

# پetroگرافی و بررسی ارتباط بین دگرشکلی و دگرگونی سنگ‌های رسی دگرگون کوه ارغون، غرب معدن سرب و روی انگوران، استان زنجان

عادل سرخوشی<sup>(۱\*)</sup>، محسن مؤذن<sup>۲</sup> و جواد ایزدیاری<sup>۳</sup>

۱. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ایران

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، ایران

۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۹۱/۵/۳

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۰/۱۱

## چکیده

منطقه مورد بررسی (غرب معدن سرب و روی انگوران در استان زنجان) از نظر ساختمانی در زون ایران مرکزی قرار دارد. در این منطقه سنگ‌های دگرگونی از نوع کلریت‌شیت، اپیدوت - آمفیبول‌شیت، گارنت-آمفیبول‌شیت، میکاشیت، مرمر، کوارتزیت و گابرو - دیوریت‌های دگرگون شده وجود دارند. در این مطالعه سنگ‌های رسی دگرگون به دلیل ترکیب مناسب و ظهور کانی‌ها و ثبت فازهای دگرشکلی بیشتر مورد بررسی قرار گرفته است. با مطالعات پتروگرافی روی متاپلیت‌ها سه گروه سنگی شامل، بیوتیت شیت‌ها، گارنت‌شیت‌ها و موسکویت‌شیت‌ها مشخص شد. تحولات دگرگونی پسرونده تحت شرایط کاهش فشار و دما در طی بالآمدگی سنگ‌های دگرگونی در شیت‌های رسی کوه ارغون مشهود است. مهمترین دگرشکلی در ایجاد پتروفابریک سنگ‌های منطقه به صورت خاموشی موجی، کشیدگی کانی‌ها، سایه‌فشاری، جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها و سایر ویژگی‌ها دیده می‌شود. با مطالعات پتروگرافی و با توجه به ارتباط بین ساختارها و ارتباط پورفایروبلست‌ها با زمینه (ریز ساخت‌ها)، سه فاز دگرشکلی در منطقه تعیین شد که فاز دگرشکلی دوم می‌باشد که برگوارگی اصلی منطقه را به وجود آورده است و فاز دگرشکلی سوم است که با دگرگونی همراه نبوده است. با اولین فاز دگرشکلی  $D_1$ ، دگرگونی  $M_1$  اتفاق افتاده است که باعث تبلور کانی‌های کلریت، موسکویت، کوارتز، بیوتیت و گارنت شده است. دگرگونی  $M_2$ ، هم‌زمان با دگرشکلی  $D_2$  به صورت پیش‌رونده صورت گرفته است. مجموعه کانی‌شناسی  $M_2$  شامل بیوتیت، موسکویت، کوارتز و گارنت می‌باشد. طی فاز ضعیف دگرشکلی  $D_3$  کلریت با جهت یافتگی غیر واضح در سنگ‌ها تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: دگرشکلی و دگرگونی، سنگ‌های رسی دگرگون، پتروفابریک، کوه ارغون، انگوران.

## مقدمه

(Passchier and Trouw, 1996; Best, 2003; Timms, 2003).

در حجمی از سنگ که اثرات دگرگونی و دگرشکلی را در بر می‌گیرد تغییراتی در کانی‌شناسی، بافت و ساخت به وجود می‌آید که به کمک این تغییرات می‌توان به تاریخچه تشکیل سنگ و تکنونیک منطقه پی برد. در این بین رابطه میان پورفایروبلست‌ها و زمینه

در حوادث پیچیده کوهزایی بیشتر سنگ‌های دگرگونی بیش از یک مرحله دگرگونی و دگرشکلی را نشان می‌دهند. با بررسی دقیق پتروگرافی می‌توان از ارتباط بین رویدادهای دگرگونی و دگرشکلی درک درستی داشت (Vernon, 1994; Barker, 1990).

\* نویسنده مرتبط asarkhoshi@gmail.com

سه مرحله دگرشکلی اتفاق افتاده است و مجموعه متنوعی از فابریک‌های ساختاری در سنگ‌ها ایجاد شده است. در این تحقیق، با برداشت نمونه‌های جهت‌یافته و مطالعه شواهد پتروفابریک آن‌ها در مقاطع میکروسکوپی، مراحل دگرشکلی و ارتباط آن‌ها با مراحل دگرگونی‌های موجود در منطقه بررسی شده است.

### زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از جنوب شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰:۱ تکاب - تخت سلیمان است که بین طول‌های جغرافیایی  $22^{\circ}47'44''$  و  $19^{\circ}47'14''$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $37^{\circ}33'03''$  و  $37^{\circ}33'54''$  شمالی واقع می‌باشد (شکل ۱). این منطقه در زون ایران مرکزی قرار گرفته است (Berian and King, 1982). منطقه جنوب غرب ماه‌نشان دارای ترکیب متنوعی از سنگ‌های گرانولیت، متابازیت، آمفیبولیت‌ها، گنیس‌ها، میگماتیت‌ها و سنگ‌های متاولترامافیک، میکاشیست‌ها و سنگ‌های جهت‌یافته و گرانیتوئیدها است (Hajalioghli et al., 2009; Moazzen et al., 2007). مهمترین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه عبارتند از تناوبی از گنیس، مرمر و آمفیبولیت که با ضخامت‌های متفاوت بروزند دارند. سن دقیق این واحد سنگی مشخص نیست ولی با توجه به روابط چینه‌ای در نقشه‌های زمین‌شناسی ماه‌نشان و تخت سلیمان، سن قبل از کامبرین برای آن‌ها در نظر گرفته شده است (شکل ۱). سنگ‌های وابسته به این واحد، بروزند گسترده آهک‌های قدیمی موسوم به آهک جان‌گوتاران است که ارتفاعات بلندی را در جنوب منطقه ایجاد کرده است. سنگ‌های بازیک و الترابازیک که بعضاً دارای MgO بالایی هستند و توسط Hajalioghli و همکاران (۲۰۰۷) به‌عنوان کوماتیت‌های دگرگون معرفی شده‌اند در منطقه بروزند دارند. قسمت فوقانی این واحد سنگی دگرگون، تناوبی از میکاشیست‌های گارنت‌دار و کوارتزیت است. هر چند تمامی سنگ‌های دگرگونی این منطقه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، عمده مطالب مقاله حاضر به بررسی فازهای دگرگونی و دگرشکلی در سنگ‌های رسی دگرگون اختصاص دارد. سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دوران سوم و رسوبات دوران چهارم سنگ‌های دگرگونی را می‌پوشانند.

### پتروگرافی شیست‌های رسی

بیشترین گسترش سنگ‌های رسی دگرگون در شمال منطقه و به‌صورت میان‌لایه در دیگر قسمت‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۲ a). سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری و قهوه‌ای با گارنت‌های نسبتاً درشت دیده می‌شوند (شکل ۲ b). مشخص‌ترین ساخت آن‌ها شیستوزیته است. در برخی نمونه‌ها ساختارهای برشی ناشی از فازهای تکتونیکی دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها معمولاً لپیدوگرانولاستی می‌باشد که در آن میکاها (عمدتاً بیوتیت و موسکویت) بافت لپیدوبلاستی و کوارتز و گارنت بافت گرانولاستی را به‌وجود آورده‌اند. مجموع کانی‌های

سنگ اهمیت ویژه‌ای دارد (Spry, 1969; Barker, 1990). الگوی دربرداری‌های درون پرفیروبلاست‌ها طی رشد کانی می‌تواند روابطی را به‌وجود آورد که می‌توان از روی آن‌ها به سرگذشت دگرشکلی پی برد (Bell and Johnson, 1989). احتمالاً سنگ‌های رسی دگرگون شناخته‌شده‌ترین خانواده سنگ‌های دگرگونی هستند (Bucher and Grapes, 2011) در بسیاری از نواحی دگرگونی، کانی‌های شاخص موجود در سنگ‌های رسی دگرگون، توزیع فضایی منظمی را نشان می‌دهند که می‌تواند به‌راحتی با شدت دگرگونی مرتبط باشد (Yardley, 1989). زون‌های کانی‌ها و روابط فازی موجود در سنگ‌های رسی دگرگون، اغلب می‌دهد که شدت و ماهیت دگرگونی در ناحیه‌ای معین در مقیاس‌های مختلف به تفصیل مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرد. به‌علاوه سنگ‌های رسی دگرگون به علت داشتن کانی‌های میکایی، فازهای دگرشکلی مرتبط با دگرگونی را به‌خوبی در خود حفظ می‌کنند که با مطالعه آن‌ها می‌توان به سرگذشت دگرشکلی و دگرگونی و در نتیجه، تاریخچه ژئودینامیکی یک منطقه پی برد. ترکیب دگرگونی و دگرشکلی با ایجاد ساخت‌های سنگی خاص می‌تواند به‌عنوان ابزار کارآمدی برای شرح تاریخچه زمین‌شناسی به‌شمار آید. هندسه چین‌ها، الگوی تداخلی و سبک آن‌ها نیز در چنین تحلیل‌هایی سودمند است. با توجه به این‌که در یک سرزمین دگرگونی ممکن است کانی‌های مختلف دگرگونی قبل، هم‌زمان و یا بعد از دگرشکلی تشکیل شوند، برای درک تاریخچه دگرگونی و دگرشکلی و در نهایت شناسایی رخداد‌های تکتونیکی هر منطقه، بررسی دقیق ارتباط بین تبلور کانی‌ها و توسعه دگرشکلی‌ها مهم است. این مسئله بخصوص در ترسیم نمودارهای P-T یا P-T-t که به ترتیب معرف چگونگی تحولات فشار - دما در طول زمان یا در حین دگرشکلی هستند حائز اهمیت است (Marshak and Mitra, 1998). اصولاً تغییر شکل سنگ‌ها و کانی‌ها در محدوده مطالعات زمین‌شناسی ساختمانی و ژئوفیریک قرار دارد ولی در دگرگونی ناحیه‌ای نیز از اهمیت خاصی برخوردار است. مطالعات مزبور کمک زیادی به فهم تأثیر تغییر شکل بر واکنش‌ها و فابریک‌های دگرگونی می‌کند (Yardley, 1989). مهم‌ترین هدف‌های مطالعه دگرشکلی در سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه به قرار زیر است.

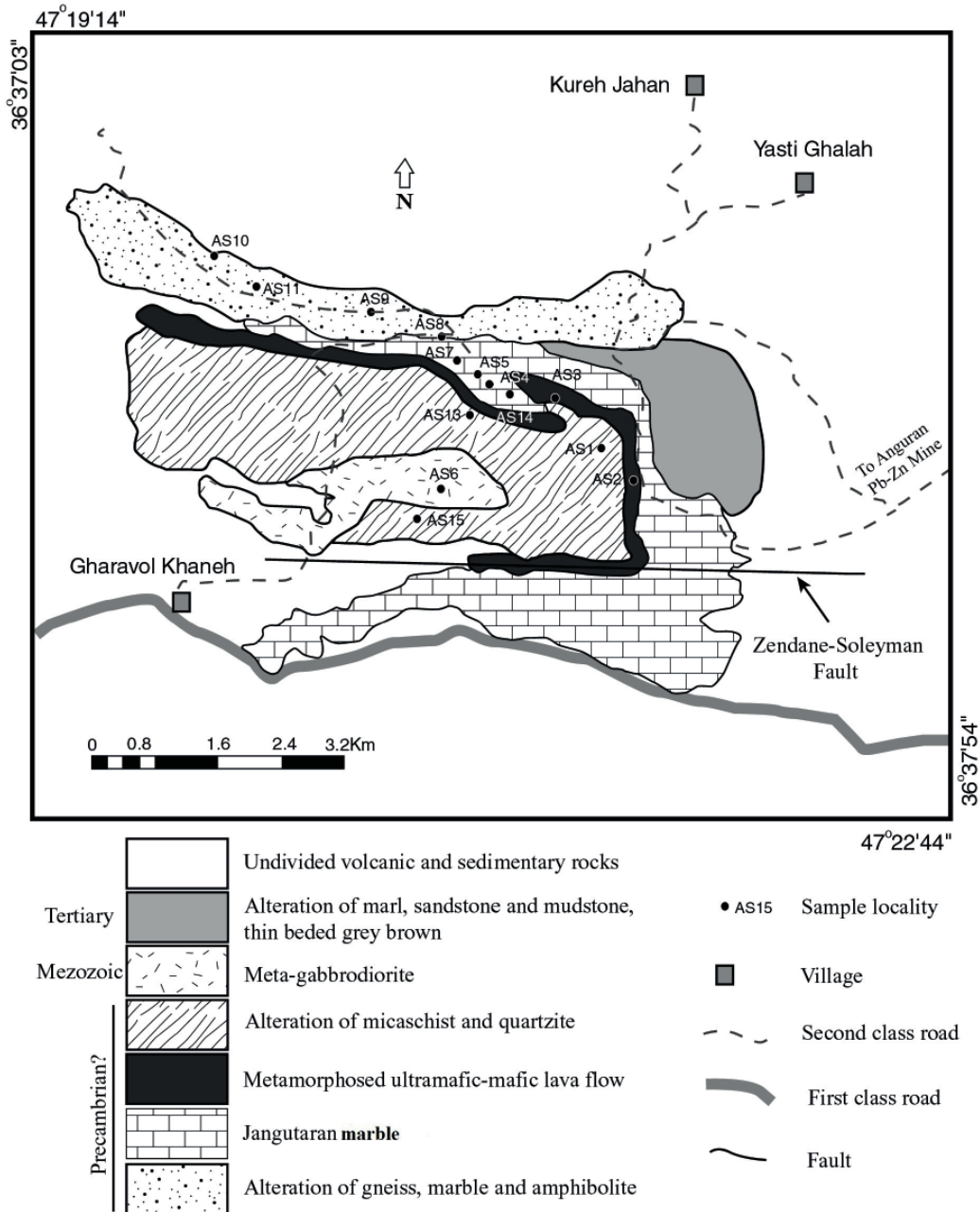
الف- تشخیص فازهای تکتونیکی توسط دگرشکلی‌های ایجاد شده مانند شیستوزیته و ارتباط آن با پورفیروبلاست.

ب- تشخیص انواع دگرگونی با توجه به زمان تبلور کانی‌ها نسبت به فازهای دگرگونی و یا به عبارتی ارتباط دگرشکلی با دگرگونی.

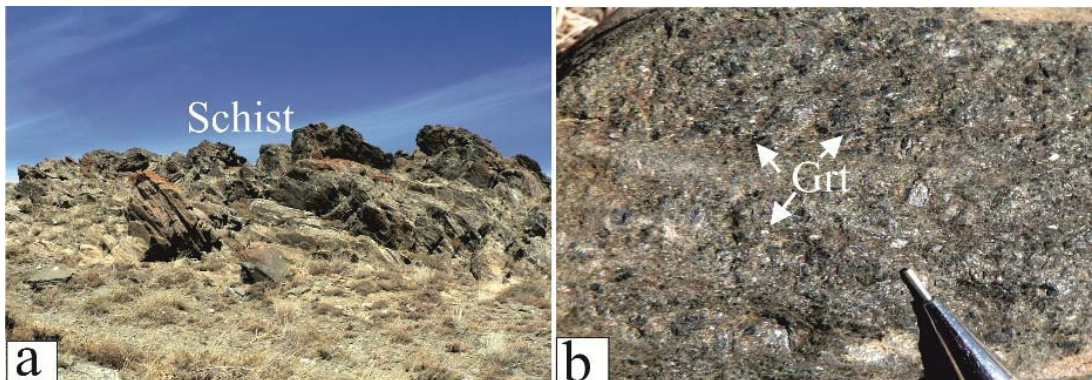
ج- تشخیص چین‌های ایجاد شده بر اثر دگرشکلی و ارتباط آن با ساختارهای عمومی منطقه.

د- شرایط تشکیل سنگ و ارتباط آن با توده نفوذی موجود در منطقه.

در منطقه جنوب غرب ماه‌نشان، غرب معدن سرب و روی انگوران و در محل کوه ارغون در سنگ‌های دگرگون رسی،



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه همراه با محل نمونه‌ها (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان سازمان زمین‌شناسی کشور).



شکل ۲. (a) نمایی از شیست‌های منطقه (دید به سمت شمال). (b) دانه‌های نسبتاً درشت گارنت (Grt) در نمونه صحرایی.

جدول ۱. مجموع کانی‌های موجود در سنگ‌های رسی دگرگون منطقه مورد مطالعه. (علائم اختصاری از (Kretz (1983).

Sample No	GR	Chl	Bt	Ms	Qtz	Fs	Grt	Cal	Amp	Pl	Ep	Zrc	Ore	Ap
AS-6A	N36°38'41" E47°22'06"	*	*	*	*							0	0	
AS-10	N36°39'22" E47°19'37"		*	*	*	*							0	
AS-7	N36°38'51" E47°21'46"		*	*	*			0		0		0	0	0
AS-11D	N36°39'36" E47°19'09"		*	*	*	*	*							
As-11E	N36°39'36" E47°19'09"	*	*	*	*	*	*						0	
AS-11C	N36°39'36" E47°19'09"		*	*	*	*	*							
AS-11B	N36°39'36" E47°19'09"	*	*	*	*	*	*			0			0	
AS-15	N36°37'29" E47°21'27"	*		*	*	*		0	0		0		0	

\* = Major phase 0=Minor phase

از هر دو نوع متقارن و نامتقارن است. در بعضی موارد به علت عملکرد دگرگونی برگشتی، گارنت‌ها تجزیه شده‌اند و در حاشیه و شکستگی‌ها توسط بیوتیت، کلریت و اکسید آهن جایگزین شده‌اند. این گارنت‌ها دارای شکستگی‌های موازی می‌باشند که به احتمال زیاد شکستگی‌ها حاصل بالآمدگی و رهایی از فشار می‌باشند (شکل ۳ c). شکستگی‌های مشابه در سنگ‌ها نیز دیده می‌شوند (شکل ۳ d). در بعضی موارد گارنت به صورت ایدیوبلاست و ریزدانه دیده می‌شود (شکل ۳ e). بلورهای کوارتز و کشیده با دانه‌های بزرگ فلدسپار با دربردارای‌های، کوارتز و مسکویت بر خلاف مسکویت‌های زمینه جهت گیری کرده‌اند که نشان‌دهنده‌ی دو فاز دگرشکلی S1 و S2 است (شکل ۳ f). در بعضی قسمت‌ها اطراف پورفیربلاست‌ها سایه فشاری دیده می‌شود که نشان دهنده تشکیل پورفیربلاست‌ها قبل از دگرشکلی اصلی می‌باشد. کوارتزها در این قسمت خاموشی موجهی نشان می‌دهند (شکل ۳ g).

### موسکویت شیست‌ها

این سنگ‌ها دارای بلورهای ریز فلدسپار، کواتز، مسکویت و کلریت می‌باشند. بافت موجود در این شیست‌ها گرانولپیدوبلاستی است. این سنگ دارای فلدسپارهایی با دربردارای‌های مسکویت هستند. بلورهای مسکویت تحت تاثیر فاز دگرشکلی غالب در منطقه به صورت کشیده و با محور C عمود بر حداکثر تنش وارده متبلور شده است (شکل ۳ h). پاراژنهای اصلی موجود در سنگ‌های رسی دگرگون مطالعه شده عبارتند از:

- [۱] Chl+Bt+Ms+Qtz
- [۲] Chl+Bt+Qtz
- [۳] Bt+Ms+Qtz
- [۴] Chl+Bt+Ms+Qtz+Grt
- [۵] Bt+Ms+Qtz +Grt
- [۶] Chl+Ms+Qtz

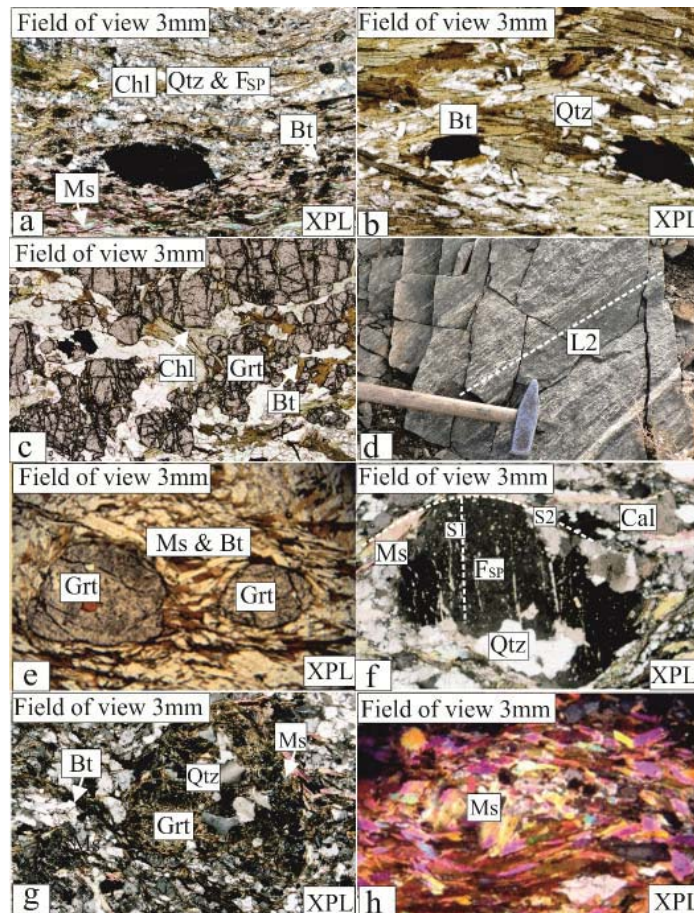
اصولی و فرعی موجود در سنگ‌های متاپلیتی کوه ارغون در جدول ۱ آورده شده است. اکثر کانی‌ها اثرات ناشی از تکتونیک، مانند خاموشی موجهی، تجدید تبلور و کشیدگی در بلورهای کوارتز و ماکل‌های حاصل از دگرشکلی در پلاژیوکلازها را نشان می‌دهند. گارنت‌ها و فلدسپارها معمولاً حاوی دربردارای‌های از کوارتز و میکا می‌باشند و بعضی از آن‌ها دو مرحله رشد را به خوبی نشان می‌دهند.

### بیوتیت شیست‌ها

رنگ این شیست‌ها در نمونه دستی خاکستری می‌باشد. این شیست‌ها دارای بافت گرانوبلاستی، لپیدوبلاستی، پورفیروبلاستی و پوئی کیلوبلاستی می‌باشند. کوارتز و فلدسپار در بین لایه‌های مسکویت و بیوتیت قرار گرفته‌اند. در بعضی نمونه‌ها مرز زیگراگ کوارتز با کانی‌های کلریت و مسکویت و همچنین کوارتزهای سایه فشاری به وجود آمده است که نشان‌دهنده رشد پورفیروبلاست‌ها در فشار بالا می‌باشد. بافت چشمی از دیگر ویژگی‌های برخی نمونه‌ها است که نشان‌دهنده اعمال فشار بر روی این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۳ a). بیوتیت‌شیست‌های مطالعه شده دارای بیوتیت‌های کشیده و مقادیری مسکویت‌های کشیده و بافت لپیدوگرانوبلاستی هستند (شکل ۳ b). جهت گیری کانی‌های مسکویت و بیوتیت شیستوزیته سنگ را ایجاد کرده‌اند.

### گارنت شیست‌ها

این شیست‌ها دارای بافت گرانوبلاستیکی، پورفیروبلاستیکی، پوئی کیلوبلاستیکی و لپیدوبلاستیکی بوده و دارای برگوارگی واضح با بلورهای گارنت هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها عبارت است از گارنت، میکا و کوارتز که تشکیل دهنده برگوارگی سنگ هستند. از جمله کانی‌های فرعی می‌توان به پلاژیوکلاز و اکسید آهن اشاره نمود. اغلب گارنت‌ها پوئی کیلوبلاستی بوده و اغلب دارای دربردارای‌های فراوان از کوارتز و مسکویت هستند. دربردارای‌های کوارتز معمولاً کشیدگی داشته و برگوارگی درونی گارنت را می‌سازند. برخی گارنت‌ها دارای سایه فشاری هستند که



شکل ۳. (a) نمونه شیست با بافت چشمی که نشان‌دهنده اعمال فشار بر این سنگ‌ها بوده است. (b) بیوتیت‌شیست با بیوتیت‌های کشیده که در اثر فاز دگرشکلی غالب به صورت کشیده قرار گرفته‌اند. (c) بلورهای گارنت با شکستگی موازی و در حال تجزیه به بیوتیت و کلریت که نشان‌دهنده پسرودگی دگرگونی است. (d) شکستگی‌های حاصل از رهایی سنگ. (e) گارنت‌های ایدیوبلاست و ریزبلور که نشان‌دهنده رشد بعد از دگرشکلی است. (f) آثار  $S_1$  درون پرفیروبلاست‌های فلدسپار. (g) گارنت‌شیست همراه با کوارتزهای دارای خاموشی موجی (h) مسکویت‌شیست با مسکویت‌های کشیده و جهت‌یافته که طی فاز دگرشکلی دوم بدین صورت قرار گرفته‌اند.

غالب  $S_2$  در شیست‌ها دیده می‌شود (شکل ۳ f). در اثر تفریق در شیست‌ها، لایه‌های کوارتزی جدا شده و به صورت متناوب با لایه‌های غنی از میکا قرار گرفته‌اند که در طی دگرشکلی‌های بعدی چین‌خورده‌اند (شکل ۳ b). در مقیاس میکروسکوپی برگوارگی نسل اول را می‌توان به صورت زاویه‌دار با شیستوزیته خارجی و دربردارایی‌هایی از کوارتز و میکا در پرفیروبلاست‌های گارنت و فلدسپار مشاهده کرد (شکل ۳ f).

### دگرگونی اول ( $M_1$ )

هم‌زمان با اولین فاز دگرشکلی ( $D_1$ ) دگرگونی  $M_1$  اتفاق افتاده است که باعث تبلور کانی‌های کلریت، مسکویت، کوارتز، بیوتیت و گارنت شده است.

### دگرشکلی دوم ( $D_2$ )

$S_2$  برگوارگی غالب در منطقه می‌باشد که در بیشتر واحدهای سنگی مشاهده می‌گردد. این دگرشکلی بیشترین اثر را در منطقه گذاشته است، به طوری که دگرشکلی غالب منطقه محسوب

### شواهد وجود دگرشکلی‌های مختلف دگرشکلی اول ( $D_1$ )

قدیمی‌ترین دگرشکلی در منطقه می‌باشد که آثار آن به صورت شیستوزیته  $S_1$  دیده می‌شود. در واقع شدت دگرشکلی  $D_2$  در حدی بوده است که شواهد چین‌خوردگی قبلی را از بین برده است. به عبارت دیگر دگرشکلی  $D_2$  موجب چین‌خوردگی در مقیاس ماکروسکوپی، مزوسکوپی و میکروسکوپی نسل قدیمی‌تر  $S_1$  شده است. اولین مرحله دگرشکلی موجب دگرگون شدن رسوبات و سنگ‌های اولیه، تشکیل برگوارگی و چین‌های نسل اول شده است. با توجه به کانی‌های دگرگونی تشکیل شده در این مرحله، درجه دگرگونی در حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بوده است. آثار دگرگونی به صورت لایه‌بندی تفریقی، تجدید تبلور و رشد کانی‌های گارنت، میکا و فلدسپارها دیده می‌شود. همچنین در بعضی مقاطع که لایه‌های با ترکیب متفاوت دیده می‌شود، مرز بین دو لایه دارای ترکیب متفاوت به احتمال زیاد نشان‌دهنده لایه‌بندی اولیه می‌باشد (شکل ۳ a). ریزچین‌ها در منطقه  $S_1$  را نشان می‌دهند. وجود آثار  $S_1$  در درون شیستوزیته

به وجود آمده است. این دگر شکلی همزمان با دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه بوده که شیل‌های منطقه را تا درجه پایین شیب سبز دگرگون کرده است (شکل ۴ d). چین‌های نسل دوم ( $F_2$ ) دارای چین‌های پارازیتی در قسمت لولا و یال‌های خود هستند و نیز دارای چین‌های روده‌ای هستند (شکل ۴ e, f). دگرشکلی دوم ( $D_2$ ) دگرشکلی مهم و غالب منطقه است و با چین‌های بسته  $F_2$  که حاصل از چین خوردن  $S_0$  و  $S_1$  است مشخص می‌شود. بر گوارگی  $S_2$  به صورت شیستوزیته پیوسته و شیستوزیته فاصله‌دار دیده می‌شود.

مرحله سوم دگرشکلی با تشکیل چین‌های بسته تا باز نسل سوم در منطقه نمایان است که چین‌های نسل قبل را دچار چین خوردگی نموده‌اند (شکل ۴ e, f). این چین‌ها اغلب قائم می‌باشند و محور آن‌ها تقریباً افقی یا با میل کم است. چین‌های جناغی به احتمال زیاد در اثر فاز دگرشکلی سوم در منطقه به وجود آمده است دگرشکلی سوم در منطقه ( $D_3$ ) به وسیله چین خوردن  $S_2$  مشخص می‌شود (شکل ۴ g).

شناسایی دگرشکلی‌ها و بررسی دقیق رابطه بین دگرشکلی‌ها و مراحل دگرگونی نقش مهمی در فهم صحیح مسیرهای P-T- $t$  سنگ‌های دگرگونی دارد و می‌تواند کمک شایانی به فهم و بازسازی تاریخچه تکتونیکی در منطقه داشته باشد. لذا در اینجا به بیان ارتباط بین تبلور کانی‌ها و دگر شکلی‌ها پرداخته می‌شود. با توجه به شواهد دگرشکلی و پاراژنز کانی‌ها دو مرحله دگرگونی  $M_1$  و  $M_2$  و سه مرحله دگرشکلی  $D_1$ ،  $D_2$  و  $D_3$  در شیست‌های رسی منطقه قابل تشخیص است. شکل ۵ نمودار ارتباط زمانی تشکیل کانی‌ها با فازهای دگرشکلی اصلی را نشان می‌دهد. شواهد ماکروسکپی و مزوسکپی مرحله دگرشکلی  $D_1$  به علت شدت تأثیر دگرشکلی  $D_2$  در بیشتر قسمت‌های منطقه از بین رفته است. اما در مطالعات میکروسکپی شواهدی از آن به صورت دربرداری‌هایی درون پورفایروبلست‌های گارنت و فلدسپار وجود دارد. مرحله دگرشکلی  $D_2$  که فاز دگرشکلی اصلی در منطقه است و موجب تشکیل شیستوزیته اصلی در منطقه شده است بر روی ترکیب شیمیایی کانی‌ها نیز تا حدودی تأثیر گذاشته است به گونه‌ای که کانی‌هایی مانند کلریت طی این دگرشکلی حذف شده‌اند. دگرشکلی  $D_3$  که موجب ایجاد ریزچین بر روی شیستوزیته  $D_2$  شده است تغییری در پاراژنز و ترکیب شیمیایی کانی‌ها ایجاد نکرده است، لذا به عنوان یک فاز دگرگونی در نظر گرفته نمی‌شود.

### ریزساخت‌ها

مهمترین ویژگی‌های حاصل از دگرشکلی در سنگ‌های منطقه شامل خاموشی موجی، کشیدگی کانی‌ها، سایه‌فشاری، جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها و میلونیتی شدن است.  
**خاموشی موجی:** بر اثر وارد شدن استرس به کانی‌هایی مانند کوارتز شبکه بلور تحت تأثیر قرار گرفته و از خود خاموشی

می‌شود. و باعث چین خوردگی و تشکیل برگوارگی‌ها در این ناحیه شده است. این دگرشکلی باعث به وجود آمدن چین‌هایی به صورت یال موازی و بسته با سطح محوری خوابیده تا میل و محور افقی به همراه برگوارگی نسل دوم  $S_2$  به صورت برگوارگی موازی سطح محوری شکل گرفته‌اند و بیشتر در شیست‌های منطقه قابل مشاهده هستند. این چین خوردگی با ایجاد شیستوزیته به موازات سطح محوری چین‌ها، شیستوزیته اصلی منطقه را به وجود آورده است. این برگوارگی در میکاشیست‌ها را می‌توان به صورت برگوارگی فاصله‌دار، شامل تناوبی از کانی‌های میکا، کوارتز و برگوارگی پیوسته شامل کانی‌های کشیده و جهت‌یافته کلسیت، کوارتز و کانی‌های میکایی مشاهده کرد. برگوارگی  $S_1$  به صورت برگوارگی قدیمی‌تر در بخش‌های ریزسنگ<sup>۱</sup> و در فاصله برگوارگی  $S_2$  دیده می‌شود (شکل ۴ c). از این رو برگوارگی  $S_1$  را می‌توان درون گارنت‌ها و فلدسپارها مشاهده کرد (شکل ۴ f).

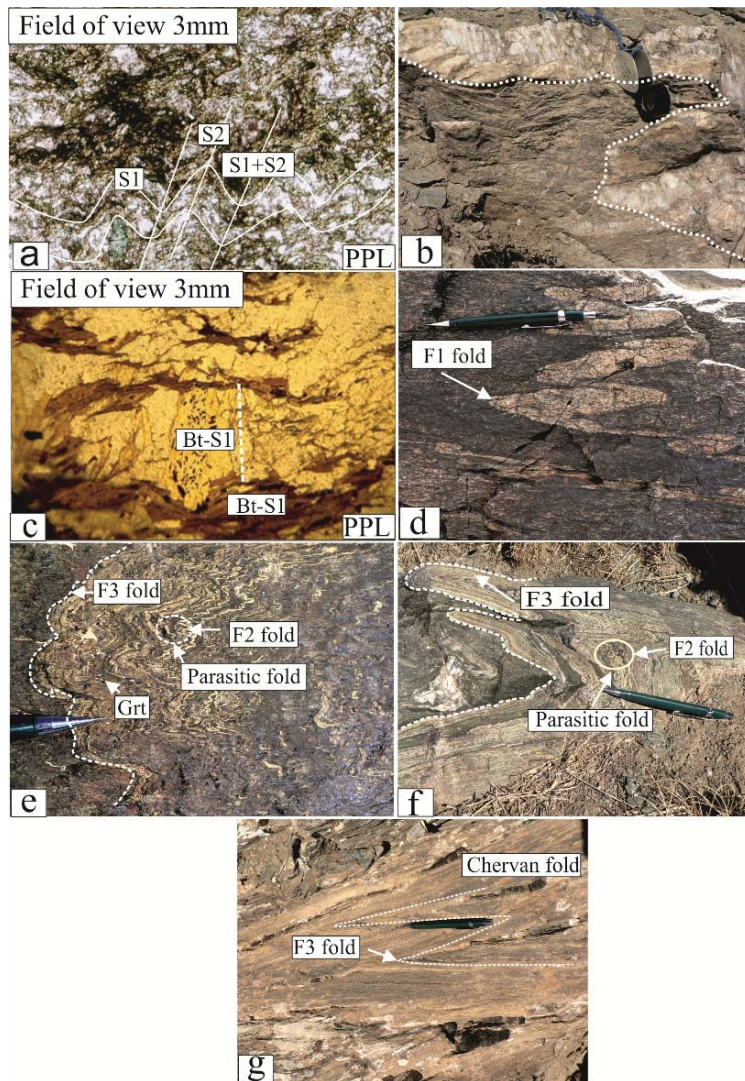
### دگرگونی دوم ( $M_2$ )

دگرگونی دوم همزمان با دگرشکلی  $D_2$  به صورت پیشرونده صورت گرفته است که سبب تبلور پورفایروبلست‌های درون شیست‌ها شده است. تبلور گارنت جدید و همچنین تبلور دوباره گارنت‌های قدیمی که در  $M_1$  وجود داشته‌اند و در بعضی مقاطع حالت زونه نشان می‌دهند (سرخوشی، ۱۳۹۰) و تبدیل آن به گارنت‌های ایدوبلاست و بیوتیت در این فاز رخ داده است. مجموعه کانی‌شناسی  $M_2$  شامل گارنت، بیوتیت و مسکویت می‌باشد.

### دگرشکلی سوم ( $D_3$ )

این رویداد پس از اوج حرارتی و فشاری (اوج دگرگونی) بر مجموعه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه اثر کرده است. به دلیل شدت کمتر این دگرشکلی در قیاس با دگرشکلی‌های پیشین، اثرات قابل ملاحظه‌ای بر جای نگذاشته است. در مشاهدات صحرایی کانی‌های میکایی که به موازات سطح  $S_2$  انتظام یافته‌اند، چین خورده و کم و بیش به موازات  $S_3$  تجدید تبلور و آرایش یافته‌اند. رویداد  $D_3$  ساختمان‌های  $D_2$  را به وسیله چین خوردگی‌های میل  $F_3$  با سطح محوری پرشیب به سمت خاور و جنوب خاور و با محور با میل ملایم مجدداً چین داده است.

چین‌های ماکروسکپی حاصل از دگرشکلی‌ها و ارتباط آن‌ها با برگوارگی‌های موجود چین‌های مرحله اول دگرشکلی ( $F_1$ ) به ندرت در برنزدها مشاهده می‌شوند و علت آن شدت مرحله دوم دگرشکلی در این مجموعه سنگی است که عمدتاً آثار دگرشکلی قبلی را از بین برده است. چین‌های نسل اول ( $F_1$ ) به صورت خوابیده، بسته تا هم‌شیب می‌باشند و سطح محوری آن‌ها به موازات لایه‌بندی اولیه است. دگرشکلی اول ( $D_1$ ) همراه با چین‌های بسته  $F_1$  مشخص می‌شود و از چین خوردن  $S_0$



شکل ۴. (a) ریزچین‌ها در شیست‌ها که  $S_1$  و  $S_2$  را به وضوح اثبات می‌کنند. (b) رگه کوارتز بلورین که در طی دگرشکلی چین خورده است. (c) بلورهای بیوتیت نسل اول ( $Bt-S_1$ ) که به صورت برگوارگی قدیمی‌تر  $S_1$  در بخش ریزسنگ برگوارگی فاصله‌دار تشکیل شده‌اند. بیوتیت‌های نسل دوم ( $Bt-S_2$ ) در بخش حوضه رخ دیده می‌شوند و برگوارگی  $S_2$  را تشکیل داده‌اند. (d) نمایی از چین‌های نسل اول ( $F_1$ ) به صورت خوابیده که سطح محوری آن موازی لایه‌بندی اولیه است. (e) چین‌های نسل دوم و سوم ( $F_2, F_3$ ) به همراه چین‌های پارازیتی که حاصل دگرشکلی نسل دوم است. (f) چین‌های نسل دوم و سوم ( $F_2, F_3$ ) به همراه چین‌های روده‌ای که حاصل دگرشکلی دوم است. (g) چین‌های جناغی که حاصل چین‌خوردگی نسل سوم ( $F_3$ ) است و دارای سطح محوری تقریباً افقی و یا با میل کم هستند.

مراحل دگرشکلی	$D_1$	$D_2$	$D_3$
مراحل دگرگونی	$M_1$	$M_2$	-
نام کانی‌ها			
<u>Chl</u>	—————		
<u>Ms</u>	—————	—————	
<u>Bt</u>	—————	—————	
<u>Grt</u>	—————	—————	
<u>Qtz</u>	—————	—————	

شکل ۵. نمودار ارتباط زمانی تشکیل کانی‌ها با فازهای دگرشکلی اصلی.

بوده و به درون دانه‌های مجاور تورم<sup>۳</sup> نموده است (شکل ۶d). این فرایندها نشان‌دهنده رژیم تغییرشکل شماره ۳ تولیس می‌باشند (Tullis, 1980). در این نوع رژیم مرز دانه کوارتز با انرژی بیشتر به درون دانه مجاور کوارتز با انرژی کمتر تورم می‌نماید و به نام تبلور دوباره با جابجایی مرز دانه‌ها نامیده می‌شود. در سنگ‌های کمتر دگرشکل شده پلاژیوکلازها تجدید تبلور اندکی یافته‌اند و لبه آن‌ها بر اثر مهاجرت مرز دانه در مقیاس خیلی کوچک دندانه‌ای و کنگره‌ای شده است (برای مثال Drury and Urai, 1990). کنگره‌دار شدن حاشیه‌های پلاژیوکلاز ناشی از تفاوت انرژی آزاد داخلی پلاژیوکلاز نسبت به دانه‌های کوارتز و اختلاف بین میزان تغییرشکل این کانی‌ها در برابر دگرشکلی است. به عبارت دیگر هنگامی که این دانه‌ها در مجاورت هم قرار می‌گیرند، چون اتم‌های موجود در مرز دانه‌های کوارتز از تحرک بیشتری برخوردارند از سطح این دانه‌ها جدا شده و به شبکه ساختاری پلاژیوکلاز که در برابر تغییرشکل مقاوم‌ترند و اتم‌های آن‌ها تحرک کمتری دارند، متصل می‌شوند. این امر باعث تجدید تبلور کانی‌ها و جابه‌جایی مرز بلورهای پلاژیوکلاز به سمت دانه‌های کوارتز می‌شود (Pass-chier and Trouw, 1996) (شکل ۶e).

**گارت:** رشد بلورهای گارت در ارتباط با دگرشکلی است به طوری که در مقاطع مطالعه شده، دو نسل از این پورفایرولاست‌ها قابل تشخیص است. رشد نسل اول گارت، قبل از دگرشکلی بوده که بر گوارگی داخلی  $S_1$  به صورت مستقیم و خمیده در آن‌ها دیده می‌شود. این نسل از گارت‌ها دارای سایه کرنش هستند که از کوارتز و فلدسپار پر شده‌اند (شکل ۳g). بر گوارگی میلونیتی که شامل کانی‌های میکا و کوارتز است، این گارت‌ها را دور می‌زند. در رشد بعد از دگرشکلی  $D_2$  که در گارت میکاشیست‌ها دیده می‌شود، گارت‌ها شکل دار بوده و بر گوارگی  $S_2$  را قطع می‌کنند. **میکا:** بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (گارت میکاشیست‌ها)، رشد در دو مرحله را نشان می‌دهند. بیوتیت‌های نسل اول طی دگرشکلی  $D_1$  به وجود آمده‌اند و به صورت بافت‌های قدیمی‌تر در بخش ریزسنگ<sup>۴</sup> بر گوارگی فاصله‌دار  $S_2$  مشاهده می‌شوند. بیوتیت‌های نسل دوم در بخش حوضه رخ<sup>۵</sup> قرار گرفته‌اند (شکل ۴c). مسکویت‌های موجود در سنگ نیز مانند بیوتیت‌ها هم نسل اول بوده و در جهت  $S_1$  هستند و هم نسل دوم و در جهت بر گوارگی  $S_2$  قرار گرفته‌اند (شکل ۶f).

### شرایط فشار - دمای تشکیل سنگ‌های منطقه

محاسبه ترموبارومتري سنگ‌های فوق با استفاده از روش‌های متداول ترموبارومتري در منطقه جنوب غرب ماه - نشان محاسبه شده است (سرخوشی، ۱۳۹۰) که در این تحقیق به اجمال به یکی از این روش‌های محاسبه فشار - دما اشاره شده است.

موجی نشان می‌دهد. خاموشی موجی در بعضی فلدسپارها هم دیده می‌شود. خاموشی موجی در کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم موجود در گنیس‌ها و همچنین شیست‌های منطقه دیده می‌شود که احتمالاً نشانه فاز فشاری  $D_2$  به عنوان فاز غالب در منطقه می‌باشد (شکل ۶a).

**سایه فشاری:** در نمونه‌های مطالعه شده در دو طرف پورفایرولاست‌های گارت و فلدسپار به علت کاهش تنش، کانی‌هایی مانند کوارتز و فلدسپار رشد کرده‌اند که نسبت به زمینه درشت‌ترند. این پورفایرولاست‌ها در  $M_1$  وجود داشته‌اند و توسط بر گوارگی تشکیل شده در دگرشکلی دوم در بر گرفته شده‌اند (شکل ۳g).

**جهت یابی ترجیحی کانی‌ها:** کانی‌های ورقه‌ای میکا، کوارتز و فلدسپار در اثر تنش با انحلال فشاری در جهت بیشترین فشار حل شده و در جهت کمترین فشار متبلور گشته‌اند. این امر باعث جهت یافتگی ترجیحی کانی‌ها شده است. در تمامی شیست‌های منطقه جهت یابی ترجیحی کانی‌ها دیده می‌شود.

**میلونیتی شدن:** در زون‌های برشی توسعه یافته در منطقه، به خصوص در نزدیکی گسل بزرگ زندان سلیمان، نمونه‌های میلونیتی دیده می‌شوند. در این نمونه‌ها کانی‌های بسیار ریز بلور زمینه سنگ به صورت نوارهایی حول دانه‌های درشت‌تر که معمولاً قطعه سنگی بوده و کمتر تک بلور هستند، پیچ خورده‌اند. این موضوع موجب تشکیل چشم‌ها در این سنگ‌ها شده است. بعضی از چشم‌ها، پورفایرولاست‌هایی هستند که از بلورهای باقیمانده یا مجموعه‌ای از بلورهای سنگ مادر تشکیل شده‌اند. پورفایرولاست‌ها معمولاً یا توسط دنباله‌های سایه فشاری ناشی از انحلال - تهنشست مجدد و یا به وسیله دنباله‌هایی از دانه‌های بسیار ریز حاصل از تبلور مجدد (اغلب غیرمتقارن) احاطه شده‌اند (شکل ۶b).

**خطوارگی:** در تحلیل‌های ساختاری، خطوارگی اغلب تقاطع رخ - لایه‌بندی، در نظر گرفته می‌شود. زیرا این خطوارگی نشانه‌ای از جهت یابی چین را در ناحیه‌ای که لولاها رخنمون ندارند به دست می‌دهد. با این حال نوع خطوارگی تشکیل شده در سنگ‌های دگرگونی کوه ارغون، از نوع خطوارگی کشیدگی<sup>۱</sup> است. کانی‌ها در جهت عمود بر بیشترین تنش کشیده شده‌اند که این کشیدگی در کوارتز و فلدسپار در شیست‌های منطقه به خوبی دیده می‌شود (شکل ۶c).

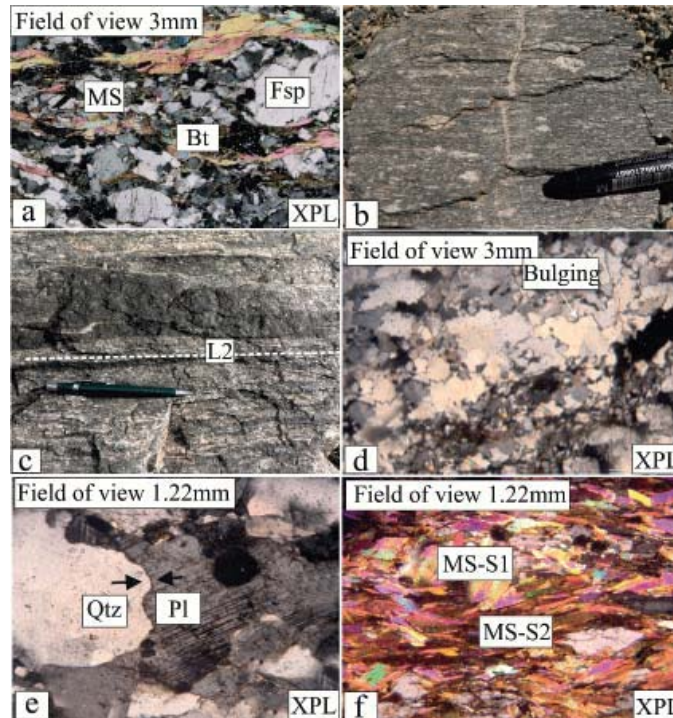
### مطالعه ریزساختارها در کانی‌های کوارتز، گارت و

#### میکاها

**کوارتز:** این کانی فراوان‌ترین کانی موجود در شیست‌های منطقه است. مرز بین دانه‌های کوارتز در بیشتر مناطق دندانه‌دار<sup>۲</sup>

1. Stretching lineation
2. Serrated
3. Bulging
4. Microlithon
5. Cleavage domain



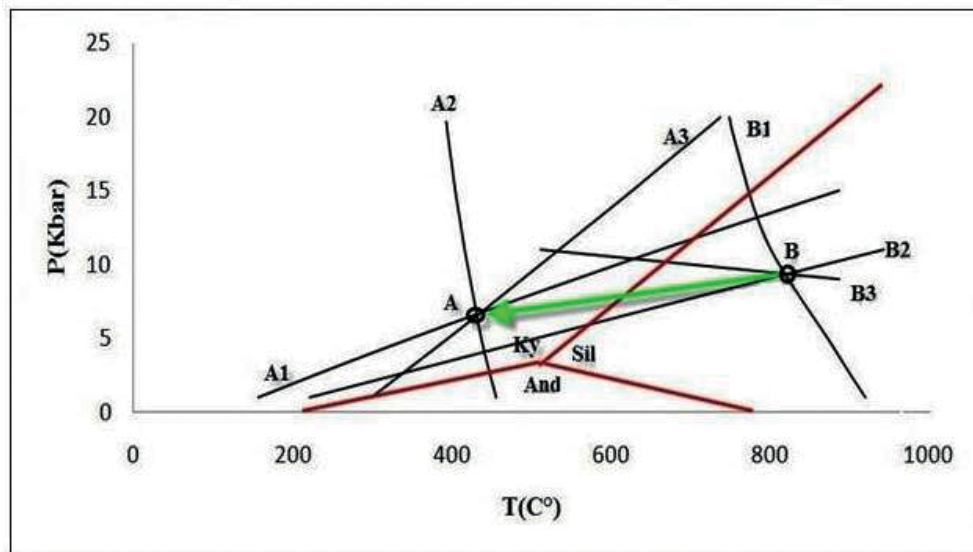


شکل ۶- (a) کشیدگی کانی‌ها همراه با خاموشی موجی کوارتز و فلدسپارها ناشی از دگرشکلی دوم در منطقه. (b) میلویت چشمی در نمونه‌های صحرایی مربوط به فاز دوم دگرگونی. (c) خطوارگی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه. (d) شیبست حاوی کوارتز که مرز بین دانه‌های کوارتز در بیشتر مناطق دندانه‌دار بوده و به‌درون دانه‌های مجاور متورم شده‌اند. (e) مهاجرت مرز دانه پلاژیوکلاز به داخل کوارتز که با جهت فلش نشان داده شده است. (f) بلورهای مسکویت نسل اول (Bt-S1) که به‌صورت برگوارگی قدیمی تر S1 در بخش ریز سنگ برگوارگی فاصله‌دار تشکیل شده‌اند. مسکویت‌های نسل دوم (Bt-S2) در بخش حوضه رخ دیده می‌شوند و برگوارگی S2 را تشکیل داده‌اند.

پایداری دمای پایین بر محدوده پایداری کیانیت منطبق است. محل تقاطع منحنی‌های واکنشی در شکل ۷ واکنش‌های دما پایین با دمای حدود ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۷ کیلو بار و برای واکنش‌های دما بالا با دمای حدود ۸۰۱ درجه سانتی‌گراد و فشار

### ترمومتری و بارومتري با استفاده از تعادل کانی‌شناسی چندگانه<sup>۱</sup>

ترسیم منحنی فوق به‌همراه نمودار پایداری پلی‌مورف‌های آلومینوسلیکات بر روی شکل ۷ نشان داده شده است. محدوده



شکل ۷. تعادل کانی‌شناسی چندگانه برای سنگ‌های پلیتی (حداکثر فشار-دما با نقطه B و حداقل فشار - دما با نقطه A مشخص گردیده است).

1. Multiple-equilibria calculations
2. Exhumation

### نتیجه گیری

با توجه به مطالعات پetroگرافی ۳ گروه سنگی گارنت شسیت‌ها، میکاشیست‌ها و موسکویت‌شسیت‌ها در مجموعه سنگی رس‌های دگرگون منطقه کوه ارغون مشخص شد. بیشتر کانی‌ها به صورت جهت یافته در نمونه‌ها قرار گرفته‌اند. این امر نشان دهنده تاثیر نیروهای دگرشکلی در حین تشکیل کانی‌ها و بعد از تشکیل آن‌هاست. شواهد پetroگرافی مانند شکستگی‌های موازی در گارنت‌ها و تجزیه آن به کانی‌های بیوتیت و کلریت نشان‌دهنده کاهش فشار طی فرایند بالآمدگی و دگرگونی پسروده می‌باشد. با مطالعه ماکروسکپی و میکروسکپی این سنگ‌ها، ۳ فاز دگرشکلی D1، D2 و D3 مشخص گردید. دو فاز دگرشکلی D1 و D2 هم‌زمان با دو فاز دگرگونی M1 و M2 بوده و فاز دگرشکلی D3 باعث دگرگونی سنگ‌ها نشده است. D2 از D1 قوی‌تر بوده و تقریباً اثرات آن را از بین برده است. شسیتوزیته S1 هم‌زمان با دگرگونی ناحیه‌ای M1 و فاز D1 ایجاد شده است. رویداد زمین‌ساختی اصلی هم‌زمان و به دنبال نفوذ سنگ‌های گابرویدوریتی به داخل مجموع دگرگونی کوه ارغون روی داده است. با افزایش دما و فشار و اثر بیشتر دگرشکلی، تبلور کانی‌ها تشدید شده و فاز D2 و دگرگونی M2 روی داده است که باعث شده شسیتوزیته S2 به وجود آید. کانی‌های کلریت، بیوتیت، موسکویت، کوارتز و گارنت طی مرحله اول دگرشکلی متبلور شده‌اند. تمامی این کانی‌ها به جز کلریت در مرحله دوم دگرشکلی و دگرگونی تشکیل شده‌اند. نبود کلریت در مرحله دوم می‌تواند نشان دهنده درجه بالاتر دگرگونی در این مرحله باشد.

### تشکر و قدردانی

از معاونت تحصیلات تکمیلی دانشگاه زنجان برای حمایت مالی از این پژوهش قدردانی می‌شود.

### منابع

- سرخوشی، ع.، ۱۳۹۰. بررسی سنگ‌های دگرگونی شرق کوه بلقیس، جنوب غرب ماه‌نشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان.  
- بهنام، ص.، ۱۳۹۰. پetroگرافی و ژئوشیمی توده نفوذی دگرگون شده کوه ارغون، ماه‌نشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان.

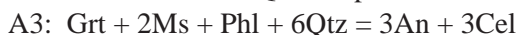
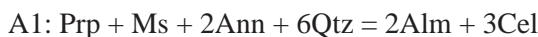
- Barker, A.J., 1990. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. Glasgow, Blackie. 280.

- Bell, T.H. and Johnson, S.E., 1989. Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis. Journal of Metamorphic Geology, 3, 109-118.

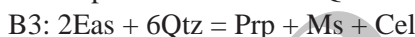
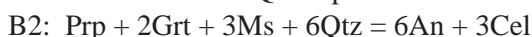
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1982. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian

۹ کیلو بار را نشان می‌دهد. محل تقاطع واکنش‌های دما بالا در محدوده پایداری سیلیمانیت قرار می‌گیرد. واکنش‌های حاصل برای دما بالا (نقطه A) و دما پایین (نقطه B) که با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک به دست آمده است به صورت زیر است.

A:



B:



فاز دوم دگرگونی ناحیه‌ای همراه با نفوذ توده‌های گابرویدوریتی در منطقه است. موازی بودن روند توده‌های نفوذی در منطقه با امتداد گسل‌های اصلی و نیز موازی بودن برگوارگی در توده با سطوح شسیتوارگی حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای می‌تواند دلیلی بر هم‌زمانی جایگزینی توده با تغییرشکل‌های ناحیه‌ای باشد. پلوتون‌هایی که در حین دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ می‌کنند به همراه سنگ‌های میزبان خود حاوی اطلاعات زیادی در مورد زمان و ماهیت جنبش‌های ناحیه‌ای و شرایط حرارتی حاکم بر سیستم در طی سرد شدن ماگما می‌باشند. زمان جایگزینی یک پلوتون می‌تواند از صد هزار سال تا چند میلیون سال طول بکشد بنابراین پلوتون‌هایی که در حین دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ می‌کنند، می‌توانند قسمتی از تاریخچه شرایط تکتونوترمال ناحیه‌ای را ثبت کنند و سپس با ترکیب کلیه اطلاعات می‌توان چرخه یا مسیر حرارت و فشار ناحیه‌ای را تخمین زد. توده‌های نفوذی که هم‌زمان با دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ می‌کنند، اگر کاملاً هم‌زمان با دگرگونی ناحیه‌ای باشند و دمای توده نزدیک به دمای سنگ‌های درون‌گیر باشد، هاله‌های دگرگونی آن‌ها از گسترش و ضخامت بسیار کمی برخوردار است که این امر به دلیل کم بودن تفاوت دمایی بین توده و سنگ‌های اطراف می‌باشد. دمای توده نفوذی منطقه در مراحل نهایی تبلور و نفوذ در سنگ‌های اطراف مورد مطالعه ۵۶۰ درجه سانتیگراد به دست آمده است (بهنام، ۱۳۹۰). دگرشکلی دوم در منطقه همراه با اوج دگرگونی در منطقه بوده است. همانطور که در شکل ۷ ملاحظه می‌شود کاهش دما (حدود ۳۵۱ درجه سانتیگراد) به ازای کاهش کمتر فشار (حدود ۲ کیلو بار) در سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. احتمالاً کاهش دما با فرسایش و بالآمدگی<sup>۲</sup> حدود هفت کیلومتر صورت گرفته است. به احتمال زیاد با تاثیر دمایی توده‌های نفوذی که هم‌زمان با دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ کرده‌اند، گارنت در دمای بالاتری در حین بالآمدگی منطقه رشد کرده و سپس با از دست رفتن دما، در فشار تقریباً ثابت در دمای کمتری رشد کرده است.

Journal of Earth Sciences, 18, 210 – 265.

- Best, M. G., 2003. Igneous and Metamorphic Petrology. Australia: Blackwell. 335.

- Bucher, K. and Grapes, R., 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag. 441.

- Drury, M.R. and Urai, J.L., 1990. Deformation-related recrystallisation processes. Tectonophysics, 172, 235–253.

- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G.T.R., Oberhansli, R., Bousquet, R., Jahangiri, R., and Ziemann, M., 2007. Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. Mineralogical Magazine, 71,2, 203-222.

- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68, 277-279.

- Marshak, S. and Mitra, G., 1988. Basic methods of Structural Geology. Prentice-Hall. 446.

- Moazzen, M., Oberhansli, R., Hajialioghli, R., Moller, A., Bousquet, R., Droop, G.T.R., Jahangiri, A., 2009. Peak and post-peak P-T conditions and fluid composition for

scapolite-clinopyroxene-garnet calc-silicates from the Takab area, NW Iran. European Journal of Mineralogy, 21, 149-162.

- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 1996. Microtectonics. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg. 366.

- Spry, A., 1969. Metamorphic Textures. Oxford, Pergamon.

- Timms, N.E., 2003. Garnet porphyroblast timing and behavior during fold evolution: implications from a 3-D geometric analysis of a hand- sample scale fold in schist. Journal of Metamorphic Geology, 21, 853-873.

- Tullis, T.E., 1980. The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnitudes. Journal of Geophysical Research, 85, 6263-6268.

- Vernon R.H., 1994. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, 650.

- Yardley, B.W.D., 1989. An introduction to Metamorphic Petrology. Edinburgh, Longman. 248.

Archive of SID