

کانی‌شناسی و منشأ گارنت در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه دستگرد، جنوب قم

علی‌اکبر بهاری‌فر*

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، ج.ا. ایران

چکیده

دم‌های ریولیتی و تراکیتی در محدوده جنوب دستگرد در استان قم، دارای فنوکریست‌هایی از گارنت هستند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که این گارنت‌ها غنی از آلماندین بوده، مقادیر سازنده‌های دیگر در آنها کم است. نتایج به‌دست آمده از بررسی ترکیب سنگ کل، نشان می‌دهد که ماگماهای منطقه منشأ پوسته‌ای داشته یا با پوسته آلوده شده‌اند. بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها، می‌توان ماگماهای منطقه را ماگماهای پرآلومینه با منشأ پوسته‌ای در نظر گرفت. با استفاده از نتایج حاصل از ترکیب سنگ کل و همچنین شواهدی مانند عدم زنولیت یا زنوکریست مشخص، یکنواختی ترکیب گارنت، تعادل ترکیبی گارنت و بیوتیت، عدم وجود ادخال‌های دگرگونی و عدم وجود حاشیه‌های واکنشی در گارنت، منشأ گارنت‌های منطقه به‌صورت اولیه و آذرین است که از یک ماگمای پرآلومین متبلور شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: تراکیت، دستگرد، ریولیت، قم، گارنت، ماگمای پرآلومین

مقدمه

(۱). معمولاً اولین سؤالی که هنگام مشاهده گارنت در سنگ‌های آتشفشانی مطرح می‌شود، در خصوص منشأ آنهاست. گارنت در سنگ‌های آذرین به دو صورت ماگمایی و غیرماگمایی دیده می‌شود. گارنت‌های ماگمایی، محصول تبلور گارنت از ماگما بوده، به‌طوری‌که با ماگما در تعادل هستند و در حقیقت، این گارنت‌ها فنوکریست به‌شمار می‌روند. گروه دیگری از گارنت‌ها، دارای منشأ غیر ماگمایی یا دگرگونی بوده، با ماگمای در حال تبلور، در تعادل نیستند. در حقیقت، این‌گونه گارنت را می‌توان تفاله ذوب سنگ مادر یا زنوکریست در

گارنت که معمولاً به‌عنوان یکی از کانی‌های معمول سنگ‌های دگرگونی شناخته می‌شود، در سنگ‌های آذرین نیز به‌طور پراکنده یافت می‌شود. مهم‌ترین حضور گارنت در سنگ‌های آذرین، در گرانیتهای پرآلومین دیده می‌شود، اما در سنگ‌های آتشفشانی نیز گزارش‌های متعددی از وجود گارنت ارائه شده است. طیف سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی محتوی گارنت، از انواع تحت‌اشباع از سیلیس مانند بازالت و فنولیت تا فوق‌اشباع مانند ریولیت و داسیت متغیر است (جدول

زمین‌شناسی ایران، محدوده مورد مطالعه بخشی از حاشیه جنوب باختری ایران مرکزی است که به نوار ماگمایی ارومیه دختر یا سهند - بزمان مشهور است. با توجه به نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه، واحدهای اصلی عبارتند از: واحد توفیتی، ولکانیکی و آهکی و واحد توفیت‌ها و ماسه سنگ‌های ولکانی کلاستیک که این دو واحد به ائوسن تعلق دارند و نیز واحد مارنی و ماسه سنگی به سن احتمالی ائوسن، واحد گدازه و گنبد تراکیت - ریولیت به سن بعد از ائوسن. گسل میم که مهم‌ترین گسل منطقه است، دارای امتداد شمال باختری - جنوب خاوری است که واحدهای مختلف را در کنار همدیگر قرار داده است (شکل ۱-ج) و به خارج از منطقه نیز گسترش دارد.

یکی از مهم‌ترین فعالیت‌های ماگمایی منطقه، تزریق گدازه‌های با ترکیب ریولیت و تراکیت در میان سنگ‌های ائوسن است. این ماگماها، در امتداد گسل میم بالا آمده و به صورت گدازه روان شده یا به صورت ساب ولکانیک، گنبد‌های تراکیتی و ریولیتی را با روند شمال باختری - جنوب خاوری، تشکیل داده‌اند. بررسی صحرایی نشان می‌دهد که در بعضی مناطق، این ماگماها تا مرحله تشکیل ایگنمبریت نیز پیش رفته‌اند. رنگ سنگ‌ها سفید بوده، به آسانی در صحرا قابل تشخیص هستند. مورفولوژی عمومی این واحد، صخره‌ساز است. این سنگ‌ها هم به صورت گنبد‌های بزرگ و هم به صورت دایک‌های کوچک در منطقه دیده می‌شوند. مطابق شکل ۱-ج در مجموع حدود ۸ گنبد بزرگ و تعداد زیادی دایک‌های کوچک با ترکیب ریولیت تا تراکیت در محدوده دیده می‌شوند. بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که در این واحد، علاوه بر کانی‌های

نظر گرفت. در محدوده مورد مطالعه، برای اولین بار بهاری‌فر (۱۳۸۵) به وجود گارنت در ریولیت‌ها و تراکیت‌ها اشاره نمود، اما از منشأ آنها بحث نشد و در هاله‌ای از ابهام باقی ماند. به همین دلیل، در این مطالعه منشأ گارنت‌های فوق مد نظر قرار گرفته است.

جدول ۱- گزارش گارنت در سنگ‌های آتشفشانی نقاط مختلف جهان

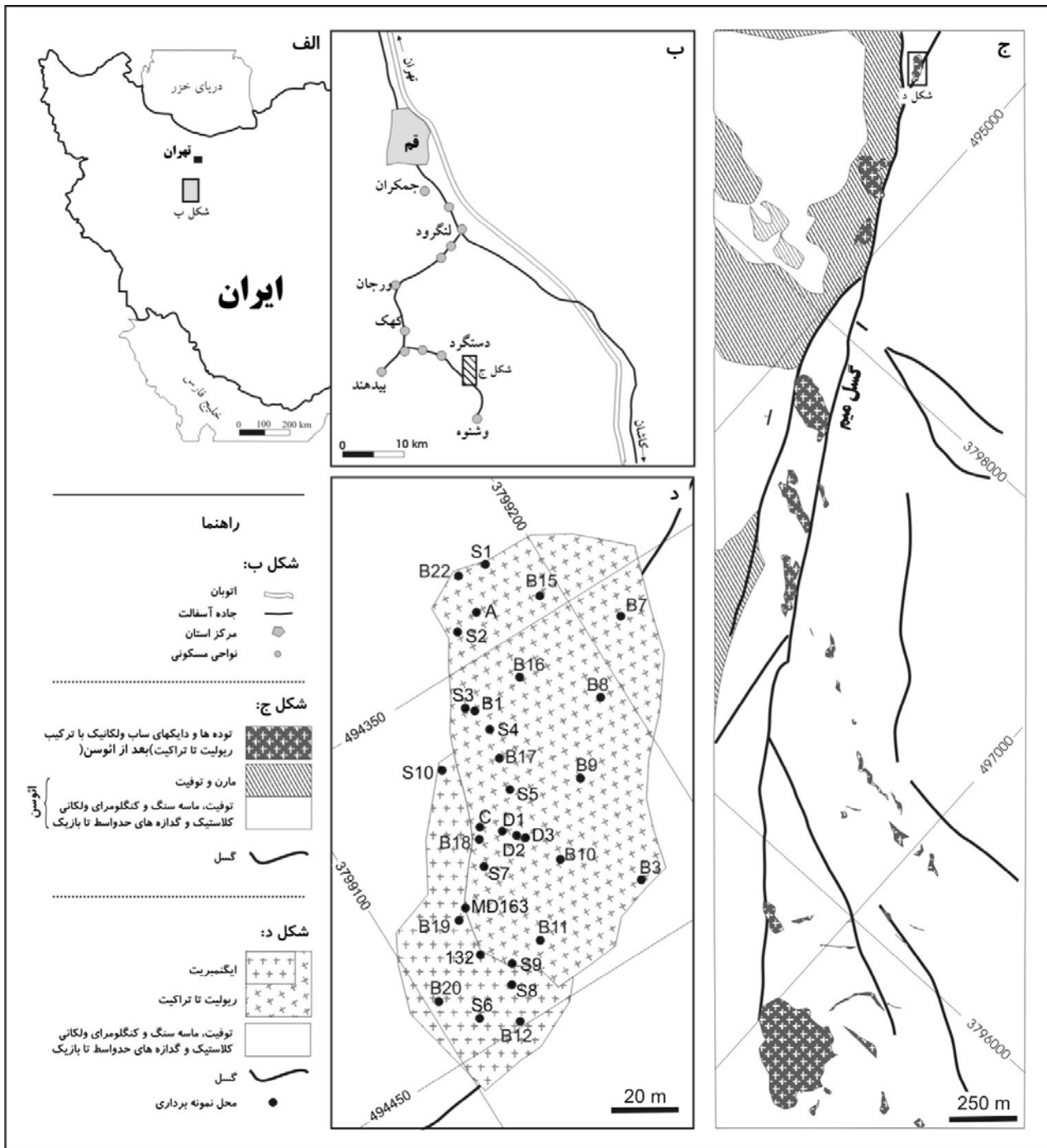
منابع	منشاء گارنت	نوع سنگ‌ها	منطقه
	ماگمایی	داسیت و ریولیت	Pyrenees
	ماگمایی یا زونکریست	داسیت	SE Spain
	ماگمایی	آندزیت، داسیت، ریولیت	English Lake District
	زونکریست	ریوداسیت، ریولیت	French Massif Central
	زونکریست	آندزیت، داسیت	Lipari (Italy)
	ماگمایی	آندزیت، داسیت	Central Caucasus
	زونکریست	آندزیت، داسیت	Greater Caucasus
	ماگمایی	داسیت	Yamanogawa, Japan
Harangi et al. (2001)	ماگمایی	ریولیت	Kamitazawa, Japan
(و منابع و مآخذ موجود در آن)	?	فایالیت داسیت	Asio, Japan
	?	آندزیت، داسیت	Setouchi, Japan
	ماگمایی و زونکریست	داسیت	Canterbury, New Zealand
	ماگمایی و زونکریست	ریولیت	Canterbury, New Zealand
	ماگمایی	آندزیت، داسیت	Northland, New Zealand
	ماگمایی و زونکریست	ریوداسیت، ریولیت	Victoria, Australia
	ماگمایی	آندزیت، داسیت	Lesser Antilles
	ماگمایی	آندزیت، ریولیت	Trinity Peninsula, Antarctic
	ماگمایی و زونکریست	آندزیت، داسیت	Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe)
Aydar and Gourgaud (2002)	?	بازالت تا ریولیت	Central Anatolia, Turkey
Kawabata and Takafuji (2005)	ماگمایی و زونکریست	داسیت	Setouchi, Japan
Scheibner et al. (2007)	ماگمایی	فولیت	Mt. Somma-Vesuvius
Patranabis et al. (2009)	ماگمایی	ایگنمبریت ریولیتی	Central India
Mirnejad et al. (2008)	ماگمایی	ریولیت	Deh Salm, Iran

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

محدوده مورد مطالعه در نزدیکی روستای دستگرد در استان قم و در جنوب شهرستان قم قرار دارد (شکل ۱-ب). از نظر تقسیمات

گنبد متمرکز شده و نقشه زمین‌شناسی آن و نیز موقعیت نمونه‌ها در شکل ۱-د نشان داده شده است. مباحث زیر، بر مبنای اطلاعات حاصل از نمونه‌های گنبد شمالی است.

متداول سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، بلورهای ریز گارنت نیز دیده می‌شوند که بلورهای گارنت مخصوصاً در شمالی‌ترین گنبد (شکل ۱-ج) فراوان هستند. به همین علت، نمونه‌برداری در این



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مطالعه شده در ایران، ب) موقعیت موقعیت منطقه مطالعه شده نسبت به شهر قم، ج) زمین‌شناسی عمومی منطقه و رخنمون گنبدها و دایک‌های اسیدی و گسل میم، د) موقعیت نمونه‌های برداشت شده در گنبد تراکیتی - ریولیتی شمالی

۱۱۳ نمونه بر روی نمودار (Le Maitre *et al.*, TAS 1989) نشان داده شده است (شکل ۲). بر این اساس، نمونه‌ها عمدتاً در محدوده تراکیت تا ریولیت بوده، گرایش نیز به سمت داسیت در آنها دیده می‌شود. نمونه‌هایی که ساخت ایگنمبریتی دارند، کلا در محدوده ریولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۲). بر اساس آنالیزهای انجام شده، ترکیب نمونه‌های منطقه عمدتاً در محدوده پراومین قرار می‌گیرد (شکل ۳). در نمودار Peccerillo Taylor (۱۹۷۶) نیز نمونه‌های منطقه در محدوده سری‌های کالک‌آلکالن غنی از پتاسیم تا شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۴).

از طرف دیگر، بررسی‌های عسگری و همکاران (۱۳۸۷) بر روی دو نمونه از ریولیت‌ها توسط ICP نشان‌دهنده غنی‌شدگی آنها از Large Ion LILE (Lithophile Elements) و آنومالی منفی در Eu است. با توجه به بالا بودن مقدار درصد پتاسیم، در نمودار تعیین سری ماگمایی TAS نمونه‌های منطقه عمدتاً در خارج از محدوده نمودار قرار می‌گیرند و با توجه به در دست نبودن طیف‌های بازیک و حدواسط، استفاده از نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نیز اطلاعاتی به دست نمی‌دهد.

با در نظر گرفتن مجموع شواهد فوق، عسگری و همکاران (۱۳۸۷) و بهاری فر (۱۳۸۵) نتیجه گرفته‌اند که ماگماهای منطقه منشأ پوسته‌ای داشته یا با ترکیبات پوسته‌ای آلوده شده‌اند.

با توجه به بررسی مقاطع نازک، می‌توان نتیجه گرفت که بافت سنگ‌ها از پورفیری تا میکرولیتیک متغیر بوده، ساخت جریانی نیز در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود. کوارتز به‌عنوان مهمترین فنوکریست قابل تشخیص است، اما فنوکریست‌های دیگر که عمدتاً فلدسپار بوده‌اند، به‌علت شدت آلتراسیون توسط کانی‌های ثانویه، از جمله کلسیت و کائولن، جایگزین شده‌اند. در خمیره سنگ‌ها، کوارتز و فلدسپار نیز به‌عنوان کانی‌های اولیه و بلورهای ریز قابل تشخیص هستند که بسیاری از فلدسپارها و نیز بعضی از بلورهای کوارتز نوزایشی بوده و بر اثر آلتراسیون، تغییر نموده‌اند. کانی‌های تیره سنگ، عمدتاً اکسیدهای فلزی (آهن - تیتان) هستند که به‌صورت پراکنده و نسبتاً درشت قابل تشخیص‌اند و در نمونه‌های کمتر آلتره شده، به‌ندرت بیوتیت نیز دیده می‌شود. کانی‌های فرعی سنگ‌ها عبارتند از: گارنت به‌صورت بلورهای درشت و کانی‌های ثانویه نیز شامل کلسیت، اپیدوت و کلریت به‌صورت بلورهای ریز در خمیره سنگ. در خمیره سنگ‌ها بلورهای ریز سرسیت نیز وجود دارد.

به‌منظور بررسی ترکیب شیمیایی سنگ‌های این واحد، ۳۲ نمونه از نمونه‌های سطحی سنگ‌های منطقه به روش XRF آنالیز شده است که نتایج عناصر اصلی آنها در جدول ۲ و موقعیت آنها در شکل ۱-د نشان داده شده است. به‌علاوه، ۸۱ نمونه نیز از حفاری‌های عمقی به‌دست آمده است (بهاری فر، ۱۳۸۵) و جمعاً

جدول ۲- نتایج آنالیز عناصر اصلی نمونه‌های منطقه بر حسب درصد

شماره نمونه	A1	A3	A5	S1	S2	C1	C3	C4	D1	D3	S4	S5	S7	S6	132	S8	S9	S10	S3
SiO ₂	67.33	67.85	68.54	68.07	68.75	70.44	70.8	71.69	77.7	72.28	73.34	71.86	71.78	76.92	72.07	75.47	73.13	75.16	66.48
Al ₂ O ₃	16.1	16.55	14.59	14.7	15.02	15.64	13.95	10.38	9.22	14.07	13.38	14.17	12.78	9.97	13.43	11.44	13.76	12.59	16.09
Fe ₂ O ₃	0.58	0.43	0.45	0.43	0.4	0.55	0.69	0.48	0.46	0.97	0.55	0.84	2.62	1.04	1.4	0.58	1.06	0.63	0.41
CaO	0.78	0.92	1.79	2.05	1.83	1.27	2.14	3.05	2.78	1.3	1.15	1.19	0.92	2.16	0.42	2.05	0.53	0.93	0.89
Na ₂ O	0.35	0.28	0.31	0.69	0.32	0.44	0.36	0.42	0.18	1.17	0.73	0.99	1.24	1.01	3.4	0.64	3.28	0.33	0.47
K ₂ O	12.52	12.44	11.61	11.16	11.32	8.89	8.55	6.81	8.58	7.59	8.76	7.9	7.94	6.49	6.36	7.62	6.69	9.12	13.03
MgO	0.16	0.09	0.13	0.11	0.06	0.21	0.12	0.11	0.05	0.14	0.09	0.15	0.07	0.16	0.11	0.08	0.34	0.07	0.05
TiO ₂	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.08	0.09	0.10	0.10	0.09	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08	0.09	0.06	0.08	0.08	0.87	0.08	0.08
L.O.I.	1.12	0.91	1.48	1.81	1.87	2.2	2.62	2.58	2.17	2.12	1.47	2.3	1.91	2.59	1.54	1.67	0.57	0.7	1.71

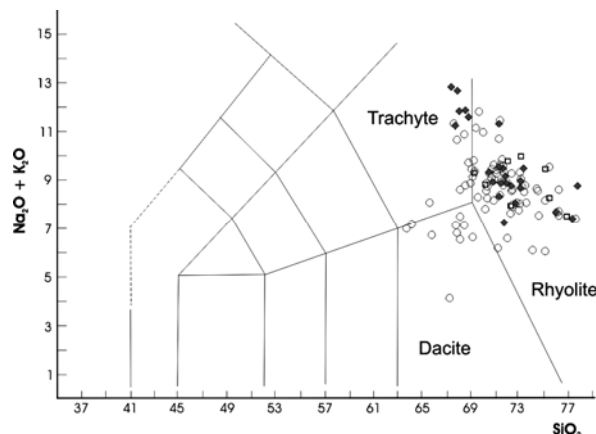
پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

برای بررسی شیمی کانی‌ها و مخصوصاً گارنت، تعداد ۸ نمونه از سنگ‌های منطقه انتخاب و برای بررسی به آزمایشگاه شرکت تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران در کرج ارسال شد. پس از تهیه مقاطع صیقلی، نمونه‌های مذکور با میکروپروپروب CAMECA SX100 با EDS و WDS بررسی شد. برای کنترل نتایج، ۳ نمونه از گارنت‌های منطقه در دانشگاه مینسوتای آمریکا بررسی و ۵ نقطه از آنها آنالیز شد که این نمونه‌ها با پیشوند Q در جدول‌های مربوطه نشان داده شده است.

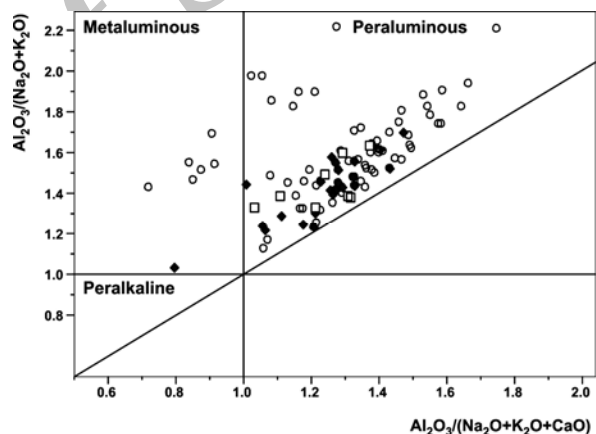
دقت در نتایج آنالیزها، ابهاماتی را نشان می‌دهد، از جمله مقدار مجموع (Total) بعضی از بلورهای گارنت و فلدسپار کم بوده، مقدار پتاسیم بیوتیت در بعضی موارد غیر واقعی است. اگر چه بعضی از نتایج مانند ترکیب بیوتیت‌ها را می‌توان به آلتراسیون نسبت داد، اما این ابهام در مورد گارنت و فلدسپار به قوت خود باقی است. عدم پولیش مناسب و نیز خطای دستگاه در نمونه‌های بررسی شده در ایران، می‌تواند علت بروز این ناهماهنگی‌ها باشد.

الف) گارنت

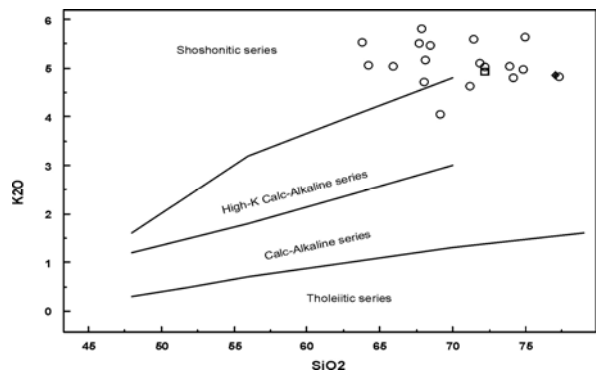
ریولیت‌های منطقه دستگرد، در مناطق متعددی در امتداد گسل میم رخنمون یافته‌اند که حدود ۸ رخنمون اصلی و تعداد زیادی رگه و دایک‌های کوچک در منطقه دیده می‌شود. تنها شمالی‌ترین رخنمون دارای نمونه‌های ایگنمبریتی بوده، بلورهای گارنت نیز تنها در این رخنمون دیده می‌شود. رخنمون‌های دیگر، از نظر کانی‌های اصلی تفاوتی نداشته، تنها مقدار بیوتیت آنها بیشتر بوده، فاقد گارنت هستند و مقدار بیوتیت (میکا)



شکل ۲- موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار TAS (Le Maitre *et al.*, 1989). لوزی نمونه‌های سطحی فاقد ساخت ایگنمبریتی، مربع نمونه‌های سطحی دارای ساخت ایگنمبریتی و دایره نمونه‌های حاصل از حفاری است.



شکل ۳- موقعیت نمونه‌های منطقه بر روی نمودار Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) (علایم مانند شکل ۲)

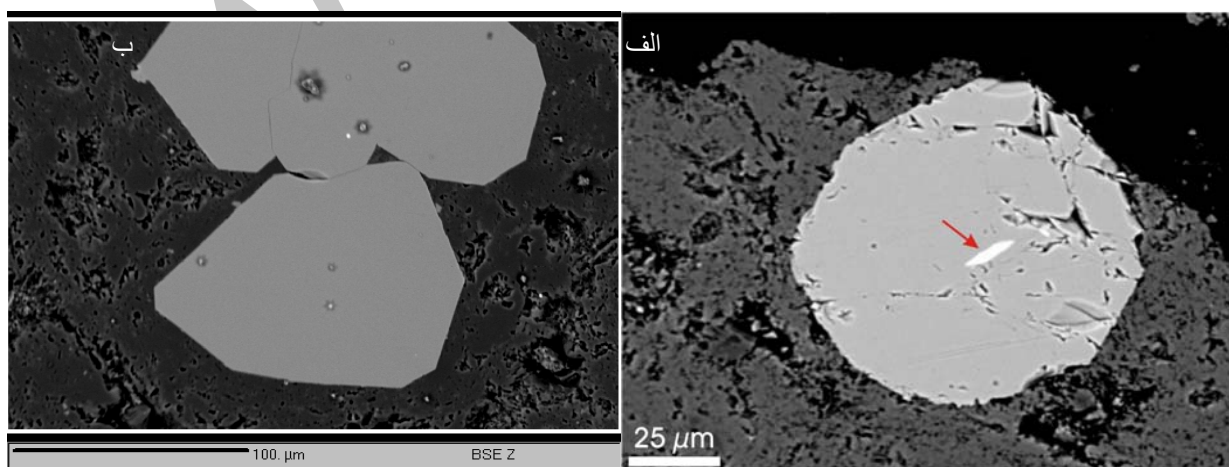


شکل ۴- موقعیت نمونه‌های منطقه (علایم مانند شکل ۲) بر روی نمودار Taylor و Peccerillo (۱۹۷۶)

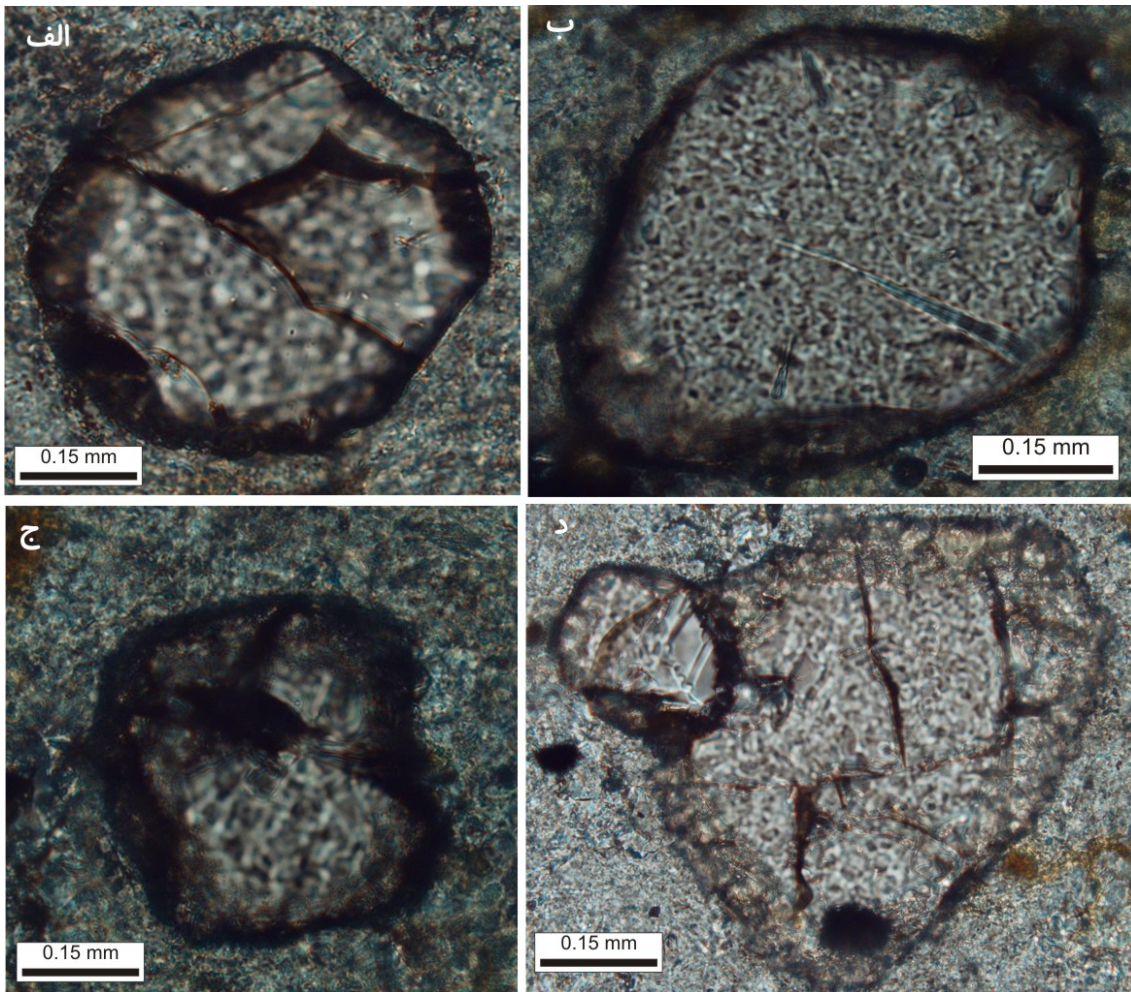
و معمولاً فاقد ادخال بوده یا به‌ندرت دارای ادخال‌های سیاه رنگ هستند که در بررسی با EDS از نوع تیتانومنیستیت هستند (شکل ۵-الف). بسیاری از بلورها به‌صورت شکل دار و به‌ندرت نیز نیمه‌شکل دار هستند. ماکل و چند قلوبی در بلورها شایع است و علاوه بر تصاویر BSE تهیه شده (شکل ۵-ب)، بسیاری از بلورهای بررسی شده در زیر میکروسکوپ‌های بیناکولر و پلاریزان نیز، دو یا سه قلو هستند و اگر چه ساخت و فرم عمومی آنها کوبیک است، اما تک‌بلور نیستند (شکل ۶-د). نوع چند قلوبی به‌گونه‌ای است که نشان می‌دهد چند بلور همزمان در یک نقطه هسته‌بندی کرده و نهایتاً با هم تداخل نموده‌اند و محصول انباشتگی بلورها پس از رشد کامل نیست. فرم بلورها معمولاً از رومب‌دودکائیدرون تا تری‌اکتائیدرون (شکل‌های ۶-الف تا ۶-ج) و فرم‌های حد واسط بین این دو تغییر می‌کند. مهم‌ترین کانی آهن‌دار همراه گارنت، بیوتیت (سیدروفیلیت) است که معمولاً به‌صورت مجزا از گارنت و به‌ندرت به‌صورت چسبیده به گارنت دیده می‌شود.

در حدی است که سنگ‌ها مزوکرات تا لوکوکرات هستند، در حالی که نمونه‌های گارنت‌دار دارای درصد بسیار کمتری از بیوتیت و کانی‌های تیره دیگر بوده، هولو لوکوکرات هستند.

بلورهای گارنت در سنگ‌های دارای ساخت ایگنمبریتی و نیز در سنگ‌های فاقد این ساختار، قابل مشاهده‌اند. با توجه به اینکه درصد بلورهای این کانی در سنگ‌ها بسیار کم است، برای بررسی بهتر، نمونه‌هایی به اندازه ۲۰ کیلوگرم از سنگ‌های منطقه خردایش شده، پس از بررسی مشخص شد که نمونه‌های عبوری از الک ۵۰ مش و بالای الک ۷۰ مش دارای بلورهای سالم گارنت هستند، اما در بخش‌های عبوری از الک ۷۰ مش بعضی از بلورهای گارنت شکسته و بعضی دیگر سالم هستند. به‌همین دلیل، نمونه‌های عبوری از الک ۵۰ مش و روی الک ۷۰ مش برای بررسی انتخاب و پس از جدایش مکانیکی بلورها توسط مگنت فرانتس و خالص‌سازی بعدی در زیر میکروسکوپ بیناکولر، بررسی شدند. اندازه بلورها از یک تا دو میلیمتر بوده، به رنگ ارغوانی کمرنگ

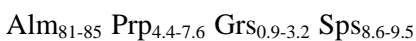


شکل ۵-الف) تصویر BSE از ادخال تیتانومگنتیت در گارنت، ب) بلورهای پلی کریستالین گارنت در تصویر BSE



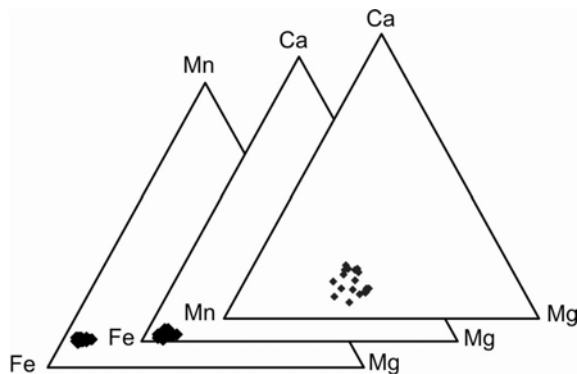
شکل ۶- بلورهای گارنت در زیر میکروسکوپ پلاریزان، الف) برشی از بلور گارنت با هابیت ترپزوندری، ب و ج) برشی از بلور گارنت با هابیت دودکاندری، د) بلور گارنت پلی کریستالین

سازنده‌های دیگر پایین است، بخصوص مقدار پیروپ از ۷/۶۵ درصد فراتر نمی‌رود که کم بودن درصد پیروپ، در تطابق با درصد پایین سازنده فلوگوپیت در ترکیب میکاهای منطقه بوده، شاهدی بر تعادل گارنت و میکا در محیط ماگمایی است. پایین بودن مقدار گراسولار نیز در تطابق با ماهیت آلکالن بخش عمده سنگ‌ها و کمبود کلسیم در آنها و نبود پلاژیوکلاز به‌عنوان فنوکریست است (بهاری‌فر، ۱۳۸۵). با توجه به جدول ۳، ترکیب عمومی گارنت‌های منطقه را می‌توان به‌صورت زیر نوشت:



تعداد ۱۸ نقطه از گارنت‌های منطقه در ۶ نمونه آنالیز شده‌اند که نتایج آن در جدول ۳ دیده می‌شود. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده و مقدار اکسید آهن سه ظرفیتی نیز با روش Droop (۱۹۸۷) و بر اساس ضرایب استیکیومتری محاسبه شده است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که گارنت‌های منطقه عمدتاً غنی از آهن بوده و مقادیر سازنده‌های دیگر نظیر منیزیم و کلسیم اندک است (شکل ۷). بر اساس محاسبات انجام شده ترکیب اعضای انتهایی در جدول ۴ ارائه شده است. با توجه به این جدول گارنت‌های منطقه غنی از آلماندین بوده، مقادیر

با توجه به حساسیت بسیار بالای این سازنده به تغییرات فشار، دما و ترکیب شیمیایی، یکنواختی ترکیب، می‌تواند حاکی از یکنواختی شرایط PTX تبلور گارنت باشد. گراسولار نیز بسیار کم بوده که این مسأله علاوه بر نقش فشار، می‌تواند از درصد بسیار پایین کلسیم در سنگ‌های دربرگیرنده نیز متأثر باشد (Green, 1977).



شکل ۷- نمایش ترکیب شیمیایی گارنت‌های منطقه

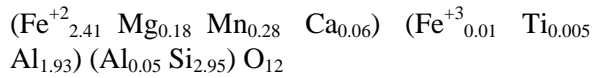
جدول ۴- درصد اعضای انتهایی سازنده‌های گارنت در ریولیت‌های منطقه. علایم اختصاری بر مبنای Kretz (۱۹۸۳) هستند.

Sample	294-1	294-2	294-3	294-4	294-5	294-6	294-7	294-8	294-9
Alm	81.76	83.63	83.89	82.85	82.17	82.76	84.28	84.53	84.18
Sps	9.21	8.86	8.76	9.10	9.25	8.94	9.28	9.43	9.10
Prp	7.34	5.90	4.91	5.11	5.43	5.04	4.43	4.83	5.09
Grs	1.70	1.62	2.44	2.94	3.15	3.26	2.01	1.22	1.64
Sample	295-2	296-1	296-2	296-3	Q1	Q2-1	Q2-2	Q3-1	Q3-2
Alm	82.20	82.41	81.33	82.14	83.39	82.77	81.72	82.26	81.72
Sps	8.90	9.28	9.03	8.86	9.53	8.60	8.97	9.16	8.89
Prp	7.11	6.84	7.65	7.14	6.13	5.69	6.35	6.22	6.17
Grs	1.79	1.47	1.99	1.86	0.95	2.94	2.96	2.35	3.22

زونینگ گارنت در دوگارنت مجاور هم و در ۹ نقطه بررسی شده است که محل نقاط اندازه‌گیری و نمودار تغییرات درصد سازنده‌ها در شکل ۸ نشان داده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، تغییرات از نظم خاصی پیروی نمی‌کند و تنها کاهش مقدار آلماندین در محل مجاورت دو گارنت و افزایش آن در حاشیه یکی از گارنت‌ها قابل توجه است. همچنین، روند نسبتاً ثابت اسپسارتین نیز قابل توجه است.

همچنین، فرمول عمومی گارنت‌های منطقه بر اساس

میانگین کاتیون‌های محاسبه شده، عبارت است از:



جدول ۳- نتایج آنالیز گارنت‌های منطقه

Sample	294-1	294-2	294-3	294-4	294-5	294-6	294-7	294-8	294-9
SiO ₂	36.94	37.31	36.64	36.69	36.89	36.96	37.18	36.76	37.41
TiO ₂	0.11	0.06	0.12	0.10	0.03	0.02	0.07	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	21.27	20.66	20.90	21.52	20.38	20.50	22.08	21.04	21.11
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.10	0.07	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	35.49	36.56	36.84	36.18	35.85	35.97	37.01	36.66	35.47
MnO	3.94	3.83	3.80	3.93	3.98	3.83	4.02	4.03	3.79
MgO	1.79	1.45	1.21	1.25	1.33	1.23	1.09	1.18	1.20
CaO	0.58	0.55	0.84	1.00	1.07	1.10	0.69	0.41	0.54
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.11	0.00	0.07	0.03	0.04
K ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	100.16	100.42	100.45	100.82	99.91	99.61	102.21	100.15	99.56
Si	3.00	3.03	2.99	2.97	3.02	3.03	2.97	3.00	3.05
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.03	1.98	2.01	2.05	1.97	1.98	2.08	2.02	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	2.41	2.48	2.51	2.45	2.45	2.46	2.47	2.50	2.42
Mn	0.27	0.26	0.26	0.27	0.28	0.27	0.27	0.28	0.26
Mg	0.22	0.18	0.15	0.15	0.16	0.15	0.13	0.14	0.15
Ca	0.05	0.05	0.07	0.09	0.09	0.10	0.06	0.04	0.05
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	7.98	7.98	8.00	8.00	8.00	7.98	7.99	7.99	7.95

Sample	295-2	296-1	296-2	296-3	Q1	Q2-1	Q2-2	Q3-1	Q3-2
SiO ₂	37.92	37.12	37.04	37.52	37.41	37.44	37.32	37.40	37.01
TiO ₂	0.06	0.11	0.11	0.17	0.00	0.03	0.12	0.12	0.03
Al ₂ O ₃	20.54	20.48	20.22	21.42	21.30	21.31	21.10	21.20	21.31
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	36.04	36.28	34.71	35.44	36.36	36.41	35.60	35.12	36.11
MnO	3.85	4.03	3.81	3.78	4.11	3.73	3.86	3.86	3.87
MgO	1.75	1.69	1.83	1.73	1.50	1.40	1.55	1.49	1.53
CaO	0.61	0.50	0.66	0.63	0.33	1.01	1.00	0.78	1.11
Na ₂ O	0.00	0.00	0.35	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.03	0.04	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.80	100.25	99.58	100.76	101.01	101.33	100.55	99.97	100.97
Si	3.06	3.02	3.02	3.02	3.01	3.01	3.02	3.03	2.99
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Al	1.95	1.97	1.95	2.03	2.02	2.02	2.01	2.02	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	2.43	2.47	2.37	2.38	2.45	2.45	2.41	2.38	2.44
Mn	0.26	0.28	0.26	0.26	0.28	0.25	0.26	0.27	0.27
Mg	0.21	0.21	0.22	0.21	0.18	0.17	0.19	0.18	0.18
Ca	0.05	0.04	0.06	0.05	0.03	0.09	0.09	0.07	0.10
Na	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	7.97	7.99	8.00	7.96	7.98	7.98	7.97	7.95	8.00

همان‌گونه که مشاهده می‌شود، گارنت‌ها غنی از آلماندین بوده، تغییرات طیف ترکیبی محدود است. در این میان، تغییرات درصد اسپسارتین بسیار محدود بوده،

پ) فلدسپار

مجموعاً ۵ نقطه از فلدسپارهای منطقه بررسی شده و مقدار کاتیون‌ها بر مبنای ۸ اکسیژن محاسبه شد (جدول ۵). نتایج نشان می‌دهد که نمونه‌های فلدسپار عمدتاً از نوع ارتوز با محلول جامد جزئی از آلبیت یا آنورتیت هستند.

جدول ۵- نتایج آنالیز فلدسپارهای منطقه

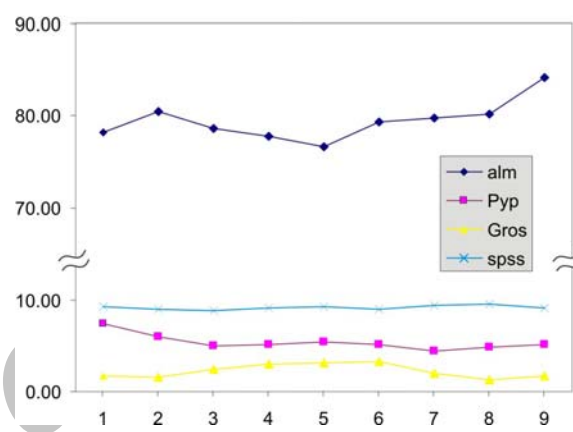
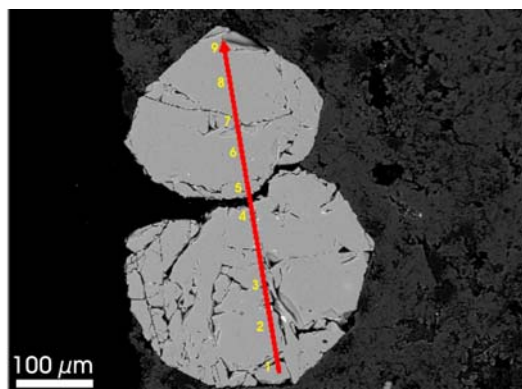
Sample No.	M289	M289	M294-0	M294-1
SiO ₂	61.570	63.830	61.440	62.440
TiO ₂	0.000	0.050	0.030	0.050
Al ₂ O ₃	17.070	17.530	17.450	19.660
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂ O ₃	0.070	0.210	0.170	0.020
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.030	0.000	0.000	0.020
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.720	0.940	0.01	0.010
Na ₂ O	0.400	0.000	0.140	0.300
K ₂ O	16.310	15.040	17.440	17.560
Total	96.200	97.620	96.680	100.090
Si	2.985	3.011	2.975	2.916
Ti	0.000	0.002	0.001	0.002
Al	0.976	0.975	0.996	1.083
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₃	0.003	0.008	0.006	0.001
Fe ₂	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.001	0.000	0.000	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.037	0.048	0.000	0.001
Na	0.038	0.000	0.013	0.027
K	1.010	0.906	1.078	1.047
Ab	3.500	0.000	1.190	2.510
An	3.410	5.030	0.000	0.090
Or	93.090	94.970	98.810	97.400

ت) کانی‌های فرعی

علاوه بر کانی‌های اشاره شده در بالا، کانی‌های فرعی نیز در سنگ‌های منطقه یافت می‌شوند که بر مبنای بررسی طیف EDS مهم‌ترین آنها عبارتند از: اکسید آهن، منگنز (هولاندیت؟)، زیرکن، سلسنتین، نقره و روتیل.

منشأ گارنت

به‌منظور تشخیص منشأ گارنت در سنگ‌های آتشفشانی، راه‌های متفاوتی پیشنهاد شده است، اما هیچ یک از آنها معیار مطلق محسوب نشده و ممکن است در



شکل ۸- زونینگ گارنت در دو بلور مجاور هم.

ب) میکا

جمعا ۲۰ نقطه از میکاهای سنگ‌های منطقه بررسی شده است. ویژگی‌های این میکاها به تفصیل در بهاری‌فر (۱۳۸۸) مورد بحث قرار گرفته و بررسی‌های فوق نشان داده است که میکاهای منطقه غنی از آهن بوده، مقدار منیزیم آنها بسیار پایین است. مطابق تقسیم‌بندی میکاها، نمونه‌های منطقه عمدتاً از نوع سیدروفیلیت و بعضی نیز آنیت هستند و یک نمونه نیز در محدوده لپیدوملان قرار می‌گیرد. به این ترتیب، می‌توان بیشتر نمونه‌های میکای منطقه را سیدروفیلیت در نظر گرفت. بر مبنای ترکیب شیمیایی بلورهای بیوتیت، ماگما‌های منطقه ماگما‌های پرآلومینه با منشأ پوسته‌ای هستند (بهاری‌فر، ۱۳۸۸) که با توجه به جایگیری در راستای گسل میم، احتمالاً این گسل، فضای لازم برای صعود و جایگیری ماگما را فراهم نموده است.

در این نوشته بحث شده‌اند و می‌توان به آنها استناد کرد، به شرح زیر است:

الف) ماگماهای منطقه از نوع ریولیت‌های غنی از پتاسیم بوده، در بررسی بر مبنای عناصر اصلی، از نوع پرآلومین هستند.

ب) بررسی ترکیب بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که ترکیب ماگماها در محدوده پرآلومینه قرار دارند.

پ) طیف تغییرات ترکیبی گارنت محدود بوده، زونینگ معنی‌داری در آنها قابل مشاهده نیست.

ت) از نظر مقادیر آهن و منیزیم بین کانی‌های فرومنیزین تعادل وجود داشته، توزیع آهن و منیزیم منطقی است.

با در نظر گرفتن اطلاعات بالا می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای منطقه بر اثر ذوب‌بخشی پوسته ضخیم‌شده شکل گرفته و در امتداد گسل میم فوران نموده است (عسگری و همکاران، ۱۳۸۷؛ بهاری‌فر، ۱۳۸۵). با در نظر گرفتن تاریخچه تحولات نئوتتیس، این ضخیم‌شدگی، پیامد برخورد صفحه عربستان به صفحه ایران است که به ماگماتیسیم گسترده ترشیری منجر شده، ماگماتیسیم مذکور، به بالا رفتن گرادیان زمین‌گرمایی منطقه و حصول شرایط ذوب‌بخشی منجر می‌شود.

با توجه به دلایل زیر می‌توان گارنت‌های منطقه را بلورهای اولیه در نظر گرفت که از ماگما متبلور شده‌اند: **الف) عدم زنولیت یا زنوکریست مشخص:** همان‌گونه که در متن مقاله مشخص است، در سنگ‌های منطقه، هیچ‌گونه زنولیت یا زنوکریستی دیده نمی‌شود. مسلماً انتظار می‌رود که در صورت منشأ زنوکریستی گارنت، بخش‌هایی از سنگ مادر نیز به‌صورت زنولیت با بلورهای گارنت مشابه در سنگ حضور داشته باشند (Harangi *et al.*, 2001; Kawabata and Takafuji, 2005).

منطقه‌ای کاربرد داشته، اما در منطقه دیگر فاقد کارایی باشند.

مهم‌ترین معیارهای مطرح شده برای تشخیص منشأ گارنت به‌طور خلاصه عبارتند از:

- الگوی زونینگ (Birch and Gleadow, 1974; Kawabata and Takafuji, 2005; Patranabis *et al.* 2009)

- شکل بلوری (Birch and Gleadow, 1974; Kawabata and Takafuji, 2005)

- توزیع عناصر اصلی (Hamer and Moyes, 1982; Harangi *et al.*, 2001; Mirnejad *et al.*, 2008)

- توزیع عناصر کمیاب (Harangi *et al.*, 2001; Scheibner *et al.*, 2007)

- ایزوتوپ‌ها (Harangi *et al.*, 2001)

- وجود اذخالی‌های آذرین یا دگرگونی (Kawabata and Takafuji, 2005; Birch and Gleadow, 1974; Patranabis *et al.*, 2009; Green, 1977)

از بین معیارهای ارائه شده بالا، تقریباً هیچ یک قابلیت تعمیم به‌عنوان یک معیار عمومی را ندارند. معمولاً هر یک از معیارهای فوق در محدوده یا منطقه کوچکی کاربرد داشته، مخصوصاً هنگامی قابل استناد هستند که مانند مطالعه Harangi و همکاران (۲۰۰۱) انواع گارنت با بافت و ترکیب متفاوت در سنگ حضور داشته باشند.

در مواردی که گارنت تنوع ترکیبی نداشته باشد، به سختی می‌توان از معیارهای شیمیایی استفاده کرد. در این موارد، می‌توان از وضعیت اذخالی‌ها، نوع زنولیت‌ها، تنوع ترکیبی گارنت و نیز ماهیت ماگما استفاده نمود و هیچ معیار جهانی برای تفکیک سریع گارنت وجود نداشته و لازم است هر مورد به تنهایی بحث شود. برای تعیین منشأ گارنت‌های منطقه، لازم است که کلیه اطلاعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی مد نظر قرار گیرند. اطلاعات موجود برای تعیین منشأ گارنت‌های منطقه که

(2005) است که این حاشیه‌ها در گارنت‌های منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده نیست.

شرایط دما و فشار

بر اساس مطالعات تجربی Green (۱۹۷۷) گارنت‌های ماگمایی دارای ۲ تا ۶ درصد گراسولار و ۲ تا ۱۰ درصد اسپسارتین، در فشار حدود ۵ تا ۷ کیلوبار متبلور می‌شوند. با توجه به تعادل میکا و گارنت در سنگ‌های منطقه، برای تخمین حرارت تشکیل این دو کانی می‌توان از دماسنجی گارنت - بیوتیت با فرض فشارهای مذکور استفاده کرد. از بین کالیبراسون‌های موجود، کالیبراسیون Dasgupta و همکاران (۱۹۹۱) برای تخمین دما استفاده شده است، زیرا این کالیبراسیون تأثیر آلومینیم و تیتانیم در بیوتیت را مد نظر قرار داده است. همچنین، این کالیبراسیون مبتنی بر تعداد زیادی از نتایج ترکیب شیمیایی بیوتیت است. بر اساس محاسبه انجام شده برای نمونه ۲۹۴ دمای تشکیل فنوکریست‌های گارنت بیوتیت برابر با ۷۵۲ درجه سانتی‌گراد در فشار ۵ کیلوبار و ۷۶۸ درجه سانتی‌گراد در فشار ۷ کیلوبار است. بنابراین، می‌توان شرایط فشار و دمای تشکیل بیوتیت و گارنت را فشار ۵ تا ۷ کیلوبار و دمای ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفت.

از طرف دیگر، همان‌گونه که اشاره شد، سنگ‌های منطقه دارای بلورهای فلدسپار نیز هستند. دماسنجی شرایط تشکیل سنگ‌های آذرین آتشفشانی با استفاده از روابط فلدسپار پتاسیم - مذاب نیز امکان‌پذیر است (Putirka, 2008). برای این منظور، نتیجه آنالیز فلدسپار شماره M294-1 در جدول ۵ با ترکیب شیمیایی کل سنگ در نمونه A1 در جدول ۱ استفاده شده است. با استفاده از رابطه 24b در Putirka (۲۰۰۸) دمای تشکیل فلدسپارها ۶۱۶ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. با مقایسه دمای به‌دست آمده از دماسنجی گارنت

(ب) **یکنواختی ترکیب گارنت:** همان‌گونه که Green (۱۹۷۷) و Kawabata و Takafuji (۲۰۰۵) نشان داده‌اند، طیف تغییرات ترکیب در گارنت‌های دارای منشأ زونکریستی وسیع بوده، در مقابل، تغییرات ترکیب در گارنت‌های اولیه، کم و محدود است.

(پ) **تعادل گارنت و بیوتیت:** مسلماً منشأ زونکریستی گارنت، به معنی عدم تعادل با ماگمای دربرگیرنده و کانی‌های ماگمایی است. طیف محدود تغییرات ترکیبی بیوتیت و نیز هماهنگی درصد عناصر فرومنیزین در این دو کانی، حاکی از تعادل بیوتیت و گارنت از ماگمای پرآلومینه است. وجود درصد بالای آلومینیم اکتائوری در میکا (بهاری فر ۱۳۸۸) و مقادیر کمتر در گارنت، مؤید بالا بودن درصد آلومینیم در ماگما و مؤید ماهیت پرآلومینه ماگماهای منطقه است.

(ت) **عدم ادخال‌های دگرگونی:** در بین گارنت‌های بررسی شده، شواهدی از وجود ادخال‌های دگرگونی مانند سیلیمانیت وجود ندارد. از طرف دیگر، ادخال‌های موجود در گارنت از نوع تیتانومنیستیت هستند که بسیار محدودند. روند آرایش ادخال‌های مذکور، عمود بر سطح بلوری است. Anderson (۱۹۸۴) ادخال‌های عمود بر سطوح بلوری را به منشأ آذرین نسبت داده و در مقابل معتقد است که ادخال‌های دگرگونی، معمولاً به‌صورت دوایر متحدالمرکز آرایش می‌یابند. در بررسی‌های Hamer و Moyes (۱۹۸۲)، Harangi و همکاران (۲۰۰۱) و Kawabata و Takafuji (۲۰۰۵) نیز گارنت‌های اولیه در ریولیت‌ها دارای وضعیت مشابهی با منطقه قم هستند.

(ث) **عدم حاشیه‌های واکنشی:** یکی از شواهد منشأ زونکریستی گارنت، وجود حاشیه‌های واکنشی و جایگزینی سمپلکتیک سازنده‌هایی مانند مجموعه پلاژیوکلاز و آمفیبول (Kawabata and Takafuji,

کاهش دهد (Clemens and Wall, 1981, 1988). Green (۱۹۷۷) نشان داد که افزایش منگنز، محدوده پایداری گارنت‌های آلماندین غنی از منگنز را به نحو قابل توجهی افزایش می‌دهد.

در شرایط فشار پایین، گارنت در مذاب با کردیریت در تعادل بوده، درصد اسپسارترین آن بسیار بالاست. از یک سو، پایین بودن مقدار اسپسارترین در سنگ‌های منطقه و از سوی دیگر نبود کردیریت نشان می‌دهد که گارنت‌های منطقه در فشار نسبتاً بالا تشکیل شده و با توجه به نقش گسل میم در انتقال سریع ماگماها به سطح، فرصت ناپایداری گارنت فراهم نشده است؛ اگر چه می‌توان گفت که ممکن است برخی از بلورهای بیوتیت از جمله بیوتیت‌های غنی از منگنز و دارای کلسیم (بهاری‌فر، ۱۳۸۸)، محصول واکنش گارنت با ماگما در حین صعود باشند. اشاره شد که از بین رخنمون‌های ریولیتی منطقه، تنها یک رخنمون دارای گارنت است.

همچنین، ساختار فورانی و ایگنمبریتی تنها در رخنمون دارای گارنت دیده می‌شود. با توجه به ساختار گنبدی ریولیت‌های دیگر، احتمالاً گارنت‌های موجود در آنها بر اثر سرد شدن آرام و کاهش تدریجی فشار، به بیوتیت تبدیل شده و اثری از آنها باقی نمانده است، اما در رخنمون گارنت‌دار، به‌علت فوران ماگما، فرصت کافی برای واکنش گارنت فراهم نشده است.

سپاسگزاری

این تحقیق با استفاده از اعتبار طرح پژوهشی گرانت به شماره ۰۱۰۸/۳۹/۱۱۱۷۴ از دانشگاه پیام‌نور استان زنجان، انجام شده است. لذا از ریاست و شورای پژوهشی دانشگاه پیام‌نور استان زنجان صمیمانه تشکر می‌کنم. همچنین، دونا

– بیوتیت و دماسنجی فلدسپار – مذاب، می‌توان دریافت که گارنت و بیوتیت در مراحل اولیه و فلدسپار در مراحل پایانی تکامل ماگما تبلور یافته‌اند. این نتیجه‌گیری با بررسی‌های مقطع نازک که نشان می‌دهد فلدسپارها تشکیل‌دهنده زمینه و بیوتیت و گارنت سازنده فنوکریست‌ها هستند، در تطابق است.

نتیجه‌گیری

با توجه به مباحث ارائه شده، گارنت‌های منطقه از ماگمای اولیه متبلور شده و منشأ آذرین دارند. خوردگی حاشیه گارنت‌ها در بعضی از نمونه‌ها بر مبنای مطالعات پتروگرافی، را می‌توان معلول عدم تعادل حرارتی ماگما با گارنت در مراحل آخر تبلور در نظر گرفت (Green, 1977; Green and Ringwood, 1968). از طرف دیگر، چندقلویی متعارف در گارنت‌های منطقه را نیز می‌توان به‌عنوان یکی دیگر از شواهد رشد سریع گارنت از ماگما در نظر گرفت که تاکنون در مقاله‌های ارائه شده مدنظر قرار نگرفته است.

معمولاً، گارنت در اعماق بالا و فشارهای بیش از ۵ کیلوبار تشکیل می‌شود و در فشارهای پایین ناپایدار است. بر مبنای مطالعات تجربی انجام شده بر روی سنگ‌های آتشفشانی مانند آندزیت و داسیت، گارنت در فشار بالاتر از ۵-۷ کیلوبار پایدار است (Green 1972, 1992; Green and Ringwood 1972).

نتایج مشابهی برای ذوب‌بخشی سنگ‌های رسوبی مانند پلیت‌ها و گری‌واک‌ها نیز به‌دست آمده است (Vilzeuf and Montel, 1994; Patino Douce and Johnston, 1991). اما بررسی‌های تکمیلی نشان داده است که فشار، تنها شرط پایداری گارنت نبوده و به‌عنوان مثال، بالا بودن درصد منگنز در محیط، می‌تواند حد پایداری گارنت‌ها را تا کمتر از ۱ کیلوبار

ویتنی از دانشگاه مینوسوتای امریکا، تعدادی از نمونه‌های ارسالی را توسط میکروپروپرو آنالیز کردند که مراتب تشکر خود را از نامبرده اعلام می‌کنم.

منابع

- بهاری‌فر، ع. ا. (۱۳۸۵) گزارش پایانی عملیات اکتشافی معدن خاک صنعتی دستگرد قم. شرکت رنگین پودر غدیر (منتشر نشده).
- بهاری‌فر، ع. ا. (۱۳۸۸) شیمی میکا در ریولیت‌های منطقه کهک، قم و کاربرد آن در بررسی خاستگاه سنگ‌های منطقه. مجموعه مقالات سومین همایش تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، اصفهان.
- عسگری، ن.، امامی، م. ح.، خیرخواه، م.، خداییان، ز. و فتحیان، ل. (۱۳۸۷) پترولوژی سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی گنبد حلقوی دستگرد (جنوب شرق کهک). مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز.
- Anderson, T. B. (1984) Inclusion patterns in zoned garnets from Mageroy, North Norway. *Mineralogical Magazine* 48: 21-26.
- Aydar, E. and Gourgaud, A. (2002) Garnet-bearing basalts: An example from Mt. Hasan, Central Anatolia, Turkey. *Mineralogy and Petrology* 75: 185-201.
- Birch, W. D. and Gleadow, A. J. W. (1974) The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: Evidence from the Cerberian Cauldron, Central Victoria, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45: 1-13.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1981) Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *The Canadian Mineralogist* 19: 111-131.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1988) Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos* 21: 53-66.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric data. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Green, T. H. (1977) Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65: 59-67.
- Green, T. H. and Ringwood, A. E. (1968) Origin of the garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 18: 163-174.
- Green, T. H. and Ringwood, A. E. (1972) Crystallization of garnet-bearing rhyodacite under high-pressure hydrous conditions. *Journal of Geological Society of Australia* 19: 203-212.
- Green, T. H. (1992) Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 429-438.
- Hamer, R. D. and Moyes, A. B. (1982) Composition and origin of garnet from the Antarctic Peninsula Volcanic Group of Trinity Peninsula. *Journal of Geological Society, London* 139: 713-720.
- Harangi, S. Z., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C. S., Thirlwall, M. F., Mason, P. R. D. and Matthey, D. (2001) Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the North Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology* 42: 1813-1843.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kawabata, H. and Takafuji, N. (2005) Origin of garnet crystals in calc-alkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan. *Mineralogical magazine* 69: 159-179.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.

- Le Maitre R. W., Bateman P., Dudeck A., Keller J., Lameyre Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A. R. and Zanettin B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin* 101: 635-643.
- Mirnejad, H., Blourian, G. H., Kheikhah, M., Akrami, M. A. and Tutti, F. (2008) Garnet-bearing rhyolite from Deh-Salm area, Lut block, Eastern Iran: Anatexis of deep crustal rocks. *Mineralogy and Petrology* 94: 259-269.
- Patino Douce, A. E. and Johnston, A. D. (1991) Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 202-218.
- Patranabis-Deb, S., Schieber, J. and Basu, A. (2009) Almandine garnet phenocrysts in a ~1 Ga rhyolitic tuff from central India. *Geological Magazine* 146: 133-143.
- Peccerillo A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 56: 221—246
- Putirka, K. D. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 61-120
- Scheibner, B., Wörner, G., Civetta, L., Stosch, H., Simon, A. and Kronz, A. (2007) Rare earth element fractionation in magmatic Ca-rich garnets *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154: 55-74.
- Vielzeuf, D. and Montel, J. M. (1994) Partial melting of metagreywackes, Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117: 375-393.

Archive of SID

Mineralogy and origin of garnet in acidic volcanic rocks of Dastgerd area, Qom

Ali Akbar Baharifar

Department of Geology, Payame Noor University, 19395-4697 Tehran, I. R. of IRAN

Abstract

The rhyolitic and trachytic domes in south of Dastgerd in Qom province, contain garnet phenocrysts. Based on the micro-probe analysis, garnets are almandine rich, and poor in other components. Considering the whole rock chemistry, the magmas of the area have continental origin or at least contaminated with a continental source. Based on chemical composition of biotites, the magmas are peraluminous with continental origin. Several evidences such as lack of any metamorphic xenocrysts or xenoliths, homogeneous composition of garnets, compositional equilibrium between garnet and biotite, lack of metamorphic inclusions in garnet and lack of reaction rims, in addition with the origin of host rocks and whole rock composition, indicate that garnets in the area could be crystallized from a peraluminous magma and they are igneous garnets.

Key words: Trachyte, Dastgerd, Rhyolite, Qom, Garnet, Peraluminous magma