

کانی شناسی و سنگ شناسی زینولیت‌های کالک - سیلیکاته

محمود خلیلی، محمدعلی مکی زاده

دانشگاه اصفهان، گروه زمین شناسی

پست الکترونیکی: mahmoud_khalili@hotmail.com

(دریافت مقاله ۱۳۸۲/۶/۲ ، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۲/۱۱/۳۰)

چکیده: زینولیت‌های کالک-سیلیکاته در باتولیت شیرکوه با مجموعه کانیهای ملیت، گارنت، وزوویانیت، ولاستونیت مشخص شده‌اند. بررسی روابط پاراژنتیکی مجموعه کانیهای فوق دو مرحله اساسی شکل‌گیری این کانی‌ها را مشخص می‌کند: مرحله پیشرونده و مرحله پسرونده. حین مرحله دگرگونی پیشرونده که با اعمال ضربه گرمایی و واکنشهای کربن‌زایی در رخساره پیروکسن-هورنفلس همراه بوده است، ملیت، ولاستونیت و دیوپسید شکل گرفته است. شاه‌های آبدار تأخیری آزاد شده از باتولیت درحال تبلور، باعث شکل‌گیری کانی‌های عمدتاً آبدار مرحله پسرونده شده است (رخساره هورنبلند-هورنفلس).

واژه‌های کلیدی: کالک-سیلیکاته، ملیت، زینولیت، شیرکوه.



Mineralogy and petrography of calc-silicate xenoliths

M. Khalili, M.A. Mackizadeh

Department of Geology, University of Isfahan. Iran 81746-7344.
E-Mail: mahmoud_khalili@hotmail.com

(received: 24/8/2003, received in revised form: 19/2/2004)

Abstract: The calc-silicate xenoliths, within the Shir-Kuh batholith are characterized by melilite, garnet, vesuvianite, and wollastonite mineral assemblage. On the basis of paragenetic relations, prograde and retrograde metamorphism are involved in the formation of these minerals. Melilite, wollastonite and diopside formed during progressive metamorphism which was accompanied by thermal peak shocking and decarbonization reactions in pyroxene-hornfels facies. The effect of fluids in later stage, which released during crystallization of batholith, caused the formation of hydrous minerals (hornblende-hornfels facies during retrograding metamorphism).

Keywords: *Calc-Silicate, Melilite, Xenolith, Shir- Kuh.*

مقدمه

اهمیت مواد فرار هنگام دگرگونی، به ویژه CO_2 و H_2O ، مورد مطالعه بسیاری از محققین قرار گرفته است [۱ تا ۳]. این مطالعات ترکیب شاره‌های دگرگونی همجواری و نقش بارز آنها در تشکیل مجموعه‌های کانی‌شناختی را مورد بررسی دقیق قرار داده‌اند. مطالعه برهم‌کنش شاره - سنگ حین دگرگونی نیز موضوع تحقیق در سرزمین‌های دگرگون، به ویژه در هاله‌های مجاورتی بوده است. در این راستا و به منظور مطالعه شاره‌ها و شارش آنها در مجاورت پلوتون‌ها از کالک-سیلیکاتها به خوبی استفاده شده است [۴]. اثرهای دگرگونی پیشرفته شامل کربن زدائی و آبزدائی و دگرگونی پسرورنده شامل آبزدائی موجب شکل‌گیری مجموعه‌های کانی‌شناسی ویژه‌ای در کالک-سیلیکاتهای دگرگونی مجاورتی می‌گردد. کانیهای گروه ملی‌لیت به عنوان کانیهای شاخص رخساره‌های سانیدینیت شناخته شده‌اند [۵]. این گروه کانیها در دماهای بالاتر از 500°C برای آکرومانیت و 600°C برای گهنلیت پایدارند، و در دماهای پایین‌تر و در حضور فشار بخار آب، در گستره $4/8$ تا $6/7$ کیلوپا به مجموعه کانیهای ولاستونیت، وزوویانیت، گارنت، دیوپسید و کلسیت تبدیل می‌شوند [۵].

هدف از این بررسی، سنگ‌شناسی زینولیت‌های کالک-سیلیکاته در سنگ‌های گرانیتی شیرکوه و مکانیسم تشکیل کانیهای گروه ملی‌لیت و فرآورده‌های دگرسانی آنهاست. گستره مورد مطالعه در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب غرب یزد و در موقعیت 31° ، $45'$ تا 31° ، $35'$ عرض شمالی، $00'$ تا $10'$ ، 54° طول شرقی قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه در جنوب یزد.

موقعیت زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در تقسیمات زمین‌شناختی ایران در زون ایران مرکزی قرار دارد [۶]. بیشتر این ناحیه را ارتفاعات شیرکوه پوشانده است. این ارتفاعات با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق و با بلندای بیش از ۴۰۰۰ متر شامل واحدهای زیر است:

سازندهای نایبند - شمشک (تریاس - ژوراسیک): این سازندها بیشتر از ماسه سنگ، کوارتزیت و میان لایه‌های آهکی (سازند نایبند) [۶] و نیز ماسه‌سنگ و شیل سیاه (سازند شمشک) [۷] تشکیل شده‌اند.

باتولیت شیرکوه: توده نفوذی شیرکوه از بخش شمالی تا بخش‌های غرب و جنوب‌غرب منطقه مورد مطالعه گسترش دارد. سن احتمالی این توده ژوراسیک میانی [۸ و ۹] است و سنگهای گرانیتی آن بیشتر شامل گرانودیوریت بیوتیت‌دار، مونزوگرانیت، آلکالی‌گرانیت و ترونجمیت است. بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، طبیعت این گرانیت‌ها از نوع S است [۱۰]. این توده سنگهای تریاس - ژوراسیک را به صورت همجواری دگرگون کرده است.

سازندهای سنگستان و تفت: سازند سنگستان به سن نئوکومین [۸] شامل سکانس ضخیمی از نهشته‌های سرخ آواری است. این نهشته‌ها گرانیت شیرکوه را با یک دگرشیبی زاویه‌دار می‌پوشانند. روی کنگلومرا و ماسه سنگ این سازند، آهک‌های فلات قاره‌ای سازند تفت قرار دارند. این آهک‌ها به رنگ‌های خاکستری، کرمی و به صورت لایه‌های ضخیم سنگی تا نازک دیده شده‌اند.

سنگ‌های دگرگونی همجواری منطقه مورد مطالعه در دو حاشیه شمالی و غربی باتولیت شیرکوه گسترش دارند. در حاشیه غربی، توده‌ای عمدتاً متشکل از آلکالی‌گرانیت و ترونجمیت رخنمون دارد که ماسه‌سنگ، شیل، کوارتزیت و میان لایه‌های آهکی (سازند شمشک و سازند نایبند) را تحت تأثیر دگرگونی همجواری ضعیفی قرار داده و مجموعه کانی‌های کوارتز، کلریت، کانی‌های کدر و میکای سفید را به وجود آورده است. در حاشیه شمالی، گرانو دیوریت‌های بیوتیت‌دار باتولیت گسترش وسیعی دارند. این سنگها روی واحدهای آواری سازندهای نایبند - شمشک اثر دگرگونی همجواری داشته و این واحد را به اسلیت، شیبست و هورنفلس‌های کوردیریت‌دار تبدیل کرده است. در بخش‌های غربی و شمال‌غربی منطقه، سازندهای تریاس - ژوراسیک از تأثیر دگرگونی مصون مانده‌اند. بنابراین می‌توان تصور کرد که تنها فاز دگرگونی، در ارتباط با تأثیر گرما ناشی از نفوذ گرانیت شیرکوه بوده و شیبست‌زیت هورنفلس‌ها آثاری از لایه‌بندی اولیه رسوبی را نشان می‌دهد.

مجموعه‌های کانی‌شناختی این سنگ‌ها را بیوتیت، سربست، کوردیریت و موسکویت تشکیل می‌دهند. بر این اساس، سنگهای اصلی منطقه مورد مطالعه در رخساره هورنبلند-هورنفلس دگرگون شده‌اند [۱۱]. در این ناحیه و در نزدیکی پیوند پیوسته سنگ‌های گرانیتی با واحد تریاس - ژوراسیک، رخداد استثنایی و بسیار اندک از زینولیت‌های کالک-سیلیکاته درون

تودهٔ گرانیتی یافت می‌شوند. بزرگترین بعد این سنگ‌ها ۴۰ سانتیمتر و رنگ آن‌ها مایل به سبز است.

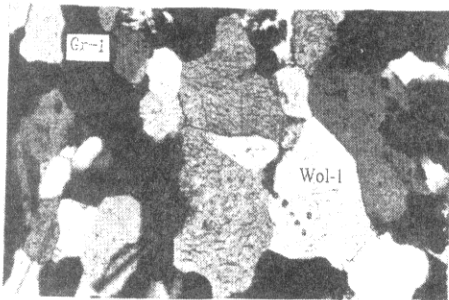
سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی زینولیت‌های کالک - سیلیکاته

زینولیت‌های کالک-سیلیکاته محدود به حاشیهٔ شمالی باتولیت شیرکوه است. مجموعهٔ کانی‌شناختی این سنگ‌های نادر از نظر تحولات دگرگونی بسیار قابل توجه است. بررسی‌های سنگ‌شناسی مجموعهٔ کانی‌های زیر را نشان داده است:

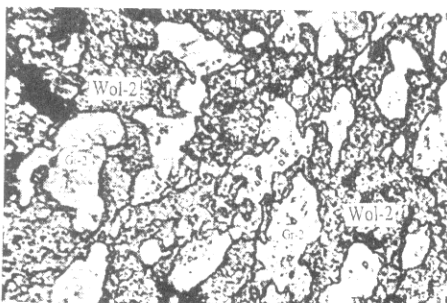
- (۱) ولاستونیت، گارنت، هیدروگروسولار؛
- (۲) ولاستونیت، وزوویانیت، گارنت، ملی‌لیت، هیدروگروسولار؛
- (۳) گارنت، ملی‌لیت، وزوویانیت.

ولاستونیت‌ها به دو شکل مختلف قابل مشاهده‌اند:

الف) ولاستونیت‌های منشوری بزرگ تا کوچک با ماکل چند ترکیبی و بافت گرانوبلاستیک قابل رویت هستند (شکل ۲). این ولاستونیت‌ها در مواردی بافت چند پهلو (با زاویه 120°) را نیز به وضوح نشان می‌دهند (ولاستونیت‌های شکل اول). همچنین گارنت‌های همسانگرد که قطعات پراکنده ولاستونیت را فرا گرفته‌اند، بیانگر بافت پورفیروبلاستیک و پوئی کیلو بلاستیک هستند (شکل ۳). ولاستونیت‌های اخیر تا حدودی کشیده و نیز شعاعی دیده شده‌اند.



شکل ۲ بافت گرانوبلاستیک در ولاستونیت‌های شکل اول XPL (طول میدان دید ۱ mm).
Gr-1: گارنت شکل اول. Wol-1: ولاستونیت شکل اول.

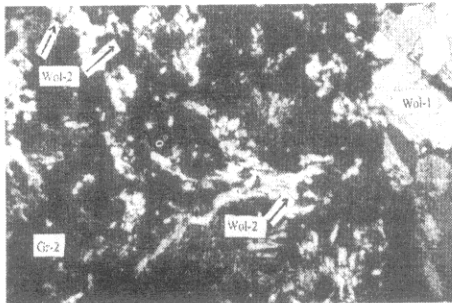


شکل ۳ ولاستونیت با بافت پوئی کیلوبلاستیک، ادخال‌های فنوبلاست، گارنت هستند (طول میدان دید ۱ mm). Gr-2: گارنت شکل دوم.
Wol-2: ولاستونیت شکل دوم.

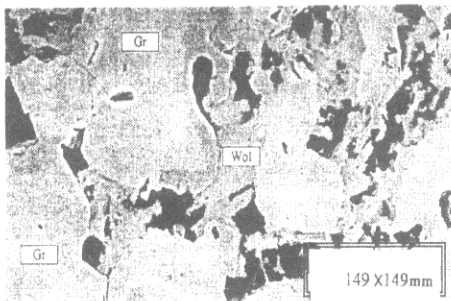
ب) ولاستونیت‌های رشته‌ای و ریزدانه که منحصراً همراه با گارنت یافت می‌شوند (شکل‌های ۴ و ۵) و در مجموع یک بافت سیمپلکتیت را نشان می‌دهند. این مجموعه در ظاهر به خرج کانی ملیلیت شکل گرفته است (ولاستونیت شکل ۲).

گارنت‌ها کاملاً همسانگردند. این کانی‌ها در دو مرحله شکل گرفته اند:

الف- گارنت‌های بزرگ و بی‌شکل که فضای خالی بین بلورهای کشیده ولاستونیت را اشغال کرده‌اند (گارنت شکل اول) و بافت میان کانیها را نشان می‌دهند. کرانه‌های ناپایدار (گرد شده و کنگره‌دار) ولاستونیت با گارنت به‌خوبی نشان می‌دهد که گارنت‌ها نسبت به ولاستونیت تاخیری هستند و در حقیقت ولاستونیت‌ها از حاشیه به گارنت تبدیل شده‌اند (شکل ۳). در مواردی بافت آتولی^۱ از گارنت داخل ولاستونیت نیز کاملاً مشهود است.



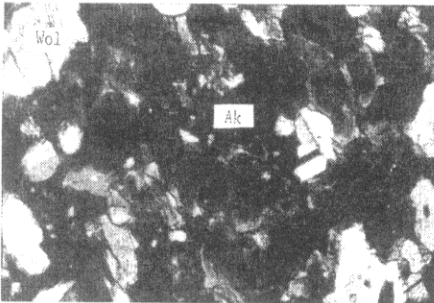
شکل ۴ ولاستونیت‌های رشته‌ای (wol-2) همراه با گارنت شکل دوم (Gr-2). در گوشه سمت راست بالای شکل، ولاستونیت‌های شکل اول (wol-1) مشخص است. (طول میدان دید ۱ mm)



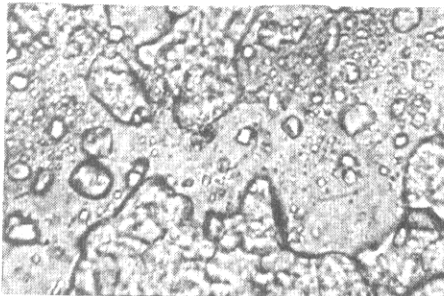
شکل ۵ تصویر BSE از مجموعه گارنت-ولاستونیت سیمپلکتیت گروسولار (Gr) و ولاستونیت (Wol).

ب- گارنت‌های ریزدانه بی‌شکل که همراه با ولاستونیت‌های سیمپلکتیت شکل دوم به‌جای ملیت نشسته‌اند (شکل ۴). ملیت‌ها نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (شکل ۶)، با رنگ تداخلی غیرعادی و ترکیب متوسط $Na-me9.16$ $Ge12.683$ $Fe-ak1.6$ $Ak76.162$ هستند. همچنین آنالیز ریزگمانه وجود مقادیر قابل توجهی سودا- ملیت (حدود ۱۰ درصد وزنی) و مقدار کمی فرو- آکرمائیت در ترکیب ملیت را نشان می‌دهد (جدول ۱).

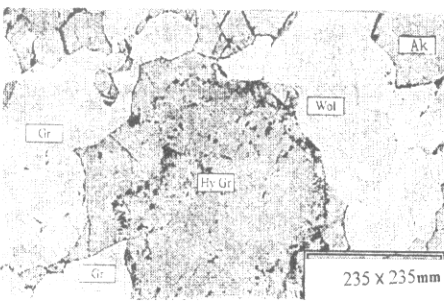
ملیت‌ها بیشتر دارای بلورهای گردگارنت و کمتر ولاستونیتند (بافت گرانوبلاستیک). این گارنت‌ها در برخی موارد بافت آتولی نشان می‌دهند (شکل ۷). گردشگی کرانه‌های گارنت‌ها که به وسیله ملیت‌ها محاط شده‌اند بیانگر شکل‌گیری این فازها به خرج گارنت است (شکل ۸). محصول دگرسانی ملیت‌ها، هیدروگرسولار (شکل ۸)، مجموعه سیمپلکتیت گارنت - ولاستونیت، و همچنین وزوویانیت و اجسام رشته‌ای قهوه‌ای سبولیت هستند. کلیه روابط متقابل کانی‌ها (پاراژنتیکی) در جدول ۲ نشان داده شده است.



شکل ۶ مجموعه ملیت‌های بی شکل بارنگ انترفراز غیرعادی (Ak) همراه با ولاستونیت (Wol). تبدیل ناتمام ولاستونیت به ملیت قابل مشاهده است (طول میدان دید ۱ mm).



شکل ۷ گارنت بابافت آتولی در زمینه ولاستونیت (طول میدان دید ۱/۲ mm).



شکل ۸ تصویر BSE از دگرسانی ملیت به هیدروگرسولار. Gr: گرسولار، HyGr: هیدروگرسولار، Wol: ولاستونیت، Ak: اکرمائیت.

جدول ۱ آنالیزهای مایکروپروب کانی‌های سازنده زینولیت.

در صد اکسید	ملی لیت			پیروکسن			گازنت		
SiO ₂	۴۰٫۸۸	۴۱٫۶۷	۴۱٫۱۸	۵۰٫۴۳	۵۱٫۸۱	۵۰٫۵۲	۳۷٫۸۰	۳۸٫۶۱	۳۴٫۸۸
TiO ₂	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۷۷	۰٫۴۲	۰٫۰۲
Al ₂ O ₃	۶٫۶۴	۵٫۹۷	۶٫۵۰	۰٫۶۶	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۱۵٫۶۴	۱۵٫۰۹	۱۴٫۱۲
Fe ₂ O ₃	۰٫۵۹	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۶۵	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۹٫۶۲	۱۰٫۳۳	۰٫۴۴
FeO	۰٫۰	۰٫۵۹	۰٫۵۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
MnO	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۰۵
MgO	۱۱٫۰۳	۱۱٫۲۴	۱۱٫۰۸	۰٫۱	۰٫۱۳	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۴۰	۶٫۹۷
CaO	۳۹٫۷	۳۹٫۵۳	۳۹٫۲۹	۴۷٫۴۴	۴۸٫۴۵	۴۷٫۶۳	۳۵٫۸۰	۳۶٫۰۴	۳۷٫۲۰
BaO	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Na ₂ O	۱٫۰۴	۱٫۰	۱٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
K ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Total	۱۰۰٫۰۲	۱۰۰٫۱۲	۹۹٫۷۲	۹۹٫۴۱	۱۰۰٫۷۳	۹۸٫۹۴	۱۰۰٫۱۹	۱۰۱٫۰۱	۹۳٫۶۷
عناصر (ppm)	براساس ۷ اکسیژن			براساس ۶ اکسیژن			براساس ۱۲ اکسیژن		
Si	۱٫۸۵۵	۱٫۸۷۷	۱٫۸۷۲	۱٫۹۶۶	۱٫۹۹۱	۱٫۹۷۸	۲٫۹۳۸	۲٫۹۸۰	۲٫۸۷۶
Ti	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰	۰٫۰۴۵	۰٫۰۲۴	۰٫۰۰۱
Al IV	۰٫۳۵۵	۰٫۳۱۹	۰٫۳۴۶	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۶۲	۰٫۰۲۰	۰٫۰۱۲۴
Al VI	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۱٫۳۷۰	۱٫۳۵۲	۱٫۲۴۸
Fe ³⁺	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱۹	۰٫۱۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۶۲	۰٫۶۰۰	۰٫۰۲۷
Fe ²⁺	۰٫۰	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Mn ²⁺	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۳
Mg	۰٫۷۴۶	۰٫۷۵۹	۰٫۷۴۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۲۹	۰٫۰۵۷	۰٫۰۴۶	۰٫۸۵۷
Ca	۰٫۹۳۰	۰٫۹۱۸	۰٫۹۲۴	۱٫۹۸۲	۱٫۹۹۵	۱٫۹۹۸	۲٫۹۸۱	۲٫۹۷۹	۳٫۲۸۷
Total	۵٫۰۰۳	۴٫۹۹۸	۴٫۹۹۹	۴٫۰۰۷	۴٫۰۰۴	۴٫۰۱۷	۸٫۰۲	۸٫۰۱	۸٫۴۲۳
Aker.	۷۵٫۸۹	۷۶٫۸۶	۷۵٫۷۳۶	-	-	-	-	-	-
Fe-aker	۰٫۳۱۲	۲٫۲۷۶	۲٫۱۹۳	-	-	-	-	-	-
Gehle.	۱۳٫۳۶۵	۱۱٫۶۰۱	۱۳٫۰۳۸	-	-	-	-	-	-
Na--Mel.	۹٫۴۰۷	۹٫۰۶۱	۹٫۰۳۴	-	-	-	-	-	-
Pyr.	-	-	-	-	-	-	۱٫۸۸۱	۱٫۵۳۱	۲٫۰۶۶۷
Spe.	-	-	-	-	-	-	۰٫۱۴۳	۰٫۲۴۸	۰٫۰۸۲
And.	-	-	-	-	-	-	۲۸٫۴۳۲	۳۰٫۳۵۴	۲٫۱۴۵
Gro.	-	-	-	-	-	-	۹٫۵۴۴	۶۷٫۸۶۷	۷۷٫۱۰۷
Wol (ca)	-	-	-	۹۹٫۷۰۳	۹۹٫۶۳۱	۹۸٫۵۷	-	-	-
Ens (Mg)	-	-	-	۰٫۲۹۷	۰٫۳۶۹	۱٫۴۲۱	-	-	-

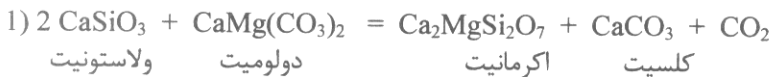
جدول ۲ روابط پارازنتیکی کانی‌ها در زینولیت‌های کالک - سیلیکاته منطقه مورد مطالعه.

مراحل کانیها	دگرگونی پیشرونده			دگرگونی قهقرایی
	I	II	III	
ملی لیت			—	
گروسولار		—		—
ولاستونیت	—			—
وزوویانیت				—
هیدروگروسولار				—
سیولیت				—

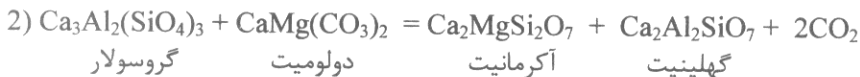
بحث و برداشت

بوون^۲ [۵] نشان داد که دگرگونی آهکها و دولومیت‌های سیلیسی با افزایش دما سکانس کانی‌های تالک، ترمولیت، دیوپسید، فورستریت، ولاستونیت، پریکلاز، مونت سیلیت، اکرمانیت، تیلی‌ایت، اسپاریت، رنکینیت، مرونیت و لارنیت را به وجود می‌آورد. اکرمانیت محصول دگرگونی همجواری گرمایی بالا و فشار پائین است که معمولاً با گهلنیت به صورت بلورهای هم‌رشدی ریزدانه دیده می‌شوند [۱۱]. گهلنیت به صورت محلول جامد کامل با اکرمانیت و ناقص با سودا-ملی‌لیت یافت می‌شود.

بررسی سنگ‌شناسی زینولیت‌های کالک-سیلیکاته منطقه شیرکوه نشان می‌دهد که ملی‌لیت‌ها احتمالاً به خرج ولاستونیت و گارنت و ضمن واکنش‌های زیر شکل گرفته‌اند:

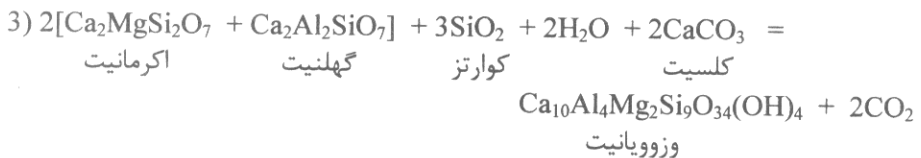


وجود مقادیر ناچیز کلسیت به صورت آزاد تأییدی بر وقوع واکنش فوق است.

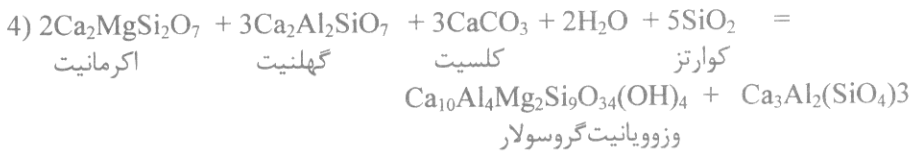


چنانکه گفته شد، گردش‌گی گارنت به‌وسیله ملی‌لیت نیز بیانگر وقوع واکنش ۲ است. لذا هر دو واکنش ۱ و ۲ به احتمال بسیار زیاد در تشکیل ملی‌لیت نقش داشته‌اند.

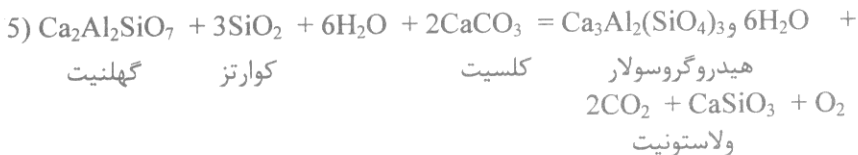
ذکر این نکته ضروری است که بازمانده‌های تحلیل‌نرفته گارنت داخل ملی‌لیت خیلی فراوان‌تر از بازمانده‌های ولاستونیت است (شکل ۷). به‌نظر می‌رسد که برای تشکیل ملی‌لیت ساختار رشته‌ای ولاستونیت جهت نفوذ شاره‌های گرمایی مناسب‌تر از ساختار همسانگرد گارنت باشد. علاوه بر آن ملی‌لیت‌ها کاملاً از شکل و بافت ولاستونیت‌ها (پزدومورف ولاستونیت) پیروی می‌کنند (شکل‌های ۶ و ۷) و با توجه به ترکیب ملی‌لیت^۳ احتمال وقوع واکنش ۱ بیشتر است. شکل‌گیری وزوویانیت به خرج ملی‌لیت را می‌توان با واکنش زیر توجیه کرد:



هجوم شاره‌های حاوی سیلیس و آب تنها از طریق توده گرانیتهی تأخیری امکان پذیرفته است. کلسیت نیز در محیط دگرگونی همجواری و بر اثر وقوع واکنش ۱ در دسترس است. واکنش زیر همیافتی گارنت-وزوویانیت به‌جای ملی‌لیت را توجیه می‌کند:



مجموعهٔ سیمپلکتیت گارنت-ولاستونیت (شکل ۵) بجای ملی لیت را می‌توان توسط واکنش زیربخوبی توجیه نمود (در این جا تنها سازه گهلنیت واردواکنش می‌شود):



وجود مجموعهٔ مینرالی زینولیت‌های کالک - سیلیکاته در منطقهٔ مورد مطالعه حاکی از دو پاراژنز متفاوت است. پاراژنز مربوط به سری دگرگونی پیشرونده و پاراژنز سری دگرگونی پسرونده. در سری پیشرونده، پاراژنز خشک و حرارت بالا (رخسارهٔ پیروکسن - هورنفلس) و در سری پسرونده پاراژنز آبدار (رخسارهٔ هورنبلند-هورنفلس) شکل گرفته است.

سری پیشرونده در شرایط اوج دگرگونی حرارتی حاصل از جایگیری باتولیت گرانودیوریتی شیرکوه صورت گرفته است. در این مرحله نسبت $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ در سیال بالا بوده است. CO_2 مورد نیاز دگرگونی پیشرونده بطور یقین از بخش‌های آهکی سازند نایبند-شمشک تأمین شده است. حین این فرایند، واکنش‌های کربن زدائی (واکنش‌های ۱ و ۲) صورت گرفته است. در فرایندهای دگرگونی پسرونده نسبت $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ پس از تبلور توده آذرین شیرکوه رو به افزایش گذاشته است و باعث وقوع واکنش‌های آبیگری (واکنش‌های ۳، ۴ و ۵) شده است. در واقع در فرایندهای دگرگونی پیشرونده، نقش CO_2 برنقش H_2O فزونی داشته است. تشکیل کانی‌های وزوویانیت و هیدروگروسولار حکایت از نقش فعال آب در فرایندهای دگرگونی پسرونده دارد. با بررسی واکنش‌های دگرگونی انجام یافته در شکل‌گیری پاراژن‌های زینولیت‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که مرحلهٔ اول دگرگونی پیشرونده باخروج CO_2 همراه بوده است. آکرمانیت و کلسیت بخرج دولومیت و ولاستونیت پدید آمده‌اند، که این واکنش در حرارت بیش از ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار CO_2 در بازهٔ ۱ تا ۴ کیلو بار به وقوع پیوسته است (نمودار ۱) [۱۳].

عدم یافت مونتیسلیت در این پاراژنز نشان از سه احتمال زیر دارد:

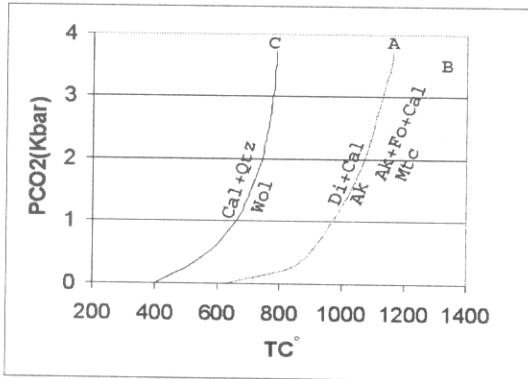
- ۱- حرارت برای پدید آمدن مونتیسلیت احتمالاً کافی نبوده است.
- ۲- منیزیم موردنیاز برای تشکیل مونتیسلیت (مطابق واکنش ۱) در دسترس نبوده و تمام منیزیم موجود صرف تشکیل آکرمانیت شده است.
- ۳- فقدان نمونه‌های کافی در مشاهدات صحرایی جهت مطالعات پتروگرافی و شناسائی کامل

پاراژن‌ها

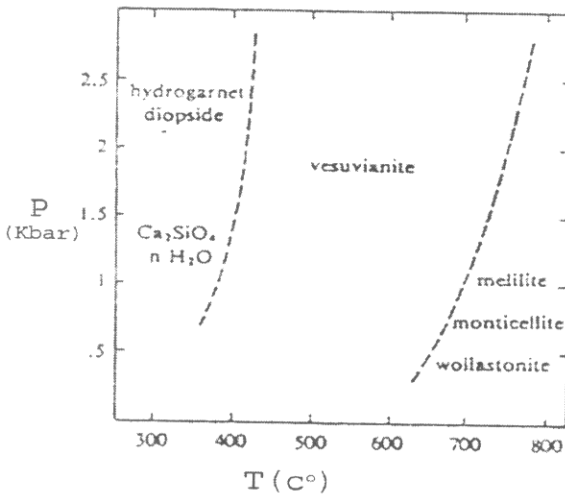
www.SID.ir

در مرحلهٔ دگرگونی پسرونده در اثر تبلور باتولیت و خروج CO_2 از طریق درزه‌ها و شکاف‌های سنگ میزبان، غلظت CO_2 رو به کاهش گذاشته است، و در ضمن هجوم آب از بخش‌های

داخلی باتولیت نیز باعث رقیق شدن CO_2 شده است. در این میان، واکنش‌های پسروده موجب تشکیل کانی‌های وزوویانیت و هیدروگروسولار شده است (نمودار ۲) [۱۴]. در این شرایط، کانی شاخص حرارت بالا (ملی‌لیت) در دماهای حدود ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار بخار آب ۴٫۸ تا ۶ کیلوبار ناپایدار شده و فرآورده‌های دگرسان شده را فراهم نموده است.



نمودار ۱ منحنی P-T تشکیل ولاستونیت، اکرمانیت ومونتی سیلیت درسیستم CMS(CO_2). (اقتباس از [۱۳]).



نمودار ۲ منحنی P-T تشکیل وزوویانیت درمحیطی با آب خالص و عاری از آلکالی برای ترکیب ژل $Ca_{20}Al_8Mg_4Si_8(OH)_{6.n}H_2O$ (اقتباس از [۱۴]).

قدردانی

آنالیز میکروپروب کانی‌های زینولیت‌ها در بخش زمین شناسی دانشگاه اکلاهاسیتی آمریکا انجام گرفته است که بدین وسیله از آقای دکتر جورج مورگان (G. Morgan) برای انجام آنالیزها، و از پروفیسور چارلز گیلبرت (C. Gilbert) که هزینه آنها را تأمین کرده‌اند قدردانی می‌شود. www.SID.ir داوران محترم مجله که جهت اصلاح این مقاله نکات علمی چندی را تذکر دادند نیز سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

- [1] Greenwood R., "Wollastonite: Stability in $H_2O - CO_2$ mixtures and occurrence in a contact metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada", *American Mineralogists* **52** (1967) pp. 1669-1689 .
- [2] Spear F.S., "Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time path", *Mineralogical Society of America* **32** (1995) pp. 447-467.
- [3] Ferry J.M., "Dehydration and decarbonation reactions as a record of fluid infiltration", *Mineralogical Society of America* **26** (1991) pp. 352-393.
- [4] Wallmach T., Hatton C.J., Dewall S.A., Gibson R.L., "Retrospective hydration of calc-silicate xenoliths in the eastern Bushveld Complex: evidence for late agmatic fluid movement", *Journal of African Earth Science* **21(4)** (1995) pp. 633-646.
- [5] Bowen N.L., "Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite", *Journal of Geology* **48** (1948) pp. 225-274.
- [6] Stocklin J., "Structural history and tectonic of Iran, A review", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **52(7)** (1968) pp. 1129-1258.
- [7] Assereto R., "The Jurassic Shemshak Formation in Central Iran", *Review Italia Paleontological Stratigraphy* **72(4)** (1966) pp. 1133-1182.
- [۸] نبوی م.ح., دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران, سازمان زمین‌شناسی ایران (۱۳۵۵) ص ۱۱۰.
- [۹] سبزه ای م., روشن روان ج., ناظم زاده ش.م., علایی م.س., "اکتشاف فلدسپات و کائولن در منطقه یزد", سازمان زمین‌شناسی ایران (مرکز کرمان), گزارش داخلی (۱۳۶۵) ص ۶۱.
- [10] Khalili M., "Petrography, mineral-chemistry and geochemistry of Shir-Kuh granite SW of Yazd, Central Iran", Ph.D dissertation, University of Hamburg (1997) p. 148.
- [11] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "Rock Forming Minerals", Longman (1986) p. 629.
- [12] Ferry J.M., Burt G., "Characterization of metamorphic fluid composition through mineral equilibria", *Mineralogical Society of America* **10** (1982) pp. 207-262.
- [13] Tracy R., Frost B.R., "Phase equilibria and thermobarometry of calcareous ultramafic and mafic rocks and iron formation: In contact metamorphism", ed. by Kerrick D.M., *Mineralogical Society of America Review in Mineralogy* **26** (1991) pp. 207-289.
- [14] Ito J., Arem J.E., "Idiocrase: Synthesis, phase relation and crystal chemistry", *American Mineralogists* **55** (1970) pp. 880-912.