

دگرگونی رخساره گرانولیت در مرم‌های دولومیتی الیوین دار تکاب، شمال غرب ایران

رباب حاجی‌علی‌اوغلی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، آذربایجان شرقی، ایران

چکیده

کمپلکس دگرگونی تکاب در شمال غرب ایران در عرض جغرافیایی $30^{\circ} 30'$ و $36^{\circ} 30'$ شمالی و طول جغرافیایی $45^{\circ} 47'$ و $47^{\circ} 5'$ شرقی واقع شده است. کمپلکس تکاب به سن نئوپروتروزوئیک-کامبرین دارای ویژگی‌های تکتونیکی، چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوکرونولوژی مشابه با زون ایران مرکزی است که بر این اساس، بخشی از زون ایران مرکزی با سنی مشابه (نئوپروتروزوئیک-کامبرین) در نظر گرفته می‌شود. انواع سنگ‌های دگرگونی در کمپلکس تکاب، شامل: گنیس، گرانولیت‌های کالک‌سیلیکات، گرانولیت‌های مافیک، میگماتیت، آمفیبولیت، مرم‌های دولومیتی، شیست‌های رسی، شیست‌های بازیک و سنگ‌های متاپریدوتیت سرپانتینی شده است. مرم‌های الیوین‌دار حاصل دگرگونی مرم‌های دولومیتی در شرایط رخساره گرانولیت هستند. شرایط حرارت و فشار در مرحله اوج دگرگونی بر اساس ظهور الیوین در پاراژنز مرم‌های الیوین‌دار تکاب در $T \geq 800^{\circ}C$ در فشار حدود ۸ کیلوپار تخمین زده می‌شود. تشکیل مجموعه کانی‌های ترمولیت ثانویه+دولومیت حاصل از ناپایداری از شواهد رخداد دگرگونی پس‌رونده در مرم‌های دولومیتی الیوین‌دار کمپلکس دگرگونی تکاب است. انتشار سیالات غنی از H_2O باعث ظهور کانی‌های آبدار مانند ترمولیت ثانویه، زوئیزیت و کلینوکلر و همچنین، تشکیل تیتانیت در پاراژنز مرم‌ها در طی فرایندهای دگرگونی پس‌رونده شده است.

واژه‌های کلیدی: الیوین، رخساره گرانولیت، شمال غرب ایران، کمپلکس دگرگونی تکاب، مرم‌های دولومیتی

مقدمه

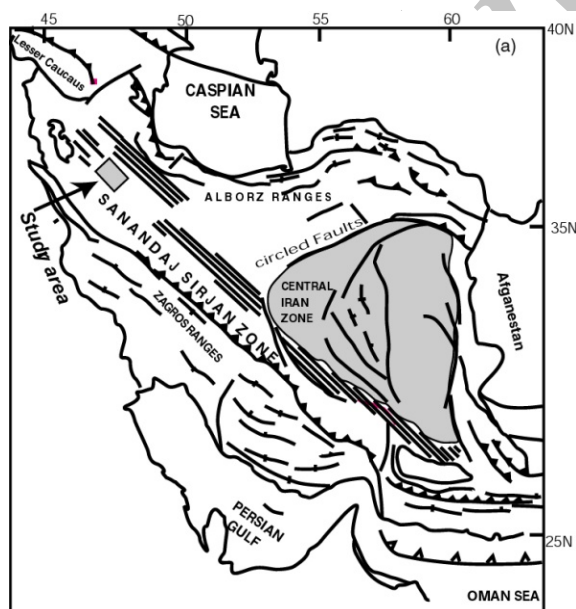
می‌شوند. کلسیت به جز در فشارهای خیلی زیاد که به آراگونیت تبدیل می‌شود، در سایر شرایط پایدار است و حتی آراگونیتی که در هنگام مدفون‌شدگی کلسیت تشکیل می‌شود در اکثر موارد در هنگام بالا آمدگی دوباره به طور کامل به کلسیت تبدیل می‌شود. علی‌رغم نبود واکنش‌های کانی‌شناسی مهم در مرم‌ها، این

مرم‌ها سنگ‌های آهکی دگرگون شده‌ای هستند که تقریباً به طور اصلی از کانی‌های کربناته تشکیل شده‌اند و مقادیر کانی‌های دیگر در آن‌ها فرعی است. مرم‌ها بر اساس حضور کلسیت و دولومیت در دو گروه مهم مرم‌های کلسیتی و مرم‌های دولومیتی طبقه‌بندی

کمپلکس تکاب از لحاظ سنگ‌شناسی، از انواع سنگ‌های دگرگونی شامل متاپلیت، متابازیت و آهک‌های دگرگون در رخساره‌های دگرگونی شیست سبز تا گرانولیت تشکیل شده است. در این مطالعه، کانی‌شناسی و پتروگرافی انواع مرم‌های دولومیتی تکاب مطالعه شده و ترکیب شیمی کانی‌های همراه در مرم‌های گرانولیتی شامل الیوین، کلسیت و دولومیت مشخص شده است.

زمین‌شناسی منطقه

کمپلکس دگرگونی تکاب در شمال‌غرب ایران در عرض جغرافیایی $37^{\circ} 30'$ و $36^{\circ} 30'$ شمالی و طول جغرافیایی $47^{\circ} 45'$ و $47^{\circ} 5'$ شرقی واقع شده است. این منطقه از لحاظ تقسیم‌بندی ساختاری در زون سنندج-سیرجان (Alavi, 2004; Gilg et al., 2006) واقع شده است (شکل ۱). همچنین، بر اساس نبوی (۱۳۵۵) منطقه تکاب بخشی از زون ایران مرکزی است.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی ساختاری (Gilg et al., 2006).

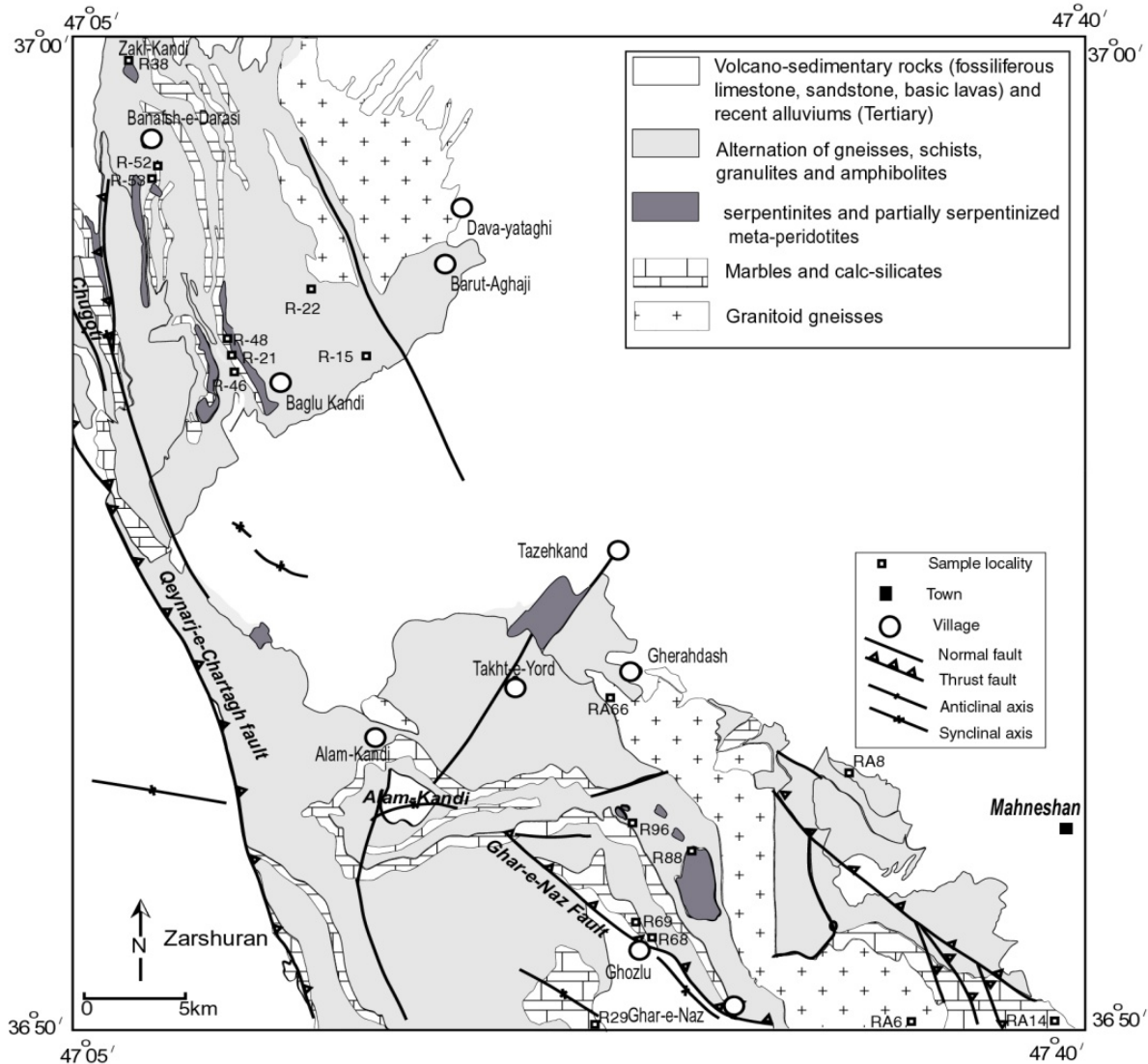
سنگ‌ها به علت تبلور دوباره کلسیت/دولومیت و درشت‌تر شدن دانه‌های آن اغلب تغییرات شدید بافتی نشان می‌دهند.

مرمرهای حاوی دولومیت، شاخص‌های مفیدی برای درجه دگرگونی هستند. زیرا در آن‌ها مجموعه‌ای از سیلیکات‌های کلسیم-منیزیوم مانند ترمولیت، کلینوپیروکسن و الیوین در شرایط فشار و حرارت معمول در دگرگونی تشکیل می‌شود. شرایط دقیق رشد کلینوپیروکسن و الیوین بستگی به ترکیب سنگ دارد، علی‌رغم اینکه در مطالعات قدیمی ظهور الیوین مقدم بر دیوپسید در نظر گرفته می‌شد. بنابراین، درجه حرارت ظهور کلینوپیروکسن و الیوین بسیار نزدیک به هم بوده، تغییرات اتفاقی در لیتولوژی می‌تواند تعیین‌کننده ترتیب نسبی ظهور آن‌ها باشد. بر اساس Yardley (۱۹۸۹)، همراهی و هم‌زیستی کانی کلینوپیروکسن و الیوین با یکدیگر نسبت به حضور منفرد هر یک از آن‌ها به درجه حرارت بیشتری نیاز دارد.

کمپلکس دگرگونی تکاب در شمال‌غرب ایران به سن نئوپروتروزوئیک-کامبرین دارای ویژگی‌های تکتونیکی، چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوکرونولوژی مشابه با زون ایران مرکزی دارد که بر این اساس، بخشی از زون ایران مرکزی نیز در نظر گرفته می‌شود (Hajialioghli et al., 2007). ناپیوستگی بین سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک-کامبرین پیشین با سنگ‌های کامبرین بالایی و حضور رخساره‌های رسوبی با ضخامت‌های بالایی از مرم‌های دولومیتی میان لایه با سنگ‌های آتشفشانی و آذر-آواری متعلق به محیط‌های توریدایتی و آب‌های عمیق، به عنوان شواهدی از سیستم قوس-گودال در طول حاشیه اقیانوس پروتوتتیس در شمال‌غرب ایران است (Hajialioghli et al., 2007).

(2008). سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و رسوبات رودخان‌های عهد حاضر به‌طور ناپیوسته کمپلکس دگرگونی را پوشانیده است. کمپلکس دگرگونی تکاب از انواع سنگ‌های دگرگونی با ترکیب شیست‌های بازیک، شیست‌های رسی، آمفیبولیت، گنیس، میگماتیت، گرانولیت‌های مافیک، گرانولیت‌های کالک‌سیلیکات، ممرها، متاپریدوتیت‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی پراکنده تشکیل شده است (Moazzen *et al.*, 2009). موقعیت سنگ‌های نمونه‌برداری شده در شکل ۲ نشان داده شده است.

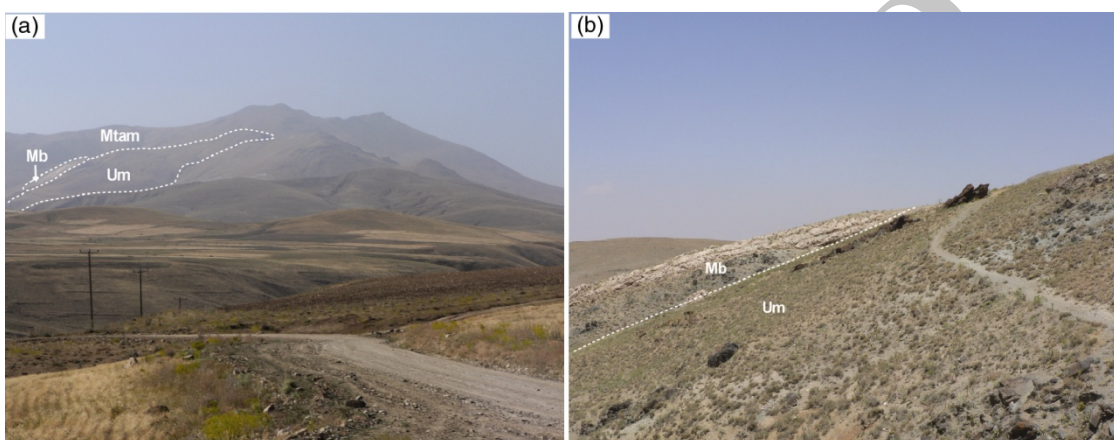
سن پروتولیت کمپلکس دگرگونی در مجموعه تکاب بر اساس شواهد استراتیگرافی، پترولوژیک و فسیل‌شناسی در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱) به پرکامبرین و کامبرین نسبت داده شده است. بر اساس سن سنجی U/Pb زیرکن و داده‌های سنی $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (تصحیح شده نسبت به ^{204}Pb) در زیرکن‌های به ارث رسیده در ملانوسوم میگماتیت‌های مافیک، سن قدیمی‌ترین سنگ‌ها در پوسته قاره‌ای تکاب در حدود ۲۸۰۰ میلیون سال به‌دست آمده است (Moazzen and Hajialioghli,



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کمپلکس دگرگونی تکاب و موقعیت نمونه برداری نمونه‌ها در آن (اقتباس از باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱).

کانی‌های کلسیت/دولومیت و ناخالصی‌های Al و Si در کانی‌ها در دو گروه مرمرها و کالک‌سیلیکات‌ها طبقه‌بندی شده‌اند. در نمونه‌های دستی، مرمرها دارای بافت متبلور و رنگ روشن هستند. کالک‌سیلیکات‌ها دارای ناخالصی‌هایی از Si و Al بوده که با افزایش ناخالصی رنگ آن‌ها از زرد روشن، زرد قهوه‌ای به خاکستری و خاکستری تیره تغییر می‌یابد.

برونزد سنگ‌های دگرگونی آهکی به صورت میان لایه با سنگ‌های متاپریدوتیت، گرانولیت و آمفیبولیت مشاهده می‌شود (شکل ۳). بر اساس پژوهش‌های حمدی (۱۳۷۴)، برخی از مرمرها دارای فسیل‌هایی از کامبرین فوقانی، مانند: *Latouchella sp.*, *Bemella sp.* و *Halkiera stenobasis* هستند. سنگ‌های آهک دگرگون شده در منطقه مورد مطالعه بر اساس حضور



شکل ۳- (a) برونزد سنگ‌های آهکی دگرگون شده به صورت میان لایه در داخل سنگ‌های متاپریدوتیت و متابازیت، (b) برونزد سنگ‌های آهکی دگرگون شده (مرمر= Mb و الترامافیک= Um و آمفیبولیت= Mtam)

گرانیتوئیدی با ترکیب متآلومینوس به صورت پراکنده در داخل میگماتیت‌های مافیک و دگرگونی‌های متابازیک منطقه نفوذ کرده است (Hajialioghli *et al.*, 2011). کاهش دما و فشار بر سنگ‌های دگرگونی منطقه تاثیر کرده و باعث ظهور مجموعه کانی‌های دما پایین در شرایط دگرگونی پس‌رونده شده است.

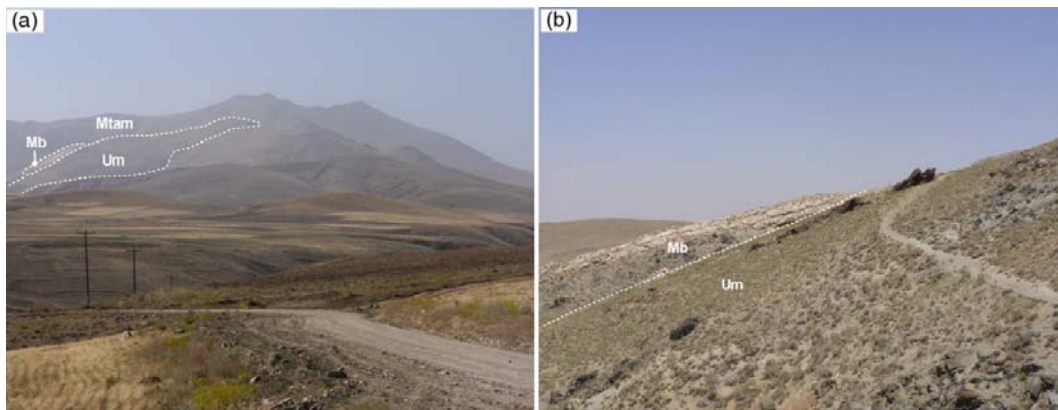
سنگ‌های گرانولیت به صورت پس‌رونده در رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. برخی از شواهد بافتی و کانی‌شناسی دگرگونی پس‌رونده در گرانولیت‌های متابازیک تکاب عبارتند از: (a) حضور روتیل به صورت میان‌بار در گارنت؛ (b) سیمپلکتیت هورنبلند + پلاژیوکلاز در اطراف گارنت حاصل از شکست پورفایروبلست‌های پیشین (کانی‌های پیروکسن) (برای

رخساره گرانولیت، بالاترین درجه دگرگونی در کمپلکس تکاب است که باعث تشکیل گرانولیت‌های متابازیک و گرانولیت‌های کالک‌سیلیکات شده است (Moazzen *et al.*, 2009). سنگ‌های متابازیک در درجه دگرگونی‌های بالا ذوب شده و میگماتیت‌های مافیک در این ارتباط تشکیل شده‌اند (Hajialioghli *et al.*, 2011). ذوب‌بخشی سنگ‌ها در ارتباط با رخداد فازهای کوهزایی آلپی در ترشیاری اتفاق افتاده است (Hajialioghli *et al.*, 2007).

روابط بافتی، نتایج شیمی کل سنگ و محاسبات تعادل جرمی (mass balance)، تشکیل میگماتیت‌های مافیک از ذوب‌بخشی سنگ‌های متابازیک را تایید می‌کنند (حاجی‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶). توده‌های

کلینوپیروکسن بقایای کانی‌های اوج دگرگونی هستند (Moazzen *et al.*, 2009). ممرهای دولومیتی الیون دار تکاب حاصل دگرگونی در رخساره گرانولیت هستند که تحت شرایط دگرگونی پس‌رونده به ترمولیت (\pm کلینوکلر) ممر دگرگون شده‌اند.

مثال مطالعات (Zhang 1999; Guo *et al.*, 2002) و (c) سیمپلکتیت اسپینل و آمفیبول در اطراف پورفیروبلاست‌های گارنت (برای مثال مطالعات: Nakano *et al.*, 2004; O'Brien and Rotzler, 2003; O'Brien *et al.*, 2005). در گرانولیت‌های کالک‌سیلیکات کانی‌های اسکاپولیت، گارنت و



شکل ۳- (a) برونزد سنگ‌های آهکی دگرگون شده به صورت میان لایه در داخل سنگ‌های متاپریدوتیت و متابازیت، (b) برونزد سنگ‌های آهکی دگرگون شده (مرمر= Mb و الترامافیک= Um و آمفیبولیت= Mtam)

گروه اصلی ممرها و سنگ‌های کالک‌سیلیکات طبقه‌بندی شده‌اند. سنگ‌های کالک‌سیلیکات علاوه بر کلسیت دارای مقادیر قابل ملاحظه‌ای از کانی‌های آلومینیوسیلیکات شامل گارنت، اسکاپولیت، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول، اپیدوت و زوئیزیت هستند. سنگ‌های اسکاپولیت-کلینوپیروکسن-گارنت کالک‌سیلیکات در درجه دگرگونی‌های بالا در رخساره گرانولیت دگرگون شده‌اند (شکل ۴- f) (Moazzen *et al.*, 2009) رخداد فرایندهای دگرگونی پس‌رونده باعث از بین رفتن کانی‌های دگرگونی اوج مانند کلینوپیروکسن و اسکاپولیت و تشکیل مجموعه کانی‌های دما پایین در این سنگ‌ها شده است (Moazzen *et al.*, 2009). کلسیت/دولومیت کانی اصلی تشکیل دهنده ممرها در منطقه مورد مطالعه است. بافت‌های گرانوبلاستیک و گرانوبلاستیک موزائیکی

روش انجام پژوهش

کانی‌های اوج دگرگونی، شامل: الیون، دولومیت و کلسیت در نمونه‌های معرف از ممرهای دولومیتی الیون دار که روابط بافتی و کانی‌شناسی آن قبلاً با مطالعات پتروگرافی مشخص شده بود، توسط میکروپروب CAMECA SX100 در دانشگاه منچستر انگلستان با ولتاژ ۱۵ kV و شدت جریان ۲۰-۱۰ nA تجزیه شد. مقادیر آهن در ترکیب الیون، Fe^{2+} فرض شده است. علایم اختصاری کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) است.

پتروگرافی سنگ‌های آهکی دگرگون شده

سنگ‌های آهکی دگرگون شده در منطقه تکاب بر اساس فراوانی مودال کانی‌های کلسیت/دولومیت و کانی‌هایی سیلیکاتی با ناخالصی‌هایی از Al و Si در دو

حضور دارند. زیرکن و آپاتیت کانی‌های کمیاب هستند. جدول ۱ مجموعه کانی‌ها در مرم‌های منطقه تکاب را نشان می‌دهد.

(equigranoblastic) با نقطه اتصال سه تایی (triple point junction) از انواع بافت‌های معمول در اغلب مرم‌هاست. الیوین، اپیدوت، پلاژیوکلاز، زوئیزیت، ترمولیت و تیتانیت در مقادیر فرعی در این سنگ‌ها

جدول ۱- مجموعه کانی‌های دگرگونی در مرم‌های تکاب. علائم اختصاری کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) است (X: کانی اصلی، O: کانی فرعی، A: کانی دگرسان شده).

Sample No.	Rock type	Cal/Dol	Prg	Qtz	Cpx	Ol	Chl	Ep	Zo	Ms/Phl	Ttn	Act/Tr	Pl	Zrn	Opa
R53	Tr-Ep marble	X		O				O	O		O	O	O		
R22	Phl-Tr-Ep marble	X	O	O				O		O	O	O	O	O	O
RA14-b	Tr-Ep marble	X	A	O				O	O		O	O	O		O
RA15-c	Tr-Ep marble	X		O				O			O	O	O		
RA6-c	Tr marble	X		O							O	O	O		
RA8-d	Phl-Tr-Ep marble	X						O		O	O	O			
R46	Phl-Tr-Ep marble	X		O				O		X	O	O	O	O	O
RA6-a	Phl-Tr-Ep marble	X		O				O		O	O	O	O	O	O
R15-c	Tr-Ep marble	X		O				O	A		A	O	O		
R-44	Tr marble	X		O				A			A	O	O	O	O
R21-b	Phl marble	X		O				O		O		O	O	O	O
R88-28	Ol-bearing marble	X				O	O	A			A	O	O		O
R88-30	Ol-bearing marble	X				O	O	A			A	O	O		O
R88-5	Ol-bearing marble	X				O	O	A			A	O	O		O
R88-21	Ol-bearing marble	X			O?	O	O				A	O	O	O	O

(شکل‌های ۴-ا و ۴-ب). تیتانیت در اطراف ایلمنیت در برخی نمونه‌ها در شرایط دگرگونی پس‌رونده تشکیل شده است.

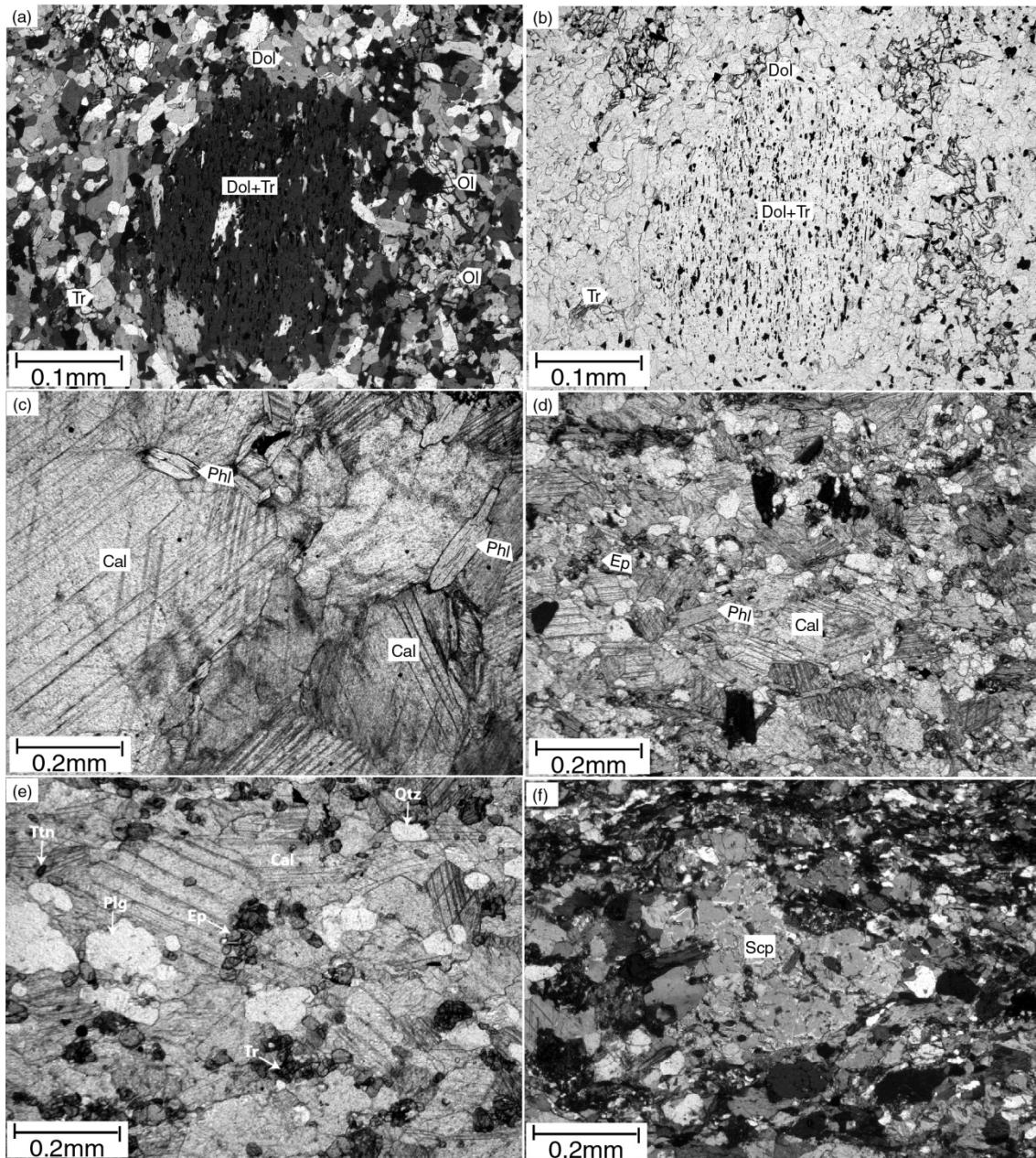
(ب) فلوگوپیت - اپیدوت (±) ترمولیت مرم: برونزد این سنگ‌ها در شمال غرب روستای بگلوکندی مشاهده می‌شود (شکل ۲). کلسیت و دولومیت در این سنگ‌ها بیشتر از ۹۰٪ حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. کلسیت/دولومیت داری کلیواژهای رومبوهدریک مشخص بوده و اندازه آن تا ۰/۸ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۴-د). فلوگوپیت تا ۰/۷ میلی‌متر و با چند رنگی قهوه‌ای کم‌رنگ در حدود ۵-۸ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده است. بیوتیت با چند رنگی شدید و مسکوویت بی‌رنگ در برخی از نمونه‌ها حضور دارند. مسکوویت بی‌رنگ در این سنگ‌ها حاصل دگرسانی بیوتیت است. آمفیبول سبز-آبی (پارگازیت) در مقادیر جزئی در برخی از سنگ‌ها تشکیل شده است. کانی‌های فلوگوپیت، بیوتیت و کمتر پارگازیت به موازات شیب‌توزیته

انواع مرم‌ها بر اساس مجموعه کانی‌های دگرگونی (assemblage) عبارتند از:

(الف) مرم‌های دولومیتی الیوین‌دار: مرم‌های دولومیتی الیوین‌دار در جنوب‌شرق روستای قوزلو به‌همراه سنگ‌های گرانولیتی کالک‌سیلیکات، گرانولیت‌های مافیک و سنگ‌های متاولترامافیکی مشاهده می‌شود (شکل ۱). بافت شاخص در این سنگ‌ها پورفیروگرانوبلاستیک است (شکل ۴a-b). دولومیت بیشتر از ۷۵٪ حجمی این سنگ‌ها را تشکیل داده است. کانی‌های الیوین (تا ۱۵٪ حجمی سنگ)، کلسیت و پلاژیوکلاز در مقادیر فرعی در این سنگ‌ها حضور دارند. مجموعه کانی‌های دگرگونی اوج (pick metamorphic) در مرم‌های دولومیتی الیوین‌دار در طی دگرگونی پس‌رونده به‌شدت توسط مجموعه کانی‌های دما پایین ترمولیت ثانویه+دولومیت جایگزین شده است. بقایای الیوین به‌صورت دانه‌های کوچک و بی‌شکل در داخل بافت سودومورف مشخص است

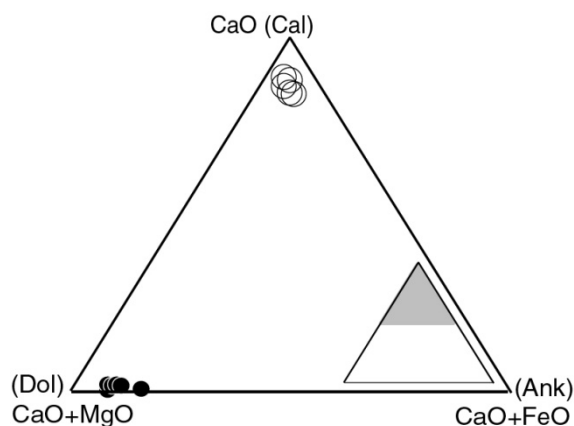
(equigranoblastic)، معمول‌ترین بافت‌ها در این سنگ‌ها هستند. در برخی از نمونه‌ها بافت triple junction با زاویه ۱۲۰ درجه با اندازه دانه‌ها تا ۲/۵ میلی‌متر تشکیل شده است.

جهت‌یابی شده‌اند. اپیدوت، پلاژیوکلاز و کوارتز در مقادیر فرعی (کمتر از ۵٪) حضور دارد (شکل ۴-۳). ترمولیت در پاراژنز برخی از سنگ‌ها مشاهده می‌شود. بافت گرانوبلاستیک و گرانوبلاستیک هم‌بعد



شکل ۴-۳ (a) جانشینی الیوین توسط مجموعه کانی‌های ترمولیت ثانویه و دولومیت. دولومیت همچنین، در بافت گرانوبلاستیک زمینه سنگ مشاهده می‌شود. (b) حالت XPL، همان در حالت PPL، (c) فلوگوپیت در ممر. کلسیت/دولومیت داری کلیواژهای رومبوهدریک مشخص بوده، اندازه آن تا ۰/۸ میلی‌متر می‌رسد. (d) اپیدوت و تیتانیت در ممر، حالت PPL، (e) تیتانیت اپیدوت در ممر با بافت گرانوبلاستیک، حالت PPL، (f) اسکاپولیت در گرانولیت کالک‌سیلیکات، حالت XPL.

وزنی) است. مقادیر آهن در ترکیب دولومیت‌ها کم است. شکل ۵ ترکیب شیمی کانی‌های دولومیت تجزیه شده در نمودار Ca-Fe-Mg را نشان می‌دهد.



شکل ۵- ترکیب شیمی کانی‌های کلسیت (دایره تو خالی) و دولومیت (دایره تو پر) در مرمهرهای دولومیتی.

کلسیت:

فرمول کلسیت بر اساس ۲ کاتیون و ۱ اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۲). شکل ۵ ترکیب شیمی کانی‌های کلسیت تجزیه شده در نمودار Ca-Fe-Mg را نشان می‌دهد. کانی‌های کلسیت تجزیه شده دارای مقادیری Mn و Fe (<65wt%) است. Mg در مقادیر بسیار جزئی در حدود 0.2wt% است.

الیون:

الیون به صورت کانی‌های دانه ریز و بی‌شکل، باقی مانده از مرحله دگرگونی اوج در مرمهرهای دولومیتی است. فرمول ساختمانی الیون بر اساس ۳ کاتیون و ۴ اکسیژن محاسبه شده است. ترکیب نمونه‌های تجزیه شده به صورت نسبتاً یکنواخت $Mg_{1.61-1.68}Fe_{0.37-0.38}$ است. ترکیب الیون در نمودار شکل ۶ در نزدیکی راس Mg واقع می‌شود. عدد منیزیوم $Mg\# = [Mg/(Mg+Fe)]$ در الیون‌های تجزیه شده بالاست (0.81-0.82).

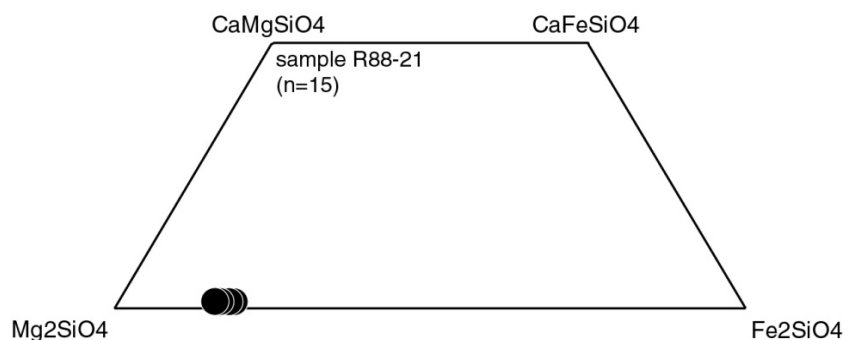
(پ) ترمولیت (\pm) اپیدوت مرمر: برونزد این سنگ‌ها در جنوب روستای بنفشه دره سی مشاهده می‌شود (شکل ۲). کلسیت/دولومیت بیشتر از ۸۹٪ حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. ترمولیت (۵-۹٪) و پلاژیوکلاز (۴-۸٪) از دیگر کانی‌های مهم در پاراژنز سنگ هستند. در برخی از نمونه‌ها اپیدوت در اندازه ۰/۳ میلی‌متر تا ۰/۵ میلی‌متر حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. تیتانیت و کوارتز در مقادیر فرعی هستند (شکل ۴-f). اندازه کانی‌های کلسیت/دولومیت تا ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. آمفیبول با چند رنگی سبز در برخی از نمونه‌ها حضور دارد. زوئیزیت در اندازه ۰/۲ میلی‌متر در نمونه RA15-c مشاهده می‌شود. بیوتیت ثانویه حاصل دگرسانی هورنبلند است. بافت گرانوبلاستیک دانه ریز تا دانه متوسط بافت اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. مجموعه کانی‌های زوئیزیت و هورنبلند همزیست با کوارتز در برخی از نمونه‌ها احتمالاً حاصل تجزیه پیروکسن هستند.

شیمی کانی‌ها

در این قسمت شیمی کانی‌های اوج دگرگونی در مرمهرهای دولومیتی الیون‌دار بررسی می‌شود. هدف از مطالعه شیمی کانی‌های دگرگونی، تعیین ترکیب شیمی کانی‌ها در مرمهرهای الیون‌دار و بررسی شرایط P-T تشکیل این سنگ‌ها در منطقه مورد مطالعه است.

دولومیت:

دولومیت اصلی‌ترین فاز کربنات در مرمهرهای دولومیتی الیون‌دار منطقه مورد مطالعه است. فرمول دولومیت بر اساس دو کاتیون و یک اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۲). ترکیب محاسبه شده دولومیت به صورت $Ca (Mg_{0.84-0.92}Fe_{0.08-0.16}) CO_3$ است. مقدار Mn در دولومیت کم (۰/۲۹-۰/۱۹ درصد



شکل ۶- ترکیب شیمی کانی‌های الیون در مرمهای دولومیتی

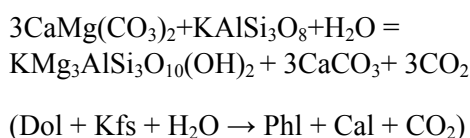
جدول ۲- مینرال شیمی کانی‌های کلسیت و دولومیت در مرمهای تکاب

Mineral Type	Dol-1	Dol-2	Dol-3	Dol-4	Dol-5	Dol-6	Dol-7	Dol-8	Cal-1	Cal-2	Cal-3
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.09	0.08
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.03	2.38	2.73	2.52	5.81	2.83	2.20	1.90	0.64	0.60	0.70
MnO	0.20	0.18	0.19	0.19	0.22	0.20	0.24	0.29	0.43	0.45	0.40
MgO	21.05	20.86	20.48	20.76	18.00	20.36	20.52	20.80	0.02	0.02	0.30
CaO	31.43	32.30	32.40	32.29	30.09	31.70	31.85	32.03	8.20	58.17	57.95
Na ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	55.73	55.85	55.81	54.13	55.14	54.80	55.04	54.74	59.60	59.57	59.43
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.06	0.07	0.06	0.15	0.07	0.06	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Mg	0.92	0.90	0.91	0.84	0.91	0.92	0.92	0.94	0.02	0.02	0.02
Ca	1.02	1.03	1.02	1.01	1.02	1.02	1.02	1.02	1.94	1.94	1.92
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

جدول ۳- ترکیب شیمی الیون در مرمهای دولومیتی تکاب

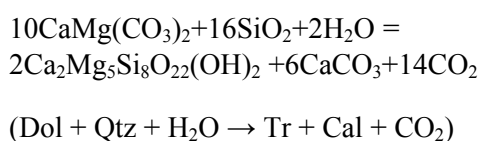
Sample No.	Ol-1	Ol-2	Ol-3	Ol-4	Ol-5	Ol-6	Ol-7	Ol-8	Ol-9	Ol-10	Ol-11	Ol-12	Ol-13	Ol-14
SiO ₂	38.39	38.44	37.10	37.91	38.46	37.53	37.76	38.40	37.72	38.30	37.70	38.15	38.37	39.05
TiO ₂	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
FeO	17.55	17.28	17.15	17.29	17.21	17.10	17.06	17.25	17.26	17.09	17.10	17.62	17.39	17.52
MnO	0.37	0.35	0.37	0.35	0.35	0.35	0.36	0.36	0.37	0.39	0.36	0.37	0.37	0.35
MgO	42.62	43.13	43.02	42.96	43.21	42.93	43.05	42.78	42.89	43.15	43.16	42.52	42.29	42.43
CaO	0.01	0.06	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00
Total	98.97	99.28	97.68	98.50	99.24	97.92	98.24	98.81	98.26	98.98	98.33	98.68	98.47	99.39
Formula	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)	4 (O)
Si	0.99	0.97	0.98	0.99	0.98	0.98	0.99	0.98	0.98	0.98	0.99	0.99	1.00	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺⁺	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.38	0.38	0.37	0.38
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.65	1.68	1.66	1.65	1.67	1.66	1.64	1.66	1.65	1.68	1.64	1.63	1.62	1.64
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.01	3.03	3.02	3.01	3.02	3.02	3.01	3.02	3.02	3.02	3.01	3.01	3.00	3.01

واکنشی که پتاسیم فلدسپار را مصرف می کند و فلوگوپیت (بیوتیت) را جایگزین آن می کند، عبارت است از:



پتاسیم مورد نیاز همچنین، می تواند از سیال گرمابی به شکل کمپلکس مناسب نیز تامین شود. با افزایش بیشتر دما، ترمولیت نیز به صورت همزیست با فلوگوپیت در مرمهرهای دولومیتی مورد مطالعه ظاهر شده است. مجموعه کانی های دگرگونی در این سنگ ها به صورت Dol+Cal+Tr+Phl است.

واکنش تشکیل ترمولیت پیش رونده عبارت است از:



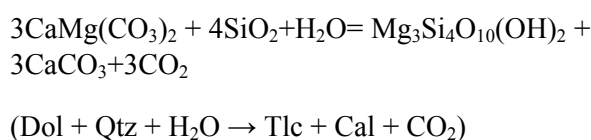
مرمهرهای ترمولیت دار مشخصه رخساره آمفیبولیت تحتانی تا میانی هستند (Bucher and Frey, 1994). فلوگوپیت در سنگ های حاوی Dol و Cal اضافی تا درجات بسیار بالا پایدار باقی می ماند (Bucher and Frey, 1994).

حضور جزئی ناخالصی های سدیم در مرمهرهای دولومیتی تکاب، روابط فازی مرمهرهای دولومیتی آلومنیوم دار را پیچیده کرده است. با افزایش دما، ترمولیت ناپایدار شده و آمفیبول پارگازیتی در این سنگ ها ظاهر شده است. واکنش تبدالی ترمولیت-پارگازیت به صورت $\square\text{Mg}_2\text{Si}=\text{Na}_3\text{Al}$ (□ سایت خالی) است. واکنش تبدالی فوق در دماهای بالا باعث تشکیل آمفیبول های پارگازیتی در مجموعه کانی های دگرگونی مرمهرهای دولومیتی تکاب شده است. در نتیجه، حد فوقانی دمای پایداری آمفیبول در مرمهرهای دولومیتی

بررسی فرایندهای دگرگونی پیش رونده در مرمهرهای دولومیتی تکاب

مرمهرهای حاوی دولومیت شاخص های مفیدی برای درجه دگرگونی هستند، زیرا در آن ها مجموعه ای از سیلیکات های کلسیم-منیزیوم، مانند: ترمولیت، کلینوپیروکسن و الیوین در شرایط فشار و حرارت معمول در دگرگونی تشکیل می شود. مرمهرهای ناخالص، علاوه بر کانی های کربنات، کوارتز و سیلیکات های کلسیم-منیزیوم می توانند دارای فازهایی نظیر میکا، فلدسپار، گارنت و غیره باشند. تالک در مقادیر کم، کانی شاخص مرمهرهای غنی از کوارتز در شرایط دگرگونی رخساره شیبست سبز است (Dol+Cal+Qtz+Tlc).

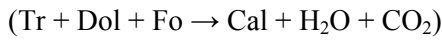
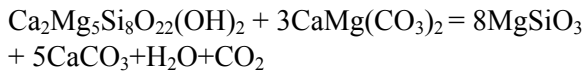
واکنش تشکیل تالک در مرمهرهای درجه دگرگونی پایین به این صورت است:



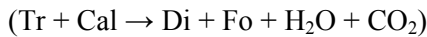
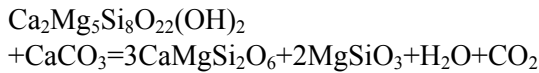
دولومیت های رسوبی که ناخالصی پتاسیم به صورت پتاسیم فلدسپار درجازا (autogenic) دارند، تالک در درجه دگرگونی های پایین این سنگ ها تشکیل نخواهد شد (Bucher and Frey, 1994).

مجموعه کانی ها در مرمهرهای دولومیتی درجه پایین کمپلکس دگرگونی تکاب که دارای پتاسیم فلدسپار در سنگ اولیه دولومیت های رسوبی است، به صورت Dol+Cal+Qtz+Kfs است.

فلدسپار پتاسیم اولین کانی ای است که در طی دگرگونی پیش رونده از مجموعه کانی شناسی مرمهرها حذف شده و فلوگوپیت ظاهر شده است. مجموعه کانی های دگرگونی در مرمهرهای منطقه تکاب با افزایش درجه دگرگونی به صورت Dol+Cal+Qtz+Phl است.



واکنش احتمالی ظهور فورستریت همزیست با دیوپسید در دماهای بالاتر به این صورت است:



جدول ۴ مجموعه کانی‌های دگرگونی و واکنش‌های دگرگونی پیش‌رونده در مرم‌های دولومیتی کمپلکس دگرگونی تکاب را نشان می‌دهد.

جدول ۴- مجموعه کانی‌ها و واکنش‌های دگرگونی پیش‌رونده در سنگ‌های آهکی دگرگون شده تکاب

نام سنگ	مجموعه کانی‌ها	واکنش‌های دگرگونی پیش‌رونده
ترمولیت- (±) اپیدوت مرمر	Dol/Cal+Qtz+Tr±Pl	Dol+Qtz+H ₂ O=Tr+Cal+CO ₂
فلوگوپیت- اپیدوت- (±) ترمولیت مرمر	Phl+Ep±Tr+Dol/Cal	Dol+Kfs+H ₂ O=Phl+Cal+CO ₂
مرم‌های الیون‌دار	Ol+Dol+Tr±Ts+Chl+Qtz±Pl	Tr+Dol=Fo+Cal+H ₂ O+CO ₂ Tr+Cal=Di+Fo+H ₂ O+CO ₂

بالا در رخساره گرانولیت (< ۸۰۰ °C) نسبت داده شده است (Moecher and Essene, 1990).

بر اساس ظهور الیون در زمینه گرانوبلاستیک مرم‌های دولومیتی فقیر از سیلیس، دمای بیش از ۸۰۰ °C در فشار ۸ کیلوبار (Bucher and Frey, 1994) برای تشکیل مرم‌های دولومیتی الیون‌دار تکاب پیشنهاد می‌شود.

در دماهای کمتر از ۸۰۰ °C فورستریت تن‌ها از طریق واکنش مرمر با یک فاز سیال غنی از آب با منشأ خارجی تشکیل می‌شود (Bucher and Frey, 1994) که در این حالت فورستریت در شکستگی‌ها یا مناطق برشی و به‌صورت رگه‌ای تشکیل می‌شود. فورستریت در مرم‌های دولومیتی مورد مطالعه در تعادل بافتی با کانی‌های دولومیت در زمینه گرانوبلاستیک بوده و پرکننده شکستگی‌ها نبوده و یا در ارتباط با مناطق برشی تشکیل نشده است.

تکاب در مقایسه با سیستم‌های ساده CMS-HC در مرم‌های خالص به دماهای بالاتری انتقال یافته است. فورستریت در سنگ‌های دولومیتی فقیر از سیلیس ظاهر می‌شود در حالیکه دیوپسید در سنگ‌های نسبتاً سیلیسی و یا سنگ‌های فقیر از دولومیت ظاهر می‌شود. تحت شرایط رخساره گرانولیت (دمای بیش از ۸۰۰ °C و فشار ۸ kbar یا دمای بیش از ۷۰۰ °C و فشار ۵، (Bucher and Frey, 1994) فورستریت در دولومیت مرم‌ها ظاهر می‌شود. واکنش ظهور فورستریت در مرم‌های دولومیتی به‌صورت زیر است:

دماسنجی و فشار سنجی مرم‌های دولومیتی الیون‌دار

محاسبه شرایط P-T دگرگونی پیش‌رونده بر اساس ژئوترموبارومترهای معمول به‌علت فقدان مجموعه کانی‌های مناسب در مرم‌ها بسیار مشکل است. مطمئن‌ترین راه تخمین فشار و حرارت دگرگونی پیش‌رونده در مرم‌ها، آن است که تاریخچه تحولی کلی ناحیه مورد مطالعه به تفصیل بررسی و مقایسه شود (برای مثال مقایسه با تحولات دگرگونی کالک‌سیلیکات‌ها، متابازیت‌ها و ...).

سنگ‌های اسکاپولیت-کلینوپیروکسن-گارنت کالک‌سیلیکات در کمپلکس دگرگونی تکاب در دمای حدود ۷۹۰ °C و فشار حدود ۸-۹ کیلوبار در رخساره گرانولیت دگرگون شده‌اند (Moazzen et al., 2009). تشکیل اسکاپولیت در سنگ‌های دگرگونی به دماهای

پیروکسن) و (c) سیمپلکتیت اسپینل و آمفیبول در اطراف پورفیروبلاست‌های گارنت.

- در گرانولیت‌های کالک‌سیلیکات کانی‌های اسکاپولیت، گارنت و کلینوپیروکسن بقایای کانی‌های اوج دگرگونی هستند.

- شرایط دما و فشار مرحله اوج دگرگونی در مرمرهای دولومیتی الیوین‌دار تکاب $T \geq 800^\circ\text{C}$ در فشار ۸ کیلو بار تعیین شده است که با شرایط دما و فشار به‌دست آمده برای تشکیل گرانولیت‌های کالک‌سیلیکات در کمپلکس دگرگونی تکاب در دمای ۷۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۹-۸ کیلو بار (Moazzen *et al.*, 2009) مطابقت دارد.

- مرمرهای دولومیتی تکاب تحت شرایط دگرگونی پس‌رونده و در طی بالا آمدگی سنگ‌ها به ترمولیت - (\pm) کلینوکلر مرمر دگرگون شده‌اند.

سپاسگزاری

از دکتر Giles Droop در دانشگاه منچستر انگلستان به خاطر تجزیه میکروپروب کانی‌ها و دکتر محسن مؤذن در دانشگاه تبریز، به خاطر راهنمایی‌های آنان و از داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، به خاطر ارائه نظرهای ارزنده برای ارتقای سطح علمی مقاله، صمیمانه سپاسگزاری و قدردانی می‌شود.

بنابراین، دما و فشار تخمین زده شده برای مرمرهای الیوین‌دار مورد مطالعه ($P=8 \text{ kbar}$, $T \geq 800^\circ\text{C}$) با دماهای به‌دست آمده برای گرانولیت‌های کالک‌سیلیکات کمپلکس تکاب $T \sim 790^\circ\text{C}$ در فشار $P=8-9 \text{ kbar}$ (Moazzen *et al.*, 2009) مطابقت دارد.

نتیجه‌گیری

- رخساره گرانولیت، بالاترین درجه دگرگونی در کمپلکس تکاب است که باعث تشکیل گرانولیت‌های متابازیک، گرانولیت‌های کالک‌سیلیکات و مرمرهای الیوین‌دار شده است. سنگ‌های متابازیک در درجه دگرگونی‌های بالا ذوب شده و میگماتیت‌های مافیک و توده‌های گرانیتوئیدی با منشأ ذوب‌بخشی در این ارتباط تشکیل شده‌اند (Hajialioghli *et al.*, 2011).

- دگرگونی پس‌رونده در طی بالا آمدگی سنگ‌های پوست‌های اتفاق افتاده است. بررسی بافت‌های واکنشی و مجموعه کانی‌های دگرگونی، مرحله انتقال از رخساره گرانولیت به رخساره آمفیبولیت را نشان می‌دهد. برخی از شواهد بافتی و کانی‌شناسی دگرگونی پس‌رونده در گرانولیت‌های متابازیک منطقه مورد مطالعه عبارتند از: (a) حضور روتیل به‌صورت اینکلوژن در گارنت؛ (b) سیمپلکتیت هورنبلند+پلاژیوکلاز در اطراف گارنت حاصل از شکست پورفیروبلاست‌های پیشین (کانی‌های

منابع

- باباخانی، ع. و. و قلمقاش، ج. (۱۳۷۱) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان. سازمان زمین‌شناسی ایران.
- حمدی، ب. (۱۳۷۴) رسوبات پرکامبرین-کامبرین در ایران. در: ع.، هوشمندزاده (مؤلف) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی ایران.
- نبوی، م. ح. (۱۳۵۵) مقدم‌های بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی ایران.
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304: 1-20.
- Brewer, T. S., Storey, C. D., Parrish, R. R., Temperley, S. and Windley, B. F. (2003) Grenvillian age exhumation of eclogites in the Glenelg-Attadale Inlier, NW Scotland. *Journal of Geological Society of London* 160: 565-574.

- Bucher K. and Frey M. (1994) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 6th edition. Springer-Verlag, Berlin.
- Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. and Moore, F. (2006) Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineral Deposita* 41: 1-16.
- Guo, J. H., O'Brien, P. J. and Zhai, M. G. (2002) High pressure granulites in the Sanggan area, North China craton: metamorphic evolution, P-T paths and geotectonic significance. *Journal of Metamorphic Geology* 20: 741-756.
- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G. T. R., Oberhänsli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A. and Ziemann, M. (2007) Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine* 71: 155-174.
- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Oberhänsli, R., Mocek, B. and Altenberger, U. (2011) Petrogenesis and tectonic evolution of metaluminous sub-alkaline granitoids from the Takab Complex, NW Iran. *Geological Magazine* 148 (2): 250-268.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Moazzen, M. and Hajialioghli, R. (2008) Zircon SHRIMP dating of mafic migmatites from NW Iran, Reporting the oldest rocks from the Iranian crust. 5th Annual Meeting AOGS, Busan, Korea SE62.
- Moazzen, M., Oberhänsli, R., Hajialioghli, R., Moller, A., Bousquet, R., Droop, G. and Jahangiri, A. (2009) Peak and post-peak P-T conditions and fluid composition for scapolite-clinopyroxene-garnet calc-silicate rocks from the Takab area, NW Iran. *European Journal of Mineralogy* 21: 149 - 162.
- Moecher, D. P. and Essene, E. J. (1990) Phase equilibria for calcic scapolite, and implications of variable Al-Si disorder for P-T, T-XCO₂ and a-X relations. *Journal of Petrology* 31: 997-1024.
- Nakano, N., Osanai, Y., Owada, M., Nam, T. N., Tsunogae, T., Toyoshima, T. and Binh, P. (2004) Decompression process of mafic granulite from eclogite to granulite facies under ultrahigh-temperature condition in the Kontum massif, central Vietnam. *Journal of Mineralogical and Petrological Science* 99: 242-256.
- O'Brien, P. J. and Rotzler, J. (2003) High-pressure granulites: Formation, Recovery of peak conditions, and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 65-80.
- O'Brien, P. J., Walte N. and Li, J. H. (2005) The petrology of two distinct Paleoproterozoic granulite types in the Hengshan Mts., North China craton, and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Science* 24: 615-627.
- Yardley, B. W. D. (1989) *Introduction to Metamorphic Petrology*. Harlow, Longman Group UK.
- Zhang, K. J. (1999) North and South China collision along the eastern and southern north China margins reply. *Tectonophysics* 312.

Granulite facies metamorphism of the olivine bearing dolomitic marbles in Takab area, NW Iran

Robab Hajjalioghli *

Department of Geology, Faculty of Natural Science, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The Takab metamorphic complex in the NW of Iran, is located between longitude 47°45' and 47°05' E and latitude 37°30' and 36°30' N. The Takab complex, with Neoproterozoic- Cambrian age, displays tectonic, lithological, stratigraphic and geochronological features (relative and isotopic dating) similar to those of the Central Iran Zone. Therefore, it is considered as a part of the Central Iran Zone with similar age (i.e. Neoproterozoic-Cambrian). The types of metamorphic rocks in the complex are gneiss, calc-silicate granulites, mafic granulites, migmatite, amphibolite, dolomitic marbles, pelitic schists, basic schists and serpentinized metaperidotites. The olivine-bearing marbles are derived by dolomitic marbles metamorphosed under granulite facies. Based on the appearance of olivine in paragenesis of the dolomitic marbles, the pressure and temperature of peak metamorphism is estimated at $T \geq 800$ °C and $P \sim 8$ kbar. The evidence for retrogression of the Ol-bearing dolomitic marbles is the presence of tremolite + dolomite assemblages after olivine. The infiltration of H₂O-enriched fluids during retrograde metamorphism led to the formation of H₂O-bearing minerals such as tremolite, zoisite and clinocllore as well as titanite in paragenesis of the dolomitic marbles

Key words: Dolomitic marbles, Olivine, Granulite facies, Takab metamorphic complex, NW Iran

* hajjalioghli@tarizu.ac.ir