



بررسی منطقه‌بندی پیوسته و ناپیوسته گارنت در میگماتیت‌های منطقه همدان و کاربردهای سنگ‌زایی آن

سیده راضیه جعفری^۱، علی اصغر سپاهی*^۲، محسن موذن^۳، حسین شهبازی^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا همدان، همدان، ایران

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۱/۹، نسخه نهایی: ۹۷/۳/۱۲)

چکیده: در منطقه همدان، سنگ‌های میگماتیتهای با ساختارهای مختلف رخمون دارند که ساخت لایه‌ای فراوانترین آنهاست. کانی‌های شاخص متاپلیت‌ها مانند گارنت (آلماندین)، استارولیت، آندالوزیت، سیلیمانیت، کیانیت، فیبرولیت، کردیریت، پلاژیوکلاز (آندزین) و اسپینل (هرسینیت) در میگماتیت‌ها حضور دارند. گارنت در هر سه بخش روشن، تیره-روشن و تیره میگماتیت‌ها حضور دارد و دستخوش رخدادهای مختلف دگرگونی (پیشرونده، پسرونده و ذوب بخشی) شده است. گارنت‌ها دارای منطقه‌بندی شیمیایی پیوسته و ناپیوسته برای عناصر شاخص Ca و Mn ، Mg ، Fe هستند که الگوی رفتاری این عناصر در آنها یکسان نبوده و عواملی مثل وجود کانی‌های تک‌بلور چندهسته‌ای، شرکت یا عدم شرکت گارنت‌ها در فرایند ذوب بخشی و چند دگرگونی منطقه در آن دخالت داشته‌اند. ناپیوستگی در رشد بلورها بیانگر رشد مجدد طی یک رخداد دگرگونی مجزاست و می‌تواند نشان دهنده دست کم دو رخداد دگرگونی باشد.

واژه‌های کلیدی: منطقه‌بندی؛ گارنت؛ ذوب بخشی؛ میگماتیت؛ همدان؛ سنندج- سیرجان.

مقدمه

از روش شبه‌مقاطع برای بررسی دما-فشارسنجی [۵] موثر است. منطقه‌بندی گارنت تا کنون برای طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها از گرانیتوئید [۶] تا آمفیبولیت [۷] و اکلوزیت [۸-۱۰] بررسی شده است.

گارنت از فراوان‌ترین کانی‌های شاخص موجود در سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه همدان است و در انواع گرانیتوئیدها، آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها، هورنفلس‌ها، شیسست‌ها و میگماتیت‌های منطقه حضور دارد. گارنت‌های منطقه همدان توسط پژوهشگران مختلف بررسی شده‌اند، از جمله سپاهی [۱۱] سنگ‌نگاری آنها را در همه سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه مورد توجه قرار داده است. گروهی نشان دادند که گارنت‌های

گارنت در گستره وسیعی از سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی یافت می‌شود و یکی از مهمترین کانی‌های شاخص در سنگ‌های دگرگونی است. مقاوم و پایدار بودن این کانی اجازه حضور آن در طیف دمایی گسترده‌ای می‌دهد. منطقه‌بندی بلورهای گارنت در سنگ‌های دگرگونی نتیجه عواملی چون شرایط دما- فشاری رشد بلور که تابع عمق و محیط تبلور است، شرایط انتشار [۲،۱] و یا نشت آب‌گون‌ها در بلورهای گارنت پیشتر تشکیل شده [۳] است. منطقه‌بندی شیمیایی موجود در گارنت برای تعیین مسیر فشار-دما-زمان (P-T-t) سنگ و تاریخچه سنگ‌های دگرگونی [۴] و نیز جهت استفاده

موجود در شیست‌های منطقه دارای منطقه‌بندی پیوسته هستند [۱۲]. بهاری فر [۱۳] بیان کرد که برخی از گارنت‌های منطقه همدان دچار دگرگونی برگشتی نشده و ترکیب شیمیایی زمان تشکیل خود را حفظ نموده‌اند. حسین میرزایی و همکاران [۱۴] ترکیب شیمیایی و منطقه‌بندی گارنت‌های موجود در سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه را تفکیک نموده‌اند. گروهی از پژوهشگران به شیمی گارنت‌ها در پگماتیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی همدان پرداخته‌اند [۱۵]. برخی ریز ساخت‌های موجود در میگماتیت‌ها را بررسی کرده‌اند [۱۶]. ساکی [۱۷] نیز تشکیل سیمپلکتیت‌های اسپینل-کردیریت-پلاژیوکلاز را در اطراف کردیریت‌های موجود در میگماتیت‌ها بررسی نموده است.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه مورد بررسی

منطقه همدان در شمال غربی پهنه سنندج-سیرجان واقع است که برخی از پژوهشگران این پهنه را جزئی از کوهزاد زاگرس دانسته و آن را پهنه زاگرس فلس مانند نامیده‌اند (برای مثال، [۱۸]). سنگ‌های آذرین منطقه از انواع مختلف بازی (گابرو) و حدواسط (دیوریت) تا اسیدی (انواع گرانیتوئیدها) تغییر می‌کند. مهمترین پدیده آذرین منطقه توده آذرین نفوذی الوند است که در چندین مرحله از تزریق انواع مختلف ماگماهای بازی تا اسیدی تشکیل شده است [۱۱]. گروهی از پژوهشگران سن سنگ‌های آذرین نفوذی الوند را برای گابروها 166.5 ± 1.8 میلیون سال، برای گرانیت‌ها 163.9 ± 0.9 و 161.7 ± 0.6 میلیون سال و برای لوکوگرانیت‌ها 154.4 ± 1.3 و 153.3 ± 2.7 میلیون سال بدست آورده‌اند [۱۹]. برخی نیز سن گرانیت‌های الوند را ۱۶۵ میلیون سال برآورد کرده‌اند [۲۰، ۲۱].

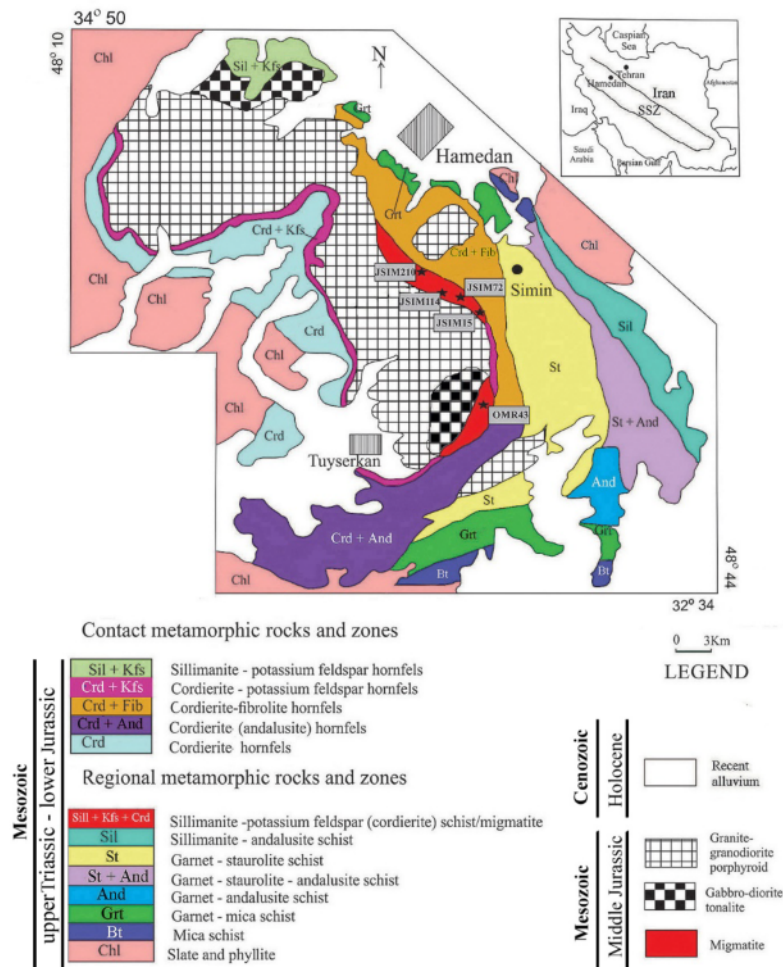
سنگ‌های دگرگونی منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی‌های ناحیه‌ای (مانند اسلیت، فیلیت، میکا شیست، گارنت میکا شیست، گارنت آندالوزیت شیست، گارنت استارولیت شیست، گارنت سیلیمانیت شیست و آمفیبولیت)، سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (انواع هورنفلس‌ها مثل گارنت هورنفلس، کردیریت هورنفلس و فیبرولیت گارنت هورنفلس) و میگماتیت هستند. رخدادهای دگرگونی مختلف در زمان‌های متفاوت سنگ‌های

متاپلیتی، متاپسامیتی، متابازی و سیلیکات آهکی این منطقه را تشکیل داده‌اند [۲۲]. بهترین رخنمون‌های پهنه میگماتیتی در مناطق دره سیمین ابرو (همدان) و دره عمر (تویسرکان) قابل مشاهده است (شکل ۱). آنانکسیت‌ها درجه‌های دگرگونی و ذوب‌بخشی متغیری نشان می‌دهند، به طوری که رخنمون‌های مختلفی از متانکسیت تا دیاتنکسیت در آنها دیده می‌شود. مهمترین ساخت‌های موجود در میگماتیت‌های منطقه شامل انواع لایه‌ای (شکل ۲ الف)، شولن (شکل ۲ ب)، انبساطی، رگه-ای، ابرمانند، شبکه‌ای (شکل ۲ پ)، رودهای، و شلیرن است. از نظر پیدایش میگماتیت‌های منطقه همبافت بوده و به ترتیب اهمیت، فرآیندهای ذوب‌بخشی، جدایش دگرگونی و تزریق در میگماتیت‌زایی نقش داشته‌اند [۲۳]. همچنین میگماتیت‌ها در یک پهنه برشی بزرگ مقیاس (شکل ۲ ت) گسترده هستند [۲۳].

روش بررسی

پس از بررسی‌های صحرایی، تعداد ۳۵۰ نمونه دستی برداشت، و تعداد ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی و ۴۰ مقطع نازک-صیقلی از قسمت‌های مختلف نمونه‌های میگماتیتی در کارگاه مقطع‌گیری دانشگاه بوعلی سینا تهیه شد. جهت بررسی شیمی کانی‌ها و بررسی‌های دما-فشارسنجی توسط ریزپردازش الکترونی، تعداد ۵ مقطع نازک صیقلی انتخاب گردید و سرانجام ۹۹ نقطه از کانی‌های موجود در بخش تیره-روشن سنگ‌های میگماتیتی (۴۹ نقطه مربوط به کانی گارنت است) در آزمایشگاه ریزپردازش موسسه تحقیقات پیشرفته فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه تجزیه نقطه‌ای مدل کامکای ساخت شرکت Cameca فرانسه در شرایط ولتاژ ۱۵ kV و فشار 4×10^{-7} Torr و جریان ۲۰ nA بررسی شدند. همچنین تعداد ۲ مقطع نازک میکروسکوپی به دانشگاه مینوستا آمریکا ارسال و نگاشت‌های پرتوی X از گارنت‌های موجود در بخش تیره-روشن آنها تهیه شد.

گفتنی است که در انتخاب بلورها برای تجزیه سعی شد که از بلورهای تقریباً تمام شکل‌دار هم اندازه استفاده شود تا مقایسه منطقه‌بندی و الگوی رفتاری عناصر مختلف (از مرکز به لبه) با کمترین خطا همراه باشد.



شکل ۱ نقشه ساده شده منطقه همدان و جایگاه رخمون سنگ های میگماتیتهی در مناطق سیمین و دره عمر تویسرکان. راهنمای سنی سنگ ها از مرجع [۴۵] و علائم اختصاری کانی ها در این شکل و شکل های دیگر از مرجع [۴۴] برگرفته شده است.

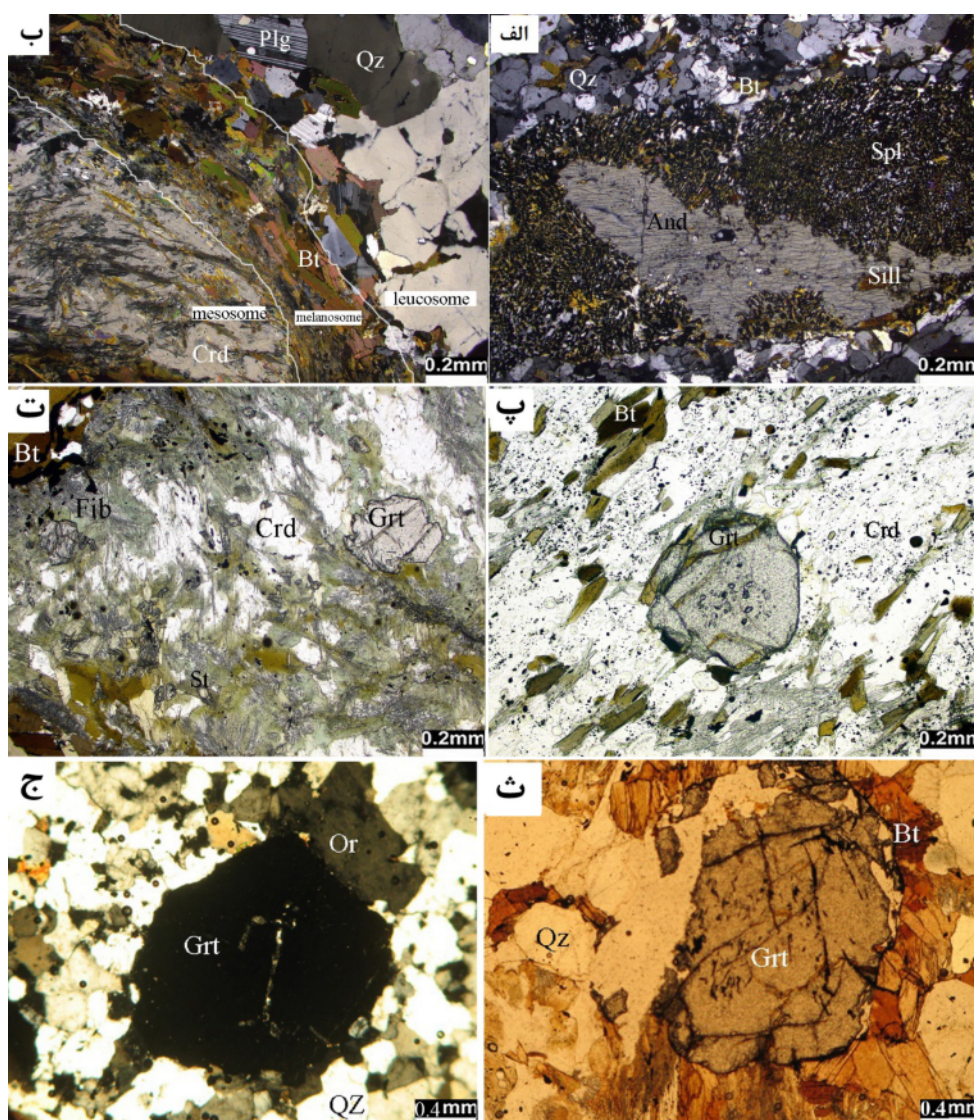


شکل ۲ الف- ساخت لایه ای، ب- ساخت شولن، پ- ساخت شبکه ای، ت- شواهد گسترش پهنه برشی در میگماتیت های منطقه.

سنگ‌نگاری سنگ‌های میگماتیته

با توجه به فراوانی کانی‌های آلومینوسیلیکات و کردیریت در میگماتیته‌های همدان، می‌توان آنها را از نظر سنگ‌نگاری به دو نوع میگماتیته‌های غنی از آلومینوسیلیکات (شکل ۳ الف) و میگماتیته‌های غنی از کردیریت (شکل ۳ ب) تقسیم کرد. روابط صحرایی این دو نوع میگماتیته چنان است که می‌توان آنها را بصورت مجزا از هم مشاهده نمود. میگماتیته‌های کردیریت‌دار گاه بصورت میان لایه‌های کم ضخامت در مجاورت میگماتیته‌های آلومینوسیلیکات‌دار نیز دیده می‌شوند.

در قسمت تیره-روشن میگماتیته‌های آلومینوسیلیکات‌دار، کانی‌های اصلی شامل انواع آلومینوسیلیکات‌ها (آندالوزیت، سیلیمانیت، کیانیت و فیبرولیت)، گارنت، استارولیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. کانی‌های فرعی شامل اسپینل، زیرکن و آپاتیت و کانی‌های ثانویه شامل مسکویت، کلریت هستند. گاه کردیریت نیز در این نوع میگماتیته‌ها دیده می‌شود. بالاترین درجات ذوب‌بخشی در میگماتیته‌های سیلیمانیت‌دار رخ داده است.



شکل ۳ تصویر میکروسکوپی از الف- میگماتیته‌های آلومینوسیلیکات‌دار، ب- میگماتیته‌های کردیریت‌دار که هر سه بخش تیره-روشن و مجموع تیره روشن در آن دیده می‌شوند، پ- گارنت موجود در بخش تیره-روشن که در مرکز آن میانبار کوارتز و بیوتیت وجود دارد و خود به صورت میانبار داخل کردیریت قرار گرفته است. ت- گارنت موجود در بخش تیره-روشن که درون کردیریت قرار گرفته است. ث- گارنت موجود در بخش تیره و ج- گارنت موجود در بخش روشن.

بریده بریده است و پیوستگی بخش‌های روشن را ندارد. در برخی موارد گارنت و استارولیت بصورت شکفته بلور، پلاژیوکلاز و کمی کوارتز هم در بخش‌های تیره حضور دارند.

با توجه به مجموعه‌های کانی شناسی موجود، میگماتیت‌ها در رخساره آمفیبولیت بالایی (کوارتز + بیوتیت + گارنت + آلومینوسیلیکات + استارولیت) و رخساره گرانولیت پایینی (کوارتز + گارنت + کلدیریت + ارتوکلاز ± بیوتیت) دگرگون شده‌اند.

گارنت‌های درون میگماتیت‌های منطقه هم در میگماتیت‌های غنی از آلومینوسیلیکات و هم در میگماتیت‌های غنی از کلدیریت حضور دارند. آنها بیشتر در بخش تیره-روشن متمرکزند اما گاه در بخش تیره نیز دیده می‌شوند و به مقدار کمی در برخی بخش‌های روشن نیز حضور دارند. گارنت‌های موجود در بخش تیره -روشن در نمونه دستی کدر هستند، ابعاد آنها بسیار متغیر است و تا ۱۰ میلی‌متر می‌رسد. در ابعاد میکروسکوپی بیشتر نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و گاه به وفور میانبار کوارتز و بیوتیت دارند که معمولاً در مرکز بلور تجمع دارند (شکل ۳ پ). گارنت گاه خود به صورت میانبار در کانی‌هایی چون آندالوزیت یا کلدیریت (شکل ۳ ت) قرار گرفته است. گارنت‌های درون بخش تیره در نمونه دستی نیمه شفاف تا کدر هستند و ابعاد آنها از ۵-۴ میلی‌متر تجاوز نمی‌کند. آنها در ابعاد میکروسکوپی بیشتر بی‌شکل هستند و ممکن است میانبارهایی از بیوتیت داشته باشند. در بیشتر موارد سطوح بلوری آنها کامل نیست و بلور از یک طرف دچار خوردگی شده که با توجه به تماس دانه (با قسمت‌های تیره-روشن و روشن) در این قسمت‌ها احتمالاً در واکنش‌های ذوب شرکت کرده است (شکل ۳ ث). گارنت‌های درون بخش روشن در نمونه دستی ریزتر بوده، ابعاد آنها در حد ۳-۱ میلی‌متر است و در نمونه دستی کاملاً شفاف و کمرنگ هستند. آنها در ابعاد میکروسکوپی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و بیشتر بدون میانبار هستند (شکل ۳ ج).

شیمی گارنت

براساس تجزیه نقطه‌ای انجام شده بر گارنت‌های تیره-روشن میگماتیت‌های منطقه (جدول ۱) و تصویر کردن ترکیب آنها بر نمودار تقسیم‌بندی گارنت‌ها [۲۵] تجمع ترکیب آنها بیشتر در قطب آلمان‌دین متمرکز است (شکل ۴) اما از پیروپ، اسپسارتین و گراسولار نیز بی بهره نیستند. باتوجه به نتایج

در قسمت تیره-روشن میگماتیت‌های کلدیریت‌دار، به ترتیب فراوانی، کلدیریت، گارنت، استارولیت، انواع میکاها (بیوتیت و مسکویت)، اسپینل، کوارتز، پلاژیوکلاز، زیرکن و تورمالین حضور دارند. مقدار بیوتیت در میگماتیت‌های کلدیریت‌دار معمولاً کمتر از انواع آلومینوسیلیکات‌دار است. آندالوزیت نیز گاه در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

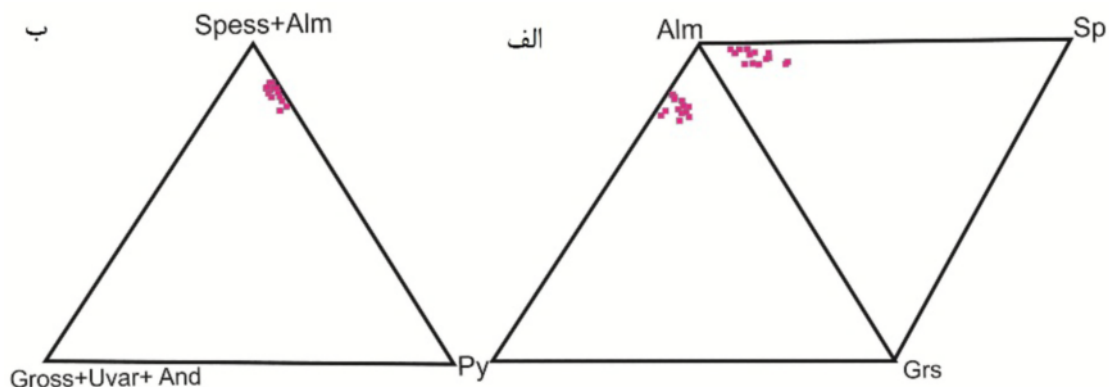
شکل ظهور بخش روشن در انواع مختلف میگماتیت و ساخت‌های گوناگون آن بسیار متغیر است و از شکل لایه‌ای در میگماتیت لایه‌ای تا شکل ابر مانند در میگماتیت‌های ابرمانند تغییر می‌کند. بخش روشن در میگماتیت‌های آلومینوسیلیکات-دار دارای ضخامت متغیر بوده، از نظر ترکیب مودال از نوع ترونجمیتی، گرانودیوریتی و فلدسپات قلیادار (ارتوکلاز) است. در انواع کلدیریت‌دار بخش روشن، ترکیب مودال فلدسپات قلیادار (ارتوکلاز) دارد و گاه انواع گرانودیوریتی نیز در آنها دیده می‌شود. در انواع بخش‌های روشن منطقه گاهی کانی‌های بیوتیت، گارنت و زیرکن نیز دیده می‌شود. ابعاد دانه‌های روشن بسیار متغیر است که در ادامه توضیح داده می‌شود.

سایر [۲۴] بخش‌های روشن میگماتیت‌ها را به سه دسته تقسیم کرده است: نوع اول بخش‌های روشن برجا در محل ذوب بخشی هستند که فراورده تبلور یک مذاب پاره‌گدازشی بوده که پس از رخداد ذوب بخشی از آن جدا شده، اما در محل ذوب شده باقی مانده است. این بخش‌های روشن با بخش‌های تیره نسبتاً ضخیمی همراه‌اند. نوع دوم برآمده از تبلور یک مذاب پاره‌گدازشی بوده که پس از ذوب بخشی از محل رخداد آن مهاجرت کرده است، اما همچنان در ناحیه لایه منبع آن قرار دارد. این بخش‌های روشن ممکن است بخش‌های تیره داشته یا نداشته باشند. نوع سوم رگه‌های روشن هستند که فراورده تبلور یک مذاب پاره‌گدازشی بوده که از لایه منبع آن مهاجرت کرده و به بخش دیگری از میگماتیت که ممکن است در نزدیکی یا دورتر از آن باشد، نفوذ کرده است. این میگماتیت‌ها بخش تیره نداشته و نمونه‌های آنها در کمر بند لیمپاپو وجود دارد. با توجه به اینکه بخش تیره در بیشتر میگماتیت‌های منطقه حضور ندارد یا ضخامت آن بسیار ناچیز است، می‌توان گفت که بخش روشن میگماتیت‌های منطقه نسبت به سنگ خاستگاه برجا نبوده و به سایر بخش‌های میگماتیت مهاجرت داشته است.

بخش تیره در سنگ‌های میگماتیته منطقه یا حضور ندارد و یا ضخامت بسیار ناچیزی دارد؛ در بیشتر موارد نیز بسیار

ادامه جدول ۱

Jsim12-2 Grt 75-81							Rj-22Grt 6-12							Rj22-Grt23-29						
Core to Rim							Core to Rim							Core to Rim						
Point	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	
SiO ₂	۳۷.۲	۳۷.۲۶	۳۷.۱۸	۳۷.۳۲	۳۷.۲۵	۳۷.۶۹	۳۶.۸۹	۳۷.۷۲	۳۷.۶۷	۳۷.۶۹	۳۷.۴۵	۳۷.۱۴	۳۷.۵۲	۳۷.۲۶	۳۶.۸۷	۳۷.۲۴	۳۳.۳۷	۳۷.۵	۳۷.۲۷	۳۶.۸۴
TiO ₂	۰.۰۷	۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۳	۰	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۲	۵.۴۸	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۲
Al ₂ O ₃	۲۱.۴۸	۲۱.۷۵	۲۱.۶۲	۲۱.۹۲	۲۱.۹۲	۲۱.۵۸	۲۲.۲۱	۲۱.۲۹	۲۱.۸۱	۲۱.۷۶	۲۱.۴۷	۲۱.۷۷	۲۱.۸۶	۲۱.۴۱	۲۱.۴۱	۲۱.۱۵	۱۹.۲۸	۲۱.۴	۲۱.۵۳	۲۱.۵۸
FeO	۳۳.۸۴	۳۳.۲۸	۳۳.۹۵	۳۴.۹۹	۳۳.۸	۳۴.۲۸	۳۵.۰۷	۳۳.۷۷	۳۳.۰۷	۳۲.۷۶	۳۱.۱۷	۳۲.۲۴	۳۲.۵۵	۳۲.۵	۳۰.۹۱	۳۰.۲۵	۳۰.۵۵	۳۲.۹۱	۳۳.۰۶	۳۳.۷۲
MnO	۴.۶	۴.۳	۳.۹۸	۳	۳.۴۶	۳.۲۶	۲.۵۱	۲.۵۷	۲.۴	۳.۱۳	۵.۹۶	۴.۷۵	۴.۹۳	۷.۰۷	۷.۲۴	۷.۱۷	۵.۴۷	۳.۴۸	۲.۵	۲.۶۷
MgO	۲.۷۳	۲.۰۷	۳.۴۶	۳.۴۶	۳.۳۵	۳.۵۲	۳.۲۱	۲.۶	۳.۰۲	۲.۵۶	۲.۷۵	۲.۶۹	۳.۱۹	۲.۸۱	۲.۱۴	۱.۹۵	۲.۲۴	۲.۰۷	۲.۵۶	۲.۹۳
CaO	۰.۲۹	۰.۷۶	۰.۴۴	۰.۳۲	۰.۴۸	۰.۳۶	۰.۳۱	۱.۹۹	۲.۸۱	۲.۸۴	۱.۲۲	۱.۲۶	۱.۱۹	۱.۲۴	۱.۹۵	۲.۶۴	۲.۲۶	۲.۲۳	۲.۷۶	۲.۷۱
Na ₂ O	۰.۰۳	۰	۰.۰۵	۰	۰.۱۲	۰	۰.۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۷	۰	۰.۰۳	۰.۰۲	
K ₂ O	۰.۰۱	۰.۲۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۹	۰	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۱	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۱	۰	۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۷
Cr ₂ O ₃	۰.۰۱	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳
Totals	۱۰۰.۲۶	۱۰۰.۶۳	۱۰۰.۷۰	۱۰۰.۸۳	۱۰۰.۵۱	۱۰۰.۶۹	۱۰۰.۷۹	۹۹.۲	۱۰۰.۹۳	۱۰۰.۸۲	۱۰۰.۳۲	۱۰۰.۷۸	۱۰۰.۶۴	۱۰۰.۸۹	۱۰۰.۷۸	۱۰۰.۴۳	۱۰۰.۶۳	۱۰۰.۹	۱۰۰.۸۳	۹۹.۰۷
مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۱۲ اکسیژن																				
Si	۲.۹۹۴	۲.۹۸۱	۲.۹۷۳	۲.۹۹۷	۲.۹۷۶	۳.۰۰۳	۲.۹۷۵	۲.۹۹۲	۲.۹۹۱	۲.۹۹۶	۳.۰۱۶	۳.۰۰۱	۲.۹۶۹	۲.۹۹۰	۲.۹۹۰	۲.۹۷۲	۲.۹۹۳	۲.۹۷۸	۲.۹۹۴	۲.۹۷۵
Ti	۰.۰۰۴	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۳۷	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱
Al	۲.۰۳۸	۲.۰۵۱	۲.۰۳۸	۲.۰۳۶	۲.۰۶۴	۲.۰۲۷	۲.۰۸۵	۲.۰۳۵	۲.۰۳۸	۲.۰۴۰	۲.۰۲۵	۲.۰۵۶	۲.۰۵۴	۲.۰۵۳	۲.۰۲۵	۲.۰۳۴	۲.۰۰۴	۱.۸۵۸	۲.۰۱۴	۲.۰۲۶
Fe ⁺²	۲.۲۷۸	۲.۲۲۷	۲.۲۲۱	۲.۳۵۰	۲.۲۵۹	۲.۲۸۴	۲.۳۳۶	۲.۲۹۱	۲.۱۹۳	۲.۱۷۹	۲.۰۸۶	۲.۱۶۰	۲.۱۷۶	۲.۱۶۶	۲.۰۷۵	۲.۰۴۰	۲.۰۵۴	۲.۲۵۰	۲.۲۰۸	۲.۲۵۱
Mn	۰.۳۱۴	۰.۲۹۱	۰.۲۷۰	۰.۲۰۴	۰.۲۳۴	۰.۲۲۰	۰.۱۶۹	۰.۱۷۷	۰.۱۶۱	۰.۲۱۱	۰.۴۰۴	۰.۳۲۲	۰.۳۲۰	۰.۳۳۳	۰.۴۸۱	۰.۴۹۴	۰.۴۸۸	۰.۳۷۹	۰.۳۳۵	۰.۱۶۹
Mg	۰.۳۲۸	۰.۳۶۶	۰.۴۱۲	۰.۴۱۴	۰.۳۹۹	۰.۴۱۸	۰.۳۸۱	۰.۳۱۴	۰.۳۵۸	۰.۳۰۴	۰.۳۲۸	۰.۳۲۱	۰.۳۸۰	۰.۳۳۴	۰.۲۵۶	۰.۲۳۴	۰.۲۶۸	۰.۲۵۲	۰.۳۰۵	۰.۳۴۹
Ca	۰.۰۲۵	۰.۰۶۵	۰.۰۳۸	۰.۰۲۸	۰.۰۴۱	۰.۰۳۱	۰.۰۲۶	۰.۱۷۳	۰.۲۳۹	۰.۲۴۲	۰.۱۰۵	۰.۱۰۸	۰.۱۰۲	۰.۱۰۶	۰.۱۶۸	۰.۲۲۸	۰.۱۹۵	۰.۱۹۵	۰.۲۳۶	۰.۲۳۲
Na	۰.۰۰۵	۰.۰۰۰	۰.۰۰۸	۰.۰۰۰	۰.۰۱۹	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۱۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۵	۰.۰۰۳
K	۰.۰۰۱	۰.۰۲۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۹	۰.۰۰۰	۰.۰۰۸	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۷
Cr	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲
Totals	۷.۹۸۶	۸.۰۰۴	۸.۰۱۱	۸.۰۰۰	۸.۰۰۳	۷.۹۸۳	۷.۹۸۵	۷.۹۸۸	۷.۹۸۷	۷.۹۷۸	۷.۹۶۸	۷.۹۷۰	۸.۰۰۳	۷.۹۸۳	۷.۹۹۷	۸.۰۰۸	۸.۰۰۳	۸.۰۱۱	۷.۹۹۶	۸.۰۱۱
Almandine	۰.۷۷۴	۰.۷۵۵	۰.۷۵۹	۰.۷۸۴	۰.۷۷۰	۰.۷۷۴	۰.۸۰۲	۰.۷۷۵	۰.۷۴۳	۰.۷۴۲	۰.۷۱۴	۰.۷۴۲	۰.۷۳۱	۰.۷۳۷	۰.۶۹۶	۰.۶۸۱	۰.۶۸۳	۰.۷۳۱	۰.۷۴۰	۰.۷۵۰
Pyrope	۰.۱۱۱	۰.۱۲۴	۰.۱۳۸	۰.۱۳۸	۰.۱۳۶	۰.۱۴۲	۰.۱۳۱	۰.۱۰۶	۰.۱۲۱	۰.۱۰۳	۰.۱۱۲	۰.۱۱۰	۰.۱۲۸	۰.۱۱۴	۰.۰۸۶	۰.۰۷۸	۰.۰۸۹	۰.۰۸۲	۰.۱۰۲	۰.۱۱۶
Spessartine	۰.۱۰۷	۰.۰۹۹	۰.۰۹۰	۰.۰۶۸	۰.۰۸۰	۰.۰۷۵	۰.۰۵۸	۰.۰۶۰	۰.۰۵۵	۰.۰۷۲	۰.۱۲۸	۰.۱۱۱	۰.۱۰۷	۰.۱۱۳	۰.۱۶۱	۰.۱۶۵	۰.۱۶۲	۰.۱۲۳	۰.۰۷۹	۰.۰۵۶
sular	۰.۰۰۸	۰.۰۲۲	۰.۰۱۳	۰.۰۰۹	۰.۰۱۴	۰.۰۱۰	۰.۰۰۹	۰.۰۵۹	۰.۰۸۱	۰.۰۸۲	۰.۰۳۶	۰.۰۳۷	۰.۰۳۴	۰.۰۳۶	۰.۰۵۶	۰.۰۷۶	۰.۰۶۵	۰.۰۶۳	۰.۰۷۹	۰.۰۷۷
Fe / (Fe + Mg)	۰.۸۷۴	۰.۸۵۹	۰.۸۴۶	۰.۸۵۰	۰.۸۵۰	۰.۸۴۵	۰.۸۶۰	۰.۸۷۹	۰.۸۶۰	۰.۸۷۸	۰.۸۶۴	۰.۸۷۱	۰.۸۵۱	۰.۸۶۶	۰.۸۹۰	۰.۸۹۷	۰.۸۸۴	۰.۸۹۹	۰.۸۷۹	۰.۸۶۶
Mg / (Fe + Mg)	۰.۱۲۶	۰.۱۴۱	۰.۱۵۴	۰.۱۵۰	۰.۱۵۰	۰.۱۵۵	۰.۱۴۰	۰.۱۲۱	۰.۱۴۰	۰.۱۲۲	۰.۱۳۶	۰.۱۲۹	۰.۱۴۹	۰.۱۱۰	۰.۱۰۳	۰.۱۱۶	۰.۱۰۱	۰.۱۲۱	۰.۱۲۴	۰.۱۱۴



شکل ۴ نمودار تقسیم‌بندی گارنت‌ها [۲۵]: الف-آلماندین، اسپسارتین، گراسولار، پیروپ و ب- اسپسارتین+آلماندین، گراسولار+ اوورویت+ آندرادیت، پیروپ.

بحث

منطقه بندی گارنت

منطقه بندی های مختلفی ممکن است در گارنت ها دیده شود، از جمله منطقه بندی فیزیکی یا آشکار (که در میکروسکوپ قطبشی قابل مشاهده بوده و معمولاً با ناپیوستگی در رشد بلور همراه است)، منطقه بندی شیمیایی یا پنهان (که با میکروسکوپ قطبشی قابل تشخیص نیست و توسط تصویربرداری دو بعدی توسط ریزپردازنده الکترونی مثل نگاشت پرتوی X قابل تشخیص است). منطقه بندی شیمیایی شاخص سنگ های دگرگونی است [۲۸-۳۰] و در دو دسته منطقه بندی عادی و معکوس قرار می گیرند. در منطقه بندی عادی، مرکز گارنت غنی از اسپسارتین و گراسولاریت است و به سمت لبه بلور بر مقدار پیروپ و آلماندین افزوده می شود [۳۱]. علت تمرکز Mn در مرکز گارنت را می توان به سازگاری فوق العاده زیاد آن نسبت داد که در نخستین مراحل تبلور، گارنت در ساختار آن و در مرکز متمرکز می شود. در نتیجه محیط از Mn تهی شده و با پیشرفت دگرگونی لبه بلور نسبت به مرکز آن از Mn فقیرتر می شود [۳۲]. منطقه بندی معکوس عکس این حالت بوده یعنی مرکز غنی از آلماندین و پیروپ است و به سمت لبه بر مقدار اسپسارتین و گراسولار افزوده می شود [۳۱-۳۳]. این منطقه بندی در سنگ های ماگمایی نیز دیده می شود.

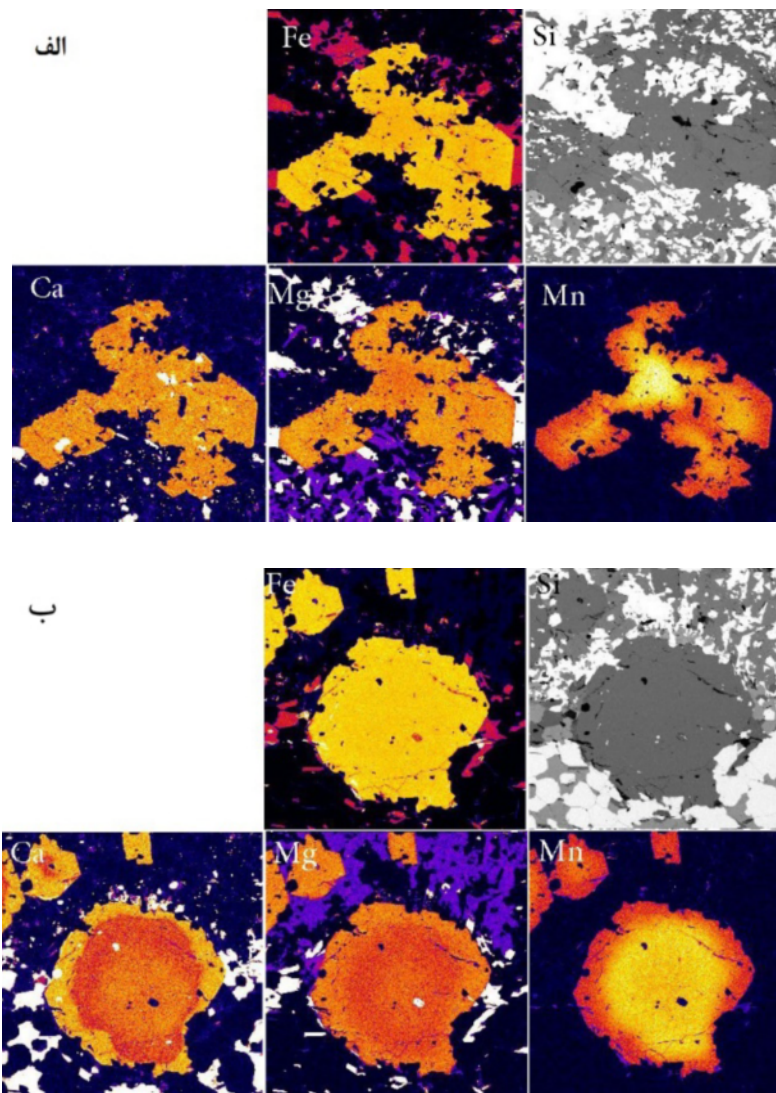
به طور کلی گارنت های با منطقه بندی معکوس یا با ترکیب یکنواخت و بدون منطقه بندی در درجات بالای دگرگونی دچار بازآرایی کاتیونی می شوند [۳۴]. زیرا افزایش دما موجب افزایش آهنگ انتشار، همگن شدن ساختار بلوری و حذف منطقه بندی کانی می گردد [۲۶]. لبه غنی از Mn و یا Fe در گارنت در بازدگرگونی پسروده دیده می شود که نوعی تبادل دوباره در دماهای پایین دگرگونی مجدد است [۳۵]. گاه لبه بلور گارنت دستخوش دگرگونی پسروده شده و در چند میکرون از لبه منطقه بندی معکوس ایجاد می شود [۳۲، ۳۴، ۳۶]. در این حالت در یک سمت بلور منطقه بندی عادی و در سمت دیگر منطقه بندی معکوس دیده می شود. ضخامت لبه ای که منطقه بندی معکوس نشان می دهد با کانی های مجاور گارنت در ارتباط است. اگر گارنت در مجاورت مستقیم کانی هایی چون بیوتیت و کلریت قرار گیرد، منطقه بندی معکوس در لبه از ضخامت بیشتری بر خوردار خواهد بود، در حالیکه لبه هایی که در مجاورت کوارتز یا فلدسپارها قرار می گیرند فاقد منطقه بندی بوده یا لبه منطقه در آنها بسیار نازک است [۲۷].

منطقه بندی فیزیکی در گارنت های موجود در میگماتیت

های منطقه دیده نمی شود، اما منطقه بندی شیمیایی معکوس در آنها وجود دارد.

نگاشت های پرتوی X از گارنت های تیره-روشن در شکل ۵ نشان داده شده است. در شکل ۵ الف گارنت های بی شکل چندهسته ای نوعی بی نظمی در افزایش و کاهش عناصر از لبه به مرکز و سپس لبه را نشان می دهند، به طوری که تغییرات آنها از یک لبه بلور تا مرکز و لبه بعدی چندین بار تغییر می کند. این وضعیت در تصویر بررسی منگنز کاملاً نمایان است. شکل ۵ ب مربوط به گارنت های تقریباً تمام شکل دار تیره-روشن است که دارای منطقه بندی معکوس ناپیوسته است و یک مرحله ناپیوستگی در رشد در آن دیده می شود. بنابراین در گارنت های موجود در میگماتیت های همدان منطقه بندی ناپیوسته ای وجود دارد که مقدار عناصر در آن طی رشد در یک رخداد دگرگونی روند افزایش و کاهش دارد. سپس گارنت های جدید با یک مرحله ناپیوستگی در رشد، باز در اثر رخداد دگرگونی بعدی، بر مراکز پیشین رشد نموده اند. به طوری که مرکز پیشین به عنوان نطفه اولیه و تکیه گاه عمل نموده و موجب ایجاد منطقه بندی ناپیوسته شده است. اما با توجه به پیچیدگی رخدادهای دگرگونی، تفکیک و نسبت دادن آنها به یک دگرگونی ناحیه ای و سپس دگرگونی مجاورتی به سادگی امکان پذیر نیست، چرا که رخداد دو دگرگونی ناحیه ای نیز در منطقه بعید به نظر نمی رسد. اما با توجه به نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی و وجود منطقه بندی در این گارنت ها تغییر واکنش گارنت ساز بسیار محتمل است.

منطقه بندی ترکیبی احتمالاً با واکنش هایی که طی رشد این بلور رخ داده اند، کنترل می شود. عواملی چون تغییرات فشار، دما، فعالیت CO₂ و تغییرات تراکم Al و Fe و عوامل پویای واکنش در آن دخیل هستند. معمولاً X Mg همراه با افزایش دمای دگرگونی افزایش می یابد. این وضعیت یک منطقه بندی پیشرونده (افزایش دما) را طی رشد گارنت نشان می دهد که با مرکز غنی از Fe و لبه غنی از Mg مشخص می شود. یعنی با افزایش دما X Fe/X Mg از مرکز به لبه کاهش یافته است. همچنین X Mn یک نیمرخ زنگوله ای شکل (برای لبه، مرکز، لبه) نشان می دهد که بیانگر رشد گارنت در شرایط دگرگونی پیشرونده است. بنابراین در دگرگونی پیشرونده مقدار عضو نهایی پیروپ و آلماندین افزایش و مقدار گراسولار کاهش می یابد. اما در دماهای بیش از ۷۰۰ درجه سانتی گراد، منطقه بندی رشدی گارنت تا حدی یا بطور کامل همگن می شود [۳۷].



شکل ۵ نگاشت‌های پرتوی تیره-روشن X از گارنت‌های؛ الف) گارنت‌های بی شکل چندهسته‌ای که بی نظمی در رفتار افزایش و کاهش عناصر از لبه به مرکز و سپس لبه در تصویر بررسی منگنز کاملاً نمایان است. ب) گارنت‌های تقریباً تمام شکل‌دار که منطقه‌بندی معکوس ناپیوسته با یک مرحله ناپیوستگی در رشد را نشان می‌دهند. هر چه مقدار یک عنصر بیشتر باشد رنگ آن در تصویر کم‌رنگ‌تر است.

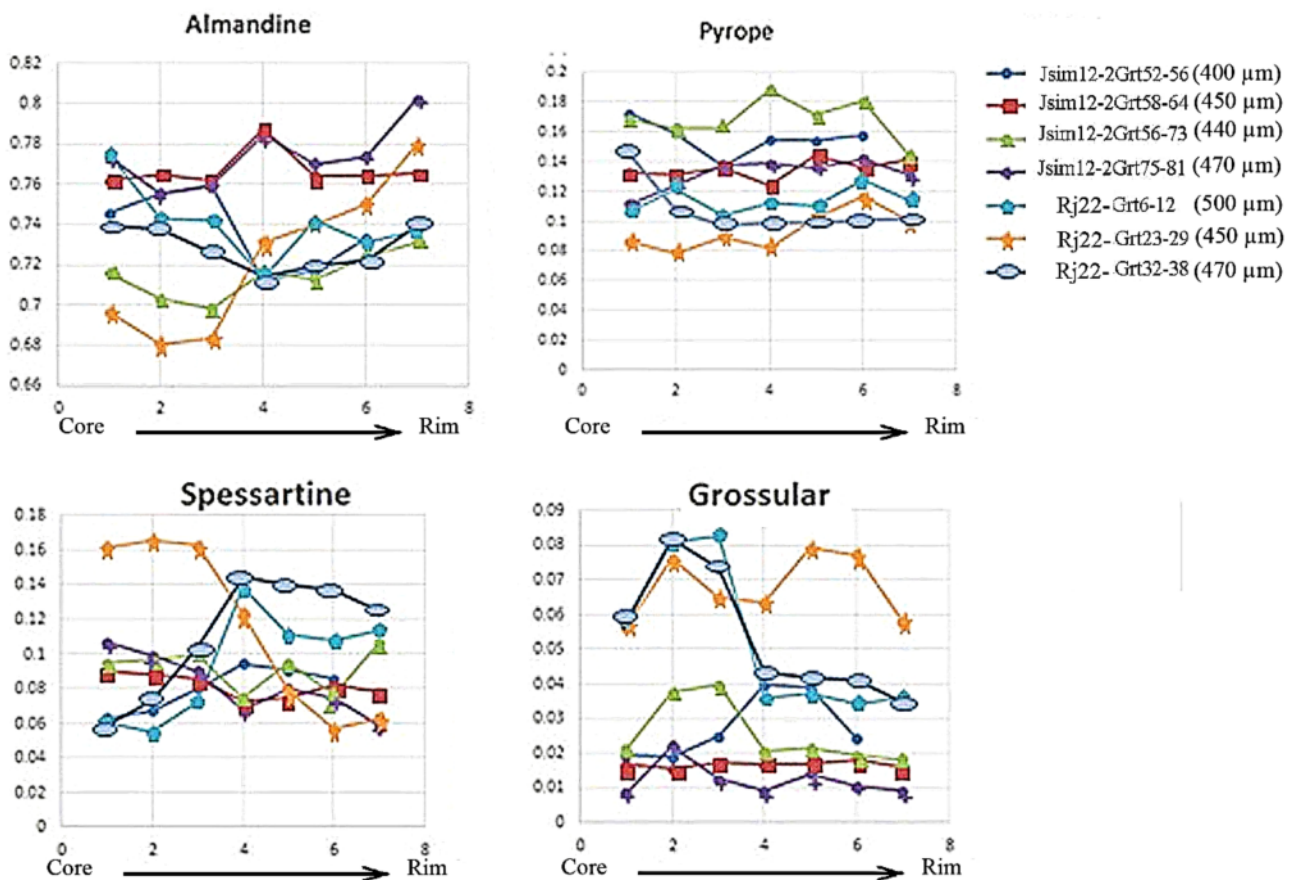
زمان تشکیل آنها ممکن است متفاوت باشد، احتمالاً همه گارنت‌ها از فرایند ذوب متأثر نشده‌اند و برخی از آنها در ذوب-بخشی شرکت نموده و برخی دیگر شرکت نکرده‌اند. این مساله می‌تواند به دلیل رفتار ناسازگار Mn طی ذوب‌بخشی صورت گرفته در نمونه‌های مختلف با یکدیگر متفاوت باشد (چرا که Mn تمایل دارد طی ذوب‌بخشی در فاز جامد متمرکز شود). لذا الگوی رفتاری عناصر مختلف در آنها با هم متفاوت است، روند یکسانی ندارند و بی‌نظمی نشان می‌دهند. بی‌نظمی‌های بیان شده، ممکن است ناشی از سه عامل مختلف باشد: عامل اول گارنت‌های تک‌بلور چند هسته‌ای است.

تصویر الگوی رفتاری عناصر Fe, Mg, Mn و Ca در نمونه-های مختلف تیره-روشن میگماتیت‌های منطقه برای اعضای آلمان‌دین، پیروپ، گراسولار و اسپسارتین در شکل ۶ نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود مقدار عضو آلمان‌دین از مرکز به لبه بطور کلی افزایش می‌یابد. مقدار عضو پیروپ با تغییرات جزئی همراه است و به طور کلی از مرکز به لبه به مقدار اندکی کاهش می‌یابد. در مورد عضو اسپسارتین در نمونه‌های مورد بررسی نظم خاصی وجود ندارد و برخی نمونه‌ها روند افزایش و برخی دیگر کاهش نشان می‌دهند (شکل ۶). با توجه به اینکه گارنت‌ها در قسمت‌های مختلف تیره-روشن متمرکز بوده‌اند و

انباشت روشن که پیشتر بخش تمرکز مذاب ناشی از ذوب-بخشی بوده است تفاوت داشته‌اند و میزان مشارکت آنها در فرایند ذوب‌بخشی متفاوت است (گارنت‌هایی که به بخش روشن نزدیک‌ترند یا در تماس مستقیم با آن هستند، نسبت به گارنت‌هایی که در فاصله بیشتری از آن قرار گرفته‌اند، طی رخداد ذوب‌بخشی از این فرایند بیشتر متاثر شده‌اند). در بلورهایی که در فرایند ذوب شرکت کرده‌اند، عناصری که سازگاری کمتری با گارنت دارند شروع به خروج از ساختار بلوری کانی کرده و مقدار آنها در کانی کاهش یافته است و این امر موجب اختلاف و بی‌نظمی در روند افزایش و کاهش عناصر در منطقه‌بندی شده است. از طرفی، این احتمال وجود دارد که فرایند ذوب‌بخشی طی چند مرحله رخ داده باشد. در این صورت تعدد فرایندهای ذوب‌بخشی در میزان مشارکت این کانی بی‌تاثیر نیست.

گارنت‌های موجود در بخش تیره-روشن میگماتیت‌های منطقه گاه در اثر رشد مراکز بهم چسبیده و ظاهر یک دانه یک را نشان می‌دهند، به طوری که در نمونه میکروسکوپی و میکروسکوپی به صورت تک‌بلور دیده می‌شوند اما در نگاشت-های پرتوی X چندین هسته به هم پیوسته در آنها دیده می‌شود. در تجزیه شیمیایی که از مرکز به لبه این بلورها انجام می‌شود، منطقه‌بندی دارای بهم‌ریختگی است و نوعی بی‌نظمی و ناهمخوانی در منطقه‌بندی دانه‌ها دیده می‌شود. نگاشت‌های پرتوی X تهیه شده از این بلورها نیز این موضوع را تایید می‌کنند (شکل ۵ الف).

عامل دوم نقش متفاوت بلورهای گارنت طی رخداد ذوب-بخشی است، به طوری که برخی از بلورهای گارنت در فرایند ذوب شرکت کرده و برخی دیگر در این فرایند شرکت نکرده‌اند [۱۳]. به علاوه میزان مشارکت آنها در ذوب‌بخشی نیز متفاوت بوده است. افزون بر این، فاصله کانی‌های گارنت تا بخش



شکل ۶ الگوی رفتاری اعضای آلماندین، پیروپ، اسپسارتین و گراسولار در گارنت‌های موجود در میگماتیت‌های منطقه که از مرکز به لبه بررسی شده است.

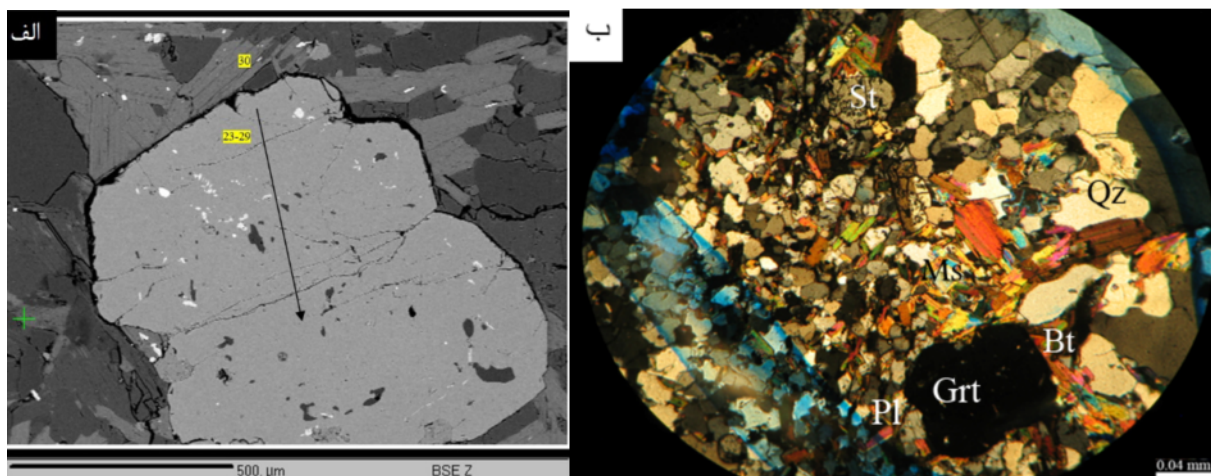
از مرکز به لبه را نشان می‌دهد. در عضو گراسولار نیز تغییرات با بی نظمی همراه است.

توزیع Fe-Mg در گارنت و بیوتیت همزیست به دمای تعادل بستگی دارد که برپایه واکنش زیر صورت می‌گیرد [۳۹]

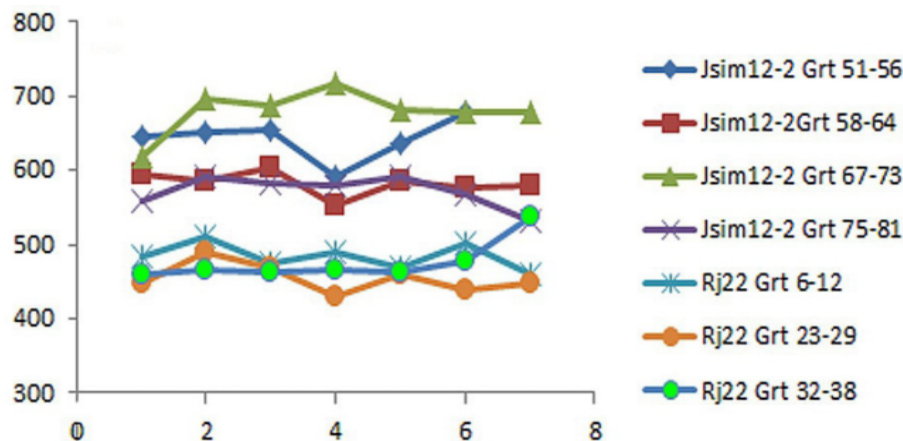
(۱) گارنت غنی از Fe + بیوتیت غنی از Mg = گارنت غنی از Mg + بیوتیت غنی از Fe، برخی معتقدند [۳۹] که استفاده از مقدار برخی از عناصر مانند Y و P می‌تواند در برآورد شرایط اوج دگرگونی در فرایند ذوب‌بخشی موثر باشد [۴۰]. در واقع در شرایط ذوب‌بخشی، علاوه بر تبادلات کاتیونی با کانی‌های همسایه، ترکیب محتوای برخی از عناصر در گارنت نیز تغییر خواهد کرد. تغییرات دمایی گارنت‌ها بر اساس دماسنج گارنت-بیوتیت (با فرض ثابت بودن ترکیب بیوتیت) برای میگماتیت‌های منطقه در شکل ۸ نشان داده شده است. نمونه‌های Jsim12-2-Grt51-56، Jsim12-2-Grt67-73، Rj22-Grt32-38، از مرکز به لبه افزایش دمایی حدود ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند و نمونه‌های Jsim12-2-Grt58-64، Rj22-Grt6-12، Rj22-Grt23-29، Jsim12-2-Grt75-81، دارای دمایی تقریباً ثابتی بوده‌اند. بدیهی است که نمونه‌هایی که افزایش دما از مرکز به لبه را نشان می‌دهند طی دگرگونی پیشرونده تشکیل شده‌اند (شکل ۸)، در صورتیکه کاهش دما از مرکز به لبه ممکن است بیانگر تشکیل این کانی در شرایط دگرگونی پسرونده باشد.

عامل سوم نقش کانی‌های مجاور در ایجاد تعادل در گارنت است که ناهمگنی (سنگ‌شناسی و شیمیایی) شدید موجود در بخش‌های مختلف میگماتیت‌ها اهمیت آن را بیشتر می‌کند، به طوریکه در ترکیب لبه بلورها تعادل در ترکیب شیمیایی توسط تبادل کاتیونی در هنگام دگرگونی با کانی مجاور برقرار می‌شود. گارنت‌های موجود در بخش تیره-روشن میگماتیت‌های منطقه گاه در نزدیکی بیوتیت، استارولیت یا کردیریت (تیره-روشن) و گاه در مجاورت کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز (روشن) قرار گرفته‌اند. طبیعتاً مقادیر Fe و Mg لبه گارنت در مجاورت بیوتیت، استارولیت و کردیریت و مقدار Ca لبه گارنت در مجاورت پلاژیوکلاز متاثر خواهد شد. البته با توجه به سرعت پایین انتشار Ca این تاثیر بسیار ناچیز است [۳۸]. این امر نیز می‌تواند موجب بی‌نظمی و اختلاف در روند افزایش و کاهش عناصر در منطقه بندی گارنت‌های مختلف شود.

چنان‌که در شکل ۶ دیده می‌شود، الگوی رفتاری نمونه Rj22-Grt 23-29 برای اعضای آلماندین، پیروپ، اسپسارتین و گراسولار بسیار متفاوت از سایر نمونه‌هاست. این نمونه مربوط به استارولیت گارنت میگماتیت است که دانه گارنت بررسی شده آن در نزدیکی بخش‌های روشن و تیره-روشن بوده و نیمی از گارنت با بخش روشن و نیم دیگر آن با بخش تیره-روشن دارای مرز مشترک است (شکل ۷). در عضو آلماندین، تغییرات از مرکز به لبه آن بسیار شدید است، عضو پیروپ الگوی رفتاری مشابه سایر نمونه‌ها دارد اما عضو اسپسارتین کاهش شدید Mn



شکل ۷ الف- تصویر SEM از گارنت نمونه Rj22-Grt 23-29 که قسمت بالایی آن در تماس با بیوتیت و قسمت پایینی آن در تماس با کوارتز و فلدسپات (پلاژیوکلاز) است. ب) تصویر میکروسکوپی از گارنت نمونه Rj22-Grt 23-29 که قسمت پایینی آن در تماس با کوارتز و فلدسپات (پلاژیوکلاز) است.



شکل ۸ تغییر دمایی گارنت‌ها از مرکز به لبه در گارنت‌های منطقه. نمونه Jsim 12-2 مربوط به فیبرولیت گارنت کردیریت میگماتیت و نمونه Rj22 مربوط به استارولیت گارنت میگماتیت است.

رشد گارنت و تغییر مکان کلی سنگ‌ها

بررسی منطقه‌بندی گارنت‌ها می‌تواند تا حدی اطلاعاتی را در مورد مراحل رشد آنها و نیز تغییرات کلی عمق جایگیری سنگ‌ها در پی داشته باشد. نمونه‌های گارنت Jsim12-2-Grt-51-56، Jsim12-2-Grt-58-64، Jsim12-2-Grt-67-73، Jsim12-2 Grt 75-81، و مربوط به بخش تیره-روشن فیبرولیت گارنت کردیریت میگماتیت و نمونه Rj22-Grt 6-12، Rj22-Grt 32-38 مربوط به بخش تیره-روشن استارولیت گارنت میگماتیت و نمونه Rj22-Grt 23-29 مربوط به بخش روشن استارولیت گارنت میگماتیت است.

با توجه به نمودار تغییرات دمایی (شکل ۸)، همه گارنت‌ها در نمونه فیبرولیت گارنت کردیریت میگماتیت، در گستره دمایی ۵۵۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد هسته‌بندی نموده‌اند. سپس نمونه Jsim12-2-Grt 67-73 با افزایش دمایی حدود ۱۰۰ درجه با نوسان دمایی ناچیز به رشد خود ادامه داده است. این دانه گارنت به صورت میانبار در کردیریت قرار گرفته و از همه جهات در حال تبادل کاتیونی با آن بوده است. نمونه Jsim12-2-Grt75-81 نیز با اختلاف دمایی حدود ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد روند مشابه با نمونه Jsim12-2-Grt67-73 داشته است، اما به طور کامل با بیوتیت احاطه شده است. نمونه‌های Jsim12-2-Grt51-56، Jsim12-2-Grt58-64 دمایی حدود ۵۰ درجه با روند یکسان به رشد خود ادامه داده‌اند. این دو نمونه در اواسط رشد خود با کاهش دمایی حدود

۵۰ درجه سانتی‌گراد روبرو شده‌اند. نمونه‌های نام‌برده از یک سمت با کردیریت و از سمت دیگر با بیوتیت در تماس بوده‌اند و بررسی هر دوی آنها در مسیری در سمت مجاور بیوتیت انجام شده است.

گارنت‌های نمونه استارولیت گارنت میگماتیت Rj22-Grt6-12، Rj22-Grt23-29 و Rj22-Grt32-38 روند رشد تقریباً یکسانی را با اختلاف دمایی حدود ۴۰ درجه سانتی‌گراد دارند که نشان دهنده رشد آن در دماهای پایین‌تری نسبت به نمونه فیبرولیت گارنت کردیریت میگماتیت است. دانه‌های موجود در این نمونه همه در دمای ۴۵۰ درجه سانتی-گراد هسته‌بندی کرده‌اند. البته نوسانات دمایی نمونه Rj22-Grt23-29 مربوط به بخش روشن این سنگ اندکی متفاوت از نمونه‌های بخش تیره-روشن آن است و با توجه به اینکه بخش قابل توجهی از محیط اطراف این کانی توسط کوارتز و پلاژیوکلاز احاطه شده است، تبادلات کاتیونی آن چندان زیاد نبوده است.

نمونه Rj22-Grt23-29 که مربوط به بخش روشن استارولیت گارنت میگماتیت است دارای منطقه‌بندی عادی است (مرکز از اسپسارتین و گراسولاریت غنی است) و سایر نمونه‌ها دارای منطقه‌بندی معکوس (مرکز از اسپسارتین و گراسولاریت فقیر است) هستند.

باوجود اینکه بخش روشن میگماتیت‌ها نسبت به محل تشکیل خود تحرک و مهاجرت داشته است [۲۴]، اما با توجه

اند. همچنین تشکیل گارنت در شرایط پری تکتیک و طی ذوب بخشی به دماهای ۷۵۰-۸۰۰ درجه سانتی گراد نیاز دارد، در حالیکه دمای تشکیل میگماتیت های همدان حدود ۶۸۰ درجه سانتی گراد است [۴۱] و اگر دما ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد باشد، گارنت در فاز زیر خط انجماد متبلور می شود [۴۳]. داده های دما فشارسنجی منطقه نیز تشکیل گارنت در شرایط زیر خط انجماد را تایید می کند.

برداشت

۱- نتایج تجزیه ریزپردازشی نگاشت های پرتوی X نشان می دهد که بلورهای گارنت موجود در میگماتیت های همدان دارای منطقه بندی ترکیبی پیوسته و ناپیوسته با یک مرحله ناپیوستگی در رشد هستند و دست کم ۲ مرحله رشد را نشان می دهند.

۲- بی نظمی های موجود در روند افزایش و کاهش عناصر در منطقه بندی گارنت ها ممکن است ناشی از عواملی چون وجود گارنت های تک بلور چند هسته ای، نقش متفاوت بلورهای گارنت طی رخداد ذوب بخشی و نیز نزدیکی به کانی های مختلفی باشد که در تبادل کاتیونی لبه کانی نقش داشته اند.

۳- نتایج دما-فشارسنجی گارنت بیوتیت برای برخی از گارنت های منطقه نشان دهنده افزایش دمایی در حد ۱۰۰ درجه سانتی گراد از مرکز به لبه است که با دگرگونی پیش رونده منطقه که اوج دگرگونی منطقه بوده (دمای حدود ۶۸۰ درجه سانتی-گراد و فشار ۳/۶ کیلو بار) [۴۱، ۱۳] و منجر به رخداد ذوب-بخشی شده است، همخوانی دارد. برخی دیگر از گارنت ها نیز دارای دمای تقریباً ثابتی بوده اند.

۴- گارنت های موجود در بخش روشن میگماتیت ها دارای دو خاستگاه مختلف هستند به طوری که برخی از باقیمانده های بخش تیره-روشن هستند و برخی در شرایط زیر خط انجماد همراه با مذاب ناشی از ذوب بخشی تشکیل شده اند.

مراجع

[1] Blackburn W.H., "Zoned and unzoned garnets from the Grenville Gneisses around Ganoranorue Ontario", Canadian Mineralogist 9 (5) (1969) 691-698.

به اینکه نتایج دما- فشارسنجی میگماتیت ها [۴۱] تغییرات فشاری چندان قابل توجه نبوده است، احتمالاً تغییر مکان کلی سنگ ها نیز ناچیز بوده و نقش چندان در تبلور کانی ها از جمله گارنت ها نداشته است؛ یعنی تغییرات دما نسبت به عمق (فشار) در تبلور کانی ها موثرتر بوده است.

تشکیل گارنت در رگه های روشن

برخی از پژوهشگران (برای مثال، [۳۶]) بر این باورند که تشکیل گارنت در اثر ذوب بخشی نیازمند دماهای بسیار بالاست تا فازهای کانیایی پیشین حل شوند و مقادیر کافی از Fe و Mg در اختیار مذاب قرار گیرد تا بتواند گارنت را متبلور کند، اما به نظر می رسد که واکنش های انتشاری با سنگ میزبان در دماهای بالا نقش مهمی داشته باشند [۳۸]. شکست کانیایی چون بیوتیت می تواند علاوه بر تامین H₂O مورد نیاز ذوب-بخشی، محتوای بسیار غنی از Fe و Mg را نیز بوجود آورد که در مذاب حل شده و سپس در بخش روشن متبلور شود.

گارنت ها در بخش روشن نوع فلدسپات قلیایی (ارتوکلاز) گرانیته میگماتیت های منطقه می توانند بر پایه واکنش های زیر تشکیل شده باشند:

(۲) بیوتیت + آلومینوسیلیکات + کوارتز = گارنت + پتاسیم فلدسپار + آب [۲۶]

(۳) مسکویت + بیوتیت + کوارتز = گارنت + پتاسیم فلدسپار + آب [۲۸]

(۴) بیوتیت + آلبیت + آلومینوسیلیکات + کوارتز = گارنت + پتاسیم فلدسپار + مذاب [۴۲]

به طور کلی گارنت های موجود در بخش روشن ممکن است از دو خاستگاه متفاوت باشند: نخست گارنت های باقیمانده از بخش تیره-روشن و دوم گارنت های جدیدی که از مذاب متبلور شده اند. گفتنی است که گارنت های جدید موجود در بخش های روشن میگماتیت های منطقه از مذاب (نه با مذاب) تشکیل شده اند. در صورتی که گارنت با مذاب تشکیل شود، طی واکنش پری تکتیک قطراتی از مذاب همراه گارنت، در هنگام تبلور درون آن به دام می افتد که چنین شواهدی در گارنت های منطقه وجود ندارد. بنابراین گارنت های موجود در بخش روشن میگماتیت های منطقه در شرایط زیر خط انجماد متبلور شده-

- [10] Fotoohi Rad Gh. R., Amini S., *Geothermobarometry of eclogite facies rocks in ophiolite complex of Sulabest in SE Birjand, eastern Iran* Journal of science university of Tehran 1 (2005) 117- 154.
- [11] Sepahi A., *Petrology of the Alvand plutonic complex with special reference on granitoids. Ph. D. Thesis (in Persian)* , Tarbiat-Moallem University, Tehran, Iran (1999).
- [12] Sepahi A. A., Whitney D. L., Baharifar A. A., *Petrogenesis of andalusit - kyanite - sillimanite Veins and host rocks, sanandaj – sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran*, Journal of metamorphic. Geology 22 (2004) 119-134.
- [13] Baharifar A. A. *Petrology of metamorphic rocks in the Hamedan area, Ph. D. Thesis (in Persian)*, Tarbiat Moallem University of Tehran, Iran (2004).
- [14] Hosseinmirzaei Z, Sepahi A. A., Aliani F., Hosseinmirzaei Z., *Investigation of metamorphic Zonation and isogrades of Garnet rocks in Hamadaan area* 1st international congress of applied geology, Mashhad Azad University (2010)
- [15] Ahmadi Khalaji A., Tahmasbi Z., *Mineral chemistry of garnet in pegmatite and metamorphic rocks in the Hamedan area* Journal of Economic Geology 7 (2) (2015) 243-258.
- [16] Saki A., Moazzen M., Baharifar A. A., *Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran* International geology review 54 (2011) 1229-1240.
- [17] Saki A., *Formation of spinel-cordierite-plagioclase symplectites replacing andalusite in metapelitic migmatites of the Alvand aureole, Iran*, Geological Magazine 148 (2011) 423–434.
- [18] Alavi M., *Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust-belt of Iran and its proforeland evolution*, American Journal of Science 304 (2004) 1-20.
- [2] Grant J.A., Weiblen P.W., *Retrograde zoning in garnet near the end sillimanite isograd*, American Journal of Science, 270 (4) (1971) 281-296.
- [3] Hwang S.L., Yui T.F., Chu H.T., Shen P., *Submicron polyphase inclusions in garnet from the Tananao metamorphic complex, Taiwan, a key to unraveling otherwise unrecognized etamorphic events*, Journal of Metamprphic Geology, 19 (5) (2001) 601-607.
- [4] Plank T., *Magmatic garnets from the Cardigan pluton and the Acadian thermal event in southwest New Hampshire*, American Mineralogist, 72(7-8) (1987) 681-688.
- [5] Moazzen M., Torabi-Asl S., Omrani H., *Study of pressure and temperature of metamorphism, phase stability and garnet and biotite chemical zoning in the Jandaq metamorphic rocks using pseudosection method* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23, (2015) 651-660.
- [6] Fraokhi M., Homam S. M., Saadat S., *Genesis of garnets in the granitoid intrusion of Dehnow, NW Mashhad* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23 (2) (2015) 479-494.
- [7] Balaghi-Inaloo M., Sadeghian M., Ghasemi H., *Mineralogy, geochemistry and thermobarometry of garnet-amphibolites in Delbar metamorphic complex, Biarjmand (Southeast of Shahrood)* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23 (3) (2015) 479-494.
- [8] Dehkordi A. D., Khalili M., Noorbehst I., Mohajjel M., *The compositional zoning of garnet in eclogites from North of Shahrekord, Sanandaj – Sirjan Zone, Iran*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 13 (2) (2005) 271-286.
- [9] Fotoohi Rad Gh. R., *Zoning and chemistry of garnets of eclogites and blue schists in ophiolite complex of eastern Birjand: evidence subduction in eastern Iran,* 24th Symposium of Geosciences (2005).

- [28] Hyndman D. W., "Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks", 2nd Edition, McGraw-Hill: New York (1985).
- [29] Barker A.J., "Introduction to metamorphic textures and microstructures", Stanley Thornes Ltd., Cheltenham (1998).
- [30] Kretz R., "Metamorphic crystallization", John Wiley and Sons, 507 (1994).
- [31] Hensen D.J., Green D.H., "Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures", Contributions to Mineralogy and Petrology 38 (1973) 151-166.
- [32] Vance D., Holland T., "A detailed isotopic and petrological study of single garnet from the Gastschist, Vermont" Contribution to Mineralogy and Petrology 114 (1) (1993) 101-118.
- [33] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *Rock forming minerals, Orthosilicates*, Longman, (1982) 919.
- [34] Yardly B.W.D., "An introduction to Metamorphic Petrology", Longman (1991) 248p.
- [35] Hess P.C., "The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 24 (1969) 191-207.
- [36] Nakano N., Osanai Y., Adachi T., "Major and trace element zoning of euhedral garnet in high-grade (>900 °C) mafic granulite from the Song Ma Suture zone, northern Vietnam" Journal of Mineralogical and Petrological Sciences 105 (2010) 268-273.
- [37] Carlson W. D., Schwarze E. T., "Petrologic significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: An example from the Llano Uplift" Journal of Metamorphic Geology 15 (1997) 631-644.
- [38] Spear F. S., Daniel C. G., "Diffusion control of garnet growth, Harpswell Neck, Maine, USA" Journal of metamorphic Geology 19 (2001) 179-195.
- [19] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A., Shang C., Abedini M.V., "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 668-683.
- [20] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.
- [21] Chiu H-Y., Chung S-L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y., "Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny", Lithos 162 (2013) 70-87.
- [22] Sepahi A., Jafari S. R., Mani-Kashani S., "The study of chemical composition and evolution of minerals during various metamorphic events in the Hamadan" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 14 (2) (2006) 431-454
- [23] Jafari S. R., "Petrology of Migmatites and Plutonic Rocks of South Simin Area, Hamadan. MSc thesis", Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian) (2007).
- [24] Sawyer E. W., "Working with migmatites", Mineralogical Association of Canada Short Course 38, Quebec City, Quebec (2008) 1-168.
- [25] Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W., "Eclogites and eclogites: their differences and similarities", Geological Society America Bulletin 76 (5) (1965) 483-508.
- [26] Tracy R.J., "Compositional zoning and inclusions in metamorphic mineral", Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 10 (1) (1982) 355-397.
- [27] Williams M. L., Grambling I. A., "Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite", American Mineralogist, 7-8 (1990) 886-908.

- [43] Bartoli O., Cesare B., Poli S., Acosta-Vighil A., Esposito R., Turina A., Bodnar R.J., Angel R. J., Hunter J., *Nanogranite inclusions in migmatitic garnet: behavior during piston-cylinder remelting experiments*, *Geofluids*, 13 (2013) 405-420.
- [44] Whitney D.L., Evans B.V., *Abbreviations for names of rock-forming minerals*, *American Mineralogist*, 95(1) (2010) 185–187.
- [45] Eghlimi B., *Hamedan Geological Map and Reporting* Geological Survey of Iran Series 100,000,5759, Tehran (2000).
- [39] Kretz R., *Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on the distribution of elements in coexisting minerals* *Journal of Geology* 67 (1959) 371-402.
- [40] Spear F. S., Kohn M. J., *Trace element zoning in garnet as a monitor of crustal melting* *Geology* 24 (1996) 1099-1102.
- [41] Sepahi A. A., Jafari S. R., Moazzen M., Shahbazi H., *Study of mineral chemistry, thermobarometry and petrogenesis of Migmatitic rocks of Hamedan area*, *Petrology* (Under print).
- [42] Norlander B. H., Whitney D. L., Teyssier C., Vanderhaeghe O., *Partial melting and decompression of the Thor-Odin Dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera*, *Lithos* 61 (2002) 103–125.