

## پتروگرافی، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی اوچستان (جنوب محلات)

سید محسن طباطبایی منش\*، زری اسلامی و مرتضی شریفی  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

اسکارن‌های اوچستان در ۶۰ کیلومتری جنوب محلات و در پهنه سنندج-سیرجان واقع شده است. گستره غالب سنگ‌های این منطقه شامل: سنگ‌های نفوذی از نوع گرانیت و سنگ‌های دگرگونی از قبیل: شیست، فیلیت، اسلیت، هورنفلس، آمفیبولیت و متاولکانیک است. تزریق توده نفوذی سینوگرانیتی-مونزوگرانیتی کرتاسه-پالئوسن به درون آهک‌ها و دولومیت‌های پالئوزوئیک باعث اسکارن‌زایی شده است. کلینوپیروکسن (دیوپسید)، الیوین (فورستريت)، ترمولیت، تالک، سرپانتین، فلوگوپیت، مارگاریت، ولاستونیت، کلسیت و کانی‌های اپاک و به مقدار اندک کوارتز از کانی‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها است. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، اسکارن‌های منطقه از نوع برون اسکارن و وجود کانی‌هایی مثل: فورستريت، دیوپسید، ترمولیت، آنتیگوریت و فلوگوپیت نشانه دولومیتی بودن سنگ مادر است. از سمت توده نفوذی به سنگ میزبان در اسکارن‌ها و مرمرها منطقه‌بندی دیده می‌شود که شامل: کلینوپیروکسن اسکارن، ولاستونیت اسکارن، مرمرهای فورستريت-سرپانتین‌دار، مرمرهای میکادار، مرمرهای ترمولیت-تالک‌دار و مرمرهای کلسیتی دولومیتی دانه‌درشت است.

**واژه‌های کلیدی:** کلینوپیروکسن، فورستريت، سرپانتین، ولاستونیت، اسکارن، اوچستان، سنندج-سیرجان

### مقدمه

مجاورتی می‌تواند به انواع مرمر و اسکارن تبدیل شود. مرمر معادل دگرگونی سنگ آهک یا دولومیت است. از یک مرمر خالص به ندرت می‌توان اطلاعاتی درباره درجه دگرگونی به دست آورد. از دیدگاه منطقه‌بندی هاله دگرگونی مجاورتی مرمرها انتهایی‌ترین پهنه را تشکیل می‌دهد. در این پهنه کانی‌های کربناته نسبت به کالک‌سیلیکات‌ها بسیار

کانی‌شناسی، رهگشای مقدماتی برای تشخیص و توصیف توده‌های اسکارنی و عاملی تعیین کننده در کشف خاستگاه آنها است. در اثر دگرگونی مجاورتی در این منطقه هورنفلس‌ها، اسکارن‌ها و مرمرها تشکیل شده است. سنگ‌های کربناته خالص و ناخالص در دگرگونی

طول جغرافیایی  $۵۰^{\circ} ۲۲'$  تا  $۵۰^{\circ} ۲۶'$  شرقی و عرض جغرافیایی  $۳۳^{\circ} ۳۷'$  تا  $۳۳^{\circ} ۴۰'$  شمالی تزریق توده نفوذی به سن کرتاسه-پالئوسن با ترکیب سینوگرانیته و مونزوگرانیته در سنگ‌های کربناته پالئوزوئیک باعث اسکارن‌زایی و مرمرزایی شده است (شکل ۱).

از واحدهای سنگی مشاهده شده در منطقه بررسی شده می‌توان آمفیبولیت (مزوزوئیک)، گرانیت میلوئیتی (سنوزوئیک)، شیسیت (مزوزوئیک)، هورنفلس و سنگ‌های کالک‌سیلیکاته (سنوزوئیک) را نام برد. شیسیت‌ها و مرمهرهای آهکی و اسکارن‌ها مهم‌ترین سنگ‌های دگرگونی با منشأ رسوبی و آمفیبولیت‌ها و گرانیتوئیدها بارزترین سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده منطقه با منشأ آذرین‌اند. غالب شیسیت‌های منطقه از نوع میکاشیسیت‌ها است. آمفیبولیت‌ها همچون سایر سنگ‌های دگرگونی محدود به پهنه برشی‌اند. این سنگ‌ها غالباً به صورت هم‌یافت با سایر سنگ‌های منطقه به ویژه شیسیت‌ها و گرانیت‌ها دیده می‌شود. آمفیبولیت‌های موجود در منطقه بررسی شده بر اساس داده‌های ایزوتوپی قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگونی منطقه یعنی ژوراسیک را تشکیل می‌دهد (Rashidnejad Omran, 2001). گرانیت‌های میلوئیتی منطقه محصول عملکرد فاز کوه‌زایی اواخر کرتاسه-پالئوسن (لارامید) در نظر گرفته شده‌اند. بر اساس بررسی‌های Movahedi (۲۰۰۹) گرانیتوئیدهای مزبور شامل: آلکالی‌فلدسپارگرانیت، گرانیت (سینوگرانیت و مونزوگرانیت) و گرانودیوریت است که گرانیت‌ها بیشترین حجم توده را به خود اختصاص داده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت ساب‌آلکالن (کالک‌آلکالن)، سرشت پرآلومینه و S بودن گرانیتوئیدهای بررسی شده است. این منطقه چند

فراوان‌تر است و به همین لحاظ برای توصیف آنها به جای واژه اسکارن بهتر است از واژه مرمز استفاده شود. اما در فاصله نزدیک‌تر به توده نفوذی که سنگ‌های آهکی ناخالص تحت تأثیر فرآیندهای تراوش یا نشری سیالات متاسوماتیک قرار گرفته‌اند به سنگ کالک‌سیلیکاته دانه‌درشت اسکارن تبدیل شده‌اند.

اسکارن اوچستان بر اثر نفوذ گرانیتوئیدهای این منطقه در داخل کربنات‌های پالئوزوئیک به وجود آمده است و در بیشتر قسمت‌ها به صورت نواری و در بعضی بخش‌ها به صورت توده‌ای دیده می‌شود. علی‌رغم اینکه در این منطقه بر روی توده‌های نفوذی توسط Movahedi (۲۰۰۹) و برخی از سنگ‌های دگرگونی دیناموترمال آن از جمله: متابازیت‌ها توسط Izadi (۲۰۱۰) بررسی‌هایی انجام شده است اما در خصوص تشکیل اسکارن و دگرگونی مجاورتی در این ناحیه تا کنون هیچ مطالعه‌ای انجام نشده است.

اسکارن‌ها را بر طبق نوع سنگی که جانشین می‌شود به درون اسکارن و برون اسکارن تقسیم‌بندی می‌کنند. با توجه به گستردگی این سنگ‌ها در صحرا و فراوانی ولاستونیت در آنها و همچنین، عدم وجود کانی‌های ماگمایی به همراه کانی‌های کالک‌سیلیکاته می‌توان گفت این سنگ‌ها از نوع برون اسکارن است.

طی این پژوهش به بررسی پتروگرافی، کانی‌شناسی، روابط پاراژنتیکی و مینرال‌شیمی در مجموعه‌های دگرگونی مجاورتی پرداخته می‌شود.

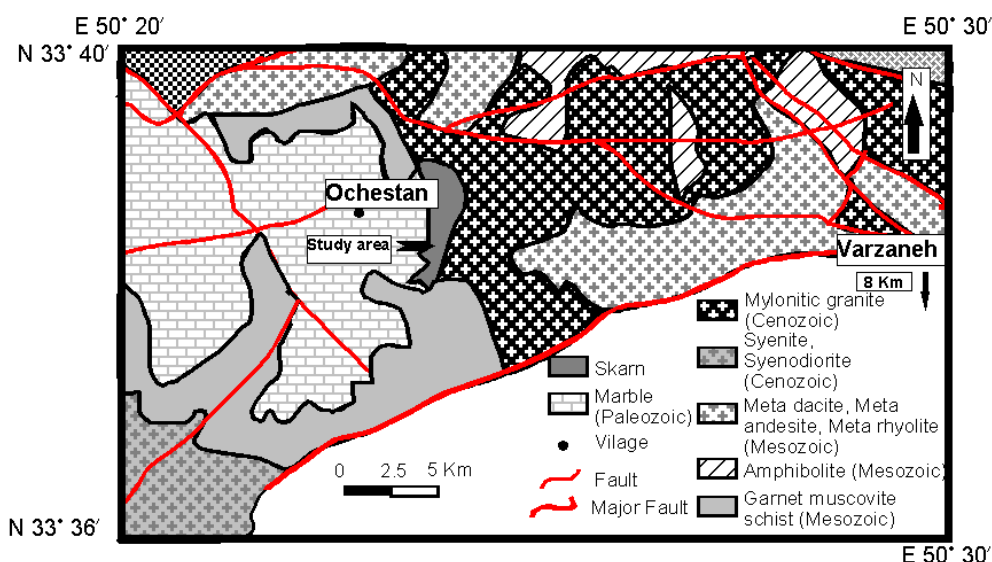
### زمین‌شناسی منطقه

فعالیت‌های ماگمایی گسترده در پهنه سنندج-سیرجان منجر به تزریق توده‌های نفوذی متعدد در امتداد این کمربند و در نتیجه در بسیاری از موارد باعث اسکارن‌زایی شده است. در منطقه اوچستان واقع در ۶۰ کیلومتری جنوب محلات و در گستره

طور که در شکل ۱ مشخص است گسل‌های متعددی از منطقه عبور می‌کنند که شناسایی و تفکیک گسل‌ها توسط Sharifi (۲۰۰۷) به طور کامل و با پردازش داده‌های رقومی ماهواره‌ای و بررسی‌های صحرایی انجام شده است.

دگرگونی را تحمل کرده است و انواع دگرگونی‌های ناحیه‌ای، مجاورتی و دینامیکی به وضوح مشاهده می‌شود (Saba, 1999).

یکی از شرایط لازم برای رخداد اسکارن‌زایی فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی است. همان



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی اوچستان (Sharifi, 2007)

### پتروگرافی

بر اساس بررسی‌های انجام شده بر روی اسکارن‌ها و مرم‌های محدوده اوچستان مجموعه کانی‌های دیوپسید، ولاستونیت، فورستریت، فلوگوپیت، مارگاریت، ترمولیت، تالک، آنتیگوریت، کلسیت، دولومیت، کوارتز و کانی‌های اپاک مشاهده می‌شود. طبق شواهد صحرایی و بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی می‌توان به پیدایش این کانی‌ها طی سه مرحله و پهنه‌بندی منطقه پی برد که در ادامه به توضیح آن خواهیم پرداخت. بررسی‌ها نشان می‌دهد هیچ‌گونه کانه‌زایی و انباشته اقتصادی در منطقه رخ نداده است و کانی‌های اپاک همچون: مگنتیت، هماتیت و گوئتیت به مقدار ناچیز دیده می‌شود.

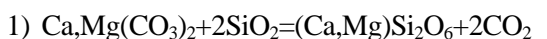
اسکارن‌های بررسی شده را می‌توان بر مبنای غالب بودن کانی‌های موجود در مقاطع

### روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری به منظور بررسی‌های سنگ‌شناختی مقاطع نازک صیقلی از سنگ‌ها تهیه و با چسب اپوکسی بدون پوشش آماده و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شد. برای پی بردن به نوع و ترکیب کانی‌ها از کانی‌های الیوین و پیروکسن در آزمایشگاه EMPA دانشگاه دولتی مسکو توسط دستگاه میکروپروب JEOL مدل (WDS) JXA-8800، آنالیز نقطه‌ای به عمل آمد و همچنین، از ۵ مقطع نازک برای پی بردن به نوع کانی‌های موجود در آنها آنالیز SEM در آزمایشگاه SEM دانشگاه تربیت مدرس تهران به عمل آمد. در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و ترسیم دیاگرام‌ها از نرم‌افزارهای Microsoft Office Minpet و Mineral structural formula؛ 2007 استفاده شد.

سبز مشاهده می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که این کانی بیشتر با کانی‌های فورستریت، ولاستونیت، آنتیگوریت، تالک، کلسیت، دولومیت، کوارتز و کانی‌های اپاک همراه است.

کلینوپیروکسن‌های سالم هم به صورت پراکنده و دانه‌درشت در زمینه کلسیتی-دولومیتی و هم به صورت متراکم و مجاور هم قرار گرفته‌اند و غالباً تشکیل بافت گرانوبلاستیک را می‌دهد (شکل ۲-A و B). در بعضی از مقاطع میکروسکوپی دیوپسیدهایی دیده می‌شود که در حال تشکیل شدن در زمینه دولومیتی است و می‌توان واکنش شماره ۱ را برای آن نوشت (شکل ۲-C). همه پیروکسن‌های موجود در نمونه‌ها سالم نبوده و شواهدی از سرپانتینی شدن در آنها دیده می‌شود. به طوری که بلورهای دیوپسید در حال از بین رفتن و تبدیل شدن به سرپانتین است (شکل ۲-D). چنین شواهدی نشانه رخداد دگرسانی پسروده گسترده در منطقه است.

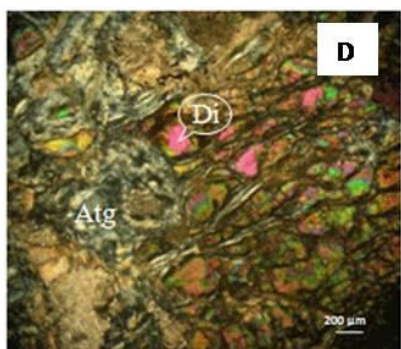
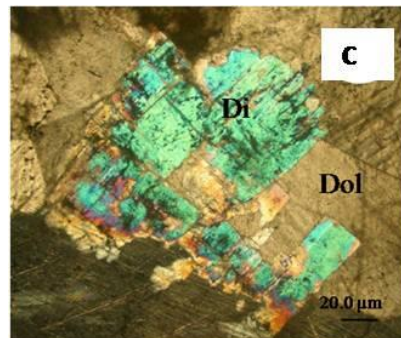
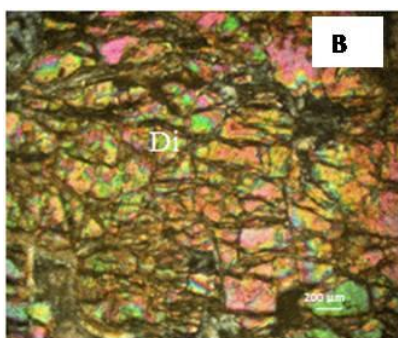
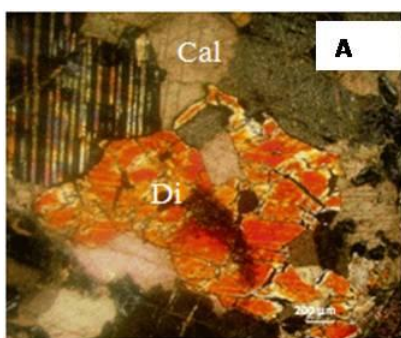


(۱) دولومیت → دیوپسید

میکروسکوپی، پارائزهای شاخص و دور شدن از توده به دو گروه تقسیم کرد: ۱- پیروکسن‌اسکارن و ۲- ولاستونیت‌اسکارن

**پیروکسن اسکارن:** پیروکسن اسکارن‌ها مشخصاً منیزیمی و از این رو دیوپسیدی‌اند. بسیاری از اسکارن‌های بی‌آب حاوی دیوپسید در محیطی با کلسیم اولیه متوسط تا زیاد و همراه با منیزیم یا بدون این عنصر که دستخوش متاسوماتیسم سیلیسی، آهنی، منیزیمی و آلومینیومی شده است به وجود آمده‌اند. در پیروکسن اسکارن‌های منطقه سنگ‌های واکنش‌گر دولومیتی معمولاً ناخالص سبب تشکیل کانی‌های غنی از منیزیم از جمله دیوپسید می‌شود. این سنگ‌ها در اولین مرحله تشکیل اسکارن به وجود می‌آید و در نزدیک‌ترین بخش سنگ درونگیر نسبت به توده نفوذی واقع شده و بیشترین حرارت را تحمل کرده‌اند.

کانی کلینوپیروکسن در مقاطع نازک و در نور XPL با رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ، آبی، صورتی، زرد تا

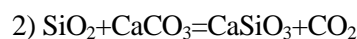


شکل ۲-A و B) حضور کلینوپیروکسن‌های سالم هم به صورت دانه‌درشت و پراکنده و هم به صورت خرد شده در زمینه کلسیتی-دولومیتی (XPL، C) نمونه‌ای از کانی دیوپسید که در حال تشکیل در زمینه دولومیتی است (XPL، D) رخداد آلتراسیون در دیوپسید و تبدیل آنها به سرپانتین (XPL).

**ولاستونیت اسکارن:** در این گروه از اسکارن‌ها

کانی غالب ولاستونیت است که گاه تا ۹۰ درصد کانی‌های متشکله اسکارن را تشکیل می‌دهد و این سنگ‌ها غالباً بافت گرانوبلاستیک نشان می‌دهد. این کانی در نمونه دستی به طور عمده به صورت انبوهه‌های نیمه موازی یا حالت شعاعی مشاهده می‌شود و در مقاطع نازک میکروسکوپی بخش عمده مقطع میکروسکوپی را تشکیل داده‌اند (شکل ۳-۳A). بلورهای کوارتز و کلسیت به صورت رگه‌ای که حاصل دگرگونی برگشتی ولاستونیت است به همراه این کانی دیده می‌شود (شکل ۳-۳B). بلورهای ولاستونیت به رنگ‌های تداخلی نارنجی سری اول با روشنایی متوسط به بالا و بی‌فرزئانس نسبتاً پایین مشخص می‌شود. گاهی اوقات میزان منیزیم در ولاستونیت‌ها نسبتاً بالاست که می‌تواند ناشی از آلودگی ولاستونیت‌ها توسط دیوپسید باشد (Grammatikopoulos and Clark, 2005)؛ Sengupta *et al.*, (2008) در تجزیه ولاستونیت‌ها عناصر اصلی دیگری از قبیل: منیزیم، آهن، منگنز، آلومینیوم و استرانسیوم نیز قابل استحصال است (Grammatikopoulos and Clark, 2006).

در همه اسکارن‌ها حجم بزرگی از ولاستونیت در مرمها با واکنش شماره ۲ تشکیل می‌شود.



۲) ولاستونیت → کلسیت + کوارتز

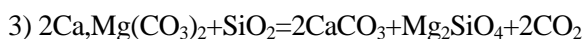
این کانی در هر محیط زمین‌شناسی یافت نمی‌شود. می‌توان گفت در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای حتی در دماهای بسیار بالا کوارتز و کلسیت به صورت پایدار کنار هم به صورت هم‌زیست یافت می‌شود. این مطلب بیانگر آن است که کوارتز و کلسیت تنها زمانی برای تشکیل ولاستونیت با هم ترکیب می‌شود که به طریقی فوگاسیته  $\text{CO}_2$  در محیط کاهش یابد. زیرا از واکنش کوارتز و کلسیت، ولاستونیت و  $\text{CO}_2$  تشکیل می‌شود (Bucher and

Ferry, 1994)

تشکیل ولاستونیت معمولاً به نفوذ گرانیته‌ها وابسته است. یعنی جایی که این توده‌ها سنگ‌های کربناته ناخالص را قطع کرده و دگرگونی مجاورتی دما بالا را ایجاد می‌کند. در واقع واکنش‌های مرتبط با کربنات‌ها به افزایش دما حساس و در دماهای بالاتر مواد فرآر ( $\text{CO}_2$ ) خود را از دست می‌دهد و به این ترتیب تخلخل در آهک‌ها افزایش می‌یابد. ساختمان‌هایی که خلل و فرج زیاد دارد کم کم به درزه و شکاف تبدیل می‌شود و اجازه ورود توده گرانیته و مخصوصاً سیلیکات‌ها که به عنوان اجزای ضروری برای تشکیل ولاستونیت است را می‌دهد (Berrada *et al.*, 2011). فراوانی این کانی در بخش‌هایی از سنگ‌های بررسی شده نشانه آن است که سنگ دیواره هتروژن و نفوذپذیر بوده است و به سیالات هیدروترمال اجازه داده که در یک نقطه تمرکز کند. در چنین سنگی اگر شارژ دوباره سیال صورت گیرد آن گاه تشکیل ولاستونیت به صورت پخش و پراکنده انجام می‌شود (Grammatikopoulos and Clark, 2006).

مرمها را می‌توان بر اساس نوع کانی غالب به شکل زیر تقسیم‌بندی کرد: مرمهای فورستریت-سرپانتین‌دار، مرمهای میکادار، مرمهای ترمولیت-تالک‌دار و مرمهای کلسیتی و دولومیتی دانه‌درشت.

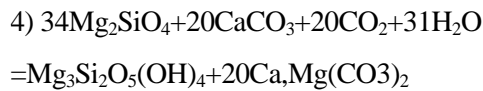
**مرمهای فورستریت-سرپانتین‌دار:** این مرمها همراه با مرمهای میکادار و به صورت همجوار با ولاستونیت اسکارن‌ها یافت می‌شود. بلورهای مدور و آبی رنگ فورستریت در زمینه‌ای از بلورهای کلسیت و دولومیت در این مرمها می‌تواند نشانی از رخداد واکنش شماره ۳ باشد.



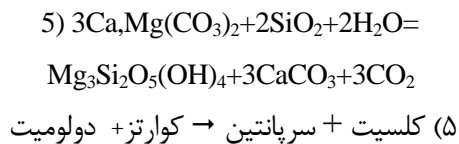
۳) فورستریت + کلسیت → کوارتز + کلسیت

بعضی از فورستریت‌ها به سرپانتین تجزیه شده‌اند. به طوری که سرپانتین‌ها دور تا دور



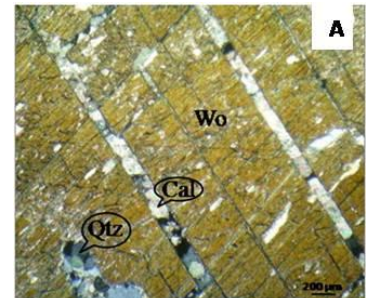


۴) دولومیت + سرپانتین → کلسیت + فورستریت  
بازمانده بقایای دولومیت و یا وجود کلسیت در همراهی و یا در داخل سرپانتین و همچنین، وجود بافت آتلی یا خردشدگی حلقوی در دولومیت‌هایی که در مجاورت سرپانتین‌ها واقع شده‌اند؛ نشانه آن است که شاید واکنش شماره ۵ رخ داده باشد. همانطور که طی این واکنش مشاهده می‌شود این سرپانتین‌ها طی هجوم سیالات داغ با  $\text{XH}_2\text{O}$  بالا و همراه با سیلیس به دولومیت‌ها به وجود آمده‌اند (شکل ۴-D).

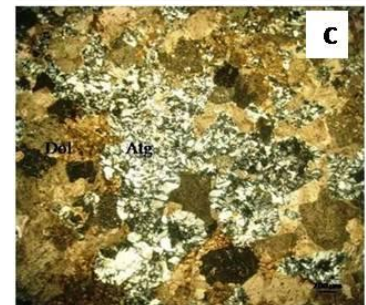
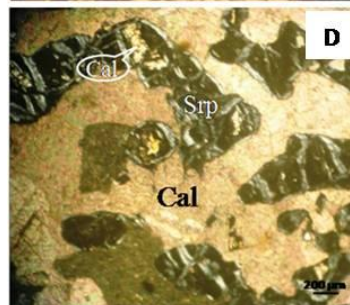
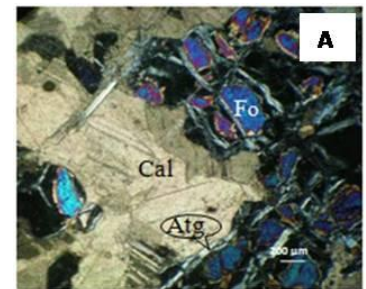
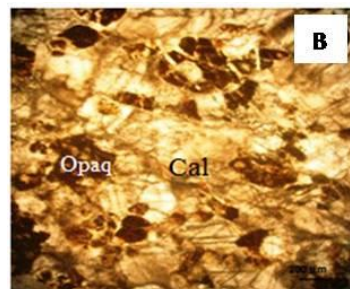


فورستریت‌ها را احاطه کرده‌اند. گاهی این سرپانتینی شدن تا حدی پیش رفته که تمام فورستریت‌ها به سرپانتین و اکسید آهن تبدیل شده است. فراوان بودن فورستریت‌ها در بعضی قسمت‌های این مرمها از طریق فراوانی سرپانتین‌ها تأیید می‌شود (شکل ۴-A). با توجه به اینکه میزان کانی‌های کربناته نسبت به کالکسیلیکات‌ها بیشتر است این سنگ‌ها را مرم نامیده‌ایم. فورستریت معمولاً در دولومیت ناخالص تشکیل می‌شود. بر اساس شواهد میکروسکوپی بخشی از سرپانتین‌ها از نوع آنتیگوریت با بافت مشبک و پنجره‌ای است. اینگونه سرپانتین‌ها هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه دیده می‌شود. سرپانتین‌های ثانویه که طی واکنش شماره ۴ ایجاد شده‌اند به میزان فراوان در زمینه دولومیتی دیده می‌شود (شکل ۴-C).

شکل ۳-A) بلورهای ولاستونیت همراه با رگه‌های کوارتز و کلسیت حاصل از دگرگونی برگشتی که به موازات رخ‌ها است (XPL، B) تشکیل کانی‌های کلینوپیروکسن و کوارتز در زمینه ولاستونیتی (XPL).

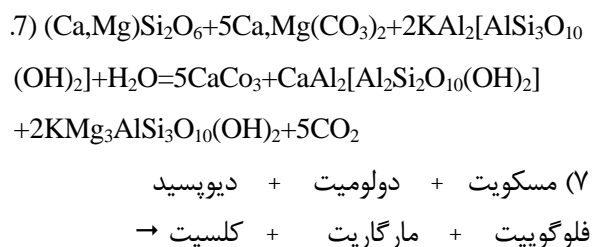
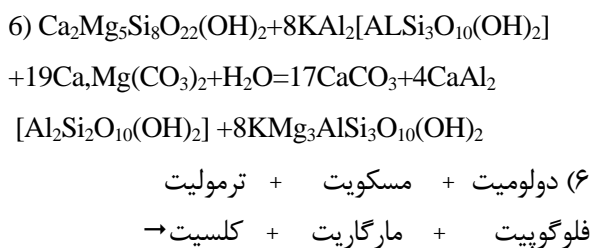


شکل ۴-A) فورستریت‌های دانه‌ای و مدور در زمینه کلسیتی که در حال سرپانتینی شدن است (XPL، B) پراکنده شدن اکسیدهای آهن حاصل از تجزیه الیوین‌ها و یا سیالات آهن‌دار در زمینه کلسیتی و ایجاد بافت شبجی توسط آنها (PPL، C) تشکیل آنتیگوریت در زمینه دولومیتی (XPL، D) تشکیل بافت آتل از سرپانتین‌های اولیه (XPL).



با توجه به مجاور بودن مرم‌های میکادار منطقه بررسی شده با پیروکسن اسکارن‌ها و غنی بودن توده نفوذی از آلومینیوم (پرالومینوس) (Movahedi, 2009) می‌توان گفت تشکیل میکاهای نوع مارگاریت در این مرم‌ها طبق نظر Olesch و Seifert (۱۹۷۶) طی متاسوماتیسم انجام شده است.

به این ترتیب، تشکیل فلوگوپیت و مارگاریت در مرم‌های تیپیک با حضور  $Al_2O_3$  و  $K_2O$  و  $SiO_2$  که نتیجه نشت و انتشار از فازهای گرمایی داغ است افزایش می‌یابد. این فازها نتیجه ورود آب، پتاسیم و آلومینیوم به سیستم است. با توجه به پاراژنز کانیایی که در این دسته از مرم‌ها مشاهده شد می‌توان واکنش‌های زیر را برای آن در نظر گرفت:

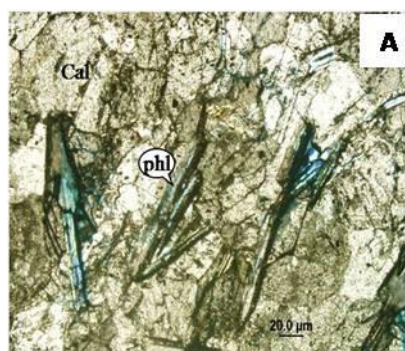


بررسی آنالیز SEM وقوع این دو کانی را در مرم‌های منطقه مورد تأیید قرار داد.

**مرم‌های میکادار:** در هاله دگرگونی مجاورتی منطقه اوچستان دسته‌ای از مرم‌ها که دارای میکاهای نوع فلوگوپیت، مارگاریت و به میزان اندک کلینتونیت و مسکویت همراه با دیوپسید، فورستریت، کلسیت، ترمولیت، کوارتز است دیده می‌شود.

فلوگوپیت از کانی‌های میکایی شاخص منیزیم‌اسکارن‌ها است. صفت اختصاصی این کانی رخ میکایی و رنگ قهوه‌ای مایل به زرد است (شکل ۵-۵-۱). بر اساس شواهد میکروسکوپی فلوگوپیت مانند سایر کانی‌های گروه میکا دارای مقاطع طولی مستطیل‌شکل ورقه‌ای با یک رخ بسیار خوب که ورقه‌های آن کشسان و خمش پذیرند و مقاطع عرضی فاقد رخ است.

مارگاریت میکای شکننده کلسیم‌دار دی‌اکتاهدرال است که در آهک‌های دولومیتی دگرگون شده که نزدیک توده نفوذی اوچستان قرار دارد دیده می‌شود. این کانی به رنگ‌های صورتی، سفید، خاکستری و به صورت دانه‌های کشیده در زمینه کلسیتی قرار گرفته است و در نور پلاریزه خاموشی مستقیم دارد (شکل ۵-۵-۲). از ویژگی‌های بارز این کانی داشتن رخ میکایی و شکنندگی آن است. مارگاریت بهترین نوع میکای شکننده شناخته شده است که غالباً از طریق واکنش دگرگونی فیلسیلیکات‌های آبدار و کانی‌های کربنات در مجموعه هیدروترمال تشکیل می‌شود.

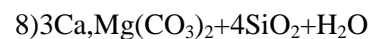


شکل ۵-۱ (A) تراکم ریزدانه‌های فلوگوپیت همراه با کلسیت در مرم‌های میکادار (XPL)، (B) بلورهای کشیده مارگاریت در زمینه کلسیتی در مرم‌های میکادار (XPL)

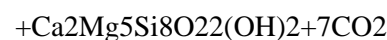
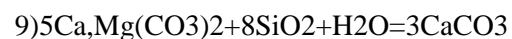
طی مرحله به مرحله پیشرونده دگرگونی نشان می‌دهد. کانی تالک می‌تواند در دولومیت‌ها و اسکارن‌هایی که تحت تأثیر فاز هیدروترمال قرار می‌گیرد به عنوان محصول آلتراسیون ترمولیت و به ندرت دیوپسید و فلوگوپیت باشد (Vander Auwera and Verkaeren, 1993). این تالک‌ها که از دگرسانی سیلیکات‌های منیزیم‌دار حاصل می‌شود به طور مخصوص در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تشکیل می‌شود.

ترمولیت، آمفیبول عمده اسکارن‌های منیزیم‌دار محسوب می‌شود. در نمونه‌های بررسی شده ترمولیت به دو صورت سوزنی و منشوری دیده می‌شود. بلورهای ریز و سوزنی شکل و پراکنده این کانی در داخل کانی‌های کلسیت، دولومیت و کوارتز تشکیل بافت ناماتوبلاستی را داده است (شکل ۷-B و D). در تعدادی از مقاطع بلورهای منشوری به صورت متراکم قرار گرفته و آثاری از چین‌خوردگی و تغییر شکل دینامیکی در آنها دیده می‌شود (شکل ۷-C).

**مرمرهای ترمولیت-تالک‌دار:** این دسته از مرمرها در فاصله دورتری از توده نفوذی قرار گرفته‌اند. مهم‌ترین کانی‌های متشکله این دسته از مرمرها ترمولیت، تالک و کوارتز است که در زمینه دولومیتی قرار گرفته‌اند. این دو کانی هم طی مرحله پیشرونده دگرگونی و بر اثر واکنش کوارتز با زمینه دولومیتی و هم طی مرحله پسرونده دگرگونی با افزایش سیال غنی از آب تشکیل می‌شود. در مرمهای بررسی شده این دو کانی بیشتر بر اثر ورود سیالات سیلیس‌دار منشأ گرفته از توده نفوذی و طی رخداد واکنش‌های شماره ۸ و ۹ به وجود آمده‌اند.

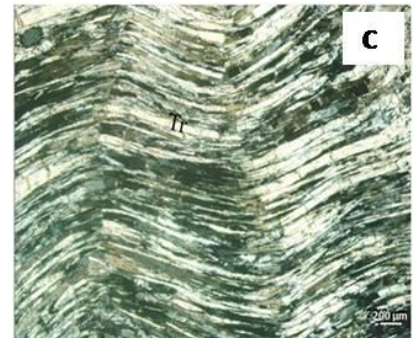
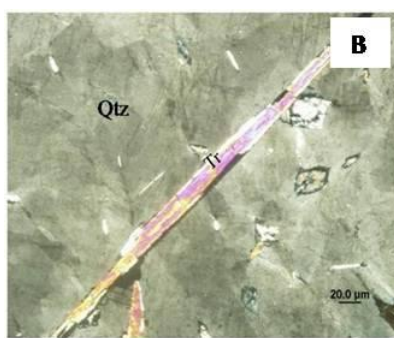
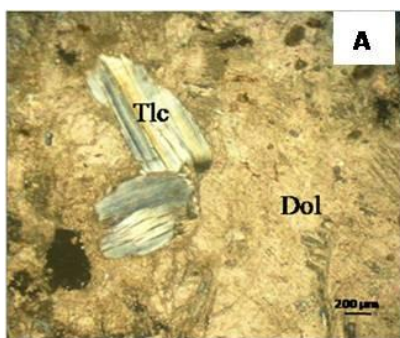


تالک + کلسیت → کوارتز + دولومیت (۸)



ترمولیت + کلسیت → کوارتز + دولومیت (۹)

شکل ۶-A نمونه‌ای از تشکیل کانی تالک را



شکل ۶-A) کانی پولکی تالک در زمینه دولومیتی در مرمهای ترمولیت-تالک‌دار (XPL)، B) بلورهای سوزنی ترمولیت در زمینه کوارتزهای تأخیری (XPL، C) و فور ترمولیت‌های چین‌خورده در مرمهای ترمولیت-تالک‌دار (XPL، D) نمونه‌ای از حضور ترمولیت در زمینه کلسیتی (XPL).



سیالات ماگمایی، متاسوماتیسم و اسکارن‌زایی رخ می‌دهد. فشار سیالات در توده نفوذی در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که پیشتر تشکیل شده شکستگی‌هایی پدید می‌آورد. این سیالات ماگمایی که ممکن است با آب‌های دگرگونی یا در مرحله بعدی با آب‌های جوی در آمیزد (Taylor, 1980) در امتداد فصل مشترک توده نفوذی و سنگ دیواره، در امتداد شکستگی‌ها، در طول همبری توده نفوذی (فصل مشترک لایه‌ها) و نیز در امتداد دیگر مناطق قابل نفوذ تراوش و حرکت می‌کند (Einaudi et al., 1981). گرا دیان غلظت مؤثر محلول موجود در کانال‌های مربوط به سیالات باعث پیدایش ساخت منطقه‌ای منظم در اسکارن اولیه که اسکارنی بی‌آب بوده، می‌شود. به طور کلی، طی این مرحله مجموعه اسکارن آبکی در سنگ‌های کربناته بر اثر ورود سیلیس، آلومینیوم، پتاسیم و سایر اجزای درون اسکارن تشکیل می‌شود.

شروع مرحله دگرگونی برگشتی در ارتباط با آزاد شدن سیالات غنی از آب از تبلور توده نفوذی و پگماتیت‌های پخش شده داخل سکانس اسکارن‌ها و مرمرها است. این مرحله طی کاهش دما و مصرف  $H^+$  سیال که صرف هیدرولیز کانی‌های سیلیکات کلسیم بی‌آب می‌شود رخ می‌دهد. کانی‌شناسی مرمر پس‌رونده به طور تیپیک در اشکال ترمولیت، اکتینولیت، سرپانتین، تالک و دیگر فازهای آبکی از نظر ساختاری کنترل شده و توالی منطقه‌بندی پس‌رونده را روپوشانی می‌کند. باید توجه داشت که کانی‌های آبدار همیشه نشان‌دهنده دگرسانی پس‌رونده نیست. مثلاً سرپانتین‌ها در مرحله قبل هم به صورت اولیه تشکیل می‌شود و حاصل دگرسانی نیست. طی این مرحله گاهی دگرسانی پس‌رونده تا حد تخریب کامل بعضی کانی‌ها مثل فورستریت‌ها پیش رفته و سرپانتین‌ها در قالبی از فورستریت تشکیل شده‌اند. در منطقه بررسی شده با توجه به

**مرمرهای کلسیتی-دولومیتی:** این مرمرها در نمونه دستی به رنگ سفید تا کرم روشن است و بلورهای درشت رومبوئدریک کلسیت و دولومیت بخش اعظم سنگ را تشکیل داده‌اند. این کانی‌ها باعث تشکیل بافت موزائیکی در مرمرها می‌شود.

دگرگونی حرارتی بدون استرین، باعث ایجاد یک موزائیک هم‌بعد از ذرات کلسیت می‌شود که فاقد هرگونه جهت یافتگی ترجیبهی است.

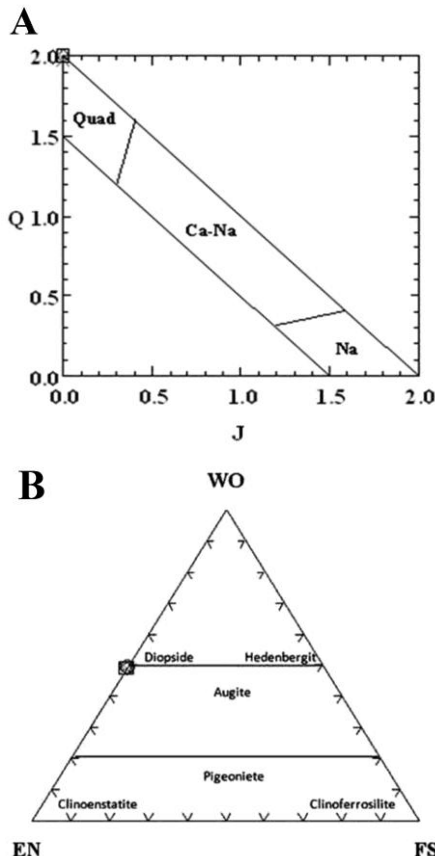
علت وجود کلسیت و دولومیت‌های درشت‌بلور و تقریباً خالص به مقدار فراوان در همراهی با اسکارن‌ها را می‌توان در تفاوت ترکیب شیمیایی سنگ مادر آنها دانست. در بخش‌هایی که ترکیب سنگ مادر به صورت آهک و دولومیت خالص یا با ناخالصی‌های بسیار اندک باشد در اثر دگرگونی همبری فقط می‌تواند تبدیل به مرمر شود اما در بخش‌هایی که ترکیب سنگ مادر به صورت آهک‌های دولومیتی ناخالص باشد اسکارن‌زایی با شدت بیشتری انجام می‌شود.

بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی اسکارن و مرمرهای اوچستان می‌توان گفت دگرگونی در این منطقه در طی سه مرحله رخ داده است که هر کدام توسط مجموعه‌های پاراژنزی و بافت‌های شاخص هر مرحله مشخص می‌شود. به طوری که در مرحله اول که همان مرحله دگرگونی همبری ایزوشیمیایی است با راهیابی توده ماگمایی به بخش‌های بالایی پوسته دگرگونی همبری باعث تبلور و درشت شدن آهک‌ها و دولومیت‌های سنگ میزبان شده است و همچنین، یک هاله حرارتی منطقه‌بندی شده‌ای را پدید می‌آورد. این مرحله شامل: تشکیل سیلیکات‌های کلسیم-منیزیم مانند: فورستریت و دیوپسید در دولومیت ناخالص و ولاستونیت در آهک‌های ناخالص می‌شود.

مرحله دوم مرحله متاسوماتیسم (پیدایش اسکارن) است. با شروع تبلور ماگمایی و آزاد شدن

مرحله سوم	مرحله دوم	مرحله اول	مراحل کانیها
			ولاستونیت
			کلینوپیروکسن
			فورستریت
			کلسیت
			کوارتز
			دولومیت
			میکا
			تالک
			سریانتین
			ترمولیت
			کنی اپاک

شکل ۷- توالی پاراژنتیک کانی‌ها در اسکارن‌ها و ممرهای اوچستان



شکل ۸- (A) موقعیت کلینوپیروکسن بر روی دیاگرام Q-J و تعیین گروه آن (Morimoto and Kitamura, 1983)، (B) دیاگرام مثلثی Wo-En-Fs و تعیین نوع کلینوپیروکسن (Morimoto and Kitamura, 1983).

گسترده‌تری پهنه‌های ترمولیت-تالک‌دار و سریانتین‌دار می‌توان به رخداد این مرحله به طور وسیع پی برد.

در آخرین مرحله که در منطقه گسترش چندانی نداشته سیلیکات‌های کلسیمی آبدار و بدون آب تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارن‌زایی دستخوش دگرسانی شده و کانی‌هایی مانند: کوارتز، کلسیت و به مقدار ناچیز کانی‌های اپاک به وجود آمده‌اند.

توالی پاراژنتیکی کانی‌ها طی مراحل گوناگون در شکل ۷ آورده شده است.

### شیمی کانی‌ها

در بررسی‌های کانی‌شناسی بهترین روش به منظور بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها استفاده از آنالیزهای میکروپروب است.

کلینوپیروکسن: به منظور مطالعه دقیق‌تر، کانی کلینوپیروکسن موجود در این سنگ‌ها آنالیز الکترون میکروپروب شد (جدول ۱).

با توجه به نتایج آنالیزهای نقطه‌ای پیروکسن‌ها به روشنی ترکیب دیوپسید را نشان می‌دهد. طبقه‌بندی‌های مختلفی برای تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌ها به کار رفته است. در اینجا با توجه به دیاگرام‌های به کار رفته از طبقه‌بندی Morimoto (۱۹۸۹) استفاده می‌شود.

با قرار دادن نمونه‌های آنالیز شده بر روی نمودار ارائه شده توسط Morimoto و Kitamura (۱۹۸۳) تمام پیروکسن‌ها در محدوده Quad قرار می‌گیرد (شکل ۸-A).

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تقریباً به صورت  $En_{51}Fs_0Wo_{49}$  در نمودار سه گوش En-Wo-Fs ترکیب دیوپسیدهای غنی از کلسیم را نشان می‌دهد (Morimoto and Kitamura, 1983) (شکل ۸-B).

بررسی شده از منیزیم است. طبق آزمایش‌هایی که توسط محلول آلیزارین قرمز روی مقاطع میکروسکوپی انجام شد دولومیتی بودن سنگ میزبان این اسکارن‌ها تأیید شد.

**سرپانتین و تالک:** بررسی‌های فازی انجام شده در این کار پژوهشی بر روی تعدادی از نمونه‌ها حضور سرپانتین‌های نوع آنتیگوریت و تالک را تأیید می‌کند (شکل ۱۰).

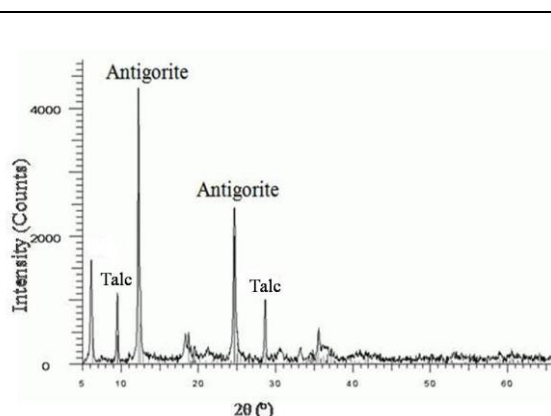
**الیون:** الیون‌های موجود در نمونه‌های بررسی شده با روش الکترون مایکروپروب آنالیز نقطه‌ای شد (جدول ۲). قرار دادن نتایج در نمودار تقسیم‌بندی الیون که توسط Deer و همکاران (۱۹۷۲) ارائه شده گویای آن است که الیون‌های بررسی شده از نوع فورستريت است (شکل ۹). ترکیب شیمیایی الیون‌ها به صورت  $Fo_{98}Fa_2$  نشان‌دهنده غنی بودن سنگ مادر اسکارن‌های

جدول ۱- ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در اسکارن‌های منطقه اوچستان

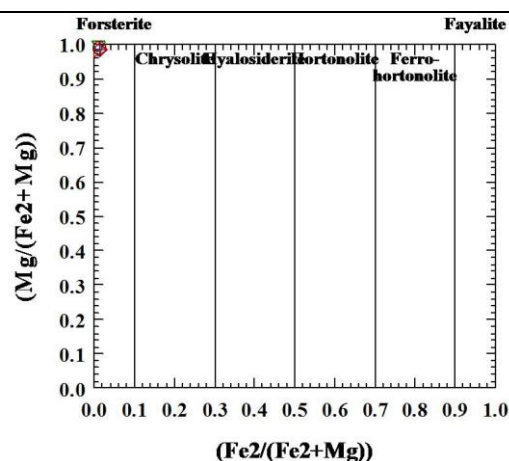
Number	1	2	3	4	5
Sample	SK-M	SK-11	C4	D3	D4
SiO <sub>2</sub>	55.87	55.84	56.27	55.63	55.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.22	0.32	0.17	0.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	19.07	19.18	18.90	19.05	19.02
CaO	25.44	25.78	25.45	25.82	25.65
Total	100.38	101.02	100.94	100.67	100.72
Structural formula based on the 6 Oxygens					
Si	2.003	1.989	2.008	1.989	1.999
Al	0	0.009	0.013	0.007	0.005
Fe <sup>3+</sup>	0	0	0	0	0
Fe <sup>2+</sup>	0	0	0	0	0
M <sub>1</sub> Mg	1	1	0.987	1	0.996
M <sub>2</sub> Mg	0.019	0	0.019	0.015	0.018
M <sub>2</sub> Ca	0.977	0.984	0.973	0.989	0.982
Sum-cat	4	4	4	4	4
WO	48.95	49.14	49.18	49.35	49.22
EN	51.05	50.86	50.82	50.66	50.78
FS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
WEF	100	100	100	100	100

جدول ۲- ترکیب شیمیایی الیون‌های موجود در اسکارن‌های منطقه اوچستان

Number	1	2	3	4	5
Sample	SK-M	SK-11	D1	B30	C20
SiO <sub>2</sub>	42.51	42.78	42.56	42.73	42.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0
FeO	1.55	1.19	1.29	1.3	1.49
MnO	0	0.24	0	0	0
MgO	55.65	57.05	56.6	56.05	57.06
Total	99.71	101.26	100.45	100.08	101.1
Structural formula based on the 4 Oxygens					
Si	1.007	0.994	0.998	1.006	0.991
Fe <sup>2+</sup>	0.031	0.022	0.024	0.028	0.026
Mn	0	0.004	0	0	0
Mg	1.962	1.98	1.978	1.966	1.983
Cations	3	3	3	3	3
Fo	98.46	98.84	98.74	98.72	98.56
Fa	1.54	1.16	1.26	1.28	1.44



شکل ۱۰- الگوی پراش پرتوی X از نمونه آنتیگوریت



شکل ۹- نمودار تقسیم‌بندی الیونین‌ها (Deer et al., 1972)

### نتیجه‌گیری

افتاده است. مرحله دوم همزمان با آغاز تبلور توده نفوذی اوچستان و جدایش فازهای گرمابی داغ از آن و انتشار آن‌ها در پهنه‌های خرد شده و شکسته سنگ میزبان است. در این مرحله مقدار در خور توجه‌های  $\text{SiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  وارد سیستم می‌شود. کانی‌هایی همچون: فلوگوپیت، مارگاریت، مسکویت، ترمولیت، تالک، سرپانتین از کانی‌های شاخص این مرحله است. با کاهش تدریجی دمای سامانه گرمابی-ماگمایی و شاید مخلوط شدن آن با آب‌های با دمای پایین با خاستگاه جوی، دگرسانی پسرونده در مجموعه کانیایی سیلیکات کلسیم بدون آب رخ می‌دهد و تبلور کانی‌هایی همچون: سرپانتین، کوارتز، کلسیت، دولومیت و به مقدار اندک ترمولیت، تالک، کانی‌های اپاک در این مرحله است.

دگرگونی ایجاد شده در این ناحیه از توده نفوذی به سمت آهک‌ها و دولومیت‌ها دارای منطقه‌بندی به شرح ذیل است:

توده نفوذی ← پیروکسن اسکارن ←  
ولاستونیت اسکارن ← مرمهرهای فورستریت-  
سرپانتین‌دار ← مرمهرهای میکادار ← مرمهرهای  
ترمولیت-تالک‌دار ← مرمهرهای کلسیتی و  
دولومیتی دانه‌درشت.

تزیق توده گرانیوتئیدی با گرایش ساب‌آلکان به درون کربنات‌های پالئوزویک واقع در منطقه اوچستان و تشکیل جریان‌های حرارتی و سیال از توده به سمت سنگ‌های درونگیر دگرگونی مجاورتی در مقیاس نه چندان وسیعی در اطراف توده ایجاد و منجر به تشکیل هورنفلس، اسکارن و مرمهر شده است. کربنات‌های منطقه بررسی شده از مجموعه‌ای از آهک‌ها و دولومیت‌ها تشکیل شده‌اند که با نفوذ این توده برون اسکارن‌های نوع کلسیم-منیزیم‌دار به وجود آمده است. بررسی‌های میکروسکوپی و نتایج آنالیزهای مایکروپروب، SEM و XRD مؤید وجود مجموعه کانیایی ولاستونیت، دیوپسید، فورستریت، آنتیگوریت، فلوگوپیت، مارگاریت، ترمولیت، تالک، کلسیت، دولومیت، کوارتز و کانی‌های اپاک در این سنگ‌ها در پهنه‌های مختلف دگرگون شده است.

اسکارن‌ها و مرمهرهای اوچستان از نظر زایشی روند تکاملی سه مرحله‌ای را طی کرده‌اند. در مرحله اول که همزمان با جایگیری توده نفوذی و دگرگونی ایزوشیمیایی است تبلور و درشت شدن آهک‌ها و دولومیت‌های سنگ میزبان و تبلور کانی‌های دیوپسید، ولاستونیت و فورستریت اتفاق



مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان به  
خاطر حمایت مادی و معنوی سپاسگزاری  
می‌نمایند.

**سپاسگزاری**  
نگارندگان از خانم دکتر الگا پارفنوا در دانشگاه  
دولتی مسکو به خاطر انجام آنالیزهای نقطه‌ای و از

### منابع

- Berrada, S. H., Hajjaji, M. and Belkibir, A. (2011) Mineralogical and geochemical features of the wollstonite deposit of Azegour, haut-atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 60: 247-252.
- Bucher, K. and Ferry, M. (1994) *Petrogenesis of metamorphic rock*. 6<sup>th</sup> edition, Springer, Verlag, Berlin; New York.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussm, J. (1972) *An introduction the rock-forming minerals*. John Wiley and Sons, New York.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J. (1981) Skarn Deposits. In: *Economic Geology: 75<sup>th</sup> Anniversary, Volumes 1905-1980* (Ed. Skinner, B. J.) 317-391. Economic Geology Publishing Company, El Paso.
- Grammatikopoulos, T. A. and Clark, A. H. (2005) Petrogenesis of the Platinova skarn in the Belmont domain (Composite Arc Belt, SE Ontario, Canada). *Mineralogy and Petrology* 85: 141-161.
- Grammatikopoulos, T. A. and Clark, A. H. (2006) A comparative study of wollastonite skarn genesis in the Central metasedimentary belt, Southeastern Ontario, Canada. *Ore Geology Reviews* 29: 146-161.
- Izadi, F. (2010) *Petrology and petrography metabasites and calc-silicate (northeast Golpayegan, Markazy province, Iran)*. MSc thesis, University of Isfahan, Iran (in Persian).
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Morimoto, N. and Kitamura, M. (1983) Q-J diagram for classification of pyroxenes. *Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economical Geology* 78: 141
- Movahedi, M. (2009) *Petrology and Petrography of the Ochestan granitoid*. MSc thesis, University of Isfahan, Iran (in Persian).
- Olesch, M. and Seifert, F. (1976) Stability and phase relations of trioctahedral calcium brittle micas (clintonite group). *Journal of Petrology* 17: 291-314.
- Rashidnejad Omran, N. (2001) *Petrology and geochemistry of intrusive and sedimentary metavolcanic rock in Muteh with special in view of the genesis and gold mineral processing (south of Delijan, southwest of Tehran, Iran)*. PhD thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Saba, A. A. (1999) *Structural analysis of intrusive simultaneously with deformation in north of Varzaneh (northeast Golpayegan)*. MSc thesis, University of Tarbiat Modares, Tehran, Iran (in Persian).
- Sengupta, P., Dutta, U., Uttam Bhui, K. and Mukhopadhyay, D. (2008) Genesis of wollastonite- and grandite-rich skarns in a suite of marble-calc-silicate rocks from Sittampundi, Tamil Nadu: constraints on the P-T-fluid regime in parts of the Pan-African mobile belt of South India. *Mineral Petrology* 95(3-4): 179-200.
- Sharifi, M. (2007) *Study of alkaline magmatism in north of Golpayegan*. PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

- Taylor, H. P. (1980) The effects of assimilation of country rocks by magmas on  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  systematic in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 47: 243-254.
- Vander Auwera, J. and Verkaeren, J. (1993) Occurrence of contrasting skarn formations in dolomites of the Traversella Deposit (Ivrea, Italy). *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 82: 726-740.