

روند تکتونوتمامورفیسیم مجموعه دگرگونی همدان با استفاده از الگوی زونینگ بلورهای گارنت در متاسندستون‌های منطقه علی‌آباد دماق

شهریار محمودی*؛ ناهید علیمرادی^۲، فریبرز مسعودی^۲، فاطمه نادری^۲

۱-استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۲-دانشجوی کارشناس ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳-استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۱۲/۱۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۴/۲۵

چکیده

منطقه علی‌آباد دماق در جنوب شرق همدان شامل مجموعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی مجاورتی است. بلورهای گارنت در بیشتر سنگ‌های دگرگونی منطقه از جمله گارنت شیست، گارنت استرولیت شیست، آمفیبول شیست، آمفیبولیت و ماسه سنگ دگرگونی حضور دارند. در این پژوهش از منطقه بندی شیمیائی گارنت در ماسه سنگ‌های دگرگونی برای تفسیر منشا و بررسی تحولات تکتونیکی مجموعه دگرگونی همدان در منطقه علی‌آباد دماق استفاده شده است. ماسه سنگ‌های دگرگونی جنوب علی‌آباد دماق در رخنمون‌های محدود به صورت میان لایه‌های نازک در درون سنگ‌های دگرگونی سری پلیتی و آمفیبولیت‌ها قرار دارند و رنگ آنها تقریباً تیره و فاقد تورق هستند. بافت این سنگ‌ها از نوع گرانوبلاستیک و گرانولیت‌پدو بلاستیک است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده ماسه سنگ‌های دگرگونی کوارتز، فلدسپار، میکا و گارنت است. گارنت در این سنگ‌ها مستقیماً از زمینه رسی در دگرگونی ناحیه‌ای با درجه متوسط متبلور شده است. گارنت‌ها شکل‌دار بوده و مطالعات ریزساختاری نشان می‌دهند که همزمان با دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل شده‌اند. تجزیه نقطه‌ای برای تعیین توزیع عناصر از حاشیه به مرکز در پورفایروبلاست‌های گارنت انجام شد. پورفایروبلاست‌های گارنت غنی از آلماندن بوده و کاهش در Mn و افزایش در Fe و Mg از مرکز به حاشیه نشانگر رشد متحدالمرکز و عادی بلورها طی دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده است. منطقه‌بندی شیمیائی در پورفایروبلاست‌های گارنت به خوبی حفظ شده است. این پدیده در پورفایروبلاست‌های گارنت موجود در ماسه سنگ‌های دگرگونی گویای آن است که دمای دگرگونی ناحیه‌ای بسیار بالا نبوده و این دگرگونی در شرایط حداکثر بالای رخساره شیست سبز شکل گرفته و به رخساره آمفیبولیت نرسیده است. توزیع عناصر در منطقه‌بندی شیمیائی گارنت در مناطق کوه‌زایی که به آهستگی بالا می‌آیند معکوس می‌شود. وجود منطقه‌بندی شیمیائی عادی در گارنت‌های مورد مطالعه بالا آمدگی سریع پس از دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه را نشان می‌دهد. حضور دگرگونی دینامیکی ($P \gg T$) پس از اوج دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه علی‌آباد دماق این تحول و بر بالا آمدگی سریع را تأیید می‌نماید.

واژه‌های کلیدی: منطقه‌بندی شیمیائی گارنت، ماسه سنگ دگرگونی، رخساره شیست سبز، علی‌آباد دماق، همدان، سندج-سیرجان.

مقدمه

گارنت به‌عنوان یک کانی اصلی دگرگونی و یک کانی فرعی در سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود. مطالعه منطقه‌بندی شیمیائی در سنگ‌های دگرگونی از سال ۱۹۷۰ و با گسترش روش تجزیه نقطه‌ای (EPMA) آغاز شد (بانو، ۱۹۶۵؛ دبتون و همکاران، ۱۹۶۵؛ آرتو و ادموندز، ۱۹۶۶؛ چینر، ۱۹۶۲؛ هولستر، ۱۹۶۶). نوع منطقه‌بندی شیمیائی، تاثیر فرایندهای رشد و سیالات در طول دگرگونی بوسیله توزیع عناصر از مرکز به حاشیه در بلورهای گارنت مشخص می‌شود. توزیع عناصر در سری محلول جامد گارنت بین عضوهای آلماندن، اسپسارتین و گروسولاردر طی مسیرهای متنوع P-T در دگرگونی پیشرونده ثبت می‌شود (اسپیر و همکاران، ۱۹۸۴) علاوه بر این شواهد مهم بافتی در کانی گارنت از جمله ادخال‌ها و بخش‌های حفظ شده در اثر فرایندهای غیر تعادلی، شواهد ارزشمندی در تفسیر سرگذشت تکتونوماورفیک مناطق دگرگونی به دست می‌دهد. در اثر این فرایندهای غیر تعادلی در سنگ‌های دگرگونی ممکن است برخی از گارنت‌های دگرگونی بافت‌هایی مانند کرونا، سیم‌پلکتیک، ماهی‌گون، اتولی و غربالی را به وجود آورند. در منطقه علی‌آباد دماق همدان مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی دیده می‌شود. مجموعه دگرگونی همدان تحت تاثیر چندین فاز دگرگونی قرار گرفته است. بلورهای گارنت در بیشتر سنگ‌های دگرگونی منطقه از جمله گارنت شیبست، گارنت استرولیت شیبست، آمفیبول شیبست و آمفیبولیت و ماسه سنگ‌های دگرگونی حضور دارند. بلورهای گارنت در ماسه سنگ‌های دگرگونی الگوی منطقه‌بندی شیمیائی مشخصی را نشان می‌دهند، لذا در این پژوهش حضور کانی گارنت در ماسه سنگ‌های دگرگونی بررسی شده است و سعی شده با استفاده از شواهد

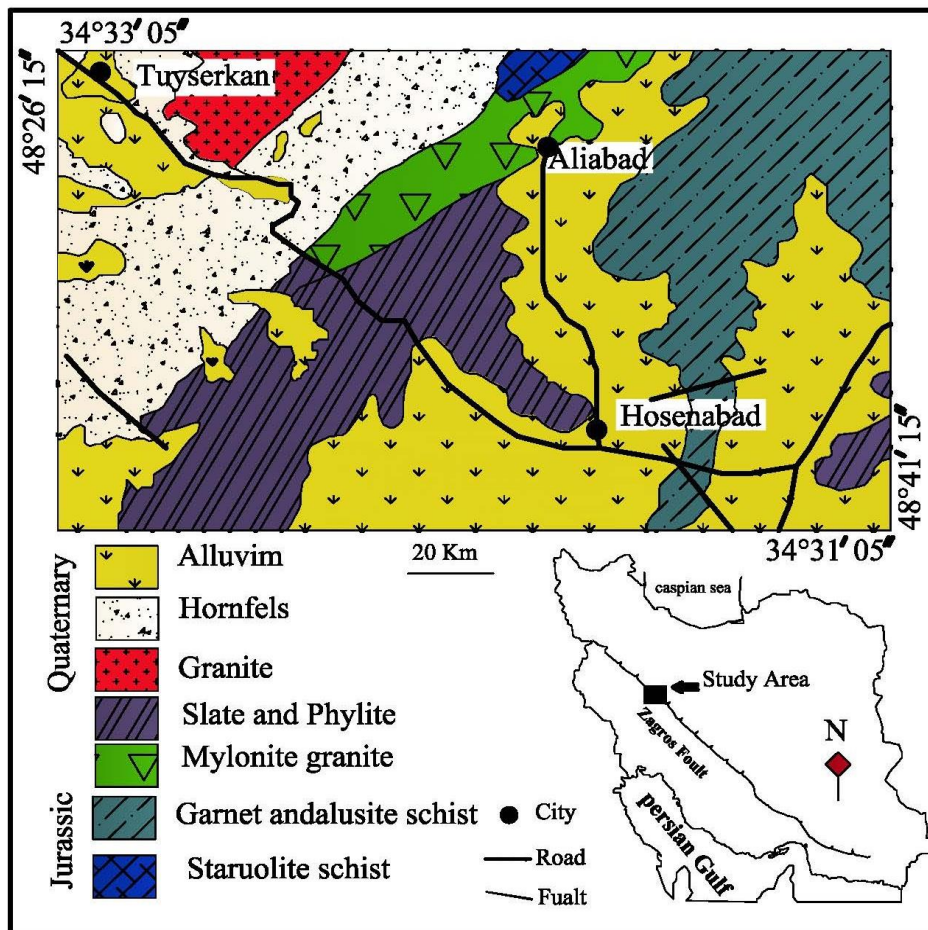
حفظ شده توسط الگوی منطقه‌بندی شیمیائی، نحوه جایگزینی مجموعه دگرگونی منطقه مورد بررسی قرار گیرد. بدین منظور کانی گارنت در ماسه‌سنگ‌های دگرگونی در مرکز تحقیقات فراوری کانه و مواد معدنی ایران مورد تجزیه نقطه‌ای (EPMA) قرار گرفت (جدول ۱). هم‌چنین دو عدد از بلورهای گارنت جهت اندازه‌گیری عناصر کمیاب به روش MS-ICP تجزیه شده است (جدول ۲).

محدوده مورد مطالعه

منطقه علی‌آباد دماق بخشی از استان همدان در غرب کشور است که در این تحقیق بخش بین طول جغرافیایی $۴۸^{\circ}۲۶' - ۴۸^{\circ}۴۱'$ شرقی و عرض جغرافیایی $۳۳^{\circ}۳۴' - ۳۴^{\circ}۲۵'$ شمالی، از آن مورد مطالعه قرار گرفته است. از نظر زمین‌شناسی، منطقه علی‌آباد دماق در بخش شمال باختر پهنه ساندج - سیرجان و در ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ همدان قرار می‌گیرد (شکل ۱). منطقه همدان به دلیل داشتن تنوعی از سنگ‌های دگرگونی و توده نفوذی مهم الوند، از دیرباز مورد توجه بوده است، برخی مطالعات انجام شده در این منطقه شامل مطالعات سنگ‌شناسی بر روی توده الوند مانند (ایرانی، ۱۳۷۲؛ بهاریفر، ۱۳۷۶ و ۱۳۸۳؛ رضایی اقدم، ۱۳۸۳؛ ولی زاده، ۱۳۸۰؛ سپاهی گرو، ۱۳۷۸) مطالعه بر روی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، (سپاهی گرو، ۱۳۷۸؛ فرهپور، ۱۳۷۶؛ بهاری فر، ۱۳۷۶؛ نادری، ۱۳۹۱) و مطالعه بر روی تکتونیک و فابریک منطقه همدان توسط بهاری فر و معین وزیری (۱۳۷۵)، مقدم (۱۳۸۰)، محجل و همکاران (۲۰۰۸)، ایزدی کیانی (۱۳۸۳) سامانی زادگان و محجل (۱۳۷۵) انجام شده است. به طور کلی نتایج بدست آمده از تحقیقات انجام شده نشان می‌دهد منطقه همدان در برگیرنده سه گروه اصلی

رخساره هورنبلند هورنفلس است. مهم‌ترین سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای منطقه اسلیت، فیلیت، آندالوزیت شیست، میکا شیست، گارنت میکا شیست، گارنت استارولیت شیست، ماسه سنگ دگرگونی، آمفیبول شیست و آمفیبولیت است. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه را میکا هورنفلس، گارنت هورنفلس، گارنت-آندالوزیت هورنفلس، کردیریت هورنفلس، کردیریت پتاسیم فلدسپار هورنفلس تشکیل شده است. بلورهای گارنت در بسیاری از سنگ‌های دگرگونی منطقه، حضور دارند.

دگرگونی، حاصل فرایندهای دگرگونی ناحیه‌ای یا دیناموترمال، دگرگونی مجاورتی و دگرگونی دینامیک است، مطالعات انجام شده در توصیف مجموعه دگرگونی همدان و روشن کردن توالی رویدادها موثر بوده است ولی در زمینه ارتباط بین رخدادهای زمین‌شناسی و نحوه عملکرد مطالعات زیادی صورت نگرفته است. در منطقه علی‌آباد دمق گروه‌های سنگی حاصل از هر سه فاز دگرگونی مشاهده می‌شود. درجه دگرگونی سنگ‌های دیناموترمال در حد رخساره شیست سبز تا ابتدای رخساره آمفیبولیت و دگرگونی مجاورتی در حد

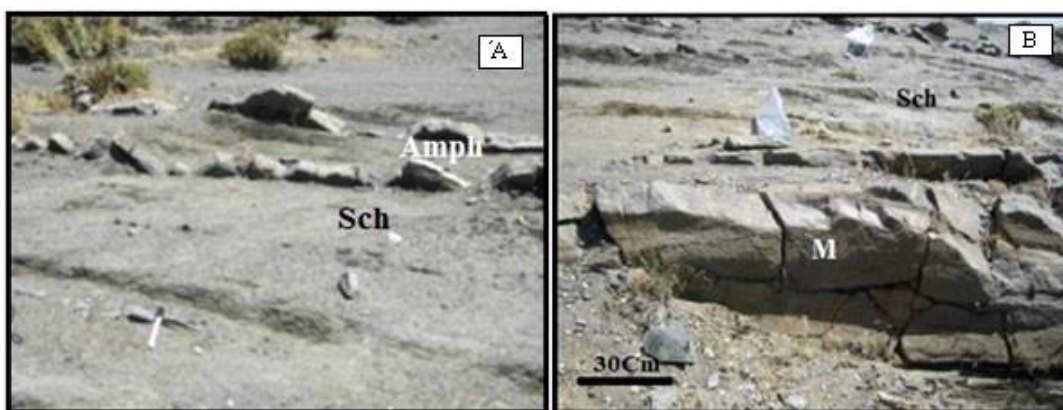


شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه علی‌آباد دمق. ماسه سنگ دگرگونی‌ها به صورت محدود در حد فاصل حسین‌آباد و علی‌آباد دمق رخنمون دارند، اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ همدان (مجیدی و امینی، ۱۹۷۷).

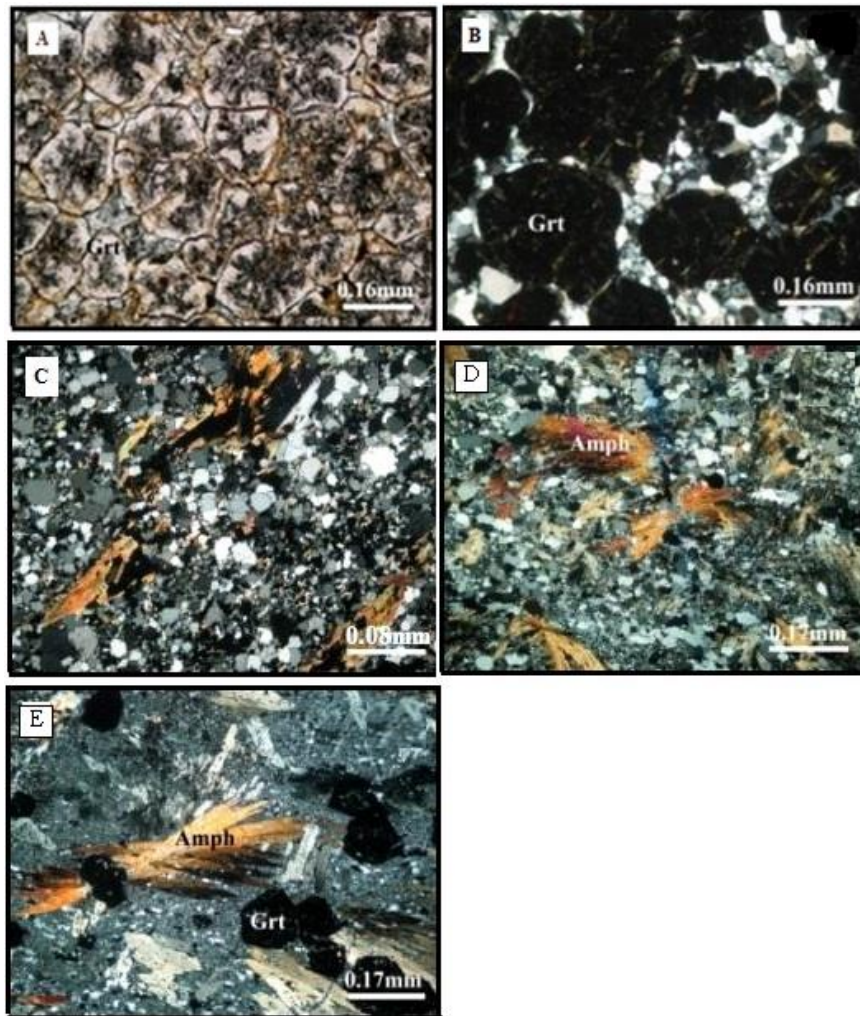
مجموعه پلیتی: ماسه سنگ‌های دگرگونی با سنگ‌های پلیتی و آمفیبولیت در تناوب هستند. متاپلیت‌های منطقه شامل اسلیت، فیلیت، آندالوزیت شیست، سیلیمانیت کیانیت شیست، گارنت شیست و استرولیت شیست است که در بررسی میکروسکوپی بافت‌های پورفیروبلاستیک و لیپیدوبلاستیک غالب می‌باشند. ماسه سنگ دگرگونی‌های مورد مطالعه به صورت بین لایه‌ای در کنار گارنت استرولیت شیست با بافت پورفیرولیپیدوبلاستیک و حاوی کانی‌های استرولیت، گارنت، بیوتیت، مسکویت، کلریت، کوارتز قرار دارند (شکل‌های ۳ C).

آمفیبول شیست و آمفیبولیت: آمفیبول شیست و آمفیبولیت‌ها از دیگر سنگ‌های همراه ماسه سنگ‌های دگرگونی هستند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارتند از: ترمولیت - اکتینولیت، کوارتز، پلاژیوکلاز، گارنت، زوئیزیت و کانی‌های اپک است (شکل ۳ D). آمفیبول‌ها دارای ادخال‌هایی از کوارتز و میکا هستند که فراوانی این ادخال‌ها در مرکز نسبت به حاشیه بلور بیشتر است. بافت این سنگ‌ها از نوع پورفیروماتوبلاستیک و دسته علفی است. (شکل ۳ E).

ماسه سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های مرتبط: در این پژوهش ماسه سنگ‌های دگرگونی بررسی شده‌اند. این سنگ‌ها به صورت میان لایه‌هایی با ضخامت در حد چند سانتیمتر در درون سنگ‌های پلیتی و آمفیبولیت‌ها قرار دارند (شکل ۲ A). رخنمون این سنگ‌ها محدود و دارای مورفولوژی پستی هستند و بیشترین برونزد را در مجاور آبراهه اصلی منشعب از روستای علی‌آباد دمق به سمت جنوب دارند (شکل‌های ۲ B). رنگ آنها تقریباً تیره بوده و فاقد تورق هستند. بافت این سنگ‌ها از نوع گرانوبلاستیک و گرانولیدوبلاستیک است. کانی‌های تشکیل دهنده ماسه سنگ‌های دگرگونی کوارتز، فلدسپار، میکا و گارنت است. بخش‌هایی از این سنگ‌ها در برگیرنده درصد بسیار بالایی از گارنت‌های نوع آلماندن است که می‌توان آنها را گارنتیت نامید (شکل‌های ۳ A و B بلورهای میکا در ماسه سنگ‌های دگرگونی جهت یافته‌اند. ماسه سنگ‌های دگرگونی اغلب دارای درصد بالایی از کانی‌های کوارتز فلدسپاتی هستند و با توجه به ترکیب شیمیایی آنها در گروه سنگ‌های دگرگونی با پروتولیت پلیت‌های ناخالص تا ماسه سنگ‌های رس‌دار ناخالص قرار می‌گیرند (بهاری فر، ۱۳۸۳).



شکل ۲: A) تناوبی از لایه‌های شیستی در مناطق پست بخش جنوبی علی‌آباد دمق (Amph) و آمفیبول شیست‌ها (Sch). B) رخنمون ماسه سنگ دگرگونی غنی از گارنت در کنار رودخانه (دید به سمت شمال)



شکل ۳: (A) ماسه سنگ‌های دگرگونی در جنوب منطقه علی‌آباد دماق. (B) تجمع گارنت‌های با ترکیب آلماندن در بخش‌هایی از ماسه سنگ دگرگونی را نشان می‌دهند. (C) جهت یافتگی میکا در ماسه سنگ دگرگونی، که باعث تشکیل برگواگی فاصله‌دار شده‌اند. (D) آمفیبولیت در جنوب علی‌آباد دماق، (XPL). (E) تصاویری از ترمولیت - اکتینولیت‌های دگرریخت شده با خاموشی موجی جارویی همراه با گارنت در زمینه‌ای از کوارتز و پلاژیوکلاز.

مواد و روش‌ها

از بین بیش از ۶۰ عدد نمونه برداشته شده که از همگی آنها مقاطع میکروسکوپی تهیه شده و نتایج تجزیه شیمیایی ۱۷ نمونه که توسط روش XRF مورد تجزیه شیمیایی جهت تعیین میزان عناصر اصلی در سنگ کل قرار گرفته، نتایج نشان می‌دهد از پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه عمدتاً دارای ۳ منشا پلیتی، بازیک و آهکی می‌باشد و تعدادی نیز در محدوده ماسه سنگی قرار می‌گیرد. دو عدد از مقاطع میکروسکوپی از ماسه سنگ دگرگونی‌های منطقه مورد مطالعه جهت تجزیه نقطه‌ای (EPMA) انتخاب شد و چهار بلور گارنت و بلورهای بیوتیت در ارتباط با آنها تجزیه نقطه‌ای شد (جدول ۱). تجزیه‌های شیمیایی انجام شده با استفاده از دستگاه الکترون میکروپروب مدل Cameca-X100 و در شرایط شتاب ولتاژ ۱۰ KV و طیف جریان ۱۰ nA در مرکز تحقیقات فرآوری کانه و مواد معدنی ایران، انجام پذیرفته است.

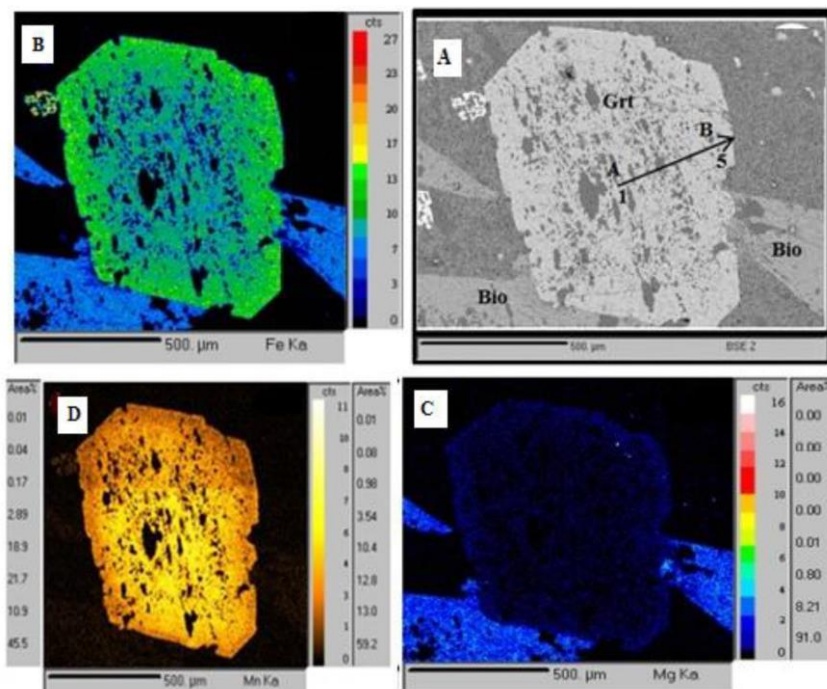
بحث و نتایج

ویژگی‌های شیمیایی و الگوی منطقه‌بندی

شیمیائی گارنت

تجزیه و تحلیل کمی عناصر از مرکز به حاشیه بلورهای گارنت برداشته شده (شکل A۴) از ماسه سنگ‌های دگرگونی نمونه‌های علی‌آباد دماق نشان می‌دهد که عناصر Fe و Mg از مرکز به سمت حاشیه افزایش یافته است در حالی که Ca و Mn کاهش یافته است (شکل B۴). نقشه پراکندگی عناصر در گارنت انتشار پیش‌رونده منطقه‌بندی شیمیائی در Mg-Fe و Mn (شکل‌های C۴ و D) را نشان می‌دهد، نواحی روشن توزیع بالاتری از تمرکز عناصر و نواحی تیره‌تر توزیع کمتری از عناصر را نشان می‌دهد (شکل ۵). برای تفسیر رشد منطقه‌بندی شیمیائی می‌توان از تغییرات مرکز به حاشیه استفاده کرد (اسپیر، ۱۹۹۱) روند تغییرات شیمیایی خطی از مرکز به حاشیه از تجزیه و تحلیل

گارنت منطقه در نمودار سه تایی نشان داده شده است (شکل ۶). با استفاده از الگوی پراکندگی عناصر اصلی مانند Mn - Mg - Fe و Ca حوادث پیش‌رونده و پس‌رونده در دگرگونی مورد مطالعه قرار می‌گیرد (اینوی و تورینومی، ۲۰۰۴؛ یاردلی ۱۹۹۷) این عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه یک منطقه‌بندی شیمیائی عادی را نشان می‌دهد که عناصر Mg-Fe از مرکز به سمت حاشیه افزایش و Mn و Ca کاهش می‌یابد. در رشد منطقه‌بندی شیمیائی عادی پروفیل‌های Mn زنگوله‌ای شکل و از مرکز به حاشیه Mg افزایش می‌یابد (تریسی، ۱۹۸۶؛ لومیس و لامیک، ۱۹۸۲؛ هولسر، ۱۹۶۶). روند خطی ترکیب شیمیایی مرکز به حاشیه گارنت در نمودار سه تایی Mn-Mg-Fe وجود دارد (شکل ۶). محاسبه فرمول کانی‌ها نشان می‌دهد که اغلب دانه‌های گارنت از گروه پیرالسپیت و به ویژه غنی از آلماندن هستند (جدول ۱).



شکل ۴: A) تصویر الکترون بازگشتی و نمایش کانی‌های مختلف در کنار هم. B) دهنده توزیع عنصر آهن در بلور گارنت (Fe). C) توزیع منیزیم (Mg). D) توزیع منگنز (Mn).

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیائی شیمیایی بلورهای گارنت به روش EPMA. و محاسبه اعضای انتهائی در محلول جامد گارنت در دو مقطع H-35 و H-30. مقدار آلماندن: XAlm، مقدار اسپسارتین: XSps، مقدار پیروپ: XPrp، مقدار گروسولار: XGrs

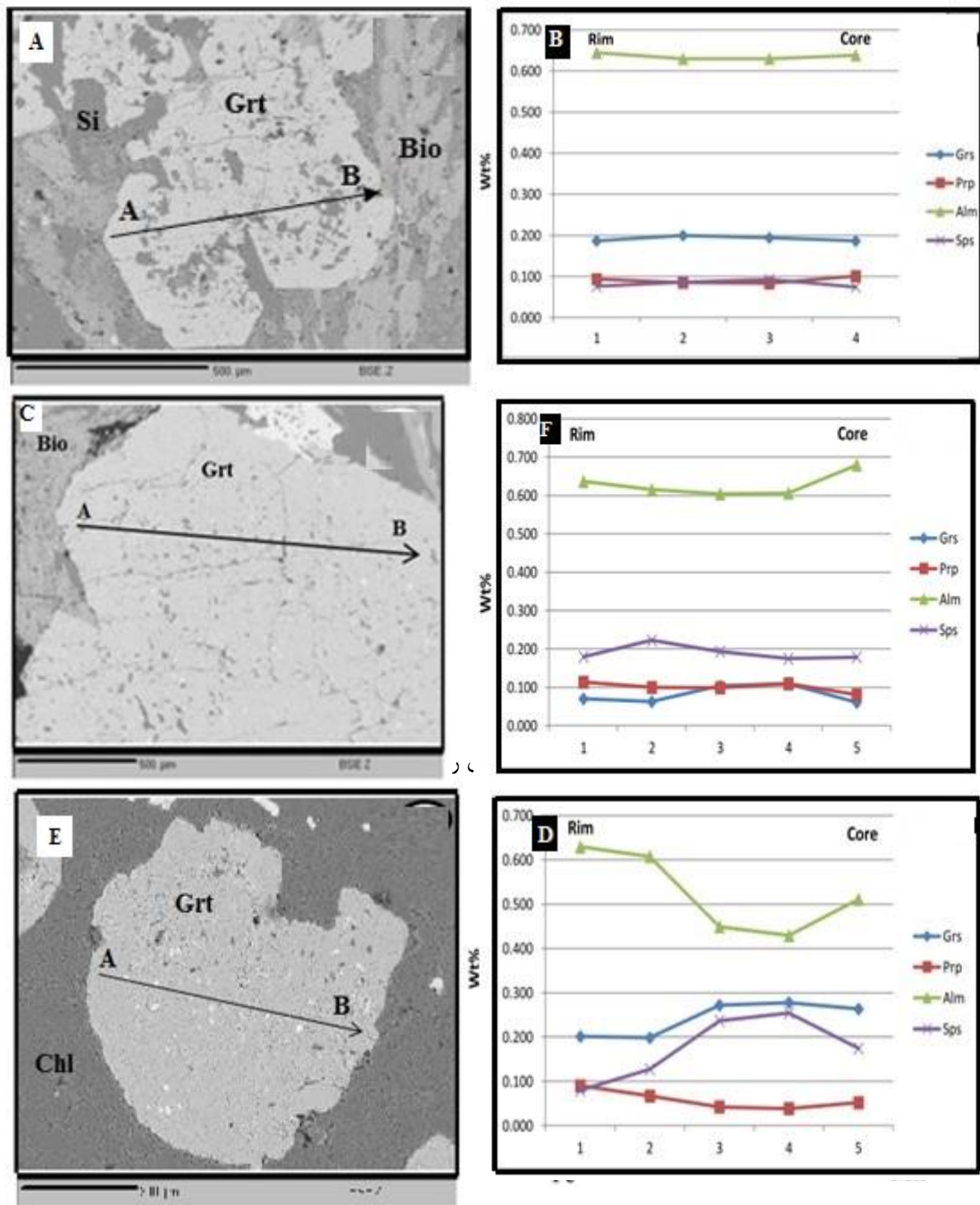
Sample Mineral	H-35 , C-1			H-35 , C-2					H-35 , C-3		
	Gr-core	Gr-rim		Gr-core	Gr-rim		Gr-core	Gr-rim			
SiO2	47.16	45.77	63.51	43.71	44.87	42.49	49.51	75.73	37.44	37.06	32.73
TiO2	0.75	0.06	0.01	0.08	0.22	0.16	0.07	0.5	0.12	0.1	0.05
Al2O3	12.69	14.57	8.14	14.02	14.6	14.88	12.69	5.57	15.71	16.06	10.39
Cr2O3	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2O3	0.550141		0	1.653224	0.257076	1.612265	0	0	3.5434219	3.5074201	7.5330085
FeO	24.64496	26.42	16.64	22.59235	22.33867	22.50921	23.58	10.73	18.601462	18.853858	12.131445
MnO	8.72	7.97	4.61	11.62	11.66	12.37	8.33	3.45	14.76	13.79	9.21
MgO	1.63	1.94	1.25	1.83	1.3	1.07	1.88	0.61	1.68	1.97	0.97
NiO	0	0	0	0.08	0.05	0.09	0.06	0.02	0	0	0
ZnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.01
CaO	2.53	1.75	1.83	2.42	3.02	3.32	2.36	1.29	4.51	4.84	11.82
Total	98.6851	98.48	95.99	98.00558	98.31575	98.50147	98.48	97.9	96.384884	96.201279	84.844453
Si	3.731609	3.635552	4.530017	3.536473	3.590852	3.447998	3.853192	4.899188	3.1584384	3.1271855	3.155343
Al iv	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al vi	1.185167	1.36475	0.706037	1.342658	1.378088	1.429127	1.167672	0.446967	1.5769035	1.6122983	1.2081549
Ti	0.044631	0.003584	0.000536	0.004868	0.013241	0.009765	0.004097	0.024327	0.0076133	0.0063461	0.0036252
Cr	0.000626	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3+	0.03276	0	0	0.100662	0.015483	0.09846	0	0	0.2249591	0.2227307	0.5465289
Fe2+	1.630894	1.760659	1.361051	1.528715	1.495114	1.527622	1.571456	1.177531	1.3123785	1.3305276	0.9781119
Mn	0.584453	0.53624	0.278529	0.796355	0.790407	0.850278	0.549141	0.189054	1.0547122	0.9856518	0.7520924
Mg	0.192265	0.22971	0.13291	0.220714	0.155087	0.129436	0.21811	0.058827	0.2112688	0.2478015	0.1393997
Ni	0	0	0	0.005206	0.003218	0.005874	0.003756	0.001041	0	0	0
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0012458	0.0012461	0.0007118
Ca	0.214505	0.148944	0.139863	0.209797	0.258966	0.288677	0.196804	0.089421	0.4076687	0.4376106	1.2209904
Total	7.61691	7.67944	7.148943	7.745447	7.700455	7.787238	7.564228	6.886356	7.9551881	7.9713982	8.0049582
Almandine	45.69838	55.28761	46.29517	43.10932	42.34337	44.43187	44.78989	47.05633	37.564895	38.791099	18.460816
Andradite	2.69199	0	0	7.001654	1.111719	6.470304	0	0	12.58807	12.237507	31.643
Grossular	9.007702	7.279123	13.62471	2.726785	11.28479	6.17663	11.2707	14.03573	2.6199139	3.7916009	15.485703
Pyrope	10.53273	11.22633	12.94736	10.23468	7.423883	5.670563	12.49085	9.233586	7.8813313	9.0766463	5.3806526
Spessartine	32.01779	26.20693	27.13276	36.92757	37.83623	37.25063	31.44856	29.67435	39.34579	36.103148	29.029828

ادامه جدول ۱

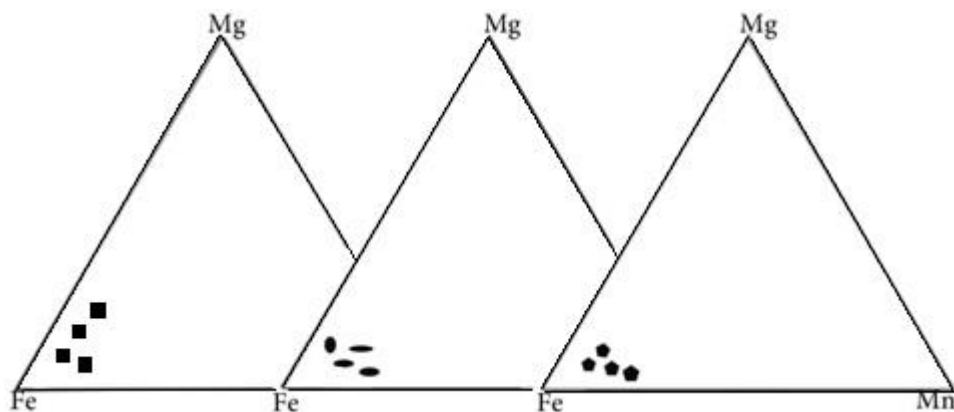
Sample Mineral	H-30 , C-1		H-30 , C-2		H-30 , C-3			
	Gr-core	Gr-rim	Gr-core	Gr-rim	Gr-core	Gr-rim		
SiO2	38.32	38.79	40.68	42.91	46.69	49.35	56.04	43.88
TiO2	0.34	0.12	0.07	0.14	0.02	0.04	0.05	0.05
Al2O3	16.66	16.62	19.87	19.02	14.49	14.13	14.38	21.15
Cr2O3	0.02	0.01	0.01	0	0.02	0.01	0	0.01
Fe2O3	3.229421	2.200262	1.205615	0.226634	0	0	0	0
FeO	19.26401	27.3601	1.565131	2.046064	24.49	21.6	13.92	18.23
MnO	12.86	4.45	0.55	0.49	5.57	5.69	0.61	4.93
MgO	0.77	1.6	0.06	0.23	1.16	1.21	0.61	0.68
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0
ZnO	0	0	0	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
CaO	7.81	6.04	34.33	32.8	6.07	6.65	7.16	7.61
Total	99.27344	97.19036	98.34075	97.8727	98.52	98.7	92.78	96.55
Si	3.132496	3.206903	3.116879	3.268576	3.667846	3.776793	4.06616	3.320172
Al iv	0	0	0	0	0	0	0	0
Al vi	1.618648	1.62886	1.799695	1.70863	1.344008	1.284588	1.28466	1.944592
Ti	0.020903	0.007461	0.004034	0.00802	0.001182	0.002302	0.002728	0.002845
Cr	0.001293	0.000654	0.000606	0	0.001242	0.000605	0	0.000598
Fe3+	0.198671	0.136894	0.069517	0.012992	0	0	0	0
Fe2+	1.317004	1.89173	0.100292	0.130345	1.629516	1.475621	1.356798	1.513428
Mn	0.890465	0.311628	0.035695	0.031616	0.370641	0.368858	0.037491	0.315974
Mg	0.093831	0.197186	0.006853	0.026117	0.135842	0.138042	0.065979	0.076699
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0.000562	0.00058	0.00113	0.000536	0.000559
Ca	0.684085	0.535053	2.818428	2.677122	0.51094	0.545321	0.556665	0.616983
Total	7.957395	7.916369	7.951998	7.86398	7.661797	7.59326	7.371016	7.791852
Almandine	38.38651	60.39468	0	0	49.49312	44.99162	64.21561	59.98325
Andradite	11.00539	7.790835	3.728248	0.755032	0	0	0	0
Grossular	14.18634	12.4724	94.718	97.00817	25.27157	28.46102	30.17552	24.41793
Pyrope	3.465178	7.481412	0.24502	1.011863	6.743471	7.216604	3.57657	3.039908
Spessartine	32.88497	11.82348	1.276246	1.224931	18.39934	19.2833	2.032302	12.52334
Uvarovite	0.071607	0.037201	0.032489	0	0.092501	0.04745	0	0.035567

جدول ۲: نتایج تجزیه شیمیائی شیمیایی بلورهای گارنت به روش ICP-MS و تغییرات عناصر کمیاب در آنها

<i>Element</i>	<i>AM-GR1</i>	<i>AM-GR2</i>	Element	<i>AM-GR1</i>	<i>AM-GR2</i>	Element	<i>AM-GR1</i>	<i>AM-GR2</i>
<i>Ag</i>	1.60	1	In	<0.5	<0.5	Se	4.44	3.95
<i>Al</i>	97280	94879	K	158	166	Sm	2.46	2.28
<i>As</i>	5.50	5.90	La	4	4	Sn	1	1
<i>Ba</i>	24	45	Li	68	69	Sr	1.30	1.30
<i>Be</i>	<1.0	<1.0	Lu	15.38	14.22	Ta	2.16	2.55
<i>Bi</i>	0.10	0.10	Mg	9850	9746	Tb	8.27	7.45
<i>Ca</i>	13777	13655	Mn	>2%	>2%	Te	<0.1	<0.1
<i>Cd</i>	0.70	0.90	Mo	0.6	0.40	Th	1.44	1.29
<i>Ce</i>	39	40	Na	346	445	Ti	86	81
<i>Co</i>	124.80	123	Nb	2.70	2.60	Tl	<0.10	<0.10
<i>Cr</i>	72	72	Nd	3.50	3.30	Tm	13.38	12.14
<i>Cs</i>	<0.50	<0.5	Ni	6	6	U	0.60	0.50
<i>Cu</i>	3	3	P	101	98	V	53	51
<i>Dy</i>	93.41	84.61	Pb	1318	1307	W	1677	1580.60
<i>Er</i>	89.57	81.02	Pr	0.35	0.28	Y	838.60	768.40
<i>Eu</i>	0.80	0.71	Rb	<1	1	Yb	106.10	97.30
<i>Fe</i>	>10%	>10%	S	373	354	Zn	56	54
<i>Gd</i>	18.43	16.58	Sb	<0.5	<0.5	Zr	18	18
<i>Hf</i>	<0.50	<0.50	Sc	115.5	113.8			



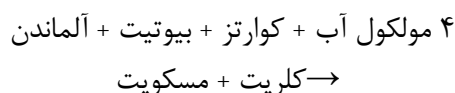
شکل ۵: تغییر در منطقه‌بندی شیمیائی گارنت‌های موجود در ماسه سنگ دگرگونی، که در حاشیه از نوع آلماندن و اسپسارتین است.



شکل ۶: تغییر در منطقه‌بندی شیمیایی گارنت‌های موجود در ماسه‌سنگ دگرگونی، که در حاشیه از نوع آلماندن و اسپسارتین است.

۱۹۷۷؛ هولستر، ۱۹۶۶؛ تریسی، ۱۹۶۸؛ اینوی و تورینومی، ۲۰۰۴؛ مسعودی و همکاران، ۲۰۰۶). نقشه‌های ترکیبی X-ray و پروفیل‌های حاشیه به هسته برای Mg-Mn و Fe که به‌وسیله آنالیز EPMA تعیین شده نشان دهنده منطقه‌بندی شیمیایی متحدالمرکز با حاشیه خوب حفظ شده برای گارنت‌های منطقه است. کاهش در Mn و افزایش در Fe و Mg از هسته به طرف حاشیه در گارنت‌های پورفیروبلاست نشان دهنده رشد پیوسته منطقه‌بندی شیمیایی در رخساره شیست سبز و قبل از آمفیبولیت است. دمای کمتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد منطقه‌بندی شیمیایی عادی گارنت را نشان می‌دهند و در دماهای بالاتر این منطقه‌بندی شیمیایی از بین می‌رود. منطقه‌بندی شیمیایی بلورهای گارنت در دماهای پایین حفظ می‌شوند (توکیو، ۱۹۹۰). در محیط‌های دگرگونی درجه پایین تا متوسط، زون‌بندی از نوع منطقه‌ای رشدی است، که در سیستم‌های بسته این نوع ناحیه‌بندی به صورت غنی‌شدگی یک یا چند عنصر در مرکز و کاهش تدریجی آن‌ها به سمت حاشیه بلور و برعکس است (مسعودی و همکاران، ۲۰۰۶). بلورهای گارنت یکی از فراوان‌ترین پورفیروبلاست‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی، ناحیه‌ای منطقه علی‌آباد دماق است. این گارنت‌ها

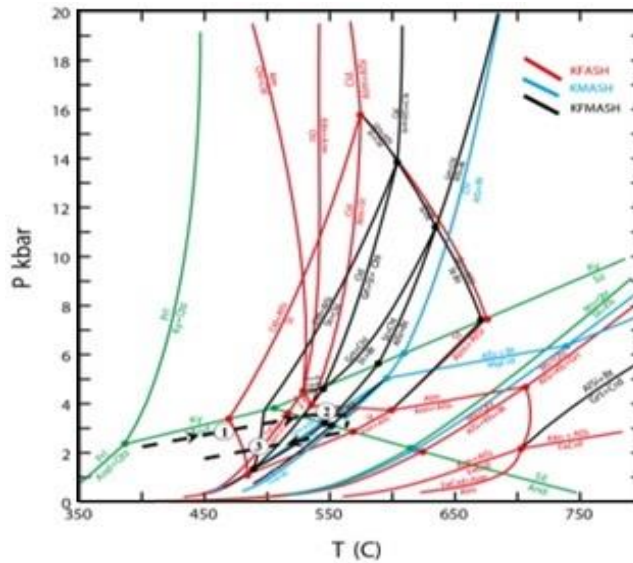
واکنش تشکیل گارنت: مطالعات پتروگرافی انجام شده در مجموعه دگرگونی همدان (بهاری فر، ۱۳۸۳ و ۱۳۷۶؛ نادری، ۱۳۹۱) و در سنگ‌های پلیتی نشان می‌دهد گارنت به صورت گسترده‌ای در اکثر سنگ‌های منطقه وجود دارد و می‌تواند به-عنوان یک شاخص در مطالعه فرایندهای دگرگونی به کاربرده شود (توکیو و همکاران، ۱۹۹۰). مطالعات ترموبارومتري انجام شده براساس واکنش‌های تبادل یونی بین گارنت و بیوتیت توسط فری و اسپیر (۱۹۷۸)، در ماسه سنگ دگرگونی‌های گارنت‌دار منطقه مورد مطالعه دمای بین ۳۵۰ و ۵۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۳/۵ کیلوبار را نشان می‌دهد. در شرایط $P > 2$ کیلوبار و $T > 400$ درجه سانتی‌گراد پاراژنز موجود در سنگ‌های مورد مطالعه در سیستم KFMASH براساس واکنش زیر ایجاد شده است (وینکلر، ۲۰۱۱).



شرایط تشکیل منطقه بندی شیمیایی در گارنت: به طور کلی در رشد منطقه‌بندی شیمیایی، هسته گارنت‌ها غنی از Mn و حاشیه از Fe و Mg غنی هستند (آزوموف و شولوکنبرگ، ۱۹۵۵؛ یاردلی،

بیشتر از گروه پیرالسپیت و نوع آلماندن هستند. گارنت در طی دگرگونی پس‌رونده به ویژه از اطراف به بیوتیت و یا کلریت تبدیل شده است. در ماسه سنگ دگرگونی‌ها، گارنت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و برخی دارای ادخال هستند و در مقاطع به صورت گارنت اسکلتی دیده می‌شوند. بررسی نتایج آنالیز نقطه‌ای (EPMA) نشان دهنده منطقه‌بندی شیمیائی شیمیایی در گارنت‌ها است، به نحوی که مقدار گروسولار، اسپسارتین از هسته به حاشیه کم شده و مقدار پیروپ و آلماندن افزایش می‌یابد. طبق تحقیقات ویلیامز و گرامبلینگ (۱۹۹۰)، کرتز (۱۹۹۴) و میاشیرو (۱۹۹۴) این نوع منطقه‌بندی شیمیائی شاخص گارنت‌های با رشد عادی در طی دگرگونی است. وجود منطقه‌بندی شیمیائی شیمیایی غالباً ناشی از رشد در طی افزایش دما است (لومنس و نایمک، ۱۹۸۲). اسپسارتین و آلماندن در محدوده وسیعی از فشار و دما پدیدارند و میدان پایداری آنها با شرایط اکسیداسیون تغییر می‌کند. میاشیرو (۱۹۷۳) و هاس (۱۹۶۸) نشان داده‌اند که اولاً میدان پایداری آلماندن با افزایش فوگاسیته اکسیژن کاهش می‌یابد و ثانیاً دمای ظهور اسپسارتین بسیار کمتر از آلماندن می‌باشد. آمفیبول شیست‌های منطقه در دمای بالای رخساره شیست سبز و پائین رخساره آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. با توجه به همراهی ماسه سنگ‌های دگرگونی با آمفیبول شیست‌ها، شرایط تشکیل گارنت‌ها از زمینه ماسه سنگ دگرگونی‌ها نیز می‌تواند در شرایط مشابه‌ای تشکیل شده باشد.

مراحل دگرگونی منطقه: پدیده منطقه‌بندی شیمیائی در کانی‌هایی از جمله گارنت وسیله مناسبی جهت مطالعه تحولات ترمودینامیکی و ژئوشیمیایی است (تریسی، ۱۹۸۲؛ اسپیر، ۱۹۸۸). گارنت یکی از پورفیروبلاست‌های رایج در انواع سنگ‌های دگرگونی و حفظ منطقه‌بندی شیمیائی در دامنه وسیعی از دما و فشار، ابزاری مناسب در تفسیر فرایندهای تکتونیکی و دگرگونی در کمپلکس‌های دگرگونی است. منطقه‌بندی شیمیائی گارنت‌ها بیانگر رشد کانی طی رخداد‌های مختلف شیمیایی و فیزیکی و عدم وجود تعادل شیمیایی کامل بین کانی و محیط اطراف آن است (چین و همکاران، ۱۹۸۸؛ کارلسون، ۲۰۰۲). از منطقه‌بندی شیمیائی گارنت برای تفسیر تاریخچه و بررسی مسیر P-T-t و تحولات تکتونیکی مجموعه‌های دگرگونی نیز استفاده می‌شود (اسپیر، ۱۹۸۸). در مناطقی که بالآمدگی به کندی صورت گیرد زمان کافی برای رشد منطقه‌بندی شیمیائی معکوس در بلورها وجود داشته و منطقه‌بندی شیمیائی کانی گارنت معکوس می‌شود. حفظ منطقه‌بندی شیمیائی عادی در بلورهای مورد مطالعه، بالآمدگی سریع سنگ‌ها پس از اوج دگرگونی ناحیه‌ای را تایید می‌کند (مسعودی و همکاران، ۲۰۰۶). در این بالآمدگی سریع در منطقه فرصت کافی برای انتشار معکوس عناصر در گارنت وجود نداشته است. مسیر دگرگونی‌های منطقه را می‌توان در شکل ۷ خلاصه نمود.



شکل ۷: مسیر تقریبی دما و فشار در مراحل دگرگونی منطقه علی آباد دماق، به ترتیب: (۱) دگرگونی ناحیه‌ای (۲) دگرگونی مجاورتی (۳) دگرگونی برگشتی بوده است. نمودار پایه از (هولند و پاول، ۱۹۹۸)

نتیجه‌گیری

افتاده است و باعث ایجاد پهنه‌های برشی شده است. با توجه به شواهد ساختاری و کانی‌شناسی در سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه شرایط دگرگونی دما متوسط مشابه رخساره شیست سبز تا ابتدای رخساره آمفیبولیت بر سنگ‌ها حاکم بوده است. این دگرگونی می‌تواند در طی دگرگونی ناحیه‌ای حاصل از فرورانش صفحه عربستان در زون سنندج سیرجان به‌وجود آمده باشد. با توجه به مطالعات انجام شده بنظر می‌رسد فرورانش در سنندج سیرجان از نوع حواشی جمع شونده با سرعت بالا باشد. شواهد دگرریختی در ریزساختارهای دما پائین نشان می‌دهد که سنگ‌های دگرگون شده سپس در یک پهنه برشی راست بر قرار گرفته‌اند.

حفظ منطقه‌بندی شیمیایی گارنت در سنگ‌های شکل گرفته در رخساره شیست سبز و زیر رخساره آمفیبولیت نشان دهنده تشکیل دگرگونی ناحیه‌ای با اوج دمایی کمتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است. معکوس نشدن منطقه‌بندی شیمیایی گارنت‌ها نیز گویای سرعت بالآمدگی زیاد پس از اوج دگرگونی ناحیه‌ای است (مسعودی، ۲۰۰۶). در این شرایط فرصت نشر عناصر برای معکوس شدن منطقه‌بندی شیمیایی وجود نداشته است. حضور دگرگونی دینامیکی ($T \ll P$) پس از دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه علی‌آباد دماق نیز می‌تواند در طی شرایط سطحی‌تر از دگرگونی ناحیه‌ای شکل گرفته باشد و وجود چنین بالآمدگی سریع را تایید می‌نماید. در واقع سرد شدن سریع در طی بالآمدگی سریع اتفاق

منابع

- ایرانی، م.، ۱۳۷۲. بررسی پترولوژی توده گرانیته الوند و هاله دگرگونی آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه شهید بهشتی.
- ایزدی کیان، ل.، ۱۳۸۳. تحلیل ساختاری و پتروفابریک منطقه آلموقولاغ (شمال باختر همدان)، پایان نامه کارشناسی ارشد (تکتونیک)، دانشگاه تربیت مدرس.
- بهاری فر، ع.، ۱۳۷۶. نگرشی نو پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان، پایان نامه کارشناسی ارشد (گرایش پترولوژی)، دانشگاه خوارزمی.
- بهاری فر، ع.، ۱۳۸۳. پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، رساله دکتری (گرایش پترولوژی)، دانشگاه خوارزمی.
- بهاری فر، ع. و معین وزیری، ح.، ۱۳۷۵. رخدادهای تکتونیک و دگرگونی منطقه همدان، شواهد چینه‌شناسی و تفسیرهای جدید، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد ۸، ص ۶۵-۷۶.
- سامانی زادگان، ر. و محجل، م.، ۱۳۹۰. الگوی کرنش نسبی در گرانیته‌های علی‌آباد دمق، مجله سازمان زمین‌شناسی، جلد ۲۱، شماره ۸۱، ص ۶۹-۷۴.
- سپاهی گرو، ع.، ۱۳۷۸. پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیته‌ها، پایان نامه دکتری زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم.
- رضایی اقدام، م.، ۱۳۸۳. ماهیت سیال‌های درگیر و نقش آنها در تشکیل پگماتیت‌های منطقه همدان، پایان نامه کارشناسی ارشد (گرایش پترولوژی)، دانشگاه خوارزمی.
- فرهپور، م.، ۱۳۷۶. تحلیل پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شرق باتولیت همدان، پایان نامه کارشناسی ارشد (تکتونیک)، دانشگاه تربیت مدرس.
- مسعودی، ف.، مهرابی، ب. و فرازدل، ف.، ۱۳۸۴. نوع ساختمان منطقه‌ای گارنت در اسکارن‌های توده نفوذی قهرود، جنوب کاشان، مجله بلورشناسی جلد ۳ و کانی‌شناسی، ص ۴۳-۶۳.
- محجل، م.، ولی‌زاده، م. و مقدم، ف.، ۱۳۸۵. تحلیل دگرریختی در گرانیته‌های علی‌آباد دمق و اهمیت پهنه برشی آن در تفسیر تکتونیک منطقه همدان، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۲، شماره ۲، ص ۹۱-۱۰۴.
- نادری، ف.، ۱۳۹۱. پتروفابریک و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی شرق توپسرکان، پایان نامه کارشناسی ارشد (گرایش پترولوژی)، دانشگاه شهید بهشتی.
- ولی‌زاده، م.، ۱۳۸۰. ماهیت سیال‌های درگیر CV و نقش آنها در تشکیل پگماتیت‌های منطقه همدان، پایان نامه ارشد (گرایش پترولوژی)، دانشگاه خوارزمی.
- مقدم، ف.، ۱۳۸۰. پترولوژی و پتروفابریک توده نفوذی علی‌آباد دمق، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۵ ص.

-Atherton, M.P. and Edmunds, W. M., 1966. An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks, Earth Planet, Sciences Letters, v.1, p. 185-193.

-Bonno, S., 1965. Notes on Rock Forming Minerals, Zonal structure of

pyralspite in Sanbagawa schists in the Bessi area, Shikoku, Journal of Geological of Society Japan, v 71, p.185-188.

-Carlson, W.D., 2002. Scales of disequilibrium and rates of equilibration

- during metamorphism, *American Mineralogist*, v. 87, p. 185-204.
- Chen, N.S., Sun, M., You, Z.D. and Malpas, J., 1988. Well-preserved garnet growth zoning in granulite from the Dabie Mountains, central China, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 213-222.
- Chinner, G.A., 1962. Almandin in thermal aureoles. *Journal of Petrology*, v. 3, p. 316-340.
- Debethune, P., Goossens, P. and Berger, P., 1965. Emploi des grenats zonaires comme indicoteure du _ourse de metamorphisme, *Comptes Rendus Academie Science Paris*, v. 260, p. 6940-6949.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet, *Contributions to Mineralogist and Petrology*, v. 66, p. 113-117.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 309-344.
- Hollister, L.S., 1966. Garnet zoning, an interpretation based on the Rayleigh fractionation model, *Science*, v. 154, p. 1647-1651.
- Hollister, L.S., 1969. Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia, An end-member of the metamorphic process, *Geological Society of American, Bulletin*, v. 80, p. 2464-2494.
- Hsu, L.C., 1968. Selected phase relationships in the system (Al, Mn, Fe, Si and O) a model for garnet equilibria, *Journal of Petrology*, v. 5, p. 40-83.
- Inui, M. and Torinmi, H., 2004. A theoretical study on the formation of growth zoning in garnet consuming chlorite, *Journal of Petrology*, v. 45, p. 1369-1392.
- Kretz, R., 1994. *Metamorphic Crystallization*, John Wiley and Sons, 507 p.
- Loomis, T.P. and Nimic, F.B., 1982. Equilibrium in (Mn, Fe, Mg) aluminous peletic composition and the equilibrium growth of garnet, *Canadian Mineralogist*, v. 20, p. 393-410.
- Majidi, B. and Amidi, M., 1977. The report of geological map of Hamedan, translation Manouchehr Soheily et al, S.Z.K (map report).
- Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mahmoudi, Sh., 2006. Garnet (almandine-spessartine) growth zoning and its application to constrain metamorphic history in Dehsalm Complex, NE Iran, *Journal of science, Islamic Republic of Iran*, v. 17(3), p. 235-244.
- Miyashiro, A., 1994. *Metamorphic and metamorphic belts*, Publ, UnwinHyman, London, 5 edition, 375 p.
- Miyashro, A., 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*, George Allen and Uniwin, London, 492 p.
- Mohajjel, M., Valizadeh, M. and Moghadam, F., 2008. The analysis of deformation in mylonitic granite of Aliabad-Damaghe and significance of its tectonic shear zone in the interpretation of Hamadans region, *Journal of Sciences, University Tehran*, v. 32(2), p. 91-104.
- Spear, F.S., 1988. Metamorphic fractional crystallisation and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 507-517.
- Spear, F.S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 379-388.
- Spear, F.S., Selverstone, J., Hickmott, D., Crowley, P. and Hodges, K.V., 1984. P-T paths from garnet zoning: a new

technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes, *Geology*, v. 12, p. 87-90.

-Tracy, R.J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals, In *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*, edited by J.M. Ferry, *Reviews in Mineralogy*, Washington, D.C: Mineralogical Society of America., v. 10, p. 355-397.

-Tracy, R.J., 1986. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals, *Reviews in Mineralogy*, v. 10, Chapter 9.

-Tuccillo, M.E., Essene, E.J. and Van Der Pluijijm, B.A., 1990. Growth and

retrograde zoning in garnets from high grade metapelites: implication for pressure paths, *Geology*, v. 18, p. 839-842.

-Williams, M.L. and Grambling, G.A., 1990. Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite, *American Mineralogist*, v. 75, p. 886-908.

-Winkler, J.D.H., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic rocks*, Springer-Verlag New York, 263 p.

-Yardley, B.W.D., 1977. An empirical study of diffusion in garnet, *American Mineralogist*, v. 62, p. 793-800.