پتروگرافی و پترولوژی هالهٔ دگرگونی تودهٔ نفوذی کمتال

نوشتهٔ: دکتر علی درویش زاده * و میرصالح میرمحمدی *

چکیده

به دنبال نفوذ تودهٔ آذرین کمتال به درون سکانسی از سنگ‌های رسوبی با لیتولوژی متنوع به سن کرتاسه بالایی، دگرگونی مجاورتی در وسعت و ستبرای قابل توجهی پدید آمده است (هاله دگرگونی). بررسی ویژگی‌های پتروگرافیکی به همراه آنالیز XRD نمونه‌های مختلف نشانگر دگرگونی درحد رخسارهٔ آلبیت اپیدوت (دگرگونی درجه پایین) در مناطق دورتر از حاشیهٔ توده تا رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس (دگرگونی درجه بالا) در قسمت‌های نزدیک به حاشیهٔ آن می‌باشد. برپایه پاراژنز کانی‌شناسی نمونه‌ها، شرایط دما- فشار برای رخسارهٔ آلبیت اپیدوت هالهٔ دگرگونی، ۴۰۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تحت فشار Kbr ۲-۱/۵ و برای رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس آن، ۷۵۰- ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد تحت فشار مشابه پیشنهاد می‌شود. وجود گارنت‌های با ترکیب متفاوت در گارنتیت‌ها و رگه‌های گارنت اپیدوت دار تأخیری بیانگر تغییر ترکیب سیالات هیدروترمالی در طی نفوذ و تکامل تودهٔ نفوذی کمتال هستند.

Abstract

The intrusion of Kamtal Igneous body into a series of Late Cretaceous rocks with a varied lithologies, has brought about extensive, as well as considerable thickness of contact metamorphism (aureole metamorphism). Petrographic investigation, accompanied with the XRD analysis of various rock- samples demonstrated that alblite - epidote facies grade of metamorphism (low- grade) occurred away from the igneous marginal zones, whereas, pyroxcene- hornfels facies (high- grade) took place close to the marginal areas.

With regards to the mineralogical paragenesis of the samples, the temperature - pressure condition for the albite- epidote facies of metamorphic aureole is estimated at 300 ^{oC} - 400 ^{oC} under the pressure of 1.5-2 Kbr. While, for corresponding pressure for pyroxene- hornfels facies is 600 ^{oC} to 750 ^{oC}. Presence of garnets with varying compositions in the garnetites and the late- stage epidote- bearing garnet veins, is indicative of changing composition in hydrothermal fluids during the intrusion and evolution of Kamtal Igneous body.

۱ - مقدمه

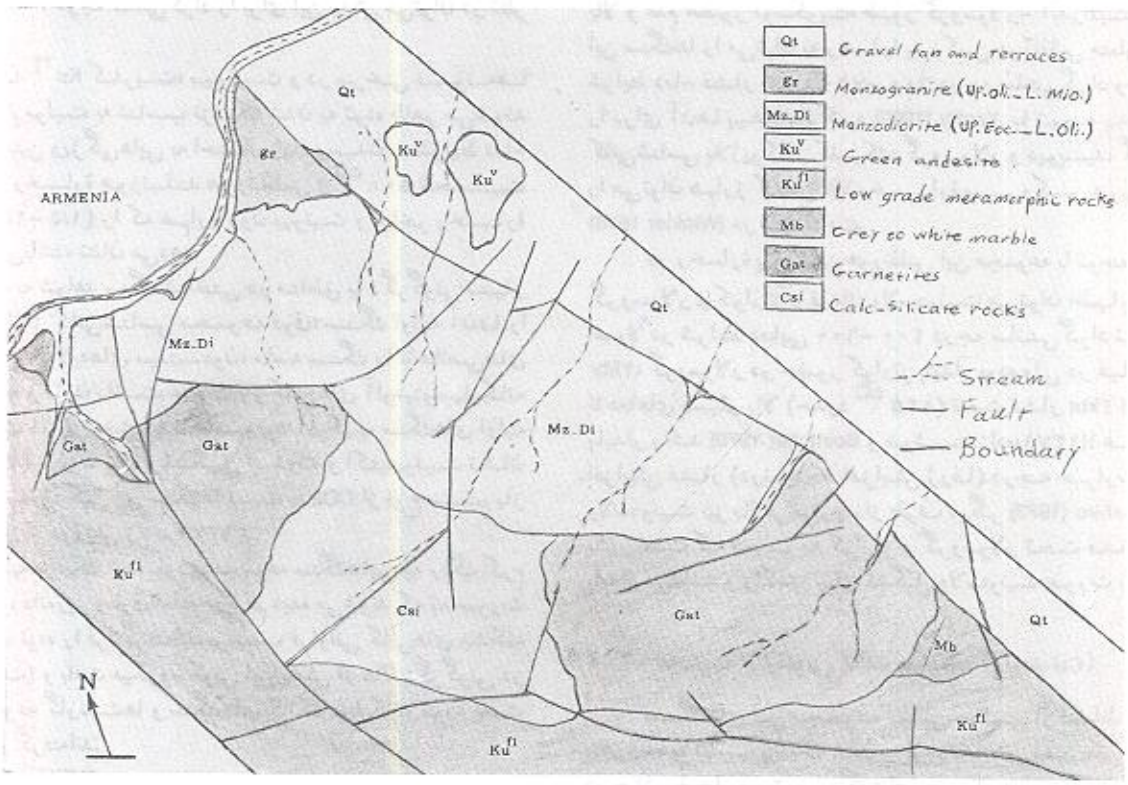
تودهٔ نفوذی کمتال بخشی از باتولیت مرکب قره‌داغ (قولان) محسوب می‌شود که در شمال باختری ایران، جنوب رودخانه ارس و ۷۵ کیلومتری شرق جلفا واقع شده است. باتولیت فوق با وسعتی بالغ بر صدها کیلومتر مربع درخاک ایران و جمهوری‌های ارمنستان و آذربایجان قرار دارد. مطالعات امینی‌فضل (۱۳۷۳) نشان می‌دهد که باتولیت قره‌داغ متشکل از سه کمپلکس آذرین بوده و در اثر عملکرد

Petrography and Petrology of the Metamorphic Aureole of the Kamtal Intrusive Body

By: Dr. A. Darvishzadeh * and M. S. Mirmohammadi *

۵ فاز مختلف تشکیل یافته است. تودهٔ کمتال دارای دوبخش جداگانه شامل بخش حدواسط- بازیک (واحد Mz-Di درشکل ۱) و بخش اسیدی (واحد gr درشکل ۱) می‌باشد. واحد gr انحصاراً از سنگ‌های گرانیتی و واحد Mz-Di دارای طیفی از سنگ‌های مونزونیتی تا دیوریتی و به مقدار کمتر گابرو است.

این نوشتار بر نتایج حاصل از مطالعه مقاطع نازک و آنالیز دستگاهی به روش XRD در دانشکدهٔ علوم دانشگاه تهران استوار است و در خصوص بررسی تغییرات و تبدیلات مجموعه‌های کانی‌شناسی متناسب با فاصلهٔ از توده و نوع سنگ اولیه به طور عمده از مفهوم رخساره‌های دگرگونی (Winkler 1976) استفاده گردیده است.



شکل ۱- نقشهٔ زمین‌شناسی ساده شده از تودهٔ نفوذی کمتال و هالهٔ دگرگونی آن (اقتباس از میرمحمدی، ۱۳۷٤)- مقیاس تقریبی 1:50000

۲ - بحث

در گستره موردنظر توالی سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا درجهٔ بالا با بافت هورنفلسی قابل مطالعه است، لکن به دلیل عملکرد شکستگی‌ها و گسله‌های فراوان که با جا به جایی واحدهای دگرگونی همراه بوده و پوشش گیاهی متراکم در برخی قسمت‌ها و صعب‌العبور بودن مسیر نمونه‌برداری، انجام بررسی‌های سیستماتیک و ارائه زون‌بندی براساس رخساره‌های دگرگونی ممکن نگردید. درهر صورت واحدهای تفکیک شده با توجه به نوع رخسارهٔ مربوطه در نقشهٔ ۱:۲۰۰۰۰ کمتال (میرمحمدی، ۱۳۷٤) منعکس گردیده که در شکل ۱ تصویر ساده شده آن نشان داده شده است.

برپایهٔ بررسی‌ها سنگ‌هایی با ظاهر نواری به رنگ‌های سبز تیره، قهوه‌ای و خاکستری با بافت و ساخت هورنفلسی در فواصل دورتر از حاشیهٔ توده رخنمون دارند (واحد Ku^{f1} در شکل ۱) که دارای مجموعهٔ کانی‌شناسی کوارتز، آلبیت، موسکویت، اپیدوت، کلینو زوئیزیت، موسکویت و کلریت هستند. بافت هورنفلسی و رشد اندازهٔ بلورها در این سنگ‌ها از حاشیه به سمت توده مشخص‌تر بوده و بافت اولیه در حال محو شدن است. ظهور کلریت و موسکویت نشانگر تعلق این بخش به رخسارهٔ آلبیت اپیدوت هورنفلس بوده و هم‌ارز رخسارهٔ شیست سبز دگرگونی ناحیه‌ای و زون کلریت محسوب می‌شوند. با توجه به پاراژنز کانی‌شناسی مذکور در فوق و مطابق مطالعات Hyndman (1975) و Winkler (1976) شرایط دمایی معادل ٤۰۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای این بخش می‌توان در نظر گرفت.

در واحد Ku^{f1} کلریت، بیوتیت و در برخی نمونه‌ها اکتینولیت- ترمولیت به تناسب نزدیک شدن به توده ظاهر می‌شوند (شکل ۲a). چنین ویژگی‌هایی به احتمال زیاد رسیدن به شرایط دما- فشار در حد رخسارهٔ هورنبلند هورنفلس ($500\ ^{oC}$ تحت فشار ۲kbr- ۱/۵) را که هم‌ارز زون بیوتیت و اواخر رخسارهٔ شیست سبز می‌باشد، نشان می‌دهد.

با توجه به شواهد سنگ شناختی در مناطق با دگرگونی بسیار ضعیف و پاراژنز کانی‌شناسی مجموعه فوق، سنگ اولیه آن‌ها را می‌توان تناوبی از لایه‌های سیلتستون، ماسه سنگ با ناخالصی‌های رسی و کربناته و مارن دانست. عدم ظهور کانی‌های آلومینوسیلیکاته مثل آندالوزیت در این بخش به نامناسب بودن ترکیب سنگ‌های اولیه (کمبود Al_2O_3) مربوط بوده و تشکیل اپیدوت و اکتینولیت نشان می‌دهد که محیط تشکیل این سنگ‌ها نسبت به CO_2 از نوع سیستم باز بوده است (نقل از درویش زاده، ۱۳۷۱).

در حاشیه نزدیک تودهٔ نفوذی مجموعه سنگ‌هایی به رنگ کرم تا مایل به سبز، دانه‌ریز و فوق‌العاده متراکم دیده می‌شوند که به صورت هاله‌ای اطراف توده را فرا گرفته‌اند. برحسب فراوانی کانی‌های مشکله (به ویژه گارنت) و بافت میکروسکوپی این بخش از هالهٔ دگرگونی در قالب دو مجموعه گارنتیت‌ها و سنگ‌های کالک سیلیکاته مورد بحث و بررسی قرار گرفته‌اند:

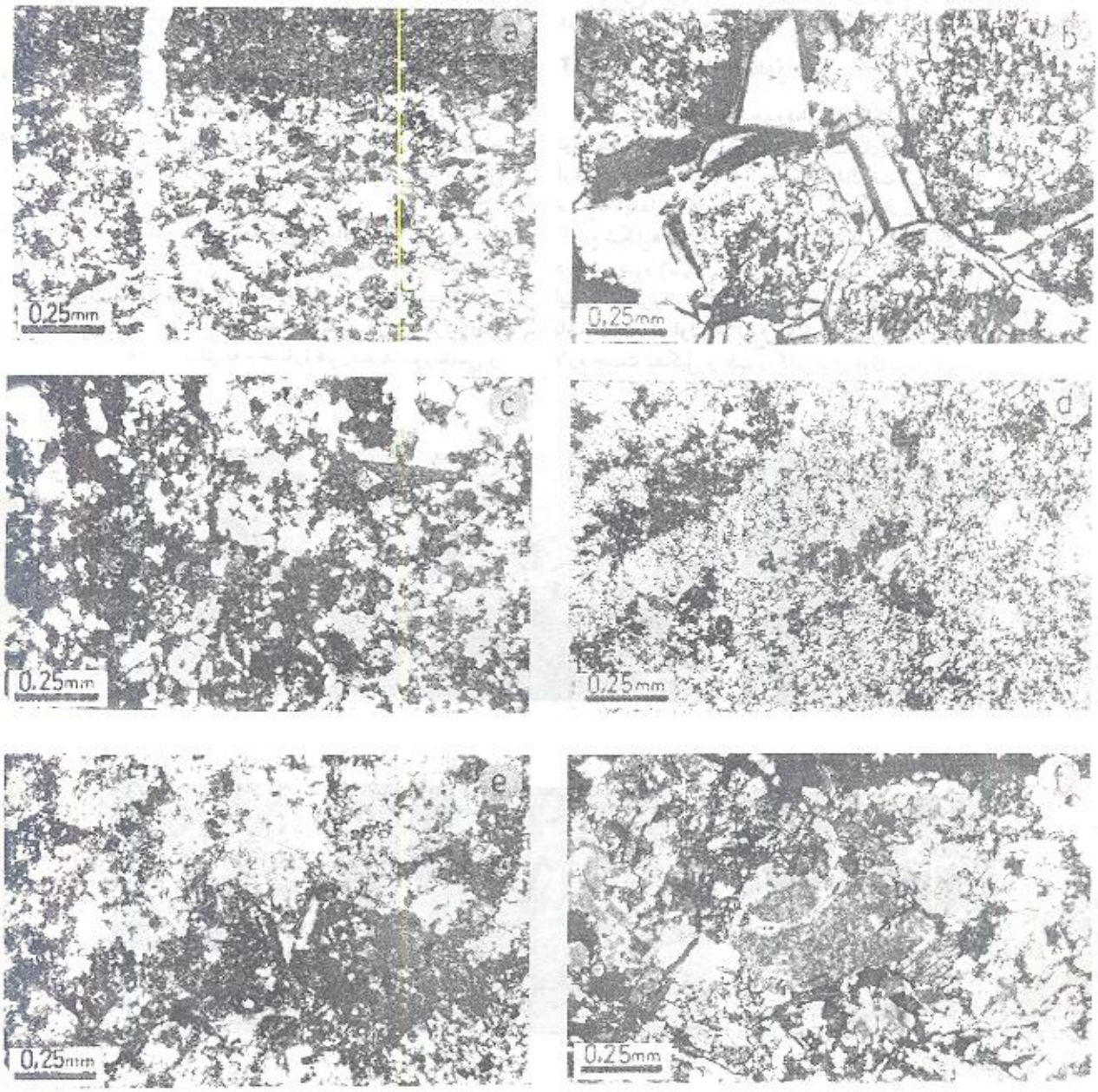
۲-۱- گارنتیت‌ها (واحد Gat)

مجموعهٔ کانی‌شناسی آن‌ها شامل گارنت‌های زینومورف تا اتومورف (گاهی تا ۸۰-۷۰ درصد حجمی نمونه)، کلسیت، اپیدوت، کلینوزوئیزیت، دیوپسید، اسفن و به مقدار کمتر فلدسپات و شیلیت می‌باشد. در شکل‌های (a و b ۲) تصویر میکروسکوپی از این سنگ‌ها دیده می‌شود. سنگ‌های این مجموعه تغییرات بافتی و کانی‌شناسی اندکی نسبت به فاصلهٔ آن‌ها از توده نشان داده و بافت اکثر آن‌ها کریستالوبلاستیک و در برخی موارد گرانوبلاستیک می‌باشد. گارنت‌های درشت در این سنگ‌ها گاهی دارای هستهٔ دگرسان شده با اجتماع کانی‌شناسی کوارتز، بیوتیت و کلسیت هستند (شکل ۲b) که چنین پدیده‌ای یا در نتیجهٔ ادامهٔ تبلور و رشد بلورهای گارنت در حضور کوارتز و کلسیت حتی پس از دگرسانی هستهٔ آن‌هاست و یا این که در مرحلهٔ تشکیل گارنت‌های رگه‌ای تأخیری، حاشیه‌ای از آن‌ها بر روی بلور اولیه گارنت از قبل موجود رشد کرده است؛ رشد منظم و پیوسته و گاهی دگرسانی در زون‌های خارجی این بلورها بیشتر از فرض اول حمایت می‌کند (میرمحمدی، ۱۳۷٤). بررسی‌های XRD نشان می‌دهد که گارنت‌های این مجموعه متعلق به محلول جامد گروسولار- آندرادیت با غلبهٔ قطب گروسولار هستند (به شکل ٦ مراجعه شود). سنگ اولیه گارنتیت‌ها را می‌توان سنگ‌های آهک مارنی دانست که به دلیل کمبود Al_2O_3 کانی‌های شاخص این دگرگونی مثل کردیریت و سیلیمانیت در آن‌ها علیرغم شدت بالای دگرگونی ظاهر نشده است. با ملاحظه پاراژنز کانی‌شناسی مذکور در بالا و عدم حضور موسکویت، ظهور گروسولار- آندرادیت و دیوپسید این سنگ‌ها را می‌توان به رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس متعلق دانسته و شرایط دما- فشار حدود ۷۵۰- ٦۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۲kbr- ۱/۵ را برای آن‌ها پیشنهاد کرد Yardly (1989). با توجه به مجموعهٔ کانی‌شناسی پلاژیوکلاز کلسیک، گروسولار و دیوپسید، گارنتیت‌ها را می‌توان هم‌ارز کلاس VIII رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس (Winkler 1976) در نظر گرفت.

در رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس این مجموعه با توجه به حضور گروسولار و کوارتز و فقدان ولاستونیت می‌توان اظهار داشت که اصولاً در شرایط دمایی ٦۰۰- ٤۰۰ درجه سانتی‌گراد تحت فشار ۲kbr، گروسولار در حضور کوارتز پایدار بوده ولی در غیاب کوارتز تا دماهای بسیار بالا (حدود $825\ ^{oC}$) تحت فشار ۲kbr نیز می‌تواند پایدار باشد (Boettcher 1970 و هوشمندزاده،۱۳۷۱)؛ همچنین با افزایش فشار (درنتیجه افزایش ژرفا) درجه حرارت تشکیل ولاستونیت نیز بالاتر می‌رود. از طرف دیگر Miyashiro (1973) براین باور است که مجموعه کوارتز و گروسولار تحت فشار CO_2 کم پایدار می‌مانند و واکنش برای تشکیل ولاستونیت صورت نمی‌گیرد.

۲-۲- مجموعه دگرگونی کالک سیلیکاته (واحد Csi)

سنگ‌های این مجموعه توالی جالبی از لحاظ دگرگونی پیشرونده به تناسب نزدیک شدن به توده نشان می‌دهند بدین ترتیب که در حاشیهٔ خارجی‌تر، سنگ‌های بسیار دانه ریز با مجموعهٔ کانی‌شناسی کوارتز، اپیدوت، کلینوزوئیزیت، فلدسپات آلکالن و گارنت زینومورف قرار داشته و در آن‌ها گارنت‌ها (سری



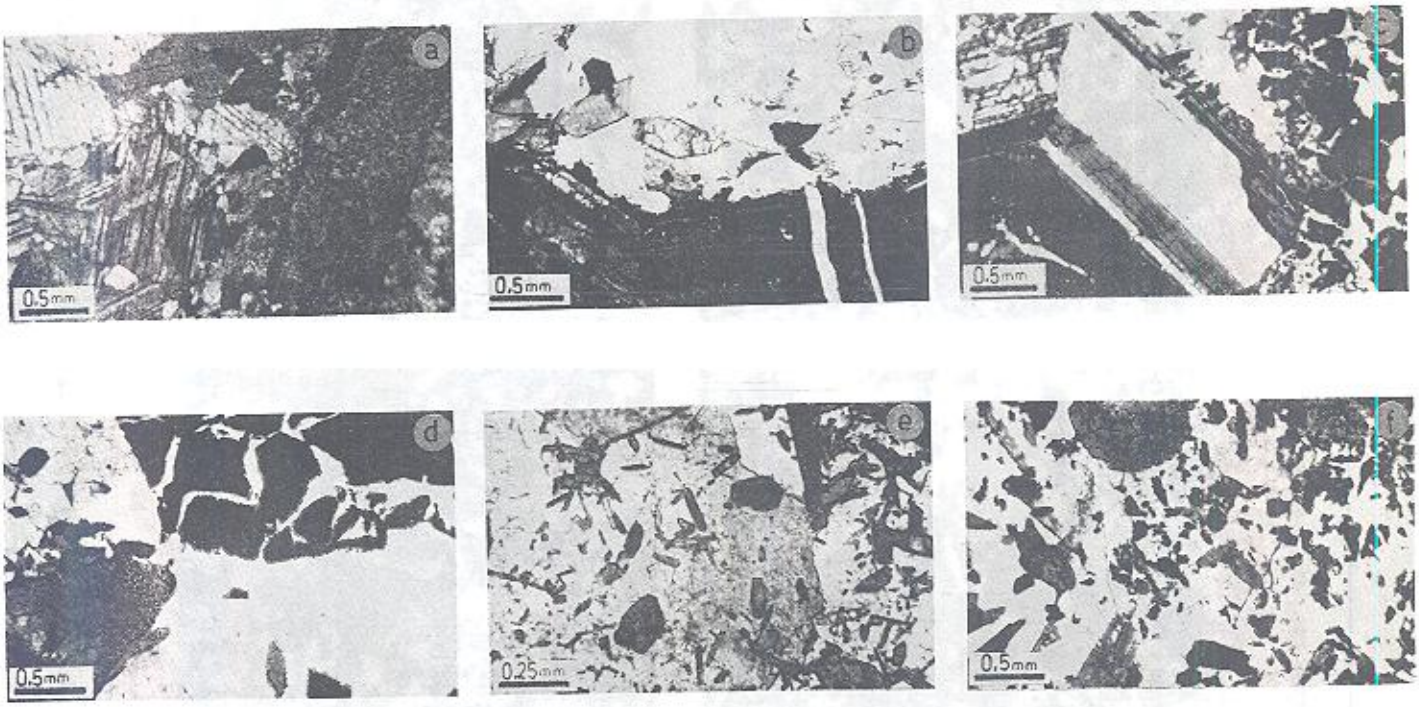
شکل ۲ - (a) سنگ دگرگونی درحد رخسارهٔ هورنبلند هورنفلس با باندهای تیره (مارنی) و روشن (ماسه سنگی) که مقدار قابل توجهی آکتینولیت- ترمولیت دارد (b) گارنت‌های اتومورف گروسولار با هستهٔ دگرسان شده که توسط کلسیت احاطه شده‌اند (مربوط به گارنتیت‌ها) (c) تصویر میکروسکوپی از گارنتیت‌های ریزدانه با بافت هورنفلسی (d) تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های کالک سیلیکاته با بافت افانتیک میکروکریستالین که در آن نطفه‌های گارنت (بخش‌های تیره) در حال تشکیل و تجمع هستند (e) سنگ دگرگونی از مجموعه کالک سیلیکاته با بافت کریستالوبلاستیک و بلورهای درشت و اتومورف گارنت در مرکز تصویر (f) سنگ دگرگونی درحد رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس در بلافصل تودهٔ آذرین و سنگ‌های درونگیر (مجموعهٔ کالک سیلیکاته) با بافت گرانوبلاستیک و دیوپسید فراوان (مرکز عکس). تمام تصاویر در نور پلاریزه گرفته شده‌اند.

گروسولار- آندرادیت) شروع به تشکیل و تجمع کرده و بافت افانتیک میکروکریستالین تا هورنفلسی ضعیف را بوجود آورده‌اند (شکل ۲d). با نزدیکتر شدن به توده سنگ‌های دانه‌درشت‌تر حاوی بلورهای گارنت ساب اتومورف تا اتومورف؛ اپیدوت و فلدسپات ساب اتومورف با بافت کریستالو بلاستیک هورنفلس ظاهر می‌شوند (شکل ۲e). در نهایت و در حاشیهٔ بلافصل توده، سنگ‌های سبزرنگ با مجموعه کانی‌شناسی دیوپسید، پلاژیوکلاز، گروسولار، اپیدوت، کلینوزوئیزیت، کلسیت، کوارتز و اسفن تظاهر پیدا کرده‌اند (شکل ۲f).

با ملاحظهٔ پاراژنز کانی‌شناسی مذکور در بالا، فراوانی دیوپسید و فلدسپات و کمبود گروسولار و کلسیت در این مجموعه نسبت به گارنتیت‌ها، سنگ اولیهٔ این مجموعه مارن‌های آهکی (سنگ‌های کالک سیلیکاته) یا مارن‌های آهکی توفی پیشنهاد می‌گردد. این سنگ‌ها در حاشیهٔ خارجی‌تر متعلق به رخسارهٔ هورنبلند هورنفلس و در مجاورت توده به رخساره پیروکسن هورنفلس تعلق دارند، بنابراین در مجموع شرایط دما- فشار مشابه با گارنتیت‌ها برای این مجموعه درنظر گرفته می‌شود.

۲-۳- مرمرها (واحد Mb)

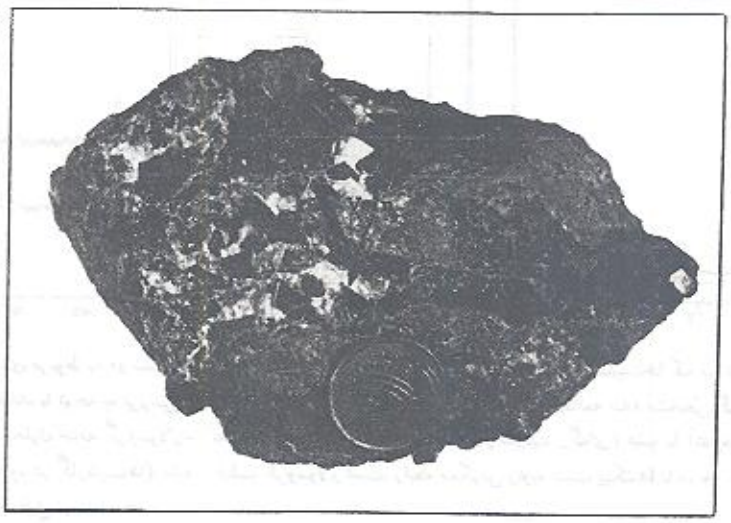
این سنگ‌ها در محدوده‌ای کوچک در حاشیهٔ جنوب باختری توده کمتال رخنمون دارند. سنگ‌های کریستالین به رنگ‌های ارغوانی، خاکستری تا ابری که مطالعات میکروسکوپی تنها کانی مشکلهٔ آن‌ها را کلسیت مشخص ساخته است (میرمحمدی، ۱۳۷٤) که به شکل‌های رمبوندری با ماکل پلی‌سنتیتیک و بافت موزائیکی دیده می‌شود (شکل ۳a). به نظر می‌رسد که فقدان کانی‌هایی چون اپیدوت، گروسولار و بروسیت در این سنگ‌ها نشانگر این موضوع باشد که سنگ اولیه از نوع آهکی خالص و در نتیجه فاقد کاتیون‌های لازم جهت تشکیل و ظهور کانی‌های فوق بوده است.



شکل ۳- (a) تصویر میکروسکوپی از مرمرهای حاشیه توده کمتال که کلسیت تنها کانی مشکلهٔ آن‌هاست (b) رگه‌های گارنت اپیدوت‌دار که در آن گارنت‌های زونه در حاشیه رگه (تیره) قرار داشته و اپیدوت‌های اتومورف در زمینه کوارتز پراکنده هستند (c) بلور درشت گارنت زونه (آندرادیت) با زوناسیون منظم. گارنت‌های خردشده توسط کوارتزها (بالا گوشهٔ راست) نیز دیده می‌شوند. (d) اجتماع کوارتز، گارنت خرد شده و اپیدوت اتومورف (پایین سمت چپ) در رگه‌های گارنت اپیدوت دار. (e) سوزن‌ها و بلورهای اتومورف اپیدوت پراکنده در زمینه کوارتز از رگه‌هایی که گارنتیت‌ها را قطع کرده‌اند. (f) تصویر میکروسکوپی از رگهٔ اپیدوت‌دار که سنگ‌های حدواسط- بازیک را قطع کرده‌اند. اجتماع کانی‌شناسی اپیدوت، کوارتز، گارنت و کلسیت در این رگه‌ها مشابه رگه‌های گارنت اپیدوت‌دار تأخیری در گارنتیت‌ها می‌باشد. تمام تصاویر در نور پلاریزه گرفته شده‌اند.

۲-۴- رگه‌های گارنت اپیدوت دار

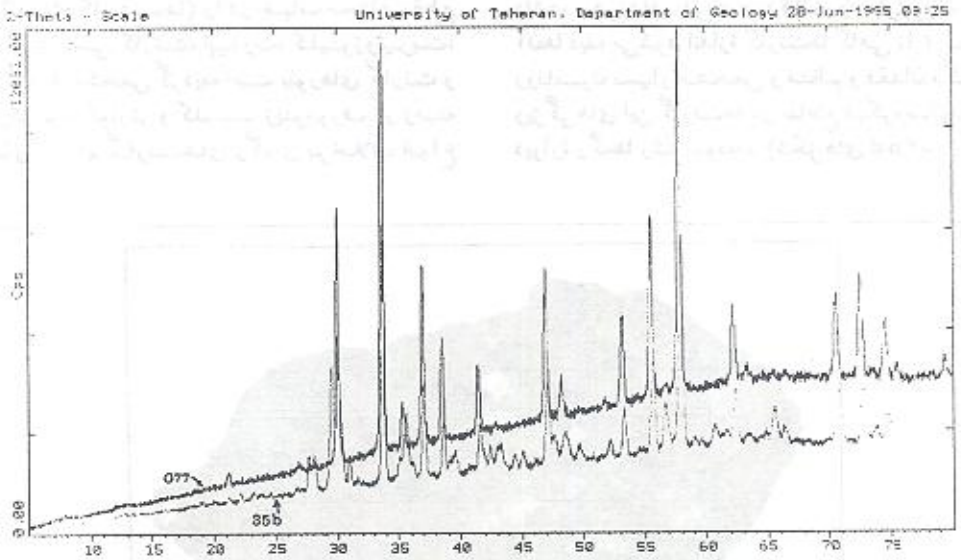
این رگه‌ها با ضخامت‌های متغیر و به مقدار زیاد، سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (به ویژه گارنتیت‌ها) را در جهات مختلف قطع کرده‌اند. مجموعه کانی‌شناسی گارنت، اپیدوت، کلینوزوئیزیت، کوارتز و کلسیت در رگه‌ها مشخص گردیده است. بلورهای گارنت و اپیدوت اغلب اتومورف بوده کوارتز و کلسیت زینومورف در زمینه قرار دارند (شکل‌های ۳b-d). گارنت‌های رگه‌ای برخلاف انواع موجود در گارنتیت‌ها رنگ‌های قهوه‌ای مایل به قرمز تا قهوه‌ای تیره داشته و فرم‌های بلوری دودکائدرون، تراپزوئدرون و یا ترکیبی از آن‌ها دیده می‌شود. اندازهٔ گارنت‌ها گاهی تا ۲ سانتی‌متر نیز می‌رسد. زوناسیون بسیار مشخص و منظم و فقدان دگرسانی در هسته از ویژگی‌های این گارنت‌ها در مقاطع میکروسکوپی است که اغلب در دیوارهٔ رگه‌ها رشد نموده‌اند (شکل‌های ۳b-d).



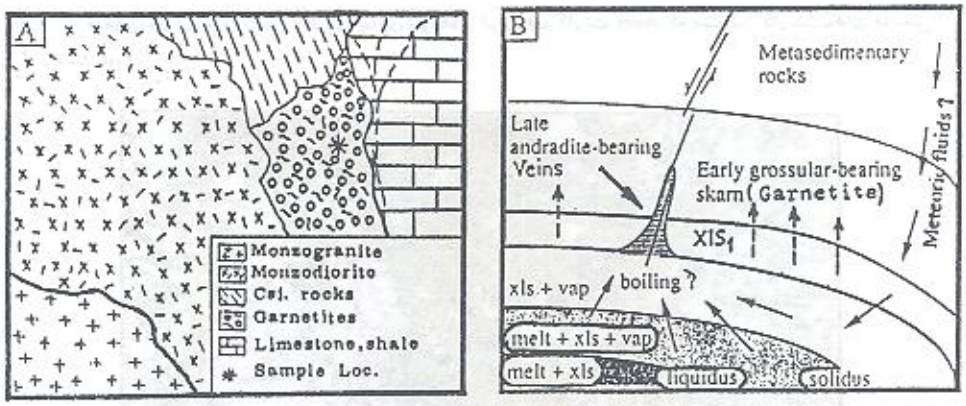
شکل ٤- رگه‌های گارنت اپیدوت‌دار تأخیری حاوی بلورهای اتومورف گارنت (Vein) که مشخصاً گارنتیت‌های قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند (Gal).

شکل ۵- تصویر میکروسکوپی که نشانگر تأخیری بودن گارنت‌های رگه‌ای (بخش تیره) نسبت به گارنتیت‌ها (بخش روشن‌تر) می‌باشد. کانی‌های ریز اغلب به رنگ قهوه‌ای روشن بیشتر کلسیت و اپیدوت هستند که در داخل بیشتر گارنت‌ها دیده می‌شوند.

شواهد صحرایی و میکروسکوپی (شکل‌های ٤ و ٥) تردیدی باقی نمی‌گذارد که رگه‌های مورد بحث نسبت به سنگ میزبان خود تأخیری بوده و پس از دگرگونی مجاورتی ناشی از جایگیری واحد حدواسط - باز یک توده کمتال (Mz- Di در شکل ١) بوجود آمده‌اند به



شکل ٦- پیک‌های مربوط به دو نمونه از گارنت‌های رگه‌ای و گارنت‌های موجود در گارنتیت‌ها که به توسط XRD مورد آنالیز قرار گرفته‌اند. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته و مقایسه آن‌ها با نمونه‌های مطالعه شده مشخص گردیده است که هر دو نمونه جزء محلول جامد گروسولار- آندرادیت هستند لکن در نمونه G77 (گارنت رگه‌ای) غلبه با آندرادیت و در نمونه 35b (گارنت موجود در گارنتیت‌ها) غلبه با قطب گروسولار است. رابطه معکوس زاویه شیب پیک‌ها با درجه حرارت تشکیل نمونه‌های گارنت قابل توجه است.



شکل ٧- (A) نقشه زمین‌شناسی ساده شده که موقعیت گارنتیت‌ها و محل نمونه‌برداری را نسبت به واحدهای آذرین مورد مطالعه نشان می‌دهد (بدون مقیاس).

(B) مدل فرضی و شماتیک جهت تشریح نحوهٔ تشکیل و منشأ گارنت‌های موجود در گارنتیت‌ها و رگه‌های گارنت اپیدوت دار در آن‌ها (اقتباس از Jamtveit et al. 1993 با اعمال تغییرات لازم). در این شکل تشکیل گارنت‌های گروسولار در گارنتیت‌ها مرتبط با سیالات ناشی از بخش حد واسط- بازیک (فلش منقطع) در نظر گرفته شده ولی منشأ گارنت‌های نوع آندرادیت در رگه‌ها به فعالیت سیالات هیدروترمالی مشتق از بخش اسیدی (فلش ضخیم و ممتد) مربوط می‌باشد. ماگمای سازنده سنگ‌های بخش اسیدی در زمان تشکیل گارنت‌های رگه‌ای به سه زون تقریباً متمایز تفکیک شده است و سیالات هیدروترمالی موردنظر بیشتر از زون melt + xls + vap منشأ می‌گیرند. مرز بین بخش اسیدی توده و حدواسط- بازیک با خطوط منقطع نشان داده شده است. xls- فازهای جامد، melt- فاز مذاب، vap- فاز غنی از آب، xls_1- بخش حد واسط - بازیک با فازهای جامد.

طوری که به طرز مشخصی گارنتیت‌ها را قطع کرده و حتی سبب برشی شدن آن‌هانیز شده‌اند (شکل ٤).

به منظور تعیین نوع گارنت (یا سری آن) در رگه‌ها و مقایسه آن‌ها با انواع موجود در گارنتیت‌ها از نتایج XRD و تجزیه نیمه کمی Semi-quantative به توسط XRF بر روی نمونه‌های جداشده از دو نوع گارنت استفاده شده است. نتایج به دست آمده دلالت بر این دارد که اولاً: هر دو نوع گارنت متعلق به سری محلول جامد گروسولار- آندرادیت هستند و ثانیاً: در گارنتیت‌ها غلبه با گروسولار و در انواع رگه‌ای برتری با آندرادیت می‌باشد بدین معنی که پیک گارنت‌های رگه‌ای قابل مقایسه با پیک آندرادیت و انواع موجود در گارنتیت‌ها قابل مقایسه با پیک گروسولار است (شکل ٦). از طرف دیگر نتایج آنالیز نیمه کمی بر روی این دو نمونه نشان می‌دهد که مقدار اکسید آهن انواع رگه‌ای در مقایسه با گارنت‌های موجود در گارنتیت‌ها به طور مشخصی بیشتر است.

با توجه به موارد یاد شده در خصوص نوع گارنت‌ها، ویژگی‌های میکروسکوپی، ارتباطات صحرایی و پاراژنز کانی‌شناسی رگه‌های گارنت اپیدوت دار و گارنتیت‌ها و حضور دو واحد آذرین با سن متفاوت در مجاورت یکدیگر در تودهٔ کمتال (واحدهای gr و Mz- Di) مدلی فرضی را جهت تشریح ژنز و جایگیری رگه‌های گارنت اپیدوت دار و ارتباط آن‌ها با گارنتیت ارائه داده‌ایم (از میرمحمدی، ١٣٧٤). برپایه مدل پیشنهادی (شکل B ٧) ابتدا در نتیجهٔ نفوذ واحد حدواسط - بازیک (XLS_1) به درون سنگ‌های رسوبی درونگیر به سن کرتاسه بالایی، گارنتیت‌های حاوی گروسولار (اسکارن‌های گارنت اپیدوت‌دار) در طی دگرگونی مجاورتی و عملکرد فازهای سیال مشتق از توده تشکیل یافته‌اند. در مرحلهٔ بعدی و همزمان با جایگیری واحد اسیدی (مونزو گرانیت‌ها، واحد gr) در داخل واحد آذرین قبلی، مناطق با نفوذپذیری بالا High- Permeability در سنگ‌های فوق و گارنتیت‌ها در نتیجهٔ گسلش و شکسته‌شدن بوجود می‌آید (به گمان در نتیجهٔ بالا آمدن و کشیده شدن سقف و حواشی توده). در سومین مرحله تاخت و تاز سیالات مشتق از واحد مونزوگرانیتی و تمرکز آن‌ها در مناطق خرد شدهٔ با نفوذپذیری بالا، آغاز می‌گردد. در نتیجهٔ این تحولات رگه‌های گارنت اپیدوت‌دار با ضخامت متغیر سنگ‌های میزبان آذرین (شکل ٣f) و دگرگونی (شکل ٤) را قطع می‌نمایند. از دیدگاه Jamtveit et al. (1993) چنین فرآیندی (تشکیل رگه‌های گارنت اپیدوت‌دار) با منشأ هیدروترمالی در درجه حرارت حدود ٤٠٠ درجه سانتی‌گراد صورت می‌گیرد. بررسی‌های Yardly et al. (1991) در این زمینه نشان داده است که جریان سیالات در سیستم‌های هیدروترمالی معمولاً با پدیدهٔ جوشش Boiling همراه است که این عمل سبب اکسیده شدن مذاب باقی مانده، افزایش سریع در نسبت Fe^{3+} / Al^{3+} و در نتیجه رشد و تشکیل سریع آندرادیت می‌شود.

در پایان لازم به یادآوری است که چنین مدلی بر اساس داده‌های صحرایی، میکروسکوپی و XRD استوار بوده و برای ارائهٔ مدل دقیق‌تر نیازمند مطالعات میکروپروب از مقاطع عرضی بلوری‌های گارنت، اندازه‌گیری فراوانی و تغییرات عناصر کمیاب در آن‌ها مانند Zr, W, As و Cr و عناصر اصلی مثل Mn, Fe و Ti به کمک روش‌های مناسب می‌باشد.

کتابنگاری

امینی‌فضل، ع. (١٣٧٣) مطالعهٔ پترولوژی، مینرالوژی و ژئوشیمی تودهٔ نفوذی قره‌داغ (گرانیت اوردباد)- شمال‌باختری ایران، رسالهٔ دکتری، آکادمی علوم جمهوری آذربایجان.

درویش زاده، ع. (١٣٧١) سنگ شناسی دگرگونی، انتشارات دانشگاه پیام نور، ٣٦٤ صفحه.

میرمحمدی، م. ص. (١٣٧٤) ژئوشیمی و پترولوژی تودهٔ نفوذی کمتال و هالهٔ دگرگونی آن، رسالهٔ کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم دانشگاه تهران، ١٩٤ صفحه.

هوشمندزاده، ع. (١٣٧١) پتروژنز سنگ‌های دگرگونه، ترجمه (تألیف وینکلر، ١٩٧٦)، انتشارات دانشگاه شیراز، ٤٠٨ صفحه.

References

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

Jamtveit, B., Wogelius, R. A. and Fraser, D. G., 1993- Zonation pattern of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. Geology, 21, 113- 116.

Miyashiro, A., 1973- Metamorphism and metamorphic Belts. George Allen and Uniwin, London. 495 p.

Wnikler, H. G. F., 1976- Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th edit., Springer- Verlag, New York.

Yardly, B. W. D. 1989- An Introduction to metamorphic petrology, Longman, 248 p.

Yardly, B. W. D., Rochelle, C. A., Barnicoat, A. C. and Lioyd, G. E., 1991- Osillatory zoning in metamorphic minerals: An indicator of infiltration metasomatism, Miner. Mag., 55, 357- 365.

* گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم دانشگاه تهران

* Geology Department, Science Faculty, Tehran University.