

## سنگ زایش اسکارن مرتبط با توده نفوذی مس پورفیری علی آباد-دره زرشک، یزد

بتول تقی پور<sup>۱</sup>، محمد علی مکی زاده<sup>۲</sup>

۱- بخش علوم زمین دانشگاه شیراز،

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۶/۱۵، نسخه نهایی: ۱۳۹۰/۱/۳۰

### چکیده

منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار ماگماتیسیم سنوزوئیک ایران مرکزی در غرب استان یزد را در بر می‌گیرد. نفوذ توده‌های لوکوکرات علی آباد-دره زرشک با ترکیب گرانیات تا گرانودیوریت و با سن الیگوسن، سبب رخداد دگرگونی مجاورتی و پیدایش اسکارن در بخش کنگلومرای سازند سنگستان شده است. این توده‌ها منسوب به ماگمای کالکوالکالن و محیط کمان آتشفشانی هستند. مجموعه کانیهای زیر در اسکارن‌های این منطقه به ترتیب اهمیت مشاهده شده است: گارنت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، پیریت، اکسید آهن. گارنتهای قهوه ای رنگ کانی شاخص این اسکارن می‌باشند. بر مبنای آنالیزهای نقطه ای میکروپروب گارنتها دارای میانگین ترکیب شیمیایی آندرادیت-گروسولر (And 65, Gross 30) متمایل به قطب آندرادیت هستند. نفوذپذیری بالای کنگلومراها و وجود بخش‌های کربناته از عوامل مهم برای تراوش سیالات و شکل‌گیری گارنتها بوده است. تغییرات فشار بخشی اکسیژن در سیال سبب شکل‌گیری منطقه بندی نوسانی واضح در گارنتها شده است. تحول اسکارن علی آباد-دره زرشک در محدوده دمایی ۵۳۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰.۵ کیلو بار و فوگاسیته بالای اکسیژن بوده است. همیافتی نزدیک اسکارن با توده نفوذی حاوی کانی سازی مس پورفیری این اسکارن را از نوع اسکارن مس پورفیری نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: اسکارن، گارنت، آندرادیت، مس پورفیری، گرمایی

### مقدمه

یکی از کانیهای کلیدی در تعیین شرایط دما-فشار اسکارن‌ها است [۲] این کانی معمولاً دارای منطقه بندی واضحی است که می‌توان آن را با میکروسکپ الکترونی شناسایی کرد.

منطقه علی آباد-دره زرشک در ۵۵ کیلومتری جنوب غرب یزد بین طولهای جغرافیایی شرقی ۴۰°، ۵۳° تا ۵۴°، ۵۳° و عرضهای جغرافیایی شمالی ۳۸°، ۳۱° تا ۴۱°، ۳۱° واقع شده است.

این منطقه به وسعت تقریبی ۴ کیلومتر مربع است. بخشهای اسکارنی وسعت کمی از این منطقه را به خود اختصاص داده است. هدف این مقاله بررسی ویژگیهای زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی اسکارنهای مرتبط با مس پورفیری، با تاکید بر تشکیل گارنت‌های گرمایی برای اولین بار می‌باشد.

اسکارنها از زیباترین و متنوع ترین سنگهای دگرگونی مجاورتی هستند که از دیر باز بررسیهای سنگ نگاری - کانی‌شناختی و زمین‌شناسی اقتصادی را به خود معطوف داشته‌اند. چرا که این سنگها با تنوع کانیایی به ویژه گروه فراوانی از کانیهای کمیاب و پتانسیل معدنی فلزی (Sn, W, Pb, Zn, Fe, Au, Cu) و غیر فلزی (گارنت، ولاستونیت، اسپینل و ...) مشخص هستند [۱]. کانی‌شناختی اسکارن عامل مهمی در شناخت خاستگاه، دمای تشکیل و شناسایی ذخایر همراه با اسکارن‌ها است. منطقه‌بندی معمولاً در اسکارنها دیده می‌شود. در منطقه بندی از سمت توده به طرف سنگهای میزبان کربناته، کانیهای دما پایین و آبدار تشکیل می‌شوند. منطقه‌بندی ممکن است به دلیل نفوذ سیالات تاخیری و تغذیه دوره ای سامانه اسکارنی باشد. گارنت

## زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

این منطقه بخشی از نوار ماگماتیسیم سنوزوئیک ایران مرکزی در غرب استان یزد و حاشیه شمال غربی باتولیت شیرکوه محسوب می‌شود. کهن‌ترین واحد سنگی منطقه را سازند تخریبی نای بند به عنوان پی‌سنگ تشکیل داده است. ماسه سنگهای تیره و شیل‌های این سازند توسط باتولیت گرانیتی شیرکوه به سن ژوراسیک میانی قطع شده‌اند و دگرگونی ضعیفی در آنها اتفاق افتاده است. رخنمون این پدیده در بخشهای غربی باتولیت شیرکوه به خوبی نمایان است. نبوی [۳] سن این گرانیت را در نقشه یزد، ژوراسیک در نظر گرفته است. نامبرده نفوذ گرانیت را سبب دگرگونی سنگهای رسوبی ژوراسیک پائینی دانسته است. بر اساس مطالعات جدیدتر [۴] با استفاده از روش Rb-Sr بر روی چهار نمونه گرانیت شیرکوه سن مطلق آن را  $175 \pm 10$  میلیون سال تعیین نموده است.

به نظر می‌رسد که اولین و مهمترین مرحله نفوذ باتولیت در ژوراسیک میانی روی داده است. با توجه به داده‌های ایزوتوپی و سن نسبی می‌توان این باتولیت را به کوهزایی کیمیرین پسین (Late Kimmerian) نسبت داد. فرسایش باتولیت شیرکوه و پی‌سنگ میزبان پس از فاز کوهزایی کیمیرین پسین سبب انباشت ضخامت زیادی از ماسه سنگ - کنگلومرای (سازند سنگستان) در گودالهای گسلی غرب باتولیت شده است.

سازند سنگستان به آرامی جای خود را به سنگهای آهکی اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین با ضخامت زیاد به نام سازند تفت می‌دهد. مجموع این دو سازند با ناپیوستگی آذرین پی بر روی باتولیت شیرکوه (پس از کرتاسه) دیده می‌شود. در این میان فازهای تأخیری تبلور شیرکوه [۵] تشکیل توده‌های نفوذی لوکوکرات را در منطقه علی‌آباد - دره زرشک داده است که همه واحدهای پیشین را قطع کرده‌اند (شکل ۱). اخیراً [۶] با استفاده از روش K-Ar سن مطلق ۳۰ میلیون سال برای گرانیت‌ها و سن بخشهای جوان‌تر کوارتز مونزونیت - گرانودیوریت را  $14 \pm 4/6$  میلیون سال تعیین کرده‌اند.

## روش مطالعه

در این تحقیق پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه برداری نقشه زمین‌شناسی منطقه با مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ تهیه گردید. از مجموع ۶۰ نمونه صحرایی برداشت شده تعداد ۴۰ نمونه از توده‌های نفوذی و سنگهای اسکارن برای تهیه مقطع نازک انتخاب گردید. مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکپ نوری مدل BH2 انجام گرفت.

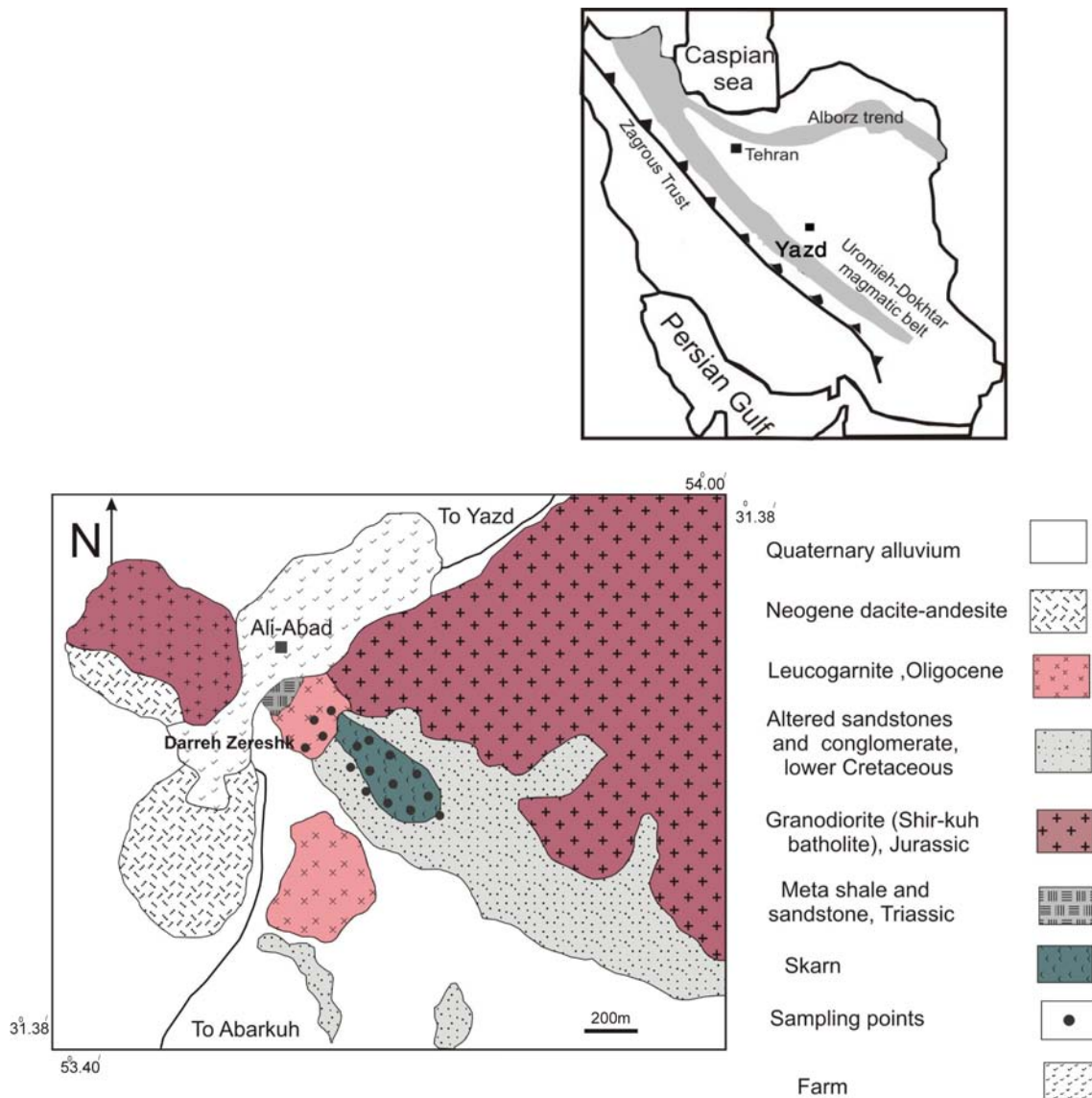
برای تعیین ترکیب شیمیایی توده‌های نفوذی منطقه از فلورسانس پرتو X (XRF) تعداد ۱۱ نمونه از سنگهای نفوذی به آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان (دستگاههای S-4 بروکر) ارسال شد. تعداد ۵ نمونه مقطع پولیش صیقل نیز برای انجام آزمایشهای آنالیز نقطه‌ای توسط دستگاه الکترون مایکروپروب مدل کامکا SX-50 در دانشگاههای کالسروهه (آلمان) و استراسبورگ (فرانسه) انجام شده است.

## روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های آذرین

توده‌های نفوذی علی‌آباد در بخش غربی باتولیت گرانیتی شیرکوه قرار دارند. در جنوب منطقه مورد مطالعه دو توده جداگانه رخنمون دارند. این توده‌ها به روشی دو سازند عمده منطقه یعنی ماسه‌سنگها و شیل‌های تریاس - ژوراسیک و کنگلومراها - ماسه‌سنگهای سازند سنگستان را قطع نموده‌اند، و باعث رخداد دگرسانیهای هیدروترمال در این واحدها (به ویژه سازند سنگستان) شده‌اند.

گسترش هاله دگرگونی بسیار کم است به گونه‌ای که سازندهای منطقه متحمل دگرگونی حرارتی ضعیفی شده‌اند و تنها نامیدن واژه رسوبات دگرگون (Metasediments) مناسب است. توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه کاملاً لوکوکرات هستند، کم و بیش دگرسانی و شکستگی فراوان در این توده‌ها دیده می‌شود.

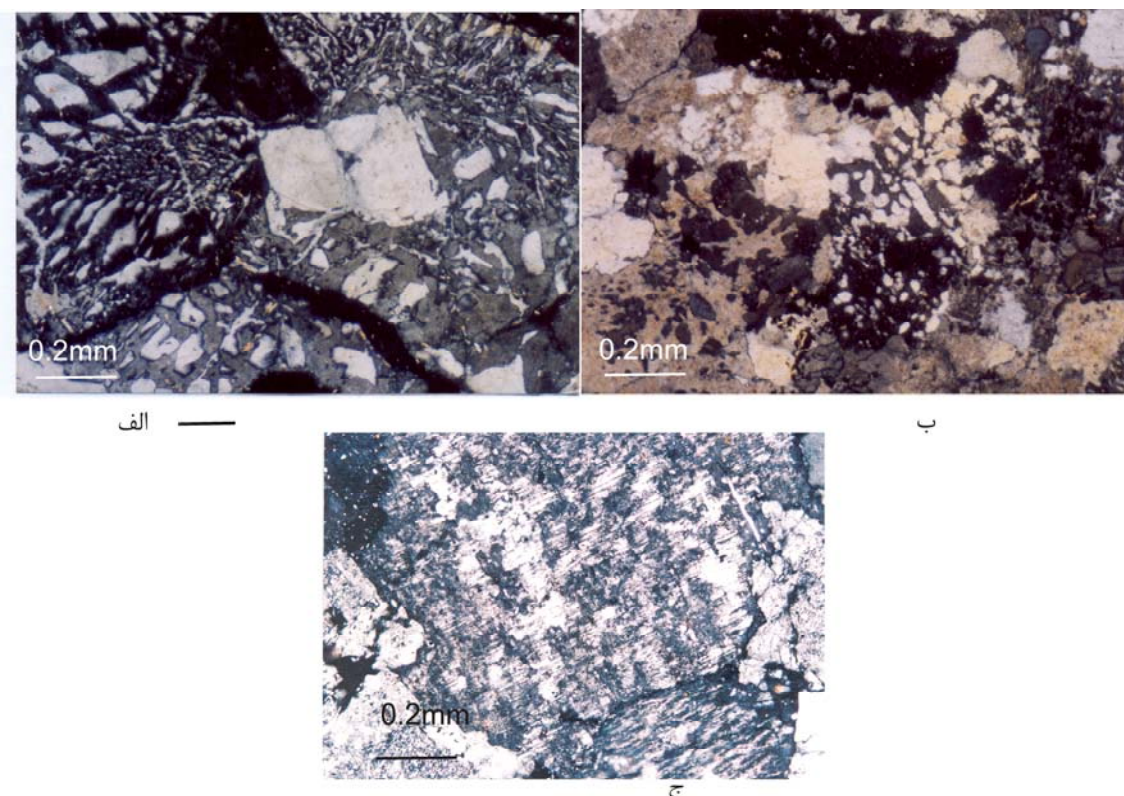
اغلب توده‌های نفوذی ترکیب لوکوکرات داشته بر مبنای شواهد پتروگرافی کانیهای اصلی این سنگها عبارتند از: کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت، آمفیبول به مقدار کم (هورنبلند سبز) و در بخشهای مافیک تر کلینوپیروکسن نیز دیده می‌شود. کانیهای فرعی این سنگها آپاتیت، زیرکان، کانیهای اوپاک و اسفن می‌باشد.



شکل ۱. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و تعیین مناطق نمونه برداری [۷].

موجی و شکستگیهای فراوان از پدیده‌هایی است که در سنگهای نفوذی با بافت مرتار دیده می‌شود. تاثیر توده نفوذی سبب دگرسانی گسترده در منطقه شده است. زونهای دگرسانی شامل پروپلیتیک، فیلیک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی می‌باشد. زون کوارتز-سربیسیت با رنگ سفید تا کرمی بیشترین بخش دگرسانی را در منطقه تشکیل می‌دهد. زون آرژیلیک در این منطقه با حضور کائولینیت و سایر کانیهای رسی توسعه کمتری دارد. زون آرژیلیک پیشرفته با تشکیل کانیهای آلونیت-ژاروسیت و فیروزه درون زون فیلیک پراکنده است.

بافت سنگهای توده نفوذی شامل میکروگرافیک، پورفیروئید، گرانوفیریک و مرتار (ساروجی) است. در این ارتباط هم رشدی نیمه شعاعی کوارتز درون آلکالی فلدسپات به دور یک هسته آلکالی فلدسپات (شکل ۲الف) و یا هم رشدی کوارتز با آلکالی فلدسپات‌ها (شکل ۲ب) عمومی‌ترین بافت در توده علی‌آباد-دره زرشک است. رشد شعاعی کوارتز در آلکالی فلدسپات پیرامون فنوکریست‌های کوارتز با حواشی گرد شده دیده شده است. در این سنگها آلبیت با ماکل صفحه شطرنجی نیز دیده می‌شود (شکل ۲ج). جابجایی در سطوح ماکل و خم شدگی ماکل در فلدسپات‌ها، وجود درشت بلورهای کوارتز با خاموشی



الف

ب

ج

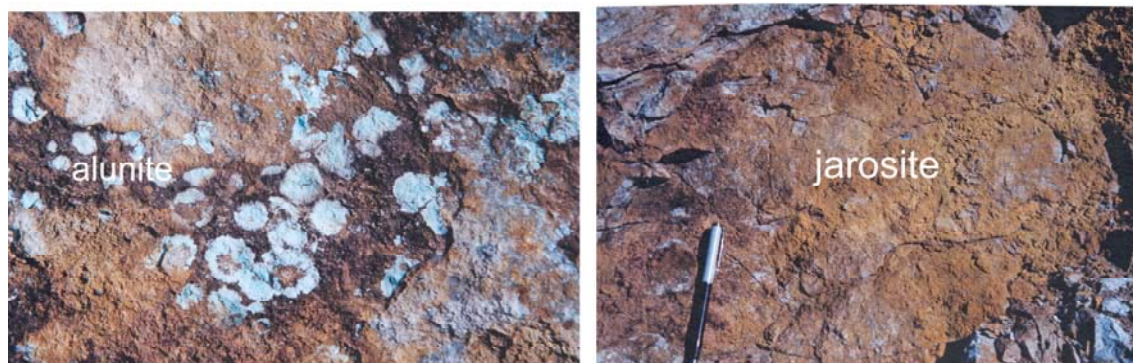
شکل ۲. الف) بافت گرانوفیریک در لوکوگرانیت علی آباد، رشد تداخلی به صورت نیمه شعاعی در اطراف آلکالی فلدسپات (ارتوکلاز در وضعیت خاموشی) دیده می‌شود (xpl). ب. بافت میکروگرافیک، کوارتزها در زمینه ارتوکلاز (تا حدودی کائولینیتی شده) قرار گرفته‌اند (xpl). ج. پلاژیوکلاز با ماکل Chessboard در توده‌های نفوذی علی آباد-دره زرشک (Xpl).

تجزیه شده‌اند) همراه با کوارتز تداعی کننده بخش کلاهدک آهنی است. این بخش در همراهی با کانیهای اسکارن (گارنت) است.

#### زمین شیمی سنگهای نفوذی

جهت تعیین ترکیب شیمیایی توده های نفوذی چندین نمونه از سنگهای آذرین سالم برای انجام آزمایشهای زمین شیمیایی به آزمایشگاه ارسال شد. با توجه به نتایج آزمایشات XRF (جدول ۱)، سنگهای منطقه مورد بررسی ترکیب شیمیایی گرانیت تا گرانودیوریت دارند. (جدول ۱، شکل ۵ الف). نمایش نمونه‌ها بر نمودار AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MgO}$ ) (شکل ۵. ب) نشان می‌دهد که این گرانیتوئیدها ماهیت کلسیمی-قلیایی داشته و به قطب A کشش قابل توجهی دارد، نتایج محققان پیشین [۸۶] نشان داده است که این سنگها متعلق به سیستم مس پورفیری هستند که به میزان گسترده‌ای تحت تاثیر دگرسانی فلیک قرار گرفته است.

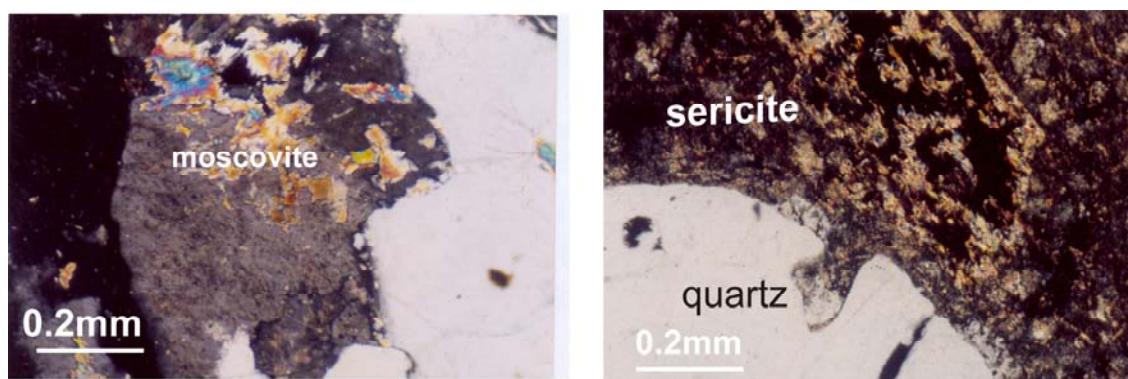
زون آرژیلیک پیشرفته با رخداد آلونیت و ژاروسیت مشخص است. آلونیت به رنگ سفید تا سبز خیلی کم‌رنگ با جلای خاکی، شکست صدفی به گونه رگه‌چهای تا قلوه ای دیده می‌شود (شکل ۳ الف). پیدایش ژاروسیت بسیار گسترده‌تر می‌باشد. این کانی به رنگ قهوه‌ای مایل به زرد و حنایی با رخداد رگچه‌ای دیده می‌شود (شکل ۳ ب). کوارتز، مسکوویت‌های سریستی شده کانیهای اصلی تشکیل دهنده زون دگرسانی فلیک است (شکل ۴ الف و ب). در حقیقت سریستی شدن فلدسپات‌های سازنده کنگلومرا و به ویژه ماسه سنگهای آרקوزی بطور گسترده دیده می‌شود. ژاروسیت در زیر میکروسکپ با چند رنگی بالا و در همیافتی با سریست و کوارتز دیده می‌شود. فیروزه بصورت قلوه‌ای تا رگچه‌ای همراه با آلونیت، ژاروسیت و کوارتز مشاهده می‌شود. در مشاهدات صحرائی رخداد مس تنها به صورت آغشتگی سنگها با مالاکیت، آزوریت نمایان است. اکسیدهای آهن (به خصوص پیریت‌های تمام شکل‌دار (مکعبی) که همه به گویتیت



الف

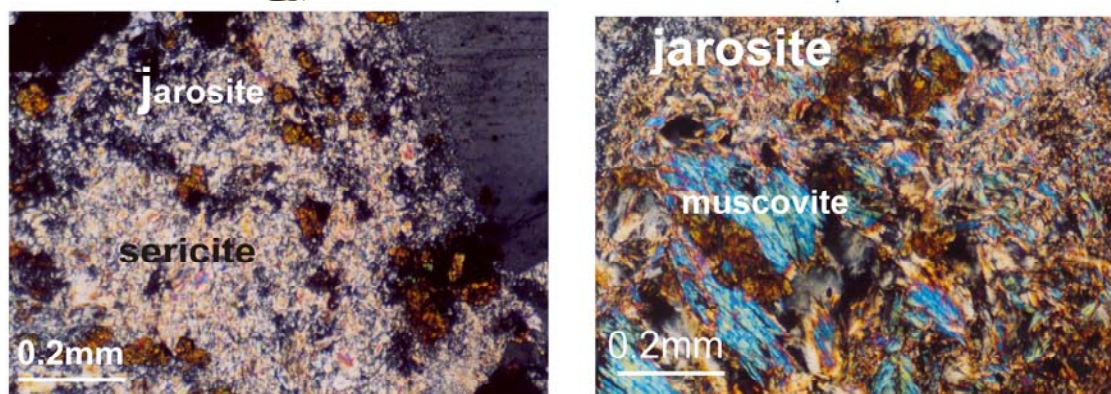
ب

شکل ۳. الف. آلونیت توده‌ای شکل همراه با اکسیدهای آهن و زاروسیت. ب. زاروسیت بصورت رگه‌چهای بر سطح یک شکستگی.



الف

ب



ج

د

شکل ۴. الف. مسکوویت شدن بخشی از یک ارتوکلاز در زون دگرسانی فیلیک (xpl). ب. سریسیتی شدن کامل یک آلکالی فلدسپات در یک سنگ ولکانیک داسیتی با دگرسانی شدید. فنوکریست کوارتز با خرده شدگی خلیجی در حواشی زون سریسیتی شده نیز حضور دارد. ج. رخداد پراکنده بلورهای زاروسیت درون بخشهای سریسیتی شده دانه ریز (xpl). د. پرشدگی فضای بین مسکوویت‌ها توسط زاروسیت بافت بین شکافی (xpl).

۱۰۰ متر و ضخامت ۱۰ متر و دارای عرض ۲۰ متر می باشد. در این میان مجموعه کانیهای زیر که پی‌آمد دگرگونی مجاورتی و تاثیر سیالات گرمایی می باشد، تشخیص داده شده است: گارنت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، پیریت، اکسیدهای آهن (گوتیت ...)، مالاکیت و آزوریت. گمان می‌رود نفوذپذیری کنگلومراها و وجود بخشهای بزرگ مرمر به ترتیب عامل مهمی برای تراوش محلول‌ای گرمایی و کانی سازی گارنت‌های کلسیم‌دار بوده است.

در نمونه‌های دستی گارنت‌ها بیشتر به رنگ قهوه‌ای و خیلی کمتر به رنگ حنایی دیده می‌شوند. گارنت‌ها بیشتر در زمینه کلسیتی دیده می‌شوند و در برخی موارد پرکننده فضای خالی در ژئودهای کلسیتی و کوارتزی هستند. همیافتی بلورهای بزرگ پیریت، کوارتز و گارنت شاخص زون اسکارن است.

در برشهای میکروسکوپی گارنت با بافت پرفیروبلاستیک در زمینه کلسیت و کوارتز دیده می‌شود. به طور کلی گارنت‌ها همسانگرد بوده ولی در برخی موارد دارای حاشیه ناهمسانگرد به رنگ زرد عسلی هستند. این بخش ناهمسانگرد دارای منطقه‌بندی و ماکل‌های پیچیده است که به صورت پوششی (overgrowth) بر روی بخش بی‌رنگ و همسانگرد دیده می‌شود (شکل ۷ الف). علاوه بر این گارنت‌ها دارای بافتهای زیبای حلقوی (atoll texture) و حواشی انحلالی (resorbed margins) در زمینه‌ای از کوارتز و کلسیت هستند (شکل ۷ ب).

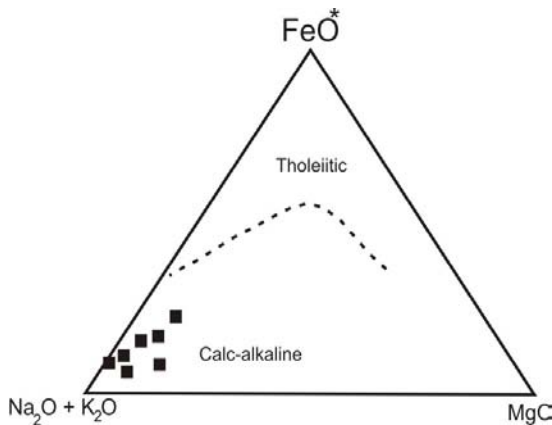
لویکوگرانیت‌های شمال غربی شیرکوه در نمودار A/NK در مقابل A/CNK در موقعیت گرانیت‌های پرآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). نسبت مولار  $Al_2O_3$  در آنها از مجموع نسبت‌های مولار  $Na_2O + K_2O + CaO$  بیشتر است. به دلیل سرستی شدن پلاژیوکلازها (شکل ۴ الف و ب) مقدار Al محیط بالارفته و سنگها طبیعت پرآلومینوس را نشان می‌دهند. داده‌های عناصر جزئی، ماگماتیسیم منطقه را در ارتباط با محیط فرورانش نشان می‌دهد چرا که نمونه‌ها محدوده VAG (volcanic arc granitoid) و گرانیت‌های همزمان با تصادم را قرار گرفته‌اند (شکل ۶ ب). اسلامی‌زاده [۸] این گرانیتوئیدها را در رده گرانیت‌های تیپ I جای داده است و آنها را گرانیتوئیدهای فلسیک تفریق یافته می‌داند که از ذوب زیر پوسته‌ای (infracrustal) حاصل شده‌اند و تفریق عناصر کمیاب در آنها دیده می‌شود. وجود هورنبلند در این گرانیت‌ها نشان‌دهنده تیپ ماگمایی آنها است. مقدار  $Na_2O$  در این گرانیت‌ها بیشتر از ۳/۲٪ است که با گرانیت‌های تیپ I در سایر نقاط دنیا مطابقت دارد [۸ و ۶].

### بررسی روابط صحرایی و پتروگرافی اسکارن

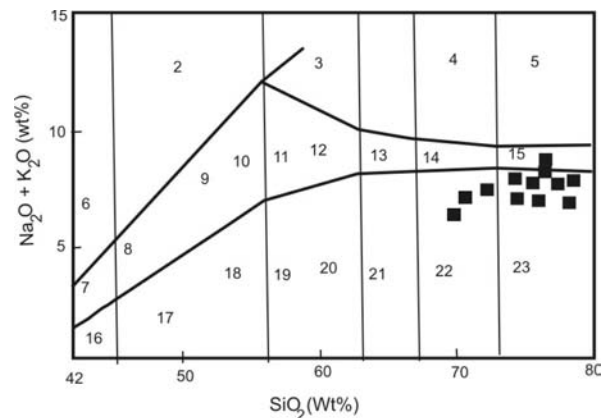
کنگلومراهای پلی‌ژنیک سازند سنگستان در مجاورت توده‌های نفوذی بیشتر از دیگر واحدهای سنگی یعنی ماسه‌سنگهای آرکوزی سازند سنگستان و شیل‌ها و ماسه‌سنگهای کوارتزیتی سازند نای بند متأثر شده‌اند. زون دگرگونی مجاورتی به طول

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی ۱۱ نمونه سنگ از توده‌های نفوذی منطقه علی آباد-دره زرشک

SAMPLE	DM-1	DM-2	DM-3	DM-4	DM-5	DM-6	DM-7	DM-8	DA-1	DA-2	DA-3
SiO <sub>2</sub>	۷۵٫۹۷	۷۳٫۱۰	۷۹٫۲۵	۷۵٫۹۵	۸۰٫۲۴	۷۹٫۰۵	۸۰٫۴۰	۷۸٫۱۷	۷۴٫۴۸	۶۴٫۵۰	۶۰٫۵۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴٫۲۳	۱۴٫۷۰	۱۲٫۵۴	۱۳٫۷۸	۱۱٫۹۷	۱۲٫۴۷	۱۱٫۸۷	۱۲٫۴۹	۱۴٫۱۵	۱۵٫۵۰	۱۷٫۶۱
TiO <sub>2</sub>	۰٫۱۳	۰٫۲۸	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۶۰	۰٫۰۹
FeO	-	-	۰٫۶۲	۰٫۵۳	۰٫۵۸	۰٫۴۷	۰٫۴۵	۰٫۴۵	۰٫۴۷	۰٫۶۵	۰٫۴۷
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱٫۰۷	۱٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۳٫۲۱	۴٫۲۴
CaO	۰٫۳۲	۰٫۲۰	۰٫۴۴	۰٫۹۸	۰٫۶۶	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۵۸	۲٫۶۷	۴٫۵۴	۵٫۶۰
MgO	۰٫۲۰	۰٫۲۱	-	۰٫۱۱	-	۰٫۰۴	-	۰٫۰۶	۱٫۲۵	۳٫۷۴	۴٫۲۳
K <sub>2</sub> O	۴٫۹۲	۰٫۳۰	۰٫۳۵	۲٫۳۵	۰٫۵۸	۲٫۱۲	۰٫۴۰	۰٫۸۳	۰٫۷۱	۰٫۴۱	۱٫۷۰
Na <sub>2</sub> O	۳٫۲۷	۶٫۷۲	۶٫۵۴	۴٫۸۶	۵٫۴۳	۴٫۷۹	۶٫۰۱	۵٫۷۱	۴٫۴۲	۶٫۲۰	۵٫۲۰
Total	۱۰۰٫۱۱	۹۹٫۳۱	۹۹٫۸۰	۹۸٫۷۷	۹۹٫۵۹	۹۸٫۹۰	۹۹٫۶۶	۹۸٫۳۰	۹۸٫۳۱	۹۹٫۳۵	۹۹٫۶۵

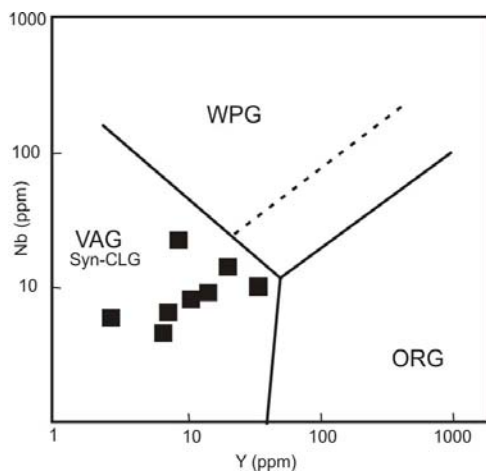


ب

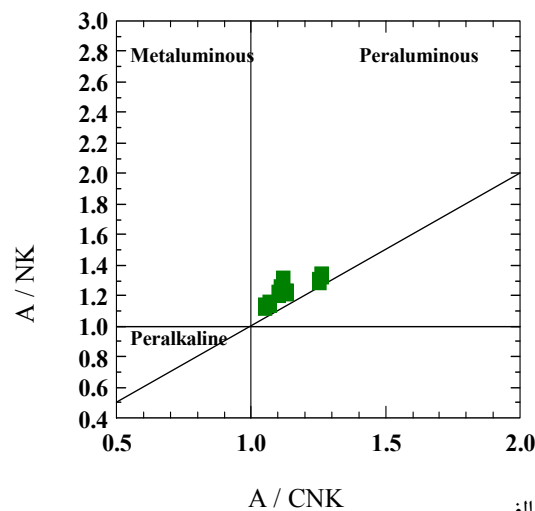


الف

شکل ۵: الف. جایگاه سنگهای منطقه بر روی نمودار درصد وزنی  $K_2O + Na_2O$  در مقابل  $SiO_2$  [۱۱] نمونه‌ها در محدوده ۲۲- گرانودیوریت و ۲۳- گرانیت قرار دارند. ب. نمودار AFM و موقعیت گرانیتوئیدهای منطقه بر روی آن [۱۲]، ماگمای سازنده سنگها ترکیبی کلسیمی-قلیایی دارد.



ب

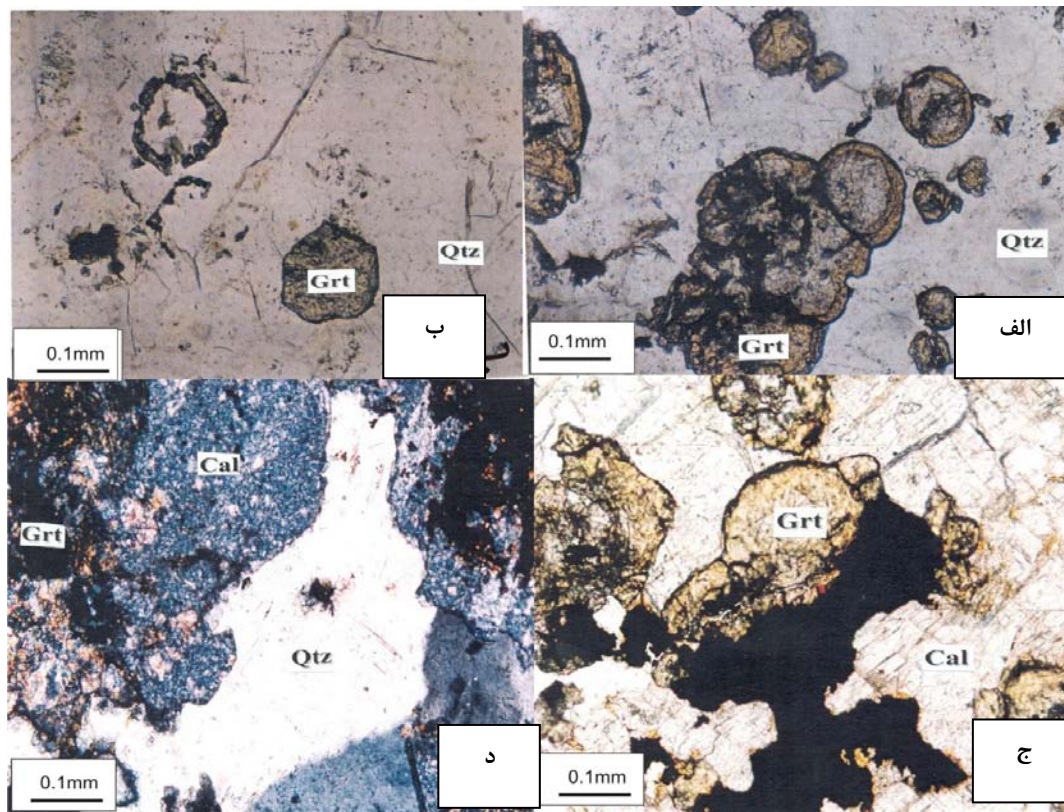


الف

شکل ۶: الف. تقسیم بندی نمونه های مورد مطالعه در نمودار نسبت های مولی  $A / CNK$  در مقابل  $A / NK$  [۱۳]، قرار گیری نمونه ها در محدوده پرآلومینوس نشان دهنده رخداد دگرسانی در این سنگها است. ب. نمودار Nb در برابر Y، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیت های کمان آتشفشانی و همزمان با تصادم قرار می گیرند [۱۴].

بخش‌های سیلیسی شده خرده‌های اپیدوت مانند گارنت‌ها در زمینه‌ای از کوارتز شناور هستند. در برخی موارد پیریت‌های مکعبی کاملاً اکسید شده همراه کوارتزهای تمام شکل‌دار در این مجموعه دیده می‌شود. کلسیت در واپسین مرحله کانی سازی اسکارن پس از سیلیسی شدن با بافت میان شکافی (interstitial) شکل گرفته است. در پاره‌ای از موارد بافتها نیز نشانگر خورده‌شدگی و انحلال حواشی کوارتزهای دانه ریز در مجاورت کانی کلسیت می‌باشد (شکل ۸ د).

جانشینی اکسیدهای آهن در گارنت‌ها نیز دیده می‌شود (شکل ۷ ج)، همچنین واکنشهای برگشتی منجر به شکل‌گیری کانی‌های کوارتز، کلسیت، کلریت و هماتیت به جای گارنت (pseudomorph) شده‌اند. همیافتی اپیدوت - گارنت در بخش کانی سازی شده یک پدیده مشخص می‌باشد. اپیدوت بیشتر در میکروکنگلومرها تا آرکوزهای سازند سنگستان دیده می‌شود که در این سنگها بیشتر جانشین قطعات تخریبی پلاژیوکلاز آرکوزها شده است. در



شکل ۷. الف. گارنتها با حواشی خورده شده دارای پوشش گارنت قهوه‌ای ناهمسانگرد و نواحی بی‌رنگ داخلی همسانگرد در زمینه کوارتز (PPL). ب. گارنت با بافت حلقوی و حواشی خورده شده و در حال تحلیل در زمینه کوارتز شیبی از یک گارنت که حدود آن و مرکز آن توسط کوارتز و کمی کلریت محفوظ مانده است نیز دیده می‌شود (PPL). ج. تبلور مستقل کانه در فضای بین بلوری گارنت و کلسیت (PPL). د. رخداد کلسیت بعد از کوارتز، همانطور که دیده می‌شود مرز کوارتز با کلسیت خورده شدگی نشان می‌دهد و گارنت‌های کلریتی - کلسیتی شده داخل بخش کلسیتی حضور دارند (XPL).

### ژئوشیمی گارنتها

شکل و تعداد پهنه‌ها از یک بلور به بلور دیگر و قطع شدگی امتداد پهنه‌ها در گارنتها عادی است. منطقه‌بندی گروسولار را می‌توان تابع عوامل فشار و دما دانست [۱۵]. در فشار و ترکیب شیمیایی ثابت میزان گروسولار گارنت‌های گراندیتی با کاهش دما افزایش می‌یابد. جم‌تویت و همکاران [۱۶] نشان داده‌اند که دما تنها عامل منطقه‌بندی گارنت در اسکارنها نیست. علاوه بر آن مطالعات دیگر نامبردگان نشان می‌دهد که شواهد کانیهای همزیست و میان‌بارهای سیال برای هسته و حاشیه گارنت، دماهای متفاوتی را نشان داده است. با این وجود دو دلیل اصلی برای منطقه‌بندی در نظر گرفته شده است [۱۶] الف: عوامل بیرونی که عمدتاً در ارتباط با تغییر در ترکیب سیالات

از ویژگیهای شاخص گارنتها وجود پهنه بندی (زوناسیون) است. برای شناسایی بهتر الگوی این ساختار و همچنین تعیین ترکیب شیمیایی آن از تصاویر BSE و آنالیزهای مایکروپروب استفاده شده است (شکل ۸). ژئوشیمی گارنت‌ها نوسانات تند سری محلول جامد گروسولار - آندرادیت را نشان می‌دهد (جدول ۲ و شکل ۹). ساختار زونه در گارنتها از نوع نوسانی (oscillatory) با الگوی پیچیده است. در بیشتر موارد مرز پهنه‌بندیها تند و خطواره آن چنان که در گارنتهای با ساختار معمول موسوم است دیده نمی‌شود در این گونه موارد، به نظر می‌رسد سیالات سازنده پهنه‌های جدید با گارنت قبلی (هسته) واکنش داشته‌اند و ایجاد بافت‌های انحلالی (resorbition) نموده‌اند. تغییر ضخامت، تفاوت در



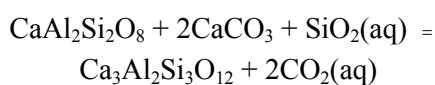
آزمایشهای تجربی دریافتند که ناآمیختگی در سیستم گراندیت در حدود  $300^{\circ}\text{C}$  و فشار بیش از ۳ kbar با دمای بحرانی  $450^{\circ}\text{C}$  تا  $500^{\circ}\text{C}$  به وقوع می‌پیوندد، این ناآمیختگی در گستره ترکیبی  $0.08 < X_{\text{Grs}} < 0.15$  وجود دارد. همچنین وجود ناآمیختگی در دمای  $350^{\circ}\text{C}$  و در محدوده ترکیبی  $0.09 < X_{\text{Grs}} < 0.165$  گزارش شده است.

به صورت محلی در همیافتی با گارنتها، اپیدوت، کوارتز، کلسیت و آثاری از کانه‌های سرب و منگنز نیز دیده می‌شود. گارنت شامل درصدی از اسپسارتین بصورت محلول جامد می‌باشد (جدول ۲). هرکدام از این کانیها در شرایط ویژه‌ای از  $f\text{O}_2$  شکل می‌گیرند که این امر ناپایداری شرایط  $f\text{O}_2$  در سیال گرمایی را نشان می‌دهد. نفوذپذیری بالای کنگلومراها جریان آسان و سریع سیالات گرمایی از هر منشاء (ماگمایی - جوی) را ممکن می‌سازد. لذا می‌توان گفت محیط نهشت گارنتها در کنگلومراهای منطقه توانایی پذیرش تغییرات شدید و ناگهانی  $f\text{O}_2$  را داشته است.

محفوظ ماندن منطقه‌بندی در گارنت با تغییر ترکیب شیمیایی ناگهانی نشان می‌دهد که این گارنتها تحت تأثیر حوادث بعدی نظیر متاسومانیسم یا دگرگونی قرار نگرفته‌اند چرا که این حوادث می‌توانند باعث ایجاد نشر (diffusion) و محو شدن ساختمان منطقه‌ای شوند.

#### پتروژنز مجموعه کانیهای اسکارن - دگرسانی

پتروژنز اسکارن‌ها یکی از پیچیده ترین مسائلی است که در مطالعه سنگهای دگرگونی وجود دارد. بنابراین با توجه به تنوع کانیهایی که در این گروه از سنگها دیده می‌شود، تعیین منشا اسکارنها و شرایط تشکیل آنها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در منطقه مورد مطالعه گارنت یکی از مهمترین و فراوانترین کانی‌های سازنده اسکارن است بنابراین به چگونگی تشکیل این کانی اشاره می‌شود. ترسی و فورست [۲۳] واکنش زیر را برای پیدایش گروسولار پیشنهاد می‌کنند:



گرمایی است؛ ب: ناآمیختگی در سیستم دوتایی گروسولار-آندرادیت.

یاردلی و همکاران [۱۷] بر این عقیده‌اند، که جریان سیالات در سیستم‌های گرمایی معمولاً با پدیده جوشش همراه است این عمل سبب اکسایش در سیال و افزایش سریع در نسبت  $\text{Fe}^{+3}/\text{Al}^{+3}$  و در نتیجه رشد و شکل‌گیری سریع آندرادیت می‌شود.

برای منشاء یابی سیالات سازنده گارنتها با منطقه‌بندی نوسانی از مطالعات ایزوتوپ پایدار اکسیژن نیز کمک گرفته شده است [۱۸]. بر مبنای مطالعات فوق مناطقی از گارنت که دارای نسبت بالای  $\text{Fe}^{3+}/\text{Al}$  است، میزان  $\delta_{\text{O}}^{18}$  بیشتری از منشاء سیالات ماگمایی نشان می‌دهد و مناطق با نسبت پایین  $\text{Fe}^{3+}/\text{Al}$  دارای مقدار پایین‌تر  $\delta_{\text{O}}^{18}$  از منشاء سیالات جوی هستند.

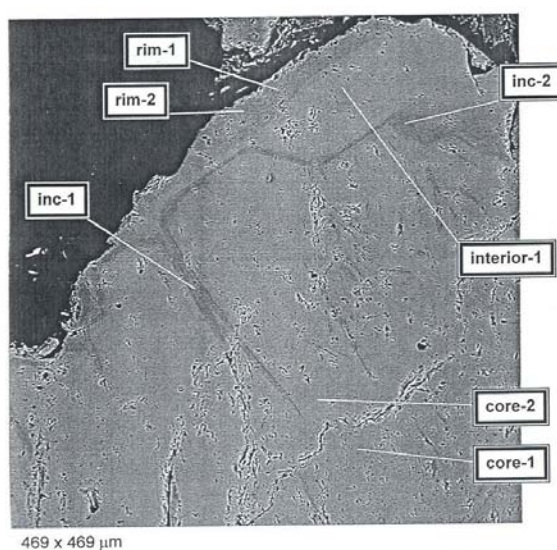
مسعودی و همکاران [۱۹] معتقدند با توجه به این که Al جزو عناصر HFSE بوده و در سیالات گرمایی به‌کندی انتقال می‌یابد به نظر می‌رسد تجزیه کانیهای محلی برای مثال پلاژیوکلاز، کلریت و سیرسیت در تأمین  $\text{Al}^{+3}$  برای گارنت نقش عمده‌ای دارد. بنابراین هنگامی که نسبت جریان سیال و رشد گارنت کند باشد تجزیه کانیهای محلی موجب می‌شود که میزان  $\text{Al}^{+3}$  در سیالات پایدار بماند. کاهش سریع در تمرکز Al با افزایش سریع عضو انتهایی آندرادیت همراه است. در این مرحله کنترل کننده‌های خارجی نقش مهمتری در تغییر ترکیب سیالات دارند.

در منطقه علی آباد-دره زرشک نیز به نظر می‌رسد، وجود آرکوزهای غنی از فلدسپات و همینطور قطعات گرانیت شیرکوه که از سازنده‌های کنگلومراها هستند می‌تواند به‌عنوان یک پتانسیل محلی Al عمل کند. چنانچه که عملکرد سیال گرمایی به شکل ضربانی یا دوره‌ای بوده باشد می‌توان پنداشت در دوره‌های آرامش فرصت کافی برای دگرسانی فلدسپاتها و آزادسازی یونها یا ترکیبات Al وجود داشته است. شواهد پتروگرافی همایندی فلدسپاتهای دگرسان را در مجموعه کانیایی نشان داده است.

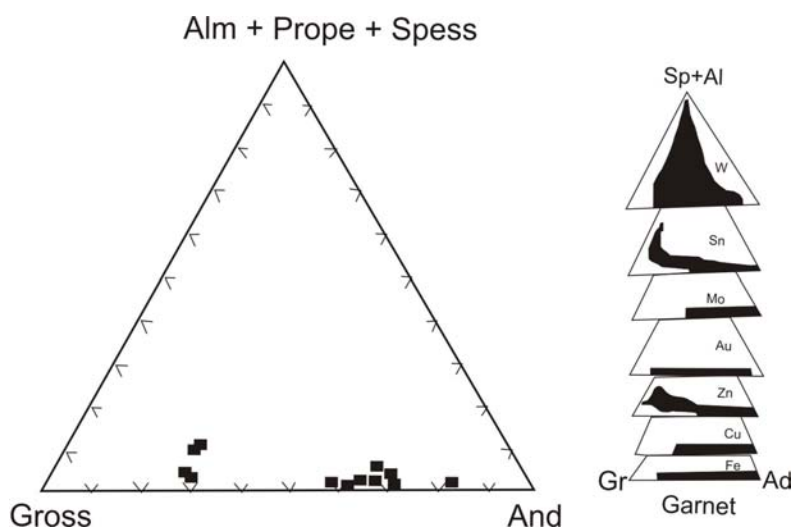
فقدان ترکیب شیمیایی مشخص از محلول جامد سری گراندیت در دماها و فشارهای مختلف توسط عده‌ای از محققان [۲۰ و ۲۱] گزارش شده است. برای مثال با

جدول ۲. آنالیزهای میکروپروب گارنت و محاسبه درصد اعضای انتهایی در گارنتها.

Label	No	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	And%	Gross%	Spess %
DM2-1	۵	۳۷,۲۰	۰,۱۰	۱۳,۴۱	۱۲,۳۲	۰,۶۹	۰,۰۰	۳۵,۲۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۹۲	۳۶,۴۵	۵۷,۱۸	۵,۴۲
DM2-1	۶	۳۶,۷۷	۰,۰۰	۱۱,۹۷	۱۳,۸۱	۰,۷۱	۰,۰۰	۳۴,۸۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۱۴	۳۸,۶۱	۵۵,۲۵	۳,۰۱
DM2-2rim	۷	۳۶,۶۳	۰,۰۳	۱۱,۴۸	۱۴,۶۱	۰,۷۲	۰,۰۰	۳۴,۸۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۲۷	۴۱,۱۲	۵۵,۱۹	۴,۱۱
DM2-G1inter-1	۸	۳۵,۲۷	۰,۰۰	۰,۰۶	۲۸,۱۸	۰,۲۳	۰,۰۲	۳۳,۰۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۶,۸۴	۸۰,۶۰	۱۵,۴۵	۱,۸۰
DM2-G1inter-2	۹	۳۵,۱۶	۰,۰۲	۰,۰۶	۲۸,۰۹	۰,۲۳	۰,۰۱	۳۳,۳۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۶,۹۱	۷۹,۸۷	۱۵,۳۵	۲,۰۳
DM2-G1rim-1	۱۰	۳۵,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۴	۲۸,۸۶	۲,۳۳	۰,۰۱	۳۰,۹۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۱۵	۸۱,۳۰	۱۰,۹۵	۵,۳۶
DM2-G1rim-2	۱۱	۳۴,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۶	۲۸,۸۸	۲,۴۷	۰,۰۰	۳۰,۷۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۶,۲۵	۸۰,۲۵	۱۲,۸۴	۵,۴۱
DM2-G2-core-1	۱۲	۳۵,۵۴	۰,۰۲	۰,۱۰	۲۸,۲۶	۰,۳۱	۰,۱۰	۳۳,۰۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۴۰	۸۰,۵۴	۱۶,۲۱	۰,۹۸
DM2-G2-core-2	۱۳	۳۵,۳۶	۰,۰۰	۰,۰۳	۲۸,۴۴	۰,۲۸	۰,۱۳	۳۲,۹۹	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۲۳	۸۱,۱۴	۱۵,۴۲	۰,۸۲
DM2-G2-interio-1	۱۴	۳۴,۹۸	۰,۰۰	۰,۰۸	۲۸,۷۵	۲,۵۹	۰,۰۰	۲۹,۹۶	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۶,۳۶	۸۰,۴۳	۱۳,۳۶	۵,۲۳
DM2-G2-rim-1	۱۵	۳۶,۷۶	۰,۶۶	۶,۹۷	۲۰,۹۰	۱,۸۷	۰,۰۱	۳۲,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۹,۱۶	۷۰,۲۱	۲۴,۱۸	۳,۲۱
DM2-G2-rim-2	۱۶	۳۶,۷۶	۰,۳۲	۷,۰۵	۲۰,۹۹	۱,۶۷	۰,۰۰	۳۲,۱۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۸۹	۷۴,۰۴	۲۴,۳۱	۳,۱۲
DM2-G2-inc-1	۱۷	۳۶,۵۴	۰,۴۷	۶,۹۲	۲۰,۰۵	۱,۲۳	۰,۰۰	۳۳,۴۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۶۵	۷۰,۰۲	۲۴,۰۳	۲,۶۴
DM2-G2-inc-2	۱۸	۳۷,۲۵	۰,۲۳	۸,۴۴	۱۷,۸۲	۰,۴۹	۰,۰۴	۳۴,۷۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۹,۰۲	۶۳,۴۱	۳۴,۵۱	۰,۶۵
DM3-Ep4-dark	۲۲	۳۷,۶۳	۰,۰۹	۲۴,۳۲	۱۱,۴۳	۰,۱۲	۰,۰۰	۳۵,۵۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۱۱	۵۸,۳۰	۳۹,۲۳	۰,۸۹
DM3-Ep4-brite	۲۳	۳۷,۳۴	۰,۰۶	۲۱,۶۰	۱۴,۸۵	۰,۱۳	۰,۰۰	۲۳,۱۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۱۱	۶۰,۱۴	۳۵,۴۵	۰,۹۴
DM3-G1-core	۲۴	۳۴,۹۶	۰,۰۰	۰,۲۹	۲۷,۹۷	۰,۵۵	۰,۰۲	۳۲,۹۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۶,۷۱	۶۵,۳۵	۳۰,۹۶	۰,۸۵
DM3-G1-core2	۲۵	۳۳,۶۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۲۸,۱۸	۰,۴۵	۰,۰۳	۳۲,۸۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۵,۱۶	۶۷,۱۴	۳۰,۸۲	۰,۶۷
DM3-G1-intrim-1	۲۶	۳۶,۸۶	۰,۱۲	۹,۷۱	۱۶,۵۷	۰,۷۱	۰,۰۳	۳۴,۵۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۵۳	۵۸,۴۲	۳۸,۰۶	۱,۰۲
DM3-G1-extrim-1	۲۷	۳۶,۸۲	۱,۱۵	۹,۳۵	۱۷,۲۸	۳,۹۷	۰,۰۰	۳۰,۲۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۸۳	۶۲,۰۸	۳۳,۷۴	۱,۲۳
DM3-G2-core1	۲۸	۳۵,۷۴	۰,۰۴	۰,۰۶	۲۸,۲۱	۰,۴۶	۰,۰۳	۳۲,۸۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۳۶	۷۵,۲۱	۲۰,۱۷	۰,۸۶
DM3-G2-core2	۲۹	۳۵,۷۳	۰,۰۲	۰,۱۳	۲۷,۹۶	۰,۴۸	۰,۰۴	۳۳,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۳۹	۶۷,۳۳	۱۹,۲۵	۰,۸۷
DM3-G2-interior1	۳۰	۳۷,۸۵	۰,۰۰	۱۳,۰۴	۱۲,۱۱	۰,۸۱	۰,۰۱	۳۳,۲۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۹,۰۷	۵۱,۳۰	۴۵,۶۷	۱,۵۴
DM3-G2-interior2	۳۱	۳۷,۰۵	۰,۰۸	۱۲,۶۱	۱۲,۷۳	۰,۸۴	۰,۰۱	۳۵,۲۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۵۳	۵۵,۱۱	۴۳,۶۳	۱,۳۱
DM3-G2-rim1	۳۲	۳۵,۹۴	۰,۸۳	۸,۷۷	۱۷,۹۰	۴,۷۵	۰,۰۰	۲۹,۴۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۷,۶۱	۶۳,۵۴	۲۹,۶۲	۶,۳۴
DM3-G2-rim2	۳۳	۳۶,۸۵	۰,۷۷	۹,۴۹	۱۷,۶۸	۵,۱۰	۰,۰۰	۲۸,۹۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۹۸,۸۵	۶۳,۱۲	۳۰,۱۴	۵,۹۸



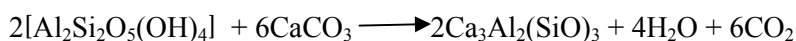
شکل ۸. تصویر BSE نمونه بلور گارنت با ساختمان منطقه‌ای در زمینه کوارتز.



شکل ۹. نمودار توزیع ترکیب شیمیایی گارنت های منطقه مورد مطالعه و مقایسه آن با ترکیب گارنت های اسکارن سایر نقاط دنیا [۲۲].

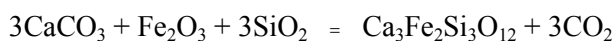
آنورتیت و ولاستونیت در دماهای بالا پایدار هستند. بنابراین کاملاً منطقی است واکنش تشکیل گروسولار در اسکارن های این منطقه را به خرج کائولینیت و کلسیت در نظر بگیریم، یعنی سنگهای آهکی حاوی مقدار کمی رس یا مارن باشد.

از آنجایی که آنورتیت در سنگهای آهکی علی آباد-دره زرشک مشاهده نشده است (به سادگی هم در دسترس نیست) و گروسولار قبل از تشکیل آنورتیت در اسکارن ها وجود می آید، همچنین ولاستونیت از واکنش کوارتز و کلسیت قبل از شکل گیری آنورتیت بوجود می آید، یعنی



کائولینیت کلسیت گروسولار

داده در شکل ۱۰ شکل گیری گروسولار در دمای ۳۸۰ تا ۵۳۰ درجه سانتی گراد انجام می گیرد. میاشیرو [۲۵] بر این باور است که مجموعه کوارتز و گروسولار تحت فشار کم  $\text{CO}_2$  پایدار می ماند و با افزایش دما واکنش تشکیل ولاستونیت + آنورتیت انجام می گیرد. دیر و همکاران [۲۴] واکنش زیر را برای شکل گیری آندرادیت پیشنهاد می کند:

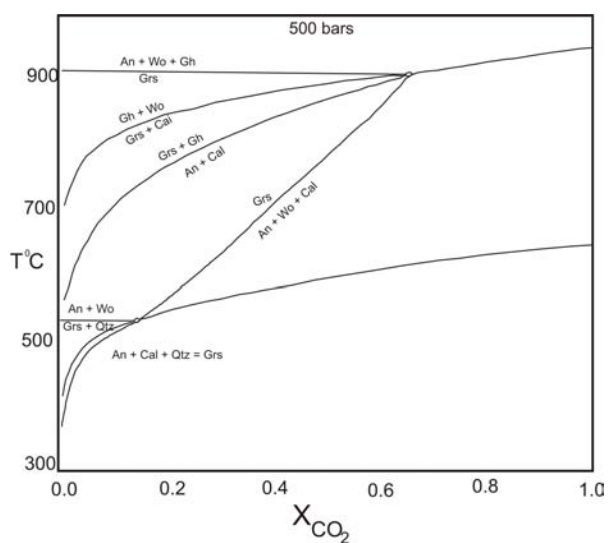


کلسیت آندرادیت

معدنی [۲۶] در محدوده دمایی  $400-650^\circ\text{C}$  و فشار ۳-۴ kbar و  $X_{\text{CO}_2} < 0.1$  شکل گرفته است. در مجموع با توجه به بررسیهای صحرائی، مطالعات پتروگرافی و زمین شیمیایی مراحل تشکیل اسکارن علی آباد- دره زرشک در جدول ۳ آورده شده است.

دیر و همکاران [۲۴] نشان داده اند که مناسب ترین شرایط برای تشکیل گروسولار از مخلوط واکنشی کائولین،  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{CaO}$  و  $\text{CaCl}_2$  دمای  $900^\circ\text{C}$  و فشار ۲۰۰۰۰ اتمسفر است. اما در مخلوطی از سیلیس، کلسیت و اکسید آلومینیوم با نسبت های  $3\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : 3\text{CaCO}_3$  ولاستونیت و گروسولار در  $500^\circ\text{C}$  تشکیل می شود. بر اساس نمودار نشان

از طرفی مطالعات زمین دماسنجی بر روی میان بارهای سیال بلورهای کوارتز همیافت با گارنت و پیریت ها دمای متوسط  $380^\circ\text{C}$  را نشان داده است [۲۳]. لذا محدوده دمایی  $380^\circ\text{C}$  تا  $530^\circ\text{C}$  در  $X_{\text{CO}_2} = 0.1$  و فشار ۰.۵ kbar و فوگاسیته پائین اکسیژن برای اسکارن منطقه در نظر گرفته می شود (شکل ۱۱). اکثر اسکارنهای همیافت با نهشته های اقتصادی



شکل ۱۰. نمودار T-XCO<sub>2</sub> در ۵۰۰ بار در سیستم CAS (H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>) محاسبه شده در Geo-Calc [۲۳].

جدول ۳. مراحل تشکیل اسکارن در ارتباط با دگرسانیهای رخ داده در منطقه علی آباد- دره زرشک.

کانیها	اسکارن		اکسیداسیون (جوی؟)	دگرسانی فیلیک	دگرسانی آرژیلیک پیشرفته
	گامه اصلی	گامه تأخیری			
گارنت	—				
اپیدوت	—	—			
کلسیت	—	—			
کوارتز		—	—	—	—
پیریت		—			
کانه اولیه مس؟		—			
کلریت		—			
اکسیدهای آهن			—		
مالاکیت - آزوریت			—		
سرسیت	-----	—		—	
کائولینیت				—	
آلونیت					—
زاروسیت					—
فیروزه					—

## نتیجه گیری

می‌توانند با وجود سنگهای کربناته در همجواری خود اسکارن‌های مس را تشکیل دهند [۲۷ و ۲۲]. اغلب نفوذیهایی فوق از نوع پورفیری با جایگیری در سطوح بالای پوسته مشخص هستند و با کانی‌سازی مس از نوع پورفیری همراه هستند. به عقیده ژیلبرت [۲۸] کانسارهای اسکارنی در مجاورت کانسارهای فلز پایه پورفیری متداول هستند. در منطقه مورد مطالعه کانسار مس علی‌آباد-دره زرشک از نوع پورفیری معرفی شده است [۶ و ۸]. لذا اسکارن‌های این منطقه نیز در ارتباط با توده نفوذی و همراه با کانی‌سازی مس پورفیری است (شکل ۱۱). در این میان ترکیب شیمیایی گارنت‌ها نیز به عنوان یک شاخص پتروژنتیکی برای محیط‌های اسکارنی با کانی‌سازی مس معرفی می‌شود.

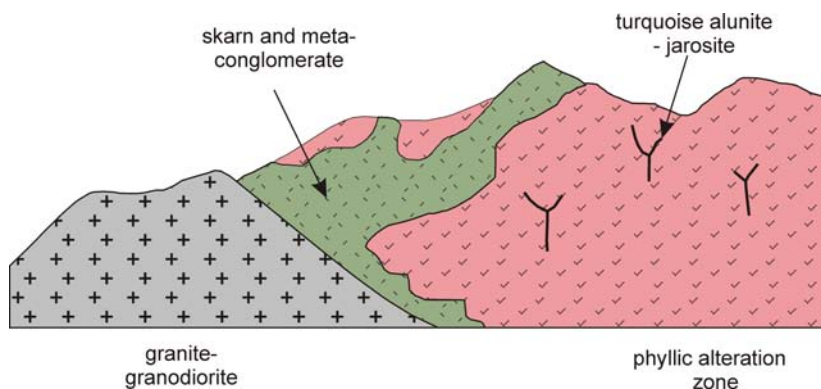
## تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله از حمایت‌های دانشگاه شیراز و دانشگاه شهید بهشتی در به انجام رسیدن این پروژه قدردانی می‌کنند.

ماگماتیسیم تاخیری در حاشیه غربی باتولیت شیرکوه با سن الیگوسن شکل‌گیری اسکارن، گارنت‌های اسکارن، منطقه‌بندی نوسانی در نتیجه تحولات زودگذر سیالات گرمایی از منابع مختلف را نشان می‌دهند. تفاوت الگوی منطقه‌بندی در گارنت‌ها نشان می‌دهد که تغییرپذیری سامانه هیدروترمال به شکل زمانی - مکانی بوده است.

تغییرات سریع منطقه‌بندی در گارنت‌ها می‌تواند به دلیل کاهش فشار بر سامانه هیدروترمال و در نتیجه، پدیده جوشش هیدروترمال می‌باشد. پدیده جوشش می‌تواند موجب بالا رفتن  $fO_2$  و رشد گارنت آندرادیته شده باشد. حال اگر جریان سیالات هیدروترمال را دوره‌ای در نظر بگیریم در فاصله زمانی بین دوره‌های جوشش که با کم شدن  $fO_2$  همراه بوده است گارنت‌های گروسولار رشد یافته‌اند.

اصولاً استوک‌های گرانودیوریت کلسیمی - قلیایی تا کوارتز مونوزیتی واقع در کمرندهای کوه‌زائی حاشیه قاره‌ای



شکل ۱۱. مدل فرضی که ارتباط زون دگرسانی فیلیک، زون دگرگونی اسکارن و توده نفوذی با ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی را نشان می‌دهد.

## مراجع

- [۳] نبوی م. ح.، نقشه چهارگوش یزد، مقیاس ۱:۲۵۰/۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۹۷۲).
- [۴] Forster, H., Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran, Journal of the Geological society of London, 135 (1978) 443-445.
- [۵] سبزه‌ئی م.، علایی مهابادی، س.، گزارش مقدماتی مطالعات زمین‌شناختی و سنگ‌شناختی مرمرها و اسکارن‌های منطقه ده بالا، یزد، مدیریت زمین‌شناسی منطقه جنوب خاوری مرکز کرمان، منتشر نشده، (۱۳۶۵) ۳۵ ص.

[۱] مکی‌زاده م. ع. بررسی کانی‌شناسی و پترولوژیکی اسکارن‌های ایران مرکزی (استان یزد)، دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۸۷) ۱۸۸ صفحه.

[۲] Yücel-Öztürk Y., Helvacı C., and Satir M., Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evciler granitoid (Kazdag, Çanakkale - Turkey) and comparison with world skarn granitoids: Turkish Journal of Earth Sciences, 14 (2005) 255-280.

- granulite facies terrane, *J. Metam. Geol.*, 21, (2003) 771-784.
- [۱۹] مسعودی ف.، مهربانی ب. و فرازدل ف.، نوع ساختمان منطقه‌ای گارنت در اسکارنهای توده نفوذی قهرود، جنوب کاشان، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، سال سیزدهم شماره ۱، (۱۳۸۴) صص ۴۳ تا ۶۰.
- [۲۰] Engi M. Wersin P., Derivation and application of a solution Model for calcic garnet, *schweizerische Mineralogische and petrographische Mitteilungen* 67, (1987) 53-73.
- [۲۱] Huckenholz H.G., Fehr, K.T., Stability relationships of grossular + quartz + wollastonite + anorthite II, The erect of grandite- hydrograndite solid solution, *Neues Jahrbuch fur Mineralogie abhandlungen* 145. (1982). 1-33
- [۲۲] Meinert I. D., Skarns and skarn deposits, *Geoscience Canada*, v. 19, (1992) 145-162.
- [۲۳] Tracy R. J., Frost B. R., Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formation, In D. M., Kerrick, E. d., *Contact Metamorphism*, *Min. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy*, 26, (1991) 207-289.
- [۲۴] Deer W.A. Howie R.A and zussman J., *An introduction to the rock forming minerals*, seventeenth impression, Longman, (1991) 528p.
- [۲۵] Miyashiro A., *Metamorphism and metamorphic belts*, George Allen and Uniwinn, London, (1973) 495 p.
- [۲۶] Einaudi M. T., Meinert L. D. and Newberry R. J., Skarn deposits. In *Econ. Geol. 75th Anniv. Econ. Geo. Publ. Co*, (ed. B. J. Skinner), (1981) 317-391.
- [۲۷] Robb L. 2005, *Introduction to ore-forming processes*, Blackwell publishing. (2005) 373.
- [۲۸] ژیلبرت جان، م، *زمین‌شناسی کانسارها*، ترجمه سعید علیرضائی، نشر دانش امروز، (۱۳۸۵) ۱۱۵۵ صفحه.
- [۶] Zarasvand A. Liaghat s. and Zentill M., *Geology of the Darreh-Zereshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran*, *International Geology Review*, 47 (2005) 620-646.
- [۷] رضائیان ک.، نقره نیان م.، مکی زاده م. ع. و شرافت ش.، *زمین‌شناسی و ژئوآندیس کانی فیروزه، علی‌آباد (تفت یزد)*، *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه) جلد هیجدهم*، شماره ۲، (۱۳۸۲) صص ۱۴۵-۱۵۸.
- [۸] اسلامی‌زاده ع.، پترولوژی سنگهای آذرین علی‌آباد و دره زرشک ناحیه یزد (زون ایران مرکزی) و کانه‌زائی مس وابسته به آن، پایان‌نامه دکتري، دانشگاه آزاد اسلامی ایران، واحد علوم و تحقیقات، (۱۳۸۲) ۲۳۱ صفحه.
- [۹] Chappell B. W., and white, A. J. R., Two contrasting granite types: *Pacific geology*, (1974) 8, 173-174.
- [۱۰] White A. J. R. and Capplle, B. W., *Ultrametamorphism and granitic genesies: Tectonophysics* (1974) 43, 7-22.
- [۱۱] Middlemost E.A.K., *Magmas and Magmatic rocks* Longman Group Limited, Essex (1985).
- [۱۲] Irvine T. N., Baragar W. R. A., *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*, *Can. J. Earth Sci.*, 8 (1971) 523-548.
- [۱۳] Maniar P. D. and piccolo P. M., *Tectonic discrimination of granitoids*, *Geological society of America Bulltin*, 101 (1989) 635-643.
- [۱۴] Pearce J. A., Harris N. and Tindle A. G., *Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks*. *Jour. Petrol.*, 25, 4, (1984) 956-983.
- [۱۵] Murad E., *Zoned birefringent garnets from Thera Island, Santorini Group (Aegean Sea)*, *Min.*, 40, (1975) 715-719.
- [۱۶] Jamtveit B., Wogelius R. A. and Fraser D. G., *Zonation patterns of skarn garnets, records of hydrothermal system evolution*, *Geo.*, 21, (1993) 113-116.
- [۱۷] Yardley B.W.D., Rochelle, C. A., Barnicoat, A. C., and Lioyd, G. E., *Oscillatory zoning in metamorphic minerals, Anindicator of infiltration metasomatism*, *Miner. Mag.*, 55, (1991) 357-365.
- [۱۸] Clechenko C. C. and Valley J. W., *Oscillatory Zoning in garnet from the Willsboro wollastonite Skarn, Adirondack Mts, New York: a record of shallow hydrothermal processes preserved in a*