



نقش گارنت در تفسیر سنگ‌زایی همبافت گرانیتوئیدی بروجرد و هاله‌ی دگرگونی آن

زهرا طهماسبی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۰/۸/۲۵، نسخه نهایی: ۹۰/۱۱/۲۵)

چکیده: گارنت‌های گروه پیرالسپیت (به ویژه انواع غنی از آلماندین) در سنگ‌های متنوعی از مجموعه‌ی دگرگونی بروجرد و نیز برخی از سنگ‌های آذرین مجاور آن‌ها یافت می‌شوند. هر چند که ترکیب این کانی‌ها در قلمرو ترکیب شیمیایی کانی آلماندین (گارنت غنی از آهن) قرار می‌گیرد اما مقدار اسپسارتین (منگنز) آن‌ها نیز قابل توجه است. تغییرات ترکیب کانی‌ها هم در دانه‌های مختلف و هم در درون دانه‌ها بررسی شده‌اند. بسیاری از دانه‌ها دارای تغییر ترکیب در درون خود (زونینگ شیمیایی) بوده و ترکیب مرکز و حاشیه آن‌ها متفاوت است به‌طوری که ترکیب گارنت به ترتیب از مرکز به حاشیه در گرانودیوریت از $Alm_{0.65}$, $Prp_{0.05}$, $Sps_{0.264}$, $Grs_{0.193}$ تا $Alm_{0.76}$, $Prp_{0.03}$, $Sps_{0.2}$, $Grs_{0.007}$ در پگماتیت‌ها از $Alm_{0.71}$, $Prp_{0.02}$, $Sps_{0.26}$, Grs_0 تا $Alm_{0.81}$, $Prp_{0.07}$, $Sps_{0.09}$, $Grs_{0.03}$ در هورنفلس‌ها از $Alm_{0.63}$, $Prp_{0.06}$, $Sps_{0.3}$, $Grs_{0.002}$ تا $Alm_{0.81}$, $Prp_{0.07}$, $Sps_{0.09}$, $Grs_{0.03}$ تغییر می‌کند. شواهد سنگ‌نگاری نظیر همراهی تورمالین با گارنت پگماتیت‌ها و آندالوزیت با گارنت گرانودیوریت‌های حاشیه و شیمی کانی گارنت (تغییرات نوسانی Al در گارنت پگماتیت‌ها، کاهش عنصر Mg و افزایش Mn در هسته گارنت گرانودیوریت‌ها و خطی بودن Al از حاشیه به مرکز) حاکی از خاستگاه دگرگونی گارنت در گرانودیوریت و هورنفلس و ماگمایی بودن آن در پگماتیت‌هاست.

واژه‌های کلیدی: بروجرد؛ دگرگونی؛ گارنت؛ زونینگ.

مقدمه

آرایی چهار یا چاروجهی است و $\emptyset$ بنا بر جایگاه آنیون‌هاست که همواره آنیون اکسیژن است [۲]. گرچه کانی‌های این گروه اغلب در سنگ‌های دگرگونی به‌ویژه سنگ‌های دگرگون با ترکیب رسی و اسکارنها مشاهده می‌شوند، ولی این گروه از کانی‌ها در برخی از سنگ‌های آذرین از جمله پگماتیت‌های گرانیتی و گرانیت‌ها نیز یافت می‌شوند [۳]. همچنین گارنت در سنگ‌های بازی دگرگون شده مثل انواع گارنت آمفیبولیت و اکلوژیت نیز به فراوانی یافت می‌شود. گروه گارنت‌ها به دلیل مقاوم و پایدار بودن در طیف گسترده‌ی دمایی و به‌دلیل کند بودن سرعت توزیع کاتیون‌ها در آن‌ها به عنوان زمین‌دماسنج و یک شاخص سنگ‌زا استفاده می‌شوند [۴]. گارنت نوع اسپسارتین، فراوان‌ترین و شناخته شده‌ترین گارنت موجود در

یکی از کانی‌های فرعی مهم در گرانیتوئیدها و سنگ‌های دگرگون بروجرد، گارنت است. گارنت‌ها گروه مهمی از کانی‌های ارتوسیلیکاتی هستند که در شرایط مختلف زمین‌شناسی تشکیل می‌شوند [۱]. با توجه به نوع سنگ دربرگیرنده، ترکیب زمینه، کانی‌های پیرامون و شرایط دما و فشار، عناصر مختلفی در ترکیب این کانی شرکت کرده و در نتیجه انواع مختلفی از گارنت ایجاد می‌شوند. فرمول عمومی گارنت‌های بی‌آب $Z, Y, X, \{X_3\}[Y_2](Z_3)\emptyset_{12}(\text{anhydrous})$ هستند که Z, Y, X کاتیونند. $\{ \}$ نشانه‌ی جایگاه کاتیون‌هایی با عدد هم‌آرایی هشت یا جایگاه مکعبی، $[]$ علامت جایگاه کاتیون‌های با هم‌آرایی شش یا هشت وجهی و $()$ معرف جایگاه کاتیون‌های با هم

* نویسنده مسئول، تلفن- نمابر: ۶۲۰۰۶۱۲ (۰۶۶۱)، پست الکترونیکی: zahra_tak@yahoo.com

نقطه‌ای شدند (جدول ۱) که نتایج آن‌ها در این مقاله مورد بحث قرار می‌گیرند.

روش بررسی

تعداد ۲۸ مقطع نازک از انواع واحدهای مختلف آذرین و دگرگون گارنت‌دار با میکروسکوپ قطبشی مورد بررسی قرار گرفتند. برای تعیین نوع گارنت در برخی از سنگ‌های آذرین و دگرگون گارنت‌دار، نمونه‌هایی از ترکیب‌های مختلف سنگی شامل گرانودیوریت، پگماتیت و هورنفلس انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازک صیقلی (تعداد ۱۸ عدد) تهیه شد. برای بررسی ژئوشیمیایی و به منظور تعیین ترکیب شیمیایی در نیمرخ از حاشیه به حاشیه بلور گارنت، تعداد ۳۸ نقطه مورد آنالیز کمی

پگماتیت‌های گرانیتی و آپلیت‌ها هستند و برعکس در این نوع سنگ‌ها، گارنت‌های نوع پیروپ و گروسولار کمتر یافت می‌شوند [۵]. در سنگ‌های آذرین فلسیکی و دگرگونی به‌ویژه در هاله‌های گرمایی، ممکن است درصد مهمی از گارنت نوع اسپسارتین در گارنت‌های نوع آلماندین دیده شود [۵، ۶]. بنابراین با بررسی ویژگی‌های گارنت‌ها می‌توان اطلاعات زیادی در مورد خاستگاه و شکل‌گیری توده‌های گرانیتی و پگماتیتی به‌دست آورد [۷، ۸]. در این پژوهش برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ساختار کانی گارنت به منظور تعیین نوع و شرایط تشکیل آن، نمونه‌هایی از این کانی در ترکیب‌های مختلف سنگی (سنگ‌های آذرین و دگرگون) مورد آنالیزهای

جدول ۱ آنالیزهای ریزکاوشی از واحدهای گارنت‌دار در منطقه‌ی مورد بررسی که محاسبه‌ی فرمول ساختاری به روش ۲۴ اکسیژن و اعضای نهایی (End-member) با استفاده از نرم افزار Minerals Spreadsheet تعیین شده‌اند.

	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite
	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	۳۶٫۸۶	۳۶٫۶۵	۳۷٫۲۱	۳۷٫۰۵	۳۵٫۳۸	۳۷٫۱۷	۳۶٫۶۴	۳۷٫۱۶
TiO ₂	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۹
Al ₂ O ₃	۲۱٫۴۶	۲۱٫۴۳	۲۱٫۴۹	۲۱٫۶۵	۲۰٫۵۶	۲۱٫۶۳	۲۱٫۴۹	۲۱٫۴۲
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۷
Fe ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۲۱	۰٫۰۰	۰٫۲۶	۰٫۴۶	۰٫۰۷	۰٫۲۶	۰٫۱۰
FeO	۳۱٫۳۲	۳۳٫۶۵	۳۴٫۳۷	۳۴٫۶	۲۸٫۸۳	۳۴٫۴۶	۳۲٫۲۵	۳۳٫۸۵
MnO	۸٫۳۹	۴٫۷۲	۳٫۵۷	۳٫۳۲	۱۱٫۰۴	۳٫۵۰	۷٫۶۸	۴٫۸۴
MgO	۱٫۹۲	۲٫۹۰	۳٫۱۷	۳٫۳۶	۱٫۲۰	۳٫۳۲	۲٫۰۸	۲٫۷۵
CaO	۱٫۲۴	۱٫۱۴	۱٫۱۵	۱٫۱۷	۱٫۲۰	۱٫۱۱	۱٫۱۴	۱٫۱۷
Total	۱۰۱٫۲۷	۱۰۰٫۸۸	۱۰۱٫۱۶	۱۰۱٫۶۲	۹۸٫۸۹	۱۰۱٫۴۱	۱۰۱٫۷۶	۱۰۱٫۴۴
Si	۲٫۹۶۴	۲٫۹۴۵	۲٫۹۶۹	۲٫۹۴۷	۲٫۹۴۰	۲٫۹۵۹	۲٫۹۴۰	۲٫۹۶۷
Al iv	۰٫۰۳۶	۰٫۰۵۵	۰٫۰۳۱	۰٫۰۵۳	۰٫۰۶۰	۰٫۰۴۱	۰٫۰۶۰	۰٫۰۳۳
Al vi	۱٫۹۹۹	۱٫۹۷۶	۱٫۹۹۱	۱٫۹۷۸	۱٫۹۵۶	۱٫۹۸۸	۱٫۹۷۳	۱٫۹۸۴
Ti	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵
Cr	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴
Fe ³⁺	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۹	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۶
Fe ²⁺	۲٫۱۰۸	۲٫۲۶۱	۲٫۲۹۴	۲٫۳۰۸	۲٫۰۰۴	۲٫۲۹۴	۲٫۱۶۴	۲٫۲۶۱
Mn	۰٫۵۷۱	۰٫۳۲۱	۰٫۲۴۱	۰٫۲۲۳	۰٫۷۷۷	۰٫۲۳۶	۰٫۵۲۲	۰٫۳۲۷
Mg	۰٫۲۳۰	۰٫۳۴۷	۰٫۳۷۷	۰٫۳۹۹	۰٫۱۴۸	۰٫۳۹۴	۰٫۲۴۹	۰٫۳۲۷
Ca	۰٫۱۰۷	۰٫۰۹۸	۰٫۰۹۹	۰٫۰۹۹	۰٫۱۰۷	۰٫۰۹۵	۰٫۰۹۸	۰٫۱۰۰
Total	۸٫۰۱۷	۸٫۰۲۷	۸٫۰۱۲	۸٫۰۲۸	۸٫۰۳۲	۸٫۰۱۸	۸٫۰۳۱	۸٫۰۱۵
Almandine	۶۹٫۳۶	۷۳٫۹۵	۷۵٫۸۶	۷۵٫۵۱	۶۴٫۹۰	۷۵٫۵۱	۷۰٫۴۴	۷۴٫۵۵
Andradite	۰٫۰۰	۰٫۶۴	۰٫۰۰	۰٫۷۸	۱٫۴۷	۰٫۲۱	۰٫۸۱	۰٫۳۰
Grossular	۳٫۵۸	۲٫۵۰	۳٫۱۸	۲٫۵۵	۱٫۹۳	۳٫۰۰	۲٫۳۱	۲٫۸۷
Pyrope	۷٫۷۴	۱۱٫۸۰	۱۲٫۶۹	۱۳٫۵۳	۵٫۰۴	۱۳٫۳۱	۸٫۴۸	۱۱٫۰۴
Spessartine	۱۹٫۲۸	۱۰٫۹۱	۸٫۱۲	۷٫۵۸	۲۶٫۴۲	۷٫۹۷	۱۷٫۷۵	۱۱٫۰۳
Uvarovite	۰٫۰۴	۰٫۲۰	۰٫۱۴	۰٫۰۴	۰٫۲۴	۰٫۰۰	۰٫۲۱	۰٫۲۱
Spessartine + Pyrope	۲۷٫۰۲	۲۲٫۷۱	۲۰٫۸۲	۲۱٫۱۱	۳۱٫۴۶	۲۱٫۲۷	۲۶٫۲۳	۲۲٫۰۷

ادامه جدول ۱

	pegmatite	pegmatite	pegmatite	pegmatite	pegmatite	pegmatite	pegmatite	pegmatite	pegmatite	pegmatite	pegmatite
	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	۳۶.۱۰	۳۵.۷۶	۳۶.۲۱	۳۶.۲۷	۳۵.۸۵	۳۶.۰۸	۳۶.۰۳	۳۶.۲۰	۳۶.۰۲	۳۶.۰۴	۳۵.۹۳
TiO ₂	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۲
Al ₂ O ₃	۲۱.۱۱	۲۱.۱۲	۲۱.۲۱	۲۱.۲۱	۲۱.۱۷	۲۱.۱۹	۲۱.۱۹	۲۱.۲۴	۲۱.۲۱	۲۱.۲۱	۲۱.۱۱
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۱
Fe ₂ O ₃	۰.۰۹	۰.۲۲	۰.۱۱	۰.۰۲	۰.۲۸	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۳۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۲۹
FeO	۳۳.۱۷	۳۳.۶۸	۳۳.۷۵	۳۳.۰۵	۳۳.۸۴	۳۳.۳۳	۳۳.۰۵	۳۳.۱۹	۳۳.۰۴	۳۳.۳۱	۳۳.۶۶
MnO	۸.۴۸	۸.۵۹	۸.۷۳	۹.۳۳	۹.۷۸	۱۰.۴۳	۱۰.۴۷	۱۱.۰۷	۱۰.۵۸	۹.۸۶	۱۰.۱۲
MgO	۰.۷۵	۰.۸۱	۰.۷۷	۰.۷۳	۰.۷۱	۰.۶۴	۰.۵۸	۰.۶۰	۰.۵۹	۰.۶۵	۰.۶۵
CaO	۰.۳۵	۰.۲۷	۰.۳۱	۰.۳۹	۰.۳۰	۰.۱۴	۰.۱۹	۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۳۰	۰.۲۸
Total	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۰.۹۴	۱۰۰.۵۸	۱۰۱.۸۱	۱۰۰.۷۴	۱۰۰.۴۹	۱۰۰.۹۹
Si	۲.۹۵۶	۲.۹۳۸	۲.۹۵۲	۲.۹۵۸	۲.۹۳۳	۲.۹۵۰	۲.۹۵۳	۲.۹۴۱	۲.۹۵۲	۲.۹۵۳	۲.۹۴۰
Al iv	۰.۰۴۴	۰.۰۶۲	۰.۰۴۸	۰.۰۴۲	۰.۰۶۷	۰.۰۵۰	۰.۰۴۷	۰.۰۵۹	۰.۰۴۸	۰.۰۴۷	۰.۰۶۰
Al vi	۱.۹۹۴	۱.۹۸۵	۱.۹۹۲	۱.۹۹۷	۱.۹۷۵	۱.۹۹۳	۲.۰۰۲	۱.۹۷۶	۲.۰۰۰	۲.۰۰۲	۱.۹۷۸
Ti	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۱
Cr	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱
Fe ³⁺	۰.۰۰۵	۰.۰۱۳	۰.۰۰۷	۰.۰۰۱	۰.۰۱۷	۰.۰۰۳	۰.۰۰۰	۰.۰۱۹	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۱۸
Fe ²⁺	۲.۳۱۳	۲.۳۱۴	۲.۳۰۲	۲.۳۰۴	۲.۳۴۷	۲.۳۱۲	۲.۳۰۲	۲.۳۱۸	۲.۳۱۹	۲.۳۲۴	۲.۳۲۲
Mn	۰.۵۸۸	۰.۵۹۸	۰.۶۰۳	۰.۶۴۴	۰.۶۷۸	۰.۷۲۳	۰.۷۲۷	۰.۷۶۲	۰.۷۳۴	۰.۶۸۴	۰.۷۰۱
Mg	۰.۰۹۲	۰.۰۹۹	۰.۰۹۴	۰.۰۸۹	۰.۰۸۷	۰.۰۷۸	۰.۰۷۱	۰.۰۷۳	۰.۰۷۲	۰.۰۷۹	۰.۰۷۹
Ca	۰.۰۳۱	۰.۰۲۴	۰.۰۲۷	۰.۰۳۴	۰.۰۲۷	۰.۰۱۲	۰.۰۱۷	۰.۰۱۳	۰.۰۱۵	۰.۰۲۶	۰.۰۳۳
Total	۸.۰۳۳	۸.۰۳۳	۸.۰۲۵	۸.۰۳۱	۸.۰۳۶	۸.۰۲۴	۸.۰۳۱	۸.۰۳۲	۸.۰۲۳	۸.۰۲۰	۸.۰۳۳
Almandine	۷۵.۹۵	۷۵.۴۶	۷۵.۴۸	۷۴.۰۸	۷۳.۰۳	۷۲.۴۶	۷۲.۴۲	۷۱.۲۰	۷۲.۱۸	۷۳.۲۷	۷۲.۳۳
Andradite	۰.۲۷	۰.۶۸	۰.۳۴	۰.۰۷	۰.۷۳	۰.۱۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۲۳
Grossular	۰.۷۶	۰.۱۲	۰.۵۴	۱.۰۷	۰.۰۰	۰.۲۶	۰.۵۶	۰.۰۰	۰.۵۰	۰.۸۳	۰.۱۷
Pyrope	۳.۱۱	۳.۳۸	۳.۱۸	۳.۰۰	۲.۹۵	۲.۶۴	۲.۴۰	۲.۴۷	۲.۴۴	۲.۶۸	۲.۶۹
Spessartine	۱.۹۰	۲.۰۳۵	۲.۰۴۲	۲.۱۷۸	۲.۳۱۱	۲.۴۴۹	۲.۴۶۲	۲.۵۸۹	۲.۴۸۸	۲.۳۱۷	۲.۳۸۵
Uvarovite	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۱۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۳
Spessartine + Pyrope	۲۳.۰۱	۲۳.۷۴	۲۳.۶۱	۲۴.۷۸	۲۶.۰۶	۲۷.۱۳	۲۷.۰۲	۲۸.۲۶	۲۷.۳۲	۲۵.۸۴	۲۶.۵۴

ادامه جدول ۱

	pegmatite	pegmatite	pegmatite	pegmatite	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels
	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	۳۶.۰۶	۳۶.۲۵	۳۶.۲۳	۳۵.۹۴	۳۷.۲۳	۳۶.۲۷	۳۵.۹۳	۳۵.۲۲	۳۶.۰۱	۳۶.۵۸	۳۵.۸۲	۳۶.۵۷
TiO ₂	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۹	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۰۶
Al ₂ O ₃	۲۱.۱۵	۲۱.۱۹	۲۱.۲۳	۲۱.۲۱	۲۱.۸۵	۲۱.۰۵	۲۱.۰۸	۲۰.۵۵	۲۱.۱۵	۲۱.۳۵	۲۰.۶۹	۲۱.۴۳
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۱۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۸	۰.۰۴	۰.۰۵
Fe ₂ O ₃	۰.۰۷	۰.۲۴	۰.۰۰	۰.۲۳	۰.۰۰	۰.۳۱	۰.۴۶	۰.۸۹	۰.۴۵	۰.۱۸	۰.۴۲	۰.۰۶
FeO	۳۳.۰۱	۳۳.۲۸	۳۳.۲۶	۳۳.۹۹	۳۸.۴۵	۳۳.۶۱	۳۵.۵۱	۳۵.۸۸	۳۶.۵۱	۳۶.۷۴	۳۶.۰۰	۳۶.۵۶
MnO	۹.۳۴	۹.۱۶	۹.۰۶	۸.۴۵	۱۱.۹۴	۶.۳۳	۴.۵۴	۳.۹۱	۳.۷۸	۳.۷۹	۳.۶۳	۳.۷۶
MgO	۰.۶۹	۰.۷۵	۰.۷۵	۰.۸۳	۱.۴۱	۱.۷۰	۱.۶۹	۱.۵۷	۱.۶۱	۱.۶۰	۱.۵۵	۱.۶۴
CaO	۰.۳۷	۰.۴۴	۰.۳۰	۰.۳۰	۰.۹۳	۱.۱۱	۱.۱۵	۱.۱۴	۱.۱۵	۱.۱۶	۱.۲۱	۱.۱۸
Total	۱۰۰.۸۱	۱۰۱.۴۲	۱۰۰.۸۸	۱۰۱.۰۳	۱۰۱.۹۲	۱۰۰.۴۳	۱۰۰.۵۰	۹۹.۲۸	۱۰۰.۸۰	۱۰۱.۵۷	۹۹.۴۴	۱۰۱.۳۶
Si	۲.۹۵۲	۲.۹۴۹	۲.۹۵۶	۲.۹۳۷	۲.۹۶۵	۲.۹۵۳	۲.۹۳۱	۲.۹۲۳	۲.۹۳۰	۲.۹۴۷	۲.۹۵۱	۲.۹۵۱
Al iv	۰.۰۴۸	۰.۰۵۱	۰.۰۴۴	۰.۰۶۳	۰.۰۳۵	۰.۰۴۷	۰.۰۶۹	۰.۰۷۷	۰.۰۷۰	۰.۰۵۳	۰.۰۴۹	۰.۰۴۹
Al vi	۱.۹۹۳	۱.۹۸۲	۱.۹۹۲	۱.۹۸۲	۲.۰۲۲	۱.۹۷۴	۱.۹۶۰	۱.۹۳۳	۱.۹۶۱	۱.۹۷۶	۱.۹۶۱	۱.۹۸۹
Ti	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۶	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۵	۰.۰۰۶	۰.۰۰۶	۰.۰۰۷	۰.۰۰۴
Cr	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۶	۰.۰۰۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۵	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳
Fe ³⁺	۰.۰۰۴	۰.۰۰۵	۰.۰۰۰	۰.۰۱۴	۰.۰۰۰	۰.۰۱۹	۰.۰۲۸	۰.۰۵۵	۰.۰۲۸	۰.۰۱۱	۰.۰۲۶	۰.۰۰۴
Fe ²⁺	۲.۳۶۰	۲.۳۷۱	۲.۳۷۳	۲.۳۲۳	۱.۹۳۱	۲.۲۸۹	۲.۴۲۲	۲.۴۸۴	۲.۳۲۳	۲.۴۷۶	۲.۴۸۰	۲.۴۶۷
Mn	۰.۶۴۷	۰.۶۳۱	۰.۶۲۷	۰.۵۸۵	۰.۸۰۵	۰.۳۳۶	۰.۳۱۴	۰.۲۷۴	۰.۲۶۰	۰.۲۵۹	۰.۲۵۳	۰.۲۵۷
Mg	۰.۰۸۴	۰.۰۹۰	۰.۰۹۳	۰.۱۰۱	۰.۱۶۷	۰.۲۰۶	۰.۲۰۶	۰.۱۹۴	۰.۱۹۵	۰.۱۹۲	۰.۱۹۰	۰.۱۹۸
Ca	۰.۰۳۳	۰.۰۲۸	۰.۰۲۶	۰.۰۲۶	۰.۰۸۰	۰.۰۹۷	۰.۱۰۰	۰.۱۰۱	۰.۱۰۱	۰.۱۰۰	۰.۱۰۶	۰.۱۰۲
Total	۸.۰۲۴	۸.۰۲۹	۸.۰۲۱	۸.۰۳۳	۸.۰۱۱	۸.۰۲۶	۸.۰۳۹	۸.۰۴۶	۸.۰۳۷	۸.۰۲۵	۸.۰۲۶	۸.۰۳۳
Almandine	۷۴.۱۱	۷۴.۲۳	۷۴.۷۷	۷۵.۷۶	۶۴.۵۱	۷۴.۹۷	۷۸.۸۵	۸۰.۵۴	۸۱.۰۴	۸۱.۳۲	۸۱.۳۶	۸۱.۱۳
Andradite	۰.۲۳	۰.۷۵	۰.۰۰	۰.۷۲	۰.۰۰	۰.۹۶	۱.۴۳	۲.۸۳	۱.۴۲	۰.۵۶	۱.۲۳	۰.۱۹
Grossular	۰.۸۸	۰.۴۵	۰.۸۹	۰.۱۱	۲.۶۸	۲.۳۳	۱.۶۷	۰.۶۲	۱.۹۰	۲.۵۹	۲.۱۵	۳.۱۳
Pyrope	۲.۸۵	۳.۰۷	۳.۱۵	۳.۴۵	۵.۶۴	۶.۹۷	۷.۰۲	۶.۶۳	۶.۶۴	۶.۵۰	۶.۴۵	۶.۷۰
Spessartine	۲۱.۹۳	۲۱.۴۱	۲۱.۳۰	۱۹.۹۱	۲۷.۱۶	۱۴.۷۸	۱۰.۷۱	۹.۳۸	۸.۸۹	۸.۷۷	۸.۵۹	۸.۷۱
Uvarovite	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۹	۰.۳۱	۰.۰۰	۰.۱۱	۰.۲۶	۰.۱۲	۰.۱۶
Spessartine + Pyrope	۲۴.۷۹	۲۴.۴۸	۲۴.۴۴	۲۳.۳۵	۳۳.۸۰	۲۱.۷۵	۱۷.۷۳	۱۶.۰۰	۱۵.۵۳	۱۵.۲۷	۱۵.۰۵	۱۵.۴۰

ادامه جدول ۱

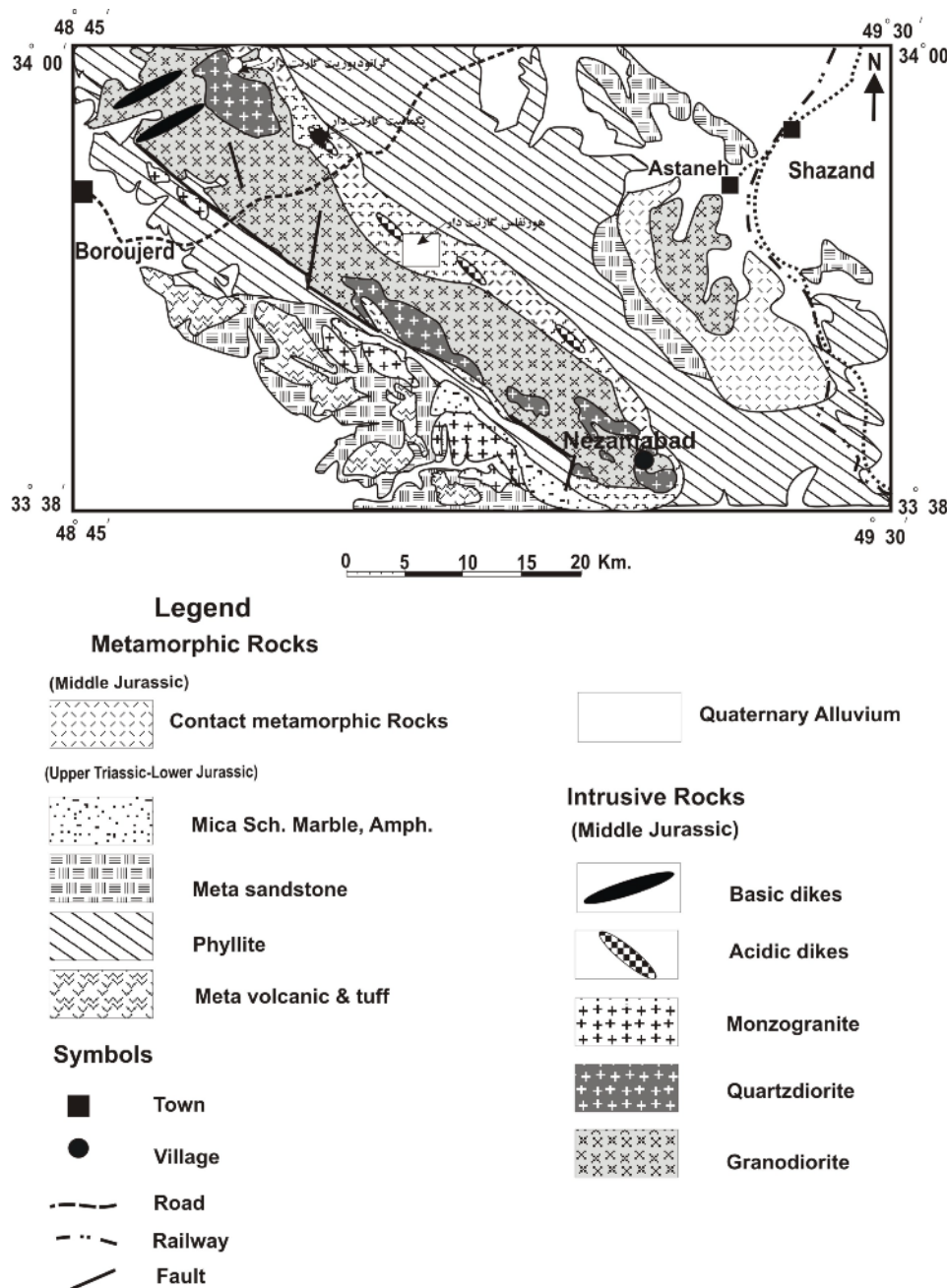
	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels
	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	۳۶/۱۴	۳۳/۲۸	۳۶/۱۳	۳۶/۱۵	۳۶/۱۱	۳۵/۸۵	۳۵/۷۹
TiO ₂	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱
Al ₂ O ₃	۲۱/۳۷	۱۹/۴۸	۲۰/۹۸	۲۱/۰۶	۲۱/۲۵	۲۱/۲۵	۲۰/۶۴
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲
Fe ₂ O ₃	۰/۱۲	۱/۹۵	۰/۲۷	۰/۵۵	۰/۴۴	۰/۳۸	۰/۵۵
FeO	۳۶/۳۱	۳۵/۳۰	۳۵/۰۹	۳۴/۹۱	۳۵/۸۵	۳۳/۸۴	۲۸/۳۸
MnO	۳/۷۴	۳/۷۲	۴/۷۳	۵/۳۰	۴/۵۶	۶/۲۲	۱۲/۳۲
MgO	۱/۶۷	۱/۴۹	۱/۶۴	۱/۷۲	۱/۶۴	۱/۶۵	۱/۳۴
CaO	۱/۱۷	۱/۱۳	۱/۱۴	۱/۰۹	۱/۱۰	۱/۱۰	۰/۶۷
Total	۱۰۰/۶۳	۹۶/۲۷	۱۰۰/۰۷	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۹۹	۱۰۰/۲۵	۹۹/۶۸
Si	۲/۹۳۸	۲/۸۶۴	۲/۹۵۴	۲/۹۳۷	۲/۹۳۱	۲/۹۳۰	۲/۹۵۱
Al iv	۰/۰۶۲	۰/۱۳۶	۰/۰۴۶	۰/۰۶۳	۰/۰۶۹	۰/۰۷۰	۰/۰۴۹
Al vi	۱/۹۸۷	۱/۸۵۰	۱/۹۷۸	۱/۹۵۷	۱/۹۶۷	۱/۹۷۰	۱/۹۶۰
Ti	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱
Fe ³⁺	۰/۰۰۷	۰/۱۲۷	۰/۰۱۷	۰/۰۳۴	۰/۰۲۷	۰/۰۲۳	۰/۰۳۴
Fe ²⁺	۲/۴۶۹	۲/۵۴۰	۲/۴۰۰	۲/۳۷۳	۲/۴۳۴	۲/۳۱۳	۱/۹۵۱
Mn	۰/۲۵۷	۰/۲۷۱	۰/۳۲۸	۰/۳۶۵	۰/۳۱۴	۰/۴۳۱	۰/۸۶۰
Mg	۰/۲۰۲	۰/۱۹۱	۰/۲۰۰	۰/۲۰۸	۰/۱۹۸	۰/۲۰۱	۰/۱۶۴
Ca	۰/۱۰۲	۰/۱۰۴	۰/۱۰۰	۰/۰۹۵	۰/۰۹۵	۰/۰۹۶	۰/۰۵۹
Total	۸۰/۳۰	۸۰/۹۱	۸۰/۲۶	۸۰/۳۶	۸۰/۳۸	۸۰/۳۸	۸۰/۳۱
Almandine	۸۰/۸۹	۸۰/۲۳	۷۸/۷۵	۷۷/۲۸	۷۹/۲۹	۷۵/۱۵	۶۳/۲۷
Andradite	۰/۳۷	۳/۳۶	۰/۸۶	۱/۷۱	۱/۳۶	۱/۱۹	۱/۷۴
Grossular	۳/۱۱	۰/۰۰	۲/۳۹	۱/۴۰	۱/۸۴	۱/۹۹	۰/۲۰
Pyrope	۶/۸۷	۶/۶۶	۶/۷۸	۷/۰۸	۶/۷۶	۶/۸۷	۵/۵۷
Spessartine	۸/۷۶	۹/۴۸	۱۱/۰۹	۱۲/۴۲	۱۰/۷۰	۱۴/۷۰	۲۹/۱۵
Uvarovite	۰/۰۰	۰/۲۷	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۷
Spessartine + Pyrope	۱۵/۶۳	۱۶/۱۴	۱۷/۸۷	۱۹/۴۹	۱۷/۴۶	۲۱/۵۷	۳۴/۷۲

(شکل ۱) و از نظر زمین‌شناسی جزئی از زون سندنجد- سیرجان محسوب می‌شود. قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این ناحیه به پالئوزوئیک وابسته‌اند [۱۰] و بالاترین بخش از ردیف دگرگونی را سنگ‌های رسی دگرگون‌شده موسوم به فیلیت‌های همدان تشکیل می‌دهند که رسوب‌های آهکی دگرگون‌شده‌ای روی آن‌ها حاوی آمونیت‌هایی با سن توآرسین (اواخر ژوراسیک زیرین)‌اند [۱۱]. بنابراین سن نهشته‌شدن فیلیت‌ها تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین در نظر گرفته می‌شود [۱۰]. مهم‌ترین حادثه‌ی زمین‌شناسی در این ناحیه، نفوذ توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد با سن ژوراسیک میانی است [۱۲، ۱۳] که طی آن، دگرگونی مجاورتی به رخ داده است (شکل ۱). [۱۴، ۱۵] نیز معتقدند که اولین فعالیت نفوذی پس از دگرگونی ناحیه‌ای و طی حرکت‌های زمین‌ساختی اولیه آلپ در زمان کرتاسه زیرین (حدود ۱۲۰ Ma) رخ داده‌است.

کانیایی میکروپروب الکترونی مدل CAMECA SX-100 به روش ریز کاوشی الکترونی در انستیتومینرالوژی و پترولوژی دانشگاه هامبورگ آلمان قرار گرفتند. ولتاژ دستگاه ضمن آنالیز ۱۵ KeV و جریان ۱۵nA بوده است. استانداردهای سیلیکاتی ژادئیت برای سدیم، ولاستونیت برای کلسیم، فلدسپار قلیایی برای پتاسیم و آلومینیم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت برای آهن و منگنز و آپاتیت برای فسفر بوده‌اند. برای پی بردن به نوع گارنت‌ها، از فرمول ساختاری به‌روش ۲۴ اکسیژن و اعضای نهایی (End-member)، از نرم‌افزار Minerals Spreadsheet که [۹] ارائه کرده است استفاده شد.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه‌ی مورد بررسی در شرق و جنوب‌شرقی شهرستان بروجرد بین طول‌های جغرافیایی ۴۵' ۴۸° تا ۳۰' ۴۹° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۸' ۳۳° تا ۳۴° شمالی واقع شده‌است



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی و موقعیت سنگ‌های آذرین و دگرگون گارنت‌دار [۱۲].

سنگ‌های آذرین گارنت‌دار

بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده در منطقه‌ی مورد بررسی، چندین رخساره‌ی سنگ‌نگاری شامل واحد گرانودیوریت، واحد کوارتزیدیوریت و واحد مونزوگرانیت تشخیص داده شده‌اند. همچنین رگه‌ها و استوک‌های گرانیت روشن اسفندار، دایک‌های اسیدی، بازی و حد واسط و رگه‌های کوارتز-تورمالین‌دار نیز دیده می‌شوند [۱۲].

سنگ‌نگاری و ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی گارنت‌دار

نمونه‌های گارنت‌دار وابسته به سنگ‌های آذرین شامل پگماتیت‌ها و گرانودیوریت‌ها و سنگ‌های دگرگون، شامل شیست‌ها و هورنفلس‌های گارنت‌داری هستند که در اثر دگرگونی مجاورتی اسلیت‌ها و فیلیت‌های منطقه مورد بررسی به وجود آمده‌اند [۱۲، ۱۳]. در اینجا ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری این سنگ‌ها ارائه می‌شود.

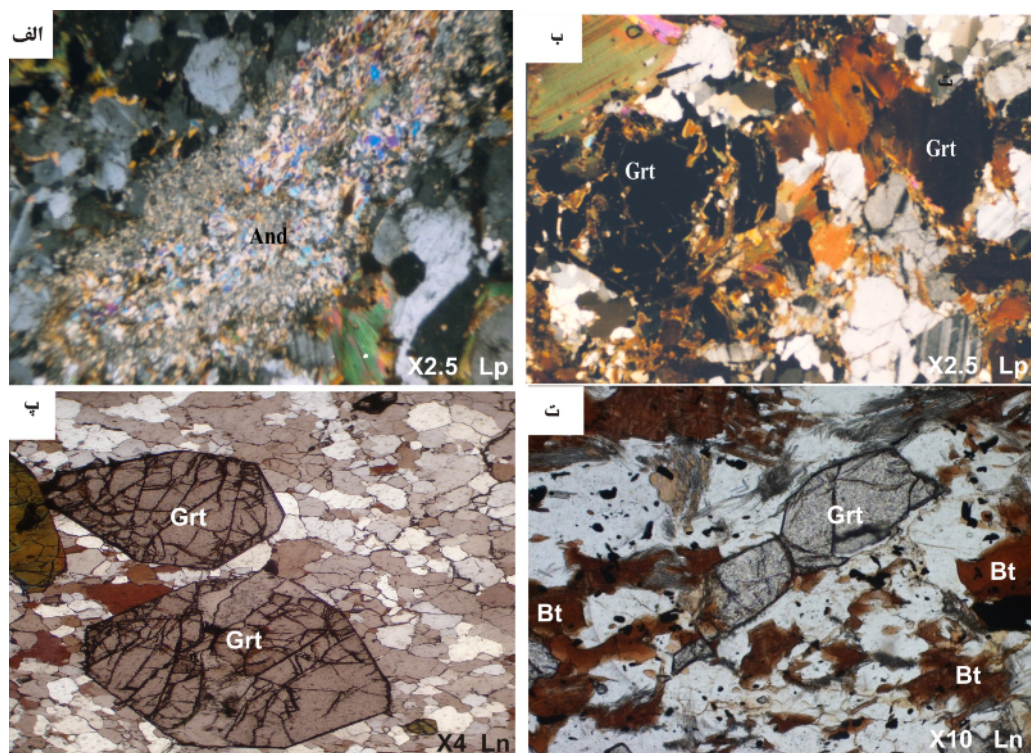
واحد گرانودیوریت گارنت دار

این واحد بخش اصلی توده‌ی نفوذی موجود در منطقه را تشکیل می‌دهد و دارای ترکیب کانی‌شناختی ساده و همگنی از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم است. در بخش شمالی و در بخش‌های حاشیه‌ای، این واحد حاوی آندالوزیت و گاه گارنت است (شکل ۲- الف و شکل ۳- الف و

ب). گارنت در بخش حاشیه‌ای و در جاهایی که این کانی در سنگ‌های دگرگون میزبان وجود دارد، یافت می‌شود. کانی گارنت در این سنگ‌ها نادر است و فراوانی آن از حاشیه‌ی توده به سمت مرکز آن روند کاهشی از نشان می‌دهد. رنگ آن در نمونه‌ی دستی قهوه‌ای تیره است.



شکل ۲ تصاویر صحرایی واحدهای سنگی گارنت دار، (الف): تصویر صحرایی گرانودیوریت‌های گارنت و آندالوزیت دار که آندالوزیت به خوبی دیده می‌شود، (ب): تصویر صحرایی پگماتیت‌های گارنت دار.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی واحدهای سنگی گارنت دار، (الف): تصویر میکروسکوپی آندالوزیت که به سریسیت تبدیل شده است، (ب): تصویر میکروسکوپی گارنت در گرانودیوریت، (پ): تصویر میکروسکوپی پگماتیت‌های گارنت دار (ت): تصویر میکروسکوپی هورنفلس‌های گارنت دار. علائم اختصاری کانی‌ها در این مقاله از [۱۶] برداشت شده‌اند.

تبلور مستقیم آن از گدازه‌ی گرانیتی باشد. [۱۷] نیز معتقد است که با توجه به بالا بودن درصد منگنز در این کانی، احتمالاً از یک گدازه‌ی متبلور شده‌است.

سنگ‌های دگرگونی گارنت دار

سنگ‌های دگرگون موجود در منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی هستند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت‌ها و فیلیت‌ها هستند. دگرگونی مجاورتی با شیب‌های لکه‌دار شروع و به هورنفلس‌ها ختم می‌شود. شیب‌های لکه‌دار خارجی‌ترین بخش از هاله‌ی دگرگونی را تشکیل می‌دهند و در حقیقت حد بین سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای و مجاورتی با درجه‌ی بالا (هورنفلس‌ها) هستند. با نزدیک شدن به توده، در شیب‌های لکه‌دار لکه‌های تیره‌ای از کردیریت به ابعاد ۱-۲ میلی‌متر ظاهر می‌شوند که در منطقه‌ی گسترش چندانی ندارند و بیشتر به‌صورت نوار باریکی در بخش جنوبی توده رخنمون دارند. شیب‌های لکه‌داری که لکه‌های آن‌ها آندالوزیت‌اند گسترده‌ترین واحد شیب‌ها را در منطقه تشکیل می‌دهند. هورنفلس‌ها که بیشتر در بخش شمالی دیده می‌شوند و دارای سه کانی شاخص کردیریت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند و کانی گارنت نیز به ندرت دیده می‌شود (شکل ۳-ت). کمبود کانی گارنت در این سنگ‌ها می‌تواند به دلیل فقیر بودن سنگ اولیه از منیزیم و یا پایین بودن فشار لازم برای تشکیل آن است [۱۸].

ژئوشیمی کانی گارنت

نتایج حاصل از تجزیه‌ی گارنت در هورنفلس‌ها، پگماتیت‌ها و گرانودیوریت‌های بخش حاشیه‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد (جدول ۱) و ترسیم نمونه‌ها در نمودار سه تایی اسپسارتین+پیروپ، گروسولار و آندرادیت حاکی از وابستگی گارنت‌های مورد بررسی به سری پیرالسپیت (اسپسارتین+آلماندین+پیروپ) است (شکل ۴). این سری از جمله گارنت‌های معمولی در سنگ‌های گرانیتی است [۸، ۱۷] و آلماندین در پگماتیت‌های ساده یافت می‌شود در حالی که اسپسارتین بیشتر در پگماتیت‌های غنی از لیتیم دیده می‌شود [۱۸]. با این حال این مسئله به مفهوم نبود گارنت پیروپ و آلماندین در پگماتیت‌های غنی از لیتیم نیست.

ترکیب مهم گارنت در هورنفلس‌ها که ۱۵ نقطه از یک بلور از حاشیه به حاشیه تجزیه شد، دارای ترکیب آلماندین-اسپسارتین است که میانگین ترکیب و تغییرات آن در فرمول

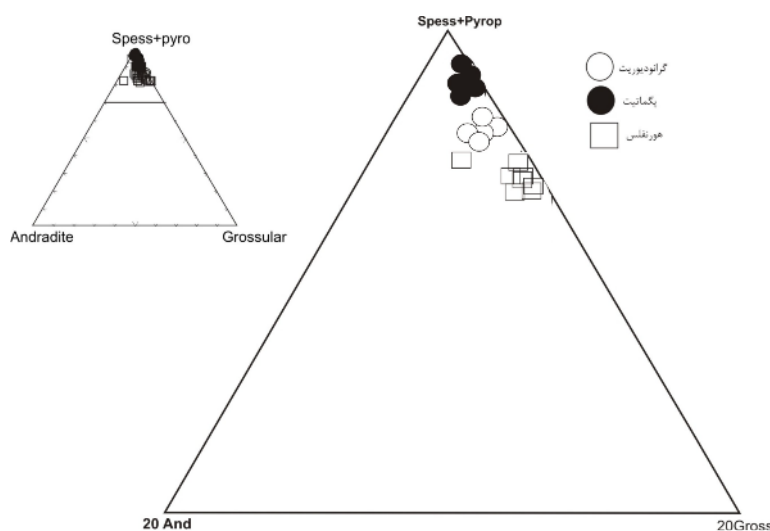
بلورهای آندالوزیت در این سنگ‌ها در اثر واکنش با شاره‌های ماگمایی پتاسیم‌دار تا حد زیادی به مسکوویت یا سریسیت دگرسان شده‌اند و شناخت آن‌ها با میکروسکوپ به آسانی امکان‌پذیر نیست (شکل ۳-الف). از آنجایی که این بلورها درشت دانه‌اند و قابل مقایسه با اندازه‌ی کانی‌های سازنده‌ی دیگر این سنگ‌ها نیستند و از طرف دیگر در سنگ‌های دگرگون میزبان چنین کانی‌های ردشت دانه به فراوانی یافت می‌شود، لذا به نظر می‌رسد که این آندالوزیت‌ها خاستگاه دگرگونی دارند. گارنت‌ها نیز سرگذشته‌ی مشابه‌ای با آندالوزیت‌ها دارند به‌طوری که این کانی‌ها به‌صورت بی‌شکل تا نیمه خودشکل دیده می‌شوند و در راستای شکستگی‌ها دگرسان شده‌اند و با انباشتی از بیوتیت‌ها همراهی می‌شوند (شکل ۳-ب). علاوه بر این با توجه به اینکه این کانی‌ها فقط در محل‌هایی که در سنگ‌های دگرگون میزبان وجود دارند، یافت می‌شوند لذا می‌توان گفت که این کانی‌ها طی جریان ذوب سنگ‌های دگرگون از ذوب شدن مصون مانده‌اند و به درون گدازه راه یافته‌اند و سپس طی ماندگاری خود در ماگما و یا پس از آن با شاره‌ها واکنش داده و دگرسان شده‌اند [۱].

دایک‌های اسیدی (آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها) گارنت دار

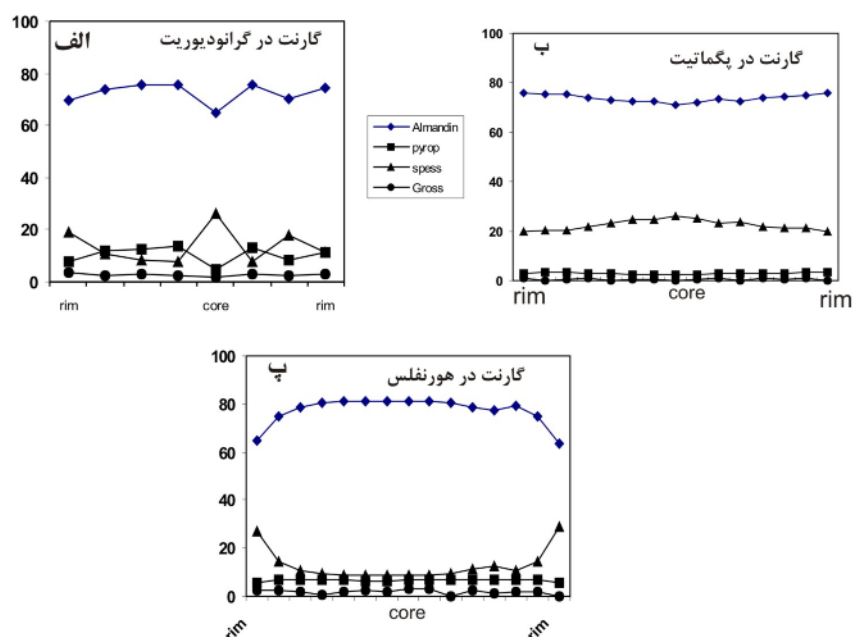
سنگ‌های گرانیتوئیدی و سنگ‌های درونگیر آن‌ها به وسیله‌ی تعدادی از دایک‌های فلسیک با ترکیب‌های آپلیتی و پگماتیتهی قطع شده‌اند. این سنگ‌ها محصول مرحله‌ی نهایی فعالیت ماگمایی در ارتباط با جایگیری توده‌ی گرانیتوئیدی هستند. آپلیت‌ها دارای بافت دانه‌ای بوده و حاوی کوارتز، فلدسپار قلیایی، مسکوویت، تورمالین و کانی‌های مات هستند. پگماتیت‌ها بیشتر در واحد گرانودیوریتی و هاله‌ی آن دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بر اساس موقعیت و ترکیب کانی‌شناسی به دو گروه تقسیم می‌شوند: گروه اول در هورنفلس‌ها دیده شده‌اند در حالی که گروه دیگر درون سنگ‌های گرانودیوریتی وجود دارند. این سنگ‌ها کانی‌شناسی ساده‌ای را نشان می‌دهند و بیشتر حاوی کوارتز، فلدسپار پتاسیم (پرتیت)، مسکوویت، تورمالین، زیرکن و آپاتیت هستند. گارنت بیشتر در گروه اول و در برخی نمونه‌ها به صورت انبوه دیده می‌شود (شکل ۲-ب). این کانی در نمونه‌ی دستی به رنگ قرمز خونی تا قهوه‌ای تیره و به عنوان کانی فرعی در پگماتیت‌ها دیده وجود دارد. گارنت در مقاطع میکروسکوپی خودشکل بوده و همگنی بافتی و هم اندازه بودن آن با کانی‌های دیگر (شکل ۳-پ) می‌تواند بیانگر

می‌دهد این کانی در این سنگ‌ها نیز از رده‌ی آلماندین-اسپسارتین است و یک منطقه‌بندی ضعیف را نشان می‌دهد که عکس منطقه‌بندی در گارنت موجود در هورنفلس‌هاست به-طوری که از مرکز به حاشیه مقدار Alm و Prp زیاد ولی Sps کم می‌شود (شکل ۵) و میانگین ترکیب و تغییرات آن در فرمول ساختاری به‌صورت $(\text{Fe}^{2+}_{2.25}, \text{Mn}_{0.66}, \text{Mg}_{0.085}, \text{Ca}_{0.025}) (\text{Al}^{\text{VI}}_{1.99}, \text{Fe}^{3+}_{0.007}) (\text{Si}_{2.94} \text{Al}^{\text{IV}}_{0.05}) \text{O}_{12}$ است.

ساختاری به‌صورت $(\text{Fe}^{2+}_{2.36}, \text{Mn}_{0.37}, \text{Mg}_{0.19}, \text{Ca}_{0.095}) (\text{Si}_{2.93} \text{Al}^{\text{IV}}_{0.062}) \text{O}_{12}$ است و یک منطقه‌بندی را نشان می‌دهد که بیشترین تغییرات از مرکز به حاشیه به جز آلماندین و اسپسارتین است به‌طوری که از بخش مرکز به حاشیه مقدار آلماندین (Alm) و پیروپ (Prp) کم ولی اسپسارتین (Sps) زیاد است. ترکیب گارنت در پگماتیت‌ها که از یک حاشیه به حاشیه دیگر یک بلور به تعداد ۱۵ نقطه تجزیه شده است از آلماندین تا اسپسارتین تغییرات جزئی نشان



شکل ۴ ترکیب گارنت‌های مورد بررسی در نمودار (Spess+Pyro)- And- Gross که محدوده گستره آن‌ها مشخص شده است.

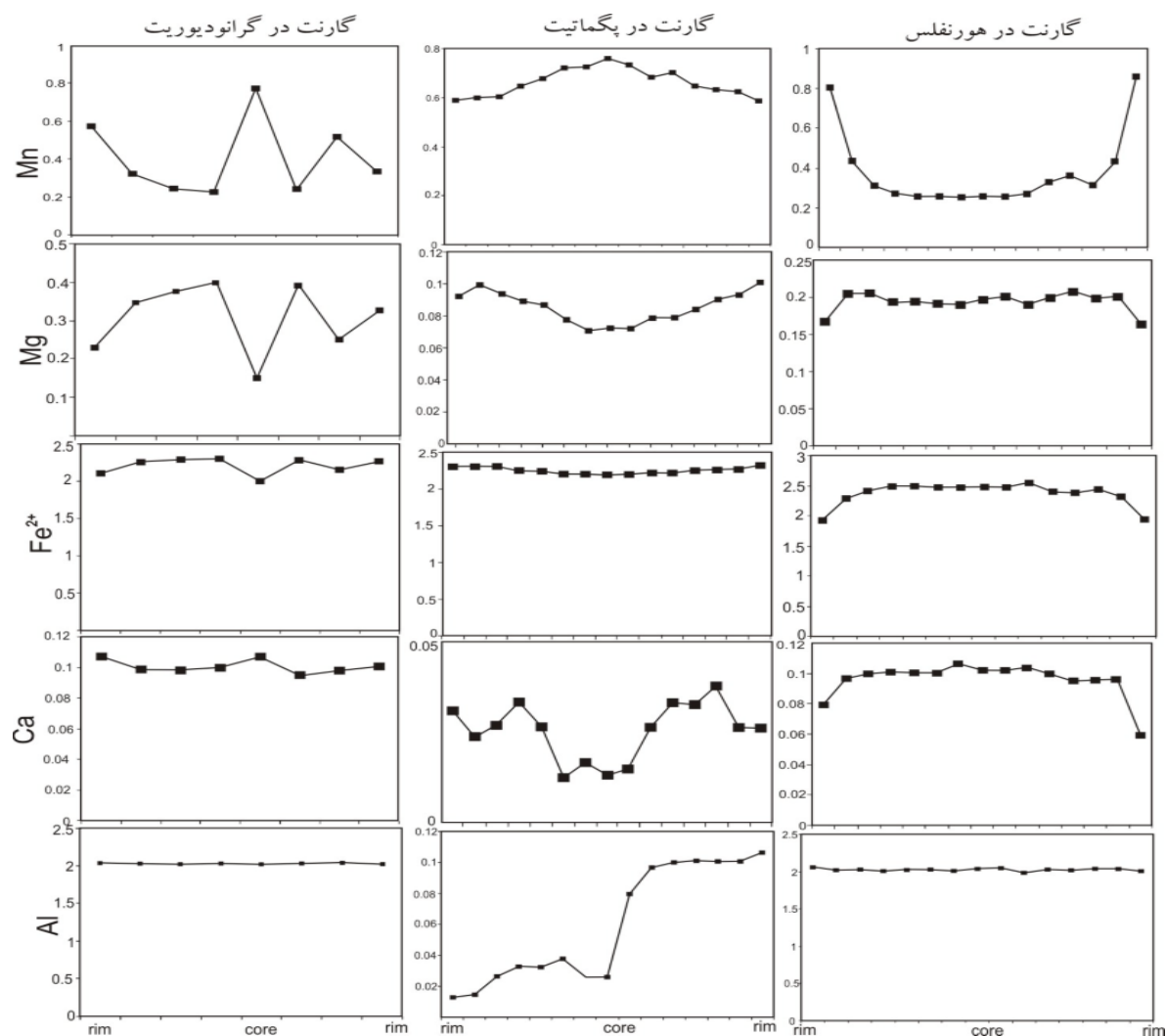


شکل ۵ تغییرات میزان آلماندین، پیروپ، اسپسارتین و گروسولار در واحدهای مختلف سنگی گارنت‌دار.

و در نتیجه‌ی منطقه‌بندی شیمیایی است و حاکی از وابستگی گارنت‌ها به سری نوع اسپسارترین - آلمان‌دین است. تغییرات در میزان Mn از مرکز به حاشیه در گرانودیوریت‌ها (۰/۷۷ در مرکز و ۰/۳۲ در حاشیه) و پگماتیت‌ها (۰/۷۶ در مرکز و ۰/۵۸ در حاشیه) روند کاهشی و در هورنفلس‌ها (۰/۲۵ در مرکز و ۰/۸۶ در حاشیه) روند افزایشی نشان می‌دهد و تغییرات در میزان Fe بر عکس است یعنی از مرکز به حاشیه در گرانودیوریت‌ها (۲ در مرکز و ۲/۲۶ در حاشیه) و پگماتیت‌ها (۰/۰۷ در مرکز و ۰/۱ در حاشیه) روند افزایشی و در هورنفلس‌ها (۲/۴۶ در مرکز و ۱/۹۰ در حاشیه) روند کاهشی نشان می‌دهد. این روند به روشنی بیانگر رخداد منطقه‌بندی شیمیایی است (شکل ۶).

گارنت موجود در گرانودیوریت‌های بخش حاشیه‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد که به تعداد ۸ نقطه از حاشیه به حاشیه یک بلور (با گذر از مرکز) تجزیه شده است تقریباً در رده‌ی آلمان‌دین - اسپسارترین قرار می‌گیرد و یک منطقه‌بندی را نیز نشان می‌دهد که شبیه به منطقه‌بندی موجود در گارنت‌های پگماتیت‌ها و عکس منطقه‌بندی موجود در گارنت‌های هورنفلس‌ها می‌باشد به‌طوری که از مرکز به حاشیه مقدار Alm و Prp زیاد ولی Sps کم می‌شود (شکل ۵) و میانگین ترکیب و تغییرات آن در شکل ساختاری به‌صورت $(\text{Fe}^{2+}_{2.21}, \text{Mn}_{0.4}, \text{Mg}_{0.3}, \text{Ca}_{0.1}) (\text{Al}^{\text{VI}}_{1.98}, \text{Fe}^{3+}_{0.01}) (\text{Si}_{2.95}, \text{Al}^{\text{IV}}_{0.05}) \text{O}_{12}$ است.

نتایج حاصل از آنالیزها بیانگر تغییرات در میزان Mn و Fe



شکل ۶ نمایش منطقه‌بندی عناصر Mn, Mg, Fe²⁺, Ca, Al از حاشیه به حاشیه بلور گارنت در واحدهای سنگی مختلف.

هورنفلس از مرکز به حاشیه روند کاهش آلماندین در هسته و افزایش آن در حاشیه‌هاست، ولی روند گفته شده بر عکس روند اسپسارتین است (شکل ۵-پ).

شکل ۶ درصد کاتیونی عناصر Mn, Mg, Fe^{2+}, Ca, Al را از حاشیه - مرکز - حاشیه سه نوع گارنت در گرانودیوریت، پگماتیت و هورنفلس نشان می‌دهد.

عناصر Mn در گارنت گرانودیوریت‌ها روند افزایش در هسته و کاهشی در حاشیه را نشان می‌دهد، در حالی که این روند در مورد عنصر Mg حالت عکس دارد. عناصر Fe^{2+}, Ca در گارنت گرانودیوریت‌ها تغییرات قابل توجهی را نشان نمی‌دهد و Al روندی کاملاً خطی دارد (شکل ۶).

عناصر Mn, Mg گارنت واقع در پگماتیت‌ها حالت زنگوله-ای نشان می‌دهد ولی تغییرات مرکز به حاشیه آن‌ها کاملاً عکس یکدیگر است (Mn از مرکز به حاشیه روند کاهشی ولی Mg روند افزایشی) (شکل ۶). Fe^{2+} روندی خطی و Ca با تغییرات مکرر افزایش - کاهش یا روند نوسانی دارد. Al در گارنت این سنگ‌ها در یکی از حاشیه‌ها روندی کاملاً افزایشی را نشان می‌دهد. تغییرات نوسانی Al در گارنت پگماتیت‌ها به دلیل پرآلومین بودن ماگمای مادر و یکی از شواهد ماگمایی بودن آن است [۲۴-۲۶].

تغییرات ترکیبی تمامی عناصر Mn, Mg, Ca, Fe^{2+} در گارنت هورنفلس‌ها شکل زنگوله‌ای دارند (شکل ۶). منطقه‌بندی در Mg, Ca, Fe^{2+} کاملاً مشابه (افزایش در هسته و کاهش در حاشیه) ولی Mn روندی وارون (کاهش در هسته و افزایش در حاشیه) دارد (شکل ۶). Al روندی خطی را نشان می‌دهد (شکل ۶).

به عقیده‌ی [۲۶] چنانچه گارنت ماگمایی باشد عنصر Mg بایستی در هسته بیشتر باشد زیرا این عنصر در ضمن جدایش ماگمایی عنصری بسیار سازگار است. افزایش عنصر Mn در هسته گارنت مرتبط با فرایندهای دگرگونی تفسیر می‌شود [۲۷]. بدین ترتیب به نظر می‌رسد کاهش عنصر Mg و افزایش Mn در هسته گارنت گرانودیوریت‌ها حاکی از خاستگاه دگرگونی آن‌هاست. علت عدم منطقه‌بندی مشخص عناصر Ca و Fe^{2+} به نظر می‌رسد به دلیل بسته بودن سیستم

تمرکز Mn در هسته گارنت گرانودیوریت‌ها (۰/۷۷) و پگماتیت‌ها (۰/۷۶) بدین صورت تعبیر می‌شود که Mn در ساختار گارنت عنصر بسیار سازگاری بوده به‌طوری که در اولین مراحل تبلور گارنت، تمامی Mn در ساختار گارنت متمرکز و محیط از Mn تهی می‌شود، بنابراین مرکز گارنت نسبت به حاشیه آن از Mn غنی تر است [۱۹].

در گارنت‌های دگرگون مانند هورنفلس‌های مورد بررسی و بخصوص در گارنت‌های سری پیرالسپیت، به دلیل آنکه در اثر نفوذ شاره‌های ثانویه پس از تبلور، حاشیه بلور دستخوش تغییر می‌شود، بنابراین تعادل اولیه از بین می‌رود لذا به سادگی نمی‌توان شرایط دما و فشار دگرگونی را برآورد کرد [۲۱، ۲۲].

بحث و بررسی

تغییرات در شیمی گارنت‌ها می‌تواند نشان دهنده‌ی تغییرات شیمیایی در فازهای ثانویه هنگام تبلور آن‌ها باشد که این منطقه‌بندی به دلایل متفاوتی رخ می‌دهد: ۱- عوامل اولیه (رشد بلوری یا جدایش [۲۰] و رشد انتشاری [۲۱، ۲۲] و ۲- عوامل ثانویه (نفوذ شاره‌ها در درز و شکاف سنگ‌ها و تاثیر بر بلورهای از قبل تشکیل شده و تغییر منطقه‌بندی اولیه) [۲۳]. به نظر می‌رسد منطقه‌بندی اولیه که در اثر جدایش یا رشد بلوری رخ می‌دهد مطمئن‌ترین روش در برآورد شرایط فیزیکو-شیمیایی گارنت است، ولی چنانچه عوامل ثانوی منطقه‌بندی اولیه را تغییر دهد برآورد شرایط تشکیل گارنت کار دشواری است که این بیشتر در مورد گارنت‌های سری آندرایت واقع در اسکارن-ها رخ می‌دهد.

شکل ۵ درصد تغییرات آلماندین-اسپسارتین-گراسولار-پیروپ و منطقه‌بندی آن‌ها را از حاشیه به حاشیه در واحدهای مختلف گارنت‌دار منطقه‌ی مورد بررسی نشان می‌دهد. چنانکه ملاحظه می‌شود درصد آلماندین و اسپسارتین بیشتر از اعضای نهایی گارنت‌های دیگر است. روند آلماندین گارنت در گرانودیوریت از مرکز به حاشیه روند کاهشی - افزایشی، ولی اسپسارتین روند عکس دارد (افزایشی - کاهشی) (شکل ۵-الف). آلماندین-اسپسارتین در گارنت پگماتیت‌ها از مرکز به حاشیه روندی کاملاً عکس یکدیگر و تغییرات زنگوله‌ای نشان می‌دهد (شکل ۵-ب). روند کانی‌های گارنت یاد شده در

دگرگونی و عدم اکسایش Fe^{2+}/Fe^{3+} و تشکیل آندرادیت است [۲۵،۲۴]. منطقه‌بندی Ca در گارنت‌های سری آندرادیت-گراسولار رخ می‌دهد که به گارنت‌های واقع در اسکارن‌ها وابسته است که سیستم دگرگونی آن‌ها باز است [۲۹،۲۸]. در سیستم‌های بسته‌ی دگرگونی، تغییرات عناصر در گارنت به صورت غنی‌شدگی یک یا چند عنصر خاص در مرکز و کاهش تدریجی آن‌ها به سمت حاشیه بلور است (مثل Mn در گارنت گرانودیوریت). بر عکس، عناصر دیگر در حاشیه بلور غنی شده و به سمت مرکز بلور از میزان آن کاسته می‌شود (مثل Mg در گارنت گرانودیوریت) [۳۰-۳۲]. خطی بودن روند Al در گارنت گرانودیوریت‌ها را می‌توان در ارتباط با بسته بودن سیستم تفسیر کرد زیرا این عنصر ضمن جابه‌جایی، عنصری نسبتاً کند است لذا اگر تغییر غیرخطی داشته باشد به دلیل تأثیر عواملی مانند انتشار و یا عوامل ثانوی است [۳۳]. شاید هم دلیل روند خطی Al این باشد که عنصر سه ظرفیتی دیگری در محیط وجود نداشته است تا جانشین Al شود و جانشینی Al در جایگاه چاروچه‌ی بسیار محدود بوده است. در حالی که در سایت اکتائدر و کوبیک عناصر دو ظرفیتی مثل آهن، کلسیم، منیزیم و منگنز جانشین هم شده‌اند.

شکل زنگوله‌ای منطقه‌بندی Mg, Mn گارنت پگماتیت‌ها را می‌توان ناشی از پدیده جدایش و رشد بلوری در نظر گرفت [۳۲،۳۱] در صورتی که عوامل ثانوی و یا انتشار بر روی گارنت از قبل تشکیل شده تأثیر بگذارد منطقه‌بندی اولیه را تغییر می‌دهد. منطقه‌بندی ناشی از انتشار، در گارنت‌های سری آلمان‌دین-اسپسارترین رخ می‌دهد که سیستم آن‌ها تقریباً بسته است و جابه‌جایی عناصر فقط در اثر تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی شکل می‌گیرد [۲۶]. تغییرات نوسانی شدید Ca در پگماتیت‌ها یا در اثر عوامل ثانوی مانند درز و شکاف و یا پدیده‌ی انتشار رخ داده است. بر اساس [۳۴] چنانچه آندرادیت افزایش یابد عامل خارجی موثر است ولی تغییرات Ca که باعث افزایش گراسولار می‌شود عامل داخلی و انتشار تأثیرگذار است [۳۵] که با توجه به افزایش گراسولار در گارنت پگماتیت‌ها تأثیر عوامل خارجی و باز بودن سیستم با تردید مواجه می‌شود. بنا به عقیده‌ی [۳۶] نفوذ شاره‌های متناوب و غنی از O_2 در

سیستم‌های باز و دگرگونی باعث افزایش شرایط اکسایش و بالا رفتن نسبت Fe^{3+}/Al^{3+} در سیستم می‌شود این امر باعث تبلور بیشتر گارنت‌های سری آندرادیت و کاهش گارنت‌های سری آلمان‌دین و گراسولار خواهد شد که با توجه تغییرات تقریباً ثابت و ناچیز گراسولار و آندرادیت در نمونه‌های مورد بررسی به نظر می‌رسد گریزندگی اکسیژن ثابت و یا به تعبیر دیگر سیستم بسته بوده است.

[۳۷،۳۶] معتقدند که بالا بودن Al در حاشیه‌ی گارنت پگماتیت‌ها به دلیل کاهش گریزندگی اکسیژن، پایین نگه داشتن اکسیژن و تأثیر عوامل داخلی مانند تغییر ترکیب شیمیایی ماگمای مولد گارنت است که با ماگمایی بودن سیستم و دگرگون نبودن گارنت پگماتیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی همخوانی دارد.

شکل زنگوله‌ای عناصر Fe^{2+} , Mg, Mn, Ca و خطی بودن Al در گارنت واقع در هورنفلس‌ها نشانگر آن است که رشد گارنت در اثر پدیده‌ی رشد بلوری و جدایش عناصر طی دگرگونی رخ داده [۳۱،۳۰] و انتشار که باعث تغییرات نوسانی عناصر و یا عوامل ثانوی مانند درز و شکاف که باعث تغییر گریزندگی اکسیژن و یا تشکیل آندرادیت می‌شود دخیل نبوده و سیستم بسته بوده است.

تصور می‌شود که تشابه تغییرات ترکیب گارنت در هورنفلس‌های بلافصل واحد گرانودیوریتی و گارنت موجود در بخش‌های حاشیه‌ای این واحد حکایت از هم‌خاستگاه بودن آن‌ها دارد به عبارت دیگر گارنت موجود در بخش حاشیه‌ای گرانودیوریت‌ها در حقیقت زینوکریست‌هایی هستند که طی هضم سنگ‌های در برگیرنده به دلیل دیرگداز بودن ذوب نشده‌اند و باقی مانده‌اند. در ضمن چنانکه گفته شد این کانی همراه با آندالوزیت فقط در بخش حاشیه‌ای و در جاهایی که این کانی در سنگ‌های دگرگون میزبان دیده می‌شود، دیده شده و از طرف دیگر از آنجا که این بلورها درشت دانه‌اند و قابل مقایسه با اندازه‌ی کانی‌های سازنده دیگر این سنگ‌ها نیستند، لذا به نظر می‌رسد که این کانی خاستگاه دگرگونی دارد، ولی متفاوت بودن روند تغییرات ترکیب گارنت در پگماتیت‌ها با گارنت موجود در هورنفلس‌ها و گرانودیوریت‌های بخش

تورمالین در پگماتیت‌های گارنت‌دار همگی دال بر ماگمایی بودن گارنت در پگماتیت‌ها و شواهدی همچون وجود آندالوزیت همراه با گارنت در گرانودیوریت‌های حاشیه‌ی توده‌ی بروجرد، وجود منطقه‌بندی مشخص مانند افزایش در میزان اسپسارترین و کاهش پیروپ در هسته گارنت گرانودیوریت‌ها و هورنفلس‌ها، خطی بودن روند Al و عدم افزایش Mg در هسته نشانگر خاستگاه دگرگونی گارنت در این سنگ‌ها است.

مراجع

- [1] Allan B.D., Clarke D.B., "Occurrence and origin of garnets in the South Mountain Batholith, Nova Scotia", Canadian Mineralogist 19, (1981), 19-24.
- [2] Deer W.A., Howie R.A., Sussman J., "An interdiction to the rock -...forming minerals", 17th, (1981). Longman Ltd, p. 528.
- [3] Deer W. A., Howie R. A., Zussm J., "An Introduction to the Rook-forming minerals", Longman group limited London, 528p (1966).
- [4] Plank T., "Magmatic garnets from the Cardigan pluton and the Acadian thermal event in southwest New Hampshire", American Mineralogist 72 (1987), 681-688.
- [5] Miyashiro A., "Pyrospite garnets in volcanic rock", Geological society of Japan, 61, (1955), 363-470.
- [6] Deer W. A., Howie R. A., Zussm J., "Orthosilicates, seconded, Vol 1A, componets, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets", Computers and Geosciences", 34, (1997), 1796-1780.
- [7] Harrison T. N., "Magmatic garnets in the Cairngorm granite", Mineralogical Magazine, 52, (1988), 659-670.
- [8] Whithworth M. P., " Petrogenetic implications of garnets associated with lithium pegmatites from SE Ireland", Mineralogical Magazine, 56 (1992), 75-83.
- [9] Preston J., Still J., "Mineral chemistry Spreadsheet V1.2, Electronic internet publication," (2001), <http://www.Abdn.Ac.UK/geology/profiles/analysis/software/Ganet.xls>.
- [۱۰] رادفر ج.، "بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه-گوشه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۶۶).

حاشیه‌ای حاکی از متفاوت بودن خاستگاه آن‌ها دارد. همگنی بافتی، هم اندازه بودن کانی گارنت با کانی‌های دیگر در پگماتیت‌ها (شکل ۳- پ)، غنی بودن از پتاسیم، مت‌آلومین تا پرآلومین بودن ماگمای مولد توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد [۱۲]، قرارگیری بیوتیت‌ها در گستره‌ی پرآلومین [۱۲] همچنین محدود بودن طیف تغییرات ترکیبی و عدم منطقه‌بندی مشخص گارنت می‌تواند مبین آن باشد که این کانی خاستگاه دگرگونی ندارد بلکه مستقیماً از گدازه‌ی گرانیتی تبلور یافته‌است.

به عقیده‌ی [۳۸] گارنت‌های واقع در گرانودیوریت‌های حاشیه‌ی توده‌ی نفوذی در اثر پدیده‌ای به نام مرزهای تبلور صورت می‌گیرد. آن‌ها تشکیل گارنت در مرزهای واحدهای گرانیتوئیدی را به این صورت تفسیر کرده‌اند که مقداری از Mn, Fe سنگ‌های دیواره می‌توانند در اثر آرایش ماگمایی با این سنگ‌ها وارد گدازه شده و شرایط را برای تبلور گارنت ایجاد کنند. با توجه به قدرت بالای تبلورگارنت، این کانی از وارد شدن عناصری مانند Na, K و اجزای فرار به بخش مرزی بین ماگما و سنگ دیواره جلوگیری می‌کند و تبلور این اجزا را به تأخیر می‌اندازد. تبلور گارنت تا تمام شدن نقاط مرزی از Mn, Fe ادامه می‌یابد. چنانچه کانی همراه گارنت از جمله کانی‌های دیرگداز مانند آندالوزیت باشد، خاستگاه دگرگونی، چنانچه تورمالین باشد خاستگاه ماگمایی- تأخیری خواهد داشت. در مورد منطقه‌ی مورد بررسی به دلیل همراهی گارنت گرانودیوریت‌های حاشیه با آندالوزیت خاستگاه گارنت در این سنگ‌ها دگرگون و وجود تورمالین در گارنت پگماتیت‌ها حاکی از ماگمایی - تأخیری بودن آن است.

برداشت

گارنت‌های منطقه به ویژه گارنت‌هایی که در این پژوهش مورد نظر بوده‌اند در گروه گارنت‌های پیرالسپیت قرار می‌گیرند. این کانی‌ها غنی از آلماندین (آهن) بوده هر چند که مقدار اسپسارترین (منگنز) آنها نیز قابل توجه است. شواهدی مانند تغییرات Al در گارنت پگماتیت، عدم منطقه‌بندی واضح، وجود حداکثر ۱۰ درصد اسپسارترین، درصد ناچیز پیروپ، نبود آندالوزیت و یا کردیریت به صورت زینوکریست و وجود

- [23] 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 metamorphic events", *Journal of Metamorphic Geology* 19 (2001) 599-605.
- [24] Kistler R.W., Ghent E.D., O'Neil J.R., "Petrogenesis of garnet two-mica granites of northeastern Nevada", *Journal of Geophysical Research* 86 (1981) 10591-10606.
- [25] Jamtveit B., "Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet, nonlinear behavior in regions of immiscibility", *American Mineralogist* 76 (1991) 1319-1327.
- [26] Yardley B.W.D., Rochelle C.A., Barnicoat A.C., Liroyd G.E., "Oscillatory zoning in metamorphic minerals", An indicator of infiltration metasomatism. *Mineralogical Magazine* 55 (1991) 357-365.
- [27] Vance D., Holland T., "A detailed isotopic and petrological study of single garnet from the Gastschist, Vermont", *Contribution of Mineralogy and Petrology* 114 (1993) 101-118.
- [28] Jamtveit B., Wogelius R.A., Fraser D.G., "Zonation patterns of skarn garnets, Records of hydrothermal system evolution", *Geology* 21 (1993) 113-116.
- [۲۹] مسعودی ف.، مهرابی ب.، فراز دل ف.، "نوع ساختمان منطقه ای گارنت در اسکارن های توده ی نفوذی قهرود، جنوب کاشان"، *مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران*، شماره ۱ (۱۳۸۴)، ص ۴۳-۶۰.
- [30] Atherton M.P., Edmunds W.M., "An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks", *Earth and Planetary Science Letters* (1966) 185-193.
- [31] Atherton M.P., "The variety in garnet biotite and chlorite composite in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to zonation in garnet", *Contribution of Mineralogy and Petrology* 18 (1968) 347-371.
- [32] Evans B.W., "Microprobe study of zoning in eclogite", *Geological Society of America. Special paper* 87 (1966) 54-60
- [33] Einaudi M.T., Burt D.M., "Introduction terminology, classification and composition of [۱۱] واعظی پور م.ج.، اقلیمی ب.، "یافته‌های نوین در نهشته‌های ژوراسیک ناحیه لکان (چهارگوش گلیپگان)" گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۶۳).
- [۱۲] احمدی خلجی ا.، "پترولوژی توده گرانیتوئیدی منطقه بروجرد"، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۸۵).
- [13] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M. V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 29 (2007), 859-877.
- [14] Masoudy F., "Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak – Iran.", Ph. D. thesis, University of Leeds. England. (1997), 321p.
- [15] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., "Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran. Islamic Republic of Iran", *Journal of Sciences* 13 (2002) 249-254.
- [16] Kertz R., "Symbols for rock-forming minerals", *American Mineralogist* 68 (1983) 277-279.
- [17] Miller C.F., Stoddard E. F., "The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: An example from the Woman- Piute Range, California", *Journal of Geology* 89 (1999), 233-246.
- [18] Yardley W.D., "An interdiction to metamorphic petrology, Longman. Scientific and Technical", (1981) 288p.
- [19] Fu-yuan W., Sun D., Wilde S., "A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad patterns", *Journal of Asian Earth Science* 23 (2004) 731-744.
- [20] Hollister L.S., "Garnet zoning an interpretation based on the Rayleigh fractionation model", *Science* 154 (1996) 1647-1651.
- [21] Blackburn W.H., "Zoned and unzoned garnets from the Grenville Gneisses around Gananoque Ontario", *Canadian Mineralogist* 9(1969) 691-698.
- [22] Grant J.A., Weiblen P.W., "Retrograde zoning in garnet near the end sillimanite isograd", *American Journal of Science* 2 (1971) 270-296.

- [36] Yardley B.W.D., Rochelle C.A., Barnicoat A.C., Lloyd G.E., "*Ossillatory zoning in metamorphic minerals, An indicator of infiltration metasomatism*", Mineralogical Magazine 55 (1991) 357-365.
- [37] Baldwin J.R., Konrring O.V., "*Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites*", Canadian Mineralogist 21 (1983) 683-688.
- [38] Webber K., Simmons W., Falster A., Foord E., "*Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatites-aplite dikes, San Diego country*", American Mineralogist 84 (1999) 708-717.
- skarn deposits*", Economic Geology 77 (1982) 745-754.
- [34] Hwang S.L., Shen P., Yui T.F, Chu H.T., "*On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet*", Journal of Metamorphic Geology 21 (2003) 761-769.
- [35] Huckenholz H.G., Fehr K. T., "*Stability relationship of grossular+ quartz + wollastonite + anorthite II, the effect of grandite+hydrograndite solid solution*", Neues Jahrbuch Fur Mineralogie abhandlungen 145(1982) 1-33.