



The study of chemical composition and evolution of minerals during various metamorphic events in the Hamadan region

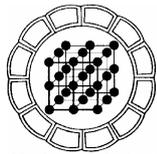
A. A. Sepahi, S. R. Jafari, S. Mani-Kashani

Department of Geology, Bu Ali Sina University, Hamadan, Iran.
Email: sepahi@basu.ac.ir

(Received: 31/12/2005, received in revised form: 17/10/2006)

Abstract: Metamorphic rocks of the Hamadan region have experienced regional and also contact metamorphism (due to intrusion of gabbro, diorite and granitic bodies), therefore, their mineral assemblages have formed in multiple stages. Evidence of regional metamorphism (M) and contact metamorphisms at the contact of gabbros (M'_1) and porphyroid granites (M'_2) are separable, however at the contact of hololeucocratic granites a very local contact metamorphism (M'_3) have occurred (from a few decimeter up to a few meters, due to small size of these bodies). Minerals such as micas, garnet, staurolite, cordierite, andalusite, kyanite and sillimanite are usually produced by several reactions, and participated in other reactions to form other minerals. The relationship between mineral growth to deformational events have been found at several stages (i.e. pre-tectonic, syn-tectonic and post-tectonic minerals are common in metamorphic rocks of the region.) Pegmatites and silicic veins have played essential role in some metamorphic reactions as sources for heat and fluids, so that some metamorphic minerals are common near these veins and disappear far from the veins. Considering observed mineral assemblages in metamorphic rocks of the region, regional metamorphism can be correlated with low to moderate P/high T Buchan type metamorphism. In final stages of metamorphism, high T minerals such as cordierite experienced retrograde reactions or pseudomorphed and higher pressure minerals such as kyanite have been more stable.

Keywords: *Polymetamorphism, regional metamorphism, contact metamorphism, mica, garnet, staurolite, cordierite, andalusite, kyanite and sillimanite.*



بررسی ترکیب شیمیایی و دگرگونی کانیها در طول فرایند دگرگونیهای مختلف در منطقه همدان

علی اصغر سپاهی، سیده راضیه جعفری، سارا مانی کاشانی

گروه زمین شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

Email: sepahi@basu.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۴/۱۰/۲۴، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۵/۷/۲۵)

چکیده: سنگهای دگرگونی منطقه همدان شکل گرفته از فرایند دگرگونی ناحیه‌ای و نیز مجاورتی پی در پی (در اثر نفوذ توده‌های گابرویی، دیوریتی و گرانیتی) متاثر شده‌اند، بنابراین کانیهای سازنده آنها در چند نوبت به وجود آمده‌اند. آثار دگرگونی ناحیه‌ای (M_1) و فرایندهای دگرگونی مجاورتی در اثر تماس گابروها (M'_1) و گرانیت‌های پورفیروئید (M'_2) قابل شناسایی هستند و در تماس گرانیت‌های هولولوکوکرات نیز دگرگونی مجاورتی بسیار محدودی (M'_3) در حد چند دسیمتر تا چند متر، به سبب اندازه کوچکتر این توده‌ها) رخ داده است. کانیهای نظیر میکاها، گارنت، استرولیت، کلدیریت، آندالوزیت، کیانیت، و سیلیمانیت معمولاً حاصل چندین واکنش مختلف بوده و پس از تشکیل اولیه در واکنش‌های دگرگونی دیگر شرکت نموده‌اند. همچنین نسبت به رویدادهای دگرشکلی، رشد کانیها در چند مرحله مختلف رخ داده است، یعنی کانیهای پیش از زمین‌ساختی، همزمان با زمین‌ساختی، و پس از زمین‌ساختی در سنگهای دگرگون منطقه دیده شده‌اند. رگه‌های پگماتیستی و سیلیسی نقش مهمی را در رویداد برخی واکنش‌های دگرگونی به عنوان خاستگاه گرما و شاره‌ها بازی کرده‌اند، به طوری که بعضی کانیهای دگرگون تنها نزدیک به این رگه‌ها دیده شده و با دور شدن از رگه‌ها، کانیهای بالا نیز ناپدید می‌شوند. با توجه به مجموعه‌های کانی‌شناسی مشاهده شده در سنگهای دگرگون منطقه، دگرگونی ناحیه‌ای در فشار کم تا متوسط با دمای بالا از نوع بوچان همخوانی دارد. در مراحل پایانی دگرگونی ناحیه‌ای بعضی از کانیهای با دمای بالا مانند کلدیریت به طور پسرونده-ای تخریب یا شبه ریخت شده و در عوض کانیهای با فشار بالاتر مانند کیانیت پایدارتر شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: چنددگرگونی، دگرگونی ناحیه‌ای، دگرگونی مجاورتی، میکا، گارنت، استرولیت، کلدیریت، آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار دگرگون موسوم به زون سنندج- سیرجان است که شامل سنگهای دگرگونی با درجه پائین تا بالا و بیشتر از سنگهایی مانند اسلیت، فیلیت، میکاشیست، میگماتیت، گرانولیت و هورنفلس تشکیل شده است. بسیاری از پژوهشگران [۱ تا ۱۷] روی مجموعه دگرگونی همدان بررسیهای ارزشمندی انجام داده‌اند، ولی به دلیل پیچیدگی فرایند دگرگونی منطقه، جداسازی آثار هر فرایند از فرایند دیگر در این منطقه دشوار بوده است، در این کار پژوهشی ضمن بررسی مطالعات پیشین، برخی تغییرات کانی‌شناسی مربوط به دگرگونیهای چندگانه ناحیه‌ای و مجاورتی را معرفی خواهیم کرد. در گذشته در مورد این نوار دگرگون و به ویژه، منطقه همدان، مطالعات سنگ‌شناسی زیادی انجام گرفته است و اخیراً مطالعات نوینی [۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۷] روی سنگهای دگرگون و کانیهای سازنده آنها انجام داده‌اند. نمونه‌های مورد مطالعه در این مقاله به دانشگاه مینسوتا در ایالات متحده آمریکا ارسال شد و مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته‌اند. هدف از مطالعه این نمونه‌ها علاوه بر شناخت ترکیب شیمیایی کانیهای شاخص، تلفیق اطلاعات به دست آمده با نتایج سنگ‌شناختی و نیز برآورد فشار و دمای دگرگونی در برخی از سنگهای دگرگون بوده است. در این مقاله نخست می‌پردازیم به بررسی چگونگی پیدایش، دگرگونیها، و ترکیب شیمیایی کانیهای شاخص و در پایان شرایط احتمالی دگرگونی برخی از سنگهای منطقه را تفسیر می‌کنیم.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار دگرگون به نام زون سنندج- سیرجان است (شکل ۱) که جزئی از ایران مرکزی است ولی در برخی از ویژگیها تفاوتی با آن دارد، اولاً به صورت نوار بلند دگرگون شده‌ای و به موازات رورانگی زاگرس قرار دارد، و ثانیاً سنگهای آتشفشانی ترشیری در آن بسیار اندک است. از این نوار با عناوین مختلف زون ارومیه- اسفندقه، میوان- اسفندقه نیز یاد می‌شود. طول تقریبی آن در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و از مغرب دریاچه ارومیه تا مشرق بندرعباس (حوالی حاجی‌آباد) ادامه دارد. ادامه این زون در کشور عراق و ترکیه نیز دیده می‌شود. مرز شرقی آن با ایران مرکزی به صورت فرونشستگیهای بلند دریاچه مانند است. این بخش از نظر ته‌نشستی و ویژگیهای ساختاری مانند ایران مرکزی است ولی راستای کلی آن، از راستای کلی زاگرس پیروی می‌کند [۱۸]. برخی از پژوهشگران [۱۹ و ۲۰] زون سنندج- سیرجان را جزئی از کوهزاد زاگرس دانسته و آنرا زون زاگرس فلس مانند می‌دانند.

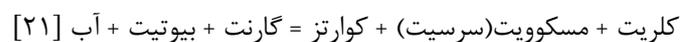
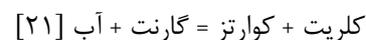
در منطقه همدان بیشتر سنگهای آذرین درونی و سنگهای دگرگون پلیتی (رسی) رخنمون شده‌اند. بین سنگهای رسی دگرگون (متاپلیتها)، میان لایه‌هایی از متابازیتها (مانند

آمفیبول شیست و آمفیبولیت)، متاکربنات‌ها، کالک‌سیلیکات‌ها، متاپسامیت‌ها، و کوارتزیت قابل مشاهده‌اند. در مورد سن پروتولیت سنگ‌های دگرگون، اختلاف نظر وجود دارد اما سن پالئوزوئیک فوقانی - تریاس محتمل‌تر است.

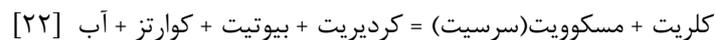
چگونگی تشکیل کانیه‌های شاخص دگرگون و ترکیب شیمیایی آنها، به دلیل فراوانی بیشتر سنگهای پلیتی در این منطقه، و تحول کانیه‌های شاخص موجود در سنگها به شرح زیر مورد بررسی قرار گرفته است.

۱- تشکیل و دگرگونی کلریت و میکاها: کلریت، میکای سیاه (بیوتیت) و میکای سفید (مسکوویت) در درجات مختلف در سنگهای منطقه یافت می‌شوند.

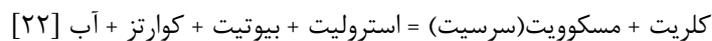
کلریت: پیدایش اولیه کلریت در سنگهای اسلیت و فیلیت در طول دگرگونی در دمای پایین صورت گرفته است. با افزایش درجه دگرگونی کلریت در تشکیل کانیهایی مانند گارنت، استروولیت و کردیریت مصرف شده است. هنگام گذار از فیلیت‌ها به گارنت میکاشیستها، کلریت احتمالاً در یکی از واکنشهای زیر مصرف شده است؛



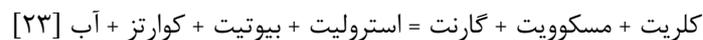
هنگام گذار از فیلیت‌ها به کردیریت هورنفلسها در هاله مجاورتی کلریت در واکنش زیر مصرف شده است؛



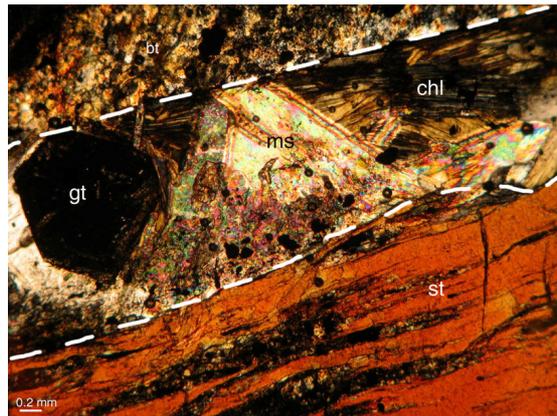
در مناطقی که فیلیت‌ها در مجاورت با استروولیت شیستها هستند، کلریت به صورت واکنش زیر در تشکیل استروولیت مصرف شده است.



در مناطقی که گارنت میکا شیستها مجاور استروولیت شیستها قرار دارند، کلریت بنابر واکنش زیر در تشکیل استروولیت مصرف شده است.



در طول دگرگونی پسروده، کانیهایی نظیر کردیریت، گارنت و استروولیت به کلریت ثانویه (شکل ۲) تبدیل شده‌اند که در جدول ۱ تجزیه شیمیایی (میکروپروب) کلریت‌های حاصل از دگرگونی پسروده در استروولیت شیستها آورده شده است. ترکیب کلریت‌ها از XFe و XMg میانه و از سیلیس نسبتاً فقیر و از Al غنی هستند و در گستره محدود پزدوتورینگیت قرار دارند.



شکل ۲ کلریت‌های حاصل از دگرگونی پسرونده که در حاشیه پورفیروبلاستهای استرولیت دیده می‌شوند و معمولاً با مسکوویت همراهند، chl, ms, gt, st, به ترتیب عبارتند از کلریت، بیوتیت، مسکوویت، گارنت و استرولیت. به حاشیه قدیم و جدید بلورهای استرولیت توجه شود که حدود ۱ میلی متر از بلور استرولیت (در راستای شمال شرق - جنوب غرب میدان دید) تخریب شده و مجموعه گارنت، مسکوویت و کلریت از حاشیه جایگزین آن شده‌اند.

جدول ۱ آنالیز نقطه‌ای کلریت در استرولیت شیب‌ها. این گونه کلریت پسرونده بوده و در اطراف پورفیروبلاستهای استرولیت شکل گرفته است.

نمونه ها	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Chl ₁	۲۳,۸۸	۰,۳۲	۲۵,۰۸	۲۷,۵۳	۰,۲۵	۱۲,۶۶	۰,۱۹	۰,۱۳	۰,۱۲	۹۰,۱۵
Chl ₂	۲۳,۷۳	۰,۳۲	۲۴,۹۰	۲۸,۳۹	۰,۲۶	۱۲,۸۹	۰,۱۷	۰,۱۳	۰,۰۹	۹۰,۸۸
Chl ₃	۲۳,۵۳	۰,۳۰	۲۴,۴۶	۲۸,۲۴	۰,۲۸	۱۳,۰۷	۰,۱۶	۰,۱۱	۰,۰۸	۹۰,۲۲
Chl ₄	۲۴,۲۳	۰,۳۵	۲۴,۴۰	۲۷,۵۷	۰,۲۴	۱۲,۲۹	۰,۱۶	۰,۱۳	۰,۳۰	۹۰,۳۶
Chl ₅	۲۵,۰۸	۰,۳۳	۲۵,۲۶	۲۶,۰۹	۰,۲۹	۱۲,۱۰	۰,۲۰	۰,۲۳	۰,۶۴	۹۰,۲۲
	Si	Ti	Al _{tot}	Al _{iv}	Fe	Mg	Na	K	XFe	XMg
Chl ₁	۳,۸۹	۰,۰۴	۴,۷۱	۳,۱۹	۳,۷۵	۳,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۵۴	۰,۴۴
Chl ₂	۳,۸۵	۰,۰۴	۴,۷۵	۳,۲۴	۳,۸۵	۳,۱۲	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۵۵	۰,۴۴
Chl ₃	۳,۸۵	۰,۰۴	۴,۷۲	۳,۲۸	۳,۸۶	۳,۱۹	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۵۴	۰,۴۵
Chl ₄	۳,۹۴	۰,۰۴	۴,۶۸	۳,۳۲	۳,۷۵	۳,۱۵	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۵۴	۰,۴۵
Chl ₅	۴,۰۵	۰,۰۴	۴,۸۱	۳,۱۹	۳,۵۲	۲,۹۱	۰,۰۴	۰,۱۳	۰,۵۴	۰,۴۴

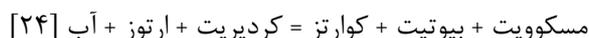
مسکوویت: میکای سفید (مسکوویت یا سرسیت) در سنگهای با درجه دگرگونی کم مانند اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و میکاشیست‌ها و سنگهای دگرگون با درجه متوسط فراوان است. در ساخته شدن کانیهایی نظیر بیوتیت، فلدسپار پتاسیم، آندالوزیت/سلیمانیت یکی از اجزای شرکت

کننده در واکنشها بوده است. از جمله واکنشهای مهمی که مسکوویت در آنها نقش داشته است، می توان از واکنش زیر نام برد.



این واکنش در سیلیمانیت هورنفلسها، و میگماتیتها رخ داده است به طوری که با ازدیاد مقدار ارتوز و سیلیمانیت در این سنگها مقدار مسکوویت کمتر می شود.

در کردیریت هورنفلسها/میگماتیتها، واکنش زیر رخ داده است به طوری که همزمان با کاهش مسکوویت و بیوتیت کانیهای ارتوز و کردیریت به صورت زیر فراوان تر می شوند:



در جدول ۲ تجزیه شیمیایی (میکروپروب) برخی از مسکوویتهای منطقه مورد مطالعه آورده شده است. مقدار آهن و پتاسیم موجود در مسکوویتها در شیبتهای استرولیت دار (نمونه های MS₄ و MS₅ جدول ۲) از سایر شیبتهای منطقه کمتر و مقدار سدیم بیشتر از سنگهای میگماتیستی است. مقدار ناخالصی کاتیونهای آهن، منیزیم، و سدیم در مسکوویتهای مورد مطالعه اندک است.

جدول ۲ آنالیز نقطه ای مسکوویت در میگماتیتها (MM1-MM3)، شیبتهای (MS1-MS5) و هورنفلسهای (MH1-MH2) منطقه مورد مطالعه.

نمونه ها	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total		
MM ₁	۴۵٫۷۷	۰٫۵۱	۳۵٫۹۹	۱٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۶۱	۰٫۰۰	۰٫۹۸	۹٫۶۸	۹۴٫۵۴		
MM ₂	۴۵٫۷۳	۰٫۳۴	۳۵٫۵۴	۱٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۷۹	۰٫۰۰	۰٫۷۷	۹٫۷۶	۹۴٫۰۴		
MM ₃	۴۵٫۵۱	۰٫۲۵	۳۵٫۵۶	۱٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۷۳	۰٫۰۰	۰٫۸۲	۹٫۸۰	۹۳٫۷۸		
MS ₁	۴۴٫۴۱	۰٫۶۲	۳۷٫۰۵	۱٫۳۴	۰٫۱۹	۰٫۶۵	۰٫۱۴	۱٫۴۴	۹٫۲۶	۹۵٫۰۹		
MS ₂	۴۴٫۱۸	۰٫۵۰	۳۴٫۳۴	۱٫۲۸	۰٫۲۴	۰٫۵۶	۰٫۱۴	۱٫۴۹	۹٫۱۳	۹۴٫۸۶		
MS ₃	۴۴٫۹۴	۰٫۴۸	۳۷٫۷۵	۱٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۶۱	۰٫۱۵	۱٫۴۲	۹٫۰۱	۹۵٫۷۶		
MS ₄	۴۳٫۶۵	۰٫۴۹	۳۶٫۹۴	۳٫۳۹	۰٫۲۴	۰٫۵۹	۰٫۵۷	۱٫۲۰	۷٫۷۷	۹۴٫۸۴		
MS ₅	۴۳٫۴۱	۰٫۴۶	۳۵٫۵۹	۴٫۸۲	۰٫۲۲	۰٫۷۱	۰٫۲۷	۱٫۰۲	۷٫۶۴	۹۴٫۱۳		
MH ₁	۴۶٫۱۰	۰٫۴۶	۳۷٫۲۱	۱٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۴۴	۰٫۰۰	۱٫۲۶	۸٫۸۴	۹۵٫۳۹		
MH ₂	۴۶٫۱۷	۰٫۴۸	۳۷٫۲۱	۱٫۲۱	۰٫۰۰	۰٫۴۳	۰٫۰۰	۱٫۴۱	۹٫۱۲	۹۶٫۰۲		
	Si	Ti	Al _{tot}	Al _{IV}	Al _{VI}	Fe	Mg	Na	K	XFe	XMg	XAl _{VI}
MM ₁	۶٫۱۱	۰٫۰۵	۵٫۶۶	۲٫۳۴	۳٫۳۲	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۲۵	۱٫۶۵	۰٫۴۸	۰٫۰۳	۰٫۹۲
MM ₂	۶٫۱۴	۰٫۰۳	۵٫۶۲	۲٫۳۸	۳٫۲۵	۳٫۲۵	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۱٫۶۷	۰٫۴۴	۰٫۰۴	۰٫۹۱
MM ₃	۶٫۱۳	۰٫۰۳	۵٫۶۴	۲٫۳۶	۳٫۲۹	۳٫۲۹	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۱٫۶۸	۰٫۴۷	۰٫۰۴	۰٫۹۲
MS ₁	۵٫۹۲	۰٫۰۶	۵٫۸۲	۲٫۱۸	۳٫۴۵	۳٫۶۵	۰٫۱۳	۰٫۳۷	۱٫۵۸	۰٫۴۷	۰٫۰۳	۰٫۹۱
MS ₂	۵٫۹۰	۰٫۰۵	۵٫۸۸	۲٫۱۲	۳٫۷۶	۳٫۷۶	۰٫۱۱	۰٫۳۹	۱٫۵۶	۰٫۴۷	۰٫۰۳	۰٫۹۱
MS ₃	۵٫۹۳	۰٫۰۵	۵٫۸۷	۲٫۱۳	---	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۳۶	۱٫۵۲	۰٫۴۵	۰٫۳۵	---
MS ₄	۵٫۸۶	۰٫۰۵	۵٫۸۴	۲٫۱۶	---	۰٫۳۸	۰٫۱۲	۰٫۳۱	۱٫۳۳	۰٫۶۳	۰٫۱۸	---

MS ₅	۵/۹۰	۰/۰۵	۵/۷۰	۲/۳۰	---	۰/۵۵	۰/۱۴	۰/۲۷	۱/۳۳	۰/۷۳	۰/۱۸	---
MH ₁	۶/۰۷	۰/۰۵	۵/۷۷	۲/۲۳	۳/۵۵	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۳۲	۱/۴۹	۰/۵۸	۰/۰۲	۰/۶۳
MH ₂	۶/۰۶	۰/۰۵	۵/۷۵	۲/۲۵	۳/۵۱	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۳۶	۱/۵۳	۰/۶۱	۰/۰۲	۰/۹۳

بیوتیت: بیوتیت در سنگهای متنوعی از درجه دگرگونی کم و متوسط تا بالا دیده می‌شود، به طوری که در شیستها، هورنفلسها و میگماتیتها یکی از کانیهای اصلی به شمار می‌رود. مقدار این کانی در طول دگرگونی شدید در گرانولیتها کاهش یافته است. تغییر ترکیب این کانی در فرایند دگرگونی اجتناب‌ناپذیر است ولی چندان زیاد نبوده است. در جداول ۳ و ۴ تجزیه شیمیایی نمونه‌هایی از این کانی آورده شده است. در هنگام تشکیل کردیریت در هورنفلسها مقدار این کانی به شدت کاهش می‌یابد، بنابراین احتمالاً تشکیل کردیریت به خرج بیوتیت صورت گرفته است. در هورنفلسها و گرانولیتها دارای کردیریت و ارتوز، احتمالاً بیوتیت در واکنشهای زیر در ساخته شدن کردیریت و ارتوز شرکت کرده‌اند (زیرا کاهش فراوانی این کانی با افزایش کانیهای طرف دوم معادله همراه است).

مسکوویت + بیوتیت + کوارتز = کردیریت + ارتوز + آب [۲۴]

بیوتیت + آندالوزیت/سیلیمانیت + کوارتز = کردیریت + ارتوز + آب [۲۴]

گاهی بیوتیت از واکنش برگشتی گارنت حاصل شده است (شکل ۳).

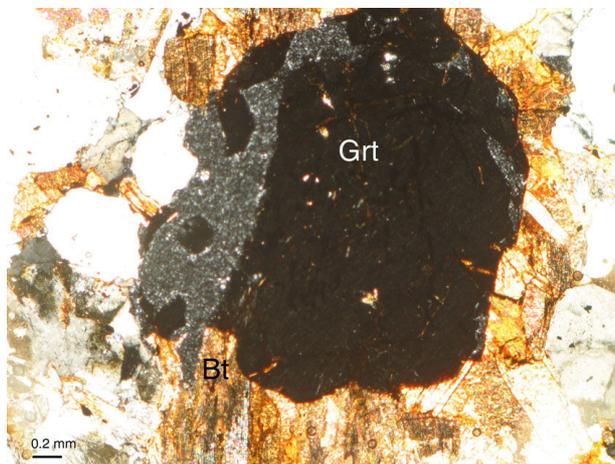
در جدولهای ۳ و ۴ تجزیه شیمیایی برخی از بیوتیتها آورده شده‌اند. مقدار XFe بیوتیتها بین ۰/۵۵ - ۰/۵۲ و XMg بین ۰/۴۵ - ۰/۴۳ برآورد شده است. با توجه به مقدار آلومینیم نسبتاً بالا، کانی بیوتیت به عضو سیدروفیلیت نزدیک است.

جدول ۳ آنالیز نقطه‌ای بیوتیت موجود در شیستها (BS1-BS4) و هورنفلسهای (BH1-BH4) منطقه مورد مطالعه.

نمونه ها	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
BS ₁	۳۳/۴۱	۱/۵۳	۲۰/۲۵	۲۰/۹۱	۰/۳۲	۹/۹۲	۰/۲۸	۰/۲۱	۷/۳۳	۹۴/۱۶
BS ₂	۳۴/۴۸	۱/۸۱	۲۰/۵۳	۲۰/۴۷	۰/۳۲	۹/۸۵	۰/۱۸	۰/۴۳	۸/۸۲	۹۶/۸۸
BS ₃	۳۴/۳۰	۱/۶۸	۲۰/۱۴	۲۰/۳۷	۰/۳۲	۹/۸۳	۰/۱۶	۰/۳۶	۹/۱۰	۲۳/۹۶
BS ₄	۳۴/۸۰	۱/۸۸	۲۰/۵۱	۲۰/۴۰	۰/۲۸	۹/۸۳	۰/۱۶	۰/۳۶	۹/۱۰	۹۷/۳۳
BH ₁	۳۵/۹۴	۱/۶۸	۲۰/۶۹	۲۰/۰۳	۰/۰۶	۹/۲۹	۰/۰۷	۰/۲۷	۸/۰۵	۹۶/۰۸
BH ₂	۳۵/۱۱	۱/۶۳	۱۹/۶۷	۲۱/۰۳	۰/۰۴	۹/۵۴	۰/۰۲	۰/۲۸	۹/۲۵	۹۶/۵۸
BH ₃	۳۶/۳۹	۱/۵۰	۲۰/۰۲	۲۰/۹۱	۰/۰۸	۹/۶۸	۰/۰۲	۰/۲۷	۸/۹۸	۹/۸۵
BH ₄	۳۵/۷۹	۱/۵۸	۱۹/۹۱	۲۰/۷۷	۰/۰۸	۹/۹۱	۰/۰۶	۰/۲۶	۸/۸۸	۹۷/۲۴
	Si	Ti	Al _{tot}	Al _{IV}	Fe	Mg	Na	K	XFe	XMg
BS ₁	۵/۱۵	۰/۱۸	۳/۶۸	۴/۳۲	۲/۷۰	۲/۲۸	۰/۰۶	۱/۴۴	۰/۵۳	۰/۳
BS ₂	۵/۱۹	۰/۲۰	۳/۶۴	۴/۳۶	۲/۵۸	۲/۲۱	۰/۱۳	۱/۶۹	۰/۵۳	۰/۴۴
BS ₃	۵/۲۰	۰/۱۹	۳/۶۰	۴/۴۰	۲/۵۸	۲/۲۸	۰/۰۹	۱/۷۲	۰/۵۲	۰/۴۵
BS ₄	۵/۲۱	۰/۲۱	۳/۶۲	۴/۳۸	۲/۵۵	۲/۱۹	۰/۱۸	۱/۷۴	۰/۵۳	۰/۴۴
BH ₁	۵/۳۸	۰/۱۹	۳/۶۵	۴/۳۵	۲/۵۱	۲/۰۷	۰/۰۸	۱/۵۴	۰/۵۵	۰/۴۳
BH ₂	۵/۳۱	۰/۱۸	۳/۵۱	۴/۴۹	۲/۶۶	۲/۱۵	۰/۰۸	۱/۷۹	۰/۵۵	۰/۴۳
BH ₃	۵/۳۲	۰/۱۷	۳/۵۵	۴/۴۵	۲/۶۳	۲/۱۷	۰/۰۸	۱/۷۲	۰/۵۵	۰/۴۴
BH₄	۵/۳۴	۰/۱۸	۳/۵۰	۴/۵۰	۲/۵۹	۲/۲۱	۰/۰۷	۱/۶۹	۰/۵۴	۰/۴۴

جدول ۴ آنالیز نقطه‌ای بلورهای بیوتیت در ملانوسوم میگماتیت‌های منطقه مورد مطالعه.

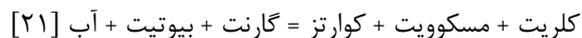
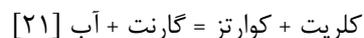
نمونه‌ها	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
BM ₁	۳۵٫۶۲	۱٫۷۳	۲۰٫۲۰	۲۰٫۳۱	۰٫۰۴	۹٫۹۱	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۸٫۲۹	۹۶٫۷۶
BM ₂	۳۵٫۴۹	۱٫۶۹	۲۰٫۲۴	۱۹٫۷۳	۰٫۰۱	۹٫۹۲	۰٫۰۵	۰٫۱۹	۸٫۷۳	۹۶٫۰۴
BM ₃	۳۵٫۲۹	۱٫۶۸	۲۰٫۱۵	۱۹٫۳۱	۰٫۰۴	۹٫۸۵	۰٫۳۳	۰٫۰۵	۶٫۹۹	۹۳٫۶۸
BM ₄	۳۵٫۳۲	۱٫۷۱	۱۹٫۹۰	۲۰٫۰۳	۰٫۰۳	۹٫۹۲	۰٫۰۹	۰٫۱۹	۸٫۶۳	۹۵٫۸۱
BM ₅	۳۵٫۵۰	۱٫۷۹	۲۰٫۲۵	۱۹٫۸۴	۰٫۰۳	۹٫۸۴	۰٫۰۰	۰٫۲۳	۸٫۹۰	۹۶٫۳۷
BM ₆	۳۴٫۹۴	۱٫۶۸	۱۹٫۶۶	۲۰٫۶۱	۰٫۰۷	۹٫۷۱	۰٫۰۴	۰٫۲۰	۸٫۶۳	۹۵٫۵۱
	Si	Ti	Al _{tot}	Al _{IV}	Fe	Mg	Na	K	XFe	XMg
BM ₁	۵٫۳۳	۰٫۱۹	۳٫۵۶	۴٫۴۴	۲٫۵۴	۲٫۲۱	۰٫۰۴	۱٫۹۸	۰٫۵۳	۰٫۴۵
BM ₂	۵٫۳۳	۰٫۱۹	۳٫۵۸	۴٫۴۲	۲٫۴۸	۲٫۲۲	۰٫۰۵	۱٫۶۷	۰٫۵۳	۰٫۴۵
BM ₃	۵٫۳۷	۰٫۱۹	۳٫۶۲	۴٫۳۸	۲٫۴۶	۲٫۲۴	۰٫۰۲	۱٫۳۶	۰٫۵۲	۰٫۴۵
BM ₄	۵٫۳۳	۰٫۱۹	۳٫۵۴	۴٫۴۶	۲٫۵۳	۲٫۲۳	۰٫۰۵	۱٫۶۶	۰٫۵۳	۰٫۴۵
BM ₅	۵٫۳۳	۰٫۲۰	۳٫۵۸	۴٫۴۲	۲٫۴۹	۲٫۲۰	۰٫۰۷	۱٫۷۰	۰٫۵۳	۰٫۴۵
BM ₆	۵٫۳۱	۰٫۱۹	۳٫۵۲	۴٫۴۸	۲٫۶۲	۲٫۲۰	۰٫۰۶	۱٫۶۷	۰٫۵۴	۰٫۴۴



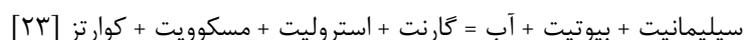
شکل ۳ بیوتیت‌های حاصل از دگرگونی پسرونده در اطراف پورفایروپلاستهای گارنت. Grt و Bt به ترتیب عبارتند از گارنت و بیوتیت.

۲- تشکیل و دگرگونی گارنت: در منطقه مورد مطالعه گارنت در دگرگونی با درجه کم، متوسط و بالا و نیز در دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی یکی از کانیهای متداول به شمار می‌آید. این کانی در شیستها، هورنفلسها، میگماتیتها و حتی سنگهای آذرین منطقه مانند برخی از گرانیتها، پگماتیتها، و آپلیتها یافت می‌شود.

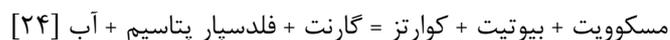
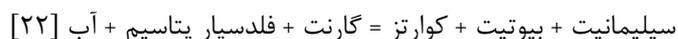
تشکیل اولیه گارنت در اثر یکی از واکنشهای زیر بوده است؛



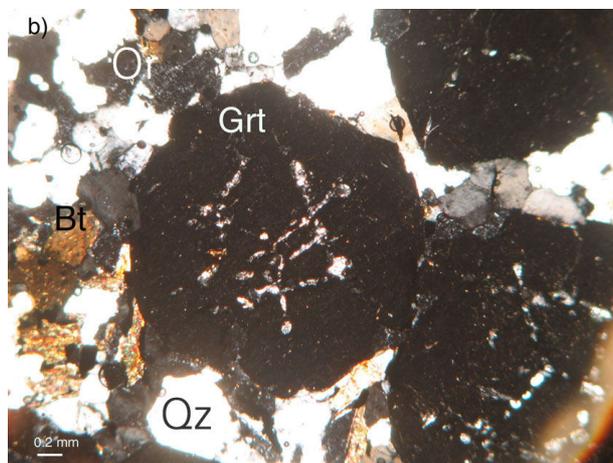
ولی این کانی گاهی همراه استروولیت و مسکوویت در سیلیمانیت شیستها در اطراف بلورهای سیلیمانیت، هنگامیکه این سنگها در مجاورت رگه‌های پگماتیتی- آپلیتی قرار دارند، رشد کرده‌اند. واکنش تشکیل این گارنتها که به صورت خوشه‌هایی در اطراف و درون سیلیمانیت رشد یافته‌اند، به قرار زیر است؛



در میگماتیتها هنگام ذوب بخشی در قسمت لوکوسوم، گارنت با فلدسپار پتاسیم هم‌یافت است (شکل ۴). واکنشهای تشکیل این گارنتها عبارتند از؛



در جدول ۵ تجزیه شیمیایی (میکروپروب) نمونه‌هایی از گارنتها آورده شده‌اند. گارنتهای منطقه مورد مطالعه از گروه پیرالسپیت و از نوع آلماندن هستند که مقدار اسپسارتین (منگنز) آنها نیز قابل توجه است. با تغییر مقدار اسپسارتین (منگنز) و گراسولار (کلسیم) در ترکیب گارنتها تغییراتی در سیستم تبلور گارنتها دیده می‌شود.

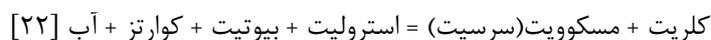


شکل ۴ گارنتهای نوع آلماندن در سنگهای میگماتیتهی که حاشیه آنها رشد دوباره نشان می دهد. (a) نور قطبیده، (b) نور آنالیزه. Or, Bt, Grt به ترتیب عبارتند از گارنت، بیوتیت و ارتوز.

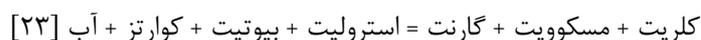
جدول ۵ آنالیز نقطه‌ای گارنت در گارنت استرولیت شیست (G-St-S)، گارنت آندالوزیت سیلیمانیت شیست (A-S-S)، کیانیت استرولیت شیست (K-St-S)، گارنت سیلیمانیت شیست (S-S). داده‌ها از [۱۷]

نمونه ها	G-St-S مرکز	G-St-S حاشیه	A-S-S مرکز	A-S-S حاشیه	K-St-S مرکز	K-St-S حاشیه	S-S مرکز	S-S حاشیه
SiO ₂	۳۷,۲۳	۳۷,۲۵	۳۷,۳۸	۳۷,۳۶	۳۷,۳۶	۳۷,۳۰	۳۷,۳۳	۳۷,۴۳
TiO ₂	۰,۰۶	۰,۰۳	---	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۱	---
Al ₂ O ₃	۲۱,۰۴	۲۱,۰۷	۲۰,۸۹	۲۱,۱۹	۲۱,۲۴	۲۱,۲۱	۲۰,۹۵	۲۱,۱۲
FeO	۲۷,۹۳	۳۶,۱۸	۲۱,۲۹	۳۴,۳۶	۳۱,۶۱	۳۴,۳۱	۳۱,۱۰	۳۴,۶۶
MnO	۹,۵۶	۱,۱۲	۵,۴۴	۴,۳۹	۷,۳۸	۴,۶۵	۶,۱۵	۲,۷۹
MgO	۱,۰۰	۱,۹۵	۲,۳۸	۱,۸۰	۲,۲۲	۲,۳۳	۲,۷۶	۲,۶۸
CaO	۲,۸۱	۲,۴۲	۱,۳۸	۱,۰۱	۰,۸۲	۰,۶۴	۱,۷۴	۱,۸۸
Total	۹۹,۶۴	۱۰۰,۰۲	۹۹,۷۶	۱۰۰,۱۲	۱۰۰,۶۷	۱۰۰,۴۷	۱۰۰,۰۴	۱۰۰,۵۶
Si	۳,۰۲	۳,۰۱	۳,۰۲	۳,۰۲	۳,۰۰	۳,۰۱	۳,۰۱	۳,۰۰
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Al	۲,۰۱	۲,۰۱	۱,۹۹	۲,۰۲	۲,۰۱	۲,۰۱	۱,۹۹	۲,۰۰
Fe	۱,۹۰	۲,۴۵	۲,۱۸	۲,۳۲	۲,۱۳	۲,۳۱	۲,۱۰	۲,۳۳
Mn	۰,۶۶	۰,۰۸	۰,۳۷	۰,۳۰	۰,۵۰	۰,۳۲	۰,۴۲	۰,۱۹
Mg	۰,۱۲	۰,۲۳	۰,۲۹	۰,۲۲	۰,۳۷	۰,۲۸	۰,۳۳	۰,۳۲
Ca	۰,۲۴	۰,۲۱	۰,۱۲	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۱۵	۰,۱۶
X _{Alm}	۰,۶۵	۰,۸۲	۰,۷۴	۰,۷۹	۰,۷۲	۰,۷۸	۰,۷۰	۰,۷۸
X _{Sps}	۰,۲۲	۰,۰۳	۰,۱۳	۰,۱۰	۰,۱۷	۰,۱۱	۰,۱۴	۰,۰۶
X _{Prp}	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۱۰	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۱۱	۰,۱۱
X _{Grs}	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۵

۳- تشکیل و دگرگونی استرولیت: پیدایش این کانی محدود به شیستهای استرولیت‌دار و برخی از شیستهای هورنفلسی شده است. تشکیل استرولیت‌های ناحیه‌ای (St₁) در استرولیت شیستها (شکل ۵) را می‌توان به یکی از واکنشهای زیر نسبت داد؛

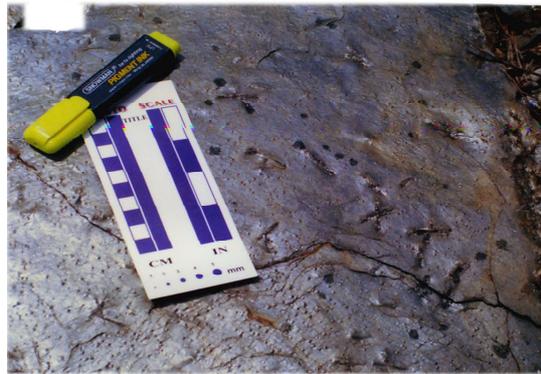


این واکنش در دمائی در حدود ۵۲۰°C انجام صورت می‌گیرد.

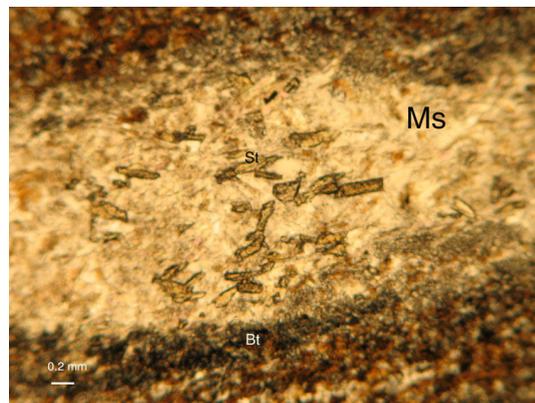


ولی برخی از بلورهای استرولیت (St₂) همراه یا بدون بلورهای گارنت به صورت خوشه‌هایی گرداگرد بلورهای درشت سیلیمانیت، کیانیت، و آندالوزیت تشکیل شده‌اند. این بلورها با مسکوویت هم‌یافت (پاراژنز) هستند و گاهی به صورت مجموعه استرولیت + مسکویت جایگزین آندالوزیت شده‌اند که در شکل ۶ استرولیت‌های حاصل شبه‌ریخت آندالوزیت دیده می‌شوند و در تشکیل آنها برخلاف استرولیت‌های دیگر، مسکوویت مصرف نشده است. این استرولیت‌ها نزدیک به توده گرانیتی، آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها فراوان‌ترند. واکنشهای تشکیل این استرولیت‌ها که از واکنشهای پسروده به حساب می‌آیند، عبارتند از؛

آندالوزیت/سیلیمانیت + بیوتیت + آب = گارنت + استرولیت + مسکوویت + کوارتز [۲۳]
 آندالوزیت/سیلیمانیت + بیوتیت + آب = استرولیت + مسکوویت + کوارتز [۲۴]
 این واکنش در فشار ۳ کیلو بار و دمای تقریبی 550°C انجام می‌شود.
 در اثر دگرگونی یا دگرسانی پسروده گاهی استرولیت به مجموعه سرسیت و کلریت تبدیل شده است (واکنش برگشتی، شکل ۲).
 در جدول ۶ نتایج تجزیه شیمیایی (میکروپروب) استرولیت‌ها آمده‌اند. استرولیت‌های منطقه غنی از آهن ($X_{\text{Fe}} = 0.78 - 0.69$) هستند. در برخی از نمونه‌های استرولیت مقدار اکسید روی (ZnO) بالاست. در استرولیت‌های حاصل از مصرف سیلیکات‌های آلومین (St_2) مقدار (ZnO) کم و در استرولیت‌های دیگر (St_1) مقدار (ZnO) بالا است.



شکل ۵ پورفیرو بلاستهای استرولیت در شیست‌های جنوب همدان (شمال روستای سیمین).



شکل ۶ مجموعه استرولیت + مسکویت که جایگزین آندالوزیت شده‌اند. Bt, Ms, St به ترتیب عبارتند از استرولیت، مسکویت و بیوتیت.

جدول ۶ آنالیز نقطه‌ای استرولیت در گارنت استرولیت شیبته‌ها. داده‌ها از [۱۷].

نمونه ها	SS ₁	SS ₂	SS ₃	SS ₄	SS ₅
SiO ₂	۲۶٫۷	۲۶٫۴۶	۲۸٫۰۸	۲۷٫۷۳	۲۷٫۶۸
TiO ₂	۰٫۴۳	۰٫۵۹	۰٫۲۹	۰٫۶۷	۰٫۸۷
Al ₂ O ₃	۵۵٫۶۸	۵۵٫۳۲	۵۴٫۵۸	۵۳٫۳۳	۵۵٫۱۸
FeO	۱۱٫۷۱	۱۴٫۱۶	۱۳٫۱۶	۱۴٫۳۶	۱۲٫۳۹
MnO	۰٫۰۲	۰٫۴۱	۰٫۳۹	۰٫۲۹	۰٫۴۱
MgO	۰٫۹۳	۱٫۵۷	۱٫۴۵	۱٫۳۸	۰٫۹۸
ZnO	۲٫۱۸	۰٫۴۵	۰٫۳۶	۰٫۰۹	۰٫۶۸
Total	۹۷٫۶۳	۹۸٫۹۵	۹۸٫۳۲	۹۷٫۸۴	۹۸٫۱۸
XFe	۰٫۷۸	۰٫۶۹	۰٫۶۹	۰٫۷۲	۰٫۷۴

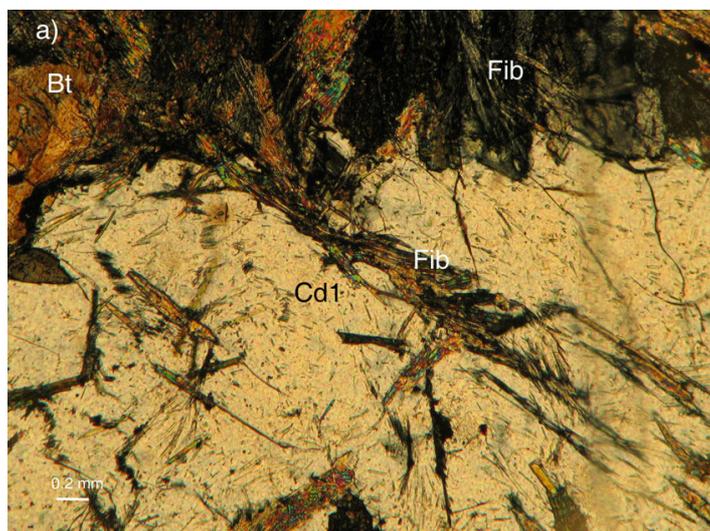
۴- تشکیل و دگرگونی کردیریت: پیدایش کردیریت به دو صورت کلی، یکی در دگرگونی ناحیه‌ای در کردیریت میگماتیتها/گرانولیتها (Cd₁)، و دیگری به طور گسترده‌تر در دگرگونی مجاورتی (Cd₂) رخ داده است. از ویژگی‌های مهم کردیریت نسل اول (Cd₁) این است که به وسیله فیبرولیت‌های سیلیمانیت و میکا به طور ناقص یا کامل جانشین شده است (شکل ۷). لازم به ذکر است که شبه‌ریخت این کردیریتها هیچ ارتباطی به دوری یا نزدیکی به توده‌های نفوذی منطقه ندارد. این کردیریتها اغلب در میگماتیتها و گرانولیت‌های کردیریت‌دار و احتمالاً در اوج دگرگونی نوع بوچان شکل گرفته‌اند و گاه با آندالوزیت‌های طویل که اطراف آنها به اسپینل تبدیل شده‌اند همراهند. این کردیریتها به طور بخشی یا کامل ناپایدارند و به مجموعه فیبرولیت ± میکا ± گارنت تبدیل شده‌اند. کردیریت‌های نسل دوم (Cd₂) اغلب ریزدانه تر از کردیریت‌های نسل اول بوده و به فیبرولیت تبدیل نشده و اغلب نزدیک به توده‌های گرانیتی پورفیروئید دیده می‌شوند (شکل ۷). این نسل کردیریت برخلاف نسل اول معمولاً با بیوتیت زیاد همراه است و نسبت به کردیریت‌های نسل اول (که در کردیریت شیبته‌ها، کردیریت میگماتیتها و کردیریت گرانولیتها و اغلب با فیبرولیت ± بیوتیت ± گارنت، شبه‌ریخت شده‌اند) در دماهای متوسط (رخساره هورنبلند هورنفلس) شکل گرفته‌اند این در حالی است که کردیریت‌های نسل اول دگرگونی با درجه بالاتر (رخساره گرانولیت) را نشان می‌دهند. تشکیل اولیه کردیریت در گذار از فیلیتها به کردیریت هورنفلسها احتمالاً از طریق واکنش زیر صورت گرفته است؛

کلریت + مسکوویت (سرسیت) = کردیریت + بیوتیت + کوارتز + آب [۲۲]
 در دگرگونی با درجه بالاتر که سنگهایی مانند هورنفلسها و میگماتیتها/گرانولیت‌های
 کردیریت- ارتوزدار تشکیل شده‌اند و در آنها کردیریت با ارتوز هم‌یافت هستند، واکنشهای زیر
 در تشکیل کردیریت مهم بوده‌اند؛

مسکوویت + بیوتیت + کوارتز = کردیریت + ارتوز + آب [۲۴]

بیوتیت + آندالوزیت/سیلیمانیت + کوارتز = کردیریت + ارتوز + آب [۲۴]
 در اثر دگرگونی پسروده و دگرسانی گرمایی برخی از کردیریتها تخریب و تجزیه شده‌اند
 (پنیتی شدن).

۵- تشکیل و دگرگونی آلومینوسیلیکاتها: هر سه چندریخت آندالوزیت/کیانیت/سیلیمانیت در
 سنگهای منطقه و اغلب در شیستها، هورنفلسها، و میگماتیتها یافت می‌شوند (ولی به صورت
 زینوکریست در سنگهای پلوتونیک نیز دیده می‌شوند). در ترکیب شیمیایی این کانیه‌ها مقداری
 از عناصری مانند آهن سه ظرفیتی یافت می‌شود که در آندالوزیت نسبت به سیلیمانیت مقدار
 آن بیشتر است (جدول ۷).



شکل ۷ a) کردیریت‌های نسل اول (Cd1 = ناحیه ای) که معمولاً به بیوتیت و فیبرولیت تبدیل شده‌اند
 و پراکندگی آنها تابع شکل توده‌های نفوذی نیست، b) کردیریت‌های نسل دوم که فیبرولیتی نشده و
 اغلب بلافاصله در مجاورت توده‌های گرانیتی یافت می‌شوند. Cd, Fib, Bt, Qz به ترتیب عبارتند از
 کردیریت، فیبرولیت، بیوتیت و کوارتز.

جدول ۷ آنالیز نقطه‌ای آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت در برخی از شیست‌های منطقه مورد مطالعه. داده‌ها از [۱۷].

نمونه ها	And ₁	And ₂	And ₃	And ₄	Sil ₁	Sil ₂	Ky ₁	Ky ₂
SiO ₂	۳۶۹۳	۳۶۵۴	۳۷۳۶	۳۷۱۳	۳۶۸۵	۳۶۹۲	۳۷۷۴	۳۷۰۶
TiO ₂	---	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	---	---	---	---
Al ₂ O ₃	۶۳/۱۱	۶۲/۰۶	۶۳/۴۸	۶۳/۰۳	۶۲/۸۳	۶۲/۹۷	۶۲/۱۸	۶۳/۰۲
FeO	۰/۱۵	۰/۷۳	۰/۲۰	۰/۲۴	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۸
MnO	---	۰/۰۱	---	---	---	۰/۰۲	۰/۰۲	---
MgO	۰/۰۳	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	---	---
ZnO	۰/۰۷	۰/۰۸	---	۰/۸-	۰/۵-	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳
Total	۱۰۰/۲۸	۹۹/۷۳	۱۰۱/۰۸	۱۰۰/۵۲	۹۸/۸۵	۱۰۰/۰۸	۱۰۰/۲	۱۰۰/۳۰
Mole Fe	۰/۱۰	۰/۵۰	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۲

واکنش اولیه تشکیل آلومینوسیلیکاتها در این منطقه مانند بیشتر نقاط شناخته شده دنیا در رخساره شیست سبز و به صورت واکنش زیر است؛

پیروفیلیت = آندالوزیت/کیانیت + کوارتز + آب [۲۴]

در دماهای بالاتر، در رخساره آمفیبولیت، آلومینوسیلیکاتها از واکنش زیر حاصل شده‌اند؛

مسکوویت + کوارتز = آندالوزیت/سیلیمانیت + ارتوز + آب [۲۴]

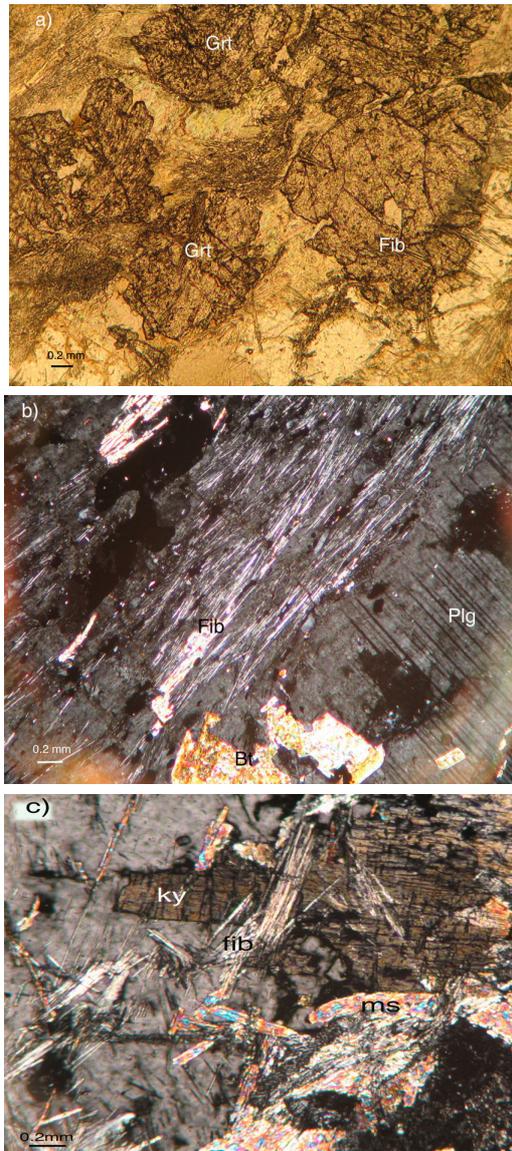
این واکنش در هورنفلس‌های سیلیمانیت- ارتوزدار در برخوردگاه توده‌های گابرویی و در منطقه ذوب‌بخشی در میگماتیت‌های سیلیمانیت- ارتوزدار رخ داده است.

سیلیمانیت فیبری (فیبرولیت) در سنگهای مختلفی مانند سیلیمانیت شیست‌ها، رگه‌های پگماتیسی سیلیمانیت‌دار و برخی هورنفلس‌ها دیده می‌شود. این کانی در درون یا حاشیه کانی‌هایی مانند بیوتیت، گارنت، کردیریت، پلاژیوکلاز، کیانیت و گاهی در زمینه سنگ، هسته بندی کرده است (شکل ۸).

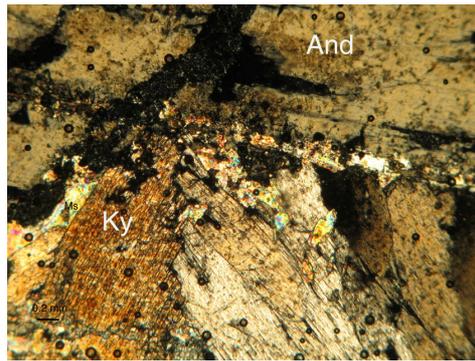
معمولاً کیانیت در برخی از شیست‌ها و شیست‌های هورنفلس شده از تبدیل دیگر آلومینوسیلیکاتها، و یا به صورت مجزا حاصل شده‌اند (شکل ۹). تغییرات چندریختی آندالوزیت به سیلیمانیت، آندالوزیت به کیانیت و سیلیمانیت به کیانیت در سنگهای دگرگونی منطقه معمول است.

در مجموع می‌توان گفت که هم در سنگهای دگرگون منطقه و هم در رگه‌های سیلیسی دارای سیلیکاتهای آلومینیم، کانیهای مذکور چندزادی هستند و حداقل دو نسل کیانیت (یکی دگرشکل شده و دیگری بدون دگرشکلی)، دو نسل آندالوزیت (که نسل اول فراوانترند، شکل ۱۰)، و سه نسل مختلف سیلیمانیت، نسل اول دگرگونی آندالوزیت در شیست‌ها و میگماتیتها (شکل ۱۱)، نسل دوم از واکنش آندالوزیت با مذابهای دیوریتی و گرانیتی (اطراف

زینوکریستهای آندالوزیت درون دیوریتها و گرانیتها (شکل ۱۲) و بالاخره نسل سوم به صورت فیبرولیت که به خرج کانیهایی مانند بیوتیت، کوردیریت، گارنت و پلاژیوکلاز حاصل شده‌اند (شکل ۷).



شکل ۸ هسته‌بندی فیبرولیت در درون یا مجاور کانیهای گارنت (a) پلاژیوکلاز (b) و کیانیت (c).
Grt, Fib, Plg, Bt, ms, ky به ترتیب عبارتند از کیانیت، مسکویت، بیوتیت، پلاژیوکلاز، فیبرولیت و
گارنت.



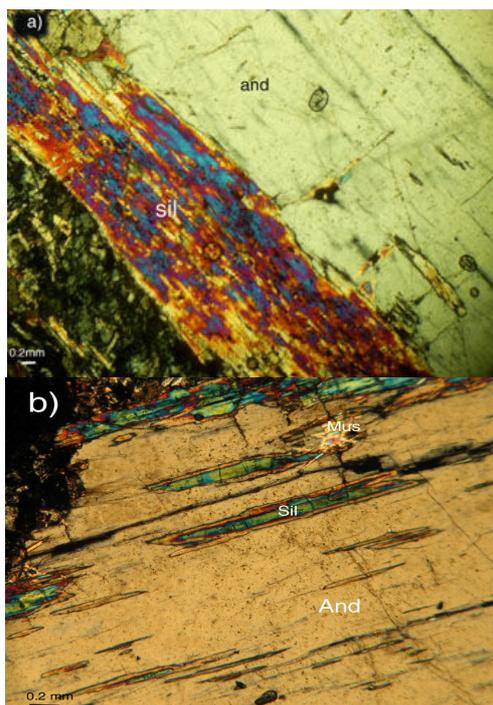
شکل ۹ کیانیت موجود در کیانیت شیستها که معمولاً با مسکویت پاراژنز است. Ms, And, Ky به ترتیب عبارتند از مسکویت، آندالوزیت و کیانیت.



شکل ۱۰ سیلیمانیت در میگماتیتها که معمولاً در قالب پیشین آندالوزیت جایگزین شده است.



شکل ۱۱ بلورهای آندالوزیت بسیار بلند در شیستهای هورنفلسی شده در جنوب منطقه سیمین.



شکل ۱۲ تبدیل بلورهای آندالوزیت به سیلیمانیت از حاشیه و محل رخها در درون توده‌های دیوریتی (a) و گرانیتی (b). And, Sil, Ms به ترتیب عبارتند از مسکویت، سیلیمانیت و آندالوزیت.

با توجه به رخداد دگرگونی ناحیه‌ای گسترده و چند دگرگونی مجاورتی، وجود نسل‌های مختلف سیلیکات‌های آلومینیم امری طبیعی به نظر می‌رسد. زیرا که شرایط P-T دگرگونی‌های یاد شده، بیشتر شامل قلمرو پایداری هر سه نوع سیلیکات آلومینیم است. ۶-تشکیل و دگرگونی فلدسپارها: در منطقه مورد مطالعه، فلدسپارها در سنگ‌های دگرگون با درجه متوسط و بالا معمول‌ترند. فلدسپار پتاسیم با کانی‌هایی مانند سیلیمانیت در هورنفلس‌ها، میگماتیت‌های سیلیمانیت-ارتوزدار، با کردیریت در هورنفلس‌ها، و میگماتیت‌های کردیریت-ارتوزدار و با گارنت در لوکوسوم میگماتیت‌ها هم یافتند. این کانی در سنگ‌های دگرگون با درجه بالا مانند میگماتیت‌ها، گرانولیت‌ها و هورنفلس‌های نزدیک توده‌های نفوذی از نوع پرتیتی است (شکل ۱۳).

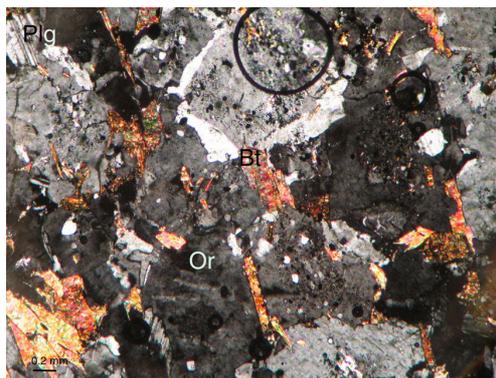
واکنش‌های تشکیل فلدسپار پتاسیم (ارتوز) به ترتیب زیر بوده‌اند؛

مسکوویت + کوارتز = آندالوزیت/سیلیمانیت + ارتوز + آب [۲۴].

بیوتیت + آندالوزیت/سیلیمانیت + کوارتز = کردیریت + ارتوز + آب [۲۴].

مسکوویت + بیوتیت + کوارتز = گارنت + فلدسپارتاسیم + آب [۲۴].

پلاژیوکلازها در میکا شیستها، میگماتیتها و هورنفلسها دیده می‌شوند. در جدول ۷ نتایج تجزیه شیمیایی (میکروپروب) پلاژیوکلازهای سنگهای منطقه مورد مطالعه دیده می‌شوند. در این کانی‌ها مقدار اندکی تغییر در ترکیب شیمیایی از حاشیه به مرکز دیده شده است، یعنی منطقه‌بندی شدیدی ندارند و مقدار سدیم و کلسیم از حاشیه به مرکز تغییر زیادی دیده نشده است. مقدار کلسیم (آنورتیت) در پلاژیوکلازها با افزایش درجه دگرگونی زیاد شده است (جدول ۷). ترکیب پلاژیوکلازها در هورنفلسها در حد الیگوکلاز (An₁₁₋₁₂)، در شیستها (An₂₉₋₃₉) و در میگماتیتها (An₄₁₋₄₄) در حد آندزین است (جدول ۸).



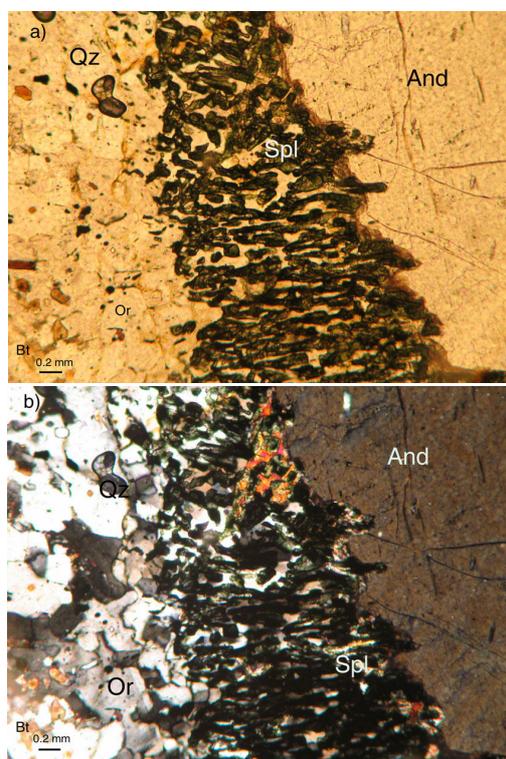
شکل ۱۳ بلورهای ارتوز پرتیتی در میگماتیتهای کردیریت‌دار در منطقه مورد مطالعه. Qz, Plg, Or, Bt. به ترتیب عبارتند از بیوتیت، ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز.

جدول ۸ آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلاز در میگماتیت‌ها (PM1)، استرولیت شیست (PS1-PS2) و هورنفلس (PH1) منطقه مورد مطالعه.

نمونه ها	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	XAn
PM ₁ / rim	۵۶٫۸۱	۲۷٫۳۴	۰٫۵۳	۸٫۸۳	۶٫۵۴	۰٫۱۱	۹۹٫۷۰	۲٫۵۵۴	۱٫۴۴۹	۰٫۰۱۸	۰٫۴۰۴	۰٫۵۷۰	۰٫۰۰۶	۰٫۴۱
PM ₁ / core	۵۶٫۱۲	۲۷٫۸۶	۰٫۲۲	۹٫۰۷	۶٫۱۵	۰٫۱۷	۹۹٫۵۷	۲٫۵۲۹	۱٫۴۸۰	۰٫۰۰۷	۰٫۴۳۸	۰٫۵۳۷	۰٫۰۱۰	۰٫۴۴
PS ₁ / core	۵۷٫۵۳	۶٫۳۷	۰٫۴۴	۷٫۷۳	۷٫۵۲	۰٫۱۲	۹۹٫۷۱	۲٫۶۱۶	۱٫۳۹۸	۰٫۰۱۵	۰٫۳۷۲	۰٫۶۵۵	۰٫۰۰۷	۰٫۳۶
PS ₁ / rim	۵۷٫۹۴	۲۶٫۰۰	۰٫۵۳	۶٫۷۲	۷٫۶۶	۰٫۱۶	۹۹٫۰۱	۲٫۵۶۵	۱٫۳۸۴	۰٫۰۱۸	۰٫۳۲۵	۰٫۶۷۰	۰٫۰۰۹	۰٫۳۲
PS ₂ / core	۵۷٫۰۶	۲۷٫۷۶	۰٫۴۹	۸٫۳۴	۷٫۲۱	۰٫۱۲	۹۹٫۹۶	۲٫۶۵۳	۱٫۴۱۸	۰٫۰۱۶	۰٫۴۰۲	۰٫۶۲۹	۰٫۰۰۷	۰٫۳۹
PS ₂ / rim	۵۹٫۲۷	۲۵٫۲۳	۰٫۵۱	۶٫۳۰	۸٫۴۸	۰٫۱۰	۹۹٫۸۹	۲٫۶۵۳	۱٫۳۳۱	۰٫۰۱۷	۰٫۳۰۲	۰٫۷۳۶	۰٫۰۰۶	۰٫۲۹
PH ₁ / core	۶۵٫۵۰	۲۲٫۱۰	۰٫۳۶	۲٫۴۵	۱۰٫۳۳	۰٫۱۴	۹۹٫۸۷	۲٫۸۴۸	۱٫۱۵۰	۰٫۰۱۲	۰٫۱۱۶	۰٫۸۸۴	۰٫۰۰۸	۰٫۱۲
PH ₁ / rim	۶۴٫۲۷	۲۲٫۳	۰٫۳۴	۲٫۲۳	۱۰٫۲۹	۰٫۱۰	۹۹٫۳۶	۲٫۸۴۹	۱٫۱۵۶	۰٫۰۱۱	۰٫۱۱۶	۰٫۸۸۴	۰٫۰۰۵	۰٫۱۱

۷- تشکیل و دگرگونی اسپینل: در مطالعات پیشین [۱۲ و ۱۳] به وجود اسپینل در سنگهای دگرگون مجاورتی، و ناحیه‌ای، میگماتیت‌ها و حاشیه زینوکریست‌های سیلیکاتهای آلومینیم (سیلیمانیت/ آندالوزیت) موجود در سنگهای گرانیتی اشاره شده است. اما ساز و کار تشکیل و واکنشهای مربوطه مورد بررسی قرار نگرفته است.

اسپینل با کانپهای آنورتیت، کردیریت و ارتوز پرتیتی هم‌یافت است و گاهی به طور کامل جانشین آندالوزیت شده است. این کانی گاهی به صورت رشد سیمپلکتیت با آنورتیت دیده می‌شود (شکل ۱۴). همزمان با تشکیل اسپینل، پلاژیوکلاز نوع آندزین ناپایدار شده و به آنورتیت + آلیت (در ترکیب ارتوز پرتیتی) تبدیل شده است. ضمناً میرمکیت (آنورتیت + کوارتز) همزمان با تشکیل اسپینل ایجاد شده است. این تغییر و دگرگونیهای کانی‌شناسی با تبدیل مجموعه آندالوزیت + بیوتیت به کردیریت + ارتوز همراه بوده است. تغییرات کانی‌شناسی بالا نشان از شرایط دگرگونی سازگار با مرز رخساره آمفیبولیت- گرانولیت در منطقه است.



شکل ۱۴ رشد سیمپلکتیت غنی از اسپنیل در حاشیه بلورهای آندالوزیت (که گاهی آندالوزیت کاملاً شبه ریخت شده و اسپنیل جایگزین آن شده است). (a) نور پلاریزه ، (b) نور آنالیزه. And, Spl, Or, Qz, Bt به ترتیب عبارتند از بیوتیت، کوارتز، ارتوز، اسپنیل و آندالوزیت.

برآورد شرایط دگرگونی

یکی از استفاده‌های مهم از نتایج آنالیزهای نقطه‌ای برآورد شرایط فشار و دمای دگرگونی است، هرچند داده‌های این آنالیزها برای تعیین نوع پروتولیت یا سنگ مادر سنگهای دگرگونی نیز ارزش بسیاری دارد.

همیافتی برخی از کانپها مانند گارنت و بیوتیت در مطالعه ترکیب آنها می‌تواند تا حدودی شرایط دگرگونی را مشخص نماید. این دو کانی در واکنشهای دگرگونی بسیاری شرکت می‌نمایند، لذا با بررسی ترکیب آنها به ویژه تعیین X_{Fe} و X_{Mg} و ضریب توزیع این دو عنصر (KD) در کانی‌ها، می‌توان دمای تقریبی تشکیل سنگ دگرگون را برآورد کرد [۲۶ و ۲۵].

نمونه‌ای از شیستها که در آن بیوتیت دارای $X_{Fe} = 0.53$ و $X_{Mg} = 0.44$ و گارنت $X_{Fe} = 0.78$ و $X_{Mg} = 0.09$ است دمای تشکیل آن به روش فری و اسپیر [۲۶] $530^{\circ}C$ به دست می‌آید. در روش دیگر [۲۷] برای این نمونه دمایی در حدود $600^{\circ}C$ به دست می‌آید (با توجه به نمودارهای منابع [۲۷، ۲۸ و ۲۹]).

دمای تشکیل سنگ‌هایی نظیر گارنت استروولیت شیستها با توجه به هندسه بیوتیت-گارنت که براساس تبادل Mg-Fe بین این دو کانی محاسبه می‌شود، در حدود $520^{\circ}C$ - $570^{\circ}C$ و در فشاری در حدود ۳ کیلوبار [۱۱ و ۱۷] برآورد شده است.

برداشت

به طور کلی، شواهد کانی‌شناسی و بررسی روابط پایداری و ناپایداری کانپها نشان می‌دهد که کمپلکس دگرگونی منطقه همدان دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای در زمان ژوراسیک فوقانی-کرتاسه فوقانی شده است. دگرگونی ناحیه‌ای از نوع فشار کم-متوسط/دمای بالا بوده است. دگرگونی ناحیه‌ای با توده‌های گابرویی، دیوریتی و گرانیتی از نظر مکانی و زمانی به هم وابسته‌اند که این موضوع را تعیین سن آنها به روش تابش‌سنجی [۱۲] تایید می‌کند. در برخوردگاه گابروها مجموعه سیلیمانیت و ارتوز، پایدار شده و گارنت معمولاً به فیبرولیت و بیوتیت تبدیل شده است. در برخوردگاه گرانیت‌های پورفیروئید، کردیریت‌های نسل دوم که معمولاً سالم بوده و فیبرولیتی نشده‌اند، دیده می‌شود که گاه با مقدار کمی ارتوز پرتیتی همراهند، ولی مقدار بیوتیت همراه با آنها زیاد است و آنها را می‌توان از کردیریت‌های نسل اول که با ارتوز پرتیتی زیاد و بیوتیت کم همراه بوده و اغلب در حال تبدیل به فیبرولیت هستند، به سادگی تمیز داد. اختلاف اندازه دو نسل کردیریت هم بسیار قابل توجه بوده است به طوری که نسل اول (ناحیه‌ای) بسیار درشت (به طول ۱۰ سانتی‌متر هم می‌رسند) ولی نسل دوم (مجاورتی) و ریزدانه و حداکثر به طول یک سانتی‌مترند. تخریب گسترده کردیریت‌های نسل اول

به مجموعه بیوتیت + آلومینوسیلیکات + گارنت حاکی از ناپایداری این کانی در طول مراحل پایانی دگرگونی بوده است که فشار نسبتاً بالاتری داشته است که با حضور توام کانیهای مسکویت، استرولیت و کیانیت در این مراحل تایید می‌شود.

چنانکه اشاره شد، تنوع ترکیب کانی‌شناسی سنگهای دگرگون منطقه همدان متأثر از وقایع دگرگونی پی در پی در منطقه است و اغلب کانی‌های دگرگون چند مرحله از رشد و تخریب را نشان می‌دهند و در چند نوبت در واکنش‌های دگرگونی شرکت کرده‌اند. تبلور کانی‌هایی نظیر میکاها، استرولیت، گارنت، کردپریت و سیلیکاتهای آلومین معمولاً در چند رویداد دگرگونی صورت گرفته است (به ویژه اطراف توده‌های نفوذی تعداد رخدادهای دگرگونی و در نتیجه تعداد نوبت‌های تبلور و تخریب کانیها بیشتر بوده است).

ترکیب کانی‌های همزیست مانند گارنت و بیوتیت و محاسبه هندسی آنها نشان می‌دهد که سنگهایی هم مانند استرولیت شیبسته که بخش چشمگیری از سنگهای منطقه را تشکیل می‌دهند در دمای تقریبی 530°C تشکیل شده‌اند. این در حالی است که میکا شیبسته و فیلیت‌ها در دماهای پائینتر و سنگ‌های میگماتیته در دماهای بالاتر تشکیل شده‌اند. توضیح: علایم اختصاری کانیها بر اساس مرجع [۳۰] انتخاب شده‌اند.

قدردانی

از خانم پروفیسور دونا ویتنی به سبب انجام برخی از آنالیزهای میکروپروب و کمک به تفسیر برخی از تصاویر قدردانی می‌نماییم. زحمات ایشان به اندازه‌ای بود که حتی می‌توانستند به عنوان یکی از نویسندگان مقاله باشند اما به سبب نگارش مقاله به زبان فارسی، به پیشنهاد خود ایشان ذکر نامشان را در این بخش کافی دانستند.

مراجع

- [۱] زرعیان س.، فرقانی ع.، فیاض ه.، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت اول"، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد سوم، شماره ۴ (۱۳۵۰) ص. ۳۷-۴۷.
- [۲] زرعیان س.، فرقانی ع.، فیاض ه.، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت دوم"، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره اول (۱۳۵۱) ص. ۲۳-۲۸.
- [۳] زرعیان س.، فرقانی ع.، فیاض ه.، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت سوم"، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره سوم (۱۳۵۱) ص. ۹-۸۳.
- [۴] زرعیان س.، فرقانی ع.، فیاض ه.، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت چهارم: هاله دگرگونی"، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره چهارم (۱۳۵۱) صفحات ۶۱-۹۷.

- [۵] زرعیان س.، فرقانی ع.، فیاض ه.، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت پنجم: مطالعه هاله دگرگونی در سمت شمال توده گرانیتی الوند"، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد پنجم، شماره سوم و چهارم، (۱۳۵۲) ص. ۴۹-۵۴.
- [۶] زرعیان س.، فرقانی ع.، فیاض ه.، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت ششم، چگونگی تشکیل توده گرانیتی الوند"، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد ششم، شماره اول، (۱۳۵۳) ص. ۴-۳۳.
- [۷] ایرانی م.، "بررسی پترولوژی توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن"، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۲).
- [۸] هادی پورجهرمی م.، "متامرفیسم و ماگماتیسم منطقه همدان- ملایر- تویسرکان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۳).
- [۹] صادقیان م.، "بررسی پترولوژی سنگهای آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).
- [۱۰] برقی م.، صادقیان م.، ولی زاده م.، "نقش گارنت در تعبیر و تفسیر پتروژنز برخی از سنگهای دگرگونی شمال شرق توده گرانیتی الوند"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال چهارم، شماره یک و دو (۱۳۷۵) ص. ۳۷-۴۷.
- [۱۱] بهاری فر ع. ا.، "نگرشی نو بر پتروژنز سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۶).
- [۱۲] بهاری فر ع. ا.، "پترولوژی سنگهای دگرگونی منطقه همدان"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۳).
- [۱۳] سپاهی ع. ا.، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸).
- [۱۴] ولی زاده ع.، "پترولوژی سنگهای دگرگونی ناحیه چشین"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران (۱۳۸۰).
- [۱۵] بدر زاده ز.، "پترولوژی دگرگونه های منطقه سرابی- تویسرکان با تاکید ویژه بر ماهیت دگرگونه های درجه بسیار بالا"، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۸۱).
- [۱۶] نوزعیم ع.، "بررسی پتروفابریک ناحیه چشمه پهن همدان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۲).

[17] Sepahi, A. A., Whitney, D. L. and Baharifar, A. A., "Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran", *J. Metamorphic Geol.* 22 (2004) 119-134.

- [۱۸] درویش زاده، ع.، "زمین شناسی ایران"، انتشارات امیرکبیر (۱۳۸۳) ۴۳۴ ص.
- [19] Alavi M., "Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation", Tectonophysics 229 (1994) 211-238.
- [20] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", Amer. J. Sci. 304 (2004) 1-20.
- [21] Kretz R., "Metamorphic crystallization", John Wiley & Sons (1994), 507P.
- [22] Yardly B. W. D., "An introduction to metamorphic petrology", Longman (1991) 248P .
- [23] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "Rock forming minerals, Orthosilicates", Longman, (1982) 919 P.
- [24] Hyndman D. W., "Petrology of igneous and metamorphic rocks", Mc Graw-Hill, New York (1985) 786 P.
- [۲۵] معین وزیری ح.، "پترولوژی سنگهای دگرگونی"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۷۷) ۳۳۶ ص.
- [26] Ferry J., Spear F. S., "Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet", Contrib. Mineral. Petrol. 66 (1987) 113-117.
- [27] Thampson A. B., "Mineral reaction in pelitic rocks, predictions of P-T-X phase relations", Amer. J. Sci. 276 (1976) 401- 424.
- [۲۸] سبزه‌ای م.، "مبانی ترمودینامیک شیمیایی برای سنگ شناسان"، مرکز نشر سمر (۱۳۷۷) ۳۰۱ ص.
- [29] Philpotts A. R., "Principles of igneous and metamorphic petrology", Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey (1991) 498 P.
- [30] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", Am. Min. 69 (1983), 277-279.