

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان

نوشته: **علیرضا غیاثوند***، **مجید قادری*** و **نعمت‌اله رشیدنژاد عمران***

*دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۳/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۳/۱۱

چکیده

کانسارهای آهن شمال سمنان در جنوب زون ساختاری البرز مرکزی واقع شده‌اند. از نظر چینه‌شناسی، برونزدهای پالئوزویک تا کواترنر در این منطقه مشاهده می‌شوند. گسل‌های سمنان، درجزین، عطاری و دیکتاش منطقه را متأثر ساخته‌اند. در شمال سمنان، توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیب حد واسط تا اسیدی و ماهیت کلسیمی-قلیایی و متالومین، که ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I را نشان می‌دهد، در سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن نفوذ کرده، به گونه‌ای که در محل تماس توده با این سنگ‌ها، اسکارن‌زایی و کانه‌زایی آهن رخ داده است. کانی‌شناسی کانسارها به طور عمده به صورت مگنتیت، همراه با هماتیت، اولیژست، پیریت، کالکوپیریت، گارنت، پیروکسن و اپیدوت است. ماده معدنی به شکل توده‌ای، عدسی و رگه‌ای بوده و بافت آن پراکنده، برشی، رگه-رگچه‌ای و توده‌ای است. دگرسانی‌های پروپلیتی، آرژیلی، سیلیسی، سریسیتی، کلریتی و پیرییتی، به ترتیب بیشترین گسترش را در منطقه دارند. ویژگی‌های توده نفوذی منطقه، هماهنگی بسیار جالبی را با توده‌های نفوذی مولد اسکارن آهن نشان می‌دهند. بر اساس تغییر پارامترهای محاسبه شده برای عناصر REE، سیالات گرمایی مؤثر در کانه‌زایی، حائز منشأ ماگمایی بوده و توده نفوذی در تأمین مواد معدنی تشکیل‌دهنده اسکارن، سهم عمده را بر عهده داشته است. به موازات تزریق، جایگیری و تبلور توده نفوذی، حجم قابل توجهی سیال آهن‌دار، از راه نفوذ در سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری، باعث متاسوماتیسم قلیایی و نهشته شدن کانسارهای آهن شمال سمنان شده که دارای تشابه زیادی با کانسارهای اسکارن آهن کلسیک است.

کلیدواژه‌ها: کانی‌شناسی، ژئوشیمی، آهن، اسکارن، سمنان.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه، در ۱۲ کیلومتری شمال تا شمال‌خاوری سمنان و در عرض‌های شمالی ۳۶° ۳۵' تا ۴۳° ۳۵' و طول‌های خاوری ۲۰° ۵۳' تا ۳۰° ۵۳' واقع است (شکل ۱). از نظر آب و هوایی، این منطقه جزو مناطق خشک کویری به شمار می‌آید. در این منطقه، سه کانسار به نام‌های جنوب زردتول (کانسار ۱)، زردکمر (کانسار ۲) و باختر منطقه (کانسار ۳) در تماس با توده نفوذی و در سری سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن قرار گرفته‌اند (شکل ۱). این کانسارها به طور عمده ترکیب مگنتیتی دارند و می‌توانند در تأمین اکسید آهن مورد نیاز جهت کارخانه سیمان تهران و مصارف دیگر محلی مورد استفاده قرار گیرند. با توجه به گسترش قابل ملاحظه این نوع کانسارها در نقاط مختلف کشور و از جمله در استان سمنان و نبود مطالعات کافی در این زمینه، این تحقیق گامی در جهت شناخت بهتر این کانسارها است.

مطالعات قبلی انجام یافته در منطقه به طور عمده شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی سمنان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (نبوی، ۱۳۶۶) و نیز بررسی سنگ‌شناسی منطقه شمال سمنان (صمدی، ۱۳۷۷) بوده است. در مطالعه حاضر، تحقیق در مراحل مختلف، از جمله عملیات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی به گونه‌ای انجام شد که تعداد ۶۴ مقطع نازک، صیقلی و نازک-صیقلی برای مطالعه بافت و ساخت ماده معدنی و نحوه توزیع کانی‌ها در سنگ‌های درونگیر ماده معدنی و در کانسنگ‌ها بررسی شد. به منظور مطالعه عناصر جزئی و REE توده نفوذی، سنگ‌های درونگیر ماده معدنی و کانسنگ‌ها و مقایسه آنها با یکدیگر و مناطق مشابه، ابتدا ۱۵ نمونه به روش XRF در دانشگاه تربیت مدرس تجزیه شدند و بر اساس نتایج حاصل، ۱۲ نمونه به روش‌های ICP-AES و ICP-MS در مؤسسه ALS-Chemex ونکوور کانادا تجزیه گردید. سپس نتایج حاصل با کمک نرم‌افزارهای مختلف پردازش و تحلیل شد. تعداد ۱۲ نمونه نیز به روش XRD برای بررسی انواع دگرسانی در دانشگاه تربیت مدرس تجزیه گردید. نقشه زمین‌شناسی-معدنی منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ بر مبنای نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان (نبوی، ۱۳۶۶)، با انجام مطالعات صحرایی و با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای IRS و Landsat تهیه و ترسیم شد (شکل ۱).

بحث

زمین‌شناسی

واحدهای سنگ‌چینه‌ای منطقه بر اساس سن و سنگ‌شناسی به ۸ مجموعه تقسیم می‌شوند (شکل ۱)، که عبارتند از:

- ۱- سنگ‌آهک‌های خاکستری اریبولین‌دار، مارن و شیل گلو کونیت‌دار، ماسه‌سنگ و کنگلومرای سرخ رنگ کرتاسه، ۲- سنگ‌های رسوبی-آذرآواری ائوسن، به طور عمده شامل سنگ‌آهک‌های توفی نومولیت‌دار، مارن-توف خاکستری، توف‌های زرد قهوه‌ای و ریزدانه، برش-کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه نومولیت‌دار، ۳- مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، به طور عمده شامل گدازه‌های آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت و گنبد‌های داسیت و ریوداسیتی، ۴- سری سنگ‌های رسوبی ائوسن-الیگوسن شامل واحدهای سنگی تخریبی و تبخیری، ۵- سنگ‌های آذرین درونی شامل توده نفوذی گرانیتوئیدی نوکه در خاور تا مرکز منطقه و توده کوچک دیوریتی در باختر منطقه با سن پس از ائوسن، ۶- مجموعه اسکارن (با کانی‌هایی مانند گارنت، پیروکسن، آمفیبول، اپیدوت، کلریت و مگنتیت)، ۷- سنگ‌های تخریبی، نوژن، شامل کنگلومرای توده‌ای خاکستری رنگ و ۸- پادگانه‌های رودخانه‌ای، آبرفت‌ها و واریزه‌های کواترنری.

سنگ‌های آذرین منطقه، شامل سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی هستند. سنگ‌های آتشفشانی بخشی از کمربند آتشفشانی ائوسن البرز است که به صورت گدازه و آذرآواری گسترش یافته‌اند. همچنین تعدادی دایک بازی در سنگ‌های آتشفشانی یاد شده تزریق شده‌اند. در شمال‌خاوری سمنان، یک توده گرانیتوئیدی در سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده (شکل ۲) و باعث دگرگونی آنها شده، به گونه‌ای که در محل تماس توده با سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری، اسکارن تشکیل شده است (شکل ۳).

بافت سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری از نوع میکرولیتیک پورفیری، گلو موروپورفیری و گاهی فلسیتی بوده، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز و به مقدار کم هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن، کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند. کانی‌های کدر به صورت پراکنده، ریز و درشت حضور دارند. کلسیت به دو صورت، در درزه و شکستگی

هماتیت، لیمونیت، مالاکیت و اکسید منگنز است. مجموعه مذکور به شدت درزه دار است. لکه‌های کوارتز، به صورت بی‌شکل (میارولیتی) همچون تارهایی به هم وصل شده‌اند. بافت سنگ میکرو گرانوبلاستیک و کاتاکلاستیک است (شکل ۷).

رنگ گارنت‌ها، در نور طبیعی قهوه‌ای روشن است، برجستگی آنها بالا و درزه‌های زیادی در آنها قابل تشخیص است. کلسیت گاه فضای بین درزه‌ها را پر نموده است. گارنت‌ها دارای شکل بلورین خودریخت تا نیمه خودریخت بوده و از خود زون‌بندی نشان می‌دهند.

در کانسارهای آهن شمال سمنان، گسترش پیروکسن از گارنت کمتر بوده، رنگ آن در نور طبیعی، سبز تا زرد و خاکستری تیره، چند رنگی آن بسیار ضعیف و بلورهای آن شکل دار تا نیمه شکل دار است. این پیروکسن‌ها به طور عمده از نوع دیوپسید هستند (شکل ۸). بر اساس نتایج تجزیه XRD، ولاستونیت که به شدت تحت دگرسانی قرار گرفته، در زون اسکارن واقع در باختر منطقه، حضور دارد و بر اساس Einaudi et al. (1981) مربوط به برون اسکارن در اسکارن آهن کلسیک است.

در سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی، اپیدوت گسترش پیدا کرده و در لابلای پلاژیوکلازها هر جا فضای خالی بوده است، دیده می‌شود (شکل ۹). بر اساس Pichler (1997)، اپیدوت به صورت گسترده در سنگ‌های دگرگونی همبری گسترش دارد. اپیدوت، شکاف‌های سنگ‌های دیواره متاسوماتیزه را پر کرده است. بنا بر Shimazaki (1980)، وجود اپیدوت نشان‌دهنده تأثیر محلول‌های آهن دار است. به نظر این محقق، کانسارهای اسکارنی که از اپیدوت غنی هستند با گرانیتوئیدهای مگنتیتی، و آنهایی که فقیر از اپیدوت می‌باشند، با گرانیتوئیدهای ایلمنیتی همراه هستند. حضور توده گرانیتوئیدی از نوع I و گسترش اپیدوت در منطقه، با این امر سازگار است. در برخی از شکستگی‌ها، کلسیت و کوارتز به صورت رگچه در کنار هم حضور دارند. همراهی کلسیت و کوارتز در رگه‌های کوارتز-کربنات، مربوط به یک فاز تأخیری است.

مگنتیت کانه اصلی است و بیشتر حجم کانسارها را تشکیل می‌دهد. بافت کانه مگنتیت در نمونه‌ها به طور عمده توده‌ای، انتشاری و کاتاکلاستیک است. ماده معدنی (مگنتیت) در کانسارهای آهن شمال سمنان، به طور عمده به صورت توده‌های کوچک و رگه‌های مگنتیت با خلوص زیاد و بیشتر در درون سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و داسیتی جای گرفته است (شکل ۱۰). تعدادی از بلورهای مگنتیت بافت زون‌بندی نشان می‌دهند که در اثر تبدیل مگنتیت به هماتیت رخ می‌دهد (Ramdohr, 1980). مارتیتی شدن نوع خاصی از پدیده جانشینی است که در طی آن، مگنتیت در امتداد سطوح (۱۱۱) توسط هماتیت جانشین می‌شود (Craig and Vaughan, 1981). این پدیده در بخش‌های تکتونیزه شدت بیشتری دارد (شکل ۱۱). در کانسار زردکمر، رگچه‌های فراوانی از اولیژیست وجود دارد. بر اساس Einaudi et al. (1981)، این رگچه‌های اولیژیست نشان‌دهنده فاز پایانی گرمایی است.

به نظر Haynes et al. (1995)، برای تشکیل هماتیت در قسمت‌های بالایی کانسار حضور اکسیژن ضروری است. به عبارت دیگر، باید فوگاسیته اکسیژن افزایش یابد. برای این امر یک منبع خارجی لازم است تا این میزان زیاد اکسیژن را فراهم کند و محتمل‌ترین منبع اکسیژن، آب‌های جوی است که در اثر چرخش در قسمت بالایی کانسار باعث اکسید شدن قسمت بالایی کانسار می‌شوند. هماتیت در زون‌های اکسیدی و سطحی به طور گسترده حضور دارد. تمام کانسنگ‌هایی که در منطقه رخنمون دارند، بر اثر هوازدگی به مجموعه‌ای از اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند که در این میان، گسترش هماتیتی شدن بارز است. در بخش‌های جنوب‌باختری منطقه، شدت دگرسانی به حدی بوده که اخیری تشکیل شده است.

پیریت، گسترده‌ترین و فراوان‌ترین کانی سولفیدی در پوسته زمین بوده و فاز کدر اولیه نهشته‌های معدنی را تشکیل می‌دهد. پیریت به طور معمول به اکسیدها و

و در متن سنگ‌ها وجود دارد. بلورهای پلاژیوکلاز، سریسیتی و بلورهای ارتوکلاز، کاتولینیتی شده‌اند. در برخی قسمت‌ها، بافت برشی قابل رؤیت است. در فضا‌های کششی، کوارتز به صورت چند بلورین رشد کرده است (غیاثوند و همکاران، ۱۳۸۳). کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانیتوئیدی شامل پلاژیوکلاز (آلبیت و الیگوکلاز)، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز با دوقلوبی بارز کارلسباد) و کوارتز است. هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن به مقدار کم، کانی‌های کدر به صورت پراکنده و کلسیت ثانویه حاصل دگرسانی نیز وجود دارند. بیوتیت با رنگ بیرفرنژانس سبز کمرنگ، کلریتی شده است. بافت این سنگ‌ها به طور عمده ریزدانه تا دانه‌ای است. اما بافت‌های پرتیت، میرمکیت و گرانوفیری نیز به طور گسترده در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (غیاثوند و همکاران، ۱۳۸۴).

از نظر ساختاری منطقه مورد نظر در جنوب زون البرز مرکزی قرار دارد. گسل‌های مهمی که در منطقه تأثیر داشته‌اند، شامل گسل‌های سمنان، درجزین، عطاری و دیکتاش می‌باشند که از این بین، نقش گسل‌های سمنان با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و درجزین با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، بسیار بیشتر است. علاوه بر این، گسل‌های فرعی با روند خاوری- باختری و شمال‌باختری- جنوب‌خاوری که بیشتر در ارتباط با گسل سمنان هستند، اهمیت زیادی بخصوص در کنترل کانه‌زایی در منطقه دارند (شکل ۴). بر اساس نمودار گلسرخ رسم شده برای منطقه، سه سامانه گسلی با روندهای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، خاوری- باختری و شمال‌خاوری- جنوب‌باختری وجود دارد (شکل ۵).

دگرسانی

به طور کلی، دگرسانی در کانسارهای آهن شمال سمنان بسیار گسترده بوده و هاله‌هایی را در اطراف کانسارها به وجود آورده است. گسل‌های موجود، به عنوان کانال‌های ارتباطی عمل کرده و چرخش سیالات گرمایی منجر به کانی‌سازی رگه-رگچه‌ای و دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و حدواسط شده است. بر اساس مطالعات صحرائی، میکروسکوپی و نتایج تجزیه XRD، دگرسانی‌های پروپیلیتی، آرژیلی، سیلیسی، سریسیتی، کلریتی و پیریتی، به ترتیب بیشتر گسترش را در منطقه دارند. کانی‌های عمده در زون‌های دگرسان شده عبارتند از: کاتولینیت، اپیدوت، مونتومولیونیت، مسکوویت، سریسیت، کلریت، کوارتز، آلبیت، کلسیت و سیدریت. دگرسانی غالب در منطقه، پروپیلیتی شدن است که در همبری توده گرانیتوئیدی با سنگ‌های گدازه و آذرآواری ائوسن رخ داده و کانه‌زایی آهن را به همراه داشته است. این پدیده که در صحرا با رنگ سبز روشن تا زیتونی مشخص است، موجب افزایش Ca^{2+} و Fe^{3+} در سنگ شده و نشانگر فعالیت بالای این دو عنصر است. دگرسانی آرژیلی نیز در منطقه گسترش داشته و باعث تشکیل کانی‌های رسی و در نتیجه سفید شدن سنگ‌های دیواره شده است. فلدسپارهای موجود در سنگ‌های میزبان، به شدت تخریب و فرسایش یافته و به کانی‌های رسی و کوارتز تبدیل شده‌اند. بر اساس نتایج تجزیه XRD از نواحی دگرسانی آرژیلی، کانی‌های مونتومولیونیت و کائولن به فراوانی دیده می‌شوند. کاتولینیتی شدن در اطراف گنبد‌های اسیدی (داسیت‌ها) رخ داده و در جای‌جای منطقه بوژه بخش‌های مرکزی و باختری، از آنها بهره‌برداری شده است (شکل ۶).

کانی‌شناسی، ساخت و بافت و توالی پاراژنتیک

کانی‌شناسی زون اسکارن اهمیت بسزایی در شناخت ارتباط ماده معدنی با سنگ درونگیر آن دارد، چرا که کانه‌زایی انجام شده بیشتر در ارتباط با این زون است. کانی‌شناسی این زون به طور عمده شامل گارنت (گروسولار، آندرادیت، آلماندین، اسپسارتین)، مگنتیت، کالکوپیریت، پیریت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز،

تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، تراکیت، تراکی داسیت و ریولیت دارند (شکل ۱۶). نمونه‌های توده گرانیتیویدی نوکه در نمودار (Middlemost, 1994) نوع ۴ سنگ، شامل کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپارگرانیت را نشان می‌دهند (شکل ۱۷).

سنگ‌های آتشفشانی در نمودارهای (Irvine and Baragar, 1971) و (Maniar and Piccoli, 1989)، از تیپ قلیایی سدیمی تا پتاسیمی (شکل ۱۸) و متآلومین تا پرآلومین (شکل ۱۹) هستند و سنگ‌های درونی نیز در نمودارهای یاد شده، از تیپ کلسیمی-قلیایی پتاسیمی تا سدیمی (شکل ۲۰) و متآلومین (شکل ۲۱) هستند. به طور کلی، سنگ‌های درونی ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I (صمدی، ۱۳۷۷) را نشان می‌دهند. بر اساس نمودار (Batchlor & Bowden, 1985)، تحول ژئوشیمیایی گرانیتیویدها در یک چرخه کوهزایی و در زون همگرا رخ داده است (شکل ۲۲). به عبارت دیگر، توده گرانیتیویدی منطقه در رژیم زمین‌ساختی همزمان با برخورد تا فراخاست پس از برخورد و مراحل آخر کوهزایی قرار می‌گیرد. سنگ‌های آذرین منطقه، اعم از خروجی و درونی، قرابت ژئوشیمیایی دارند.

در کانسارهای آهن، بررسی ژئوشیمیایی عنصر فریک مانند Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co و Ni دارای اهمیت خاصی است. تفریق ژئوشیمیایی این عناصر، به دلیل خواص اتمی مشابه، به نسبت اندک است. بررسی نمونه‌های جمع‌آوری شده از منطقه، نشان می‌دهد که ترکیب ماده معدنی در کانسارهای جنوب زردتول، زردکمر و باختر منطقه، مشابه است (شکل ۲۳).

بر اساس (Einaudi et al., 1981) و (Cox and Singer, 1986)، وجود کبالت، از مشخصه‌های بارز اسکارن‌های آهن کلسیک بوده و این مسئله آن را از دیگر انواع اسکارن متمایز می‌سازد. لذا حضور کبالت در نمونه‌های ماده معدنی منطقه مورد مطالعه، می‌تواند معرف اسکارن آهن کلسیمی باشد.

به نظر (Meinert, 1984)، نسبت مولی Fe/Al در محلول با فشار ۲ Kb، با توان سوم میزان کلرید فاز سیال ارتباط خطی دارد. از این رو، باید به نسبت Fe_2O_3/Al_2O_3 توجه داشت. میزان این نسبت در کانسارهای آهن شمال سمنان بالا است و بر این اساس، در کانسارهای منطقه میزان کلرید در فاز سیال کانه‌دار بالا بوده است. به همین دلیل است که میزان عناصر حمل‌شونده با کمپلکس کلریدی از جمله مس، روی و سرب (شکل ۲۴) در این کانسارها بالا است. با توجه به اهمیت کلر و کمپلکس‌های کلریدی در حمل عناصری همچون آهن، مس، سرب و روی، روند تغییرات این عناصر از توده گرانیتیویدی تا ماده معدنی بررسی شد. بر اساس شکل ۲۵، تمرکز این عناصر با افزایش شدت اسکارنی شدن، افزایش می‌یابد. میزان غنی‌شدگی عناصر مزبور متفاوت بوده، که نشان از تفاوت در نوع لیگاندها و میزان پایداری کمپلکس‌های حمل‌کننده دارد. میزان غنی‌شدگی برای عناصر مس، آهن، روی و سرب، بین توده نفوذی و ماده معدنی، به ترتیب برابر ۲۱۷، ۱۶۵، ۲۱ و ۴ است.

با افزایش شدت اسکارنی شدن در کانسارهای آهن شمال سمنان، اکسیدهایی مانند سیلیس، آلومین و قلیایی‌ها روند کاهشی و در مقابل، اکسیدهایی مانند Fe_2O_3 ، CaO ، MgO ، MnO و عناصری مانند Cu ، V ، Zn ، Pb ، F ، Co ، Ni ، Ce ، Pr و Sm روندی افزایشی را نشان می‌دهند. افزایش MnO و CaO ، MgO ، به دلیل تشکیل کانی‌های سیلیکات کلسیمی مانند گارنت و پیروکسن است. اکسید آهن با افزایش اسکارنی شدن، افزایش نشان می‌دهد.

بر اساس (Newberry et al., 1990) و (Meinert et al., 1990, 1992, 1995)، توده‌های نفوذی نقش مهمی در تشکیل اسکارن و تأمین ماده معدنی دارند، به گونه‌ای که بین کانسارهای اسکارن و توده‌های نفوذی همراه، ارتباط تنگاتنگی حاکم است و

هیدروکسیدهای آهن دگرسان می‌شود. این کانی، فراوان‌ترین کانی سولفیدی در کانسارهای آهن شمال سمنان است (شکل ۱۲). بافت پیریت، به صورت توده‌ای، پراکنده، کاتاکلاستیک، برشی و رگچه‌ای دیده می‌شود. پیریت به صورت پراکنده فضای خالی و جانشینی توسعه پیدا کرده و غالباً به صورت جانشینی، اطراف و یا داخل کانی‌های باطله دیده می‌شود. کانی مزبور به صورت درهم رشدی با مگنتیت و کانی‌های باطله نیز تشکیل شده است. در نمونه‌های دستی و میکروسکوپی، به وضوح، جانشینی آن در شکستگی‌های کانی‌های باطله از جمله گارنت دیده می‌شود. فاز سولفیدی (پیریت)، فاز اکسیدی (مگنتیت) را قطع کرده و در شکستگی‌ها و زون‌های برشی مشاهده می‌شود. پیریت در جاهایی مگنتیت را محصور کرده و نشان از آن دارد که سولفید بعداً وارد شده و نسل دیگری از کانی‌زایی است (شکل ۱۳). در شکستگی‌ها، بیشتر اکسیدهای آهن، مانند گوتیت، لپیدوکروسیست و اخرای آهن حضور دارند، ولی متن اصلی، مگنتیت مارتیتی شده است (شکل ۱۴). زمین‌ساخت بعدی باعث خرد شدن کانه شده است، تا جایی که مگنتیت‌ها و پیریت‌هایی که در رگه-رگچه‌ها قرار گرفته‌اند، خرد شده‌اند. بخشی از فاز سولفیدی (پیریت) دگرسان شده و هیدروکسیدهای آهن مانند لپیدوکروسیست و گوتیت را ایجاد شده است، ولی بقایای پیریت قابل مشاهده است. لپیدوکروسیست با بافت کلوform موجود در شکستگی‌ها، حاکی از مراحل پایانی اسکارن‌زایی و دمای پایین سیالات گرمایی است. مالاکیت و آزوریت کانی‌های ثانویه مس می‌باشند که در اثر اکسایش کالکوپیریت حاصل شده‌اند.

کانه‌زایی در کانسارهای آهن شمال سمنان در سه مرحله دگرگونی، متاسوماتیسم و هوازگی انجام شده است (شکل ۱۵). با نفوذ توده گرانیتیویدی نوکه در سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری، یک دگرگونی همبری در حد رخساره آلیت-اپیدوت هورنفلس در منطقه ایجاد شده است. در پی آن، متاسوماتیسم و تشکیل اسکارن با شروع تبلور ماگما و رها شدن سیالات ماگمایی شروع شده و در مرحله اسکارن پیشرونده، ته‌نشینی مگنتیت و سولفیدها آغاز شده و در مرحله اسکارن پسرونده، ته‌نشینی کانی‌های سولفیدی به اوج می‌رسد. به عبارت دیگر، کانی‌های فاز اسکارن پیشرونده مانند گارنت (نوع آندرادیت، گراسولار، اسپسارتین و آلماندین)، کلینوپروکسن (نوع دیوپسید) و آلیت، با کانه‌زایی اکسیدی (مگنتیت) و مقدار کمی سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) همراه بوده است. در مرحله اسکارن پسرونده، کانی‌های تشکیل شده در مرحله پیشرونده، دگرسان و تخریب شده و کانی‌هایی مانند پیریت، کالکوپیریت، کلریت، اپیدوت، آمفیبول و هماتیت ایجاد شده‌اند. در پایان این مرحله، فاز تشکیل کوارتز-کربنات رخ داده که به صورت گسترده در منطقه گسترش یافته است. در مرحله متاسوماتیسم، بافت‌های مشاهده شده شامل افشان، برشی، پراکنده فضای خالی، توده‌ای و رگه-رگچه‌ای است. بر اثر فرایندهای سوپرژن و هوازگی، بعضی از کانی‌ها مانند گوتیت، لپیدوکروسیست، مالاکیت و آزوریت با بافت‌های رگه-رگچه‌ای و پراکنده تشکیل شده‌اند.

ژئوشیمی

به منظور مطالعات ژئوشیمی، ابتدا ۱۵ نمونه به روش XRF در دانشگاه تربیت مدرس تجزیه شدند و بر اساس نتایج حاصل، ۱۲ نمونه برای ۳۸ عنصر با ذوب لیتیم متابورات و به روش‌های ICP-MS و ICP-AES در موسسه ALS-Chemex ونکوور کانادا تجزیه گردیده، سپس نتایج حاصل با کمک نرم‌افزارهای مختلف پردازش و تحلیل شد (جدول ۱).

سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودار (LeBus & Streckeisen, 1991)، ترکیب

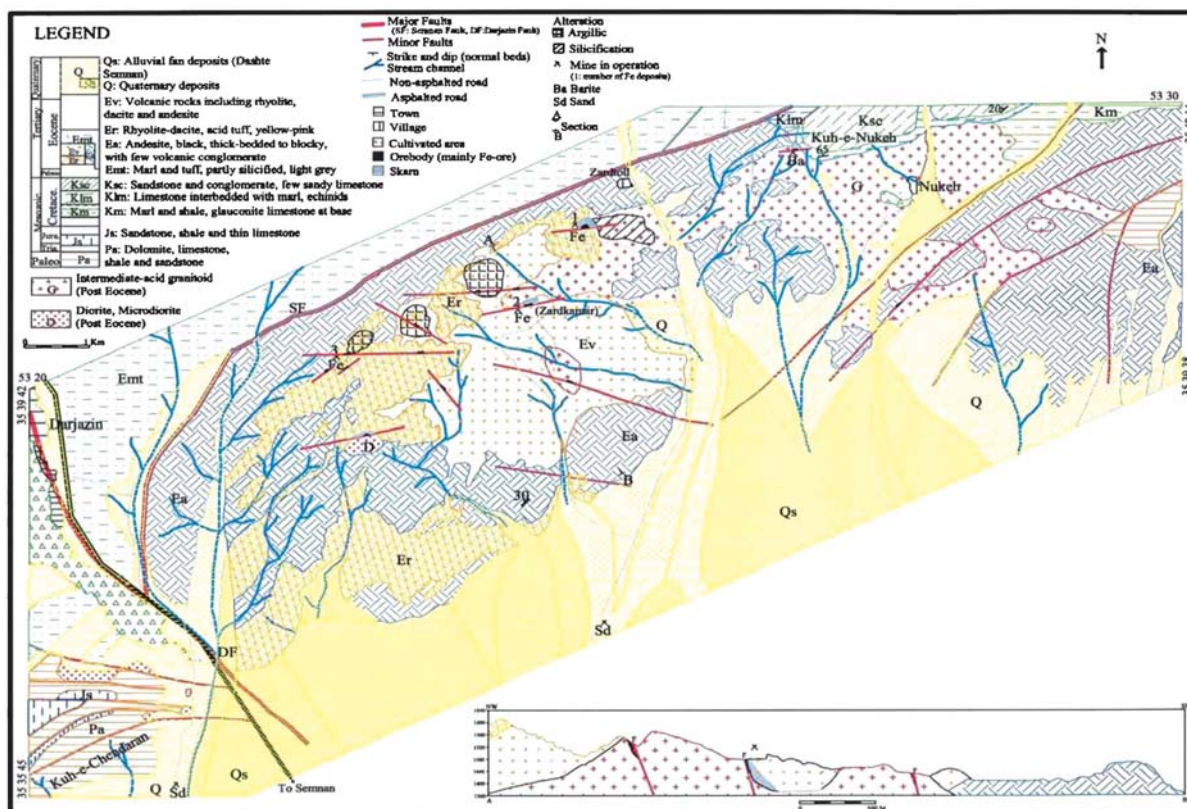
تا ماده معدنی، بردارها به سمت آب‌های ماگمایی تمایل دارند (شکل‌های ۲۷ تا ۲۹) و این تمایل نشانگر آن است که سیال‌های مؤثر در کانه‌زایی منشأ ماگمایی دارند. در نتیجه، می‌توان گفت که سیال مسئول کانه‌سازی، طی فرایندهای تفریق و تبلور توده‌های گرانیتیویدی منطقه، به صورت یک فاز سیال ماگمایی تشکیل شده‌اند.

نتیجه‌گیری

تزیق توده گرانیتیویدی نوکه با سن پس از ائوسن، حجم زیادی سیال آهن‌دار را در سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن رانده و باعث بروز متاسوماتیسم قلیایی، تشکیل هاله اسکارنی و نهشته شدن کانسارهای آهن شمال سمنان شده است. در این راستا، گسل‌های منطقه نیز به عنوان گذرگاه‌هایی برای عبور و انتشار سیال، با پدیده کانه‌زایی مرتبط می‌شوند. ویژگی‌های توده نفوذی منطقه، هماهنگی بسیار جالبی را با توده‌های نفوذی مولد اسکارن آهن نشان می‌دهد. بر اساس تحلیل پارامترهای محاسبه‌شده برای عناصر REE، سیال‌های دست‌اندرکار کانه‌زایی منشأ ماگمایی دارند. این سیال‌ها و توده نفوذی منطقه، حاصل فرایندهای تفریق و تبلور ماگماتیسم منطقه هستند که به تدریج در فازهای مختلف و به صورت بلور-مذاب، بلور-مذاب-سیال و مذاب-سیال از ماگمای والد تفریق حاصل کرده‌اند. به عبارت دیگر، سیال ایجاد کننده زون اسکارن، رابطه زایشی تنگاتنگی با توده گرانیتیویدی دارد. در نتیجه، سیال‌های مسئول کانه‌زایی، از نوع ماگمایی و وابسته به تحولات ماگمایی منطقه است و توده نفوذی در تأمین مواد معدنی تشکیل دهنده اسکارن، سهم عمده‌ای داشته است. کانه‌زایی در کانسارهای آهن شمال سمنان، از نظر یافت و ساخت کانه‌ها، کانی‌شناسی، دگرسانی، پاراژنز کانه‌ها، ژئوشیمی و منشأ کانه‌زایی تشابه زیادی با کانسارهای اسکارن آهن کلسیک دارد.

بر اساس این تحقیقات، هر نوع اسکارنی متناظر با ترکیب شیمیایی خاصی از توده نفوذی است. این تناظر در جدول ۲، با توده نفوذی گرانیتیویدی منطقه، مقایسه شده است. ویژگی‌های توده نفوذی منطقه، از نظر اکسیدهای اصلی مانند SiO_2 ، Al_2O_3 ، FeO^* ، MnO ، CaO ، Na_2O و برخی عناصر و نسبت‌ها مانند Zr ، Y ، Nb ، Ga ، Ce ، Zr/TiO_2 و Zn هماهنگی بسیار جالبی را با توده‌های نفوذی مولد اسکارن آهن نشان می‌دهند و بر اساس این بررسی، توده‌های نفوذی منطقه به عنوان خاستگاه تأمین ماده معدنی (آهن)، نقش عمده‌ای داشته‌اند.

در این تحقیق، از داده‌های Sun and McDonough (1989) برای رسم نمودار و از داده‌های Masuda (1975)، برای انجام محاسبات مربوط کمک گرفته شده است. یکی از اهداف اصلی مطالعه کانسارها، تعیین خاستگاه سیالات گرمایی مؤثر در کانه‌زایی است (Kato, 1993, 1999) و برای نائل شدن به این هدف ارزشمند، علاوه بر نمودارهای عکبوتی، از عامل‌ها و نسبت‌های دیگری نیز کمک گرفته می‌شود. اولین عامل، نسبت ضریب تفریق است که با $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ محاسبه می‌شود. ولی با مطالعات جدید صورت گرفته و ساخت اثر تترا در ایجاد تهی‌شدگی La (Peppard et al., 1969; Masuda & Ikeuchi, 1979)، پارامتر $(\text{pr}/\text{yh})_{\text{cn}}$ جایگزین آن شده است. پارامترهای دیگر عبارتند از: Eu/Eu^* و $\sum \text{REE}^+ \text{Ce}/\text{Ce}^*$ ، روند تغییرات عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های مختلف سنگی، در کانسارهای آهن شمال سمنان، بررسی شد. روند سازگار توزیع عناصر خاکی کمیاب در توده نفوذی و سنگ اسکارنی حاکی از آن است که، سیال حامل REE که موجود زون اسکارنی است، رابطه زایشی تنگاتنگی با توده گرانیتیویدی دارد (شکل ۲۶) و نشانگر خاستگاه مشترک برای این دو مجموعه است. در نمودارهای نشانگر تغییرات $(\text{Pr}/\text{Yb})_{\text{cn}}$ ، Ce/Ce^* و Eu/Eu^* در برابر $\sum \text{REE}$ (Kato, 1999)، از توده گرانیتیویدی تا ماده معدنی و نیز از توف آهکی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی - معدنی منطقه شمال سمنان (غیاثوند، ۱۳۸۴ با تغییرات).

جدول ۱- نتایج تجزیه ۳۸ عنصری با ذوب لیتیم متابورات و به روش های ICP-AES و ICP-MS، توسط ALS-Chemex کانادا (مقادیر بر حسب ppm است).

Sample no	Nd	Nb	Mo	Lu	La	Ho	Hf	Gd	Ga	Eu	Er	Dy	Cu	Cs	Cr	Co	Ce	Ba	Ag
M ۱۵	۹۸,۷	۱۴	۳۶	۰,۷	۶۰,۲	۲	۵	۱۲,۲	۱۴	۱۰,۸	۶	۸,۵	۹	۲	۵۰	۱۱,۹	۲۰,۳	۳۴۴	<۱
NS-۸-۱	۴۰,۸	۴	۵	۰,۲	۱۴,۶	۱	۱	۱۰	۹	۲,۹	۲,۴	۶,۴	>۱۰۰۰۰	۰,۲	۶۰	۲۵,۹	۴۵,۱	۹,۱	۳
M ۷	۱۶,۴	۲	۱۲۱	<۰,۱	۳۷,۸	۰,۱	<۱	۲	۲	۱,۶	۰,۲	۰,۶	۲۸	۰,۱	۴۰	۲,۸	۶۹	۱۶۱۵	<۱
I ۱۴	۶,۴	۱۰	۶	۰,۲	۸,۱	۰,۳	۳	۱,۵	۱۷	۰,۹	۱,۱	۱,۵	۲۳	۰,۱	۱۳۰	۵,۲	۱۶,۸	۱۳	<۱
E ۹	۱۶,۶	۷	۵	۰,۱	۲۸,۵	۰,۴	۳	۳	۱۰	۰,۳	۱,۱	۲	۳۹۳	۰,۲	۱۳۰	۱۲	۴۸,۴	۲۹۲	<۱
D ۱	۱۶,۶	۱۲	۴	۰,۵	۲۳,۴	۰,۹	۷	۳,۷	۱۴	۱,۲	۳	۴,۲	۹	۰,۸	۴۰	۱,۹	۵۱,۵	۸۴۱	<۱
NS-۱-۲	۲۴,۸	۷	۶	۰,۳	۳۰,۳	۰,۸	۲	۵,۱	۱۷	۱,۵	۲,۱	۳,۷	۳۰	۲	۶۰	۲۷	۵۸,۳	۱۳۷۰	<۱
NS-۲-۲	۳۹,۱	۱۰	۸	۰,۵	۳۸,۴	۱,۴	۴	۷,۵	۱۵	۱,۹	۴,۱	۷	۱۶۶	۰,۴	۳۰	۷۴,۳	۹۷,۱	۲۷۰	<۱
Ty	۴۹,۱	۱۴	۷	۱,۷	۱۱,۳	۴,۶	<۱	۱۵,۸	۱۰	۲,۲	۱۴,۳	۲۱,۴	۲۲۱۰	۰,۱	>۱۰	۹,۹	۴۸	۲۷,۶	<۱
II ۱	۱۹,۲	۹	۵	۰,۴	۱۸,۳	۰,۹	۴	۴,۹	۱۹	۱,۷	۲,۶	۴,۴	۱۱	۰,۸	۹۰	۱۴,۶	۳۹,۷	۷۹۶	<۱
II ۲	۱۰,۸	۱۴	۶	۰,۳	۱۵,۲	۰,۵	۶	۲,۳	۱۸	۱,۵	۱,۶	۲,۳	۱۴	۰,۱	۱۶۰	۱۶,۶	۲۶,۷	۳۰,۸	<۱
II ۵	۱۹,۸	۹	۵	۰,۳	۱۹,۷	۰,۹	۴	۴,۶	۱۹	۱,۶	۲,۳	۴,۱	۱۳	۱,۸	۷۰	۷,۳	۳۹,۷	۲۸۵	<۱
Sample no	Zr	Zn	Yb	Y	W	V	U	Tm	Tl	Th	Tb	Ta	Sr	Sn	Sm	Rb	Pr	Pb	Ni
M ۱۵	۱۹۹	۸۶	۴,۹	۶۰,۷	۱	۳۲۳	۱۴,۱	۰,۹	۳,۷	۱۰	۱,۷	۰,۹	۴۶	۳۵	۱۲,۸	۱۶۶	۲۷	۱۸	۱۷
NS-۸-۱	۴۱,۳	۲۳۳	۱,۵	۲۹,۷	۷	۲۴۷	۶,۲	۰,۳	<۰,۵	۳	۱,۴	<۰,۵	۴۷,۴	۸	۱۱,۲	۱,۱	۷,۷	۱۵	۴۷
M ۷	۲,۶	۲۴	۰,۱	۲,۵	۱۴	۲۲۴	۴,۲	>۰,۱	<۰,۵	<۱	۰,۲	<۰,۵	۱۱۲,۵	۸	۱,۷	۰,۹	۶	۳۲	۶
I ۱۴	۱۳۵	۱۵	۱,۱	۱۰,۴	۹	۲۹	۲,۴	۰,۲	<۰,۵	۷	۰,۳	۰,۸	۴۳	۲	۱,۴	۰,۶	۱,۷	۵	۱۲
E ۹	۱۲۴	۴۰	۱,۱	۱۳,۴	۹	۶۴	۱,۵	۰,۲	<۰,۵	۵	۰,۴	<۰,۵	۱۰۷,۵	۲	۲,۵	۰,۶	۵,۲	۲۰	۲۳
D ۱	۲۷۱	۳۳	۳	۲۸,۹	۵	۱۱	۴,۸	۰,۵	<۰,۵	۱۴	۰,۳	۰,۹	۱۶۳,۵	۴	۳,۳	۱۴۳	۴,۹	۹	۱۱
NS-۱-۲	۹۶	۱۳۹	۱,۸	۲۲	۸	۲۹۹	۱,۲	۰,۳	<۰,۵	۴	۰,۷	۰,۵	۸۷۰	۲	۴,۸	۴۶,۵	۶,۴	۲۰	۱۳
NS-۲-۲	۱۰,۵	۲۵۴	۳,۹	۳۹,۷	۹	۲۱۲	۳,۸	۰,۶	<۰,۵	۷	۱,۱	۰,۷	۱۴۲	۸	۷,۷	۶۲,۲	۱۱,۲	۲۶	۴۳
Ty	۴,۵	۲۴۲	۱۲,۸	۱۴۱	<۱	۷۵	۹,۷	۱,۹	<۰,۵	۵	۳,۲	<۰,۵	۳۴,۹	۴	۱۴	۱,۴	۹,۵	۱۰	۶
II ۱	۱۵۰	۷۶	۲,۵	۲۵,۲	۳	۲۰۲	۱,۹	۰,۳	<۰,۵	۶	۰,۷	۰,۶	۵۱۴	۲	۴,۴	۶۳	۴,۷	۱۹	۲۰
II ۲	۲۳۰	۳۳	۱,۸	۱۵,۷	۱۰	۱۰۵	۱,۷	۰,۳	<۰,۵	۱۴	۰,۴	۱,۱	۸۸,۱	۲	۲,۳	۱,۴	۲,۹	۱۰	۲۲
II ۵	۱۳۳	۱۰۰	۲,۳	۲۵,۴	۴	۲۷۲	۲,۳	۰,۴	<۰,۵	۵	۰,۷	۰,۶	۵۶۹	۲	۴,۲	۳۷,۷	۴,۹	۲۲	۱۶

جدول ۲- مقایسه توده های نفوذی مولد اسکارن آهن و نمونه های منطقه بر اساس تغییرات اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و برخی نسبت ها (Meinert et al., 1990; Newberry et al., 1990; Meinert, 1984, 1992, 1995). مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و دیگر عناصر بر حسب ppm است.

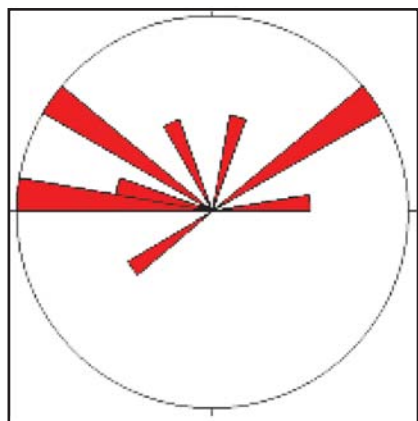
نوع کراتینوئیدی منطقه	توده های نفوذی مولد اسکارن آهن		
	متوسط	محدوده تغییرات	میانگین
SiO ₂	۶۰,۹	۷۵,۶-۴۷,۰	۵۹,۳
Al ₂ O ₃	۱۶,۶	۲۲,۷-۱۲,۲	۱۶,۸
TiO ₂	۰,۶	۳,۱-۰,۱	۰,۸
Fe ₂ O ₃	۲,۸	۶,۵-۰,۵	۲,۸
FeO	۳,۳	۱۱,۲-۰,۶	۴,۵
MnO	۰,۱	۰,۶-۰,۰	۰,۱
CaO	۷,۲	۲۲,۴-۰,۹	۷,۲
MgO	۲,۶	۷,۹-۰,۲	۳,۰
K ₂ O	۲,۱	۵,۶-۰,۲	۲,۱
Na ₂ O	۴,۲	۷,۵-۰,۶	۴,۰
P ₂ O ₅	۰,۳	۱,۵-۰,۰	۰,۳
Ni	۳,۵	۱۶,۱-۴	۳,۵
Cr	۱,۸	۳,۲-۹	۱,۸
Sc	۱,۷	۳,۳-۴	۱,۷
Y	۱,۵	۳,۱-۱,۵	۱,۵
Ba	۳۳,۶	۵۵,۱	۳۳,۶
Rb	۳,۶	۱۳,۷-۲	۳,۶
Sr	۵,۵	۹,۸-۲,۰	۵,۵
Zr	۱,۴	۲,۷-۶,۶	۱,۴
Y	۲,۵	۳,۵-۱,۶	۲,۴
Nb	۸	۲۱-۳	۹
Ga	۱,۷	۲,۳-۱,۱	۱,۷
Cu	۴,۳	۱,۹-۰	۴,۳
Zn	۵,۷	۹,۱-۲,۵	۵,۷
Pb	۵	۴-۰	۵
La	۱,۶	۳,۵-۰	۱,۶
Ce	۳,۳	۷,۳-۱,۹	۳,۳
Th	۵	۳-۰	۵
Fe ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +FeO)	۰,۴۴	۰,۸۷-۰,۱۱	۰,۴۴
Rb/Sr	۰,۰۹	۰,۳۵-۰,۰۰	۰,۰۹
Rb/Nb	۳,۴	۶,۶-۰,۲	۳,۴
Rb/Ba	۱,۵	۹,۰-۰,۰۳	۱,۵
Zr/TiO ₂	۰,۰۲	۰,۰۵-۰,۰۱	۰,۰۲
Y+Nb	۳,۳	۴,۵-۲,۷	۳,۳
Y/Nb	۳,۴	۷,۰-۱,۰	۳,۴
Ga/Sc	۱,۴	۳,۲-۰,۵	۱,۴
Ga(ppm)/Al	۱,۸۹	۲,۵۳-۱,۴۶	۱,۸۹
Sc/Nb	۲,۷۶	۱۱,۸۵-۰,۲۹	۲,۷۶
Ce/Nb	۵,۵	۱۱,۶-۲,۲	۵,۵
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)	۲,۴۸	۱۲,۹۵-۱,۰۴	۲,۴۸
Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O)	۰,۸۱	۱,۰۹-۰,۳۶	۰,۸۱
FeO/MgO	۲,۵	۹,۸-۰,۷	۲,۵
K ₂ O/MgO	۱,۸	۲,۳-۰,۰	۱,۸



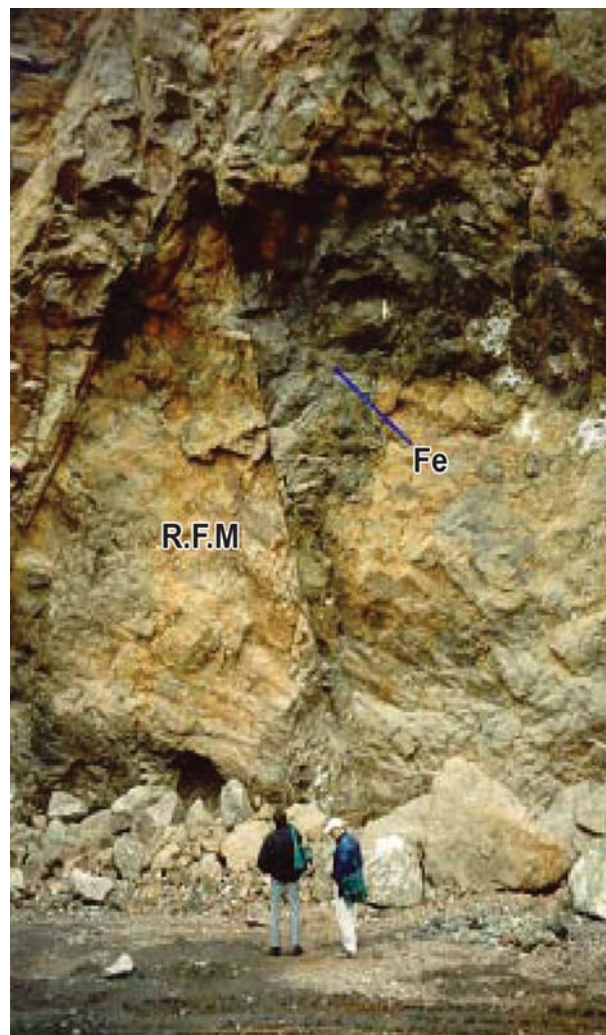
شکل ۳- منطقه همبری توده نفوذی گرانیتوئیدی (Gr) و گنبد‌های داسیتی که در جنوب زردتول تشکیل زون اسکارن را داده‌اند
 (Gr): توده نفوذی گرانیتوئیدی، Sk-z: زون اسکارن، Da: گنبد‌های نیمه‌ژرف داسیتی دگرسان‌شده، سوی دید به سمت خاور).



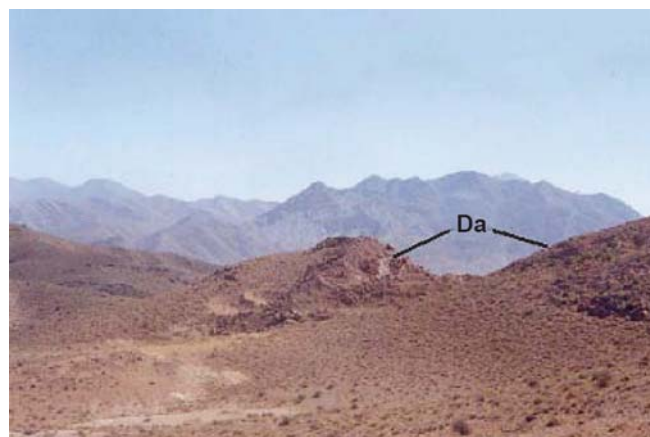
شکل ۲- انکلاوهایی از آتشفشانی‌های انوسن درون توده نفوذی گرانیتوئیدی در خاور روستای نوکه نشانگر جوان‌تر بودن توده نفوذی است (سوی دید به سمت شمال‌باختری).



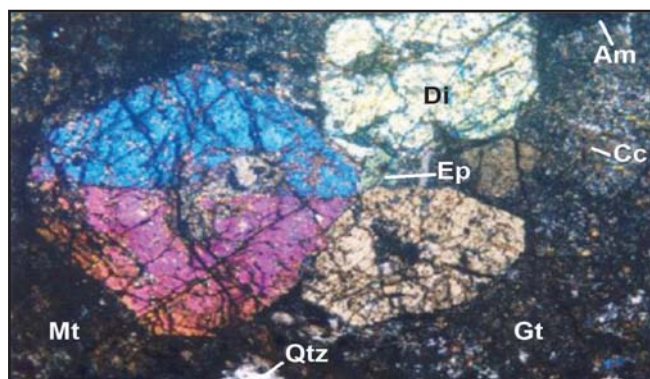
شکل ۵- نمودار گل سرخی رسم شده برای منطقه که نشانگر وجود سه سامانه گسلی اصلی با روندهای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، خاوری- باختری و شمال‌خاوری- جنوب‌باختری در منطقه می‌باشد.



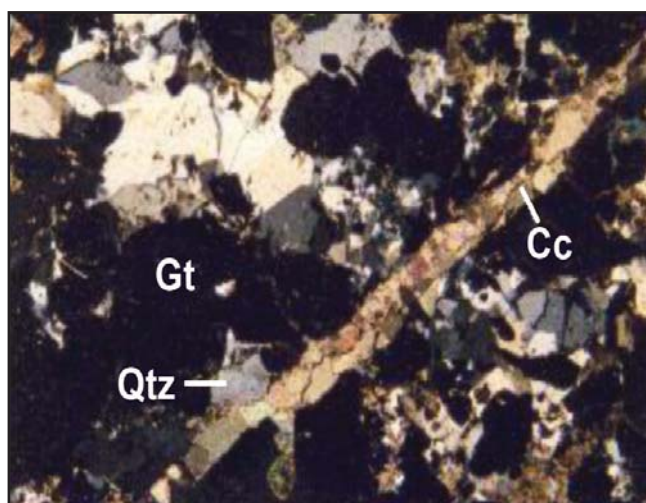
شکل ۴- کانه‌زایی آهن در امتداد سطح گسلش که در محل تقاطع گسل‌ها حجم بیشتری تشکیل شده است (سوی دید به سمت باختر، Fe: ماده معدنی مگنتیتی R.F.M: سنگ درونگیر آندزیتی).



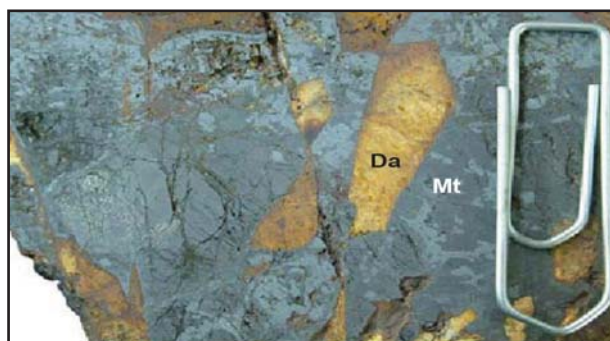
شکل ۶- نمایی از رخنمون‌های داسیتی (Da) در مرز شمالی منطقه و کانسار زردکمر که در حال بهره‌برداری به عنوان خاک صنعتی است (سوی دید به سمت شمال‌باختری).



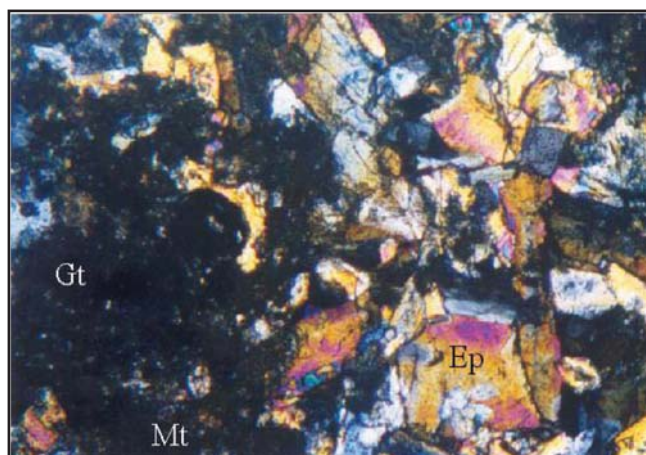
شکل ۸- کلینوپروکسن نوع دیوپسید (Di) که دگرسان شده است، آمفیبول (Am)، اپیدوت (Ep)، کلسیت (Cc) و کوارتز (Q) در کنار مگنتیت (Mt) حضور دارند و بیشتر زمینه توسط گارنت نوع اسپسارتین، آلماندین و گروسولار پوشیده شده است (10 X).



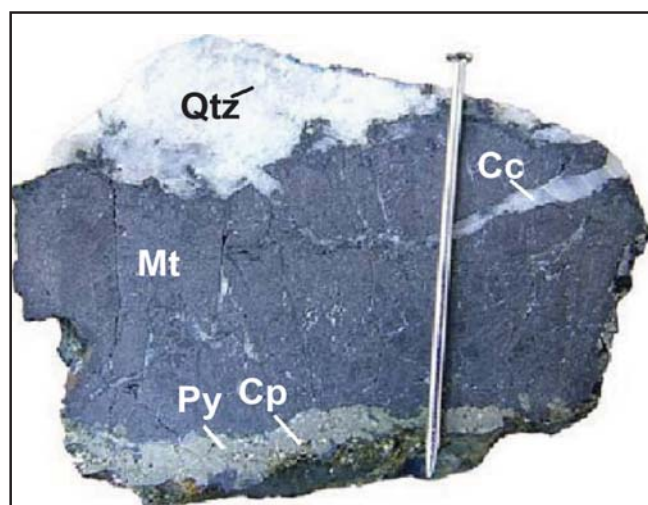
شکل ۷- گارنت‌های (Gt) گروه اوگراندیت همراه با رگچه‌های کوارتز (Qtz) و کلسیت (Cc) که مجموعه را قطع می‌کند (XPL, 2.5 X).



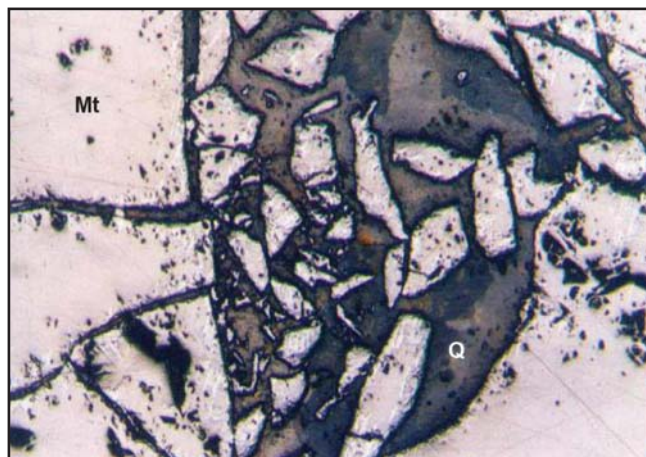
شکل ۱۰- مگنتیت (Mt) به صورت رگه-رگچه‌ای در سنگ درونگیر آتشفشانی داسیتی (Da) در جنوب کانسار زرد کمر ایجاد شده است. بخشی از سنگ درونگیر در مجموعه آهن دیده می‌شود که نشان از اپی‌ژنتیک بودن کانسنگ آهن نسبت به مجموعه آتشفشانی اسیدی دارد.



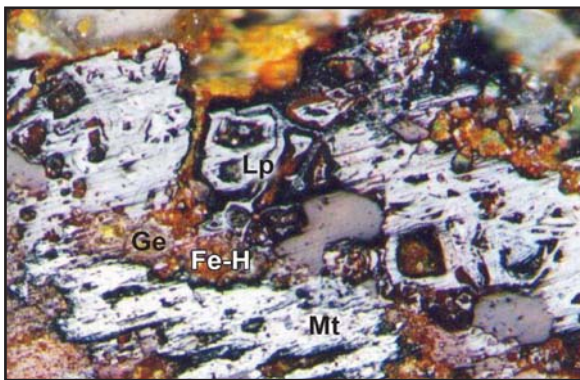
شکل ۹- اپیدوت‌های (Ep) حاصل دگرسانی گارنت، در زمینه گارنت در کنار مگنتیت و به مقدار کمی کوارتز و کلسیت، در زون اسکارن حضور دارند (10 X).



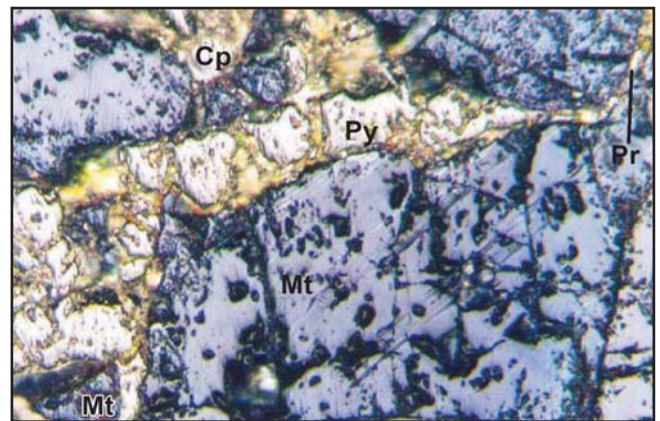
شکل ۱۲- فاز اکسیدی (مگنتیت مارتیتی شده) و فاز سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت)، و کانی‌های باطله شامل بلورهای درشت کوارتز (Q) و کلسیت (Cc) در نمونه دستی از سنگ درونگیر آندزیت دگرسان شده، زون اسکارن کانسار زرد کمر.



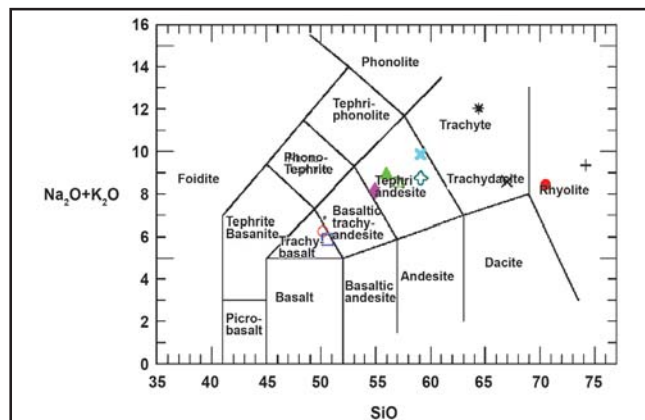
شکل ۱۱- مگنتیت مارتیتی شده با بافت برشی، که در باطله‌ای از کوارتز (Q) و کلسیت، در سنگ درونگیر آتشفشانی داسیتی رخ داده است (10 X).



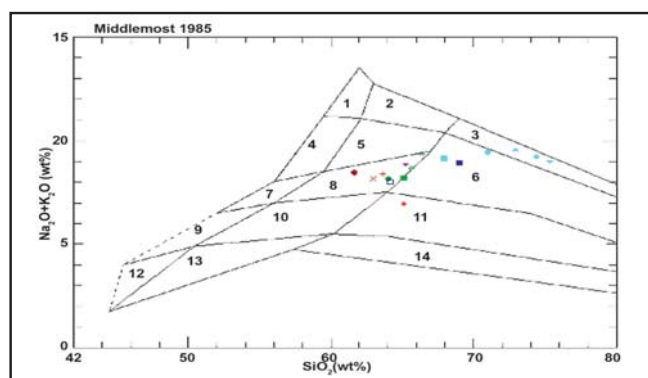
شکل ۱۴- وجود زون‌بندی لپیدوکروسیت (Lp) و گوتیت (Ge) در بلورهای هیدروکسید آهن، حاکی از وجود پیریت است. مگنتیت به شدت ماریتی شده و هیدروکسیدهای آهن (Fe-OH) را در شکستگی‌ها ایجاد کرده است (32 X in oil).



شکل ۱۳- پیریت (Py) به صورت نسل دیگری از کانه‌زایی در درزه و شکستگی‌های مگنتیت (Mt) ماریتی شده، جای گرفته است (20 X).



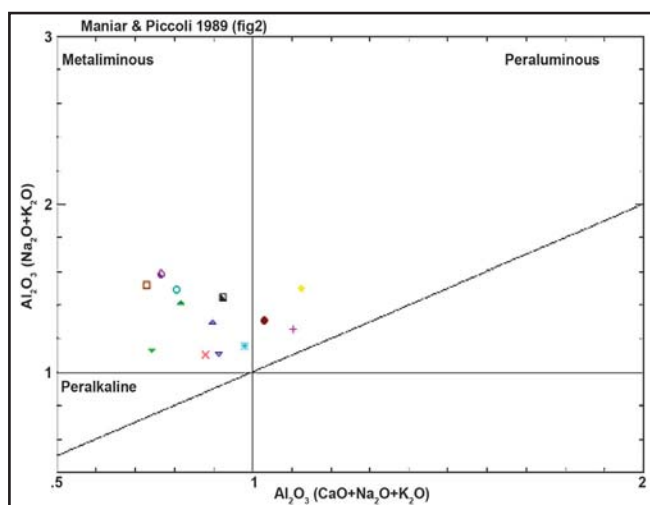
شکل ۱۶- رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال سمنان با استفاده از نمودار Lebus and Streckeisen (1991).
D 1: ●, II 1: ▲, S 37: ◆, S 2: *, S 92: ×, S 38: +, S 73: ., S 14: □, S 99: ◇, S 103: △, S 3: ×, S 16: ○.



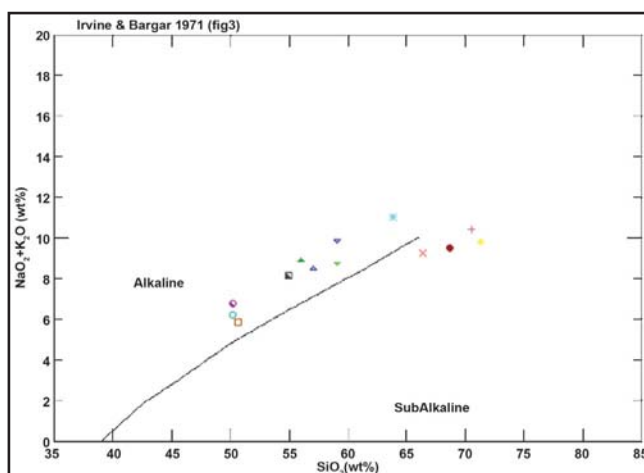
شکل ۱۷- رده‌بندی سنگ‌های پلوتونیک منطقه شمال سمنان با استفاده از نمودار Middlemost (1994).
1. Alkali feldspar Syenite, 2. Alkali feldspar Quartz Syenite, 3. Alkali feldspar Granite, 4. Syenite, 5. Quartz Syenite, 6. Granite, 7. Monzonite, 8. Quartz Monzonite, 9. Monzodiorite, 10. Quartz Monzodiorite, 11. Granodiorite, 12. Diorite and Gabbro, 13. Quartz Diorite, 14. Tonalite.
NS-EN3: ●, I 14: ■, II 2: ◆, S 41: ×, S 7: +, S 56: ●, S 295: □, SN 22: ▼, S 39: △, SN 28: ▽, SN 24: ■, S 27: ◆, SN 26: ▲, S 41: ◆, SN 27: ▼, S 10: ○.

Mineral	Contact Metamorphism	Metasomatism		Weathering
		Prograde skarn	Retrograde skarn	
Magnetite		●		
Hematite			●	
Pyrite		●		
Chalcopyrite		●		
Marcasite			●	
Pyroxene	●			
Tremolite			●	
Garnet (Sp, A4, Am, Gr)	●			
Actinolite			●	
Biotite	●			
Chlorite			●	
K-Feldspar	●			
Muscovite			●	
Epidote		●		
Quartz	●			
Calcite			●	
Mn-oxides			●	
Goethite			●	
Lepidocrocite			●	
Siderite			●	
Limonite			●	
Malachite/Azurite			●	
Textures and Structures	Disseminated	●		
	Erecciated	●		
	Open space-filling	●		
	Massive	●		
	Vein-veinlet	●		

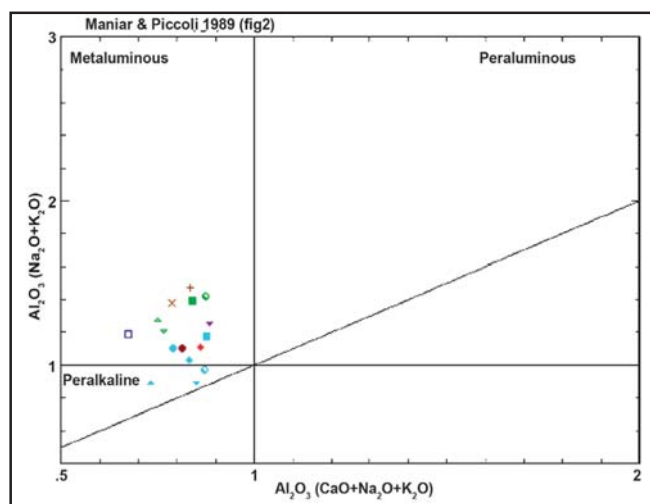
شکل ۱۵- توالی پاراژنتیک کانی‌ها و بافت و ساخت ماده معدنی در کانسارهای آهن شمال سمنان.



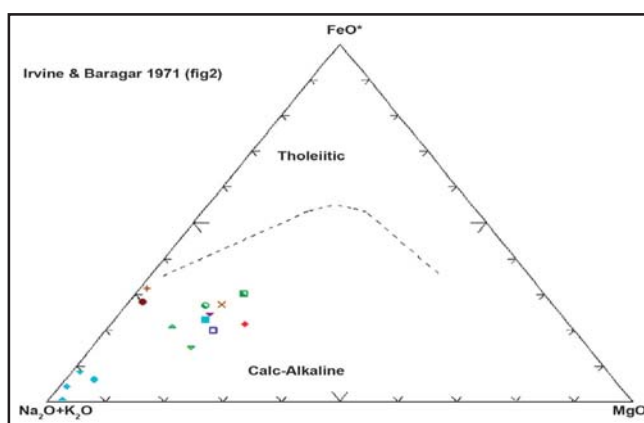
شکل ۱۸- سنگ‌های آتشفشانی شمال سمنان در نمودار
Irvine & Baragar (1971).



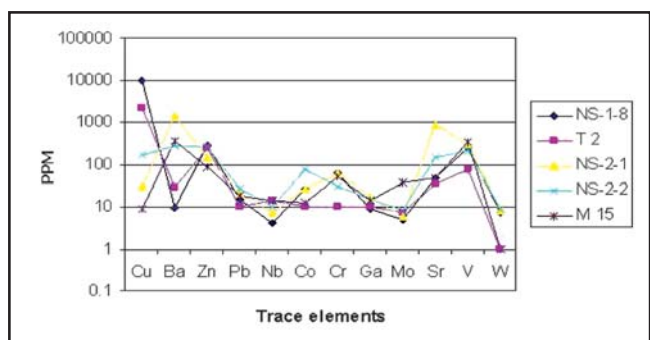
شکل ۱۹- بررسی درجه سیرشدگی از آلومینیم برای سنگ‌های آتشفشانی شمال سمنان، با استفاده از نمودار (Maniar & Piccoli (1989)).
D 1: Circle-filled red, II 1: Triangle-filled up green, S 37: Diamond-filled yellow, S 2: Asterisk, S 92: X, S 38: +, S 373: Circle-half filled magenta, S 14: Box-open brown, S 19: Box-half fixed grey, S 99: Triangle-filled down light-green, S 103: Triangle-open up blue, S 16: Circle-open cyan.



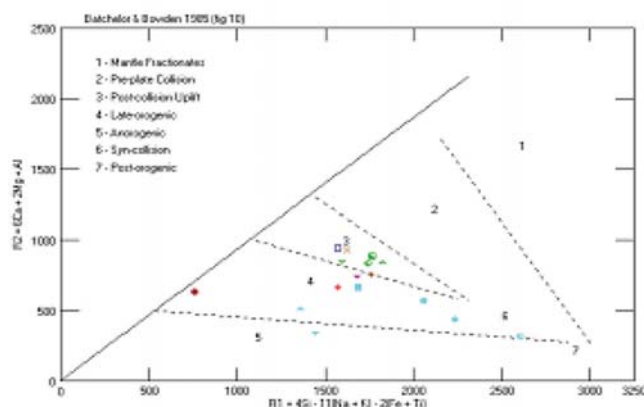
شکل ۲۰- سنگ‌های نفوذی شمال سمنان در نمودار
Irvine & Baragar (1971) که در محدوده سری کلسیمی - قلیایی قرار گرفته‌اند.



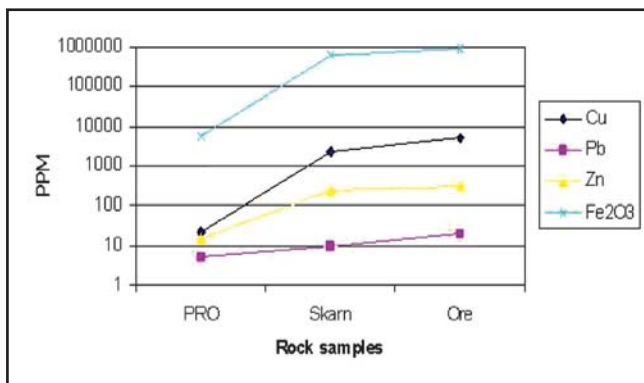
شکل ۲۱- نمونه‌های گرانیتوئیدی شمال سمنان در نمودار
Maniar & Piccoli (1989) که در قلمرو متاآلومین قرار گرفته‌اند.



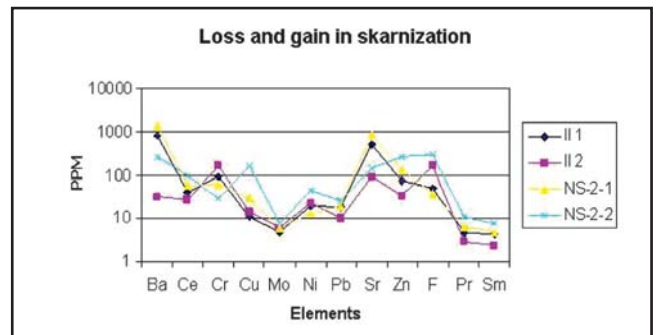
شکل ۲۲- فراوانی برخی عناصر (بر حسب ppm) در نمونه‌های معدنی سه کانسار عمدۀ شمال سمنان در زون اسکاردن NS-1-8 و T2: نمونه‌های معدنی کانسار خاور منطقه، NS-2-1 و NS-2-2: نمونه‌های معدنی کانسار مرکزی منطقه، M15: نمونه معدنی کانسار باختر منطقه).



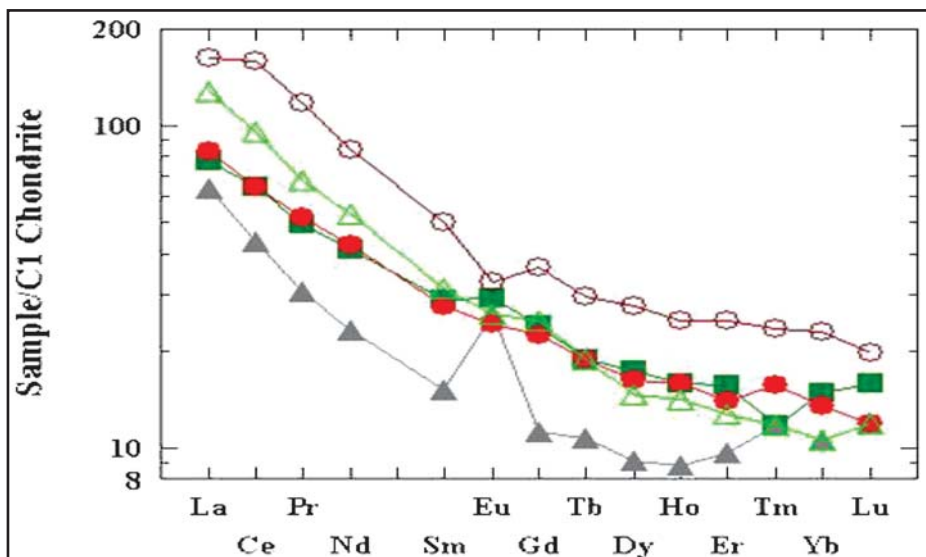
شکل ۲۳- سنگ‌های نفوذی شمال سمنان در نمودار
Batchlor & Bowden (1985)، نشانگر آن است که تحول ترکیبات شیمیایی گرانیتوئیدها در یک چرخه کوهزایی و در زون همگرا رخ داده است.



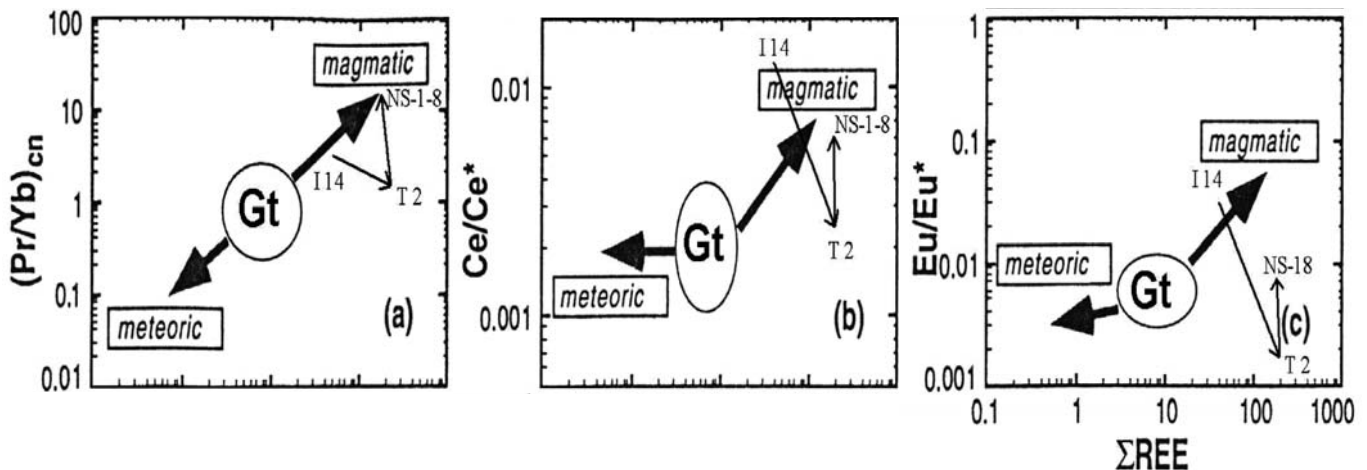
شکل ۲۵- میزان تغییر عناصر مس، روی و سرب و نیز اکسید آهن از سنگ اولیه تا ماده معدنی (بر حسب ppm) در کانسار زرد کمر.



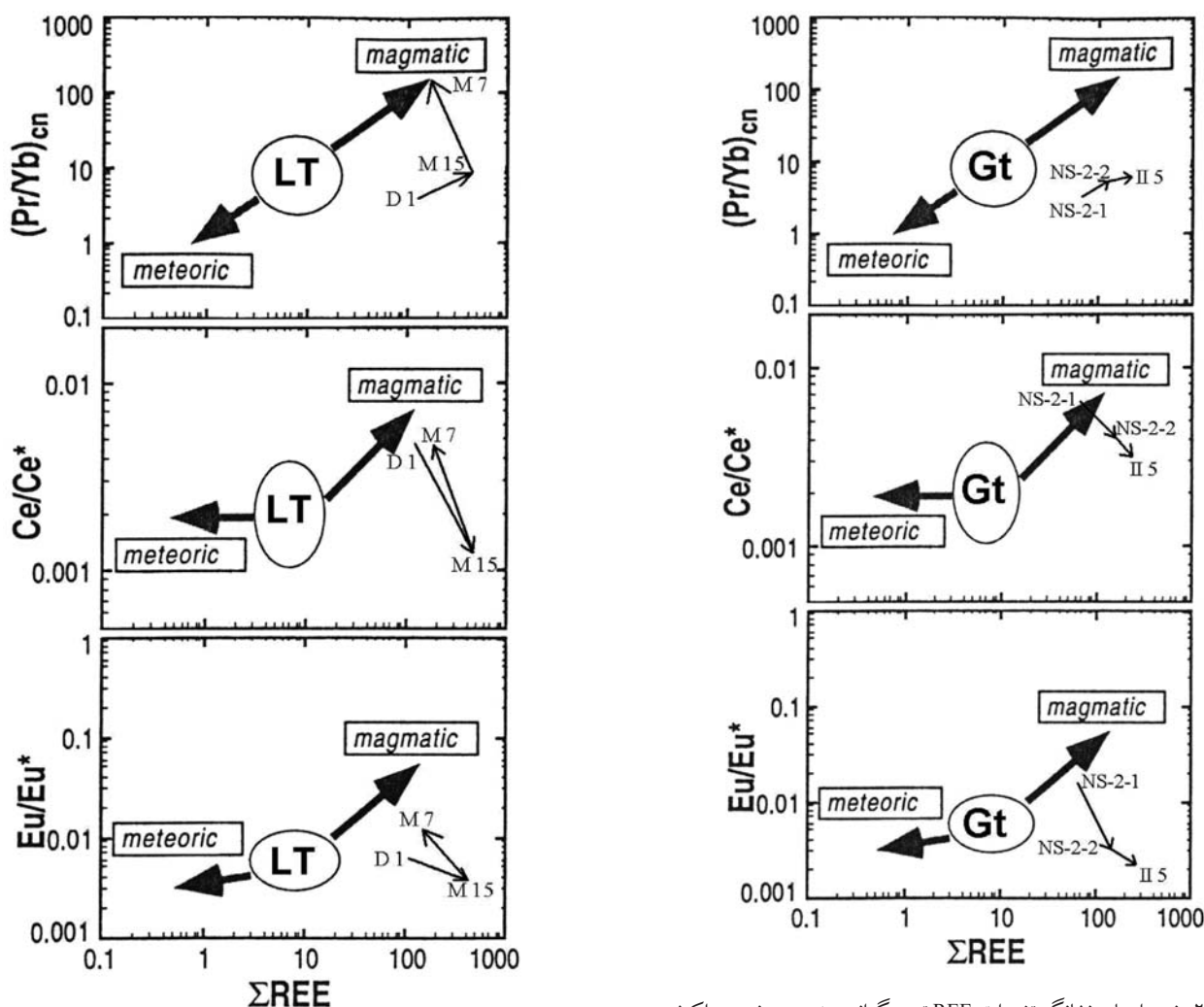
شکل ۲۴- میزان تغییرات برخی عناصر (بر حسب ppm) در طی فرایند اسکارنی شدن در کانسار مرکزی منطقه شمال سمنان (II 1: توده نفوذی گرانیتوئیدی، II 2: توده نفوذی مجاور زون اسکارن، NS-2-1: شروع زون اسکارن، NS-2-2: زون اسکارن).



شکل ۲۶- روند تغییرات عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های مختلف سنگی منطقه شمال سمنان (مربع: توده نفوذی گرانیتوئیدی، دایره توخالی: گدازه آندزیتی، مثلث توخالی: شروع زون اسکارن، دایره توپر: زون اسکارن).



شکل ۲۷- نمودارهای نشانگر تغییرات REE توده گرانیتوئیدی، در نتیجه واکنش با سیال‌های گرمایی با منشأ ماگمایی یا جوی (Kato, 1999). پیکان‌های پیوسته، این تغییرات را برای توده گرانودیوریتی (Gt) تا ماده معدنی، نشان می‌دهند (I14: توده نفوذی گرانیتوئیدی مجاور زون اسکارن، T2: زون اسکارن و NS-1-8: ماده معدنی).



شکل ۲۸- نمودارهای نشانگر تغییرات REE توده گرانیتیویدی، در نتیجه واکنش با سیال‌های گرمایی با منشأ ماگمایی یا جوی (Kato, 1999). پیکان‌های پیوسته، این تغییرات را برای توده کوارتزموزنویتی (Gt) تا ماده معدنی، نشان می‌دهند (NS-2-1: توده نفوذی کوارتزموزنویتی مجاور زون اسکارن، NS-2-2: زون اسکارن و II5: ماده معدنی).

شکل ۲۹- نمودارهای نشانگر تغییرات REE توده گرانیتیویدی، در نتیجه واکنش با سیال‌های گرمایی با منشأ ماگمایی یا جوی (Kato, 1999). پیکان‌های پیوسته، این تغییرات را برای توف آهکی (LT) تا ماده معدنی، نشان می‌دهند (D1: توف آهکی مجاور زون اسکارن، M15: زون اسکارن و M7: ماده معدنی).

کتابنگاری

- صمدی، م.، ۱۳۷۷- پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال تا شمال شرق سمنان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۱۱۱ ص.
- غیاثوند، ع.، ۱۳۸۴- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۹ ص.
- غیاثوند، ع.، قادری، م. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۸۳- کانسارهای آهن شمال سمنان، از دیدگاه کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه، بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، ۲۸-۲۶ بهمن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص. ۳۱۱-۳۱۲.
- غیاثوند، ع.، قادری، م. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۸۴- مطالعه کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۱۰-۸ شهریور، دانشگاه تربیت معلم، ص. ۷۸۴-۷۸۵.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۶۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Batchlor, R. A. and Bowden, P., 1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters, Chem. Geol., v. 48, p. 43-45.
- Cox, D. P. and Singer, D. A., 1986- Mineral deposit models, U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 379 p.
- Craig, J. R. and Vaughan, D. I., 1981- Ore microscopy and ore petrography, John Wiley and Sons, Inc., 406 p.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981- Skarn deposits, Econ. Geol., v. 75, p. 317-391.
- Haynes, D. W., Cross, K. C., Bills, R. T. and Reed, M. H., 1995- Olympic Dam ore genesis: a fluid mixing model, Econ. Geol., v. 90, p. 281-307.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can. J. Earth Sci., v. 8, p. 523-548.
- Kato, Y., 1993- REE geochemistry of aluminous skarn in the representative Japanese skarn deposits, Resource Geol. Special Issue, no. 15, p. 393-400.

- Kato, Y., 1999- Rare earth elements as indicator to origins of skarn deposits: examples of the Kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu (-Fe) deposits in Japan, *Resource Geol.*, v. 49, no. 4, p. 183-198.
- LeBus, M. J. and Streckeisen, A. L., 1991- The IUGS systematics of igneous rocks, *J. Geol. Soc. London*, v. 148, p. 825-833.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *G.S.A. Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- Masuda, A. and Ikeuchi, Y., 1979- Lanthanide tetrad effect observed in marine environment, *Geochem. J.*, 13, p. 19-22.
- Masuda, A., 1975- Abundances of monoisotopic REE, consistent with the Leedey chondrite values, *Geochem. J.*, v. 9, p. 183-184.
- Meinert, L. D., 1984- Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada, *Econ. Geol.*, v. 79, p. 869-882.
- Meinert, L. D., 1992- Skarn and skarn deposits, *Geoscience Canada*, v. 19, n. 4, p. 145-162.
- Meinert, L. D., 1995- Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits - chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization, British Columbia.
- Meinert, L. D., Brooks, J. W. and Myers, G. L., 1990- Whole rock geochemistry and contrast among skarn-types: in Meinert, L.D. (ed.), *Skarn deposits in Nevada, Great Basin Symposium, Geology and ore deposits of the Great Basin: Geological Society of Nevada, Fieldtrip 2, Guide book*, p. 179-192.
- Middlemost, E. A. K., 1994 - Naming materials in the magma/igneous rocks system, *Earth Sci. Rev.*, v. 3, p. 215-224.
- Newberry, R. J., Burns, L. E., Swanson, S. E. and Smith, T. E., 1990- Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks-Circle area, interior Alaska: in Stein, H.J. and Hannah, J.L. (eds.), *Ore-bearing granite systems: Petrogenesis and mineralizing processes: Geological Society of America, Special Paper*, p. 121-142.
- Peppard, D. F., Mason, G. W. and Lewey, S., 1969- A tetrad effect in the liquid-liquid extraction ordering of lanthanides (III), *J. Inorg. Nucl. Chem.*, v. 31, p. 2271-2272.
- Pichler, H., 1997- *Rock-forming minerals in thin section*, Chapman & Hall, 220 p.
- Ramdohr, P., 1980- *The ore minerals and their intergrowth*, Elsevier.
- Shimazaki, H., 1980- Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan, *Econ. Geol.*, v. 75, p. 173-183.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, v. 42, p. 313-345.

Mineralogy, Geochemistry and Origin of Iron Deposits in North of Semnan

By: A. Ghiasvand*, M. Ghaderi* & N. Rashidnejad-Omran*

* Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 2006 June 10

Accepted: 2008 May 31

Abstract

The iron deposits in north of Semnan are located in the south of Central Alborz structural zone. Stratigraphically, the area consists of Paleozoic to Quaternary rock series exposures. The area has been affected by Semnan, Darjazin, Attari and Diktash faults. An intermediate to acidic granitoid body of calc-alkaline and metaluminous composition, representing I-type granite characteristics, has intruded the Eocene volcanopyroclastic rocks in the north of Semnan. Skarn development and iron mineralization have occurred at the contact of the intrusive body and the volcanopyroclastic rocks. Mineral Paragenesis consists of magnetite accompanied by hematite, oligist, pyrite, chalcopyrite, garnet, pyroxene and epidote. Geometry of the ore bodies is massive, lenticular and vein type and their texture is disseminated, brecciated, vein-veinlet and massive. Dominant alterations in the area are propylitic, argillic, silicic, sericitic, chloritic and pyritic, respectively. The intrusive body has many similarities with intrusive bodies which form Fe-skarn deposits. Variations in the calculated parameters for REE indicate contribution of magmatic origin hydrothermal fluids to mineralization and that the intrusive body has had the dominant role as source of the skarn ore materials. Along with the intrusion, emplacement and crystallization of intrusive body, Fe-bearing fluids have intruded the volcanopyroclastic rocks, forming sodic metasomatism and deposited iron ores in the north of Semnan which have many similarities with calcic Fe-skarn deposits.

Key words: Mineralogy, Geochemistry, Iron, Skarn, Semnan.

For Presian Version see pages 33 to 44

E-mail: ghiasvand@yahoo.com

Investigation on the Alteration-Mineralization Haloes and Distribution Patterns of Cu, Au, Ag and Mo in the Miduk Porphyry Copper Deposit, Shahr-Babak, Kerman

By: N. Taghipour*, A. Aftabi* & M.R. Ramezani**

* Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

** Geology Office, Mine Affairs, Miduk Copper Complex, Kerman, Iran

Received: 2007 January 20

Accepted: 2008 August 13

Abstract

The Miduk porphyry copper deposit is located in 85 Km northwest of Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman province. The deposit is hosted by Eocene volcanic rocks of andesite-basalt composition. The porphyry-type mineralization is associated with two calc-alkaline intrusive phases (P1 and Miduk porphyry) of Miocene age. Five hypogene alteration zones are distinguished in the Miduk deposit, magnetite-rich potassic, potassic, potassic-phyllitic, phyllic and propylitic. The main stage of mineralization consists of chalcopyrite, magnetite and anhydrite in potassic alteration zone. The mineralization is mostly associated with Miduk porphyry intrusive phase. Three different types of biotite including magmatic, magmatic affected by hydrothermal fluids and secondary are distinguished at the Miduk deposit. Magmatic type biotites affected by hydrothermal fluids and secondary biotites contain higher X_{Mg} values than the magmatic biotites. The X_{Mg} are positively correlated with Si, Al, Mg, K, Mg/Ti, but negatively correlated with Al×Ti, Fe, Na, Fe/Ti contents. The variations of Cu, Mo, Au and Ag are controlled by vein - type alteration and mineralization zones. The tonnage of deposit is about 170 Mt with average grade of 0.82 % Cu, 0.007% Mo, 82 ppb Au and 1.8 ppm Ag, respectively. Highest values of Mo and Au occur in leached and oxide, supergene sulfide mineralization, phyllic and potassic-phyllitic alteration zones, respectively. Gold displays positive correlation with Cu in magnetite-rich potassic and potassic alteration zones. Based on petrography, mineralogy, alteration halos and patterns of Cu, Au, Ag and Mo, the Miduk porphyry copper deposit is similar to those of continental arc setting