	110	126	143	175	151	153	121
Pr	10.8	9.62	8.16	5.15	9.37	11.2	14.2	18.2	15.5	17.7	12.6
Nd	34.7	29.1	23.8	15	28	36.1	45.7	60	52.6	69.9	44.1
Sm	5.1	4.1	3.8	1.9	4.6	5.9	6.9	9.1	8	14.2	6.9
Eu	1.23	0.84	0.94	0.19	0.94	1.27	1.11	1.76	1.83	1.8	2
Gd	4.57	3.96	3.33	1.83	4.25	5.24	6.59	8.09	7.02	12	6.12
Tb	0.57	0.44	0.45	0.35	0.66	0.83	0.73	1.09	0.96	1.83	0.82
Dy	3.22	2.63	2.5	1.43	2.99	4.18	4.15	5.89	4.72	11.7	4.19
Ho	0.56	0.36	0.55	0.29	0.57	0.8	0.77	1.02	0.9	2.38	0.68
Yb	1.5	1.6	2.3	1.9	2.2	3.2	2.2	3	2.9	7	2
Lu	0.4	0.3	0.44	0.35	0.35	0.48	0.34	0.54	0.49	1	0.36
Y	17.8	13.5	19.5	14.1	23.2	29.7	22.9	30.4	28.9	65.9	21.5
Cs	2.6	3.6	1.9	3.1	2.8	2.9	4.8	2.3	1.8	2.7	5.5
Ta	1.2	1	1.5	2.6	1.3	1.9	1.3	2	2	2.6	0.9
Hf	5	4	6	4	6	8	5	7	7	7	7
Ga	18	16	20	16	17	20	17	18	18	23	24
Pb	37	32	29	7	25	27	34	31	21	10	15
Th	35.4	45.7	47.4	68.3	42.7	57.2	35.2	39.4	37.8	17	17.2
U	4.31	4.79	3.92	10.3	5.06	5.75	3.9	5.1	3.96	3.86	1.73
K ₂ O/Na ₂ O	1.59	2.12	1.75	1.63	1.83	1.90	1.33	1.55	1.34	0.37	0.65
La _n /Yb _n	26.70	30.21	19.82	19.20	26.66	16.98	23.38	17.13	14.81	5.69	19.55
Eu/Eu*	0.78	0.64	0.81	0.31	0.65	0.70	0.50	0.63	0.75	0.42	0.94

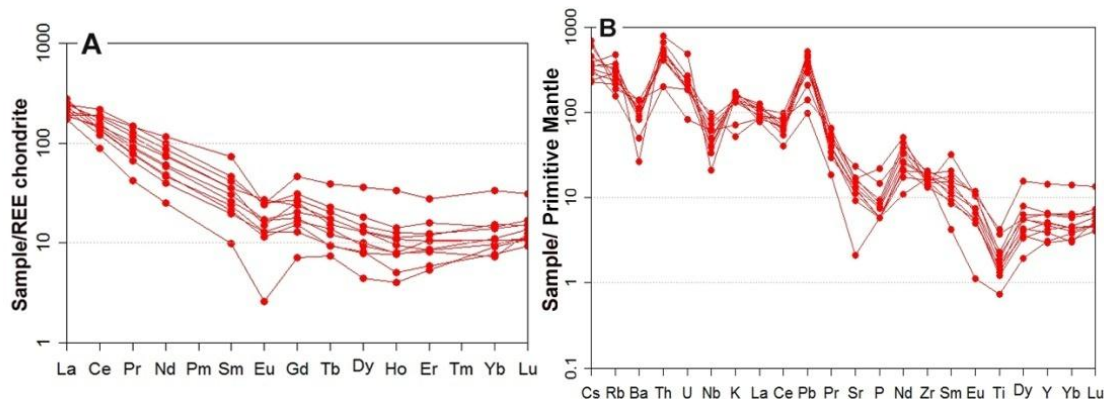


شکل ۵- جایگاه ترکیب توده‌های نفوذی مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (جنوب‌خاوری مشهد) در: (A) نمودار Middlemost (۱۹۸۵)؛ (B) نمودار Taylor و Peccerillo (۱۹۷۶)؛ (C) نمودار نسبت مولی $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در برابر $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (Shand, 1943)، با تغییرات پیشنهادی Chappell و White (۲۰۰۱)



شکل ۶- جایگاه ترکیبی توده‌های نفوذی مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (جنوب‌خاوری مشهد) در نمودارهای Frost و همکاران (۲۰۰۱): (A) نمودار $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ در برابر SiO_2 ؛ (B) نمودار Na_2O+K_2O-CaO در برابر SiO_2 در برابر نمودارهای Frost و

ذوب‌بخشی گوشته اولیه پی برد (Reagan and Gill, 1989). مقدار عناصر فرعی و خاکی کمیاب در جدول ۱ و در نمودار عنکبوتی بهنجارشده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۷) آورده و نشان داده شده‌اند.



شکل ۷- ترکیب توده‌های نفوذی مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (جنوب‌خاوری مشهد) در: (A) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)؛ (B) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Frost et al., 2001).

(B-۷). همچنین، تهی‌شدگی Ta و Nb می‌تواند نشان‌دهنده تهی‌شدگی پیشین در سنگ‌های مخزن گوشته باشد (Gust et al., 1997; Walker et al., 2001). عناصر HFSE می‌توانند در فازهایی مانند روتیل و ایلمنیت وارد شوند که این پدیده نشان‌دهنده ورقه فرورو است (Ryerson and Watson, 1987). مقدار کم Nb و Ti (جدول ۱؛ شکل B-۷) می‌تواند پیامد دارا بودن اکسیدهای Fe-Ti یا کانی‌های دارای Nb و Ti در پس‌مانده ماگمای مادر در محل مخزن باشد (Reagan and Gill, 1989; Martin, 1999).

جایگاه زمین‌ساختی

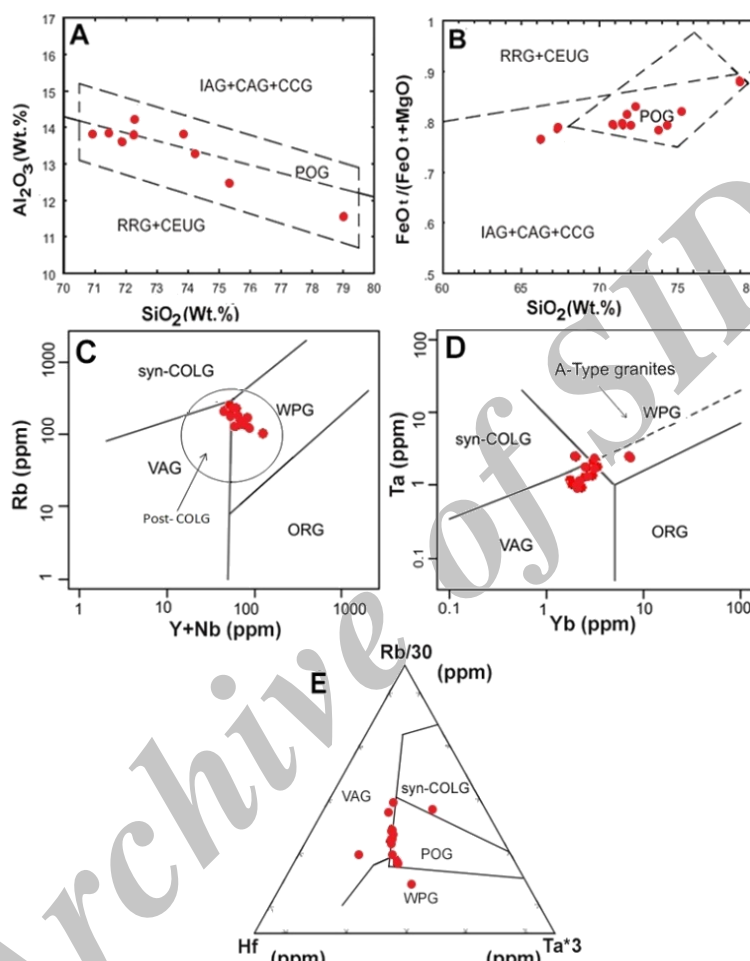
بر پایه مقادیر اکسیدهای اصلی و در نمودار Maniar و Piccoli (۱۹۸۹)، جایگاه زمین‌ساختی

با بررسی فراوانی REE در نمودارهای عنکبوتی می‌توان به ژرفای نسبی پیدایش ماگما، شناسایی نوع و درصد کانی‌های سنگ خاستگاه، شرایط ذوب، درصد ذوب، نوع ذوب و ... پی برد. از نسبت La_n/Yb_n نیز می‌توان دارا بودن گارنت و ژرفای ذوب را برآورد کرد. همچنین، از غنی‌شدگی LREE می‌توان به درجه کم

عناصر خاکی نادر، غنی‌شدگی کمابیش ملایمی از LREE را نشان می‌دهند (شکل A-۷). الگوی عناصر REE و مقادیر کم La_n/Yb_n که تغییراتی از ۵/۶۹ تا ۳۰/۲ نشان می‌دهد (جدول ۱) نشان‌دهنده پیدایش ماگما در ژرفای کمتر از گستره پایداری گارنت و یا کم‌بودن مقدار این کانی در ناحیه خاستگاه هستند. ناهنجاری منفی Eu و همچنین، مقادیر بسیار کم Eu/Eu^* که از ۰/۳ تا ۰/۹ است، می‌تواند پیامد حضور پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار در خاستگاه و یا جدایش بلوری این کانی باشد. در نمودار عناصر فرعی و کمیاب، غنی‌شدگی از عناصر کوچک‌یون (Cs, K, Rb, Ba) و عناصر ناسازگاری که رفتار همانند آنها دارند (مانند: Th) نسبت به عناصر بزرگ‌یون HFSE (Ti, Nb, Ta, Zr, Y) دیده می‌شود (شکل

Harris و همکاران (۱۹۸۶) و بر پایه مقدار Rb، Nb، Yb، Hf و Ta، نمونه‌ها در جایگاه زمین‌ساختی پهنه فرورانش و پس از برخورد جای می‌گیرند (شکل ۸).

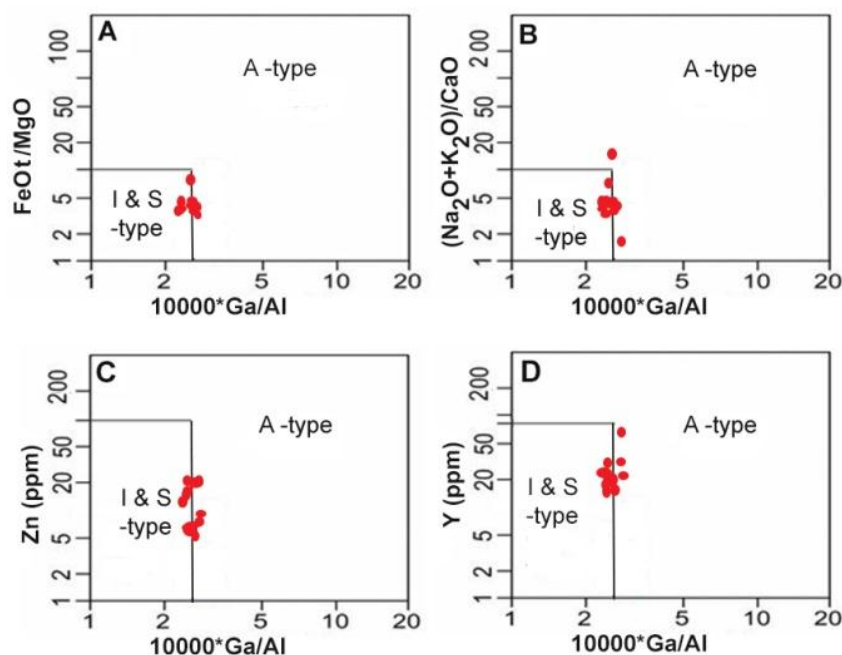
نمونه‌ها در محدوده پس از کوهزایی جای می‌گیرد (شکل‌های A-۸ و B-۸). همچنین، در نمودارهای Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) و Pearce و همکاران (۱۹۸۴)، Pearce (۱۹۹۶) و نمودار



شکل ۸- جایگاه توده‌های نفوذی مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (جنوب‌خاوری مشهد) در: A و B) نمودارهای Maniar و Piccoli (۱۹۸۹)؛ C و D) نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) (محدوده گرانیت‌های پس از کوهزایی از Pearce (۱۹۹۶) است)؛ E) نمودار Harris و همکاران (۱۹۸۶) (POG: گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی؛ CCG: گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای؛ IAG: گرانیتوئیدهای جزایر کمانی؛ RRG: گرانیتوئیدهای ریف‌ت؛ CEUG: گرانیتوئیدهای خشکی‌زایی؛ syn-COLG: گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد قاره‌ای؛ post-COLG: گرانیت‌های پس از کوهزایی؛ VAG: گرانیت‌های پهنه آتشفشانی پهنه فرورانش؛ WPG: گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای؛ ORG: گرانیت‌های پهنه گسترش)

گرانیت‌های تیپ A و گرانیتوئیدهای I و S است (Whalen *et al.*, 1987). بر پایه سنگ‌نگاری نمونه‌ها، دارابودن کانی‌های بیوتیت و مگنتیت و همچنین، نبود مسکوویت و گارنت، گویای این است که ویژگی‌های این توده‌ها به نوع I نزدیک است.

جایگاه ترکیبی توده‌های نفوذی این مناطق در نمودارهای عناصر اصلی FeO/MgO و Na_2O+K_2O/CaO در برابر $10000 \cdot Ga/Al$ (شکل‌های A-۹ و B-۹) و عناصر فرعی Zn و Y در برابر $10000 \cdot Ga/Al$ (شکل‌های C-۹ و D-۹) در مرز



شکل ۹- جایگاه توده‌های نفوذی مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (خراسان رضوی) در: A و B) نمودارهای عناصر اصلی در برابر $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ (Whalen et al., 1987)؛ C و D) نمودارهای عناصر فرعی در برابر $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$

بحث و نتیجه‌گیری

فلدسپارهاست. تهی‌شدگی Sr-Eu نشانه جدایش پلاژیوکلاز و تهی‌شدگی Ba-Eu گویای جدایش آلکالی‌فلدسپار است (Wu et al., 2003). کاهش بیشتر Ba نسبت به Sr (شکل‌های B-10 و A-10) نشان می‌دهد که در مرحله‌های نخستین، جدایش پلاژیوکلاز و بیوتیت بیش از آلکالی‌فلدسپار بوده است و با پیشرفت تحولات ماگمایی، مقدار Sr تهی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد (شکل‌های A-10 و B-10). همچنین، آلکالی‌فلدسپار بیشتر از پلاژیوکلاز و بیوتیت دچار جدایش شده و با پیشرفت بیشتر تحولات، جدایش بیشتر آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت روی داده است (شکل C-10). افزون‌براین، به نظر می‌رسد که کانی‌های فرعی بیشتر تحولات عناصر خاکی کمیاب را کنترل می‌کنند (شکل D-10). جدایش کانی‌های فرعی بیشتر درباره آلانیت و مونازیت روی داده است تا آپاتیت. جدایش آپاتیت و آلانیت کاوشدن نمودار تغییرات REE را در پی دارد (Wu

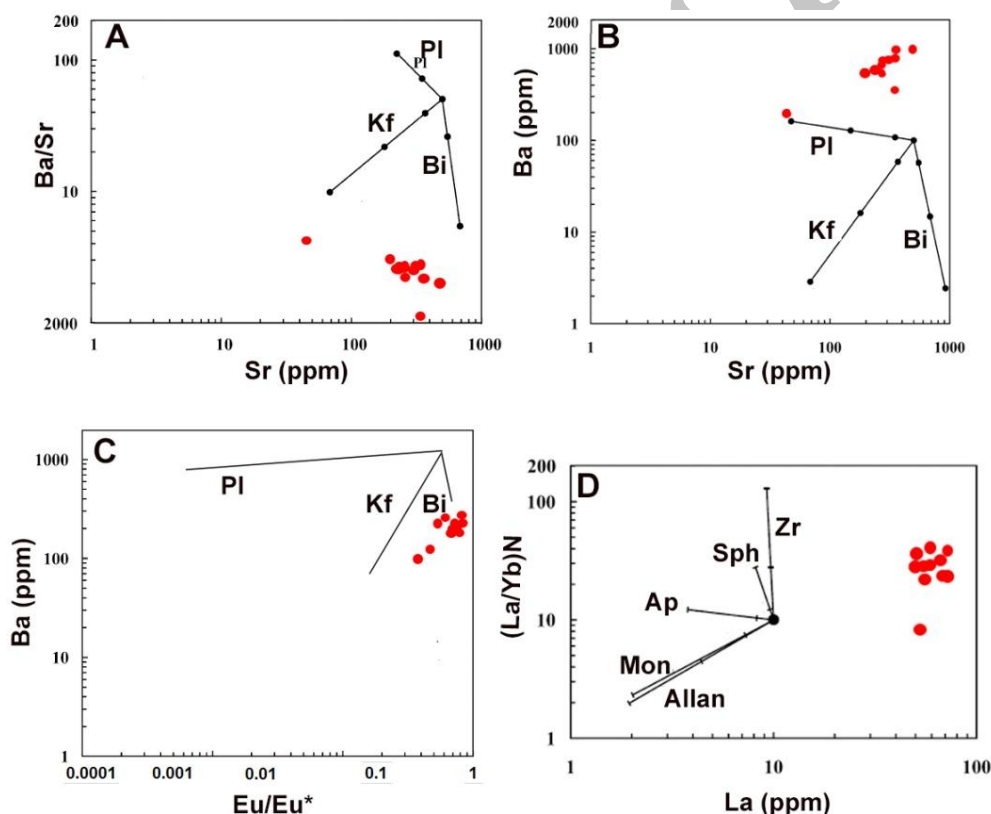
جدایش فلدسپارها نشان‌دهنده تحولات ماگماهای فلسیک است. جدایش فلدسپار، بیوتیت، آپاتیت، مونازیت و ایلمنیت، نقش مهمی را در هنگام پیدایش گرانیت‌های گوناگون بازی می‌کند. جدایش بیوتیت و فلدسپار علت اصلی تغییرات در عناصر اصلی است. همزمان، فلدسپار تغییرات Sr، Rb و Ba را نیز کنترل می‌کند. کانی‌های فرعی آپاتیت، مونازیت و آلانیت REE را تغییر می‌دهند. از این‌رو، بررسی تغییرات مقدار Ba، Sr و Eu بسیار مهم است. جدایش Eu نشان‌دهنده جدایش آلکالی‌فلدسپار و یا پلاژیوکلاز در هنگام تحولات ماگمایی است؛ هرچند آنومالی منفی Eu می‌تواند پیامد شرایط احیا در هنگام پیدایش سنگ باشد (در اینجا برخی نمونه‌ها دارای پذیرفتاری مغناطیسی کمتر از $10^{-5} \times 300$ هستند). سنگ‌های مافیک، آنومالی شدید Eu ندارند و آنومالی Eu منفی سنگ‌های فلسیک و جدایش

برپایه رده‌بندی White و Chappell (۲۰۰۱)، در محدوده گرانیت‌های نوع I جای می‌گیرند و میزان آلکالی بالایی دارند. بالابودن مقدار K_2O نشانه دارابودن پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت در خاستگاه است (Jiang *et al.*, 2005).

مقدار FeOt کم و از ۰/۸ تا ۵ درصد وزنی در تغییر است. همچنین، دامنه تغییرات FeOt/MgO از ۰/۷۷ تا ۸ و مقدار FeOt/FeOt+MgO از ۰/۸۹ تا ۰/۸۹ متغیر هستند. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده سرشت منیزی توده‌های نفوذی است (شکل ۶).

(*et al.*, 2003). در این پژوهش، نمودار تغییرات REE کمابیش هموار بوده و جدایش شدیدی در این کانی‌ها روی نداده است (شکل ۷-A). به‌علت تشابه ضریب مشارکت، جدایش تیتانیت می‌تواند رفتاری همانند آپاتیت داشته باشد. مونازیت نیز رفتاری همانند آلانیت دارد و تنها چولگی مثبت به سوی HREE را پدید می‌آورد (Wu *et al.*, 2003).

گرانیت‌های این مناطق سرشار از Si (۶۶/۴ تا ۷۹ درصد وزنی)، پرآلمینوس (همان‌گونه که گفته شد بیشتر نمونه‌ها دارای A/CNK کمتر از ۱/۱ هستند و



شکل ۱۰- جایگاه ترکیبی توده‌های نفوذی مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (خراسان رضوی) در: A و B) نمودار Sr برابر Ba و نمایش پیدایش پلاژیوکلاز، فلدسپار و بیوتیت هنگام جدایش بلوری (Hanson, 1978); C) نمودار Eu/Eu^* برابر Ba و نمایش پیدایش پلاژیوکلاز، فلدسپار و بیوتیت در هنگام جدایش بلوری (Breaks and Moore, 1992); D) نمودار تغییرات عناصر REE هنگام تبلور و جدایش کانی‌های فرعی (Arth, 1976; Green and Pearson, 1986; Mahood and Hildreth, 1983; Green *et al.*, 1989; Yurimoto *et al.*, 1990)

و الگوی مثبت تا نزدیک به هموار از HREE را نشان می‌دهد که با گرانیت‌های به‌شدت

بررسی مقادیر REE در نمودار عنکبوتی (شکل ۷-A) آنومالی منفی Eu، جدایش ملایم از LREE

سرشار از آلکالین (Landenberger and Collins, 1996; Jiang *et al.*, 2005). به پیشنهاد برخی پژوهشگران، گرانیتهای گروه A زیرمجموعه گروه I هستند (Bonin, 2007)؛ هرچند بررسی‌های Landenberger و Collins (۱۹۹۶) در استرالیا این پیشنهاد را دچار چالش کرده است و نیازمند بررسی‌های بیشتر و کامل‌تر است (Zhao *et al.*, 2008).

Landenberger و Collins (۱۹۹۶) بر این باورند که مقدار عناصر فرعی و کمیاب (مانند: Ga, Sc, Ce/Nb و Y/Nb) برای شناسایی نوع گرانیتهای قابل اعتماد نیستند؛ زیرا تغییرات آنها با کانی‌های فرعی کنترل می‌شود و مقدار عناصر فرعی با جدایش افزایش می‌یابد؛ به‌گونه‌ای که هیچ شباهتی به ماگمای مادر نخستین ندارد. Whalen و همکاران (۱۹۸۷) پیشنهاد داده‌اند که در نمودارهای شناسایی تیپ گرانیتهای با تغییرات اندک در مقدار Ga و یا Al، نمونه‌ها در محدوده متفاوتی جای می‌گیرند. البته در مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه نیز افزایش در نسبت $10000 * Ga/Al$ جای‌گرفتن نمونه‌ها در گرانیتهای تیپ A را در پی دارد (شکل ۹). برای نمونه‌های مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه، این نسبت از $2/4$ تا $2/8$ تغییر می‌کند و مقادیر بیشتر از $2/5$ در محدوده گرانیتهای گروه A قرار می‌گیرند. از دیدگاه تغییرات عناصر اصلی در محور عمودی نمودارها برای FeO/MgO و Na_2O+K_2O/CaO (شکل‌های ۹-A و ۹-B) و عناصر فرعی Zn و Y (شکل‌های ۹-C و ۹-D)، مقادیر در محدوده گرانیتهای تیپ I و S جای می‌گیرند. هر دو نوع گرانیتهای تیپ A و I، دارای مقادیر فراوانی از Ga هستند. از این‌رو،

جدایش‌یافته I و A همخوانی دارند (Champion and Chappell, 1992). آنومالی منفی Sr, Ba, Eu و Ti, Ce, La در هر گرانیتهای پرآلکالین A (Han *et al.*, 1997) و گرانیتهای جدایش‌یافته I یکسان است (Champion and Chappell, 1992). رفتار REE در هر دو نوع گرانیتهای جدایش‌یافته I و A مانند هم است؛ اما الگوی REE^{3+} در گرانیتهای گروه A هموارتر است (Wu *et al.*, 2003; Aliani *et al.*, 2012).

به باور Loiselle و Wones (۱۹۷۹) گرانیتهای نوع A وابسته به پهنه‌های غیرکوهزایی هستند؛ اما بررسی‌ها نشان می‌دهد که گرانیتهای A در همه پهنه‌ها، از درون صفحه‌ها تا حاشیه صفحه‌ها، می‌توانند پدید آیند (Bonin, 2007). به‌هرحال، گرانیتهای A نشانه محیط‌های کشتی هستند. بررسی‌های ایزوتوپی نشان می‌دهد که این گرانیتهای می‌توانند هم از گوشته و هم از پوسته مشتق شوند (Trumbull *et al.*, 2004; Goode and Vervoort, 2006; Wei *et al.*, 2008).

پژوهشگران بسیاری گرانیتهای گروه A را تعریف کرده‌اند (Loiselle and Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Creaser *et al.*, 1991; King *et al.*, 1997; Bonin, 2007). هرچند درباره خاستگاه آنها هست؛ اما چندین مدل برای زایش آنها پیشنهاد شده است:

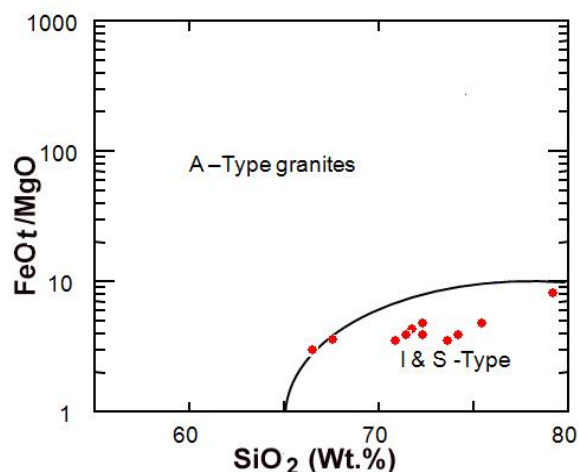
- (۱) جدایش بلوری از ماگمای بازالتی آلکالین (Loiselle and Wones, 1979; Turner *et al.*, 1992)؛
- (۲) ذوب‌بخشی از گرانولیت (پوسته زیرین کمابیش سخت) (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987)؛
- (۳) ذوب‌بخشی دما بالای گرانیتهای گروه I تونالیتی (Creaser *et al.*, 1991; King *et al.*, 1997)؛
- (۴) ذوب‌بخشی شارنوکیت تهی‌نشده، بی‌آب و

باغک و دردوی) (Golmohammadi *et al.*, 2014; Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2013) نشان می‌دهد که ماگمای غنی از SiO_2 (۶۳ تا ۷۰ درصد وزنی) این توده‌ها بیشتر سرشت متآلومینوس، منیزیمی، آکالی کلسیک تا آکالیک و شوشونیتی تا التراپتاسیک دارد و از گرانیتهای نوع I و اکسیدان است. از دیدگاه پذیرفتاری مغناطیسی، این سنگ‌ها در گروه سری مگنتیت هستند و غنی‌شدگی ملایمی از LREE نشان می‌دهند. بالابودن مقدار Nb در این توده‌ها به نقش آرایش مذاب با پوسته قاره‌ای بستگی دارد. بازه سنی این توده‌ها ۳۹ تا ۴۲ میلیون سال پیش است (Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2013; Golmohammadi *et al.*, 2014).

بررسی توده‌های گرانیتهی برمانی و سرخر در جنوب‌خاور سنگان (Golmohammadi *et al.*, 2014) نشان می‌دهد که مقدار SiO_2 در این توده‌ها از ۶۵ تا ۷۰ درصد وزنی است و سرشت متآلومینوس تا کمی پرآلومینوس و بیشتر شوشونیتی دارند. مقدار $\text{FeO}^{\text{I}}/\text{FeO}^{\text{I}}+\text{MgO}$ آنها کم (۰/۵ تا ۰/۹) بوده و بیشتر منیزیمی هستند و بیشترین میزان P_2O_5 برابر ۰/۱۲ درصد وزنی است. در نمودار REE غنی‌شدگی از LREE دیده می‌شود. در نمودار بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نیز غنی‌شدگی از عناصر HFSE (مانند: Ga, Hf, Nb, Ta, Y و Zr) و کاهیدگی شدید در Ba و Sr دیده می‌شود (شکل ۱۲). جایگاه زمین‌ساختی آنها پس از کوهزایی است و از گرانیتهای نوع A شناخته شده‌اند؛ هرچند سرشت منیزیمی این توده‌ها با همانند گرانیتهای تیپ A نیست. این توده‌ها به

پیشنهاد شده است که مقدار اکسیدهای اصلی برای رده‌بندی و شناسایی گروه گرانیتهای به‌کار گرفته شود (Whalen *et al.*, 1987). یکی از این نمودارها، نمودار SiO_2 در برابر $\text{FeO}^{\text{I}}/\text{MgO}$ (Eby, 1990) است (شکل ۱۱) نمونه‌ها در این نمودار در محدوده گرانیتهای تیپ I جای می‌گیرند. بررسی تغییرات عناصر فرعی و کمیاب در همه نمونه‌ها نشان‌دهنده جدایش بلوری در جدایش پلاژیوکلاز، بیوتیت و آکالی‌فلدسپار و کانی‌های فرعی است. پس این توده‌ها از نوع I جدایش یافته هستند و در پی جدایش بلوری از یک ماگمای گرانیتهی I و تهی از P (میانگین P_2O_5 برابر ۰/۱۲ درصد وزنی) پدید آمده‌اند.

گرانیتهای سم‌آهنی و فرزنه در مقدار عناصر HFSE، به‌ویژه Ga و Nb، افزایش نشان می‌دهند و این افزایش به جدایش گرانیتهای I وابسته است (Champion and Chappell, 1992).

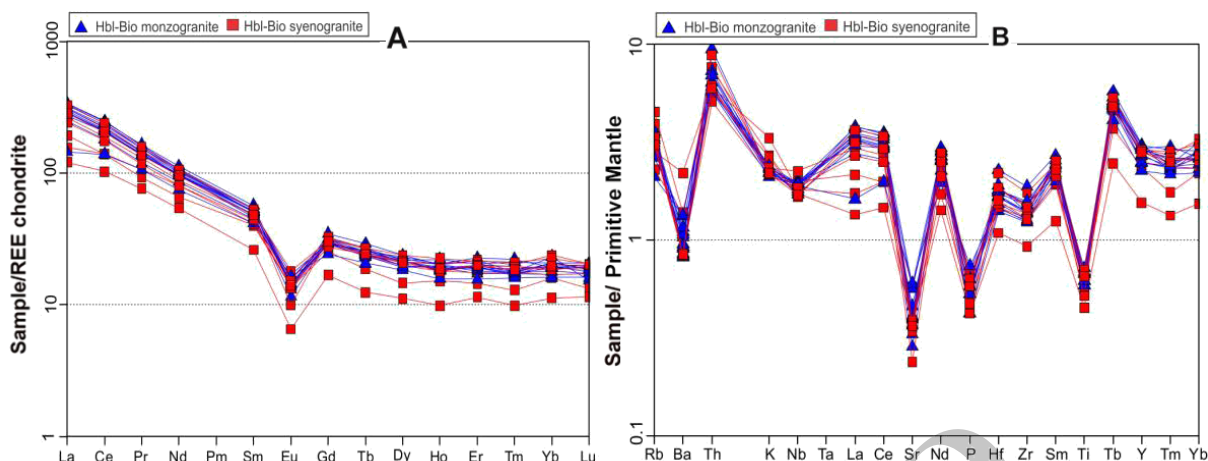


شکل ۱۱- جایگاه توده‌های نفوذی مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه (خراسان رضوی) در نمودار SiO_2 در برابر $\text{FeO}^{\text{I}}/\text{MgO}$ (Eby, 1990)

بررسی زمین‌شیمیایی توده‌های باختری و مرکزی (شامل ناحیه‌های A، C شمالی و جنوبی،

سن ۴۱ میلیون سال پیش هستند
(Golmohammadi *et al.*, 2014).

Archive of SID



شکل ۱۲- نمودارهای عنکبوتی توده‌های گرانیتی برمانی و سرخر در جنوب‌خاوری معدن سنگان (Golmohammadi *et al.*, 2014): (A) عناصر خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984); (B) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و خاکی نادر بهنجارشده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

ویژگی‌های گرانیت‌های I و A بسیار به یکدیگر نزدیک است. جدایش بلوری پیدایش گرانیت‌هایی را در پی دارد که بسیار از MgO , FeO , TiO_2 , CaO , Ba , Sr و Eu تهی و از Th , Rb و U سرشار شده‌اند. گرانیت‌های فلسیک I می‌توانند در پی رویداد درجه‌های گوناگون ذوب‌بخشی سنگ مادر (پروتولیت) آندزیت-داسیتی و یا در پی فرآیندهای دو مرحله‌ای از ذوب دوباره سنگ‌های حد واسط پدید آیند (Champion and Chappell, 1992).

از سوی دیگر، سرشت توده‌های ناحیه مرکزی و باختری در منطقه سنگان نیز که از نوع I شناخته شده است (Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2013; Golmohammadi *et al.*, 2014)، از دیدگاه سنی و جایگاه زمین‌ساختی با توده‌های سرخر و برمانی (جنوب‌خاور معدن سنگان) همانند بوده و با این توده‌ها و توده‌های مناطق اکتشافی سم‌آهنی و فرزنه شباهت‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند. تفاوت‌ها را می‌توان به فرآیندهای جدایش و آمیزش وابسته دانست؛ هرچند که اظهار نظر قطعی نیازمند داشتن داده‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی در مناطق بررسی شده است.

برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی و تغییرات عناصر اصلی و فرعی به نظر می‌رسد توده‌های سرخر و برمانی (در جنوب‌خاوری معدن سنگان) دارای سرشت دوگانه A و I بوده و بی‌شباهت به ویژگی‌های یادشده برای مناطق بررسی شده و گرانیت‌های جدایش‌یافته I نیستند.

مقادیر REE در توده‌های سرخر و برمانی و همچنین، مناطق بررسی شده، نشان‌دهنده آنومالی منفی Eu، جدایش ملایم از LREE، الگوی مثبت تا نزدیک به هموار HREE، آنومالی منفی Sr، Ba، Ce، La، Ti و Eu و افزایش در عناصر HFSE از جمله Ga و Nb بوده (شکل ۱۲) و همگی گویای آنست که پیدایش این توده‌ها به جدایش گرانیت‌های I وابسته بوده است (Champion and Chappell, 1992).

همچنین، تغییرات عناصر اصلی (مانند: Rb، Ba و Sr) با جدایش آلکالی‌فلدسپار و جدایش REE با کانی‌های فرعی (مانند: آپاتیت، آلانیت و مونازیت) کنترل می‌شود (Wu *et al.*, 2003). این پدیده در توده‌های به‌شدت جدایش‌یافته I دور از انتظار نیست.

سپاس‌گزاری

سپاس‌گزاری می‌شود. نویسندگان، مراتب سپاس و قدردانی خود را از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور برای انجام تجزیه‌های XRF، سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برای پشتیبانی مالی از این طرح و همچنین، مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به‌جا می‌آورند.

این مقاله مربوط به طرح شماره ۳، به شماره ۲۷۱۱۸/۳ به تاریخ ۱۳۹۲/۲/۲۰، دانشگاه فردوسی مشهد است و با پشتیبانی این دانشگاه انجام شده است. از کارمندان معدن سنگان خواف، به‌ویژه مدیریت، کارکنان اکتشاف و همچنین، جناب آقای دکتر گل‌محمدی

منابع

- Aliani, F., Miri, M. M. and Maanijou, M. (2012) Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A2-type granitoids. *Petrology* 3: 1-16 (in Persian with English abstract).
- Arth, J. G. (1976) Behaviour of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their applications. *U. S. Geological Survey, Journal of Research* 4: 41-47.
- Bonin, B. (2007) A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97: 1-29.
- Boynnton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-108. Elsevier, Amsterdam.
- Breaks, F. W. and Moore, J. M. (1992) The Ghost Lake batholith, Superior province of northwestern Ontario: a fertile, S-type, peraluminous granite-rare-element pegmatite system. *The Canadian Mineralogist* 30: 835-876.
- Champion, D. C. and Chappell, B. W. (1992) Petrogenesis of felsic I-type granites: an example from northern Queensland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 115-126.
- Chappell, B. and White, A. (2001) Two contrasting granite types 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australian. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 189-200.
- Creaser, R. A., Price, R. C. and Wormald, R. J. (1991) A-type granites revisited: assessment of a residual source model. *Journal of Geology* 19: 163-166.
- Eby, G. N. (1990) The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-134.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, G., Collins, W. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri, S. A. (2013) Petrology and zircon U-Pb dating of intrusive rocks from A, C-south, and Dardvay districts, Sangan iron stone mine, Khaf. *Journal of Economic Geology* 2(5): 155-174 (in Persian with English abstract).
- Golmohammadi, A., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri, S. A. (2015) Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews* 65(2): 545-563.
- Golmohammadi, A., Mazaheri, S. A. and Karimpour, M. H. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2014) Zircon U-Pb dating and geochemistry of Sarkhar and Bermani granitic rocks, East of Sangan iron mine, Khaf. *Petrology* 17: 83-102 (in Persian with English abstract).
- Goode, J. W. and Vervoort, J. D. (2006) Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 243: 711-731.

- Green, T. H. and Pearson, N. J. (1986) Rare-earth element partitioning between titanite and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature. *Chemical Geology* 55: 105–119.
- Green, T. H., Sie, S. H., Ryan, C. G. and Cousens, D. R. (1989) Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature. *Chemical Geology* 74: 201–216.
- Gust, D. A., Arculus, R. A. and Kersting, A. B. (1997) Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist* 35: 347–365.
- Han, B. F., Wang, S. G., Jahn, B. M., Hong, D. W., Kagami, H. and Sun, Y. L. B. (1997) Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chemical Geology* 138: 135–159.
- Hanson, G. N. (1978) The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters* 38: 26–43.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special Publications 19: 67–81. Geological society, London.
- Jiang, Y. H., Ling, H. F., Jiang, S. Y., Fan, H. H., Shen, W. Z. and Ni, P. (2005) Petrogenesis of a late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg, potassic, quenched enclaves at Xiangshan, Southeast China. *Journal of Petrology* 46: 1121–1154.
- Karimpour, M. H. (1991) Source and formation of Sangan iron mine. In: *Proceeding of Iron Stone Conference, Tehran, Iran* (in Persian with English abstract).
- Karimpour, M. H. (2004) Mineralogy, alteration, source rock, and tectonic setting of Iron-oxides Cu–Au deposits and examples of Iran. In: *Proceeding of 11th Conference of the Iranian Society of Crystallography and Mineralogy, Yazd, Iran*, (in Persian with English abstract).
- Karimpour, M. H. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2008) Skarn geochemistry, mineralogy and petrology of source rock Sangan iron mine, Khorasan Razavi. Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 65: 108–125 (in Persian with English abstract).
- Karimpour, M. H. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2006) Comparison of the geochemistry of source rocks at Tanbnurjeh Au-bearing magnetite and Sangan Au-free magnetite deposits, Khorasan Razavi, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 13(1): 3–26 (in Persian with English abstract).
- Karimpour, M. H., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2006) Geochemistry, petrology and mineralization of Tannurjeh porphyry gold–copper. *Journal of Sciences* 32: 175–189 (in Persian with English abstract).
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M. (1997) Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38: 371–391.
- Landerberger, B. and Collins, W. J. (1996) Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *Journal of Petrology* 37: 145–170.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America abstracts with programs* 11: 468.
- Mahood, G. and Hildreth, W. (1983) Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47: 11–30.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Golmohammadi, A. (2013) Zircon U-Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-north and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 64: 256–271.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of*

- America Bulletin 101: 635–643.
- Martin, H. (1999) The adakitic magmas: modern analogues of Achaean granitoids. *Lithos* 46(3): 411–429.
- Middlemost, A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks*. Longman Group, UK.
- Pearce, J. A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19(4): 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956–983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63–81.
- Reagan, M. K. and Gill, J. B. (1989) Coexisting calcalkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research* 94: 4619-4633.
- Ryerson, F. J. and Watson, E. B. (1987) Rutile saturation in magmas: implications for Ti Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 225–239.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks*. 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, US.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. The Geological Society of London, Special Publication 42: 313–345.
- Thompson, R. N. (1982) Magmatism of the British Tertiary province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49–107.
- Trumbull, R. B., Harris, C., Frindt, S. and Wigand, M. (2004) Oxygen and neodymium isotope evidence for source diversity in Cretaceous anorogenic granites from Namibia and implications for A-type granite genesis. *Lithos* 73: 21–40.
- Turner, S. P., Foden, J. D. and Morrison, R. S. (1992) Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos* 28: 151–179.
- Walker, J. A., Patino, L. C., Carr, M. J. and Feigenson, M. D. (2001) Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 533-543.
- Wei, C. S., Zheng, Y. F., Zhao, Z. F. and Valley, J. W. (2002) Oxygen and neodymium isotope evidence for recycling of juvenile crust in northeast China. *Geology* 30: 375–378.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407–419.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q., Ge, W. C. and Sun, D. Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241–273.
- Yurimoto, H., Duke, E. F., Papike, J. J. and Shearer, C. K. (1990) Are discontinuous chondrite-normalized REE patterns in pegmatitic granite systems the results of monazite fractionation? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2141–2145.
- Zhao, X. F., Zhou, M. F., Li, J. W. and Wu, F. Y. (2008) Association of Neoproterozoic A- and I-type granites in South China: implications for generation of A-type granites in a subduction-related environment. *Chemical Geology* 257(1): 1–15.