



کانی شناسی، پاراژنز، بافت و رخساره‌های کانیاپی در اسکارن‌های منطقه‌ی غرب ملایر

حدیث ویس کرمی، نعمت‌اله رشیدنژاد عمران*، مجید قادری

بخش زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۰/۶/۱۳، نسخه نهایی: ۹۰/۹/۲۱)

چکیده: در منطقه‌ی غرب ملایر، ردیف سنگ‌های تریاس (بیشتر سنگ‌های آتشفشانی و کربناتی) و ژوراسیک (بیشتر شیل و ماسه‌سنگ)، تحت تأثیر چند رویداد دگرگونی، تغییرشکلی، چین‌خوردگی و پهنه‌های برشی قرار گرفته‌اند. دگرگونی ناحیه‌ای سبب شده است تا سنگ‌های تریاس و ژوراسیک به‌صورت سنگ‌های کربناتی بلورین، اسلیت و فیلیت ظاهر شوند و در خلال رویدادهای تغییرشکلی، دستخوش چین‌خوردگی شوند. در رویداد دگرگونی همبری، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، بیشتر با ترکیب گرانودیوریت تا کوارتز دیوریت، در سنگ‌های دگرگون منطقه تزریق شده و پهنه‌های اسکارنی کانه‌دار را در انجیره، ایرانه و سراب‌سامن تشکیل داده‌اند. این پژوهش نشان می‌دهد که میانگین ترکیب توده‌های نفوذی مولد پهنه‌های اسکارنی منطقه، گرانودیوریتی است و کانیه‌های پیروکسن و گارنت در پهنه‌های اسکارنی به‌ترتیب از نوع دیوپسید-اوژیت و گرانادیت (بیشتر آندرادیت) هستند. در این اسکارن‌ها، زیرپهنه‌های مختلفی شناسایی و براساس پاراژنزه‌های کانیاپی تعریف شدند. رخساره‌ی با دمای بالا (پیروکسن‌فلس) در گستره‌ی دمایی ۶۵۰ تا ۸۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد، و ولاستونیت در گستره‌ی دمایی تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد تشکیل شده است. اما رخساره‌های هورنبلندفلس و آلبیت-اپیدوت‌فلس به‌ترتیب در گستره‌ی دمایی ۶۵۰-۵۰۰ و ۵۰۰-۳۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد شکل گرفته‌اند.

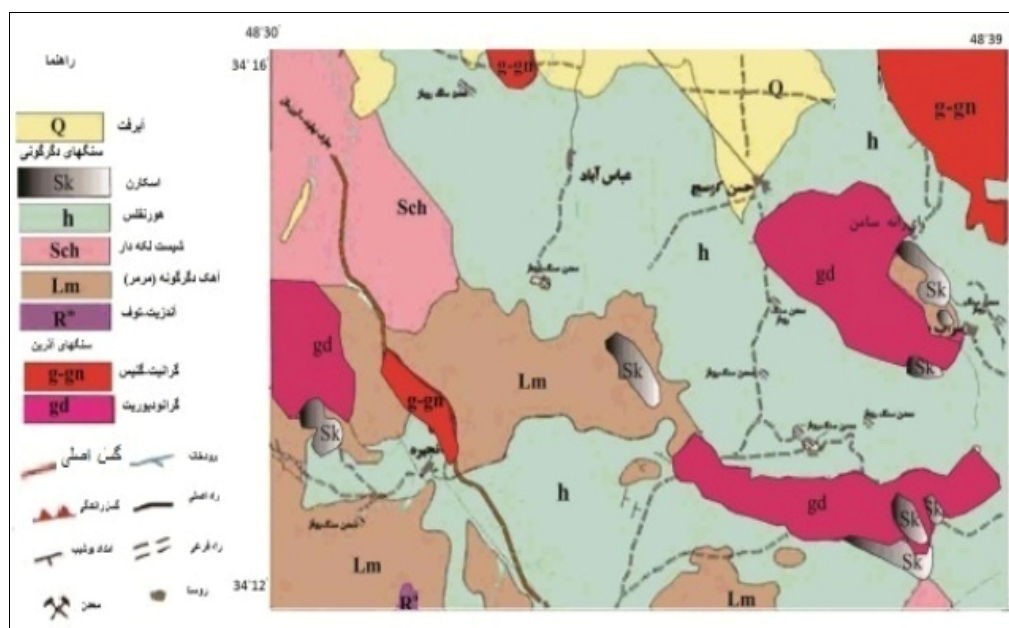
واژه‌های کلیدی: رخساره‌های دگرگونی؛ پاراژنز؛ کانی‌شناسی؛ بافت؛ اسکارن؛ غرب ملایر.

مقدمه

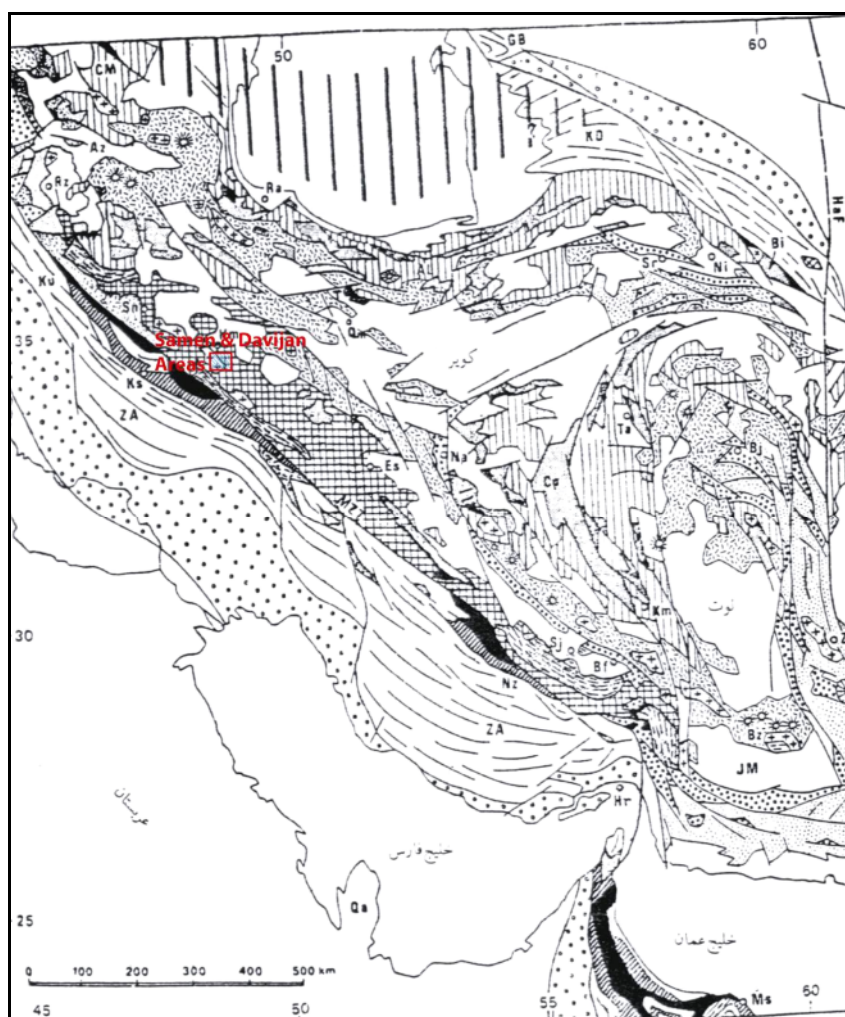
منطقه‌ی مورد بررسی، در غرب شهرستان ملایر با مختصات جغرافیایی $48^{\circ}30'00''$ تا $48^{\circ}39'34''$ طول شرقی و $34^{\circ}12'20''$ تا $34^{\circ}16'53''$ عرض شمالی قرار دارد [۱] (شکل ۱). ناحیه‌ی ملایر از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری ایران، در پهنه‌ی ساندج-سیرجان واقع شده است [۲] (شکل ۲).

توده‌ی نفوذی جنوب ملایر اولین بار توسط [۳] مورد بررسی کانی‌شناسی قرار گرفت. سنگ‌های نفوذی و دگرگونی مناطق همدان و ملایر را [۴] بررسی و [۵، ۶] نیز توده‌ی نفوذی سامن را بررسی کرده‌اند. سنگ‌های دگرگونی در حاشیه توده‌های نفوذی منطقه آوزمان توسط [۷] بررسی شد.

هاله‌های اسکارنی کانه‌دار منطقه در قالب یک طرح اجرایی توسط [۸] مورد پی‌جویی قرار گرفته است. گزارش این طرح به شناسایی یک پتانسیل اولیه در گستره‌ی انجیره منجر و برای پی‌جویی بیشتر توصیه شد. اسکارن کانه‌دار انجیره نیز توسط [۹] بررسی شده است. [۱۰] توده‌های گرانیتوئیدی مولد اسکارن‌های منطقه را بررسی کرده است. نظر به اهمیت بررسی این اسکارن‌ها در مناطق انجیره، ایرانه و سراب سامن از نظر دگرگونی و کانی‌سازی، و این که بررسی‌های انجام شده، همه‌ی این گستره‌ها را دربر نگرفته و فراگیر نبوده، در این کار پژوهشی این گستره‌ها از نظر کانی‌شناسی، بافت و رخساره‌های دگرگونی مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته است.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی و موقعیت هاله‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی، اقتباس از نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ مایر [۱].



شکل ۲ موقعیت گستره‌ی مورد بررسی در تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران [۲].

زمین‌شناسی

(هورنفلسی و اسکارنی) تشکیل شده‌اند. اسکارن در منطقه‌ی غرب ملایر در سه گستره انجیره، ایرانه و سراب رخنمون دارد (شکل ۳).

روش بررسی

پس از بررسی‌های مقدماتی و صحرایی در سه منطقه انجیره، ایرانه و سراب سامن، از نمونه‌های جمع‌آوری شده به‌منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعداد ۴۴ تیغه‌ی نازک و ۱۳ تیغه‌ی نازک- صیقلی تهیه شدند. پس از بررسی دقیق سنگ‌نگاری، ۹ نمونه برای کانی‌شناسی به روش XRD انتخاب و در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس آنالیز شدند (شکل‌های ۵ و ۷).

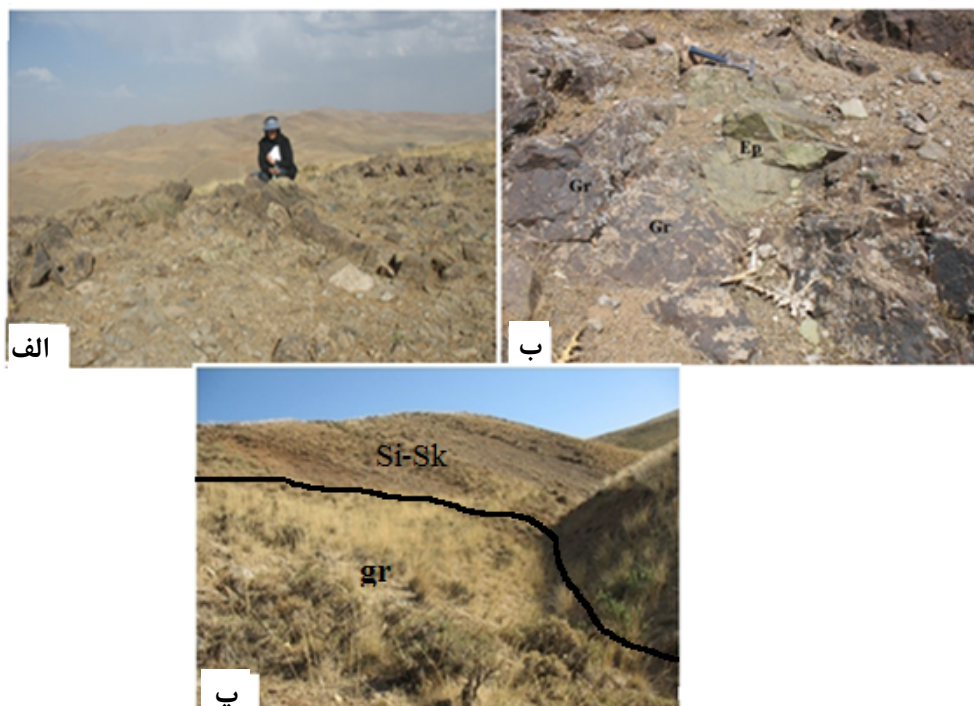
سنگ‌نگاری، پاراژنز و تقسیم‌بندی پهنه‌های اسکارنی در منطقه

اسکارن‌های گستره‌ی مورد بررسی، از نظر پاراژنز کانی‌شناختی، در مجموع به چهار زیرپهنه قابل تفکیک‌اند:

- ۱- پیروکسن- گارنت اسکارن
- ۲- پیروکسن- ولاستونیت- گارنت اسکارن (ولاستونیت فقط در اسکارن ایرانه مشاهده شد).
- ۳- اپیدوت- کوارتز- کلسیت اسکارن
- ۴- گارنتیت اسکارن

زون سنندج- سیرجان، از پرتکاپوترین زون‌های ساختاری ایران به‌شمار می‌رود که تا سنوزوئیک، فازهای دگرگونی و ماگمایی مهمی را تحمل کرده است [۱۱-۱۴]. این زون در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی، مورد هجوم توده‌های مختلف گابرویی تا گرانیتی قرار داشته است. در دهه‌ی اخیر، بررسی‌های زیادی روی این توده‌ها صورت گرفت که در این مجال، امکان طرح و توضیح و ارجاع ندارند. به نظر [۱۳] دگرگونی در این زون به دو بازه‌ی زمانی (۱) پیش از تریاس بالا و (۲) پس از تریاس بالا قابل تفکیک است. به‌طور کلی، مجموعه‌های دگرگونه در زون سنندج- سیرجان از دیدگاه تنوع و پیچیدگی فرآیندها و تأثیر پی در پی رویدادهای دگرگونی و دگرریختی در رخساره‌های کوهزایی مختلف، چند دگرگونی و چند رخساره‌ای هستند.

در منطقه‌ی مورد بررسی، سنگ‌آهک بلورین گاه دولومیتی وابسته به تریاس، به‌طور همشیب با نهشته‌های کم‌دگرگون ژوراسیک (بیشتر اسلیت، فیلیت و ماسه‌سنگ دگرگون) پوشیده شده است. در منطقه‌ی مورد بحث، این نهشته‌ها که با فرسایش نرم و هموار و به‌صورت تپه‌ماهورهایی گسترش گسترده‌ای دارند، تحت تأثیر توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، بیشتر با ترکیب گرانودیوریت تا کوارتز دیوریت قرار گرفته‌اند، به‌طوری‌که در اطراف این توده‌ها، هاله‌های دگرگونی



شکل ۳ رخنمونی از اسکارن انجیره (الف)، اسکارن ایرانه (ب)، پهنه سیلیسی - اسکارنی سراب (Si-Sk) و توده گرانیتوئیدی (gr) (پ).

پیروکسن - گارنت اسکارن

در پهنه‌های اسکارنی منطقه، پیروکسن بیشتر از نوع دیوپسید و اوژیت بوده است. بنابر بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی به روش XRD (شکل‌های ۵ و ۷)، گارنت در این پهنه‌ها از خانواده‌ی آندرادیت-گروسولر بود که با آنالیز ریزکاوشی الکترونی نیز تأیید شده است. این رخساره در مراحل پیشرونده و در اثر دگرنهادی تشکیل شده است. به عبارت دیگر، پیروکسن در مرحله‌ی اول، یعنی دگرگونی ترمیک ناشی از جایگزینی توده‌ی نفوذی شکل گرفته است. در بعضی مقاطع وابسته به مناطق انجیره و ایرانه، در بلورهای گارنت منطقه-بندی ترکیبی مشاهده می‌شود. این گارنت، گارنت نسل اول است که در مراحل اولیه تشکیل اسکارن همراه با پیروکسن به‌وجود آمده است. اما در اکثر نمونه‌ها، گارنت بیشتر از نوع توده‌ای (massive) است. این گارنت در مرحله‌ی دوم (میانی) در اثر دگرنهادی پیروکسن و یا پلازیوکلاز تشکیل شده است (شکل ۴).

مجموعه‌ی کانیایی در پیروکسن - گارنت اسکارن

در بررسی مقاطع میکروسکوپی، در این نوع اسکارن‌ها، پاراژنز-های کانیایی زیر قابل تشخیص‌اند:

۱- پیروکسن + گارنت + کلسیت + منیتیت

۲- پیروکسن + گارنت + کلسیت + اپیدوت

۳- گارنت + کلسیت + اپیدوت + کوارتز + کانه

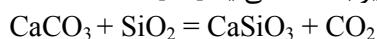
۴- پیروکسن + گارنت + کلسیت + اپیدوت + کوارتز + کانه

پاراژنز کانی

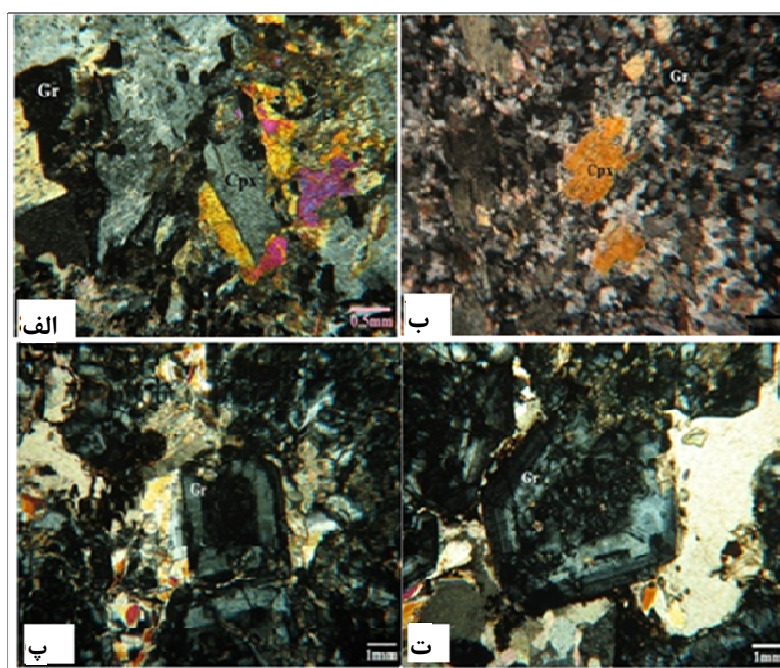
با توجه به مجموعه‌ی کانی‌ها و روابط متقابل آنها، دو دسته پاراژنز زیر قابل تشخیص‌اند، که با هم در تعادل نیستند. پاراژنز اولیه از گارنت منطقه‌ای، کلینوپیروکسن و منیتیت تشکیل شده است (شکل ۴)، که در مرحله نخست دگرگونی مجاورتی-دگرنهادی پدیدار شده است. پاراژنز ثانویه شامل گارنت توده‌ای (در مرحله میانی)، کلسیت ثانویه، اپیدوت و کانه‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت) مراحل میانی و پایانی است (شکل ۵).

زیرپهنه‌ی پیروکسن - ولاستونیت - گارنت اسکارن (در ایرانه)

این زیرپهنه فقط در اسکارن ایرانه مشاهده می‌شود (شکل ۶) که تحت تأثیر یک پهنه‌ی برشی (shear-zone) نیز قرار گرفته است. ولاستونیت در سنگ‌های دگرگون مجاورتی رخساره پیروکسن هورنفلس، در سنگ‌های آهکی سیلیکاتی و مرمهرای سیلیکاتی بنابر رابطه‌ی زیر به‌دست می‌آید [۱۵]:



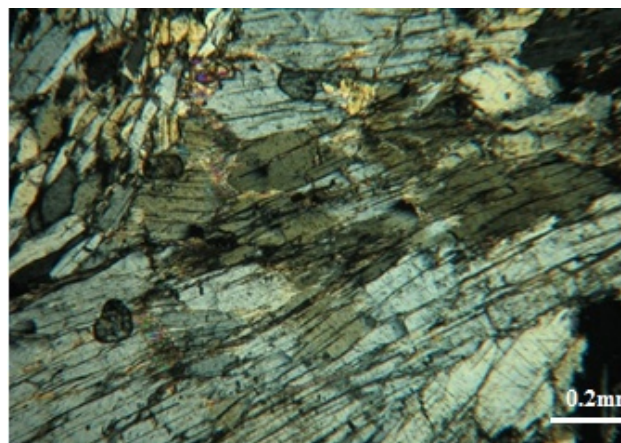
سیلیس در اثر فرآیند دگرنهادی وارد سنگ‌آهک می‌شود و ولاستونیت را به‌وجود می‌آورد. رخداد مجموعه‌ی کانی‌های ولاستونیت‌دار، بیانگر گستره‌ی دمایی تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد است [۱۶].



شکل ۴ تصویر میکروسکوپی نمونه‌های وابسته به زیرپهنه‌ی پیروکسن - گارنت اسکارن (الف و ب) تصاویر میکروسکوپی از گارنت زونه در زیرپهنه‌ی پیروکسن - گارنت اسکارن (پ و ت).

کانی	حادثه دگرگونی همبري-متاسوماتيسم		
	مرحله پایانی (Stage3)	مرحله میانی (Stage2)	مرحله نخستین (Stage1)
پيروکسن			
گارنت			
مگنیتیت			
اپیدوت			
کاتنه‌های سولفیدی			
کاتنه‌های کربناتی مس			
وهیدروکسیدی آهن			
کلسیت			
کوارتز			

شکل ۵ دنباله‌ی پاراژنتیک کانیا‌ها در پهنه‌ی پیروکسن - گارنت اسکارن.



شکل ۶ تصویر میکروسکوپی ولاستونیت در زون اسکارنی ایران.

مجموعه کانیا‌های زیرپهنه‌ی پیروکسن - ولاستونیت - گارنت اسکارن

- ۱- ولاستونیت + پیروکسن + گارنت
- ۲- پیروکسن + گارنت + کوارتز + کلسیت + کانه
- ۳- ولاستونیت + گارنت + کلسیت
- ۴- پیروکسن + گارنت + اپیدوت + کوارتز + کانه
- ۵- گارنت + اپیدوت + کوارتز + کانه

پاراژنز کانیا‌ها

با توجه به مجموعه‌ی کانیا‌ها و روابط متقابل آنها، دو دسته پاراژنز زیر قابل تشخیص‌اند. پاراژنز اولیه شامل ولاستونیت، پیروکسن و گارنت منطقه‌ای است که در مرحله‌ی نخست

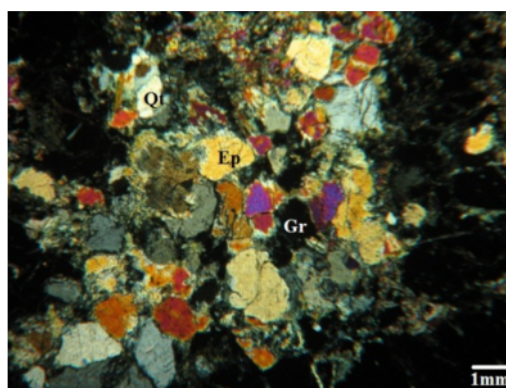
دگرگونی مجاورتی- دگرنهادی پدیدار شده است. پاراژنز ثانویه شامل گارنت توده‌ای، کلسیت ثانویه، اپیدوت و کانیا‌های فلزی است که در مراحل میانی و پایانی شکل گرفته است (شکل ۷).

اپیدوت - کوارتز - کلسیت اسکارن

اپیدوت به صورت گسترده در سنگ‌های دگرگون مجاورتی گسترش دارد. اپیدوت (و به ندرت زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) و کلسیت بر اثر شاره‌های گرمایی تشکیل می‌شوند. این رخساره اسکارنی به صورت پراکنده و جابجا در منطقه رخنمون دارد (شکل ۸). در واقع تشکیل آن در مرحله‌ی پیشرفته دگرسانی سایر کانیا‌ها، به ویژه در مرحله‌ی گرمایی (میانی) رخ می‌دهد.

کانی	حادثه دگرگونی همیری -متاسوماتیسم		
	مرحله پایانی (Stage3)	مرحله میانی (Stage2)	مرحله نخستین (Stage1)
ولاستونیت			
پیروکسن			
گارنت			
اپیدوت			
کانه های سولفیدی			
کانه های کربناتی مس			
وهیدروکسید آهن			
کلسیت			
کوارتز			

شکل ۷ دنباله ی پاراژنتیک کانی ها در زیرپهنه ی پیروکسن-ولاستونیت-گارنت اسکارن.



شکل ۸ تصویر میکروسکوپی از پهنه ی اپیدوت-کوارتز-کلسیت اسکارن در نور (xpl).

سازی مس (کالکوپیریت، مالاکیت، پیریت)، به صورت محدود و غیراقتصادی، تشکیل شده است.

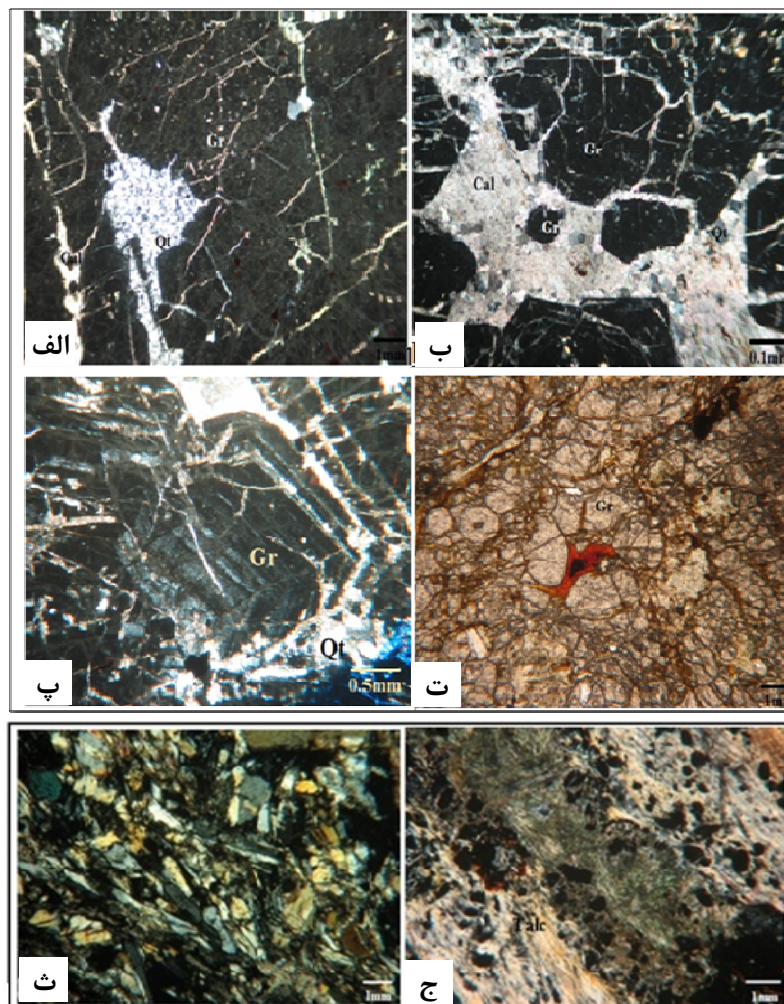
گارنتیت اسکارن

گارنت یک کانی معمول از سنگ های دگرگونی است و به راحتی زیر میکروسکوپ قابل تشخیص است. این کانی در نور طبیعی بی رنگ است، ولی در برخی نمونه های آهن دار به رنگ های سرخ کمرنگ، قهوه ای کمرنگ تا تیره و خاکستری نیز دیده می شود. شکل آن اتومرف، معمولاً شفاف، اغلب دارای ادخال و فاقد کلیواژ است. معمولاً شکستگی های نامنظمی در بلورهای آن مشاهده می شود، برجستگی چشمگیر دارد ($n = 1.734$) و از فراوان ترین کانی های موجود در این نوع اسکارن هاست. میزان آن در این نوع اسکارن به حدی بالاست که می توان به آنها نام گارنتیت اطلاق کرد (شکل ۹ الف). این گارنت ها طی مراحل اسکارن زایی (دگرنهادی) و از طریق واکنش و شکل گیری کانی های پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده اند [۱۸] و ترکیب آنها با توجه به بررسی های کانی شناسی به روش XRD، از نوع آندراپیت - گروسولر (گرانادیت) است.

براساس [۱۷]، دامنه ی پایداری اپیدوت، در دماهای پایین، با افزایش گریزندگی اکسیژن، روند افزایشی می یابد. در گریزندگی پایین اکسیژن، اپیدوت در حضور کوارتز پایدار می شود. کانسارهای اسکارنی که از اپیدوت غنی هستند، با گرانیتهای منیتیتی همراهند، در حالی که آنهایی که فقیر از اپیدوت اند، با گرانیتهای ایلمنیتی همراهی دارند. کلسیت های لوزی رخ، به صورت رگه ها و لکه هایی با ضخامت های متفاوت ولی محدود، در این منطقه به صورت تأخیری تشکیل شده اند. کلسیت در گسترده ای از دی اکسید کربن پایدار است و فقدان کلسیت، ممکن است فشار CO_2 پایین را نشان دهد. در مقاطع نازک، لکه های کوارتز به صورت بی شکل با پیوند تارهایی از جنس سرپیسیت-کلسیت به هم وصل شده اند. کوارتز و کلسیت، شکستگی ها را پر کرده و گارنت توده ای، بخش زیادی از زمینه را به خود اختصاص داده است. کوارتز و کلسیت به صورت رگچه در کنار هم حضور دارند. همراهی کلسیت و کوارتز، در رگه های کوارتز-کربنات، به یک فاز تأخیری وابسته است. در همراهی با این فاز تأخیری، گاه کانی-

در این اسکارن‌ها، یک سری از کلسیت‌ها از تجزیه گارنت‌ها به‌وجود آمده‌اند و به‌صورت بین‌بلورین و یا پرکننده‌ی شکاف‌ها نیز به‌شکل رگه‌ای دیده می‌شوند. در این گونه سنگ‌ها، اغلب دو نوع کوارتز موجوداند که یکی به‌صورت کوارتزهای درشت‌دانه و دیگری به‌صورت کوارتزهای ریزدانه است. کوارتزها معمولاً خاموشی موجی دارند که نشان‌دهنده‌ی تنش وارد بر سنگ در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی و دگرشکلی است. همچنین، در مراحل دوم و سوم اسکارن‌زایی، تحت تأثیر شاره‌هایی که در دگرگونی همبری دوباره فعال شده‌اند، کانی‌های آبدار از جمله آمفیبول (ترمولیت- اکتینولیت) (شکل ۷ ث)، تالک، کلینوکلر و کلریت ایجاد شده‌اند (شکل ۹ ج).

بافت غالب گارنت در مقاطع نمونه‌های منطقه، بیشتر به‌صورت توده‌ای است، اما در مواردی گارنت‌ها به‌صورت درشت دانه تا ریزدانه (گرانوبلاستیک) نیز یافت می‌شوند. رگچه‌هایی از کلسیت و کوارتز همراه گارنت حضور دارند و در جهت‌های مختلفی آن را قطع کرده‌اند (شکل ۹). همچنین، رگچه‌هایی از کانی‌های سولفیدی نظیر پیریت و کمی کالکوپیریت و مالاکیت و هیدروکسید آهن، گهگاه در این پهنه دیده می‌شوند. گارنت-های این منطقه، در نمونه‌ی دستی و در برخی مقاطع بررسی شده، در اثر آغستگی به اکسید آهن به رنگ قهوه‌ای درآمده‌اند (شکل ۹ ب). شکستگی‌های گارنت، در تعدادی از مقاطع با اکسیدهای آهن پر شده است (شکل ۹ پ و ت).



شکل ۹ تصاویر میکروسکوپی نمونه‌هایی از گارنتیت اسکارن (الف) حضور کانی گارنت توده‌ای، کوارتز، کلسیت. (ب) شکستگی‌هایی که بیشتر با کلسیت پر شده‌اند. (پ) گارنت زونه که در اثر فشار زمین ساختی منطقه از حواشی و در راستای درزها در حال تخریب است. (ت) گارنت توده‌ای در اثر فشارهای زمین ساختی دستخوش شکستگی‌هایی شده است که این شکستگی‌ها با هیدروکسید آهن پر شده‌اند و در مجموع بافت برشی و خرد شده را تولید کرده است. (ث) تصویر میکروسکوپی از گارنتیت اسکارن با حضور ترمولیت (بلورهای منشوری کشیده)، کوارتز، گارنت. (ج) تصویر میکروسکوپی از گارنتیت اسکارن با حضور کانی‌های کلینوکلر، تالک، کلریت، گارنت، هیدروکسید آهن.

بافت در پهنه‌های اسکارنی منطقه

بافت مهم در پهنه‌های اسکارنی گستره‌ی مورد بررسی، بافت توده‌ای است (شکل ۱۰ الف)، اما در مواردی بافت‌های دیگری نیز به شرح زیر دیده می‌شوند:

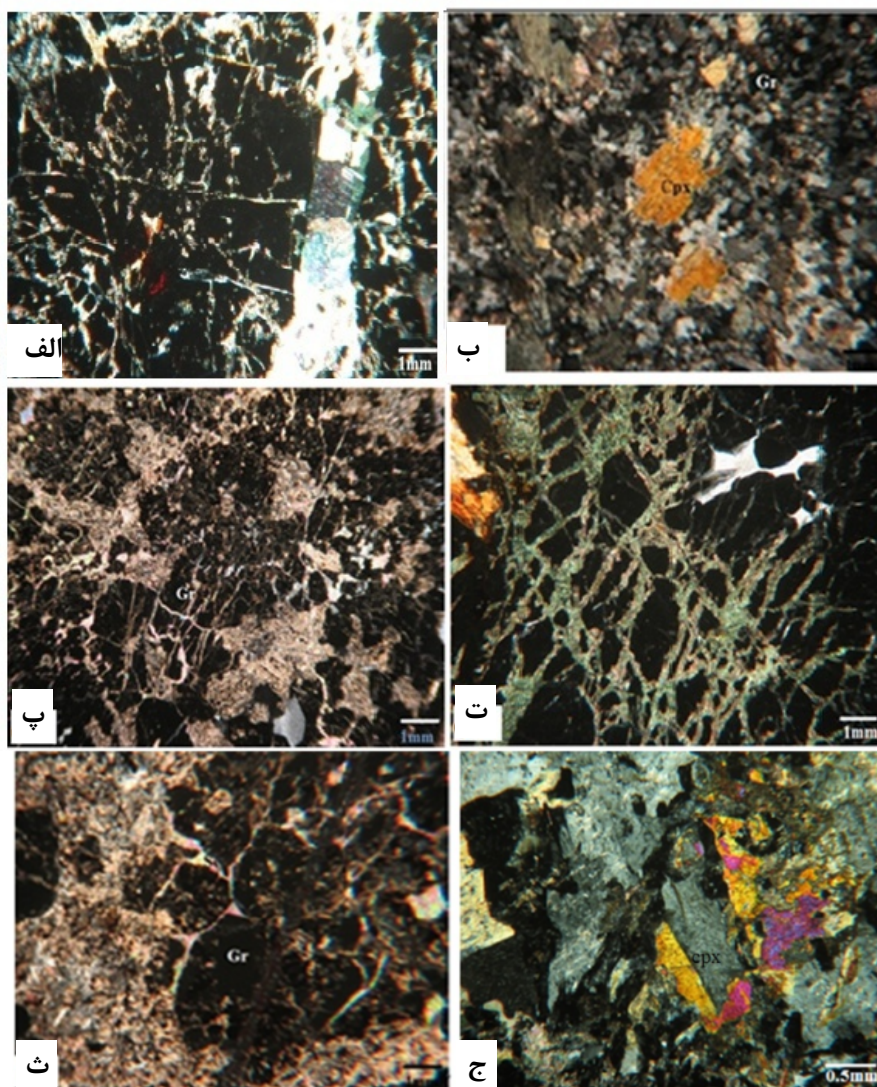
بافت گرانوبلاستیک (granoblastic texture): در نمونه‌های متعددی، علاوه بر بافت توده‌ای گارنت، بلورهای ریز و درشت گارنت، به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار گرانوبلاستیک، در متن سنگ حضور دارند (شکل ۱۰ ب).

بافت دندریتی (dendritic texture): میکا سیریسیت، کوارتز، کلسیت و کلینوکلر، به صورت رگه-رگچه‌هایی گارنت توده‌ای را

قطع کرده‌اند (شکل ۱۰).

بافت حجره‌ای یا لانه‌زنبوری (mesh texture): گارنت توده‌ای با پوسته‌ها یا درزهایی حاوی میکا سیریسیت، کوارتز و کلسیت از هم جدا شده و منظره‌ای مانند لانه‌زنبوری یا حجره‌حجره را ایجاد کرده‌اند (شکل ۱۰).

بافت بازمانده (relict texture): این بافت حاصل حضور آثار بازمانده از کانی اولیه (پیروکسن) بین کانی‌های ثانویه کلسیت و کوارتز بوده (شکل ۱۰ ج) و حاکی از واکنش‌های غیرتعادلی و ناقص است.



شکل ۱۰ تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های مختلف - الف) بافت توده‌ای گارنت در نور xpl ب) بافت گرانوبلاستیک در نور ppl پ) بافت دندریتی که کانی‌های کوارتز و کلسیت فضای بین گارنت‌ها را پر کرده‌اند، در نور xpl ت) بافت دندریتی و حجره‌ای که کلینوکلر فضای بین گارنت را پر کرده است، در نور xpl ث) بافت حجره‌ای که فضاهای بین حجره‌ها با سیریسیت پر شده است، نور ppl ج) بافت بازمانده که کانی پیروکسن به صورت ادخال و بازمانده در کوارتز و گاهی کلسیت وجود دارد. در نور ppl. گارنت توده‌ای به صورت تیره تا سیاه حضور دارد.

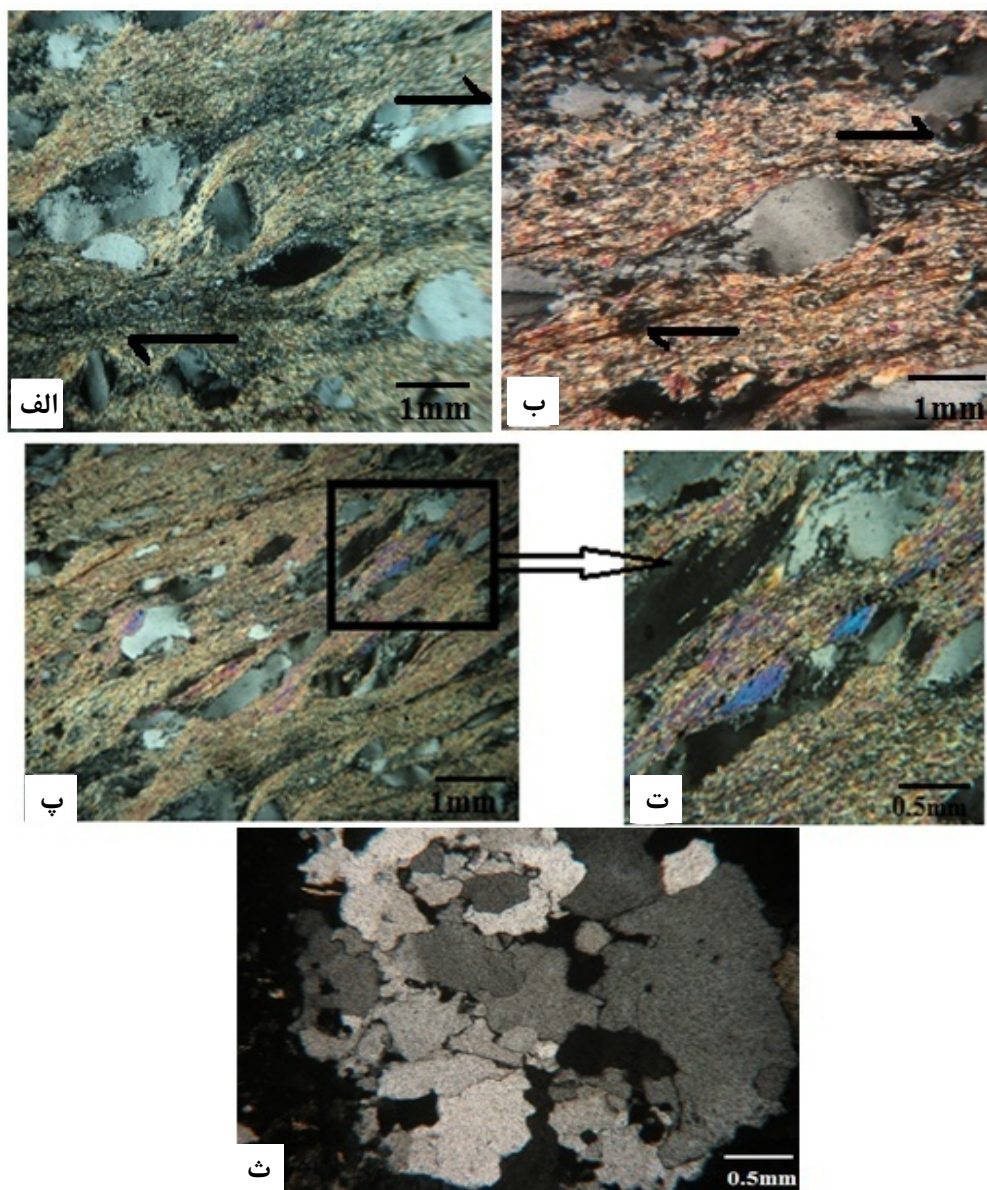
بافت در پهنه‌ی برشی - میلونیتی ایران

گستره‌ی ایران تحت تأثیر یک پهنه‌ی برشی قرار گرفته که بیشتر سنگ‌های متاپلیتی و تا حدودی توده‌ی گرانودیوریتی را متأثر کرده است. در این بخش به اجمال به بافت‌های این پهنه اشاره می‌شود.

بافت با چینهای برگشتی (sigmoidal fabrics): نوارهای غنی از میکا پیرامون پورفیروکلاست‌های درشت کوارتز و در جهت حرکت صفحه‌ی برش متمایل می‌شوند. در حاشیه این

پورفیروکلاست‌ها، بلورهای نوزاد کوارتز رشد کرده‌اند (شکل‌های ۱۱ الف و ب).

بافت C/S و میکا ماهی (c/s fabrics & mica fish): در پهنه‌های برشی، یکی از پدیده‌های شاخص این پهنه‌ها، حضور بافت میکا ماهی است. در این پهنه‌ها، در سطوح بین برش، برگواری سنگ با زاویه‌ای نسبت به برگواری در خارج از این پهنه‌ها یا صفحه‌ی برش قرار می‌گیرد.

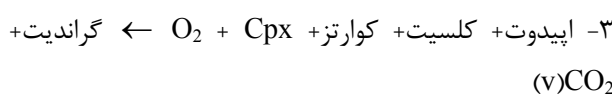
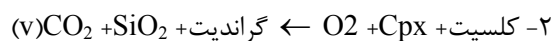
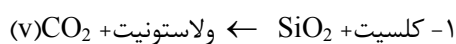


شکل ۱۱ الف و ب: بافت سیگموئیدال - بلور پورفیروکلاست کوارتز (pre-tectonic) دارای سایه‌های فشاری از کوارتز و میکای نوزاد، که جهت حرکت برش را نشان می‌دهد. پ و ت: بافت میکا ماهی در پهنه‌ی برشی ایران، از میکا و کوارتز، که جهت حرکت صفحه برش را نشان می‌دهد. ث: بافت مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM) در بلورهای کوارتز.

اپیدوت هورنفلس و در شرایط دمایی بین ۳۰۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد رخ داده است.

برداشت

به اعتقاد [۱۸]، شاره‌هایی، که از دگرگونی پیش‌رونده متاپلیت‌ها مشتق شده‌اند، خاستگاه شاره‌های دگرنهاد مسئول تشکیل سنگ‌های اسکارنی هستند. دگرنهادی پیش‌رونده سنگ‌های متاپلیتی، شاره‌هایی را آزاد می‌کنند که غنی از SiO_2 محلول است. این شاره‌ها در سنگ‌های مرمر و سیلیکات آهکی مجاور نشسته و آنها را دگرنهاد کرده‌اند تا چند نوع اسکارن را تولید کنند [۲۱]، البته برای شناخت دقیق خاستگاه شاره‌های دگرنهاد، بررسی تفصیلی و دقیق ایزوتوپی پایدار در ردیف مرمر-متاپلیت، امری ضروری است. فرآیندهای تغییرشکلی معمولاً نفوذپذیری سنگ‌ها را افزایش می‌دهند، بنابراین نشسته شاره‌ها را در مقیاس بزرگ تسهیل می‌کنند [۲۲، ۲۳]. در نتیجه واکنش این شاره‌ها با سنگ‌های همبر، یک تغییر دگرنهادی شاخص در کانی‌شناسی سنگ‌های میزبان، در طول مجاری شاره‌ها دیده می‌شود. این مجاری تقریباً به موازات برگوارگی سنگ میزبان هستند که در همان راستا انواع غنی از ولاستونیت و گرانیت توده‌ای را تولید می‌کنند. به نظر [۲۴] واکنش بین کلسیت و کوارتز پیش از دگرنهادی موجب تشکیل ولاستونیت نوع I و تخلخل یا نفوذپذیری ثانویه می‌شود تا در مرحله‌ی دگرنهادی سیلیسی، حجم بیشتری از شاره‌ها در سنگ‌ها انتشار یابند و ولاستونیت نوع II در حجم بیشتری تشکیل شود. محدود شدن اسکارن‌ها به صفحات برگوارگی و سطوح بین لیتولوژی‌ها با این ادعا سازگار است که شاره‌ها در مسیر برگوارگی سنگ‌های میزبان کانالیزه شده‌اند. این جریان کانالیزه شده، با واکنش‌های مؤثر نوسان ترکیب گارنت و پاراژنز اسکارن‌ها را نیز توضیح می‌دهد:



به نظر [۲۳]، واکنش کلسیت + کوارتز = ولاستونیت + CO_2 در مرحله‌ی پیش‌رونده‌ی دگرگونی مجاورتی رخ می‌دهد.

هر چه این پهنه‌ها به‌سوی تکامل پیش می‌روند، از مقدار این زاویه کاسته می‌شود تا در نهایت به موازات برگوارگی خارج از پهنه سمتگیری می‌کند و به عبارت دیگر، برگوارگی بر صفحه‌ی برش منطبق می‌شود و بافت C' را تشکیل می‌دهد [۱۹]. در این پهنه‌ها، بلورهای میکا و حتی کوارتز، به شکل ماهی و نماینده‌ی جهت حرکت برش، دیده می‌شوند و گاه سایه‌ی فشارشی دارند (شکل ۱۱ پ و ت).

بافت مهاجرت مرز دانه‌ای (grain boundary migration fabrics): بلورهای درشت کوارتز با خاموشی نوسانی و با مرزهای موجی‌شکل درهم فرورفته، در کنار هم قرار دارند (شکل ۱۱ ث).

رخساره‌های دگرگونی مجاورتی

در گستره‌ی مورد بررسی، دگرگونی مجاورتی در همبری با توده‌ی نفوذی صورت گرفته و پهنه‌های اسکارنی تشکیل شده‌اند. با توجه به بررسی‌های سنگ‌شناسی و پاراژنز کانیایی، دگرگونی همبری و تشکیل پهنه‌های اسکارنی در سه مرحله ظهور کرده است:

۱- همبری مستقیم آهک‌های میزبان با توده‌ی نفوذی در اوج دمای توده که منجر به تشکیل کانی‌های ولاستونیت، دیوپسید، منیتیت و گارنت زونه (آندرآدیت) شده و رخساره‌ی با دمای بالای پیروکسن-هورنفلس را ایجاد کرده است. دمای تشکیل این رخساره، در حالت عادی از ۶۵۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی-گراد است [۲۰]، ولی رخداد مجموعه کانیایی ولاستونیت‌دار، بیانگر گستره‌ی دمایی تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد است.

۲- کاهش دما و تشکیل پاره‌ای از کانی‌های گروه آمفیبول (ترمولیت)، به بهای کانی‌های پیروکسن اولیه، رخساره‌ی معادل با رخساره‌ی هورنبلند-هورنفلس را ایجاد می‌کند. دمای تشکیل این رخساره ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد است.

۳- تشکیل کانی‌های گروه اپیدوت، شرایط دمایی رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس را نشان داده و بیانگر دمایی در حدود ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد است [۱۶].

بنابراین، تشکیل اسکارن در این منطقه، با پیدایش ۳ رخساره‌ی پیروکسن هورنفلس، هورنبلند هورنفلس و آلبیت-

rocks of the Hamedan quadrangle", GSI internal report (1970) 10p.

[۵] مدنی ح.، "پتروگرافی و پترولوژی توده آذرین گرانیتوئیدی منطقه سامن و سنگ‌های همبری آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۵۹).

[۶] مجیدی فیض‌آبادی ت.، "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی غرب سامن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۵).

[۷] خدائیان چگنی ز.، "پترولوژی متاپلیت‌ها و گرانیتوئیدهای غرب سامن (ملایر)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۸).

[۸] مهندسین مشاور زرناپ اکتشاف، "طرح اکتشاف مقدماتی طلا و تنگستن در مناطق جنوب شرقی دایجان و غرب سامن در ورقه صد هزار ملایر واقع در استان همدان"، (۱۳۸۴).

[۹] حیدریان م.، "کانی‌شناسی و ژئوشیمی اسکارن‌های غرب و شمال غرب سامن مرتبط با سنگ‌های نفوذی"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا همدان (۱۳۸۸).

[۱۰] ماسوری ن.، "ژئوشیمی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی در منطقه آورزمان (غرب ملایر)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۹).

[۱۱] نبوی م ح.، "دیاچزه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی، ۱۰۹ صفحه.

[12] Berberian M., King G.C., "Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran", CJES 18 (1981), 210-265.

[13] Sabzehei M., "les melanges ophiolitiques de la region de Esfandagheh (Iran meridional): etude petrologique et structural", interpretation dans le cadre Iranien these unive. de Grenoble (1974) 205p.

[14] Mohajjel M., "Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan zone", Western Iran. Ph.D. thesis, University of Wollongong, Australia (1997).

[15] Nabelek P.J., Liu M., "Reactive flow of mixed CO₂-H₂O fluid and progress of calc-silicate reactions in contact metamorphic aureoles, insights from two-dimensional numerical

سنگ‌هایی که دارای کوارتز و کلسیت هستند (سنگ مرمر ناخالص، متاپلیت، متاسندستون با سیمان کربناتی)، بر اثر فعال شدن شیمیایی شاره‌های غنی از H₂O، در خلال دگرگونی مجاورتی، می‌توانند از طریق واکنش یاد شده، ولاستونیت تولید کنند. اما به اعتقاد [۱۸]، در اثر دگرگونی پیشرونده‌ی سیلیسی مؤثر بر سنگ‌های کربناتی، اسکارن‌های حامل ولاستونیت و گرانادیت تشکیل می‌شوند. به‌طور کلی، اسکارن‌زایی در مرحله‌ی اول در ارتباط با دگرگونی همبری گرمایی است. در این مرحله در اثر نزدیکی توده‌ی نفوذی با سنگ‌های دربرگیرنده‌ی منطقه، پاراژنزی از کانی‌های بی‌آب همچون کلینوپیروکسن (دیوپسید و اوژیت)، منیتیت، گارنت زونه و ولاستونیت تشکیل می‌شود. واکنش‌های انجام شده در این مرحله، از دسته واکنش‌های کربن‌زدا بوده و برای پیشرفت واکنش‌ها می‌بایستی گریزندگی گاز دی‌اکسید کربن (fCO₂) پایین باشد [۲۵].

دومین مرحله‌ی اسکارن‌زایی، همزمان با واکنش‌های پیوسته و بعدی در منطقه است که اکسایش و رهاسازی گاز دی‌اکسید کربن صورت می‌گیرد و گریزندگی این گاز کاهش می‌یابد و کانی‌هایی همچون گارنت توده‌ای تشکیل می‌شود.

سومین مرحله اسکارن‌زایی همزمان با حضور شاره‌های دگرگناه غنی از آب رخ می‌دهد که باعث کاهش گریزندگی گاز دی‌اکسید کربن و تشکیل کانی‌هایی مثل اپیدوت و کانه‌زایی فلزی می‌شود.

مراجع

[۱] جعفریان م.ب.، زمانی پدرام، م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ملایر"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۸).

[2] Stocklin J., "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia", Memoire Horsserie, No. 8 de la Sco. Geol. De France 8 (1977) 333-353.

[۳] فرقانی ع.، "مطالعه کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی گرانودیوریت سامن (ملایر)"، مجله فنی دانشگاه تهران، شماره ۱۵ (۱۳۴۸).

[4] Madjidi B., Alavi N., "Explanatory text of the map and preliminary report of the metamorphosed

- [22] Cartwright I., Weaver T.R., "Two-dimensional pattern of metamorphic fluid flow and isotopic resetting in layered and fractured rocks", J. Metamorphic Geol. 15 (1997) 497-512.
- [23] Ferry J.M., Wing B.A., Penniston-Dorland S.C., Rumble D., "The direction of fluid flow during contact metamorphism of siliceous carbonate rocks: new data for the Monzoni and Predazzo aureoles, northern Italy, and a global review", Contrib. Mineral. Petrol. 142 (2001) 679-699.
- [24] Cartwright I., Buick I.S., "Formation of wollastonite-bearing marbles during late-regional metamorphic channeled fluid flow in the Upper Calcsilicate Unit, Raynolds Range Group, central Australia", J. Metamorphic Geol. 13 (1995) 397-418.
- [25] Zhang Z., Saxena S.K., "Thermodynamic properties of andradite and application to skarn with coexisting andradite and hedenbergite", Contr. Mineral. Petrol. 107, No. 2 (1991) 443-473.
- modelling", Metamorphic Geol. 21 (2003) 663-684.
- [۱۶] رضوی م.ح.، "سنگ‌شناسی دگرگونی"، دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۸۵) ۳۰۴ ص.
- [17] Shimazaki H., "Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan", Econ. Geol. 75 (1980) 173-183.
- [18] Sengupta P. U. Dutta. Uttam Bhui K., Mukhopadhyay D., "Genesis of wollastonite- and grandite-rich skarn 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", Miner. Petrol. 95 (2009) 179-200.
- [19] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonics", Springer-Verlag (2006) 366 pp.
- [20] Turner F.J., "Metamorphic petrology: mineralogical, field and tectonic aspects", (1981) McGraw Hill. New York.
- [21] Sterner S.M., Bodnar R.J., "Synthetic fluid inclusions, X: Experimental determination of P-V-T-X properties in the CO₂-H₂O system to 6 kb and 700 °C", Am. Jour. Sci. 291 (1991) 1-54.