

ژئوشیمی توده‌های نفوذی، سنگ‌شناسی اسکارن، کانی‌شناسی و شیمی ماده معدنی در آنومالی سنجدک I، خاور مجموعه معدنی سنگان خواف

نازی مظهری^۱، آزاده ملک‌زاده شفارودی^۲ و مجید قادری^۳

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

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۶/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۱/۲۸

چکیده

منطقه اکتشافی سنجدک I، از آنومالی‌های خاوری مجموعه کانسارهای سنگ آهن سنگان است. زمین‌شناسی این منطقه شامل ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های ژوراسیک، واحدهای اسکارنی و توده نیمه‌ژرف ترشیری با ترکیب بیوتیت سینوگرانیت و بیوتیت موزونیت است. به دلیل دگرسانی شدید در توده بیوتیت موزونیت پورفیری، مطالعات ژئوشیمیایی روی توده بیوتیت سینوگرانیت متمرکز شده است. این توده گرانولار دارای فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های فرعی زیرکن، اسفن، آپاتیت و مگنتیت بوده و دگرسانی ضعیف سریستی، آرژیلیک، و کمتر سیلیسی در این توده دیده می‌شود. توده بیوتیت سینوگرانیت، غنی از سیلیس (۶۸/۷ تا ۷۷/۲ درصد وزنی) و پرآلومینوس بوده و از تبلور تفریقی یک ماگمای گرانیتی I و فقیر از P (میانگین P_2O_5 ۰/۸ درصد وزنی) منشأ گرفته است. این توده متعلق به گرانیتویدهای نوع I و اکسیدان است. مقادیر REE نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی Eu، غنی‌شدگی ملایم از LREE، الگوی مثبت تا نزدیک به مسطح از HREE و بی‌هنجاری منفی Ba، Sr، La، Ce، Ti و Eu است. همچنین بر پایه مقادیر Rb، Nb، Yb، Hf و Ta موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌ها در محدوده پهنه فرورانش و پس از برخورد قرار می‌گیرد. مهم‌ترین رخداد در منطقه اکتشافی سنجدک I نفوذ سیال‌های آهن‌دار در سنگ‌های کربناته، تبلور دوباره آنها، اسکارن‌زایی (پیشرونده و پسرونده) و نهشته شدن کانسار آهن است که با حضور کانی‌های کالک‌سیلیکاتی توجیه می‌شود. اسکارن‌های منطقه بر پایه فراوانی کانی‌های کالک‌سیلیکاتی و نوع آنها به ۴ پهنه گارنت‌اسکارن، فلوگوپیت‌اسکارن، اپیدوت‌اسکارن و آمفیبول‌اسکارن تفکیک شده‌اند. ترکیب گارنت‌ها بر پایه تجزیه ریزکاو الکترونی، آندرادیت-گروسولار ($Gr_{0.55-32} Sps_{0.1-39}$) و پیروکسن‌ها از نوع دیوپسیدی-هدنبرگیتی ($Di_{63-92} Hd_{4-35} Jo_{0.5-3.9}$) است. کانی‌سازی در این منطقه به صورت توده‌ای و چینه‌سان در سنگ‌های آهنی دولومیتی صورت گرفته و کانه اصلی مگنتیت است که با مقادیری پیریت، مالاکیت و اکسیدهای ثانویه آهن همراهی می‌شود. عیار آهن نیز ۹۱/۷ درصد است و مقدار گوگرد به ۰/۳ درصد می‌رسد. آنومالی سنجدک I در امتداد خاوری کانسار درودی (در بخش مرکزی معدن سنگان) قرار می‌گیرد و شباهت‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی، شیمی کانی‌های اسکارن و ترکیب پیروکسن‌ها و گارنت‌ها در این منطقه نشان می‌دهد که آنومالی سنجدک I، ادامه کانسار درودی بوده که توسط گسل اصلی با روند جنوب خاور-شمال باختر از آن جدا شده است.

کلیدواژه‌ها: سنجدک I، تجزیه ریزکاو الکترونی، اسکارن آهن، معدن سنگان خواف، کمر بند خواف، کاشمر-بردسکن.

*نویسنده مسئول: آزاده ملک‌زاده شفارودی

E-mail: shafaroudi@um.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

آثاری از معدن کاری کهن و برداشت مقادیری ماده معدنی به چشم می‌خورد. هدف این پژوهش، تهیه نقشه زمین‌شناسی به منظور تفکیک و شناسایی توده‌های نفوذی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و موقعیت زمین‌ساختی آنها، تفکیک پهنه‌های اسکارنی، بررسی کانی‌شناختی پهنه‌های اسکارن و شیمی اسکارن و ماده معدنی و همچنین ارتباط این بی‌هنجاری با دیگر کانسارها در بخش اصلی معدن سنگان و به‌ویژه کانسار همجوار در باختر آن، کانسار درودی، است.

۲- روش انجام پژوهش

برای دست‌یابی به اهداف مورد نظر در این پژوهش، نمونه‌برداری از سنگ‌های آذرین، واحدهای اسکارن و کانی‌سازی‌ها در محدوده‌ای به گسترده‌گی ۱/۵ کیلومتر مربع انجام و ۱۲۶ نمونه برداشت شد. ۸۵ مقطع نازک، ۴۰ مقطع نازک-صیقلی و ۱۲ مقطع بلوک صیقلی تهیه و مطالعات سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی، کانی‌شناختی و کانی‌سازی آنها در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. پس از مطالعه مقاطع، نقشه زمین‌شناسی و کانی‌سازی با استفاده از اطلاعات حاصل از مقاطع و داده‌های صحرایی تهیه شد. به‌منظور مطالعه ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی، از میان نمونه‌های مربوط به توده نفوذی، ۱۳ نمونه که دارای کمترین دگرسانی و هوازدگی بودند، برای تجزیه XRF به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در تهران فرستاده شدند. دستگاه موجود در این مرکز

مجموعه معادن سنگان در ۳۰۰ کیلومتری جنوب خاور مشهد، ۴۰ کیلومتری جنوب خاور خواف، ۱۸ کیلومتری شهر سنگان در استان خراسان رضوی و در کمر بند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن جای دارد (شکل ۱). این مجموعه معدنی با ذخیره بیش از هزار میلیون تن و عیار ۵۴ درصد آهن از بزرگ‌ترین معادن آهن باختر آسیا به‌شمار می‌رود (Golmohammadi et al., 2015) و به دلیل عیار بالای آهن، پایین بودن میزان فسفر و ذخیره زیاد، یکی از مهم‌ترین ذخایر آهن ایران است. مجموعه کانسارهای معدن سنگ آهن سنگان میان طول‌های جغرافیایی $24^{\circ} 60'$ تا $24^{\circ} 45'$ و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ} 26'$ تا $34^{\circ} 33'$ در محدوده‌ای خاوری-باختری به طول ۲۶ کیلومتر قرار دارند (شکل ۲). این محدوده به ۳ بخش خاوری، مرکزی و باختری تقسیم شده است و هر بخش خود شامل چند کانسار می‌شود. در بخش باختری، ۵ کانسار A، B، C شمالی و C جنوبی شناسایی شده است. در بخش مرکزی نیز دو کانسار مهم به نام‌های درودی و باغک جای دارند. کانسارهای بخش خاوری نیز شامل ۶ آنومالی سنجدک I، سنجدک II، سنجدک III، معدن جو، سم آهنی و فرزنه است که در حدفاصل کانسارهای مرکزی تا روستای فرزنه جای گرفته‌اند (شکل ۲). این پژوهش روی منطقه اکتشافی سنجدک I که از بی‌هنجاری‌های خاوری مجموعه معادن سنگ آهن سنگان است، متمرکز شده است. بی‌هنجاری‌های بخش خاوری، مراحل اکتشاف مقدماتی را می‌گذرانند و اطلاعات بسیار کمی از زمین‌شناسی و کانه‌زایی آنها موجود است. در منطقه سنجدک I،

و هوازگی شدیدی است و بلورهای کشیده و سیاه بیوتیت در زمینه روشن خودنمایی می‌کنند. به نظر می‌رسد این توده از اسکارن کهن تر باشد و محلول‌هایی که موجب دگرگونی سنگ‌های کربناتی به اسکارن در منطقه شده‌اند، موجب دگرسانی گسترده در این توده نیز شده‌اند. توده بیوتیت‌سینوگرانیت با گسترش بیشتر در مرکز، خاور و شمال خاوری نقشه دیده می‌شود (شکل ۳). بافت دانه‌درشت و بلورهای درشت پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در نمونه دستی و رنگ صورتی کمرنگ در صحرا، از ویژگی‌های این توده است. این توده دگرسانی و هوازگی ضعیفی دارد. روابط قطع شدگی صحرائی، نبود اندواسکارن و دگرسانی بسیار جزئی نشان از ارتباط نداشتن این توده با کانی‌سازی دارد؛ هر چند که اظهار نظر قطعی در این زمینه نیازمند مطالعات بیشتر و داده‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی است.

مطالعات پیشین در بخش‌های مرکزی و باختری معدن سنگان نشان می‌دهد که سنگ منشأ مرتبط با کانی‌سازی در بخش‌های باختری و مرکزی، توده‌های سینیت پورفیری و بیوتیت‌سینوگرانیت پورفیری به سن ۳۹ میلیون سال است که برنزه‌های کوچکی از آن در نزدیکی کانسار A، شمالی و دردوی دیده می‌شود (گل‌محمدی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013).
(Golmohammadi et al., 2015).

۴- ژئوشیمی توده‌های نفوذی

۴-۱. سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی

– **بیوتیت‌مونزونیت پورفیری:** بافت این توده، پورفیری و با زمینه دانه‌ریز است. حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد درشت‌بلور دارد و شامل فلدسپار قلیایی با اندازه ۱ تا ۳ میلی‌متر و به میزان ۱۳ تا ۱۵ درصد، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز، آلپیت) با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر و به میزان ۱۴ تا ۱۵ درصد، کوارتز ۳ تا ۴ درصد و بیوتیت‌های ۰/۲ تا ۱ میلی‌متری به میزان ۴ تا ۷ درصد است. فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های کدر (مگنتیت)، فرعی و ثانویه و همچنین رگچه‌های اکسید آهن در زمینه سنگ دیده می‌شود. به میزان ۳ تا ۵ درصد در زمینه سنگ کانی‌های فرعی زیرکن و اسفن و همچنین کانی‌های کدر دیده می‌شود. عملکرد سیال‌های گرمایی، سبب دگرسانی ارتوکلاز و پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی (۱۲ درصد) و همچنین دگرسانی گسترده کربناتی و سیلیسی (۵۵ درصد) شده است.

– **بیوتیت‌سینوگرانیت:** بافت این توده، هیپیدومورف گرانولار، پرتیتی و گرافیکی است. فلدسپار قلیایی با اندازه ۱/۵ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر به میزان ۵۰ تا ۵۵ درصد، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز، آلپیت) 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 و بیوتیت‌های ۰/۵ تا ۱ میلی‌متری به میزان ۵ تا ۸ درصد هستند. در برخی موارد، بلورهای هورنبلند با اندازه ۰/۵ تا ۰/۸ میلی‌متر دیده می‌شوند که مقدار آنها به یک درصد می‌رسد. کانی‌های فرعی زیرکن، اسفن، آپاتیت، مگنتیت و همچنین کانی‌های کدر و فرعی تا ۵ درصد در زمینه سنگ دیده می‌شود. عملکرد سیال‌های گرمایی، موجب دگرسانی ارتوکلاز و پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی (۴ تا ۶ درصد) و تشکیل کلسیت و کوارتز شده است. توده‌های نفوذی دارای دگرسانی بسیار ضعیف سریستی، آرژیلیک و به مقدار کمتر سیلیسی و کربناتی (در مجموع کمتر از ۵ درصد) در نتیجه دگرسانی ارتوکلاز و پلاژیوکلاز هستند.

۴-۲. ژئوشیمی توده‌های نفوذی

به دلیل اینکه توده بیوتیت‌مونزونیت پورفیری دچار دگرسانی شدید شده است، تجزیه‌های ژئوشیمی تنها به توده بیوتیت‌سینوگرانیت محدود می‌شود که البته گستردگی بیشتری هم در منطقه دارد. در ادامه به شرح نتایج پرداخته شده است.

– **ژئوشیمی اکسیدهای اصلی:** نتایج حاصل از تجزیه اکسیدهای اصلی در جدول ۱ آورده شده است. مقدار SiO_2 از ۶۸/۷ تا ۷۷/۲ درصد وزنی متغیر است

مدل S4 Explorer ساخت شرکت Bruker آلمان است. همان نمونه‌ها برای تجزیه ICP-MS با روش ذوب قلیایی برای تعیین مقادیر عناصر فرعی و کمیاب به آزمایشگاه S.G.S سوئیس فرستاده شدند. مقاطع نازک - صیقلی و بلوک صیقلی، ۱۰ مقطع و ۵۱ نقطه به منظور تجزیه ریز کاو الکترونی انتخاب شد؛ به طوری که ۳۳ نقطه برای کانی گارنت (مرکز و حاشیه کانی)، ۹ نقطه برای کانی پیروکسن و ۹ نقطه برای کانی مگنتیت در نظر گرفته شد.

تجزیه ریز کاو الکترونی برای کانی‌های یاد شده در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. دستگاه ریز کاو الکترونی این مرکز مدل SX100 ساخت شرکت Cameca کشور فرانسه است. اندازه بیم دستگاه از ۲ تا ۵ میکرون متغیر و ولتاژ مورد استفاده برای کانی‌های اکسیدی و سیلیکاتی ۱۵ کیلووات است؛ استانداردها نیز عبارتند از: رودونیت (Mn)، کالکوپیریت (Fe)، پریکلاز (Mg)، ولاستونیت (Ca, Si)، کزندم (Al)، تیتانیت (Ti) آلپیت (Na)، ارتوکلاز (K) و کرومیت (Cr).

۳- زمین‌شناسی

مجموعه معدنی سنگان خواف جزئی از کمر بند آتشفشانی- نفوذی خواف- کاشمر- بردسکن معرفی شده است (شکل ۱). این کمر بند با گسترش خاوری- باختری و خمیدگی به سوی شمال، در شمال گسل درونه (گسل بزرگ کویر) جای گرفته و چنانچه تا افغانستان از یک سو و تا بیارجمند از سوی دیگر در نظر گرفته شود، طولی بیش از ۳۵۰ کیلومتر و پهنای متغیر از ۱۵ تا ۸۰ کیلومتر دارد (شکل ۱). کمر بند آتشفشانی- نفوذی خواف- کاشمر- بردسکن بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و گاه مافیک ترشیری تشکیل شده است. این سنگ‌ها ترکیب داسیتی و آندزیتی دارند و توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیبی از گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت در آنها نفوذ کرده‌اند (کریم‌پور و ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۸۵).

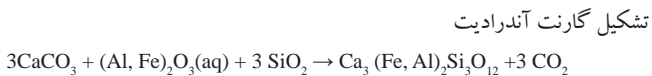
در منطقه سنگان، کهن‌ترین واحدها را چرت، شیل‌های سیلیسی، سیلتستون و آهک بلورین تشکیل می‌دهد. سنگ‌های آتشفشانی که مربوط به فعالیت آتشفشانی در محدوده زمانی کرتاسه تا اوایل ائوس هستند، شامل داسیت، ریوداسیت، تراکیت، پیروکلاست‌های آندزیتی و سنگ‌های ولکانو کلاستیک هستند. سنگ‌های کربناته ژوراسیک بالایی و کرتاسه زیرین، بیشتر به اسکارن و مرمر دگرگون شده‌اند و به سوی خاور به صورت آهک بلورین یافت می‌شوند. کانی‌سازی در این سنگ‌ها به صورت انواع اسکارن رخ داده است (کریم‌پور، ۱۳۶۹). رخنمون‌های کوچکی از سنگ منشأ کانی‌سازی در بخش باختری در مجاورت اسکارن دما بالای گارنت‌دار به صورت دایک و سیل شناسایی شد. این توده حدواسط، نیمه‌ژرف و از نوع سینیت پورفیری است. در بخش شمالی معدن، گرانیت سرنوسر نفوذ کرده است (کریم‌پور و ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۸۶).

منطقه مورد نظر در این مطالعه، آنومالی سنجدک I است که در خاور مجموعه معدن سنگان، در نزدیکی کانسار دردوی - از آنومالی‌های بخش مرکزی معدن سنگان- قرار دارد. شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های رسوبی ژوراسیک، کهن‌ترین سازندهای موجود در این منطقه هستند (شکل ۳). واحدهای کربناته کرتاسه شامل سنگ‌های آهکی بلورین است که در مکان‌هایی که شرایط زمین‌شناسی و زمین‌ساختی مهیا بوده است به اسکارن تبدیل شده‌اند (شکل ۳) و کانی‌زایی اکسید آهن در آنها دیده می‌شود. تشکیل کانی‌های اسکارن و کانه‌زایی آهن به صورت دیرزاد، در نتیجه ورود سیال‌های گرمایی در سنگ‌های کربناتی میزبان، تبلور دوباره سنگ‌های کربناتی و تبدیل آنها به مرمر رخ داده است.

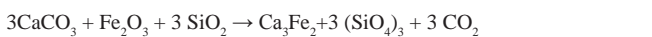
فعالیت ماگمایی ترشیری و رخداد سنگ‌های آذرین در این منطقه، مربوط به رخنمون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی است. توده نفوذی بیوتیت‌مونزونیت پورفیری با رنگ خاکستری (در صحرا) در مرکز منطقه دیده می‌شود. این توده دارای دگرسانی

تشکیل اسکارن در سه مرحله رخ می‌دهد. در مرحله اول، گرما موجب دگرگونی ایزوشیمیایی و تبدیل سنگ‌های آهکی خالص به مرمر و سنگ‌های آهکی ناخالص به دولومیت می‌شود. این مرحله با کانی‌سازی همراه نخواهد بود و تنها زمینه‌سازی صورت می‌گیرد (Einaudi et al., 1981). در منطقه مورد مطالعه، مرمرها و دولومیت‌های حاصل از دگرگونی ایزوشیمیایی، بستر مناسبی برای مراحل بعدی دگرگونی هستند.

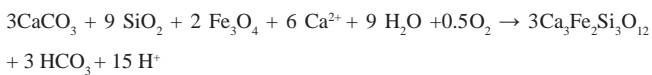
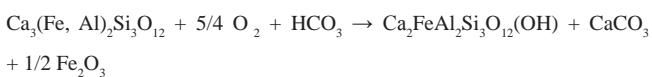
در مرحله دوم، متاسوماتیسم و تشکیل اسکارن با آزاد شدن سیال‌های ماگمایی آغاز می‌شود (Burnham, 1979). این سیال‌های ماگمایی غنی از آهن و سیلیسیم با دمای بالا (حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد)، سبب متاسوماتیسم پیش‌رونده می‌شوند. در منطقه سنجدک I، در این مرحله، کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب با ترکیب گارنت و کلینوپروکسن در پهنه گارنت اسکارن، پیروکسن-گارنت و پیروکسن اسکارن تشکیل شده است (شکل ۴). کلریت-اپیدوت، اپیدوت، کلریت و همچنین کانه‌زایی مگنتیت و تشکیل کانی‌های سولفیدی مانند پیریت مربوط به این مرحله است. اکسایش سطحی و هوازدگی نیز موجب حضور مقدار جزئی مالاکیت و اکسیدهای ثانویه و آب‌دار آهن در منطقه اکتشافی شده است. شماری از این واکنش‌ها در ادامه آورده می‌شود (Deer et al., 1991):



تشکیل پیروکسن دیوپسید-هدنبرگیت



تبدیل گارنت به مجموعه کلسیت، کوارتز و مگنتیت



۵-۱. پهنه گارنت اسکارن

گسترده‌ترین و اصلی‌ترین پهنه اسکارنی در محدوده اکتشافی سنجدک I، پهنه گارنت اسکارن است (شکل ۳). گارنت‌ها در نمونه دستی به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه دیده می‌شوند و اندازه درشت‌ترین بلورها به ۰/۲ سانتی‌متر می‌رسد. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، میزان گارنت در این پهنه به ۶۰ درصد می‌رسد. بلورهای گارنت با شکل یوهدرال تا ساب‌هدرال و بافت گرانوبلاستیک در زمینه‌ای از کلسیت و مگنتیت (۲۰ درصد) دیده می‌شوند (شکل ۸-الف). در پهنه‌های دارای گارنت، دو نوع گارنت شناسایی شد، گارنت‌های انیزوتروپ و گارنت‌های ایزوتروپ (شکل‌های ۸-الف و ب). گارنت‌های انیزوتروپ دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. در شرایط پسرونده، گارنت‌ها بیشتر از حاشیه و شکستگی‌ها در حال تبدیل به پیروکسن و کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت و اکتینولیت هستند که میزان تبدیل به ۳۰ درصد می‌رسد (شکل ۸-ب).

۵-۲. آمفیبول اسکارن

گسترش این پهنه در منطقه کم است (شکل ۳). رنگ آن در نمونه دستی به دلیل داشتن اکتینولیت و کلریت، سبز تیره است. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری صورت گرفته روی مقاطع نازک تهیه شده، کانی‌های اصلی این پهنه شامل آمفیبول ۳۰ درصد، گارنت ۱۰ درصد، اپیدوت، کلریت و کلسیت ۵ درصد است. گارنت‌ها از حاشیه و امتداد رخ‌ها در حال تبدیل به اکسیدهای آهن و کانی‌های ثانویه هستند (شکل ۸-ب).

۵-۳. اپیدوت اسکارن

این پهنه دارای گسترش کمی در منطقه است (شکل ۳). در این پهنه، اپیدوت فراوان‌ترین کالک‌سیلیکات آب‌دار است و میزان آن به ۴۰ درصد می‌رسد. کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب به مجموعه اپیدوت، کلریت، ترمولیت، اکتینولیت،

(جدول ۱). بررسی مقدار SiO_2 در برابر مجموع مقدار K_2O و Na_2O و جانمایی نمونه‌ها در نمودار (Middlemost 1985) نشان می‌دهد که ترکیب نمونه‌ها در محدوده گرانیت قرار می‌گیرد (شکل ۴). مقدار K_2O از ۳/۸ تا ۵/۸ درصد وزنی و مقدار Na_2O از ۱/۵ تا ۴/۲ درصد وزنی تغییر می‌کند و نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ تغییراتی از ۰/۹ تا ۳/۶ نشان می‌دهد. بر پایه مقادیر SiO_2 در برابر K_2O در نمودار (Peccerillo & Taylor 1976) و همچنین 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 1943) و با توجه به اینکه بیشتر نمونه‌ها دارای A/NK کمتر یا مساوی ۱/۱ هستند (بر پایه رده‌بندی (Chappell & white 2001) محدوده A/NK کمتر از ۱/۱ و محدوده بیش از ۱/۱ متعلق به گرانیتوئیدهای نوع S است)، نمونه‌ها از نوع کالک‌آلکان پتاسیم بالا، پرآلومینوس و متعلق به گرانیتوئیدهای سری I هستند (شکل ۵-الف و ب).

ژئوشیمی عنصر فرعی و خاکی کمیاب: مقدار عناصر فرعی و خاکی کمیاب در جدول ۱ و نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه در شکل ۶ نشان داده شده است. تغییرات عناصر خاکی کمیاب، غنی‌شدگی به نسبت ملایمی از LREE را نشان می‌دهد (شکل ۸-ا). الگوی عناصر REE و مقادیر پایین (La/Yb)N که تغییراتی از ۹ تا ۳۱/۹ نشان می‌دهد (جدول ۱) نشان از تشکیل ماگما در ژرفای کمتر از گستره پایداری گارنت و یا کم بودن مقدار این کانی در ناحیه منشأ دارد. ناهنجاری منفی Eu و همچنین مقادیر بسیار پایین Eu/Eu^* که از ۰/۵ تا ۰/۹ در تغییر است، می‌تواند به دلیل حضور پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در ناحیه منشأ و یا تبلور تفریقی این کانی باشد (شکل ۶).

در نمودار عناصر فرعی و کمیاب، غنی‌شدگی از عناصر با شار یونی کم (LFSE; Rb, Ba, Cs, K) و عناصر ناسازگاری که رفتار شبیه آنها دارند مانند Th نسبت به عناصر با شار یونی زیاد (HFSE; Ti, Nb, Ta, Zr, Y) دیده می‌شود (شکل ۶). عناصر HFSE می‌توانند در فازهایی مانند روتیل و ایلمنیت وارد شوند که این مطلب به وجود ورقه فرورونده شده اشاره می‌کند (Ryerson & Watson, 1987). مقادیر پایین Ti, Nb, Ta و (جدول ۱ و شکل ۶) می‌تواند نتیجه وجود اکسیدهای Fe-Ti یا کانی‌های دارای Ti و Nb در باقیمانده ماگمای مادر در محل مخزن باشد (Reagan & Gill, 1989; Martin, 1999).

همچنین بر پایه مقادیر Rb, Nb, Yb, Hf و Ta در نمودارهای (Pearce et al. 1984) (با تغییرات توسط (Pearce 1996)) و نمودار (Harris et al. 1986) موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌ها در محدوده پس از برخورد قرار می‌گیرد (شکل‌های ۷-الف و ب). افزایش مقدار پتاسیم در برخی نمونه‌ها و به دنبال آن افزایش مقدار Rb موجب شده است که این نمونه‌ها در مرز محیط همزمان با برخورد قرار بگیرند.

۵- سنگ‌شناسی اسکارن

نفوذ سیال‌های آهن‌دار در سنگ‌های کربناته، تبلور دوباره سنگ‌های کربناته، اسکارن‌زایی و نهشته شدن کانسار مهم‌ترین رخداد در منطقه سنجدک I است. انواع سیلیکات‌های کلسیم بدون آب (گارنت و پیروکسن) و آب‌دار (از جمله فلوگوپیت، اکتینولیت و اپیدوت) و محصولات دگرسانی پسرونده آنها (از جمله کلریت، کلسیت و کوارتز) در حجم گسترده‌ای از سنگ‌های کربناته تشکیل می‌شوند. کانی‌شناسی پهنه‌های اسکارن به‌طور مستقیم از ترکیب سنگ میزبان آهکی پیروی می‌کند، به طوری که ترکیب اسکارن در سنگ‌های آهکی دولومیتی منیزمی است که با حضور فلوگوپیت در منطقه توجیه می‌شود. افزون بر این، عواملی چون فوگاسیته اکسیژن، فوگاسیته گوگرد، غلظت دی‌اکسید کربن در آب، وجود کلر، فلوئور و دیگر عناصر گازی و فعال، روی نوع کانی، ترکیب شیمیایی کانی، دامنه پایداری کانی و غیره تأثیر می‌گذارند (Meinert et al., 2005).

مگنتیت‌ها محصولات اکسایش در دمای بالا هستند و از دگرسانی گارنت‌ها و پیروکسن‌ها تولید می‌شوند (شکل ۱۱).

پیریت تنها کانی سولفیدی در منطقه است و میزان آن به ۵ درصد می‌رسد. بلورهای پیریت خودشکل و بدون انیزوتروپی و در برخی مناطق، از حاشیه در حال تبدیل به هماتیت هستند (در حدود ۲۰ درصد، شکل ۱۱-پ). در برخی نمونه‌ها، پیریت‌ها دارای بافت شکافه‌پرکن و حاصل نفوذ محلول‌ها و کانی‌زایی از میان شکستگی‌های سنگ هستند. رشد بلورهای پیریت در حاشیه و یا پراکنده در متن بلورهای مگنتیت نشان از تبلور پیریت پس از مگنتیت، در شرایط دمایی کمتر، فوگاسیته گوگرد بیشتر و یا فوگاسیته اکسیژن کمتر دارد (شکل ۱۱-پ). مالاکیت و به میزان کمتر هماتیت و کانی‌های ثانویه اکسید آهن نیز دیده می‌شود.

روابط پاراژنری کانی‌ها در منطقه مورد مطالعه، در شکل ۱۲ آورده شده است. داده‌های تجزیه ریزکاوا الکترونی مگنتیت، مقدار و تغییرات عناصر شرکت‌کننده در ساختار آن در جدول ۴ آورده شده است. بیشترین میزان اکسید آهن (FeO total) به ۹۱/۷ درصد می‌رسد. تغییرات اکسید گوگرد از صفر تا ۰/۳ در نوسان است. بیشترین میزان عناصر شرکت‌کننده مربوط به اکسید منیزیم است که مقدار آن به ۱/۲۶ درصد می‌رسد. مقدار اکسید نیکل نیز در ۶ نقطه صفر و تنها برای ۳ نقطه از ۰/۱ تا ۰/۳ درصد در تغییر است. میزان اکسید تیتانیم از صفر تا ۰/۱۵ درصد و اکسید وانادیم از ۰/۱ تا ۰/۰۴ تغییر می‌کند. میزان کروم و کبالت برای همه نمونه‌ها صفر است. مقدار اکسیدهای منگنز و آلومینیم تا ۰/۲۲ درصد در برخی نمونه‌ها افزایش می‌یابد (جدول ۴).

۸- بحث و نتیجه‌گیری

توده سینوگرانیتی منطقه مورد مطالعه غنی از سیلیس (۶۸/۷ تا ۷۷/۲ درصد وزنی)، پرآلومینوس (همان‌گونه که اشاره شد بیشتر نمونه‌ها دارای A/NK کمتر از ۱/۱ هستند که بر پایه رده‌بندی (Chappell & White (2001) در محدوده گرانیت‌های نوع I جای می‌گیرند) و میزان آلکالی بالایی دارند (شکل‌های ۴ و ۵). بالا بودن مقدار K_2O نشانه حضور پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و بیوتیت در منشأ است (Jiang et al., 2005). بررسی تغییرات عناصر فرعی و کمیاب (شکل ۶) در همه نمونه‌ها، نشان‌دهنده تبلور تفریقی در جدایش پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپار قلیایی و کانی‌های فرعی است و به‌وسیله تبلور تفریقی از یک ماگمای گرانیتی I و فقیر از P_2O_5 ۰/۱ درصد وزنی) توجیه می‌شود. سنگ‌های مافیک، بی‌هنجاری شدید Eu ندارند و بی‌هنجاری Eu منفی مربوط به سنگ‌های فلیسک و تفریق فلدسپارهاست. تهی‌شدگی Sr-Eu نشانه تفریق پلاژیوکلاز و تهی‌شدگی Ba-Eu نشانه تفریق فلدسپار قلیایی است (Wu et al., 2003).

بررسی ژئوشیمیایی توده‌های باختری و مرکزی (شامل نواحی A، C، شمالی و جنوبی، باغک و دردوی) توسط گل‌محمدی و همکاران (۱۳۹۲) و Malekzadeh Shafaroudi et al. (2013) نشان می‌دهد که ماگمای این توده‌ها غنی از سیلیس (۶۳ تا ۷۰ درصد وزنی) است و بیشتر ماهیت متاآلومینوس، منیزیمی، آلکالی کلسیک تا آلکالیک و شوشونیتی تا اولتراباسیک دارد و متعلق به گرانیتوئیدهای نوع I و اکسیدان است. از دید پذیرفتاری مغناطیسی در گروه سری مگنتیت قرار می‌گیرند و غنی‌شدگی از LREEها نیز نشان می‌دهند؛ بالا بودن مقدار Nb در توده‌های مورد مطالعه به نقش آمیختگی پوسته قاره‌ای ارتباط داده شده است. بازه سنی این توده‌ها از ۳۹ تا ۴۲ میلیون سال متغیر است (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013؛ گل‌محمدی و همکاران، ۱۳۹۲). ماهیت توده‌های بخش‌های مرکزی و باختری منطقه سنگان، شباهت‌های ژئوشیمیایی و پتروژنری با توده‌های منطقه اکتشافی سنجدک I نشان می‌دهد.

در منطقه اکتشافی سنجدک I شواهد صحرایی و مطالعات کانی‌شناختی و

کوارتز، کلسیت (مجموعاً ۱۰ درصد به جز اپیدوت) و مگنتیت (۵ درصد) تبدیل، و کانی‌های کبدر دگرسان شده‌اند.

۵-۴. فلوگوپیت اسکارن

این پهنه گسترده کمی دارد و تنها در مرکز و محل کانه‌زایی اصلی منطقه دیده می‌شود (شکل ۳). اندازه دانه‌های فلوگوپیت در نمونه دستی به یک سانتی‌متر و فراوانی آنها به ۳۰ درصد می‌رسد. گارنت، اسکاپولیت، کلریت، اپیدوت، اکتینولیت (مجموعاً ۱۰ تا ۱۵ درصد)، به میزان فراوان مگنتیت (۲۰ درصد) و همچنین پیریت (۱۰ درصد) نیز در زمینه دیده می‌شود (شکل ۸-پ).

۶- شیمی اسکارن

۶-۱. شیمی گارنت

تغییرات ترکیب گارنت‌ها از مرکز به حاشیه برای آندرادیت از ۴۲/۶۱ تا ۱۰۰ درصد، برای گروسولار از صفر تا ۵۵/۳۲ درصد و برای اسپسارتین از صفر تا ۱/۳۹ درصد در تغییر است (جدول ۲). مقایسه مقدار تغییرات عناصر در حاشیه و مرکز نشان می‌دهد بیشترین مقدار اکسید آهن ۳۱/۵ درصد در مرکز و بیشترین مقدار اکسید آلومینیم ۱۲/۰۴ درصد در مرکز است. دیگر اکسیدهای عناصر، اختلاف قابل توجهی در مرکز و حاشیه نشان نمی‌دهند (جدول ۲).

تغییرات ترکیب گارنت‌ها از مرکز به حاشیه در شکل ۹ به تصویر کشیده شده است. تنها مورد قابل توجه، مقدار بالای ترکیب آندرادیتی است که به ۱۰۰ درصد می‌رسد؛ ولی تغییرات ترکیب از مرکز به حاشیه از الگوی مشخصی پیروی نمی‌کند. ترکیب گارنت‌های منطقه اکتشافی سنجدک I در مثلث آندرادیت، گروسولار، آلمانین + اسپسارتین (شکل ۱۰-الف) آورده و با ترکیب گارنت‌های معادن اسکارن آهن دنیا مقایسه شده است (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1989 & 1993). گارنت‌های سنجدک I بیشتر نزدیک به رأس آندرادیتی و در محدوده ۴۲/۶۱ تا ۱۰۰ درصد قرار می‌گیرند و میزان گروسولار تنها در برخی از نمونه‌ها کمی افزایش یافته است و به حدود ۵۵/۳ درصد می‌رسد.

۶-۲. شیمی پیروکسن

ترکیب پیروکسن‌ها برای دیوپسید از ۶۳/۶۳ تا ۹۲/۷۴ درصد، برای هدرنرگیت از ۴/۸۵ تا ۳۵/۳۱ درصد و برای ژوهانسیت از ۰/۵۱ تا ۳/۹۵ درصد تغییر می‌کند. اکسید آهن از ۱/۶۳ تا ۱۱/۱۱ درصد متغیر است. اکسید آلومینیم، اکسید کلسیم، اکسید سدیم، اکسید سیلیسیم و مقدار اکسید منگنز، دامنه نوسان‌های گسترده‌ای ندارند (جدول ۳). در مطالعات میکروسکوپی و ریزکاوا الکترونی، هیچ آثاری از منطقه‌بندی و تغییرات نوسانی در بلورهای پیروکسن دیده نمی‌شود. تغییرات ترکیب پیروکسن‌ها در مثلث هدرنرگیت، دیوپسید، ژوهانسیت با ترکیب پیروکسن‌های معادن اسکارن آهن دنیا مقایسه شده است (شکل ۱۰-ب) (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1989 & 1993). پیروکسن‌های سنجدک I در محدوده ترکیب پیروکسن‌های معادن اسکارن آهن قرار می‌گیرند. مقدار دیوپسید نمونه‌ها بالاست و می‌توان اظهار داشت که پیروکسن‌ها در این منطقه از نوع کلینوپیروکسن هستند و ترکیب آنها دیوپسیدی تا دیوپسیدی-هدرنرگیتی است (شکل ۱۰-ب).

۷- کانی‌شناسی و شیمی ماده معدنی

کانه اصلی در منطقه اکتشافی سنجدک I، مگنتیت است (شکل ۳) که با مقادیری کانی‌های سولفیدی و اکسیدی همراهی می‌شود. کانی‌سازی در این منطقه به‌صورت توده‌ای، چینه‌سان و گاه افشان در سنگ‌های آهکی و دولومیتی صورت گرفته است. مگنتیت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانه در این منطقه است و فراوانی آن به ۴۰ درصد می‌رسد. مگنتیت‌ها شکل‌دار هستند و اندازه متوسط ۰/۵ سانتی‌متر دارند که در برخی موارد تحت تأثیر مارتیتی شدن قرار گرفته و به هماتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۱۱).

درصد وزنی است و مقدار گوگرد آن به ۱/۸ درصد وزنی می‌رسد. بیشترین حضور کانی‌های سولفیدی پیریت، پیرویت، کالکوپیریت و آرسنوپیریت در منطقه باغک و C شمالی یافت می‌شود و پاراژنز کانی‌سازی مگنتیت شامل دولومیت، کلینوکلر، فورستریت، آمفیبول و فلوگوپیت است؛ بیشترین مقدار سولفید نیز به ترتیب ۱۳/۷ و ۲/۷۷ درصد وزنی گزارش شده است. دردوی دارای کمترین مقدار گوگرد (بیشترین مقدار ۱/۵ درصد وزنی) و فسفر (صفر) در میان بی‌هنجاری‌های باختری و مرکزی است و پاراژنز کانی‌سازی، مگنتیت، فلوگوپیت، آندرادیت و کربنات است (Golmohammadi et al., 2015؛ کریم‌پور و ملک‌زاده شفاوردی، ۱۳۸۶).

اسکارن سنجدک I بی‌شابهت به دیگر کانسارهای اسکارن مجموعه معدن سنگان نیست. افزون بر آن از حضور فلوگوپیت، رخداد کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب، پاراژن‌های کانی‌زایی و سنگ میزبان دولومیتی، این‌طور به نظر می‌رسد که همانندی منطقه اکتشافی سنجدک I با کانسار دردوی بیشتر از دیگر بی‌هنجاری‌هاست. وجود سنگ منشأ سینوگرانیت و سینیت در مجاورت گارنت اسکارن در ناحیه دردوی (گل‌محمدی و همکاران، ۱۳۹۲) و ارتباط آن با کانی‌سازی منطقه سنجدک I قابل تأمل است و با توجه به اینکه در امتداد خاوری آن قرار می‌گیرد، می‌تواند کانی‌سازی نابر جای مرتبط با سنگ منشأ در ناحیه دردوی باشد که توسط گسل اصلی با روند جنوب خاور-شمال باختر از آن جدا شده است؛ هرچند اختلافاتی جزئی در ترکیب پیروکسن‌ها و عیار آهن نیز دیده می‌شود.

سپاسگزاری

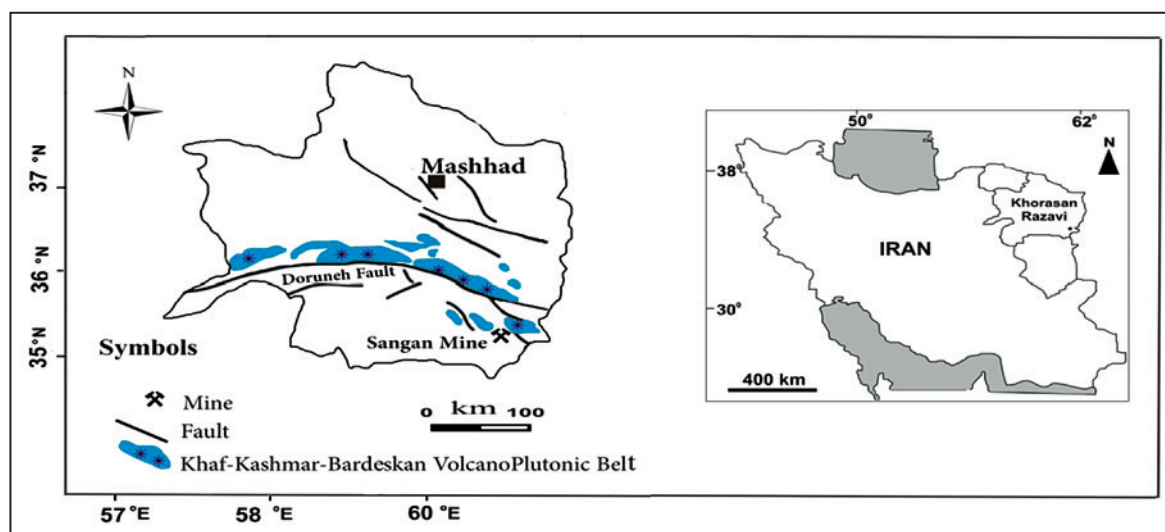
این مقاله مربوط به طرح شماره ۳، به شماره ۲۷۱۱۸/۳ مورخ ۹۲/۲/۲۰، دانشگاه فردوسی مشهد است و با حمایت این دانشگاه انجام پذیرفته است. از پرسنل معدن سنگان خواف، به‌ویژه مدیریت، کارکنان اکتشاف، جناب آقای دکتر گل‌محمدی، از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور برای انجام تجزیه‌های XRF، از سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) و همچنین از مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به دلیل حمایت مالی از این طرح و انجام تجزیه‌های ICP و EPMA سپاسگزاری می‌کنند.

سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که سنگ‌های کربناته، دچار دگرگونی ایزوشیمیایی و به مرمر و دولومیت تبدیل شده‌اند. تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب گارنت و پیروکسن و سیلیکات‌های آب‌دار فلوگوپیت، اپیدوت، اکتینولیت و کلریت، اسکارن‌زایی را در منطقه تأیید می‌کند. کانی‌سازی آهن به شکل مگنتیت با ساختار توده‌ای و به صورت چین‌سان در سنگ‌های میزبان آهنکی دولومیتی و همراه با سیلیکات‌هایی که محصول فرایندهای پسروده متاسوماتیسم هستند و همچنین وجود ساختمان‌های زمین‌ساختی (گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌ها) که آسان‌کننده و مجرای عبور سیال‌ها هستند، نشان از کانی‌سازی نوع اسکارن در منطقه دارد.

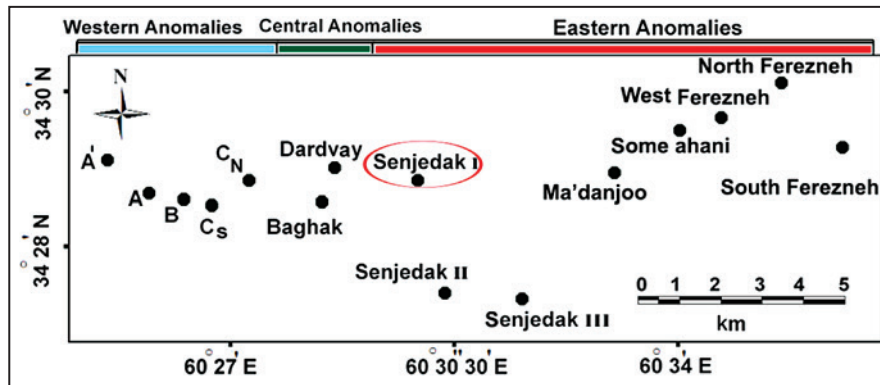
مطالعات انجام شده روی دیگر بخش‌های باختری و مرکزی و بی‌هنجاری‌های موجود (روی هم ۷ بی‌هنجاری) نشان می‌دهد که بخش باختری معدن (A، A' و C جنوبی) سنگان، اسکارن کلسیمی است که با حرکت به سوی خاور، اسکارن کلسیمی به منیزی تبدیل می‌شود؛ به طوری که یکی از بی‌هنجاری‌های باختری (C شمالی) و بی‌هنجاری‌های مرکزی (باغک و دردوی) ترکیب منیزی دارند (Golmohammadi et al., 2015).

ترکیب گارنت‌ها و پیروکسن‌های منطقه اکتشافی سنجدک I در محدوده ترکیب اسکارن‌های آهن دنیا قرار می‌گیرد (شکل ۱۰). تغییرات ترکیب گارنت‌ها از مرکز به حاشیه برای آندرادیت از ۴۲/۶ تا ۱۰۰ درصد، برای گروسولار از صفر تا ۵۵/۳۲ درصد و برای اسپسارتین از صفر تا ۱/۳۹ درصد در تغییر است. ترکیب پیروکسن‌ها برای دیوپسید از ۶۳ تا ۹۲ درصد، برای هدنبرگیت از ۴ تا ۳۵ درصد و برای ژوهانسیت از ۰/۵ تا ۳/۹ درصد تغییر می‌کند. این در حالی است که ترکیب گارنت‌ها در کانسارهای A، A'، C جنوبی، آندرادیت-گراسولار ($\text{Adr}_{50-97}\text{Grs}_{0-45}\text{Sps-Alm}_{2-7}$) و ترکیب پیروکسن‌ها هدنبرژیته دیوپسیدی ($\text{Hd}_{75,6}\text{Di}_{20}\text{Jl}_{4,5}$) است. ترکیب گارنت کانسارهای C شمالی، دردوی و باغک گزارش نشده است، اما پیروکسن‌ها دیوپسیدی ($\text{Hd}_{20}\text{Di}_{88}$) است (Golmohammadi et al., 2015).

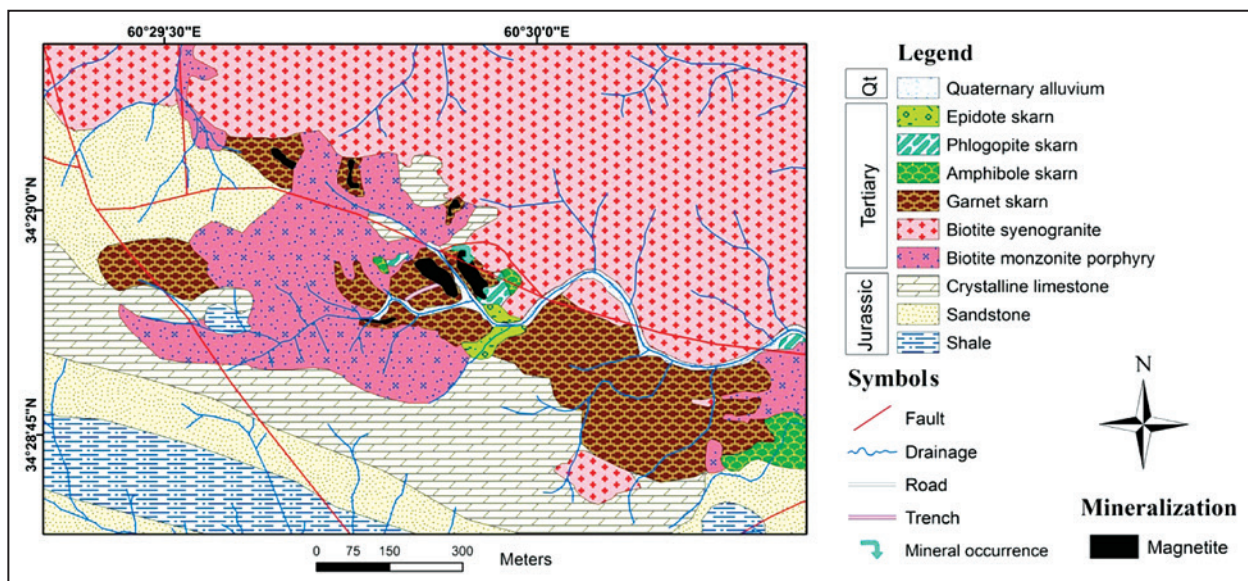
در سنجدک I بیشترین میزان اکسید آهن (FeO total) در مگنتیت به ۹۱/۷ درصد می‌رسد و تغییرات اکسید گوگرد از صفر تا ۰/۰۳ در نوسان است (جدول ۴)؛ درحالی که بیشترین عیار آهن در بخش‌های باختری و مرکزی، مربوط به دردوی و ۶۱/۲



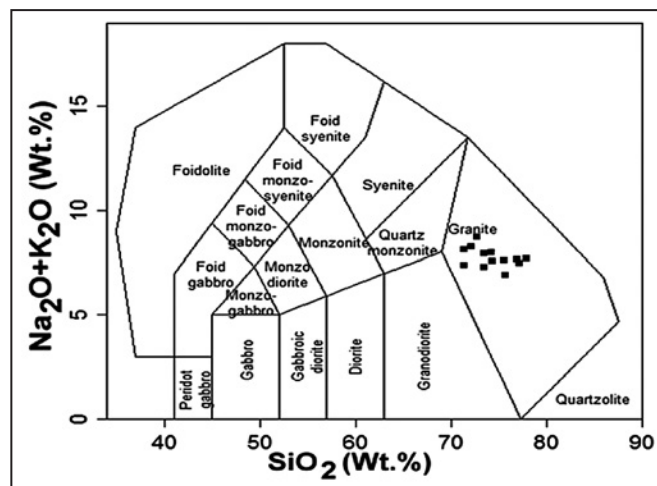
شکل ۱- نقشه ساده شده استان خراسان رضوی و موقعیت کمر بند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن، گسل درونه و معدن سنگان.



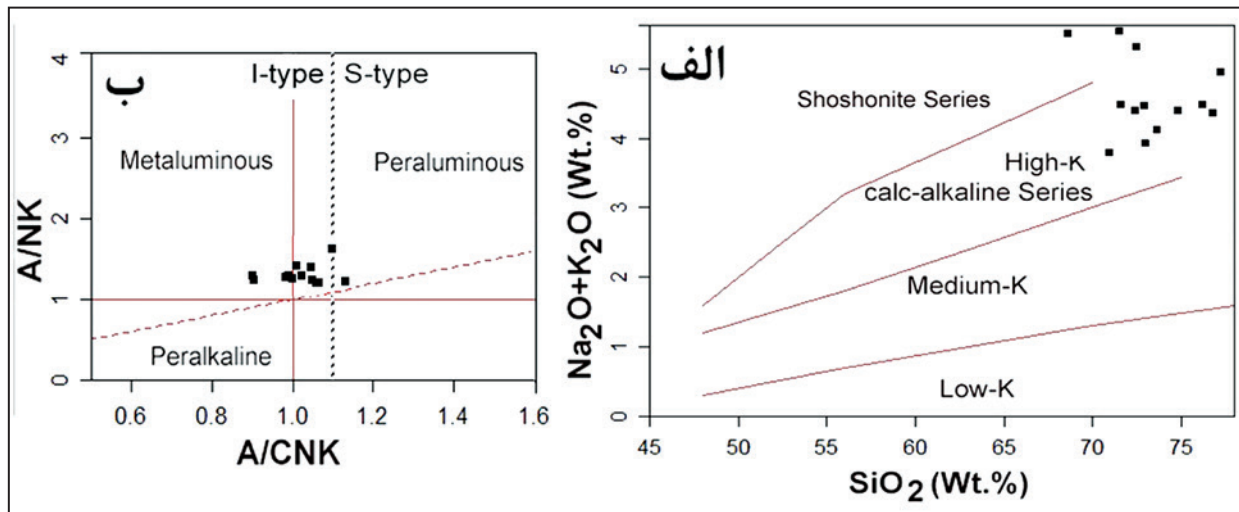
شکل ۲- موقعیت مجموعه کانسارهای سه گانه (باختری، مرکزی و خاوری) معدن سنگان و منطقه اکتشافی سنجدک I.



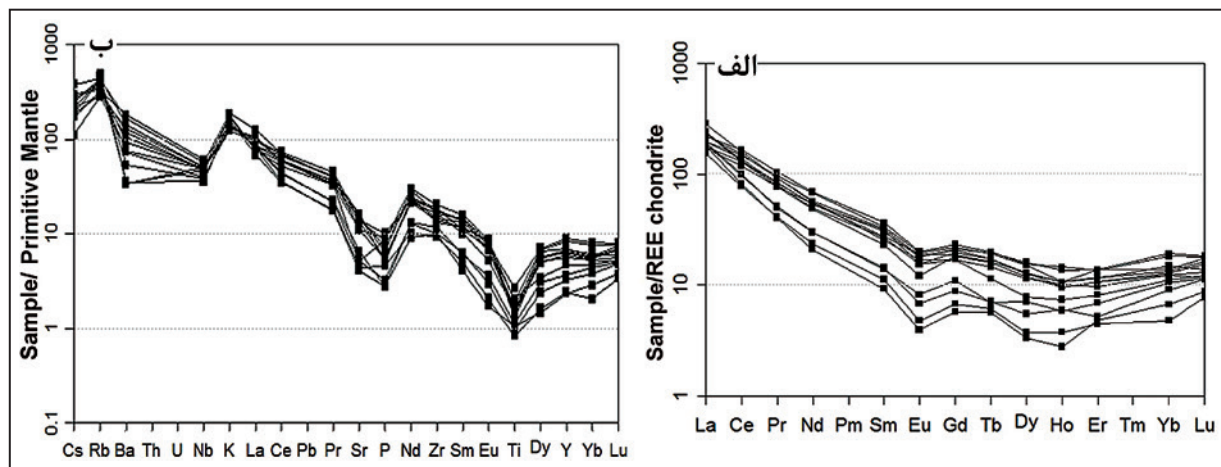
شکل ۳- نقشه زمین شناسی و کانی سازی منطقه اکتشافی سنجدک I.



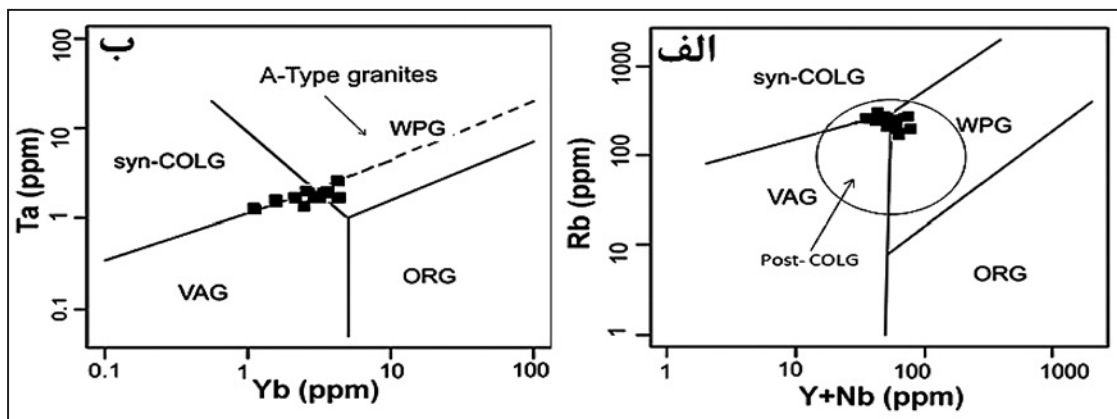
شکل ۴- موقعیت توده‌های نفوذی منطقه اکتشافی سنجدک I در نمودار Middlemost (1985).



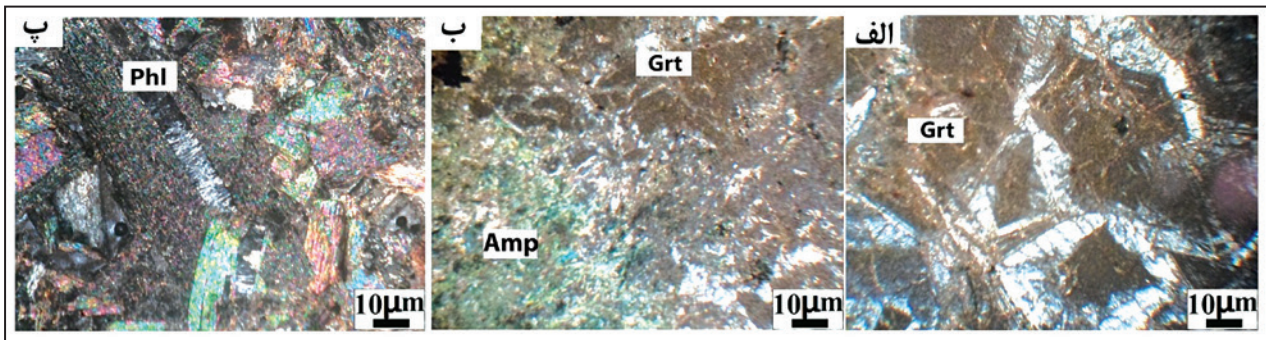
شکل ۵- الف) موقعیت نمونه‌های منطقه اکتشافی سنجدک I در نمودار (Peccerillo & Taylor (1976)؛ ب) موقعیت نمونه‌های منطقه اکتشافی سنجدک I بر پایه نسبت مولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ و Al_2O_3/Na_2O+K_2O در نمودار (Shand (1943)؛ مرز جداکننده I و S از (Chappell & White (2001).



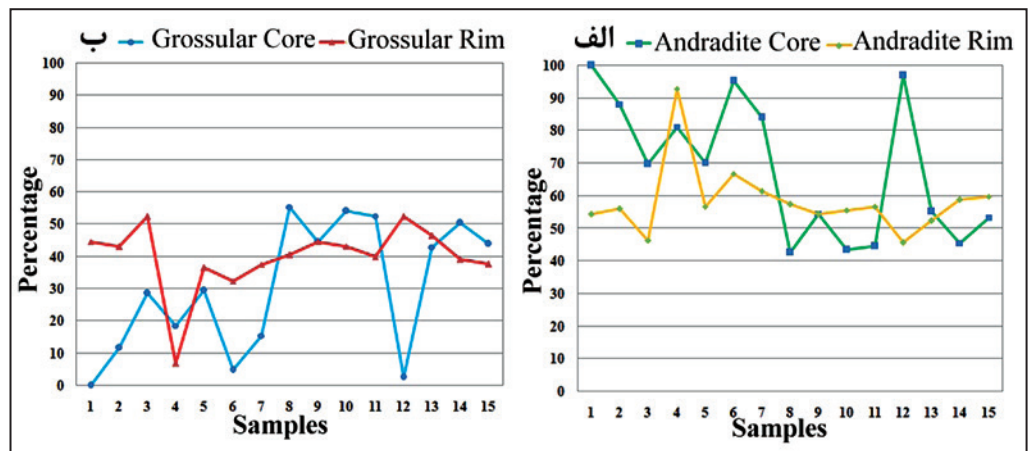
شکل ۶- الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب منطقه اکتشافی سنجدک I بهنجار شده با کندریت (Boynnton, 1984)؛ ب) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و خاکی کمیاب محدوده مطالعاتی، بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989).



شکل ۷- الف) موقعیت توده‌های نفوذی منطقه اکتشافی سنجدک I در نمودار (Pearce et al. (1984)؛ ب) موقعیت توده‌های نفوذی منطقه مطالعاتی در نمودار (Pearce et al. (1984) با تغییرات توسط (Pearce (1996)؛ syn-COLG: گرانیت‌های همزمان با برخورد قاره‌ای، post-COLG: گرانیت‌های پس از کوه‌زایی، VAG: گرانیت‌های کمر بند آتشفشانی پهنه فرورانش، WPG: گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای، ORG: گرانیت‌های پهنه گسترش.

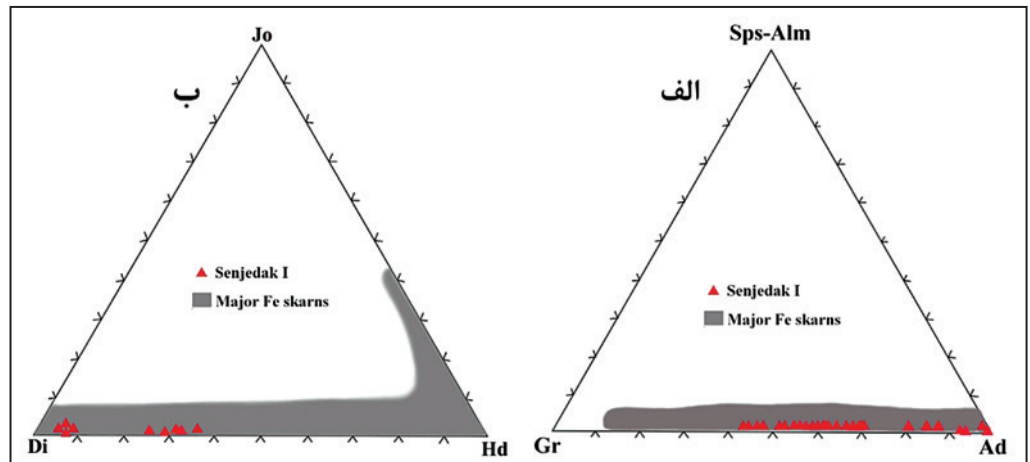


شکل ۸- تصاویر نمونه‌های دستی و میکروسکوپی (XPL) منطقه اکتشافی سنجدک I؛ الف) گارنت‌های (پهنه گارنت اسکارن) انیزوتروپ دارای زونینگ که برخی در حال تبدیل به پیروکسن هستند؛ ب) گارنت‌های انیزوتروپ پهنه گارنت اسکارن در زمینه کرنات در حال تبدیل شدن به آمفیبول؛ پ) فلوگوپیت‌های پهنه فلوگوپیت اسکارن. Grt: گارنت، Amp: آمفیبول، Phi: فلوگوپیت (Whitney & Evans, 2010).

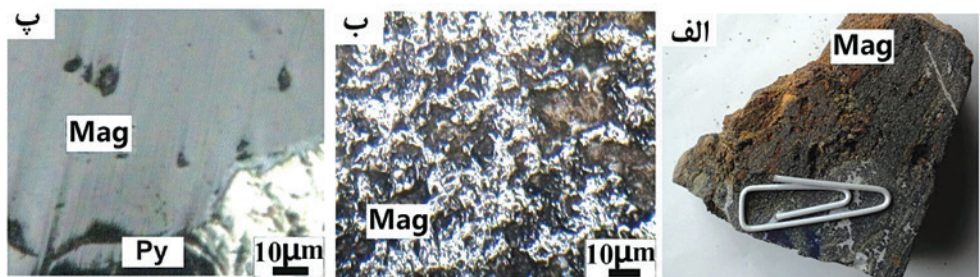


شکل ۹- تغییرات ترکیب گارنت‌های منطقه اکتشافی سنجدک I در مرکز و حاشیه. الف) تغییرات ترکیب گارنت آندرادیتی؛ ب) تغییرات ترکیب گارنت گروسولاری.

شکل ۱۰- تغییرات ترکیب الف) گارنت‌ها و ب) پیروکسن‌های منطقه اکتشافی سنجدک I و مقایسه آن با ترکیب گارنت‌ها و پیروکسن‌های معادن اسکارن آهن دنیا (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1989 & 1993).



شکل ۱۱- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی (PPL) از کانی‌زایی‌ها در منطقه اکتشافی سنجدک I. الف) مگنتیت در نمونه دستی؛ ب) مگنتیت‌های افشان؛ پ) تصویر میکروسکوپی مگنتیت‌های شکل‌دار و بلورهای خودشکل فاقد انیزوتروپی پیریت. Mag: مگنتیت، Py: پیریت (Whitney & Evans, 2010).



| Stage | Metasomatism stage | | Oxidized zone |
|------------|--------------------|------------|---------------|
| | Prograde | Retrograde | |
| Mineral | | | |
| Garnet | ██████████ | | |
| Pyroxene | ██████████ | | |
| Phlogopite | | ██████████ | |
| Epidote | | ██████████ | |
| Chlorite | | ██████████ | |
| Amphibole | | ██████████ | |
| Calcite | | | ██████████ |
| Quartz | | | ██████████ |
| Magnetite | | ██████████ | |
| Pyrite | | ██████████ | |
| Malachite | | | ██████████ |
| Hematite | | | ██████████ |

شکل ۱۲. روابط پاراژنری کانی‌ها و کانه‌ها در منطقه اکتشافی سنج‌دک I.

جدول ۱- مقادیر اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب منطقه اکتشافی سنج‌دک I.

| Sample code | S1-288 | S1-107 | S1-250 | S1-269 | S1-294 | S1-49 | S1-46 | S1-102 | S1-8 | S1-81 | S1-83 | S1-103 | S1-95 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Northing | 269779 | 270170 | 270591 | 270877 | 269659 | 269926 | 269910 | 270670 | 270233 | 270377 | 270449 | 270619 | 270641 |
| Easting | 3818931 | 3818724 | 3818072 | 3818625 | 3819213 | 3818886 | 3818792 | 3818700 | 3818690 | 3818515 | 3818510 | 3818710 | 3818509 |
| Sample wt.% | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| SiO ₂ | 72.4 | 72.0 | 68.7 | 73.0 | 72.5 | 71.6 | 76.7 | 70.9 | 76.2 | 74.8 | 77.2 | 72.9 | 73.7 |
| TiO ₂ | 0.4 | 0.4 | 0.6 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.3 |
| Al ₂ O ₃ | 13.2 | 13.7 | 13.9 | 12.2 | 12.7 | 14.1 | 11.7 | 14.4 | 11.9 | 12.3 | 11.9 | 12.9 | 12.9 |
| TFeO | 0.9 | 0.8 | 1.2 | 0.8 | 0.5 | 0.9 | 0.9 | 1.1 | 1.0 | 1.5 | 0.8 | 0.8 | 1.0 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.3 | 1.2 | 1.9 | 1.1 | 0.7 | 1.3 | 1.3 | 1.6 | 0.7 | 1.0 | 0.5 | 1.2 | 1.5 |
| MnO | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 0.0 |
| MgO | 0.7 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.9 | 0.4 | 0.8 | 0.3 | 0.6 | 0.2 | 0.9 | 0.6 |
| CaO | 2.1 | 1.6 | 2.3 | 1.7 | 2.4 | 1.9 | 0.7 | 1.9 | 0.7 | 1.0 | 0.4 | 2.1 | 1.4 |
| Na ₂ O | 2.7 | 2.8 | 1.5 | 2.7 | 2.5 | 3.7 | 3.0 | 4.2 | 3.0 | 3.1 | 2.7 | 3.4 | 3.3 |
| K ₂ O | 4.4 | 5.8 | 5.5 | 4.0 | 5.3 | 4.5 | 4.4 | 3.8 | 4.5 | 4.4 | 5.0 | 4.5 | 4.2 |
| P ₂ O ₅ | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 |
| LOI | 1.3 | 0.6 | 0.8 | 0.3 | 0.5 | 0.9 | 0.5 | 0.9 | 2.0 | 0.7 | 1.0 | 0.9 | 1.0 |
| Total | 99.8 | 99.6 | 97.1 | 96.7 | 98.2 | 100.2 | 100 | 100.2 | 101 | 99.7 | 100.0 | 100.1 | 100.1 |
| Sample ppm | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| Ba | 1292.0 | 1192.0 | 1022.0 | 660.0 | 942.0 | 845.0 | 241.0 | 537.0 | 238.0 | 379.0 | 249.0 | 743.0 | 528.0 |
| Rb | 210.0 | 278.0 | 288.0 | 233.0 | 186.0 | 214.0 | 293.0 | 188.0 | 320.0 | 265.0 | 275.0 | 194.0 | 225.0 |
| Sr | 291.0 | 235.0 | 110.0 | 283.0 | 302.0 | 337.0 | 108.0 | 313.0 | 86.3 | 138.0 | 92.2 | 344.0 | 237.0 |
| Zr | 233.0 | 212.0 | 166.0 | 161.0 | 202.0 | 151.0 | 115.0 | 199.0 | 112.0 | 131.0 | 104.0 | 187.0 | 183.0 |
| Nb | 44.0 | 42.0 | 37.0 | 36.0 | 37.0 | 35.0 | 37.0 | 36.0 | 35.0 | 28.0 | 26.0 | 36.0 | 29.0 |
| Ni | 9.0 | 9.0 | 6.0 | 5.0 | 7.0 | 12.0 | 9.0 | 8.0 | 6.0 | 10.0 | 7.0 | 9.0 | 10.0 |
| Co | 4.4 | 4.5 | 4.6 | 4.4 | 3.3 | 6.4 | 2.2 | 3.2 | 1.9 | 4.3 | 0.5 | 4.8 | 5.2 |
| Zn | 12.0 | 51.0 | 19.0 | 20.0 | 14.0 | 10.0 | 11.0 | 28.0 | 41.0 | 6.0 | 5.0 | 9.0 | 9.0 |
| Cr | 80.0 | 99.0 | 58.0 | 108.0 | 113.0 | 26.0 | 58.0 | 30.0 | 30.0 | 26.0 | 69.0 | 57.0 | 48.0 |
| La | 67.9 | 88.2 | 53.5 | 74.3 | 53.7 | 60.4 | 58.9 | 68.2 | 55.8 | 58.2 | 47.4 | 60.1 | 72.2 |
| Ce | 133.0 | 128.0 | 95.1 | 108.0 | 105.0 | 111.0 | 80.9 | 123.0 | 66.1 | 78.8 | 62.7 | 120.0 | 106.0 |
| Pr | 12.7 | 11.2 | 9.3 | 9.7 | 10.3 | 10.1 | 6.0 | 11.1 | 4.9 | 6.3 | 5.0 | 11.6 | 9.4 |
| Nd | 41.0 | 33.5 | 32.4 | 29.5 | 31.7 | 32.0 | 17.8 | 33.9 | 12.5 | 17.9 | 14.1 | 40.5 | 29.1 |
| Sm | 7.1 | 4.9 | 5.9 | 5.2 | 6.2 | 5.3 | 2.8 | 6.3 | 1.8 | 2.7 | 2.2 | 6.5 | 4.5 |
| Eu | 1.5 | 1.3 | 1.3 | 1.1 | 1.1 | 1.4 | 0.5 | 1.3 | 0.3 | 0.6 | 0.4 | 1.4 | 0.9 |
| Gd | 6.0 | 4.4 | 5.5 | 4.4 | 5.1 | 4.8 | 2.3 | 5.3 | 1.5 | 2.9 | 1.8 | 5.7 | 4.7 |
| Tb | 0.9 | 0.5 | 0.9 | 0.7 | 0.8 | 0.8 | 0.3 | 0.8 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.9 | 0.8 |

| Sample code | S1-288 | S1-107 | S1-250 | S1-269 | S1-294 | S1-49 | S1-46 | S1-102 | S1-8 | S1-81 | S1-83 | S1-103 | S1-95 |
|------------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Northing | 269779 | 270170 | 270591 | 270877 | 269659 | 269926 | 269910 | 270670 | 270233 | 270377 | 270449 | 270619 | 270641 |
| Easting | 3818931 | 3818724 | 3818072 | 3818625 | 3819213 | 3818886 | 3818792 | 3818700 | 3818690 | 3818515 | 3818510 | 3818710 | 3818509 |
| Sample wt. % | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| Dy | 5.0 | 2.5 | 5.2 | 3.7 | 4.2 | 4.2 | 1.8 | 4.1 | 1.1 | 2.3 | 1.2 | 4.9 | 3.8 |
| Ho | 1.0 | 0.5 | 1.0 | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.4 | 0.8 | 0.2 | 0.4 | 0.3 | 0.8 | 0.7 |
| Er | 2.8 | 1.7 | 2.9 | 2.0 | 2.4 | 2.3 | 1.1 | 2.5 | 1.0 | 1.5 | 0.9 | 2.9 | 2.2 |
| Yb | 3.8 | 2.3 | 4.0 | 2.6 | 3.1 | 2.7 | 1.9 | 2.8 | 1.4 | 2.2 | 1.0 | 2.9 | 2.6 |
| Lu | 0.6 | 0.4 | 0.6 | 0.4 | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 0.5 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.6 | 0.4 |
| Y | 37.9 | 21.5 | 40.9 | 27.7 | 30.9 | 29.2 | 15.0 | 30.3 | 10.7 | 16.6 | 11.0 | 32.0 | 26.1 |
| Cs | 1.4 | 1.5 | 3.1 | 2.4 | 0.9 | 1.4 | 2.0 | 1.8 | 9.0 | 2.2 | 1.8 | 1.5 | 2.3 |
| Ta | 2.4 | 1.8 | 1.6 | 1.6 | 1.8 | 1.7 | 1.6 | 1.7 | 1.5 | 1.3 | 1.2 | 1.6 | 1.6 |
| Hf | 9.0 | 7.0 | 10.0 | 6.0 | 8.0 | 7.0 | 7.0 | 8.0 | 5.0 | 6.0 | 4.0 | 8.0 | 7.0 |
| Ga | 21.0 | 19.0 | 19.0 | 19.0 | 19.0 | 21.0 | 20.0 | 22.0 | 20.0 | 18.0 | 16.0 | 20.0 | 17.0 |
| Th | 58.6 | 58.4 | 34.3 | 49.4 | 64.6 | 84.7 | 74.6 | 39.9 | 61.2 | 63.5 | 74.4 | 40.4 | 51.9 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 1.6 | 2.0 | 3.6 | 1.5 | 2.2 | 1.2 | 1.5 | 0.9 | 1.5 | 1.4 | 1.9 | 1.3 | 1.2 |
| (La/Yb)N | 12.0 | 25.9 | 9.0 | 19.3 | 11.7 | 15.1 | 20.9 | 16.4 | 26.9 | 17.8 | 32.0 | 14.0 | 18.7 |
| Eu/Eu* | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.6 | 0.9 | 0.6 | 0.7 | 0.5 | 0.7 | 0.5 | 0.7 | 0.6 |

جدول ۲- نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی گارنت‌های منطقه اکتشافی سنجک ک I.

| sample point | S1-133 | | | | | | | | | | | | | | S1-280 | | |
|--------------------------------|--------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|-------|------|
| | 1 | 1 | 2 | 2 | 3 | 3 | 4 | 4 | 5 | 5 | 6 | 6 | 7 | 7 | 1 | 1 | |
| wt. % | core | rim | core | rim | core | rim | core | rim | core | rim | core | rim | core | rim | core | rim | |
| SiO ₂ | 35.4 | 37.4 | 35.9 | 37.2 | 36.4 | 37.2 | 36.3 | 35.5 | 36.5 | 36.6 | 35.6 | 36.5 | 35.8 | 37.1 | 37.76 | 36.85 | |
| TiO ₂ | | | | | 0.3 | | | | | 1.9 | | | | | 0.24 | 0.34 | |
| Al ₂ O ₃ | 0.0 | 9.6 | 2.4 | 9.2 | 5.9 | 11.3 | 3.8 | 1.4 | 6.1 | 7.6 | 0.9 | 6.8 | 3.1 | 7.9 | 12.04 | 8.55 | |
| Fe ₂ O ₃ | 31.5 | 18.4 | 27.9 | 18.8 | 22.6 | 15.6 | 26.0 | 29.4 | 22.7 | 18.6 | 29.8 | 21.9 | 26.9 | 20.3 | 14.52 | 18.96 | |
| MnO | | 0.5 | 0.1 | 0.5 | 0.4 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.1 | 0.4 | 0.2 | 0.5 | 0.61 | 0.49 | |
| CaO | 33.1 | 34.7 | 33.4 | 34.2 | 34.0 | 34.6 | 33.7 | 32.9 | 34.1 | 34.1 | 32.9 | 33.9 | 33.4 | 34.1 | 34.74 | 34.35 | |
| Total | 99.9 | 100.7 | 99.7 | 99.8 | 99.6 | 99.2 | 99.9 | 99.3 | 99.6 | 99.3 | 99.3 | 99.5 | 99.4 | 99.9 | 99.91 | 99.54 | |
| End-members | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Andradite | 100.0 | 54.4 | 88.0 | 56.0 | 69.8 | 46.4 | 81.1 | 92.8 | 70.0 | 56.7 | 95.2 | 66.8 | 84.1 | 61.4 | 42.61 | 57.36 | |
| Grossular | 0.0 | 44.5 | 11.6 | 43.0 | 28.6 | 52.4 | 18.5 | 6.8 | 29.4 | 36.5 | 4.7 | 32.3 | 15.4 | 37.5 | 55.32 | 40.50 | |
| Spessartine | 0.0 | 1.0 | 0.3 | 1.0 | 0.8 | 1.2 | 0.4 | 0.4 | 0.6 | 0.9 | 0.1 | 0.9 | 0.5 | 1.1 | 1.37 | 1.12 | |
| sample point | S1-280 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 | 4 | 4 | 5 | 5 | 6 | 6 | 7 | 7 | 8 | 8 |
| wt. % | core | mid | mid | rim | core | mid | rim | core | rim | core | rim | core | rim | core | rim | core | rim |
| SiO ₂ | 37.1 | 37.4 | 36.7 | 37.3 | 37.6 | 37.2 | 37.2 | 37.6 | 36.9 | 35.3 | 37.4 | 37.1 | 37.2 | 37.1 | 36.9 | 36.9 | 36.9 |
| TiO ₂ | | 0.3 | 0.5 | | 0.4 | 0.7 | | 0.6 | 0.8 | | 0.3 | 0.3 | | 1.0 | 0.4 | 0.6 | 0.6 |
| Al ₂ O ₃ | 9.5 | 10.9 | 8.0 | 9.5 | 11.7 | 10.2 | 9.2 | 11.4 | 8.4 | 0.5 | 11.3 | 9.1 | 9.9 | 10.8 | 8.2 | 9.3 | 7.9 |
| Fe ₂ O ₃ | 18.2 | 15.9 | 19.8 | 18.2 | 14.7 | 16.7 | 18.6 | 15.1 | 18.8 | 30.4 | 15.4 | 18.4 | 17.6 | 15.3 | 19.5 | 17.7 | 19.8 |
| MnO | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.3 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.4 |
| CaO | 34.2 | 34.8 | 34.2 | 34.4 | 34.8 | 34.5 | 34.2 | 34.6 | 34.0 | 32.8 | 34.6 | 34.2 | 34.4 | 34.6 | 34.1 | 34.3 | 34.1 |
| Total | 99.4 | 99.8 | 99.5 | 99.9 | 99.8 | 99.8 | 99.7 | 99.8 | 99.3 | 99.2 | 99.6 | 99.6 | 99.7 | 99.3 | 99.6 | 99.2 | 99.8 |
| End-members | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Andradite | 54.5 | 47.4 | 59.8 | 54.4 | 43.5 | 49.6 | 55.7 | 44.5 | 56.8 | 96.9 | 45.6 | 55.2 | 52.4 | 45.5 | 58.8 | 53.3 | 59.8 |
| Grossular | 44.5 | 50.7 | 37.7 | 44.6 | 54.0 | 47.2 | 43.2 | 52.5 | 39.9 | 2.4 | 52.4 | 42.9 | 46.4 | 50.4 | 39.0 | 43.8 | 37.6 |
| Spessartine | 1.0 | 1.1 | 1.0 | 1.0 | 1.4 | 1.2 | 1.2 | 1.2 | 1.1 | 0.8 | 1.2 | 1.1 | 1.2 | 1.1 | 1.1 | 0.9 | 1.0 |

جدول ۳. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پیروکسن‌های منطقه اکتشافی سنجدک I.

| Wt. % | S1-71 | | | | S1-280 | | | | |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| SiO ₂ | 52.83 | 52.23 | 53.32 | 54.45 | 54.45 | 54.55 | 54.45 | 54.45 | 54.35 |
| Al ₂ O ₃ | 0.42 | 0.38 | 0.15 | 0.00 | 0.11 | 0.11 | 0.00 | 0.11 | 0.11 |
| Fe ₂ O ₃ | 9.94 | 11.11 | 8.12 | 1.77 | 1.77 | 1.63 | 1.77 | 1.77 | 2.70 |
| MnO | 12.13 | 11.23 | 13.28 | 16.94 | 17.38 | 17.49 | 16.94 | 17.38 | 16.63 |
| MgO | 0.16 | 0.33 | 0.16 | 1.30 | 0.70 | 0.80 | 1.30 | 0.70 | 0.60 |
| CaO | 24.25 | 24.21 | 24.33 | 25.37 | 25.37 | 25.18 | 25.37 | 25.37 | 25.08 |
| Na ₂ O | 0.30 | 0.32 | 0.32 | 0.29 | 0.30 | | | | |
| Total | 100.03 | 99.81 | 99.68 | 99.82 | 99.78 | 99.76 | 99.82 | 99.78 | 99.48 |
| End-members | | | | | | | | | |
| Diopside | 68.16 | 63.63 | 74.10 | 90.74 | 92.60 | 92.74 | 90.74 | 92.60 | 89.96 |
| Hedenbergite | 31.33 | 35.31 | 25.39 | 5.31 | 5.28 | 4.85 | 5.31 | 5.28 | 8.20 |
| Johannsenite | 0.51 | 1.06 | 0.51 | 3.95 | 2.12 | 2.41 | 3.95 | 2.12 | 1.84 |

جدول ۴- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی مگنتیت برای نمونه‌های منطقه اکتشافی سنجدک I.

| Wt. % | S1-59 | | | | | S1-23 | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| TiO ₂ | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.15 | 0.08 | 0 | 0.02 | 0 | 0.01 |
| SO ₂ | 0 | 0 | 0.03 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 0.15 | 0.15 | 0.20 | 0.22 | 0.11 | 0.15 | 0.19 | 0.16 | 0.17 |
| TFeO | 87.79 | 90.67 | 89.59 | 88.74 | 89.91 | 90.18 | 91.74 | 84.35 | 91.60 |
| NiO | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0.03 |
| MnO | 0.16 | 0.18 | 0.15 | 0.16 | 0.18 | 0.22 | 0.18 | 0.19 | 0.19 |
| MgO | 2.11 | 1.93 | 2.17 | 2.26 | 2.03 | 0.33 | 0.34 | 0.47 | 0.31 |
| CaO | 0.01 | | 0.02 | 0.10 | 0.01 | 0.07 | 0.06 | 0.19 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.07 | 0.07 | 0.05 | 0.02 | 0.10 | 0 | 0 | 0.23 | 0.04 |
| V ₂ O ₃ | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 |

کتابنگاری

- کریم‌پور، م. ح. و ملک‌زاده شفارودی، ا.، ۱۳۸۶- ژئوشیمی- کانی‌شناسی زون‌های اسکارنی و پترولوژی سنگ منشأ کانسار سنگ آهن سنگان خراسان رضوی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۶۵.
- کریم‌پور، م. ح. و ملک‌زاده شفارودی، ا.، ۱۳۸۵- مقایسه ژئوشیمی سنگ منشأ توده مگنتیت طلادار تنورچه و مگنتیت بدون طلای معدن سنگان، استان خراسان رضوی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱.
- کریم‌پور، م. ح.، ۱۳۶۹- بررسی منشأ و چگونگی تشکیل کانسار آهن سنگان خراسان، مجموعه مقالات سمینار سنگ آهن، دانشکده فنی دانشگاه تهران.
- گل‌محمدی، ع.، کریم‌پور، م. ح.، ملک‌زاده شفارودی، ا.، و مظاهری، ا.، ۱۳۹۲- پترولوژی و سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb در توده‌های نفوذی مناطق A، C جنوبی و دردوی، معدن سنگ آهن سنگان خواف، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۲، جلد ۵.

References

- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Eds.), Rare Earth Element Geochemistry, 63–114 (Elsevier, Amsterdam).
- Burnham, C. W., 1979- Magmas and hydrothermal fluids. In Barnes, H. L. (Eds.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 71–136.
- Chappell, B. & White, A., 2001- Two contrasting granite types 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences 48: 489–499.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1991- An Introduction to the Rock Forming Minerals, 7th impression, Longman, London.

- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. & Newberry, R. J., 1981- Skarn Deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*: 317-391.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A. & 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.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A. C. (Eds.), *Collision tectonics. Geological society special publications* 19: 67–81 (London).
- Jiang, Y. H., Ling, H. F., Jiang, S. Y., Fan, H. H., Shen, W. Z. & 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.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H., 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.
- Meinert, L. D., 1989- Gold skarn deposits-geology and exploration criteria. *Econ Geol Monogr*, 6: 537–552.
- Meinert, L. D., 1993- Igneous petrogenesis and skarn deposits. *Geol Ass Can Spec Pap* 40: 569–583.
- Meinert, L. D., Dipple G. M. & Nicolescu S., 2005- World skarn deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 299–336.
- Middlemost, A. K., 1985- *Magmas and Magmatic Rocks*, Longman Publication Company.
- Pearce, J. A., 1996- Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19: 120–125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956–983.
- Peccerillo, R. & 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. & 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. & 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*: Thomas Murby & Co, London 444 pp.
- Sun, S. S. & 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.
- Whitney, D. L. & 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. & Sun, D. Y., 2003- Highly fractionated I-type granites in NE China (II): Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos* 67: 191–204.

Geochemistry of intrusive rocks, petrology of skarn, and mineralogy and chemistry of ore bodies in the Senjedak-I area, East of Sangan mine, Khaf, NE Iran

N. Mazhari ¹, A. Malekzadeh Shafaroudi ^{2*} & M. Ghaderi ³

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³ Associate Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 2015 September 06

Accepted: 2016 February 17

Abstract

The Senjedak-I prospect area is one of the six eastern anomalies of Sangan iron mine. Geologic units in the area consist of Jurassic shales and sandstones, skarn rocks and Tertiary biotite monzonite and biotite syenogranite intrusive rocks. Due to severe alteration of biotite monzonite porphyry intrusive, geochemical studies have focused on the biotite syenogranite. This granular intrusive consists of K-feldspar, plagioclase, quartz, biotite and accessory minerals such as zircon, titanite, apatite and magnetite, with weak sericitic, argillic and silicic alterations. Biotite syenogranite is rich in silica (68.7 to 77.2 wt.%) and is chemically peraluminous which is formed by fractional crystallization from an I-type granitic magma poor in P (average 0.1% P₂O₅). This intrusive rock falls in the range of I-type granites and is oxidized. REE values indicate negative Eu anomaly, mild enrichment of LREE, a positive pattern close to flat HREE and negative anomalies of Ba, Sr, La, Ce, Ti, and Eu. On the basis of Rb, Nb, Yb, Hf, and Ta contents, tectonic setting of samples fall in Volcanic Arc Granite (VAG) and Post Collision Granite (post-COLG) divisions. The most important event in the Senjedak-I area was infiltration of Fe-bearing fluids through the carbonate rocks, their recrystallization, skarnification (prograde and retrograde), and iron ore deposition that could be explained by occurrence of calc-silicate minerals. The skarn has been separated into 4 zones on the basis of abundance of the calc-silicate minerals: garnet skarn, phlogopite skarn, epidote skarn, and amphibole skarn. According to Electron Probe Micro Analysis (EPMA), the composition of garnets is andradite-grossular (An 100-42.6 Gr 0-55.32 Sps 0-1.39) and pyroxenes are diopside-hedenbergite (Di 63-92 Hd 4-35 Jo 0.5-3.9). Mineralization in this prospect area formed as stratabound and massive bodies in the carbonate rocks. The main ore mineral is magnetite (40%) with minor amounts of pyrite. Secondary minerals are hematite and malachite. The FeO content in the magnetite is 91.7% and the S content is 0.03%. The Senjedak-I anomaly is located along the eastern part of the Dardvay deposit (in central division of the Sangan mine). The geochemical similarities of intrusive rocks, chemistry of skarn minerals, and pyroxene and garnet composition confirm that the Senjedak-I is a part of Dardvay, which is separated by a main fault with southeast-northwest trend.

Keywords: Senjedak-I, Electron Probe Micro Analysis (EPMA), Fe skarn, Khaf Sangan mine, Khaf-Kashmar-Bardaskan belt.

For Persian Version see pages 235 to 246

*Corresponding author: A. Malekzadeh Shafaroudi; E-mail: shafaroudi@um.ac.ir