

# بررسی ترکیب شیمیایی، زون‌بندی و نحوه تشکیل بلورهای گارنت در سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه همدان

زهرا حسین میرزایی<sup>۱\*</sup>، رسول دادخواه<sup>۲</sup> و زهره حسین میرزایی<sup>۳</sup>

۱. کارشناس ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان، اصفهان

۲. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۳. کارشناس ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان، اصفهان

تاریخ دریافت: ۸۸/۱۲/۲۲

تاریخ پذیرش: ۹۰/۱۱/۱۰

## چکیده

منطقه مورد مطالعه، در استان همدان و در زون دگرگونی سنندج - سیرجان قرار گرفته است. سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان را می‌توان به سه گروه سنگ‌های دگرگونی همبری، دگرگونی ناحیه‌ای و میگماتیت‌ها دسته‌بندی کرد. بلورهای گارنت تقریباً در تمامی سنگ‌های دگرگونی منطقه (بجز اسلیت‌ها و فیلیت‌ها) و در سنگ‌های آذرین (آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و مونزوگرنیت‌ها) حضور دارند. این گارنت‌ها جزو گروه پیرالسپیت و غنی از آلماندین هستند. همچنین در تعدادی از این گارنت‌ها، زون‌بندی دیده می‌شود. با انجام مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نحوه تشکیل بلورهای گارنت در منطقه به دو صورت آذرین و دگرگونی تعیین شد. گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، سنگ‌های دگرگونی همبری، مزوسوم و ملانوسوم میگماتیت‌ها و مونزوگرنیت‌های گارنت‌دار دارای منشأ دگرگونی بوده و بلورهای گارنت در آپلیت‌های گارنت‌دار و پگماتیت‌های گارنت‌دار آذرین می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: زون‌بندی آشکار، زون‌بندی پنهان، زون‌بندی مختلط، گارنت، همدان.

## مقدمه

بلورهای گارنت همیشه به عنوان مجموعه شیمیایی با اهمیت تلقی شده است. با توجه به نوع سنگ دربرگیرنده، ترکیب زمینه، مجموعه کانی‌های پیرامون و شرایط دما و فشار عناصر مختلفی در ترکیب این کانی شرکت کرده و در نتیجه انواع گارنت ایجاد می‌شود. فرمول عمومی بلورهای گارنت بی‌آب به صورت  $R_3R'_2(SiO_4)_3$  است. که در جایگاه R کاتیون‌های دو ظرفیتی  $Ca^{2+}$ ،  $Mn^{2+}$ ،  $Fe^{2+}$ ،  $Mg^{2+}$  و در جایگاه R' کاتیون‌های سه ظرفیتی  $Mn^{3+}$ ،  $Cr^{3+}$ ،  $Fe^{3+}$  قرار می‌گیرند (Locock, 2008; LiLi et al., 2010). معمولاً بیش از یک کاتیون در جایگاه R و R' قرار می‌گیرد و در نتیجه بلورهای گارنت به صورت سری‌های ایزومورف (محلول جامد) رشد می‌کنند. بر همین اساس، اگر

$Al^{3+}$  در جایگاه R' قرار گیرد، گروه پیرالسپیت  $(Fe^{2+}, Mg^{2+})$  با اعضای آلماندین  $[Mn^{2+}]_3Al_2(SiO_4)_3$  پیروپ  $[Mg^{2+}]_3Al_2(SiO_4)_3$  و اسپسارتین  $[Mn^{2+}]_3Al_2(SiO_4)_3$  تشکیل شده و اگر  $Ca^{2+}$  در جایگاه R قرار بگیرد، گروه اگرانیدیت  $[Ca^{2+}]_3(Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+})_2(SiO_4)_3$  با اعضای گروسولاریت  $[Ca_3Al_2(SiO_4)_3]$ ، آندرادیت  $[Ca_3(Fe^{3+})_2(SiO_4)_3]$  و اواروویت  $[Ca_3(Cr^{3+})_2(SiO_4)_3]$  حاصل می‌شود. همچنین کاتیون‌های دیگری نیز ممکن است در جایگاه R و R' جایگزین شوند (Klein and Harbut, 1999). در این پژوهش سعی بر این است که با کمک مشاهدات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی، ترکیب شیمیایی، زون‌بندی و شیوه تشکیل این بلورها در سنگ‌های بررسی شود.

## روش مطالعه

به منظور انجام مطالعات سنگ‌نگاری و بررسی گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه، پس از انجام بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری سیستماتیک، از نمونه‌های مورد بررسی مقطع نازک تهیه شد. بعد از بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه‌های سنگ کل و بلورهای گارنت در آزمایشگاه‌های کانپزوه، تهران و طیف‌کناساران بینالود، مشهد، به روش XRF تجزیه شیمیایی شدند. همچنین بلورهای گارنت موجود در نمونه‌های مناسب با استفاده از دستگاه تجزیه الکترون میکروپروپروب JEOL در گروه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک دانشگاه مینسوتا آمریکا، با ولتاژ شتاب‌دهنده 15kV و جریان 25nA بررسی شدند. تصاویر عناصر اصلی Fe, Mn, Mg و Ca نیز توسط جریان 100nA و در زمان ۳۵ تا ۵۰ میکروثانیه به دست آمدند. نتایج تجزیه شیمیایی گارنت‌ها به روش XRF و تجزیه نقطه‌ای به همراه نتایج محاسبه فرمول ساختاری و درصد اعضای پایانی در جدول ۱ و ۲ آورده شده است. فرمول ساختاری گارنت‌ها با استفاده از روش Russell et al. (1999) با فرض ۸ کاتیون و ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است. همچنین علایم اختصاری کانی‌ها بر مبنای (Kretz, 1983) بوده و نامگذاری سنگ‌ها نیز، بر اساس پیشنهاد اتحادیه بین‌المللی علوم زمین (Schmid et al., 2002) است.

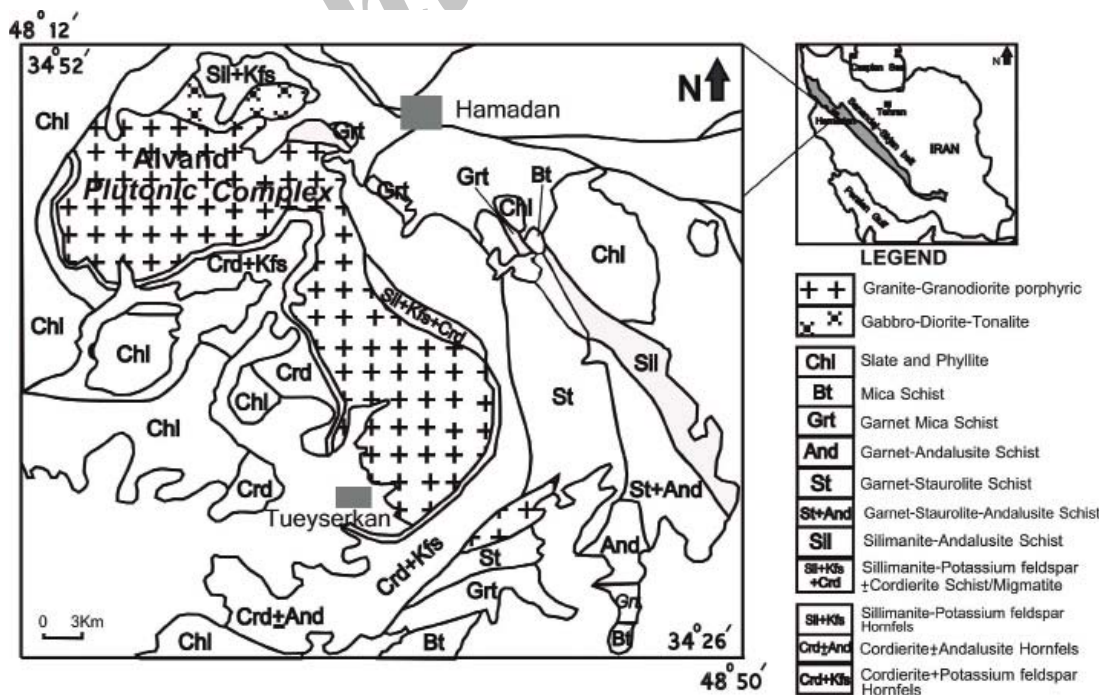
## زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از استان همدان است که از نظر زمین‌شناسی، در زون سندج - سیرجان و در نقشه نوارهای دگرگونی ایران در نوار دگرگونی مهاباد - گلپایگان قرار می‌گیرد. این منطقه بین طول‌های جغرافیایی ۴۸° ۲۴' ۵۱" شرقی تا ۴۸° ۴۵' ۲۹" شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۴° ۳۲' ۹" شمالی و عرض‌های جغرافیایی ۳۴° ۵۱' ۳۵" شمالی واقع است (شکل ۱). مهم‌ترین سیمای آذرین منطقه، توده پلوتونیک الوند است که با سنگ‌های دگرگونی همبری و ناحیه‌ای با درجه دگرگونی پایین تا بالا احاطه شده است. سنگ‌های دگرگونی همدان را می‌توان به سه گروه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، دگرگونی همبری و میگماتیت‌ها دسته بندی نمود. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه از اسلیت، فیلیت، میکا شیت، گارنت میکا شیت، گارنت آندالوزیت (±سیلیمانیت، ±کیانیت) شیت، گارنت استارولیت شیت، آمفیبول شیت و آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی همبری منطقه نیز شامل میکا هورنفلس، گارنت هورنفلس، گارنت - آندالوزیت (±فیبرولیت) هورنفلس، کردیریت (±آندالوزیت) هورنفلس، کردیریت پتاسیم فلدسپار هورنفلس و سیلیمانیت پتاسیم فلدسپار هورنفلس است. میگماتیت‌های منطقه را نیز می‌توان به دو دسته سیلیمانیت میگماتیت و کردیریت میگماتیت دسته بندی کرد (Sepahi, 2007). بلورهای گارنت تقریباً در همه سنگ‌های دگرگونی منطقه، بجز اسلیت‌ها و فیلیت‌ها حضور دارند. سنگ‌های پلوتونیک اصلی منطقه نیز شامل گرانیتوئیدها، دیوریت و گابروئیدها است که توسط رگه‌های آپلیتی - پگماتیتی و رگه‌های سیلیسی قطع شده‌اند و این بلورها در آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و مونزوگرانیت‌ها مشاهده شده‌اند.

## بحث

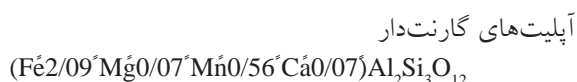
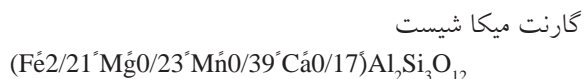
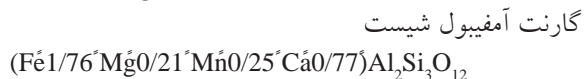
### ترکیب شیمیایی بلورهای گارنت

بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی گارنت‌های منطقه عمدتاً از نوع گروه پیرالسپیت و غنی از آلماندین هستند. به طور میانگین مقدار



شکل ۱- موقعیت زون سندج - سیرجان، به همراه نقشه سنگ‌شناسی منطقه همدان.

در گارنت‌های منطقه بین XSps و (XAlm+XPrp) ارتباطی کمابیش خطی وجود دارد که این ارتباط حاکی از تعادل ترکیبی در گارنت‌هاست (شکل ۳). فرمول شیمیایی بلورهای گارنت در چند نمونه از سنگ‌های منطقه به صورت زیر می‌باشد:



آلماندین در منطقه ۶۷ درصد، پیروپ ۵/۴ درصد، اسپسارتین ۱۹ درصد و گروسولاریت ۸ درصد است (شکل ۲). لازم به ذکر است که درصد آلماندین در نمونه گارنت جدا شده از آپلیت‌های گارنت دار، بیش از نمونه‌های مربوط به شیبست‌ها و هورنفلس‌ها است. به گونه‌ای که مقدار آلماندین در دانه‌های جدا شده در آپلیت‌های منطقه به طور میانگین ۷۳ درصد، پیروپ ۳ درصد، اسپسارتین ۲۰ درصد و گروسولاریت ۲ درصد می‌باشد. در دانه‌های جدا شده از شیبست‌ها، به طور میانگین مقدار آلماندین ۶۴ درصد، پیروپ ۶ درصد، اسپسارتین ۱۹ درصد و گروسولاریت ۸ درصد است. در دانه‌های جدا شده از هورنفلس‌ها، به طور میانگین مقدار آلماندین ۷۰ درصد، پیروپ ۹ درصد، اسپسارتین ۱۳ درصد و گروسولاریت ۷ درصد است.

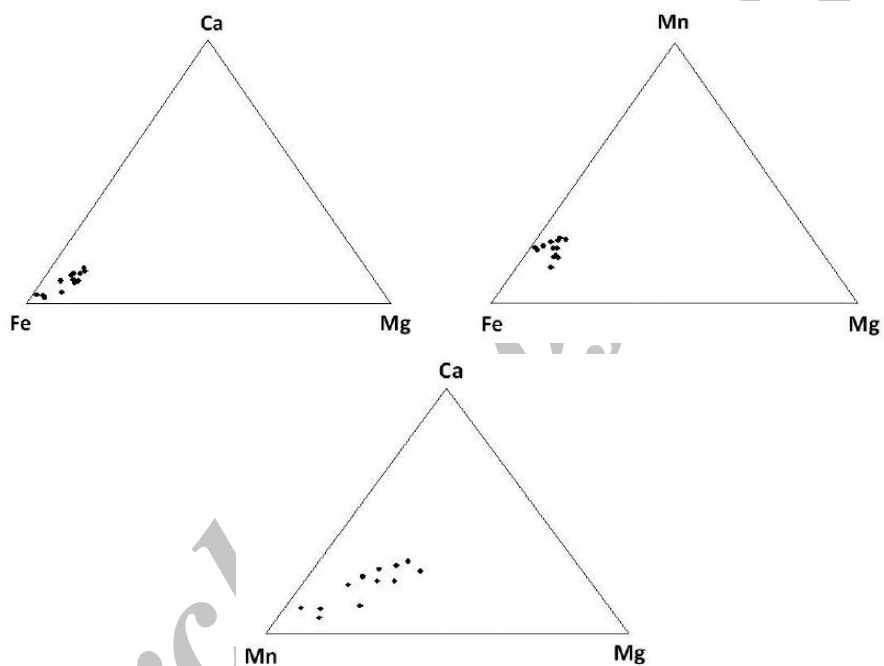
جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی بلورهای گارنت به روش XRF

Samples/ Oxides	Grt sch1	Grt sch2	Grt sch3	Grt sch4	Grt sch5	Grt sch6	Grt sch7	mig	Hrf	Aplit 1	Aplit 2	Aplit 3	Aplit4
Garnet crystal forms	ddk	ddk	ddk	mixed	mixed	mixed	mixed	mixed	ddk	tpz	tpz	tpz	tpz
SiO <sub>2</sub>	۳۶/۰۶	۳۹/۱۹	۳۲/۷۳	۲۹/۹۲	۳۹/۰۹	۳۲/۳۱	۳۴/۳۹	۳۴/۶۸	۳۹/۰۲	۴۳/۰۳	۴۱/۶۴	۳۰/۸۸	۴۰/۶۸
TiO <sub>2</sub>	۰/۴۱	۰/۰۷	۰/۵۸	۰/۱۶	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۶۷	۰/۳۲	۰/۴	۰/۰۱	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۱۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۹/۹۸	۱۹/۹۸	۱۳/۷۳	۱۳/۳	۱۹/۲۶	۱۴/۰۲	۱۵/۲	۱۴/۹۶	۱۹/۹۹	۱۸/۹۲	۱۸/۸۴	۱۳/۸۴	۱۰/۴۸
FeO	۳۰/۵۷	۲۹/۲۹	۳۴/۷۴	۳۹/۲۳	۲/۵	۳۵/۶۸	۳۱/۴۶	۳۵/۸۷	۰/۳۱	۲۸	۳۱/۵۲	۴۰/۸	۳۶/۴۵
MgO	۲	۱/۶۸	۱/۷۳	۱/۴۴	۲/۰۴	۱/۷۷	۲/۱	۲/۲۹	۲/۱۵	۱/۳۵	۰/۵۷	۱	۰/۲۹
MnO	۷/۶۹	۸/۵۸	۱۲/۵۴	۱۲/۸۲	۶/۸۳	۱۲/۳۱	۱۱/۴۳	۸/۵۸	۵/۸۵	۸/۱۳	۸/۳۳	۱۲/۰۱	۱۰/۰۱
CaO	۳/۴	۲/۴۱	۳/۷۸	۲/۹۴	۳/۴۲	۳/۵۸	۴/۱۸	۲/۶۸	۲/۵۸	۱/۰۷	۰/۷۸	۰/۷	۰/۹۴
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۵۱	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۵۴	۰/۳۳	۰/۴۴	۰/۷۳	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۲۴	۰/۶۳	-
Total	100.11	101.2	100.02	99.81	98.85	99.86	99.43	99.38	100	100.5	101.83	99.3	99.03
<b>Number of cations on the basis of 12 Oxygens</b>													
Si <sup>4+</sup>	۲/۹۶	۳/۱۲	۲/۸۹	۲/۷۱	۳/۱۶	۲/۸۵	۲/۹۶	۲/۹۹	۳/۱	۳/۳۸	۳/۲۹	۲/۷۹	۳/۴۸
Al <sup>3+</sup>	۱/۹۳	۱/۸۸	۱/۴۳	۱/۴۲	۱/۸۳	۱/۴۶	۱/۵۴	۱/۵۲	۱/۸۷	۱/۷۵	۱/۷۶	۱/۴۷	۱/۰۶
Fe <sup>2+</sup>	۲/۱	۱/۹۵	۲/۵۶	۲/۹۸	۱/۹۳	۲/۶۳	۲/۲۷	۲/۵۸	۲/۱۱	۱/۸۴	۲/۰۹	۳/۰۹	۲/۶۱
Mg <sup>2+</sup>	۰/۲۴	۰/۲	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۱۶	۰/۰۷	۰/۱۳	۰/۰۴
Mn <sup>2+</sup>	۰/۵۴	۰/۵۸	۰/۹۴	۰/۹۹	۰/۴۷	۰/۹۲	۰/۸۳	۰/۶۳	۰/۳۹	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۹۲	۰/۷۳
Ca <sup>2+</sup>	۰/۳	۰/۲۱	۰/۳۶	۰/۲۹	۰/۳	۰/۳۴	۰/۳۹	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۹
<b>Amounts of garnet end members</b>													
XAlm	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۶۳	۰/۶۷	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۶	۰/۶۹	۰/۷۱	۰/۷	۰/۷۵	۰/۷۳	۰/۷۵
XSps	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۲	۰/۲	۰/۲۱	۰/۲۱
XPy	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱
XGrs	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۱	۰/۰۸	۰/۱	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲

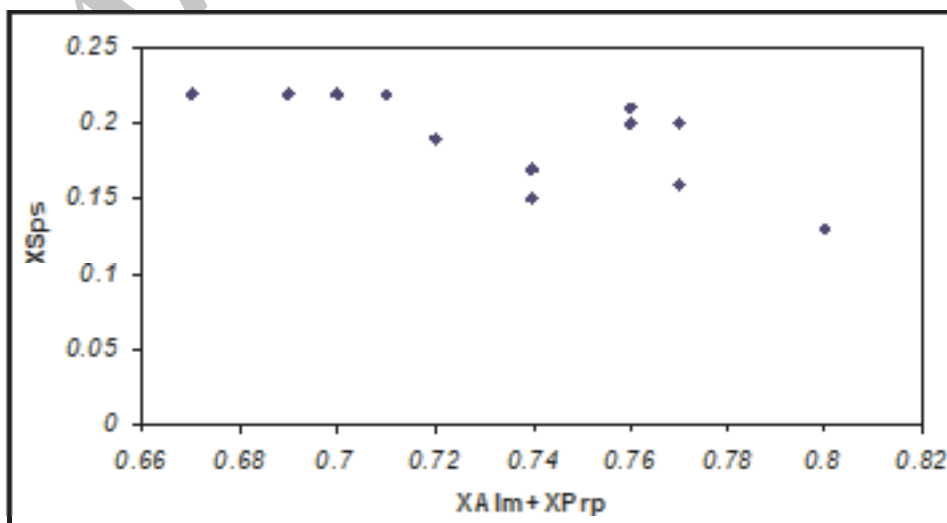
جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی بلورهای گارنت به روش EMP

	Grt-KH		Sim-L		Sim-M2		Grt-M-S	
	Garnetite		Leucosome Migmatite		Melanosome Migmatite		Schist	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO <sub>2</sub>	۳۶/۴۷	۳۷/۲۷	۳۵/۹۶	۶۳/۱۰	۳۵/۸۰	۳۷/۲۷	۳۶/۵۰	۳۵/۶۴
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۶	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰/۱۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۱/۶۹	۲۱/۷۸	۲۱/۷۰	۲۱/۵۷	۲۱/۲۷	۲۱/۸۹	۲۱/۴۱	۲۱/۳۲
FeO	۲۶/۳۶	۳۳/۵۹	۲۹/۹۷	۴۳/۲۳	۲۹/۵۳	۳۵/۹۷	۲۷/۱۳	۳۱/۹۹
MnO	۱۲/۹۳	۴/۵۴	۱۰/۱۳	۳/۶۵	۸/۷۰	۲/۶۴	۱۰/۹۱	۵/۵۹
MgO	۱/۲۲	۲/۶۳	۱/۵۹	۲/۶۶	۱/۴۸	۲/۲۶	۱/۵۳	۱/۸۹
CaO	۱/۹۵	۰/۹۵	۱/۰۹	۱/۰۱	۲/۹۳	۱/۸۸	۱/۲۶	۱/۹۴
Total	۱۰۰/۶۸	۱۰۰/۶۷	۱۰۰/۴۴	۹۹/۲۲	۹۹/۸۰	۱۰۱/۹۱	۹۸/۷۴	۹۸/۳۸
Number of cations on the basis of 12 Oxygens								
Si	۲/۹۵	۲/۹۸	۲/۹۳	۲/۹۵	۲/۹۳	۲/۹۶	۲/۹۹	۲/۹۴
Ti	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰
Al	۲/۰۷	۲/۰۶	۲/۰۸	۲/۰۷	۲/۰۵	۲/۰۵	۲/۰۷	۲/۰۷
Fe	۱/۷۸	۲/۲۵	۲/۰۴	۲/۳۳	۲/۰۲	۲/۳۹	۱/۸۶	۲/۲۱
Mn	۰/۸۹	۰/۳۱	۰/۷۰	۰/۲۵	۰/۶۰	۰/۱۸	۰/۷۶	۰/۳۹
Mg	۰/۱۵	۰/۳۱	۰/۱۹	۰/۳۲	۰/۱۸	۰/۲۷	۰/۱۹	۰/۲۳
Ca	۰/۱۷	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۲۶	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۷
Amounts of garnet end members								
XAlm	۰/۶۰	۰/۷۶	۰/۶۷	۰/۷۸	۰/۶۶	۰/۸۰	۰/۶۴	۰/۷۴
XSps	۰/۳۰	۰/۱۰	۰/۲۳	۰/۰۸	۰/۲۰	۰/۰۶	۰/۲۶	۰/۱۳
XPyp	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۸
XGrs	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶
Number of cations on the basis of 12 Oxygens								
	Grt-Gt1		Grt-Gt2		Amph-sch1		Amph-sch2	
	Granite		Granite		Amphibole Schist		Amphibole Schist	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO <sub>2</sub>	۳۶/۹۱	۳۶/۵۴	۳۷/۴۳	۳۶/۴۳	۳۷/۳۳	۳۷/۲۴	۳۶/۷۷	۳۶/۷۷
TiO <sub>2</sub>	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۱۳	۰/۰۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۱/۸۴	۲۱/۴۱	۲۱/۸۴	۲۱/۳۵	۲۱/۶۹	۲۱/۹۴	۲۱/۵۸	۲۱/۲۶
FeO	۳۵/۵۸	۵۳/۳۳	۳۴/۲۰	۳۴/۷۷	۱۵/۶۹	۲۴/۰۱	۲۴/۳۴	۲۵/۹۸
MnO	۱/۳۹	۲/۴۵	۲/۳۹	۲/۸۴	۷/۸۵	۵/۳۸	۵/۰۳	۳/۶۰
MgO	۳/۴۱	۲/۷۹	۴/۰۸	۲/۹۱	۰/۷۳	۱/۲۲	۱/۳۸	۱/۷۴
CaO	۱/۳۱	۱/۳۶	۰/۵۲	۰/۸۷	۱۵/۸۱	۱۰/۳۲	۹/۴۰	۸/۸۵
Total	۱۰۰/۴۵	۹۹/۸۸	۱۰۰/۴۶	۹۹/۱۷	۹۹/۱۶	۱۰۰/۱۵	۹۸/۶۳	۹۸/۲۳
Number of cations on the basis of 12 Oxygens								
Si	۲/۹۶	۲/۹۶	۲/۹۸	۲/۹۷	۲/۹۷	۲/۹۶	۲/۹۷	۲/۹۸
Ti	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰/۰۱	۰۰/۰

Al	۲/۰۶	۲/۰۴	۲/۰۵	۲/۰۵	۲/۰۳	۲/۰۶	۲/۰۵	۲/۰۳
Fe	۲/۳۸	۲/۳۹	۲/۲۸	۲/۳۷	۱/۰۴	۱/۶۰	۱/۶۴	۱/۷۶
Mn	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۵۳	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۲۵
Mg	۰/۴۱	۰/۳۴	۰/۴۸	۰/۳۵	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۲۱
Ca	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۸۱	۰/۷۷
<b>Amounts of garnet end members</b>								
XAlm	۰/۸۰	۰/۷۹	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۳۵	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۵۹
XSpS	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۸
XPyP	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷
XGrs	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۴۵	۰/۳۰	۰/۲۷	۰/۲۶

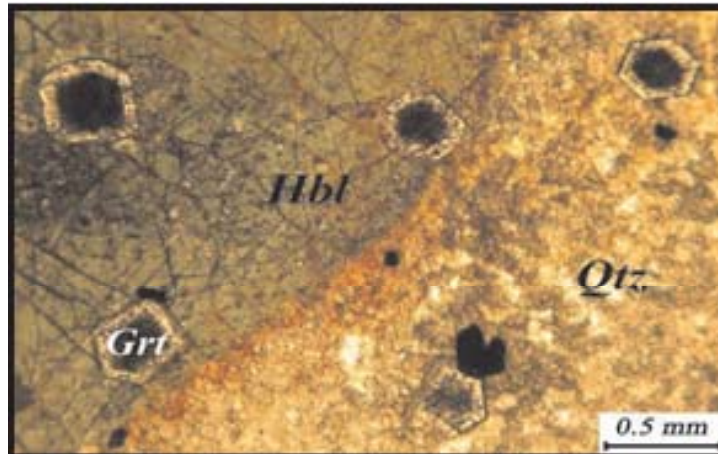


شکل ۲- ترکیب شیمیایی گارنت‌های منطقه



شکل ۳- ارتباط خطی بین XSpS و (XAlm+ XPrp)





شکل ۴- تصویر میکروسکوپی رشد دو مرحله‌ای گارنت در گارنت آمفیبول شیست‌ها که نشانگر زون بندی آشکار (فیزیکی) در این بلورها است (نور، P.P.L.).

### مطالعه زون‌بندی در بلورهای گارنت

زون‌بندی گارنت یکی از مهم‌ترین معیارها برای درک تاریخچه سنگ‌های دگرگونی و تاریخچه رشد گارنت‌ها است (Whitney et al., 2008; Dziggel et al., 2009)، که به کمک این پدیده می‌توان اطلاعات مهمی در مورد تغییر شرایط فیزیکی، همچون دما و فشار در طول مدت تحولات دگرگونی به دست آورد (Chakraborty, 2006; Robl, et al., 2007). پدیده زون‌بندی در برخی از کانی‌ها به ویژه کانی‌هایی که دارای محلول جامد هستند شکل می‌گیرد. زون‌بندی شیمیایی بلورهای گارنت در سنگ‌های دگرگونی، بر اثر فرایندهای رشد در طی افزایش دما، نشر و نشد آبگون در بلورهای گارنت پیشین ایجاد می‌شود (Hwang et al., 2001). در نمونه‌های گارنت مطالعه شده زون‌بندی به صورت زیر دیده می‌شود.

### زون‌بندی آشکار (فیزیکی)

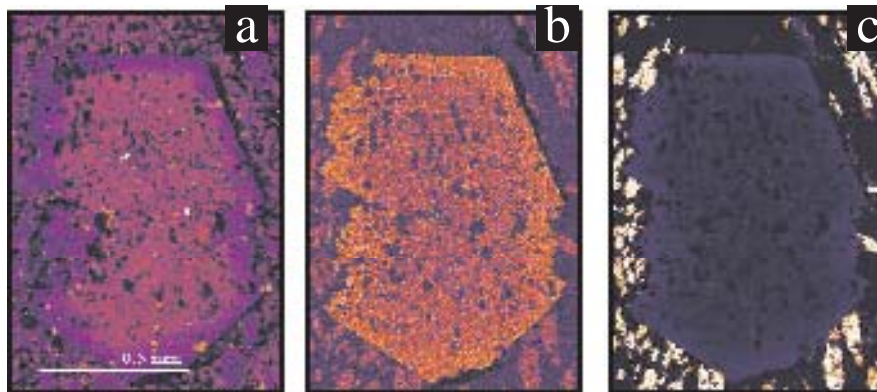
این نوع زون‌بندی در زیر میکروسکوپ پلاریزان، در نور پلاریزه قابل تشخیص است. در تصاویر تجزیه کمی عناصر نیز، تغییر ترکیب کانی واضح است. این نوع زون‌بندی معمولاً با ناپیوستگی در رشد بلورها همراه است و در گارنت آمفیبول شیست‌های منطقه این نوع زون‌بندی مشاهده می‌شود (شکل ۴).

### زون‌بندی پنهان (شیمیایی)

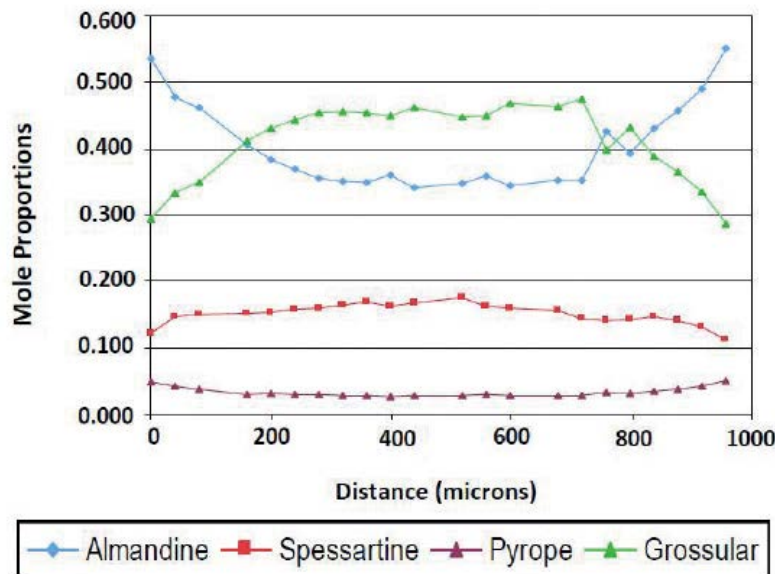
این نوع زون‌بندی معمولاً با میکروسکوپ پلاریزان قابل تشخیص نبوده، اما در تصاویر تجزیه کمی می‌توان آن را تشخیص داد. این زون‌بندی شاخص سنگ‌های دگرگونی است (Kretz, 1994) و معمولاً با پیوستگی در رشد بلورها همراه بوده و در حین رشد آن‌ها تغییرات ترکیب شیمیایی در محیط وجود دارد. این تغییرات محیط، باعث تغییر در ترکیب شیمیایی بلورهای گارنت می‌شود. زون‌بندی شیمیایی را می‌توان به دو دسته زون‌بندی عادی و معکوس تقسیم بندی کرد.

### - زون‌بندی عادی

در این نوع زون‌بندی معمولاً هسته گارنت غنی از اسپسارتین و گروسولاریت است و به سمت حاشیه بلور بر مقدار پیروپ و آلماندین افزوده می‌شود (Tracy, 1982). تصاویر تجزیه کمی عناصر Ca, Fe و Mg یک بلور گارنت نمونه Amph-sch1 در شکل (۵، a, b, c) و نمودار زون‌بندی این گارنت در شکل (۶) نمایش داده شده است. توزیع این عناصر در گارنت، تحت تأثیر درجه دگرگونی، دما، آهنک سردشدگی، ماهیت سیال دگرگونی و شیمی سنگ مادر است (Harangi et al., 2002). درصد گروسولاریت و اسپسارتین در مرکز این بلور نسبت به حاشیه آن بیشتر بوده و درصد آلماندین و پیروپ نیز در حاشیه بلور نسبت



شکل ۵- تصاویر تجزیه کمی برای عناصر، Ca (a), Fe (b) و Mg (c) یک بلور گارنت نمونه Amph-sch1



شکل ۶- نمودار زون‌بندی بلور گارنت نمونه Amph-sch1 بر اساس نسبت مولی و فاصله بر حسب میکرومتر.

می‌تواند نشان دهنده تغییر در شرایط حاکم بر رشد بلورها در طی وقایع چند دگرگونی در منطقه مورد مطالعه باشد (شکل ۷). تصاویر تجزیه کمی عناصر  $Ca$ ،  $Fe$  و  $Mg$  یک بلور گارنت نمونه‌ی Amph-sch2 در شکل (a, b, c) و نمودار زون‌بندی این گارنت در شکل ۹ نمایش داده شده است. به علت رشد این بلورها در طی چند مرحله دگرگونی، عناصر توزیع منظمی را نشان نمی‌دهند. درصد آلماندین در مرکز کمتر از حاشیه بلور است. این افزایش به سمت حاشیه بلور یکنواخت نبوده و با چند مرحله کاهش و افزایش همراه است. درصد گروسولاریت نیز در مرکز و حاشیه تقریباً با هم برابر دارد ولی از مرکز به سمت حاشیه بلور نوسانات زیادی داشته است. درصد اسپسارتین در مرکز بلور بیشتر از حاشیه بوده و این تغییر از مرکز به سمت حاشیه یکنواخت است. درصد پیروپ نیز در مرکز گارنت کمتر از حاشیه آن است، ولی تغییرات آن از مرکز به سمت حاشیه یکنواخت می‌باشد.

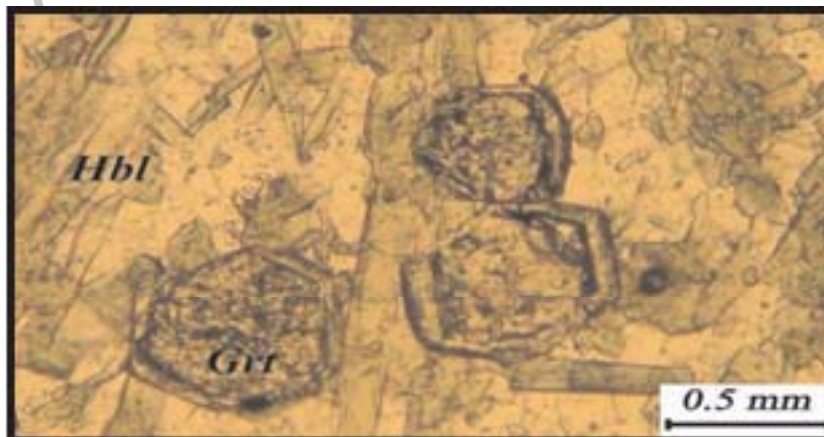
به مرکز بلور بیشتر است. علت تمرکز  $Mn$  در هسته گارنت‌ها را می‌توان به این صورت بیان داشت که  $Mn$  در ساختار گارنت عنصر بسیار سازگاری است و در اولین مراحل تبلور گارنت، تمامی  $Mn$  در ساختار آن متمرکز می‌شود. در نتیجه محیط از  $Mn$  تهی شده و با پیشرفت دگرگونی حاشیه گارنت نسبت به هسته آن از  $Mn$  فقیرتر می‌شود. لازم به ذکر است که کاهش تمرکز  $Mn$  در حاشیه بلور می‌تواند نشانگر تجزیه بلورهای گارنت نیز باشد (Kohn et al., 2000; Wilbur and Ague, 2006).

#### – زون‌بندی معکوس

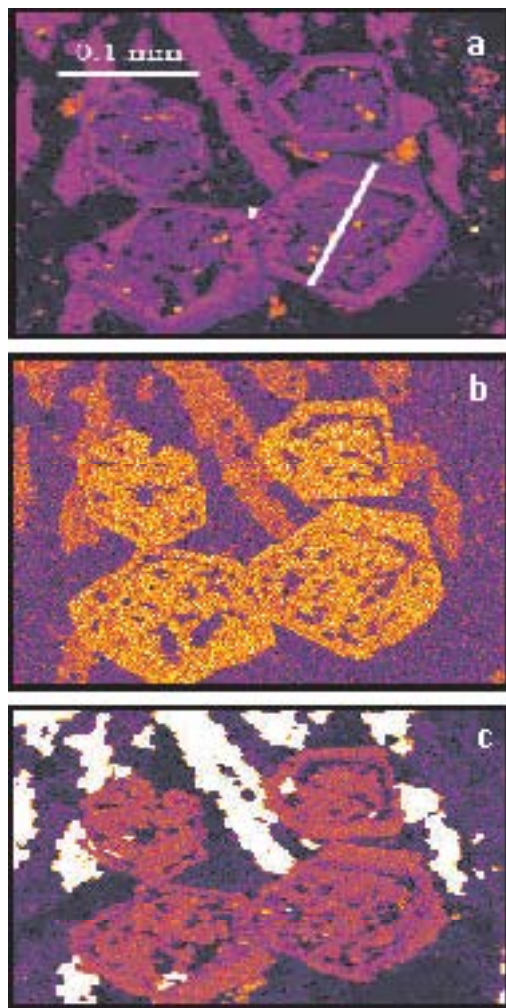
این نوع زون‌بندی حالت عکس زون‌بندی عادی است و در گارنت‌های منطقه مشاهده نشده است.

#### زون‌بندی مختلط

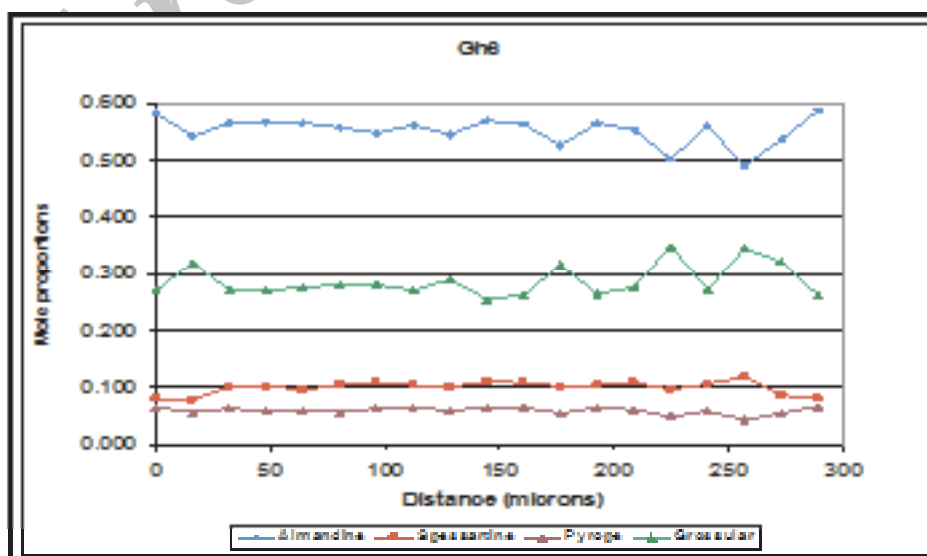
در این نوع زون‌بندی قسمتی از زون‌بندی مرتبط با تغییر مقدار عناصر، در زیر میکروسکوپ قابل مشاهده است و قسمت دیگر آن تنها در تصاویر تجزیه کمی پدیدار می‌شود. این نوع زون‌بندی



شکل ۷- تصویر میکروسکوپی رشد چند مرحله‌ای گارنت در گارنت آمفیبول شیست‌ها (نور P.P.L.).



شکل ۸- تصاویر تجزیه کمی برای عناصر، Ca (a)، Fe (b)، و Mg (c) یک بلور گارنت نمونه Amph-sch2.



شکل ۹- نمودار زون‌بندی بلور گارنت نمونه Amph-sch2 بر اساس نسبت مولی و فاصله بر حسب میکرومتر.





شکل ۱۰- تصویر میکروسکوپی گارنت‌های نیمه شکل‌دار موجود در لوکوسوم با منشأ دگرگونی (نور.P.P.L).

بلورهای گارنت در بخش‌های لوکوسوم، مزوسوم و ملانوسوم میگماتیت‌ها حضور دارند، ولی منشأ آن‌ها در این بخش‌ها با هم متفاوت است. بلورهای گارنت در لوکوسوم، دو منشأ آذرین و دگرگونی دارند.

۱. در حالت اول بلورهای گارنت شکل‌دار بوده و در این سنگ‌ها پایدار هستند و از اطراف به کانی دیگری تبدیل نمی‌شوند. این گارنت‌ها از مذاب حاصل از ذوب بخشی، متبلور شده‌اند و منشأ آذرین دارند.

۲. در حالت دوم این بلورها نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و در لوکوسوم پایدار نیستند. این بلورها از اطراف در حال واکنش و تبدیل به کانی‌های دیگر هستند. منشأ این گارنت‌ها دگرگونی است و احتمالاً بقایای گارنت‌های مزوسوم هستند، که در مذاب حاصل از ذوب بخشی باقی مانده و ذوب نشده‌اند (شکل ۱۰).

به علت تحول میگماتیت‌های منطقه از شیست‌ها و هورنفلس‌ها، گارنت‌های بخش مزوسوم و ملانوسوم این سنگ‌ها دارای منشأ دگرگونی هستند. این گارنت‌ها با خرج بیوتیت تشکیل شده‌اند و واکنش‌های ۳ و ۴ مؤید این موضوع است. در مطالعات زمین‌شناسی و بررسی شرایط سردشدگی سنگ‌های

### شیوه تشکیل بلورهای گارنت در سنگ‌های دگرگونی منطقه

۱- تشکیل بلورهای گارنت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بلورهای گارنت به غیر از اسلیت‌ها و فیلیت‌ها، تقریباً در بیشتر سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه حضور دارند. این بلورها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است و منشأ دگرگونی دارند، ولی واکنش‌های تشکیل گارنت در آن‌ها یکسان نیست و تبلور گارنت طی واکنش‌های متفاوتی صورت می‌گیرد. برای مثال تشکیل این کانی در گارنت- میکا شیست‌ها به خرج کلریت بوده و واکنش ۱ مؤید این موضوع است.

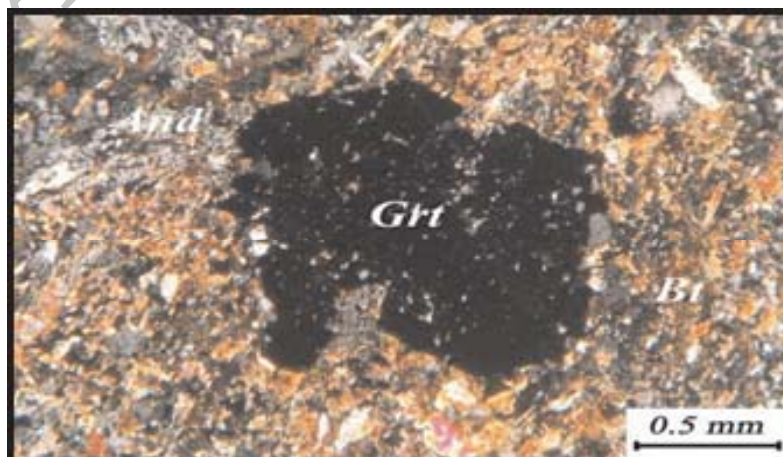


(Yang and Pattison, 2006)

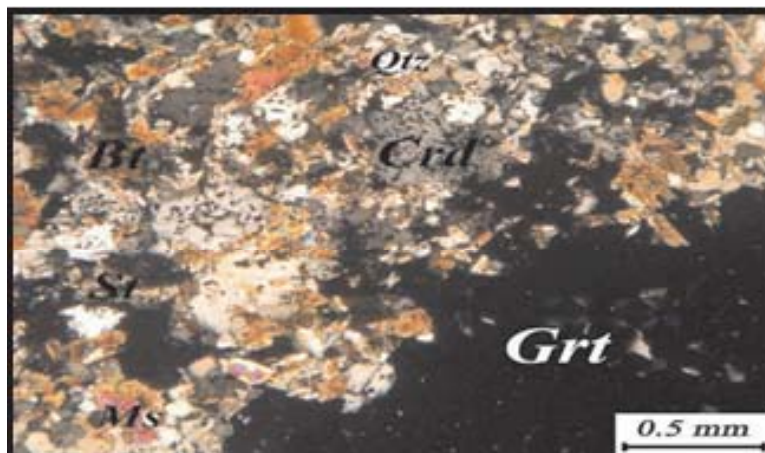
در شیست‌های درجه بالا به ویژه در نزدیکی رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی گارنت همراه مسکوویت و استارولیت گرداگرد بلورهای سیلیکات آلومین (سیلیمانیت) دیده می‌شود. به کمک واکنش ۲ می‌توان این پدیده را توجیه نمود.



(Deer et al., 1982)



شکل ۱۱- تصویر میکروسکوپی گارنت آندالوزیت هورنفلس (نور.X.P.L).



شکل ۱۲- تصویر میکروسکوپی از گارنت- کوردیریت هورنفلس، بلورهای گارنت از اطراف در حال تبدیل شدن به مسکوویت و بیوتیت هستند (نور. X.P.L).



(Hyndman, 1985)

۲. گارنت‌ها در نسل دوم، بی‌شکل بوده و به طور یکنواخت در تمام قسمت‌های سنگ پراکنده هستند. این بلورها در سنگ‌های دگرگونی همبری ناپایدار بوده و در نزدیکی توده نفوذی، از اطراف به سیلیمانیت ( $\pm$  فیبرولیت) و بیوتیت تبدیل می‌شوند (اشکال ۱۱ و ۱۲). بر اثر تحول سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای به همبری، گارنت از مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای باقی مانده است.

### ۳- تشکیل بلورهای گارنت در سنگ‌های پلوتونیک

بلورهای گارنت در مونزوگرنیت‌ها، آپلیت‌ها و پگماتیت‌های منطقه حضور دارند، ولی منشأ آن‌ها یکسان نبوده و دارای منشأهای متفاوتی هستند.

۳-۱- تشکیل بلورهای گارنت در مونزوگرنیت‌های گارنت‌دار پراکندگی بلورهای گارنت در تمامی قسمت‌های این سنگ‌ها یکسان نبوده و درمحل کنتاکت توده نفوذی با شیست‌ها و هورنفلس‌های گارنت‌دار تجمع آن‌ها بیشتر است. همچنین در قسمت‌هایی که هورنفلس‌ها به صورت بیگانه سنگ درون مونزوگرنیت‌ها قرار گرفته‌اند، نیز تجمع زیادی از گارنت‌ها دیده

دگرگونی، تبادلات Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت حائز اهمیت است (Ganguly and Tirone, 2002; Robl et al., 2007).



(Tracy, 1982)

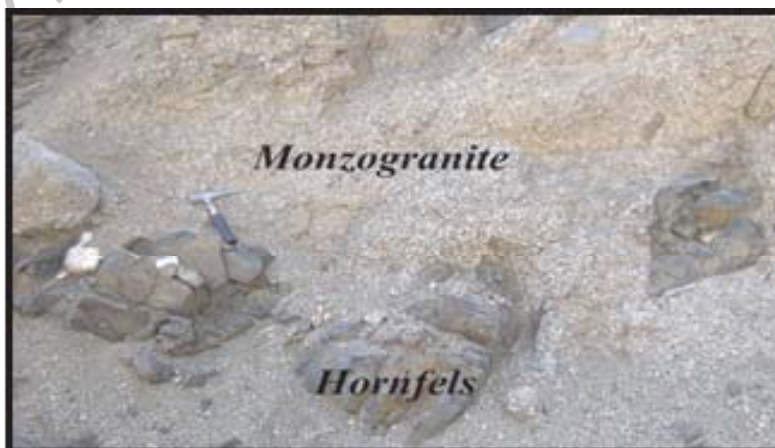


(Norlander et al., 2002)

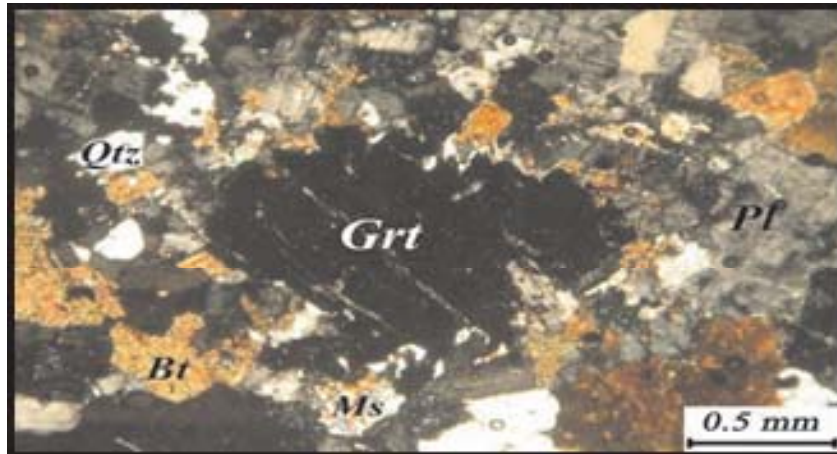
### ۲- تشکیل بلورهای گارنت در سنگ‌های دگرگونی همبری

بلورهای گارنت در بیشتر سنگ‌های دگرگونی همبری دیده می‌شوند. گارنت در این سنگ‌ها دارای دو نسل است:

۱. در نسل اول گارنت‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در این سنگ‌ها پایدار هستند. همچنین این بلورها بیشتر در بخش روشن هورنفلس‌ها تجمع دارند. برای مثال در مجاورت توده گابرویی در منطقه چشمه قصابان، در گارنت میکا هورنفلس‌ها ذوب بخشی اتفاق افتاده، در نتیجه مسکوویت و بیوتیت به گارنت و ارتوکلاز تبدیل شده‌اند که توسط واکنش ۵ می‌توان این پدیده را توجیه کرد. گارنت‌های تشکیل شده بیشتر در بخش لوکوسوم تمرکز دارند و این مسئله نشانگر تشکیل گارنت‌ها بر اثر ذوب بخشی در هورنفلس‌ها است.



شکل ۱۳- نمایی از میانبارهای هورنفلس در مونزوگرنیت‌های گارنت‌دار در منطقه گنج‌نامه.



شکل ۱۴- تصویر میکروسکوپی از مونزوگرانیتهای گارنتدار (نور X.P.L).

نسبت به انواع آذرین خود دانه‌ریزتر هستند. لازم به ذکر است که منشأ این گارنت‌ها آذرین است.

### نتیجه‌گیری

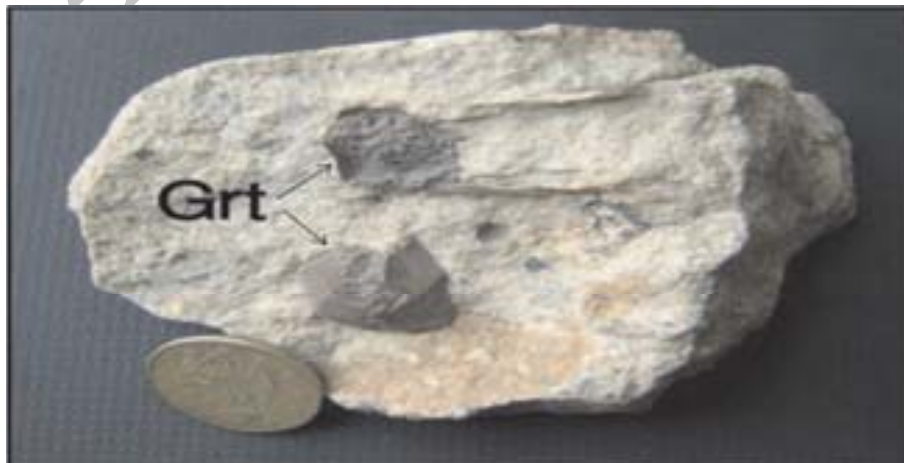
گارنت‌های منطقه غنی از آلماندین بوده و پدیده زون‌بندی به صورت زون‌بندی آشکار (فیزیکی)، پنهان (شیمیایی) و مختلط دیده می‌شود. زون‌بندی آشکار به علت ناپیوستگی در رشد بلورها ایجاد شده است. در زون‌بندی پنهان که به صورت عادی در منطقه دیده می‌شود، پیوستگی در رشد بلورها وجود دارد و تغییرات ترکیب شیمیایی در محیط باعث به وجود آمدن این زون‌بندی می‌شود. زون‌بندی مختلط نیز به علت تغییر در شرایط حاکم بر رشد بلورها، در طی وقایع چند دگرگونی در منطقه ایجاد شده است.

بلورهای گارنت در منطقه دارای دو منشأ دگرگونی و آذرین هستند. گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، منشأ دگرگونی دارند و طی این دگرگونی تشکیل شده‌اند. بلورهای گارنت در مزوسوم میگماتیت‌ها به خرج بیوتیت تشکیل شده‌اند و دارای منشأ دگرگونی هستند. گارنت‌های لوکوسوم نیز دارای دو منشأ آذرین و دگرگونی (باقیمانده از مزوسوم) دارند. بلورهای گارنت در سنگ‌های دگرگونی همبری دارای دو نسل هستند، نسل اول

می‌شوند (شکل ۱۳). با نفوذ توده‌های گرانیتی به درون شیست‌ها و هورنفلس‌های گارنت‌دار منطقه، قسمتی از این سنگ‌ها را در خود هضم کرده‌اند. در نتیجه کانی‌های زودگداز ذوب شده و کانی‌های دیرگداز (مانند گارنت) درون مذاب گرانیتی باقی مانده‌اند. این گارنت‌ها نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و در این سنگ‌ها ناپایدار هستند. بلورهای گارنت در مونزوگرانیتهای گارنت‌دار به صورت بیگانه بلور هستند و منشأ دگرگونی دارند (شکل ۱۴).

### ۳-۲- تشکیل بلورهای گارنت در آپلیت‌ها و پگماتیت‌های گارنت‌دار

بلورهای گارنت در این سنگ‌ها کاملاً شکل‌دار بوده و به طور یکنواخت در سنگ پراکنده شده‌اند (شکل ۱۵). بلورهای گارنت موجود در این سنگ‌ها درشت‌تر از گارنت‌های سنگ‌های دگرگونی هستند. از آنجا که این بلورها از شیرابه‌های ماگمایی متبلور شده‌اند، در نتیجه در یک محیط مذاب فضای کافی برای رشد این بلورها وجود داشته است. در حالی که در سنگ‌های دگرگونی تبدیل یک کانی به کانی دیگر در حالت جامد صورت می‌گیرد و گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها به علت محصور شدن توسط کانی‌های دیگر فضای کافی برای رشد ندارند و



شکل ۱۵- تصویر ماکروسکوپی از گارنت‌های شکل‌دار در آپلیت‌های گارنت‌دار منطقه مریانج.



tahedral Fe<sup>3+</sup> centers in a series of garnet crystals A3B-2C3O12 (A = Cd, Ca; B = Al, Ga, Sc, In; C = Ge, Si). *Journal of Chemical Physics Letters*, 484, 387–391.

- Locock, A., 2008. An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Journal of Computers and Geosciences*, 34, 1769-1780.

- Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C., and Van-derhaeghe, O., 2002. Partial melting and decompression of the Thor-Odin Dome, Shuswap metamorphic core complex. Canada. *Journal of Cord. Lithos*, 61, 103–125.

- Robl, J., Hergarten, S., Stuwe, K., and Hauzenberger, C., 2007. Thermal History: A new software to interpret diffusive zoning profiles in garnet. *Journal of Computers and Geosciences*, 33, 760–772.

- Russell, J.K., Dipple, G.M., Lang, J.R., and Lueck, B., 1999. Major-element discrimination of titanium andradite from magmatic and hydrothermal environments; an example from the Canadian Cordillera. *Europe Journal of Mineralogy*, 11, 919-935.

- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., Desmons, J., and Silvola, J., 2002. Towards a unified nomenclature in metamorphic petrology, 1. How to name a metamorphic rock- An outline on behalf of SCMR. Provisional version on SCMR website.

- Sepahi, A. A., 2007. A detailed study of morphology and chemistry of garnet crystals with suggestion of new subdivisions: data from pelitic schists, hornfelses and aplites of hamadan region. *Iranian Journal of Science and Technology*, 31, A3.

- Tracy, R. J., 1982. compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In Ferry, J.M., (Ed). *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*. *Journal of Mineralogy*.

- Whitney, D.L., Goergen, E.T., Ketchan, R.A. and Kunze, K., 2008. Formation of garnet polycrystals during metamorphic crystallization. *Journal of Metamorphic Geology*, 2.

- Wilbur, E., and Ague, J., 2006. Chemical disequilibrium during garnet growth: Monte Carlo simulations of natural crystal morphologies. *Journal of Social American*, 34, 689-692.

- Yang, P., and Pattison, D., 2006. Genesis of monazite and Y zoning in garnet from the Black Hills, South Dakota. *Journal of Lithos*, 88, 233-253.

طی دگرگونی همبری تشکیل شده‌اند و به صورت پورفایروبلاست در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. نسل دوم، گارنت‌های باقیمانده از دگرگونی ناحیه‌ای هستند و دارای منشأ دگرگونی بوده و به صورت بازمانده در این سنگ‌ها حضور دارند. بلورهای گارنت در آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها نیز منشأ آذرین و بلورهای گارنت در مونوزوگرانیت‌های منطقه منشأ دگرگونی دارند.

## منابع

- Chakraborty, S., 2006. Diffusion modeling as a tool for constraining timescales of evolution of metamorphic rocks. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 88, 7–27.

- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1982. *Rock forming minerals, Orthosilicates*. Longman, 919.

- Dziggel, A., Wulff, K., Kolb, J., Meyer, F.M., and Lahaie, Y., 2009. Significance of oscillatory and bell-shaped growth zoning in hydrothermal garnet: Evidence from the Navachab gold deposit, Namibia. *Journal of Chemical Geology*, 262–276.

- Ganguly, J. and Tirone, M., 2002. Closure-temperature and -age of minerals. *Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 260.

- Harangi, S.Z., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C.S., Thirlwall M.F., Mason P.R.D., and Matthey D., 2002. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Pannonian basin (eastern-central Europe). *Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications, Journal of Petrology*, 10, 1813-1843.

- Hwang, S.L., Yui, T.F., and Shen, P., 2001. Submicron polyphase inclusions in garnet from the Tananao metamorphic complex, Taiwan, a key to unraveling other wise unrecognized metamorphic events. *Journal of Geology*, 19, 599-605.

- Hyndman, D.W., 1985. *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. Mc Graw-Hill, New York, 786.

- Klein, C., and Harlbut, Jr.C.S., 1999. *Manual of mineralogy (after Dana)*. 21st (Ed). John Wiley, 681.

- Kohn, M.J. and Spear, F.S., 2000. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure–temperature estimates. *Journal of Geology*, 28, 1127–1130.

- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Journal of American Mineralogy*, 69, 277-279.

- Kretz, R., 1994. *Metamorphic Crystallization*. John Wiley, 507.

- Li Li, H., Kuang, X., Mao, A., Li, Y., and Wang, S., 2010. Study of local structures and optical spectra for oc-