

شیمی کانی‌ها و تخمین دما و فشار تشکیل گارنت‌شلیست‌های کوه ارغون، غرب معدن انگوران

عادل سرخوشی^{۱*}، محسن موذن^۲ و جواد ایزدیار^۳

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: ۹۳/۶/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۰/۲۸

چکیده

گارنت‌شلیست‌های کوه ارغون دارای مجموعه کانیایی کوارتز، فلدسپار، میکا و گارنت هستند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت، کلریت و گارنت نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها غنی از آل‌بیت، میکای سفید غنی از اعضای نهایی مسکویت، کلریت بیشتر دارای اعضای نهایی آمسیت و سدیت بوده و فلوگوپیت - آنیت تشکیل دهنده اصلی بیوتیت می‌باشند. گارنت‌ها غنی از آلماندن و اسپسارتین هستند. در این مطالعه، فشار و دمای حد بالایی و حد پایینی دگرگونی سنگ‌ها با استفاده از روش‌های متداول زمین‌دما-فشارسنجی محاسبه شد. با استفاده از دماسنج تبادل کاتیون Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با فرض فشار 4Kbar بالاترین حرارت محاسبه شده ۶۱۵ و کمترین حرارت محاسبه شده ۴۲۹ درجه سانتی‌گراد و برای 8Kbar بالاترین حرارت محاسبه شده ۶۴۴ و کمترین حرارت محاسبه شده ۴۵۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. با استفاده از روش تعادل کانی‌شناسی چندگانه، به ترتیب فشار و دمای محاسبه شده برای حد بالایی و حد پایینی دگرگونی، حدود ۸۰۱ درجه سانتی‌گراد و فشار 9kbar و ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار 7kbar محاسبه گردید. این مجموعه تحت تأثیر دو فاز دگرگونی و دگرشکلی سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده‌اند. دگرشکلی دوم در منطقه همراه با اوج دگرگونی بوده است. کاهش دمای حدود ۳۵۱ درجه سانتی‌گراد به ازای کاهش فشار حدود 2kbar در سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی‌ها، سنگ‌های رسی دگرگون، ارغون، شمال غرب ایران.

مقدمه

محاسبات دماسنجی و فشارسنجی براساس شرایط تعادلی و روابط ترمودینامیکی صورت می‌گیرد (Will, 1995). بیشتر دماسنج‌ها براساس واکنش‌های تبادل کاتیون به‌ویژه تبادل Fe و Mg در بین کانی‌ها بنا شده‌اند (Spear, 1993). این واکنش‌ها ΔV کوچک ولی تغییرات آنتالپی و آنتروپی

یکی از اهداف مهم سنگ‌شناسی دگرگونی، برآورد دما و فشار تشکیل سنگ به منظور شناسایی ماهیت دگرگونی و شرایط زمین‌ساختی پوخته است. در زمین‌شناسی، بیشتر

*نویسنده مرتبط: asarkhoshi@gmail.com

بزرگی دارند. روش دماسنجی و فشارسنجی را تنها زمانی می‌توان بکار برد که بافت کانی‌ها در سنگ و روابط پاراژنتیکی بین کانی‌های موجود در سنگ به خوبی درک شده باشند و بعلاوه طی آن‌ها بتوان نشان داد مجموعه کانی‌های سنگ مورد مطالعه در حالت ناعادلی نیستند (Will, 1995). بکارگیری روش‌های دما و فشارسنجی برای مجموعه کانی‌های بدون تعادل و روابط بافتی خوب شناخته نشده احتمالاً بزرگترین منشأ خطا در برآورد P-T است. متأسفانه نمی‌توان وجود تعادل کانی‌شناسی و در نتیجه تعادل ترمودینامیکی را به صورت صددرصد ثابت کرد اما می‌توان از برخی شواهد برای شناخت عدم تعادل سود جست. (Seifert, 1978; Spear and Peacock, 1989)

هدف از مطالعه شیمی کانی‌های دگرگونی تعیین نوع کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی با توجه به ترکیب شیمیایی آن‌ها، تعیین شیمی کانی‌ها در پهنه دگرگونی (اوج دگرگونی) محاسبه اکتیویته اعضای نهایی کانی‌ها برای رسم نمودارهای فازی و تعیین فشار و دمای دگرگونی است. در این کار پژوهشی به سنگ نگاشت، روابط بافتی، شیمی کانی و دما-فشارسنجی بر پایه روش‌های مختلف در منطقه کوه ارغون پرداخته شده است. برای این منظور توجه به بافت سنگ‌ها، روابط پاراژنتی، بررسی دگرشکلی‌ها و برآورد فشار دمای دگرگونی با در نظر گرفتن ترکیب شیمیایی کانی‌ها صورت گرفته است. در این مقاله سعی شده است با بررسی سنگ‌های متاپلیتی، علاوه بر تعیین تعداد فازهای دگرشکلی و دگرگونی مؤثر بر منطقه، کانی‌های در حال تعادل تعیین شده و سپس با توجه به ترکیب شیمیایی کانی‌ها شرایط دما و فشاری دگرگونی اصلی ناحیه‌ای مشخص شود.

زمین‌شناسی: منطقه مورد مطالعه در استان زنجان و در جنوب غرب شهرستان ماه‌نشان قرار دارد. این منطقه بین طول‌های جغرافیایی $36^{\circ} 37' 03''$ و $47^{\circ} 19' 14''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 37' 54''$ و $37^{\circ} 03' 36''$ شمالی و در پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است (Berberian and King, 1982). دگرگونی پلیت‌ها به همراه سنگ‌های کالک-سیلیکات و متابازیت به صورت ناحیه‌ای قبل از کامبرین اتفاق افتاده است و با حوادث تکتونوترمال پیچیده‌ای با چندین

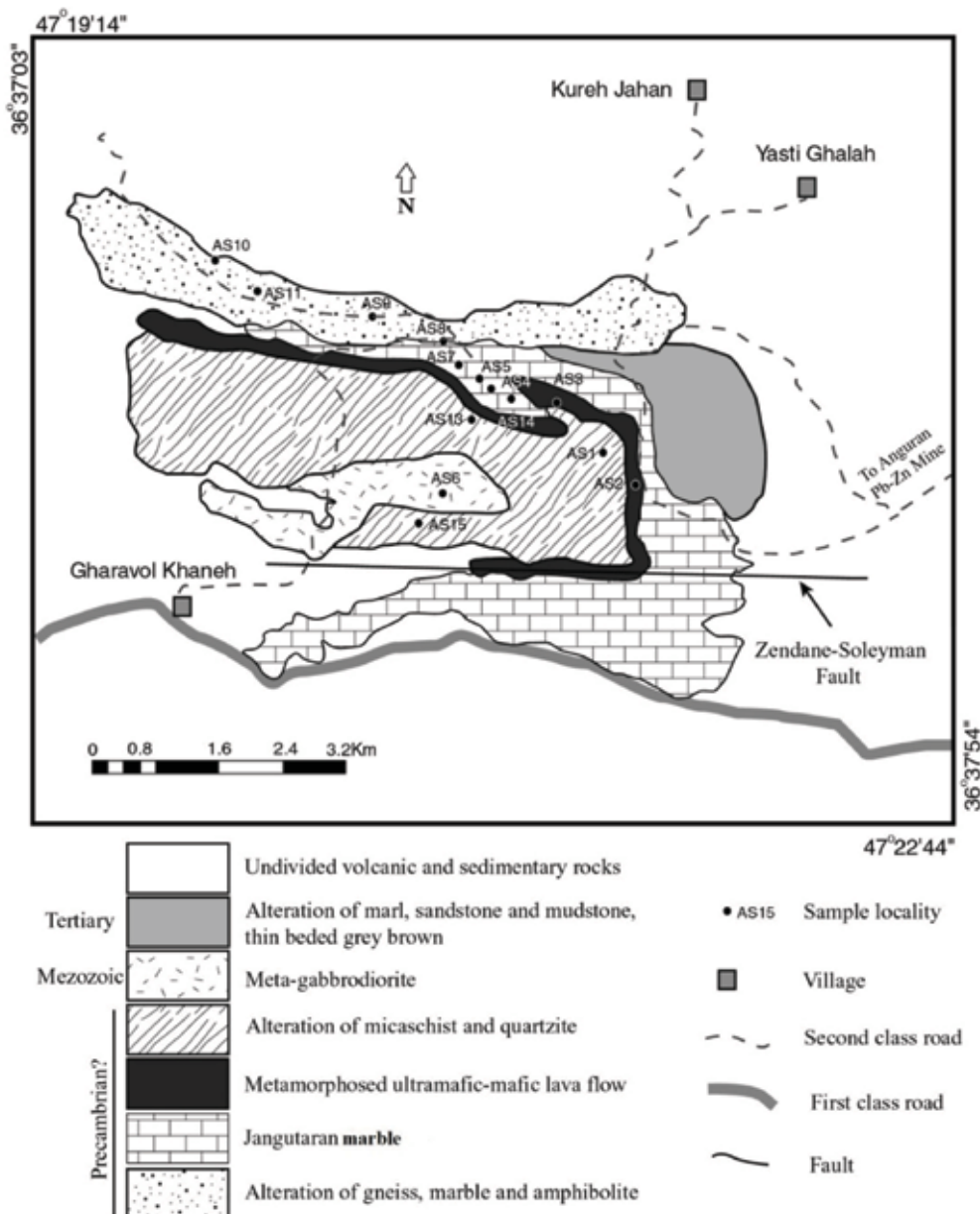
فاز دگرشکلی و دگرگونی همراه بوده است (ساک، ۱۳۸۲؛ ساکی و همکاران، ۱۳۸۱؛ مؤذن و همکاران، ۱۳۸۱). منطقه جنوب غرب ماه‌نشان دارای ترکیب متنوعی از سنگ‌های گرانولیت، متابازیت، آمفیبولیت‌ها، گنیس‌ها، میگماتیت‌ها و سنگ‌های متاولترامافیک، میکاشیست‌ها و سنگ‌های جهت‌یافته و گرانیتوئیدها است. (Hajialioghli et al., 2009; Moazzen et al., 2007) مهم‌ترین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه عبارتند از تناوبی از گنیس، مرمر و آمفیبولیت که با ضخامت‌های متفاوت برونزد دارند. سن دقیق این واحدهای سنگی مشخص نیست ولی با توجه به روابط چینه‌ای در نقشه‌های زمین‌شناسی ماه‌نشان و تحت سلیمان، سن قبل از کامبرین برای آن‌ها در نظر گرفته شده است (شکل ۱). سنگ‌های وابسته به این واحد، برونزد گسترده آهک‌های قدیمی موسوم به آهک جان‌گوتاران است که ارتفاعات بلندی را در جنوب منطقه ایجاد کرده است. سنگ‌های بازیک و الترابازیک که گاه دارای MgO بالایی هستند و به عنوان کوماتیت‌های دگرگون معرفی شده‌اند (Hajialioghli et al., 2007) در منطقه برونزد دارند. بخش فوقانی این واحد سنگی دگرگون که قبل از کامبرین در نظر گرفته شده‌اند، تناوبی از میکاشیست‌های گارنت‌دار و کوارتزیت است. سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دوران سوم و رسوبات دوران چهارم سنگ‌های دگرگونی را می‌پوشانند. قدیمی‌ترین پروتولیت پوسته‌ای تکاب سنی در حدود 2961 ± 72 Ma دارد ($^{238}\text{U}-^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$) و $2575 - 2775$ (U/Pb zircon dating) and Hajialioghli (2007, 2008); که این مشابه سن پروتولیت خرده قاره ایران مرکزی است. دگرگونی منطقه مورد مطالعه و ناحیه تکاب مربوط به زمان پیرکامبرین است و در اثر دگرگونی درجه بالای زمان ترشیری نیز دوباره دگرگون شده و تولید میگماتیت و گرانیتوئید نموده است (Moazzen et al., 2013). این فرآیندها بسیار مشابه دگرگونی ایران مرکزی است (Ramezani and Tucker, 2003). میگماتیت‌زایی سنگ‌های پوسته‌ای ناحیه تکاب در حدود 25 سال قبل اتفاق افتاده است. این سن براساس سن‌یابی U/Pb در کانی زیرکن از بخش لوکوسم (روشن) میگماتیت‌ها

درحالت تعادل برای مطالعات بعدی انتخاب شد. برای تعیین دقیق دما و فشار مجموعه دگرگونی مورد مطالعه دو نمونه مقطع نازک و صیقلی از سنگ‌هایی که دارای کانی‌های اوج دگرگونی می‌باشند به روش الکترون مایکروپروب در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه مدل SX100 شرکت Cameca تجزیه شدند. جریان نمونه برابر ۱۵ کیلوولت و اندازه پرتو الکترونی ۳ میکرون برای تجزیه‌ها انتخاب شد. از استانداردها برای کالیبراسیون دستگاه استفاده شد.

بدست آمده است (Hajialioghli, 2007; Moazzen and Hajialioghli, 2008; Moazzen et al., 2013).

روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی، تعداد ۲۹ مقطع نازک میکروسکوپی به منظور مطالعات سنگ‌نگاری، دگرشکلی و روابط پتروفابریک مورد بررسی قرار گرفتند و شناسایی فازهای دگرگونی و دگرشکلی در این سنگ‌ها به دقت انجام پذیرفت. دو نمونه متاپلیت با بالاترین تعداد فازهای کانیایی

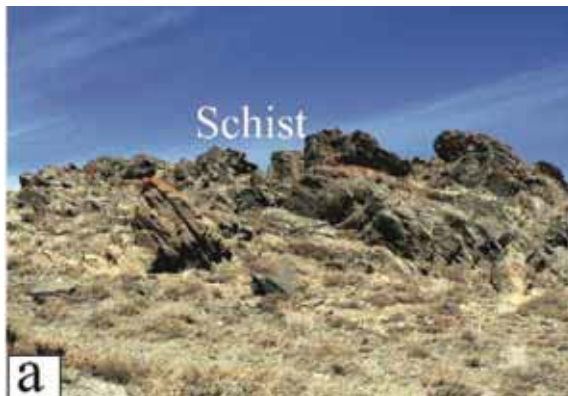


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه همراه با محل برداشت نمونه‌ها (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان)

مطالعات صحرایی و پتروگرافی شیست‌های پلیتی

واضح است. در برخی نمونه‌ها ساختارهای برشی ناشی از فازهای تکتونیکی دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها معمولاً لپیدوگرانوبلاستی می‌باشد که در آن بیوتیت و موسکویت بافت لپیدوبلاستی و کوارتز و گارنت بافت گرانوبلاستی را به وجود آورده‌اند. مجموع کانی‌های اصلی و فرعی موجود در سنگ‌های متاپلیت کوه ارغون در جدول ۱ آورده شده است. اکثر کانی‌ها اثرات ناشی از تکتونیک، مانند خاموشی موجی، تجدید تبلور و کشیدگی در بلورهای کوارتز و ماکل‌های حاصل از دگرشکلی در پلاژیوکلازها نشان می‌دهند. گارنت و فلدسپار معمولاً حاوی ادخال‌هایی از کوارتز و میکا می‌باشند و بعضی از آن‌ها دو مرحله رشد را به خوبی نشان می‌دهند.

واحدهای چینه سنگی مجموعه کوه ارغون را می‌توان به سه دسته اصلی تقسیم کرد. دسته اول شامل سنگ‌های متاپلیتی، دسته دوم سنگ‌های متابازیت و دسته سوم شامل سنگ‌های کربناتی دگرگون شده است. بیشترین گسترش سنگ‌های متاپلیت در شمال و بخش مرکزی منطقه و به صورت میان‌لایه در دیگر بخش‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۲-ا). سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری و قهوه‌ای با گارنت‌های نسبتاً درشت دیده می‌شوند (شکل ۲-ب). مشخص‌ترین ساخت آن‌ها شیستوزیته



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

جدول ۱. مجموع کانی‌های موجود در سنگ‌های متاپلیت منطقه مورد مطالعه (علائم اختصاری از Whitney and Evans, 2010)

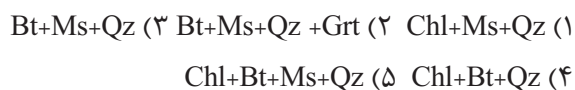
Sample No	GR	Chl	Bt	Ms	Qz	Fsp	Grt	Cal	Amp	Pl	Ep	Zrc	Ore	Ap
AS-6A	N36°38'41"	E47°22'06"	*	*	*	*						0	0	
AS-10	N36°39'22"	E47°19'37"		*	*	*	*						0	
AS-7	N36°38'51"	E47°21'46"		*	*	*		0		0		0	0	0
AS-11D	N36°39'36"	E47°19'09"		*	*	*	*							
AS-11E	N36°39'36"	E47°19'09"	*	*	*	*	*						0	
AS-11C	N36°39'36"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

گارت‌ها تجزیه شده‌اند و در حاشیه و شکستگی‌ها توسط بیوتیت، کلریت و اکسید آهن جایگزین شده‌اند. این گارت‌ها دارای شکستگی‌های موازی می‌باشند که به احتمال زیاد شکستگی‌ها حاصل بالآمدگی و رهایی از فشار هستند (شکل ۳-۳c). شکستگی‌های مشابه در سنگ‌ها نیز دیده می‌شوند (شکل ۳-۳d). در بعضی موارد گارت به صورت خودشکل و ریزدانه دیده می‌شود (شکل ۳-۳e). بلورهای کوارتز کشیده با دانه‌های بزرگ فلدسپار با ادخال‌های کوارتز و مسکویت بر خلاف مسکویت‌های زمینه جهت‌گیری کرده‌اند که نشان‌دهنده دو فاز دگرشکلی S_1 و S_2 است (شکل ۳-۳f). در بعضی قسمت‌ها اطراف پورفیروبلاست‌ها سایه فشاری دیده می‌شود که نشان‌دهنده تشکیل پورفیروبلاست‌ها قبل از دگرشکلی اصلی می‌باشد. کوارتزها در این بخش خاموشی موجی نشان می‌دهند (شکل ۳-۳g).

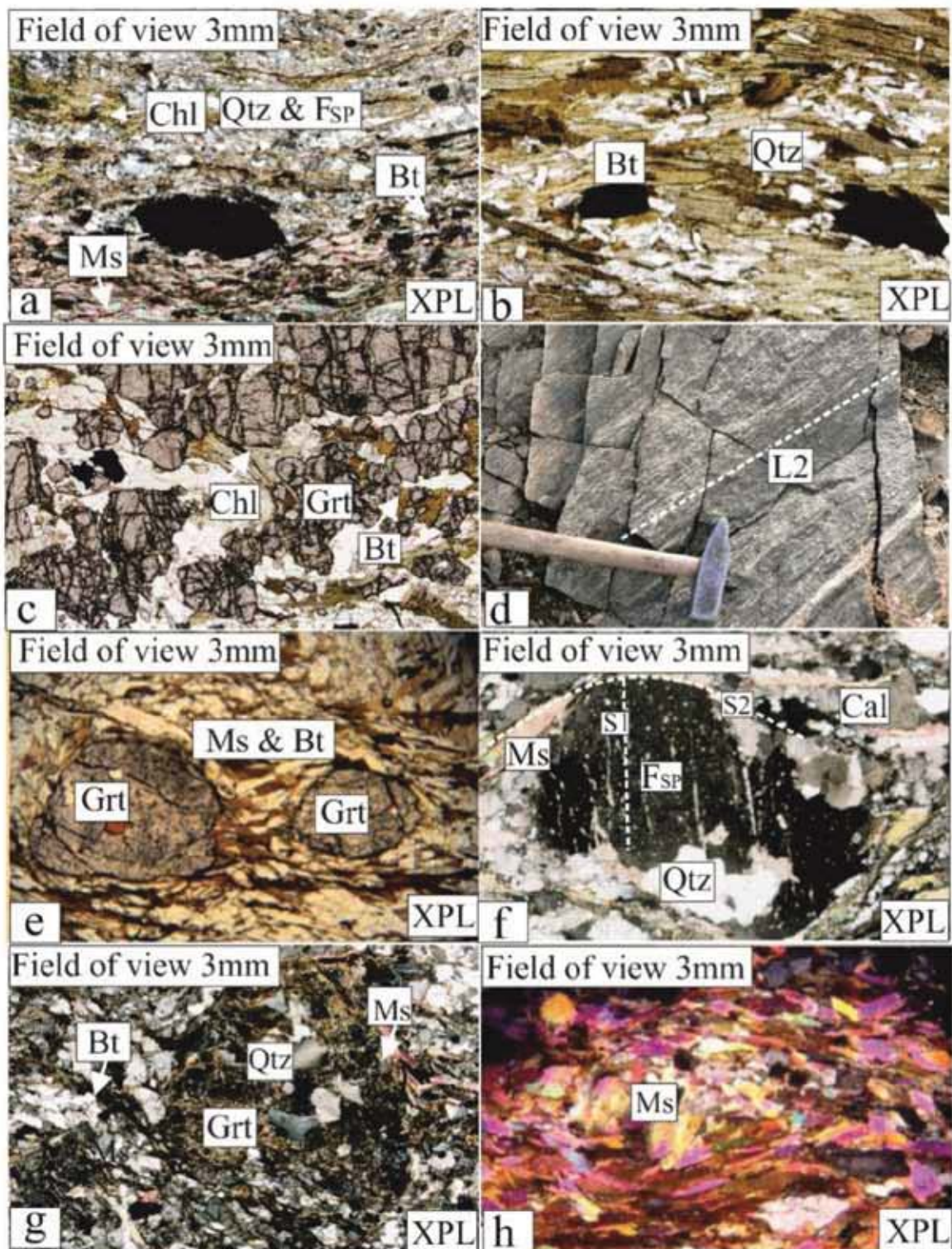
موسکویت شیست‌ها

این سنگ‌ها دارای بلورهای ریزفلدسپار، کواتز، مسکویت و کلریت می‌باشند. بافت موجود در این شیست‌ها گرانولیدوبلاستی است. این سنگ‌ها دارای فلدسپارهایی با ادخال‌های مسکویت هستند. بلورهای مسکویت تحت تأثیر فاز دگرشکلی غالب در منطقه به صورت کشیده و با محور C عمود بر حداکثر تنش وارده متبلور شده است (شکل ۳-۳h). مطالعه ماکروسکوپی و میکروسکوپی سنگ‌های متاپلیت کوه ارغون دو فاز دگرشکلی اصلی در منطقه را به اثبات رساند، که این دو فاز دگرشکلی با دو فاز دگرگونی همراه بوده است (سرخوشی، ۱۳۹۰). پاراژن‌های اصلی موجود در سنگ‌های متاپلیت مطالعه شده، به‌علاوه پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره عبارتند از:



با مطالعات پتروگرافی بر روی سنگ‌های متاپلیت کوه ارغون سه گروه سنگی اصلی بیوتیت‌شیست‌ها، گارت‌شیست‌ها و مسکویت‌شیست‌ها مشخص شد. بیوتیت شیست‌ها: رنگ این شیست‌ها در نمونه دستی خاکستری می‌باشد. این شیست‌ها دارای بافت گرانوبلاستی، لپیدوبلاستی، پورفیروبلاستی و پوئی‌کیلوبلاستی می‌باشند. کوارتز و فلدسپار (به صورت microlithon domain) در بین لایه‌های مسکویت و بیوتیت (به صورت cleavage domain) قرار گرفته‌اند. در بعضی نمونه‌ها مرز زیگزاگ کوارتز با کانی‌های کلریت و مسکویت و هم‌چنین کوارتزهای سایه فشاری به وجود آمده است که نشان‌دهنده رشد پورفیروبلاست‌ها در فشار نسبتاً بالا می‌باشد. بافت چشمی از جنس فلدسپار از دیگر ویژگی‌های برخی نمونه‌ها است (شکل ۳-۳a). بیوتیت‌شیست‌های مطالعه شده دارای بیوتیت‌های کشیده و مقادیر کمتری مسکویت‌های کشیده و دارای بافت لپیدوگرانوبلاستی هستند (شکل ۳-۳b). جهت‌گیری کانی‌های مسکویت و بیوتیت شیست‌زیته سنگ را ایجاد کرده است.

گارت شیست‌ها: این شیست‌ها دارای بافت گرانوبلاستی، پورفیروبلاستی، پوئی‌کیلوبلاستی و لپیدوبلاستی بوده و دارای فولیاسیون واضح با بلورهای گارت هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها عبارت است از گارت، میکا و کوارتز که تشکیل‌دهنده برگوارگی سنگ هستند. از جمله کانی‌های فرعی می‌توان به پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره اشاره کرد. اغلب گارت‌ها پوئی‌کیلوبلاستی بوده و اغلب دارای ادخال‌های فراوان از کوارتز و مسکویت هستند. ادخال‌های کوارتز معمولاً کشیدگی داشته و برگوارگی درونی گارت را می‌سازند. برخی گارت‌ها دارای سایه‌فشاری هستند که از هر دو نوع متقارن و نامتقارن است. در بعضی موارد به علت عملکرد دگرگونی برگشتی،



شکل ۳. (a) نمونه شیبست با بافت چشمی (جنس چشم‌ها از فلدسپار است) که نشان‌دهنده اعمال فشار بر این سنگ‌ها بوده است، (b) بیوتیت‌شیبست با بیوتیت‌های کشیده که در اثر فاز دگرشکلی غالب به صورت کشیده قرار گرفتند، (c) بلورهای گارنت با شکستگی موازی و در حال تجزیه به بیوتیت و کلریت که نشان‌دهنده دگرگونی پس‌رونده است، (d) شکستگی‌های حاصل از رهایی سنگ، (e) گارنت‌های خودشکل و ریزبلور که نشان‌دهنده رشد بعد از دگرشکلی است، (f) آثار S_1 درون پورفیروبل‌های فلدسپار، (g) گارنت‌شیبست همراه با کوارتزهای دارای خاموشی موجی، (h) مسکویت‌شیبست با مسکویت‌های کشیده و جهت‌یافته که طی فاز دگرشکلی دوم بدین صورت قرار گرفته‌اند، علائم اختصاری عبارتند از: (Chl: Chlorite, Ms: Muscovite, Bt: Biotite, Qtz: Quartz, Grt: Garnet, Fsp: Feldspar)

شامل کانی‌های میکا و کوارتز پهن شده است، این گارنت‌ها را دور می‌زند. رشد بعد از دگرشکلی D_2 بیشتر در گارنت میکاشیست‌ها دیده می‌شود. برخی از این گارنت‌ها شکل‌دار بوده و برگوارگی S_2 را قطع می‌کنند.

شیمی کانی‌ها در سنگ‌های متاپلیت کوه ارغون
کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، میکای سفید، کلریت و بیوتیت به روش الکترون مایکروپروب مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند که در ادامه به توضیحات هر کدام از این کانی‌ها پرداخته شده است.

شیمی گارنت

جدول ۲ تجزیه‌های معرف گارنت را نشان می‌دهد. فرمول گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است ($X_3Y_2Z_3O_{12}$). مجموع اکسیدهای این کانی بین ۹۷/۰۲ تا ۹۸/۸۲ می‌باشد و مقدار Ti خیلی کم است. ترکیب شیمیایی گارنت‌های تجزیه شده بر روی نمودار سه تایی Mg، Ca، (Fe+Mn) در (شکل ۴) مشخص شده است که نشان می‌دهد گارنت‌های مطالعه شده بیشتر از نوع آلماندین و اسپسارتین می‌باشند.

شیمی پلاژیوکلاز

تجزیه‌های معرف پلاژیوکلاز در جدول ۲ آمده است. فرمول پلاژیوکلازها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است ($XY_2Z_2O_8$). شکل ۵-a و b تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها را بر روی نمودار سه تایی (Ca، Na، K) نشان می‌دهد. پلاژیوکلازهای مطالعه شده دارای ۷۰ تا ۸۰ درصد آلبیت، ۲۰ تا ۳۰ درصد آنورتیت و مقدار خیلی کمی اورتوز می‌باشد.

شیمی میکای سفید

آنالیزهای مایکروپروب میکای سفید در جدول ۲ آمده است. فرمول ساختمانی میکای سفید به ازای ۱۱ اکسیژن محاسبه شده است. مجموع اکسیدهای میکاها بین ۹۲/۲۳ تا ۹۴/۰۶ می‌باشد. شکل ۶-a تقسیم‌بندی میکای سفید بر روی نمودار (Vidal and Parra, 2000) $Al \pm K \pm (Fe.Mg)$

طبقه‌بندی ارتباط پورفیروبلاست با زمینه (ماتریکس) در گارنت‌شیست‌ها

پورفیروبلاست‌ها حاوی طرح‌های داخلی، اطلاعاتی را از حوادث دگرگونی و دگرشکلی اولیه و طبیعت آن‌ها در سنگ ارائه می‌دهند که سن نسبی رشد بلور و دگرشکلی را مشخص می‌سازد. مطالعه پتروفابریک گارنت‌های موجود در منطقه کوه ارغون و ارتباط آن با زمینه سنگ مشخص می‌کند که این گارنت‌ها طی دو مرحله قبل و بعد از تکتونیک رشد کرده‌اند.

مرحله پیش-تکتونیک^۱

در این حالت بلورها توسط تغییر شکل‌هایی که شیستوزیته را به وجود آورده‌اند متأثر شده‌اند. مثلاً خرد شده و مجدداً قطعات آن‌ها به هم جوش خورده‌اند (خاموشی موجی، ماکل‌های مکانیکی، چرخشی و غیره) این بلورها در صورت سخت و محکم بودن، مناطق سایه فشاری را از رشد سایر کانی‌ها به وجود می‌آورند (شکل ۳-g) (Hobbs et al., 1976). کانی‌هایی که قبل از فازهای دگرشکلی در سنگ وجود داشته‌اند زمانی که ادخال و یا شیستوزیته در آن وجود دارد، شیستوزیته درون پورفیروبلاست (Si) و شیستوزیته زمینه (Se) همدیگر را قطع می‌کنند (شکل ۳-f). هم‌چنین این گارنت‌ها با کوارتزهای سایه فشاری همراه هستند.

مرحله پس از تکتونیک^۲

تشخیص این گروه از پورفیروبلاست‌ها به دلیل نبود انکسار Se، سایه‌های کرنشی، خاموشی موجی یا دیگر شواهد دگرشکلی که معمولاً برای حالت‌های پیش و هم‌زمان، معمول است خیلی آسان می‌باشد. اگر ادخال‌ها موجود باشند Si با Se ممتد است، حتی اگر چین‌خورده باشند. پورفیروبلاست‌های تشکیل شده در این فاز اکثراً خودشکل و ریز بلور می‌باشند (شکل ۳-e). در مقاطع مطالعه شده، دو نسل از این پورفیروبلاست‌ها قابل تشخیص است. رشد نسل اول گارنت‌ها، به صورت قبل از دگرشکلی بوده که برگوارگی داخلی S_1 به صورت مستقیم و خمیده در آن‌ها دیده می‌شوند. این نسل از گارنت‌ها دارای سایه کرنش هستند که از کوارتز و فلدسپار پر شده‌اند. برگوارگی که

1. Pre-tectonic phase

2. Post-tectonic phases

نشان می‌دهد. میکاهای مطالعه شده عمدتاً مسکویت می‌باشد و عضو انتهایی سلادونایت بسیار کم است.

شیمی بیوتیت

تجزیه‌های معرف بیوتیت در جدول ۲ دیده می‌شوند. فرمول بیوتیت‌ها بر اساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است. بیوتیت‌های مطالعه شده عمدتاً فلوگوپیت و آنیت هستند. مقدار اعضای نهایی کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، مسکویت و بیوتیت در محلول جامد این کانی‌ها توسط نرم افزار AX محاسبه شده است (Holland and Powell, 1998) که نتایج آن در جدول ۴ آورده شده است.

شیمی کلریت

آنالیزهای میکروپروب در جدول ۲ آمده است. فرمول کلریت به ازای ۱۴ اکسیژن محاسبه شده است. مجموع اکسیدهای کلریت بین ۸۶/۲۳ تا ۸۴/۷۹ می‌باشد. (شکل ۶-b) تقسیم‌بندی کلریت را بر روی نمودار $Si \pm Al \pm (Fe, Mg)$ (Vidal and Parra, 2000) نشان می‌دهد. کلریت‌های مطالعه شده بیشتر آمسیت^۱ و سدیت^۲ می‌باشد و عضو نهایی دافینیت^۳ و کلینوکلر^۴ کم است.

جدول ۲. آنالیز میکروپروب مسکویت، پلاژیوکلاز و گارنت در نمونه‌ها

Mineral	Plagioclase								Garnet				
	Moscovite		AS11E			AS11C			AS11E				
	Section	AS11C	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Girt	Girt	Girt	Girt	Girt
Wt%Oxides	Ms1	Ms2	58.90	59.37	59.62	60.40	59.88	60.18	38.82	37.46	36.22	38.88	37.17
SiO ₂	44.17	45.04	BD	BD	BD	BD	BD	BD	0.03	0.34	0.07	0.06	0.03
TiO ₂	0.50	0.37	24.50	23.76	23.00	24.69	24.45	23.45	20.88	20.57	21.49	19.47	21.31
Al ₂ O ₃	36.05	36.57	BD	BD	BD	BD	BD	BD	30.5	28.16	29.4	29.5	30.97
FeO	BD	0.46	BD	BD	BD	BD	BD	BD	1.21	1.18	1.01	0.98	1.09
MnO	BD	BD	0.09	0.09	BD	0.06	0.09	0.09	3.68	2.42	2.70	2.64	4.64
MgO	0.79	0.76	4.68	5.38	4.91	5.08	5.15	5.85	3.69	7.01	6.76	6.56	1.81
CaO	0.03	0.08	9.59	9.46	9.27	10.21	8.51	8.81	BD	BD	BD	BD	BD
Na ₂ O	1.78	1.93	0.33	0.29	0.24	0.35	0.25	0.37	BD	BD	BD	BD	BD
K ₂ O	8.91	8.85	98.06	98.35	97.04	100.79	98.33	98.75	98.81	97.14	97.65	98.09	97.02
Total	92.23	94.06											
formula	11(O)	11(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	12(O)	12O	12(O)	12(O)	12(O)
Si	3.01	3.014	2.681	2.699	2.736	2.683	2.706	2.72	3.08	3.048	2.951	3.136	3.019
Ti	0.026	0.019	BD	BD	BD	BD	BD	BD	0.0017	0.0208	0.0042	0.0036	0.0018
Al	2.895	2.884	1.314	1.273	BD	1.293	1.302	1.249	1.961	1.972	2.064	1.851	2.04
Fe ⁺²	BD	0.026	BD	BD	BD	BD	BD	BD	2.032	1.916	2.003	1.99	2.103
Mn	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	0.0816	0.813	0.0697	0.669	0.0749
Mg	0.08	0.076	0.006	0.006	BD	0.004	0.006	0.006	0.437	0.293	0.327	0.317	0.561
Ca	0.002	0.006	0.228	0.262	0.241	0.242	0.249	0.283	0.315	0.611	0.59	0.567	0.157
Na	0.235	0.25	0.847	0.834	0.82	0.879	0.749	0.772	BD	BD	BD	BD	BD
K	0.774	0.755	0.019	0.017	0.014	0.02	0.014	0.021	BD	BD	BD	BD	BD
Total	7.022	7.029	5.095	5.09	5.061	5.12	5.023	5.052	7.92	7.94	8.01	7.93	7.96

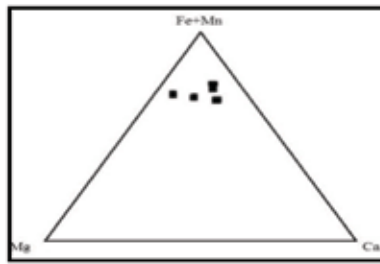
1. Amesite
2. Sudoite
3. Daphnite
4. Clinocllore

جدول ۳. نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ کانی‌های بیوتیت و کلریت در نمونه‌ها

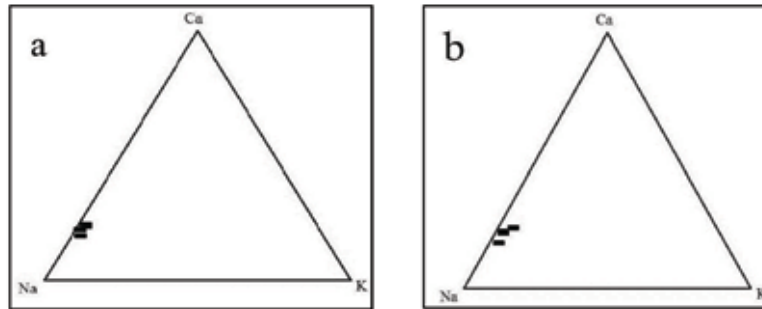
Mineral		Biotite								Chlorite			
Section		AS11E								AS11C		AS11C	
Wt%Oxides		Bt1	Bt2	Bt3	Bt4	Bt5	Bt6	Bt7	Bt8	Bt1	Bt2	Chl1	Chl2
SiO ₂		35.33	40.34	39.23	39.80	39.23	36.36	36.79	37.86	36.46	37.80	23.74	25.38
TiO ₂		2.18	2.05	2.20	2.35	2.05	1.20	1.45	1.47	1.22	1.38	0.05	0.05
Al ₂ O ₃		17.73	16.36	16.4	16.804	16.67	18.57	16.92	17.29	16.75	15.30	22.08	20.71
FeO		17.78	12.63	16.63	15.908	17.29	13.09	17.59	17.39	16.11	15.50	25.95	26.02
MnO		0.09	0.05	0.09	0.04	0.03	0.01	0.06	0.04	0.07	0.07	0.14	0.20
MgO		12.82	11.04	11.68	12.203	11.94	13.10	11.31	11.99	11.87	12.27	14.25	12.29
CaO		0.04	0.08	0.09	0.06	0.10	0.04	0.01	0.01	1.10	0.83	0.20	0.14
Na ₂ O		0.45	0.74	0.73	0.75	0.68	3.45	0.92	0.52	0.59	0.80	0.00	0.00
K ₂ O		8.45	8.96	8.50	8.52	7.77	8.85	9.16	8.88	8.04	8.27	0.00	0.00
Total		94.87	92.25	95.55	96.63	95.76	94.67	94.21	95.45	92.21	92.45	86.23	84.79
formula		12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	14(O)	14(O)
Si		2.921	3.309	3.172	3.17	3.159	2.97	3.065	3.088	3.07	3.17	2.563	2.779
Ti		0.135	0.126	0.134	1.40	0.124	0.074	0.09	0.09	0.077	0.087	0.004	0.004
Al		2.158	1.581	1.563	1.578	1.581	1.788	1.661	1.662	1.662	1.518	2.809	2.673
Fe ²		1.228	.866	1.124	1.062	1.164	0.844	1.225	1.185	1.134	1.089	2.343	2.383
Mn		0.006	0.003	0.006	0.002	0.002	0.001	0.004	0.003	0.005	0.005	0.013	0.019
Mg		1.579	1.35	1.408	1.449	0.433	1.596	1.405	1.457	1.49	1.531	2.293	2.006
Ca		0.003	0.006	0.007	0.005	0.008	0.003	0.001	.001	0.099	0.074	0.002	0.016
Na		0.072	0.117	0.114	0.115	0.105	0.546	0.148	0.081	0.096	0.129	BD	0.00
K		0.891	0.938	0.877	0.864	0.798	0.922	0.973	0.924	.800	0.883	BD	0.00
Total		8.993	8.296	8.405	8.385	7.374	8.744	8.572	8.491	8.43	8.49	10.028	9.88

جدول ۴. اعضای نهایی محاسبه شده کانی‌ها توسط نرم‌افزار AX (Holland and Powell, 1998)

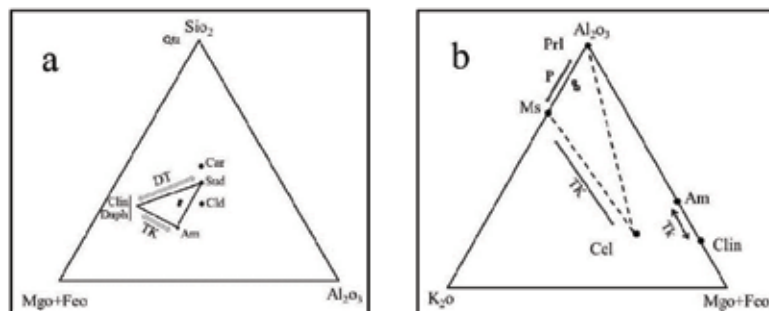
Section		AS11E								AS11C			
Mineral		Bt1	Bt2	Bt3	Bt4	Bt5	Bt6	Bt7	Bt8	Bt1	Bt2	Ms1	Ms2
End Member	Phl	0.064	0.07	0.064	0.07	0.066	0.094	0.065	0.073	0.08	0.075	-	-
	Ann	0.019	0.015	0.032	0.026	0.034	0.015	0.043	0.037	0.029	0.032	-	-
	En	0.07	0.036	0.039	0.043	0.041	0.071	0.046	0.049	0.042	0.049	-	-
	Ms	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.77	0.75
	Cel	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.017
Mineral		Grt1	Grt2	Grt3	Grt4	Grt5	Pl1	Pl2	Pl3	Pl1	Pl2	Pl3	
End member	Prp	0.0068	0.0032	0.004	0.0031	0.0113	-	-	-	-	-	-	-
	Grs	0.002	0.0115	0.0112	0.0085	0.00031	-	-	-	-	-	-	-
	Alm	0.27	0.23	0.25	0.23	0.33	-	-	-	-	-	-	-
	Sps	0.001	0.0017	0.0011	0.0084	0.0014	-	-	-	-	-	-	-
	An	-	-	-	-	-	0.35	0.41	-	0.35	0.39	0.37	-
	Ab	-	-	-	-	-	0.78	0.75	-	0.78	0.76	0.77	-
	Sa	-	-	-	-	-	-	-	0.83	-	-	-	-



شکل ۴. ترکیب شیمیایی گارنت تجزیه شده در نمونه‌ها، (گارنت‌های مطالعه شده بیشتر از نوع آلماندین و اسپسارتین هستند)



شکل ۵. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای تجزیه شده در نمونه‌ها. (a) پلاژیوکلازهای مطالعه شده دارای ۷۰ تا ۸۰ درصد آلبیت، ۲۰ تا ۳۰ درصد آنورتیت (نمونه AS11E)، (b) پلاژیوکلازهای مطالعه شده دارای ۷۰ تا ۸۰ درصد آلبیت، ۲۰ تا ۳۰ درصد آنورتیت (نمونه AS11C)،



شکل ۶. ترکیب شیمیایی، (a) کلریت تجزیه شده، کلریت‌های مطالعه شده بیشتر آمسیت و سدیت می‌باشد و عضو نهایی دافینیت و کلینوکلر کم است، (b) مسکویت تجزیه شده، میکاهای مطالعه شده عمدتاً مسکویت می‌باشد و عضو انتهایی سلادونایت بسیار کم است

شکل‌های مربوطه روند تغییرات Mg و Ca به صورت عکس هم هستند که نشان دهنده جاننشینی دوگانه بین آن‌ها است.

جدول ۵. تجزیه یک نمونه گارنت از مرکز به حاشیه.

	Fe	Mg	Mn	Al	Ca	Si
GrтCor	2.03	0.44	0.08	1.96	0.31	3.08
GrтInt	1.92	0.29	0.08	1.97	0.62	3.05
GrтInt	2.00	0.33	0.07	2.06	0.59	2.95
GrтRim	1.99	0.32	0.07	1.85	0.57	3.14

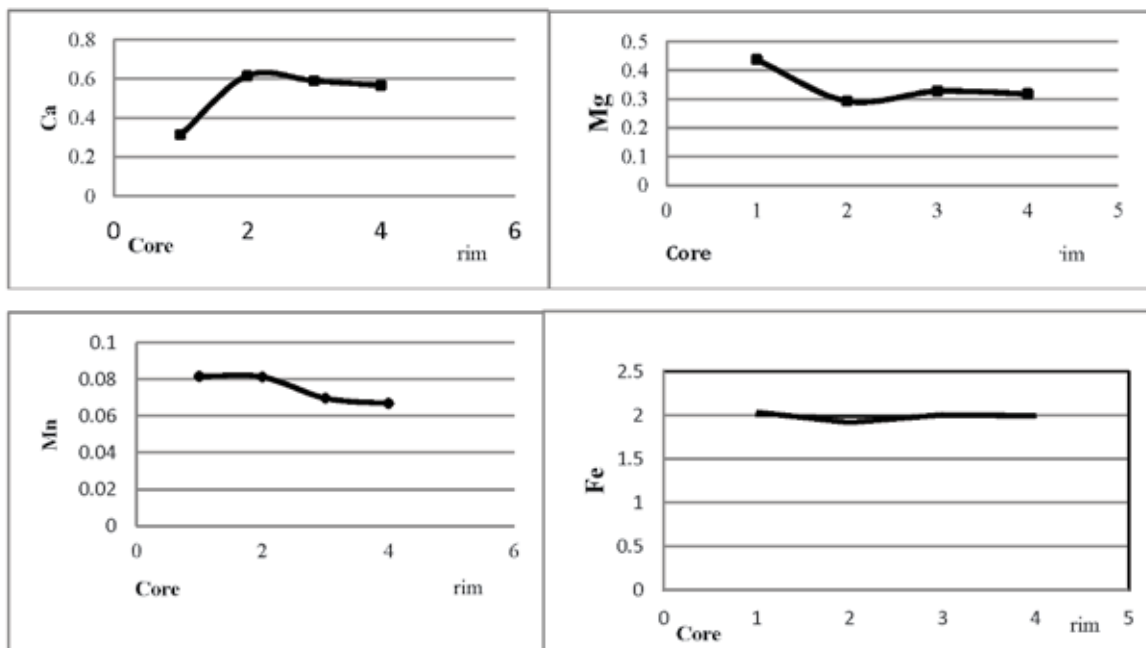
Grт Cor (نقطه مرکزی تجزیه پهنه‌بند گارنت)

Grт Int (نقطه میانی تجزیه پهنه‌بند گارنت)

Grт Rim (نقطه حاشیه‌ای تجزیه پهنه‌بند گارنت)

بررسی پهنه‌بند گارنت در سنگ‌های متاپلیت (گارنت‌شیت‌ها) منطقه

تجزیه نمونه گارنت از مرکز به ظرف حاشیه در جدول ۵ آورده شده است. پهنه‌بند گارنت یکی از مهم‌ترین معیارها برای درک تاریخچه سنگ‌های دگرگونی است. پهنه‌بند گارنت در سنگ‌های مختلف منطقه در شکل ۷ نشان داده شده است. با توجه به این شکل‌ها به طور کلی می‌توان پهنه‌بند گارنت در منطقه مورد مطالعه را این‌گونه شرح داد. کاهش مقدار آلماندین، پیروپ، اسپسارتین همراه با افزایش گروسولار از مرکز به طرف حاشیه دیده می‌شود. روند کاهش، تقریباً به طور نامنظم در اکسیدها دیده می‌شود. در



شکل ۶. نیمرخ منطقه بندی گارنت در سنگ‌های گارنت‌شایست منطقه مورد مطالعه

گارنت-بیوتیت به‌طریق تجربی، کالیبره شده است. در این بررسی از کالیبراسیون‌های زیر توسط محققین مختلف برای دماسنج گارنت-بیوتیت استفاده گردیده است که نتایج آن در جدول ۶ دیده می‌شود. جدول ۷ تجزیه‌های میکروپروب معرف گارنت-بیوتیت را در نمونه پلیتی نشان می‌دهد. واکنش تبادل Fe-Mg بین فلوگوپیت-آنیت و آلماندین-پیروپ به صورت $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ است. دماسنج (Ferry and Spear, 1978) به صورت $T = [4151 + 0.019P] / [RLnK + 1.554] \pm 50^\circ C$ (Thompson, 1976) معادله $T = [27.40 + 0.0254P] / [LnK + 1.56] \pm 50^\circ C$ را معرفی نموده است. (Holdaway and Lee (1977) رابطه حرارت و ضریب توزیع را به صورت $T = [6150 + 0.0246P] / [RLnK + 3.93] \pm 50^\circ C$ اثبات کرده‌اند. کالیبراسیون (Perchuk and Lavent, 1983) از زمین‌دماسنج گارنت-بیوتیت به شکل $T = [3890 + 9.56P] / [2868 + LnK] - 273$ است. کالیبراسیون‌های دیگر شامل (Hodges and Spear, 1982; Indares and Martingnole, 1985) می‌باشد. در تمام معادلات $K = (Fe/Mg)^{Bt} / (Fe/Mg)^{Gr}$ ، P

شرایط فشار- دمایی تشکیل سنگ‌های پلیتی دگرگون شده منطقه

دما-فشارسنجی

برای دما-فشارسنجی سنگ‌های متاپلیت از دو روش دماسنج تبادلی Fe-Mg گارنت-بیوتیت و واکنش‌های تعادلی چندگانه استفاده شد.

دماسنج تبادلی Fe-Mg گارنت-بیوتیت در سنگ‌های متاپلیتی کوه ارغون

توزیع Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت تابع حرارت است (Ferry and Spear, 1978). به‌علت این‌که تغییرات حجمی صورت گرفته در طی تبادلات مورد نظر بسیار کم و تغییرات انتروپی نسبتاً زیاد می‌باشد، در نتیجه واکنش‌های تبادلی تا حد زیادی مستقل از فشار عمل می‌کند و برای استفاده به‌عنوان دماسنج مناسب هستند (Thompson, 1976). از بین همه زمین‌دماسنج‌ها، دماسنج تبادلی Fe-Mg گارنت-بیوتیت، متداول‌ترین دماسنج می‌باشد، زیرا برای سنگ‌های زیادی که طیف وسیعی از درجات دگرگونی را پوشش می‌دهند از کاربرد گسترده‌ای برخوردار است. دماسنج

Mg در گارنت و بالا بودن مقدار دمای حاصل از کالیبراسیون تامپسون نسبت به دیگر کالیبراسیون‌های استفاده شده و همچنین نزدیک بودن مقدار دمایی این کالیبراسیون به بقیه کالیبراسیون‌ها، از مقادیر دمایی حاصل از کالیبراسیون تامپسون استفاده شده است. دماسنج (Indares and Martingnole, 1985) حرارت‌های حاصل را پایین‌تر نشان می‌دهد. با توجه به در نظر گرفتن مقدار Ti در بیوتیت و Mn در گارنت در مدل Indares and Martingnole حرارت‌های محاسبه شده پایین‌تر از دماسنج‌های دیگر هستند. پایین بودن حرارت طبق مدل (Indars and Martingnole, 1985) در مطالعات سنگ‌های دگرگونی حاوی گارنت-بیوتیت مناطق دیگر نیز مشخص شده است برای مثال (Moazzen, 1999).

فشار بر حسب بار، T درجه حرارت بر حسب سانتی‌گراد و R ثابت گازها می‌باشد. دمای بدست آمده برای معادلات مختلف با قرار دادن فشارهای متفاوت در این معادلات در جدول ۶ نشان داده شده است. همانطوری که ملاحظه می‌شود این دماسنج وابستگی کمی به تغییرات فشار نشان می‌دهد. با توجه به وابستگی کم دماهای محاسبه شده به فشار با فرض فشار 4kbar (محتمل‌ترین فشار در رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت) بالاترین دمای محاسبه شده ۶۱۵ و کمترین دمای محاسبه شده ۴۲۹ درجه سانتیگراد و برای هشت کیلوبار بالاترین دمای محاسبه شده ۶۴۴ و کمترین دمای محاسبه شده ۴۵۲ درجه سانتیگراد می‌باشد. با توجه به در نظر گرفتن مقدار حداکثر و حداقل Ti در بیوتیت و

جدول ۶. دماسنج گارنت-بیوتیت برای کالیبراسیون‌های مختلف بر حسب درجه سانتیگراد

Calibration P(Kbar)	Thomp	HandL	FandS	PandL	HandS	IandM
(Highest Ti in Bt and Mg in Grt) 4.0	615.5	599.0	609.7	595.7	631.7	552.2
6.0	630.2	605.8	617.6	604.9	639.5	560.0
8.0	644.9	612.7	625.6	614.1	647.3	567.8
(Mean of T estimates) 4.0	469.1	469.5	427.0	502.0	497.0	411.6
6.0	481.4	475.3	433.3	497.2	503.1	417.8
8.0	493.7	481.2	439.6	492.3	509.1	424.1
Lowest Ti in Bt and Lowest Mg in Grt) 4.0	429.1	433.2	380.2	470.4	435.5	447.9
6.0	440.7	438.7	386.1	465.8	441.2	453.8
8.0	452.3	444.3	392.0	461.0	446.9	459.7

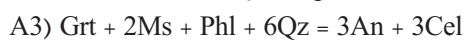
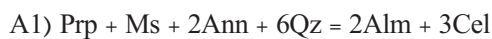
جدول ۷. تجزیه گارنت و بیوتیت در سنگ‌های پلیتی جنوب‌غرب ماه‌نشان (کوه ارغون)

تجزیه گارنت در سنگ‌های رسی جنوب‌غرب ماه‌نشان				تجزیه بیوتیت در سنگ‌های رسی جنوب‌غرب ماه‌نشان			
SiO2	37.17	36.22	38.88	SiO2	39.86	39.23	36.36
TiO2	0.03	0.07	0.06	TiO2	2.35	2.05	1.20
Al2O3	21.31	21.49	19.47	Al2O3	16.84	16.67	18.57
FeO	30.97	29.40	25.50	FeO	15.98	17.29	13.09
MnO	1.09	1.01	0.98	MnO	0.04	0.03	0.01
MgO	4.64	2.70	2.64	MgO	12.23	11.94	13.1
CaO	1.81	6.76	6.56	CaO	0.06	0.10	0.04
Total	97.02	97.65	98.09	Na2O	0.75	0.68	3.45
				K2O	8.52	7.77	8.85
				Total	96.63	95.76	94.67
محاسبه کاتیون در بیوتیت به ازای 12 اکسیژن				محاسبه کاتیون در گارنت به ازای 12 اکسیژن			
Si	3.019	2.951	3.136	Si	3.17	3.159	2.97
Ti	0.0018	0.0042	0.0036	Ti	1.40	0.124	0.074
Al	2.04	2.064	1.851	Al	1.578	1.581	1.788
Fe	2.103	2.003	1.99	Fe2+	1.062	1.164	0.844
Mn	0.0749	0.0697	0.669	Mn	0.002	0.002	0.001
Mg	0.561	0.327	0.317	Mg	1.449	0.433	1.596
Ca	0.157	0.59	0.567	Ca	0.005	0.008	0.003
Total	7.923	8.01	7.933	Na	0.115	0.105	0.546
K	0.864	0.798	0.922				
Total	8.385	7.374	8.744				

واکنش‌های تعادلی چندگانه

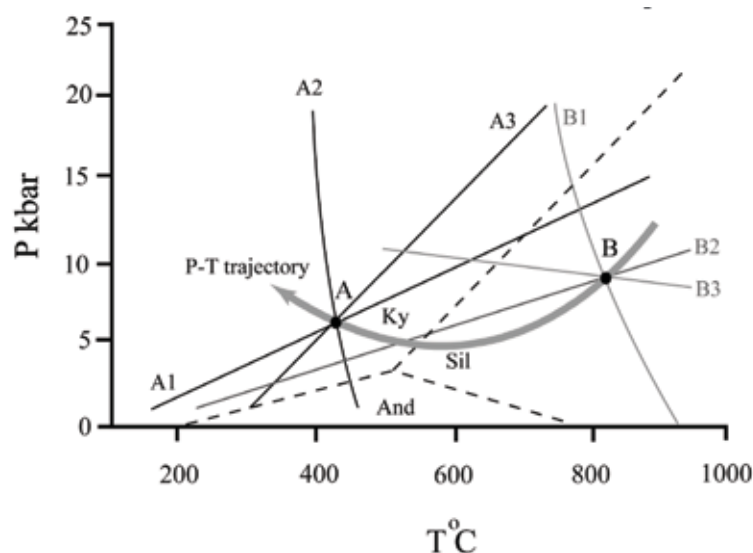
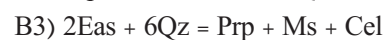
درجه سانتی‌گراد و فشار 7kbar و برای واکنش‌های دما بالا دمای حدود ۸۰۱ درجه سانتی‌گراد و فشار 9kbar را نشان می‌دهد. محل تقاطع واکنش‌های دما بالا در محدوده پایداری سیلیمانیت قرار می‌گیرد. واکنش‌های حاصل برای دما بالا (نقطه A) و دما پایین (نقطه B) به صورت زیر است (واکنش‌های کانی‌شناسی با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک (Powell and Holland, 1985) بدست آمده است).

A:



ترسیم منحنی واکنشی بین اعضای نهایی کانی‌های موجود در نمونه‌های مطالعه شده به همراه نمودار پایداری پلی‌مورف‌های آلومینوسلیکات بر روی شکل ۸ نشان داده شده است. محدوده پایداری دمای پایین بر محدوده پایداری کیانیت منطبق است. محل تقاطع منحنی‌های واکنشی در شکل ۸ برای واکنش‌های دما پایین، دمای حدود ۴۵۰

B:



شکل ۸. تعادل کانی‌شناسی چندگانه برای سنگ‌های پلیتی (حداکثر فشار و دما با نقطه B و حداقل فشار و دما با نقطه A مشخص گردیده است). پیکان ضخیم خاکستری رنگ قسمتی از مسیر دما - فشار تجربه شده توسط سنگ‌ها را نشان می‌دهد

جایگزینی یک توده نفوذی می‌تواند از صد هزار سال تا چند میلیون سال طول بکشد. بنابراین توده‌های نفوذی که در حین دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ می‌کنند هر یک 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 (Peterson, 1989). 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

فاز دوم دگرگونی ناحیه‌ای همراه با نفوذ توده‌های گابرویدیوریتی در منطقه است. موازی بودن روند توده‌های نفوذی در منطقه با امتداد گسل‌های اصلی و نیز موازی بودن برگوارگی در توده با سطوح شیستوارگی در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای دلیلی بر هم‌زمانی جایگزینی توده با تغییرشکل‌های ناحیه‌ای می‌باشند. توده‌های نفوذی که در حین دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ می‌کنند به همراه سنگ‌های میزبان‌شان حاوی اطلاعات زیادی در مورد زمان و ماهیت جنبش‌های ناحیه‌ای و اطلاعاتی در مورد شرایط حرارتی حاکم بر سیستم در طی سرد شدن ماگما می‌باشند. زمان

محاسبه شده برای حد بالایی و حد پایینی دگرگونی، حدود ۸۰۱ درجه سانتی‌گراد و فشار 9kbar و ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار 7kbar محاسبه شد.

سپاسگزاری

این مقاله حاصل بخشی از مطالعات صورت گرفته در پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول می‌باشد که توسط تحصیلات تکمیلی دانشگاه زنجان حمایت شده است. از سردبیر و داوران محترم مجله برای نقطه نظرات بسیار سازنده تشکر می‌شود.

منابع

- بهنام، ص.، ۱۳۹۰. پتروگرافی و زمین‌شیمی توده نفوذی دگرگون شده کوه ارغون، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه زنجان، ایران.
- سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۳، نقشه تخت سلیمان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰
- ساکی، ع.، ۱۳۸۲. مطالعه دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی جنوب غرب ماه‌نشان استان زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تبریز، ۱۰۶.
- ساکی، ع.، موذن، م.، موید، م. و مجتهدی، م.، ۱۳۸۱. ارتباط بین تبلور کانی‌ها و دگرشکلی در منطقه جنوب غرب ماه‌نشان، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- ساکی، ع.، موذن، م.، موید، م. و مجتهدی، م.، ۱۳۸۱. واکنش‌های دگرگونی و پهنه‌های کانیایی در سنگ‌های کالک-سیلیکاته منطقه جنوب غرب ماه‌نشان، دهمین گردهمایی انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- سرخوشی، ع.، ۱۳۹۰. بررسی سنگ‌های دگرگونی جنوب غرب ماه‌نشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، ایران.
- موذن، م.، ساکی، ع. و موید، م.، ۱۳۸۱. دماسنجی سنگ‌های متاپلیتی جنوب غرب ماه‌نشان به کمک زوج کانی گارنت - بیوتیت. دهمین گردهمایی انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1982. Towards a paleogeography and tectonic evolu-

برخوردار است که این 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 ملاحظه می‌شود (شکل ۸)، کاهش دما (حدود ۳۵۱ درجه سانتی‌گراد) به ازای کاهش کمتر فشار (حدود 2kbar) در سنگ‌های متاپلیت منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. احتمالاً کاهش دما با فرسایش و بالآمدگی و یا برخاستگی حدود هفت کیلومتر صورت گرفته است. به احتمال زیاد با تأثیر 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.

نتیجه‌گیری

مطالعه سنگ‌های متاپلیتی کوه ارغون سه گروه سنگی شامل بیوتیت‌شیسست‌ها، مسکویت‌شیسست‌ها و گارنت‌شیسست‌ها را مشخص کرد که دو مرحله دگرشکلی و دگرگونی را به خوبی در خود ثبت کرده‌اند. مطالعه گارنت‌شیسست‌ها مشخص کرد که گارنت‌ها طی دو مرحله قبل و بعد از تکتونیک رشد کرده‌اند. مطالعات ترکیب شیمیایی کانی‌های تجزیه شده به روش الکترون مایکروپروب نشان داد، گارنت‌ها غنی از آلماندن و اسپسارتین، پلاژیوکلازها غنی از آلبیت، میکای سفید غنی از اعضای نهایی مسکویت، کلریت بیشتر دارای اعضای نهایی آمسیت و سدیت است و فلوگوپیت-آنیت تشکیل دهنده اصلی بیوتیت می‌باشند. دما و فشار تشکیل سنگ‌های متاپلیتی کوه ارغون با استفاده از دماسنج تبادل کاتیون Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با فرض فشار 4kbar کیلوبار بالاترین حرارت محاسبه شده ۶۱۵ و کمترین حرارت محاسبه شده ۴۲۹ درجه سانتی‌گراد و برای 8kbar بالاترین حرارت محاسبه شده ۶۴۴ و کمترین حرارت محاسبه شده ۴۵۲ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. با استفاده از روش تعادل کانی‌شناسی چندگانه، به ترتیب فشار و دمای

- tion of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210 - 265.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contribution to Mineralogy and Petrography*, 66, 113-117.
 - 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 metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine*, 71(2), 203-222.
 - Hobbs, E. B., Means, W. and Williams, P., 1976. *An outline of structure geology*. John Wiley and Sons.
 - Holland, T. and Powel, R., 1998. An internally consistent data set for phases of petrologic interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
 - Holdaway, M. J., and Lee, S. M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental theoretical and natural observation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 175-198.
 - Hodges, K. V. and Spear, F. S., 1982. Geothermometry, geobrometry and Al_2SiO_5 triplepoint at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67, 1118-11394.
 - Indarse, A. and Martingole, J., 1985. Biotite garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, 70, 272-278.
 - Moazzen, M., 1999. Contact metamorphic processes in the Etive aureole, Scotland. Unpublished Ph.D. thesis, University of Manchester, 392.
 - Moazzen, M., Oberhansli, R., Hajialioghli, R., Moller, A., Bousquet, R., Droop, G. T. R. and 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.
 - 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 of AOGS, Busan, Korea, 16-20.
 - Moazzen, M., Hajialioghli, R., Moeller, A., Droop, G. T. R., Oberhansli, R., Altenberger, U. and Jahangiri, A., 2013. Oligocene partial melting in the Takab metamorphic complex, NW Iran: Evidence from in situ U-Pb geochronology. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 24(3), 217-228.
 - Powell, R., Holand T. J. B., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 1. Methods and a worked example. *J metamorphic Geol*, 3, 327-342.
 - Perchuk, L. L. and Lavernteva, I. V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxena, S. K. (ed) *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Springer, New York, 199-239.
 - Peterson, T. D. and Peralkaline Nephelinites, L., 1989. Comparative Petrology of Shombole and Oldoinyo. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 458-478.
 - Ramazani, J. and Tucker, R. D., 2003. The Saghand region. Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics *American Journal of Science*, 303, 622-665.
 - Seifert, F., 1978. Bedeutung und Nachweis von thermodynamischen Gleichgewicht und die interpretation von Ungleichgewichten.

Fortschr Mineral, 55, 111-134.

- Spear, F. S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature time paths. Mineralogical Society of America. Monograph, 799.

- Spear, F. S. and Peacock, S. M., 1989. Metamorphic pressure-temperature-time paths. American Geophysical Union, Short Course in Geology, 7, 102.

- Thompson, A. B., 1976. Mineral reactions in polytic rock: 2. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relation. American Journal of

Science, 297, 401-424.

- Vidal, O. and Parra, T., 2000. Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite±phengite assemblage. Geological Journal, 35, 139-161.

- Will, T. M., 1995. Phase Equilibria in Metamorphic Rocks, Thermodynamic Backgrounds and Petrological Applications, 350.

- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.